

PALEOSSISMICIDADE E SEDIMENTAÇÃO — EVIDÊNCIAS NO COMPARTIMENTO SUL DA BACIA DO RECÔNCAVO, BAHIA

PALEOSEISMICITY AND SEDIMENTATION EVIDENCE FOUND IN THE SOUTHERN COMPARTMENT OF THE CRETACEOUS RECÔNCAVO BASIN, STATE OF BAHIA, BRAZIL

Guilherme Pederneiras Raja Gabaglia¹

RESUMO — Sedimentos cretácicos que sofreram deformação em seu estado inconsolidado encontram-se significativamente melhor representados nos intervalos estratigráficos contemporâneos à tafrogenia das bacias marginais brasileiras. No estágio *drift*, essas fácies são muito menos expressivas. Na Bacia do Recôncavo, as Camadas Caruaçu da Formação Marfim e o Membro Pitanga da Formação Candeias exibem, tanto em testemunhos como em afloramentos, deformações desta natureza. A fração granulométrica ótima (entre areia fina e silte) e a grande quantidade de água, presentes nos sistemas deltaicos do *Rift* do Recôncavo, associam-se à energia sismológica derivada do tectonismo atuante durante a sua implantação, constituindo-se nas circunstâncias geológicas fundamentais para a ocorrência daquelas fácies. Analogias com o Recente, bem como dados de caráter quantitativo ou semi-quantitativo, são apresentados, no sentido de sustentar o modelo que vincula paleossismicidade e sedimentação.

(Originais recebidos em 10-04-91).

ABSTRACT — *Cretaceous Sediments that have undergone deformation in their unconsolidated state are significantly best represented in stratigraphic intervals contemporary to the taphrogeny of the Brazilian marginal basins. In the drift stage, these facies are much less expressive. The Caruaçu Layers (Marfim Formation) and the Pitanga Member (Candeias Formation) in the Reconcavo Basin show deformations of this nature in core samples and outcrops. The optimum granulometric fraction (from silt to fine sand) and the significant amount of water that are present in the deltaic systems of the Reconcavo Rift get associated with the seismological energy resulting from the existing tectonics during its implantation and create the fundamental geological circumstances for the occurrence of such facies. Analogies with the Recent, as well as quantitative and semi-quantitative data are presented to support the model that associates paleoseismicity to sedimentation.*

(Expanded abstract available at the end of the paper).

1 — INTRODUÇÃO

As bacias tipo *rift* constituem-se em receptáculos exemplares para o desenvolvimento de estudos de natureza tectono-sedimentar, nas mais diversas escalas, dado o caráter vigoroso de implantação de seu arcabouço estrutural, cujo reflexo é um particularmente denso e variado registro sedimentar.

No Eocretáceo da Bacia do Recôncavo, o Lago Candeias, adentrado por um sistema de deltas intermitentes e progradantes, deu origem a um complexo sedimentar cuja evolução estivera influenciada, geométrica e sismologicamente, pelos campos de tensões crustais atuantes à época de seu desenvolvimento. A sismicidade de um sistema *rift* é fator relevante tanto no que se refere ao desequilíbrio que

possa gerar em corpos sedimentares localizados em frentes deltaicas, constituindo-se em elemento de maior importância no desencadeamento dos grandes fluxos e escorregamentos subaquosos, como no que se relaciona à mudança estática ou dinâmica do estado físico dos sedimentos sublacustres, sujeitos a eventuais sobrecargas sedimentares.

O intervalo estratigráfico afeto a este artigo corresponde às fácies interpretadas como transicionais, de origem deltaica e lacustre (Mello *et al.* 1971), componentes do Membro Pitanga da Formação Candeias, e das Camadas Caruaçu da Formação Marfim, correspondentes aos arenitos maciços e às intercalações rítmicas e/ou tabulares de arenitos, siltitos e folhelhos. O intervalo bioestratigráfico que se lhes relaciona está compreendido entre a subzona de ostracodes *Cypridea (Morinoides) hadrono-*

1 - Setor de Desenvolvimento em Geociências (SEDGEO), Centro de Desenvolvimento e Recursos Humanos Sudeste (CEN-SUD), Serviço de Recursos Humanos (SRECE), Rua General Canabarro, 500, CEP 20271, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

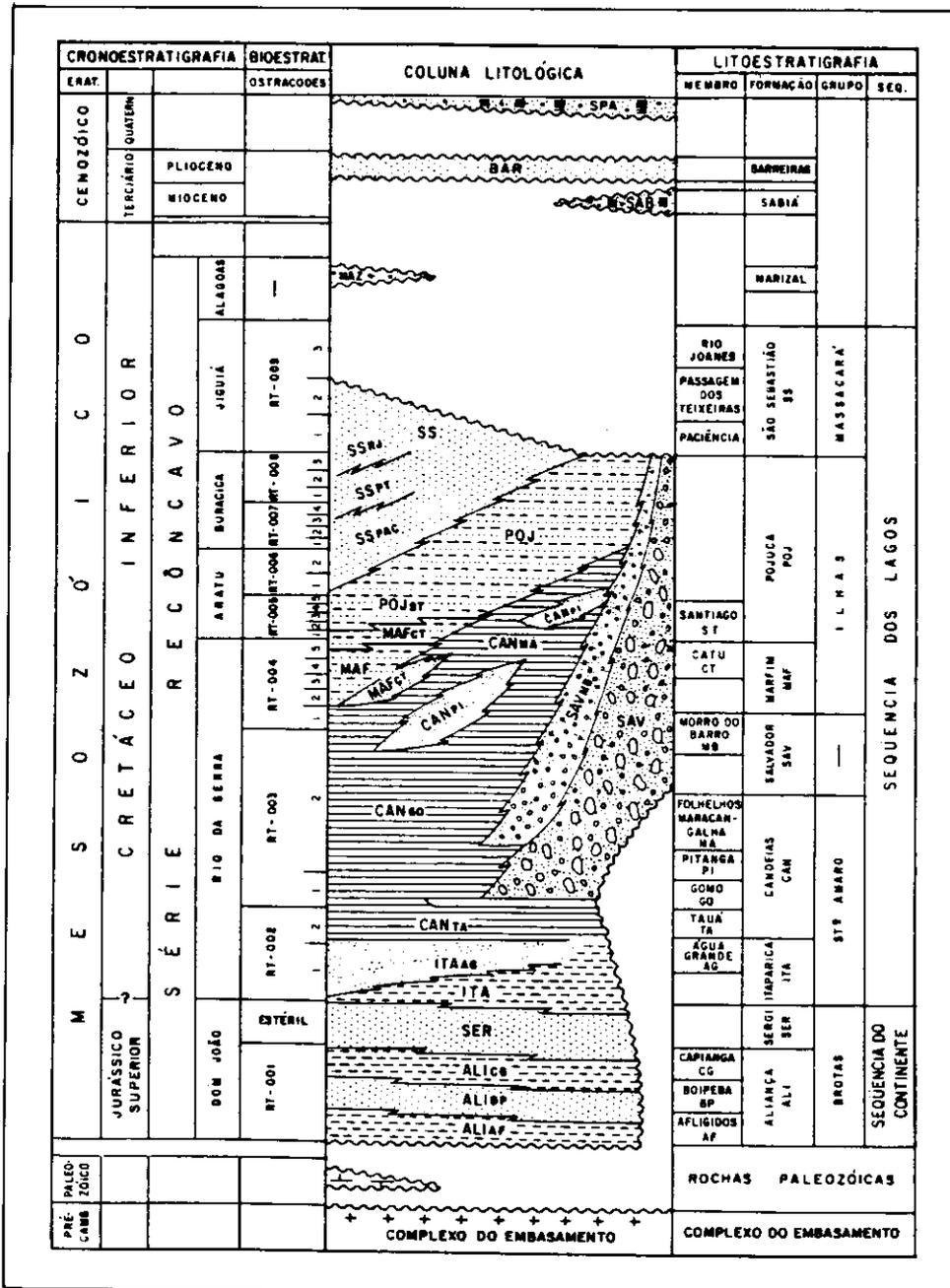


Fig. 1 - Unidades estratigráficas da Bacia do Recôncavo (Medeiros e Ponte, 1981; modif. de Viana et al. 1970).

Fig. 1 - Stratigraphic units of the Recôncavo Basin (after Medeiros and Ponte, 1981; modified from Viana et al. 1970).

dosa KROMMELBEIN da Zona *Cypridea* (*Morinoides*) *Candeiensis* KROMMELBEIN e a Zona *Cypridea* (*Morinina?*) *bibullata bibullata* WICHER, codificadas pela PETROBRÁS, respectivamente, como Subzona RT-003-2 e Zona RT-006 (Viana et al. 1971 — fig. 1; Silva et al. 1989).

Complementa-se, neste trabalho, os modelos que atribuem uma origem puramente sedimentogênica, em sua acepção *sensu stricto*, aos processos responsáveis pelo preenchimento da fase *rift* da Bacia do Recôncavo, através do estudo do caráter pulsativo de liberação de energia durante o

desenvolvimento de seu arcabouço estrutural, onde o Sistema de Falhas de Salvador desempenhou papel preponderante. Evidências de deformações de camadas sedimentares em estado inconsolidado estão explicitamente registradas em afloramentos e testemunhos, ou podem ser inferidas a partir das seções geológicas e da interpretação de, no caso da Bacia do Recôncavo, sutis variações no caráter de alguns refletores em seções sísmicas. A importante análise dos dados de geologia de superfície determinou, nesta fase, a restrição do estudo ao Compartimento Sul da bacia (fig. 2).

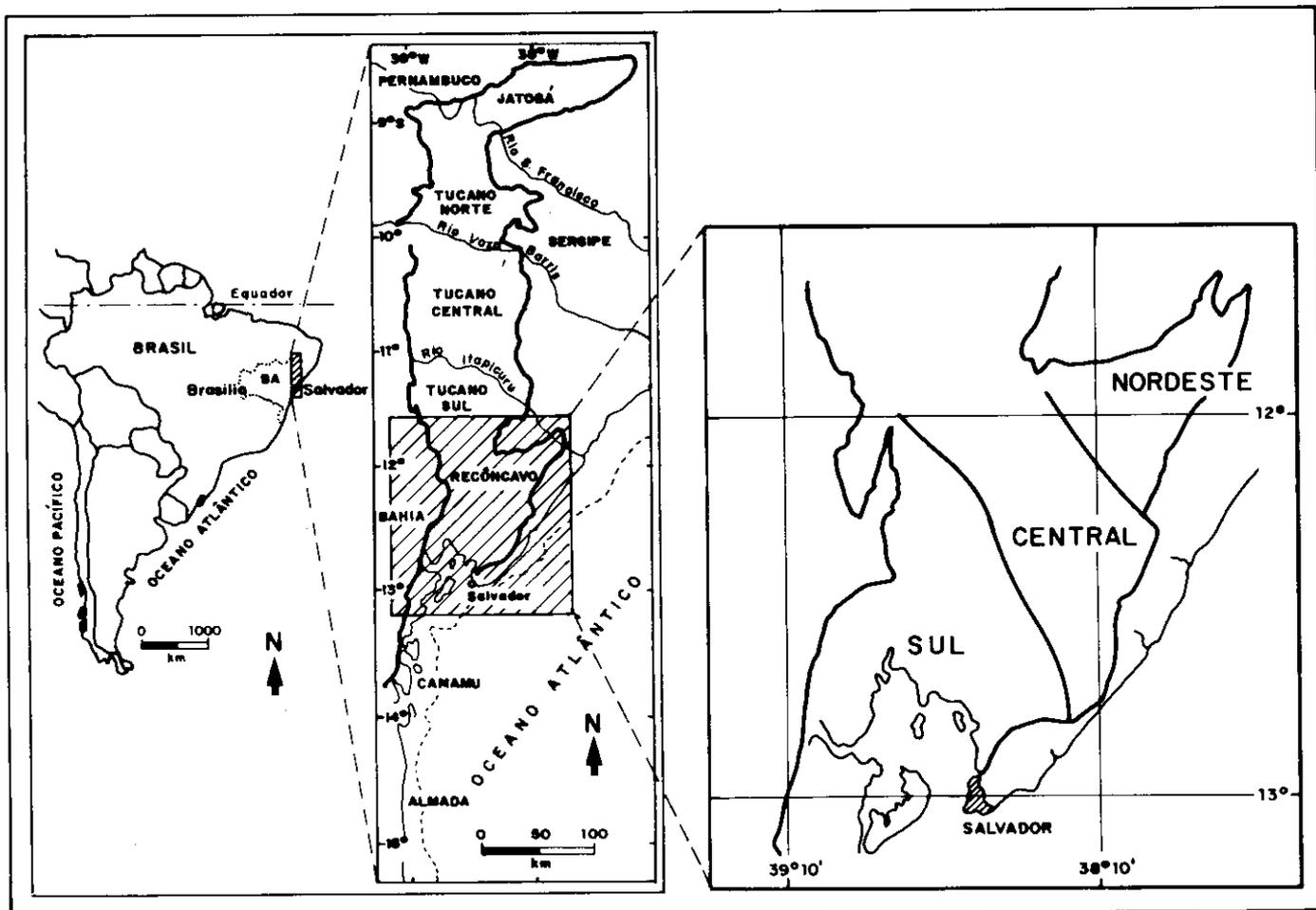


Fig. 2 - Situação da Bacia do Recôncavo.
Fig. 2 - *Recôncavo basin location.*

2 – MÉTODO DE INVESTIGAÇÃO

Na elaboração do modelo proposto, procedeu-se a (fig. 3):

A) Seleção de sete afloramentos e dez intervalos testemunhados do Compartimento Sul. Descrição dos afloramentos e de dois dos intervalos, o 7-LM-14 e o 7-MUI-9, os quais totalizam cerca de 177,5 m recuperados, seguindo critérios pelos quais enfatizou-se o contraste das fácies suscetíveis ao processo de liquidização (*vide* detalhamento a seguir), quando estivessem deformadas e não-deformadas.

Para os testemunhos, estabeleceram-se cerca de nove fácies, agrupadas em conjuntos a partir de suas possíveis relações com a atividade sísmica da bacia, denominados de:

a) fácies deposicionais *sensu stricto* (SS) — onde os caracteres deposicionais primários estão integral e indubitavelmente preservados;

b) fácies deposicionais sísmogênicas (S) — para as quais a possibilidade de origem sísmica, direta ou indireta, é grande, tomando-se como base

os dados de campo, onde, por vezes, encontram-se representadas com considerável continuidade lateral. Tais dados revelam que essas deformações são anômalas, em espessura, ao ritmo regular de deposição dos estratos subjacentes e subjacentes, não devendo, na maioria dos casos, ser interpretadas como o intervalo convolvido (Tc de Bouma, 1962) de um fluxo turbidítico em contexto uniformitarista. Assim, tais fácies são tidas como reflexo de um evento episódico (energeticamente anômalo), seja como fruto de deformação *in situ*, seja envolvendo transporte lateral de massa.

c) fácies deposicionais de origem indefinida (I) — onde o caráter de deformação ou de ausência de estruturas sedimentares (caráter maciço) pode ser observado, o qual admite tanto a interpretação de uma origem deposicional *sensu stricto*, como sísmogênica.

Se forem agrupadas as fácies S, I e S+I em intervalos, mais de 90% deles terão espessura superior a 10 cm e cerca de 80% superior a 20 cm, o que deixa claro o seu caráter anômalo em relação aos pulsos rítmicos regulares, cujo limite superior de espessura é, em média, decimétrico.

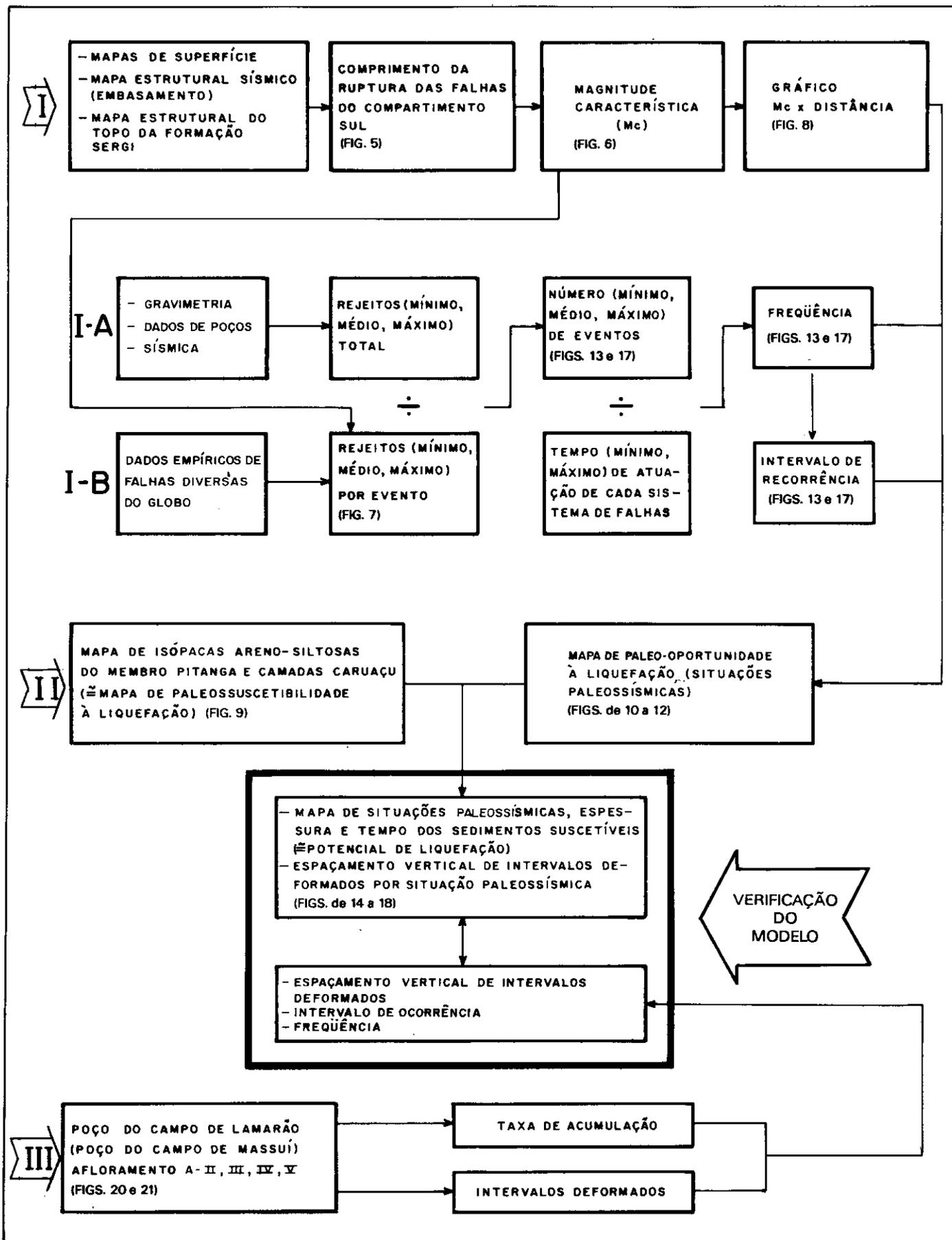


Fig. 3 - Fluxograma lógico do artigo I, II e III — dados independentes.

Fig. 3 - Logic flow chart of the study I, II and III — independent data.

Para se considerar temporalmente tais fácies, assumiram-se as taxas de deposição média pretéritas conforme calculadas por Silva *et al.* (1989), bem como o tempo decorrido para a deposição de todo o conjunto, estimado a partir de dados paleontológicos.

B) Inferências sobre a atividade pulsativa das falhas do Compartimento Sul, as quais bordejam o Baixo de Camaçari e os patamares de Cassaron-gongo e São Domingos (sistemas de falhas de Salvador e de Paranaguá-Nova América) (figs. 4 e 5):

a) pela expressão geométrica dos segmentos de falha, ou seja, por sua extensão, extrapolou-se a magnitude característica mais provável dos sismos a eles relacionados, que testemunharam a implantação do sistema *rift*. Considerou-se as seguintes extensões dos segmentos:

I) Sistema de Falhas de Salvador: (a) Segmento A: 18 km; (b) Segmento B: 16 km, (c) Segmento C: 28 km; (d) Segmento D: 28 km; (e) Segmento E (se considerado único): 56 km;

II) Sistema de Falhas de Paranaguá — Nova América: (a) Segmento F: 21 km; (b) Segmento G: 28 km; (c) Segmento H: 41 km.

Esta metodologia parte da premissa de Schwartz e Coppersmith (1984), de que a cada segmento de falha está associada uma magnitude específica de sismo, denominado por eles de terremoto característico. Por outro lado, Bonilla *et al.* (1984), e outros, evidenciaram, com sólida base estatística, uma relação entre comprimento da ruptura à superfície, de uma falha, e a magnitude do terremoto (fig. 6).

b) pela associação do conhecimento do rejeito total, calculado por gravimetria e através de seções geológicas regionais, e do rejeito por evento sísmico, estimado a partir de dados empíricos de Schwartz e Coppersmith (1984) e Bonilla *et al.* (1984) (entre outros) (fig. 7), com o tempo total decorrido durante toda a história de falhamento, ou seja, entre 12 e 24 M.a. (neste trabalho, assumiram-se as idades com base em estimativas a partir de escalas propostas pela PETROBRÁS/CENPES/DIVEX/SEBIPE, e por Regali e Viana, 1989), obteve-se a frequência e o intervalo de tempo de recorrência dos sismos na seção considerada.

c) através de gráfico de concepção igualmente empírica de Kuribayashi e Tatsuoka (1975) e Youd (1977) (*apud* Allen, 1986) (fig. 8), verificou-se que a magnitude (considerada como característica) dos terremotos que afetaram o Compartimento Sul seria suficiente para liquefazer grande parte dos depósitos sedimentares suscetíveis a este processo. São considerados, neste caso, os sedimentos situados à superfície e a pequenas profundidades sob a interface água-sedimento, à época de ocorrência de cada evento. Correntes de turbidez geradoras de intervalos anormalmente espessos e/ou deformados, bem como os escorregamentos subaquosos, também foram tidos

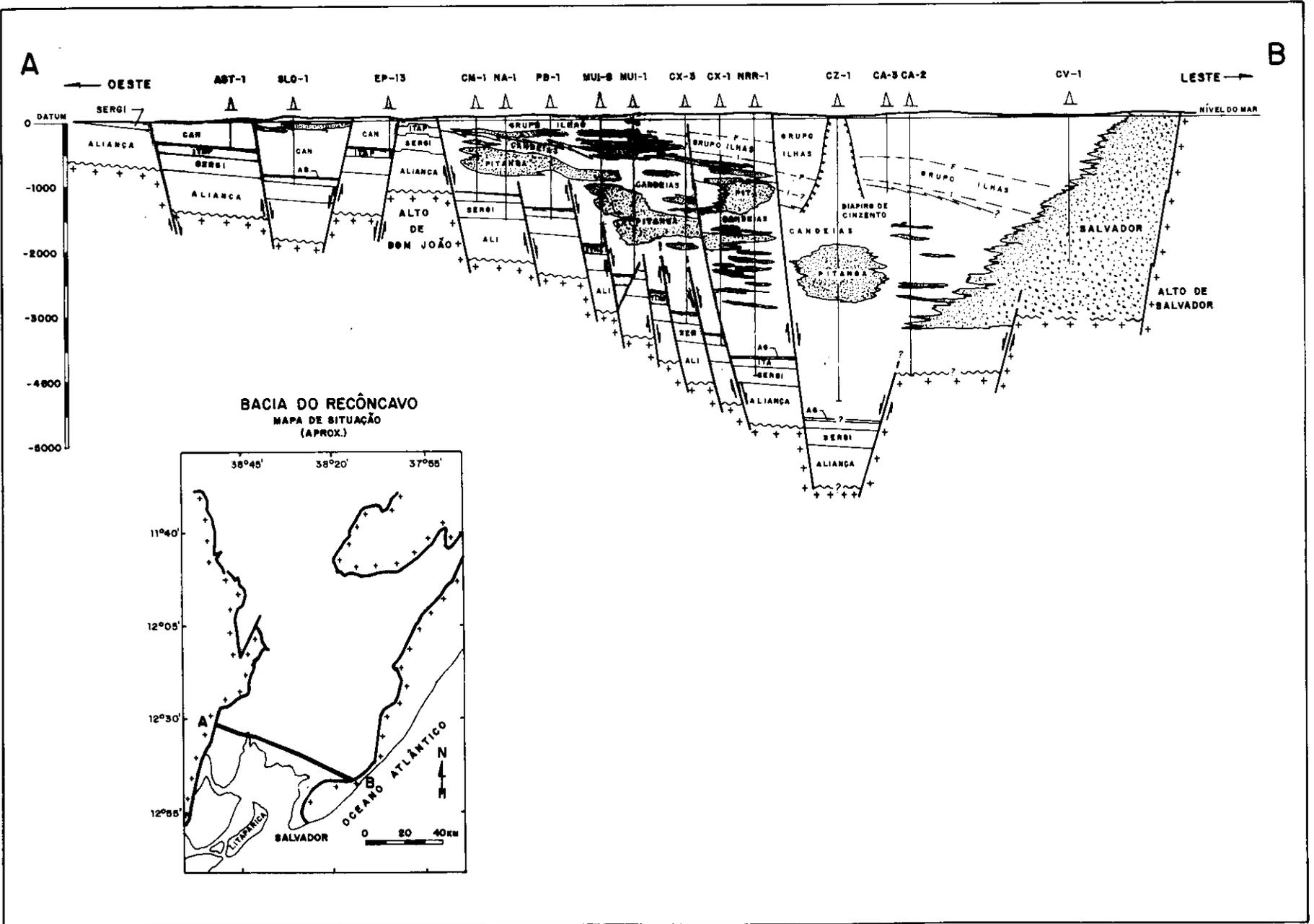
como reflexo de atividade sísmica, estes últimos capazes mesmo de envolver diversas das fácies já deformadas por eventos prévios. Foram assim elaborados mapas de paleossuscetibilidade, de paleo-oportunidade e de paleo-potencial de liquefação, adaptando-se os conceitos introduzidos por Youd e Perkins (1978) (*apud* Tinsley *et al.* 1985), segundo os quais avalia-se o potencial de liquefação em sedimentos quaternários da Califórnia:

I) o mapa de suscetibilidade à liquefação delinea áreas onde materiais passíveis de liquefação estarão presentes; em se tratando de sedimentos cretáceos, a granulometria, bem como as inferências de presença de água, baseadas na interpretação dos sistemas deposicionais associados, constituem-se nos principais elementos de definição dessas áreas. O mapa apresentado na figura 9 resulta da superposição das isópacas de fácies suscetíveis (Camadas Caruaçu e Membro Pitanga) e das isópacas do Membro Gomo, representativas da fisiografia do substrato sobre o qual depositaram-se aquelas fácies. O sítio deposicional das fácies suscetíveis corresponde, portanto, às regiões instáveis, intermediárias entre as frentes dos deltas e o sopé dos mesmos.

II) o mapa de oportunidade de liquefação mostra o período de repetição (recorrência) dos terremotos que são fortes o suficiente para gerarem liquefação em sedimentos suscetíveis. Apresentam-se mapas que ilustram situações paleossísmicas de mesma frequência (máxima, média e mínima possível — função da dispersão de dados hoje coletados no mundo inteiro) de terremotos capazes de provocar liquefação em sedimentos suscetíveis (figs. 10, 11 e 12). As falhas do flanco leste são tidas com tempo máximo de desenvolvimento da ordem de 24 M.a. e mínimo de 12 M.a.; as do flanco oeste, 15 M.a. e 7,5 M.a., respectivamente. A tabela I corresponde aos números necessários à confecção dos mapas. Os abalos sísmicos foram considerados, do ponto de vista estatístico, mutuamente independentes e não-exclusivos.

III) o mapa de potencial de liquefação constitui-se no agrupamento, por superposição, dos dois mapas anteriores; deve expressar o conceito que a probabilidade de acidentes de liquefação em certas áreas pode ser maior do que em outras, seja devido a diferenças nas propriedades físicas dos materiais envolvidos (suscetibilidade à liquefação), seja devido às diferenças nos períodos de repetição (recorrência) de terremotos fortes o suficiente para induzir liquefação em materiais suscetíveis (oportunidade de liquefação). Assim, nas figuras 13, 14 e 15, para cada situação paleossísmica estão expressas a espessura máxima e mínima de ocorrência de sedimentos suscetíveis. O número máximo e mínimo de intervalos esperados de se encontrarem liquefeitos (que corresponde ao total máximo e mínimo de abalos capazes de provocar liquefação), bem como a expectativa de espaçamento vertical dos mesmos, são apresentados nas tabelas II e III. Assumiu-se o tempo de duração da deposição das areias e dos siltes

Fig. 4 - Seção dip do Compartimento Sul (DEXBA).
Fig. 4 - Dip section of the Southern Compartment (DEXBA).



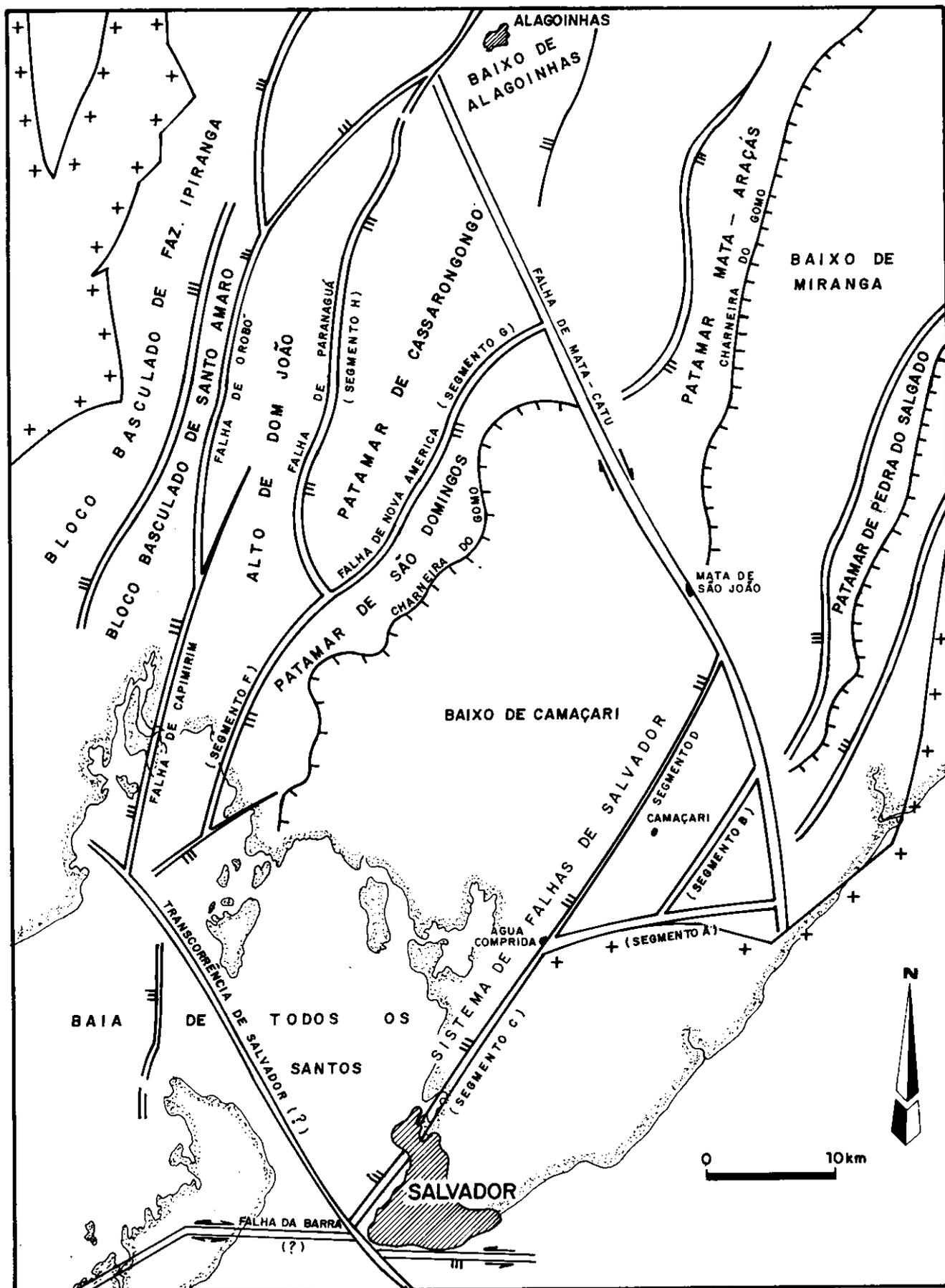


Fig. 5 - Arcabouço estrutural do Compartimento Sul (modificado de DEXBA).
 Fig. 5 - Structural framework of the Southern Compartment (modified from DEXBA).

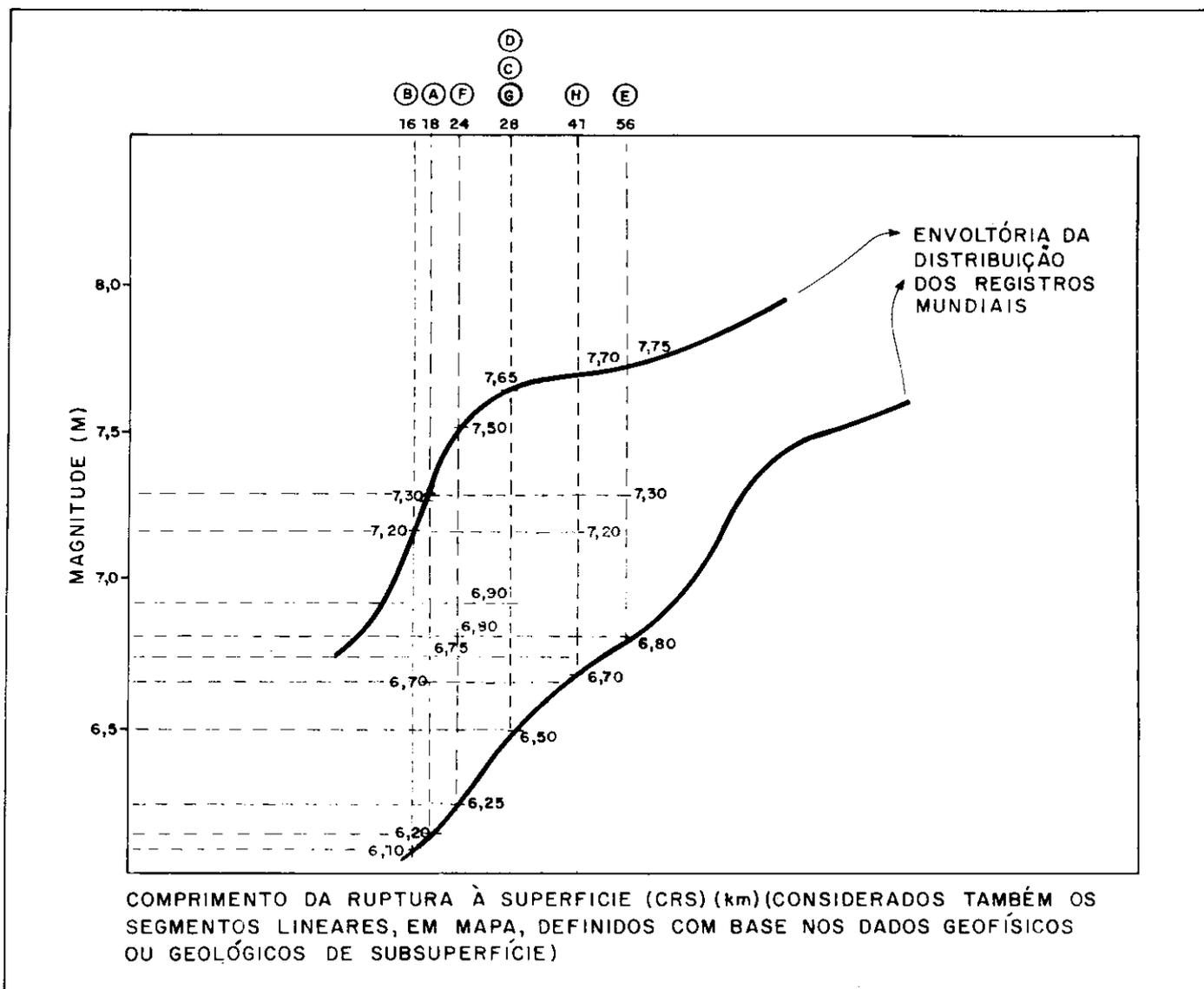


Fig. 6 - Relação entre magnitude e comprimento da ruptura de segmentos de falhas à superfície (Bonilla *et al.* 1984 e outros).
 Fig. 6 - Relation between magnitude and rupture length of surface faults (after Bonilla *et al.* 1984 and others).

(fig. 9), tanto nas partes mais espessas (com pouca intercalação de folhelhos) quanto nas partes mais delgadas (com muito folhelho intercalado), como 7,5 M.a. (como se estivessem condensados em seu intervalo de maior ocorrência — Zona RT-004 — Silva *et al.* 1989). Para se considerar, em cada situação paleossísmica, uma espessura total de sedimentos que correspondessem aos 7,5 M.a., considerou-se, como referência, a proporcionalidade entre a isópaca total da Formação Jacuípe (Silva *et al.* 1989) e a espessura bem controlada dos poços da zona de maior influxo silto-arenoso (Campo de Lamarão) (tabela III).

Como resultado, obteve-se a frequência de ocorrência dos paleossismos capazes de liquefazer sedimentos suscetíveis, bem como o espaçamento vertical esperado de níveis deformados, de forma independente de qualquer informação direta do registro sedimentar.

C) Confrontação dos dados sedimentológicos e das deduções da atividade sísmológica. Foram considerados alguns cálculos de máximo e mínimo, aceitáveis dentro da margem de erro dos métodos propostos.

3 — AGENTES E PROCESSOS GEOLÓGICOS RESPONSÁVEIS PELO FENÔMENO DE LIQUIDIZAÇÃO

Ao considerar uma feição deformativa impressa em rocha consolidada, o observador é conduzido a se questionar se o fenômeno ocorreu antes ou depois do evento de litificação. Discutir-se-á aqui apenas as possibilidades existentes que possam afetar um pacote sedimentar anterior ou, no máximo, simultaneamente à sua consolidação.

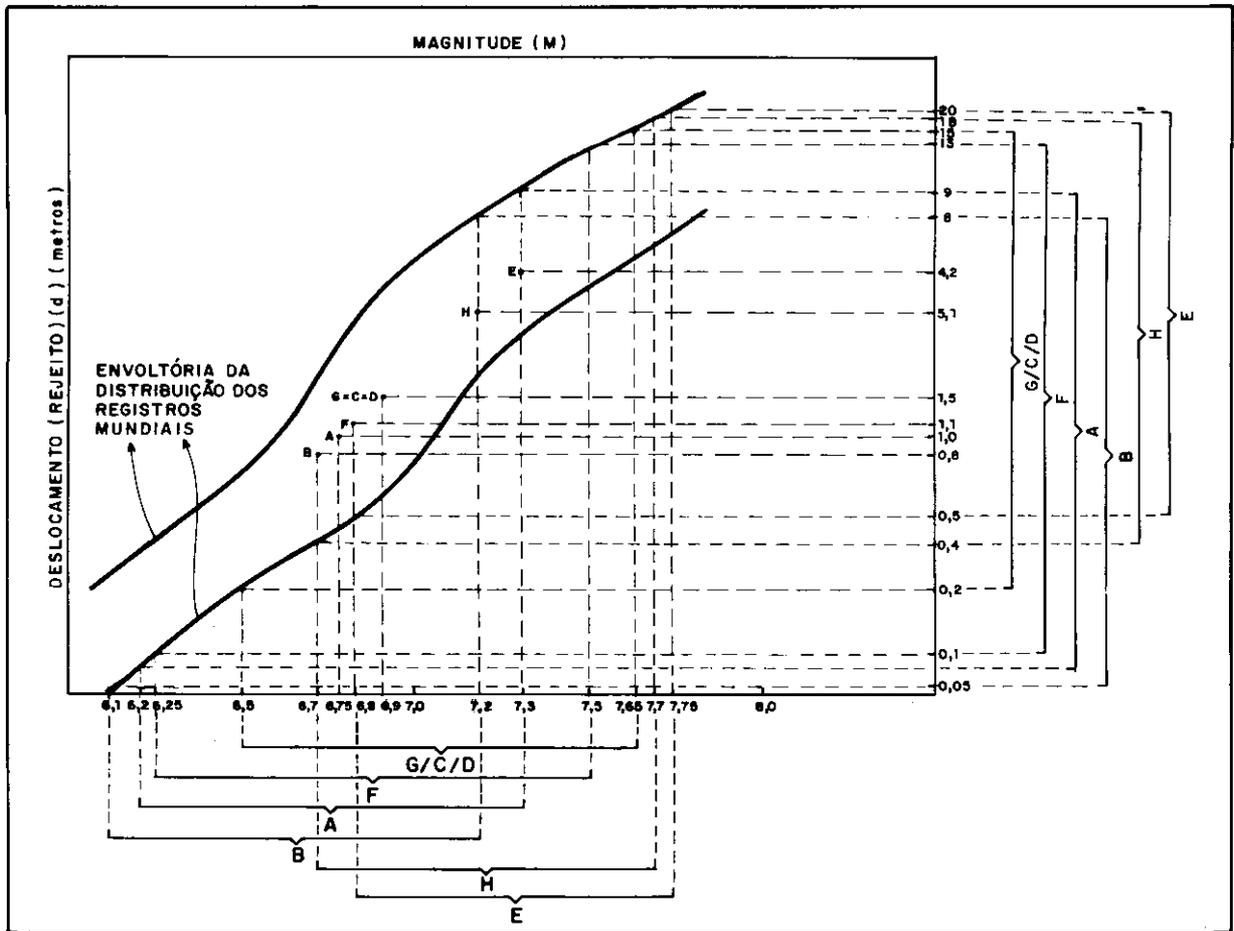


Fig. 7 - Relação entre magnitude e rejeito em segmentos de falha (Bonilla et al. 1984).

Fig. 7 - Relation between magnitude and heave in fault segments (after Bonilla et al. 1984).

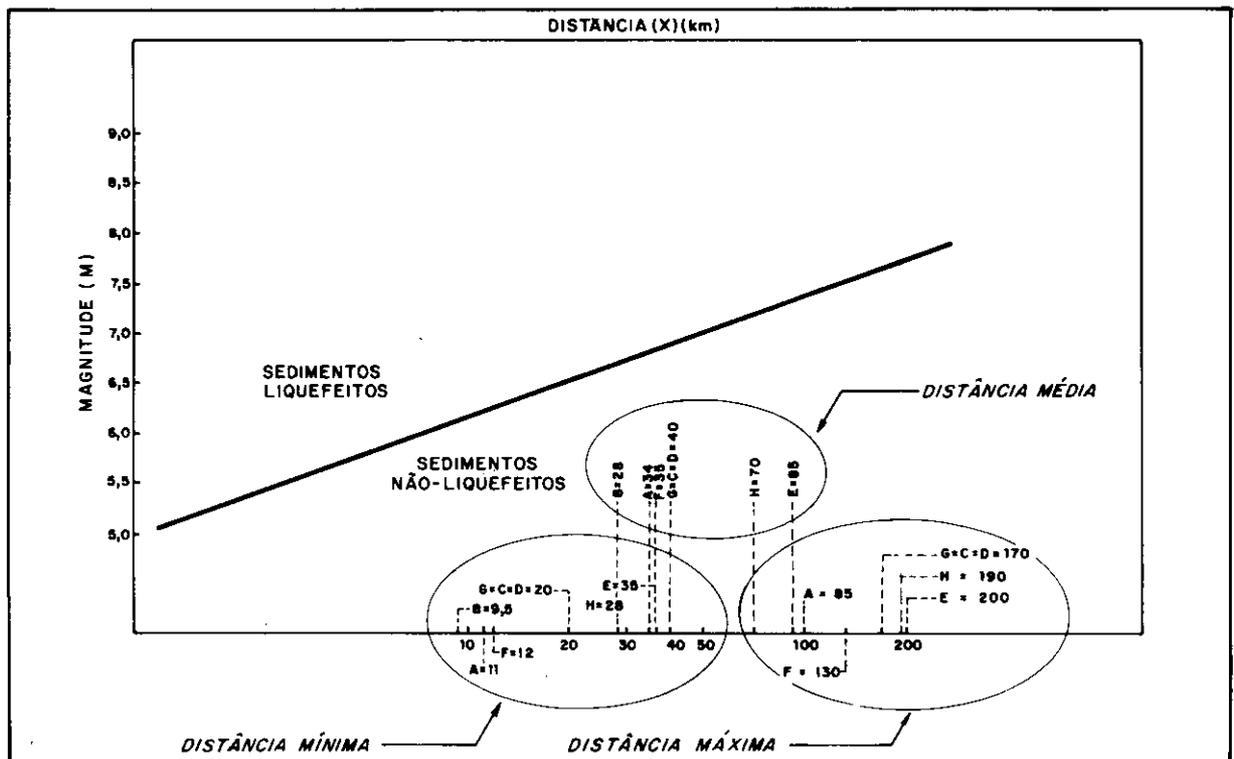


Fig. 8 - Relação entre magnitude e distância máxima ao epicentro de fácies liquefeitas (Youd, 1977 e outros; In: Allen, 1986).

Fig. 8 - Relation between magnitude and maximum distance to the epicenter of liquefied facies (after Youd, 1977 and others; In: Allen, 1986).

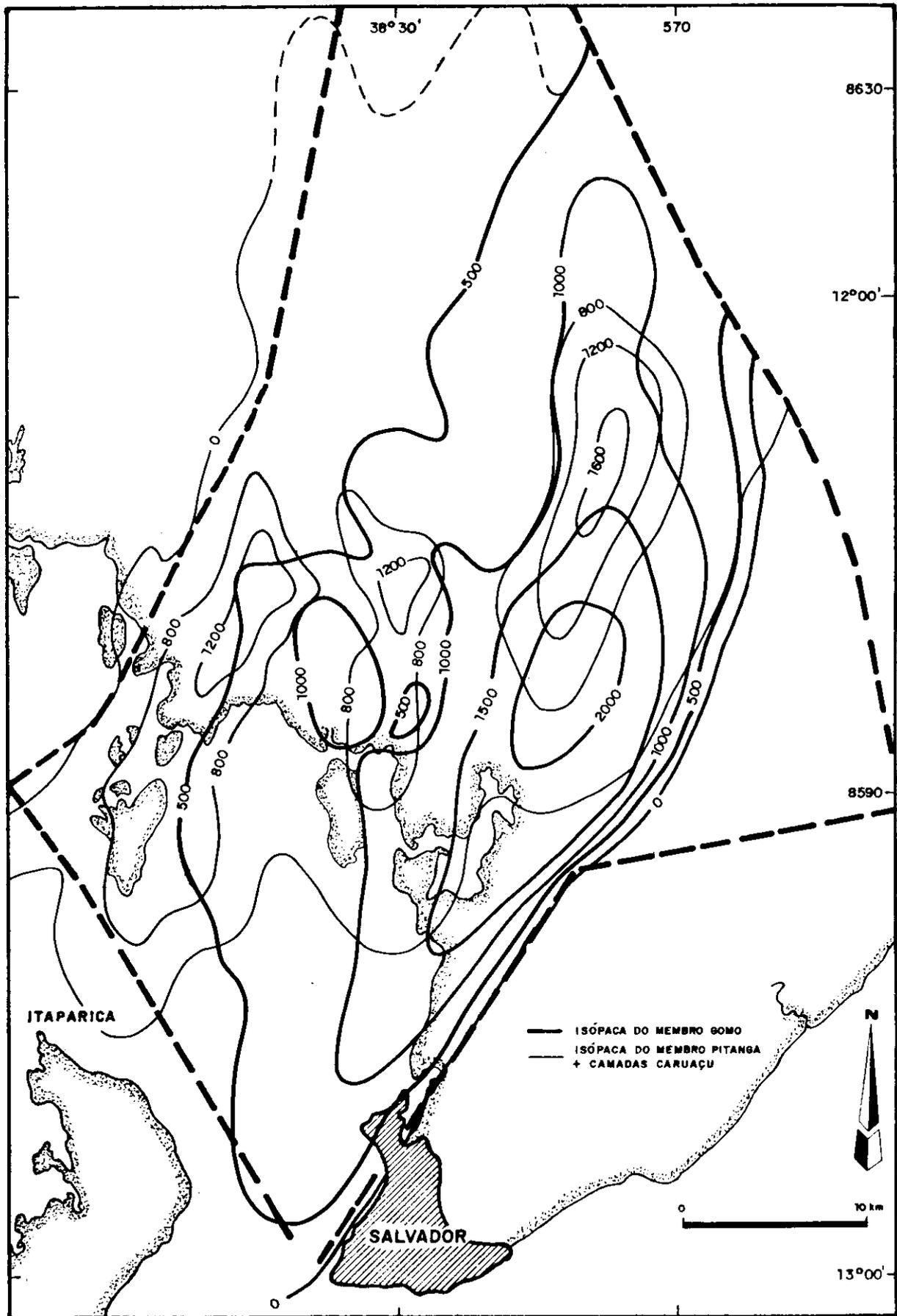
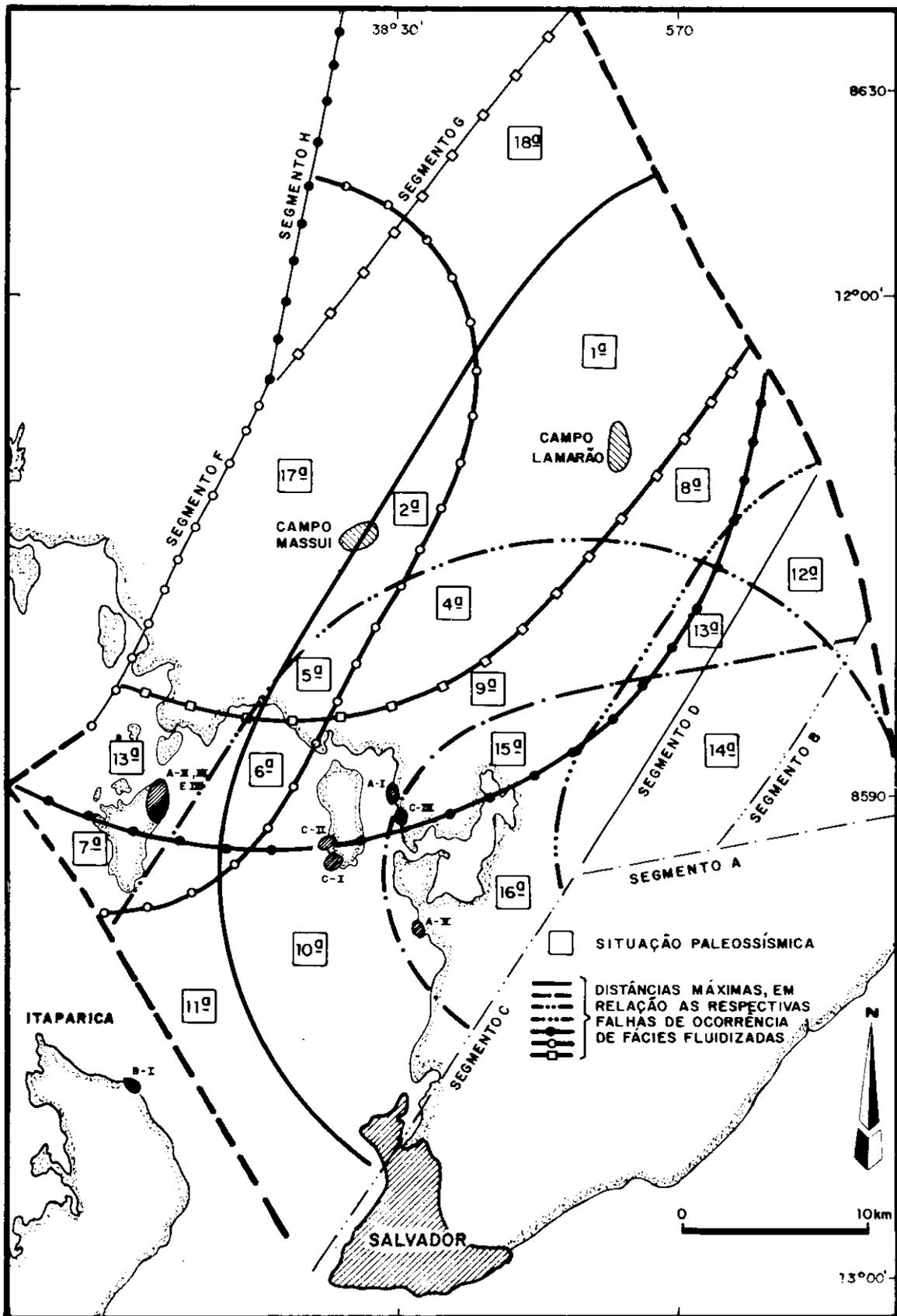
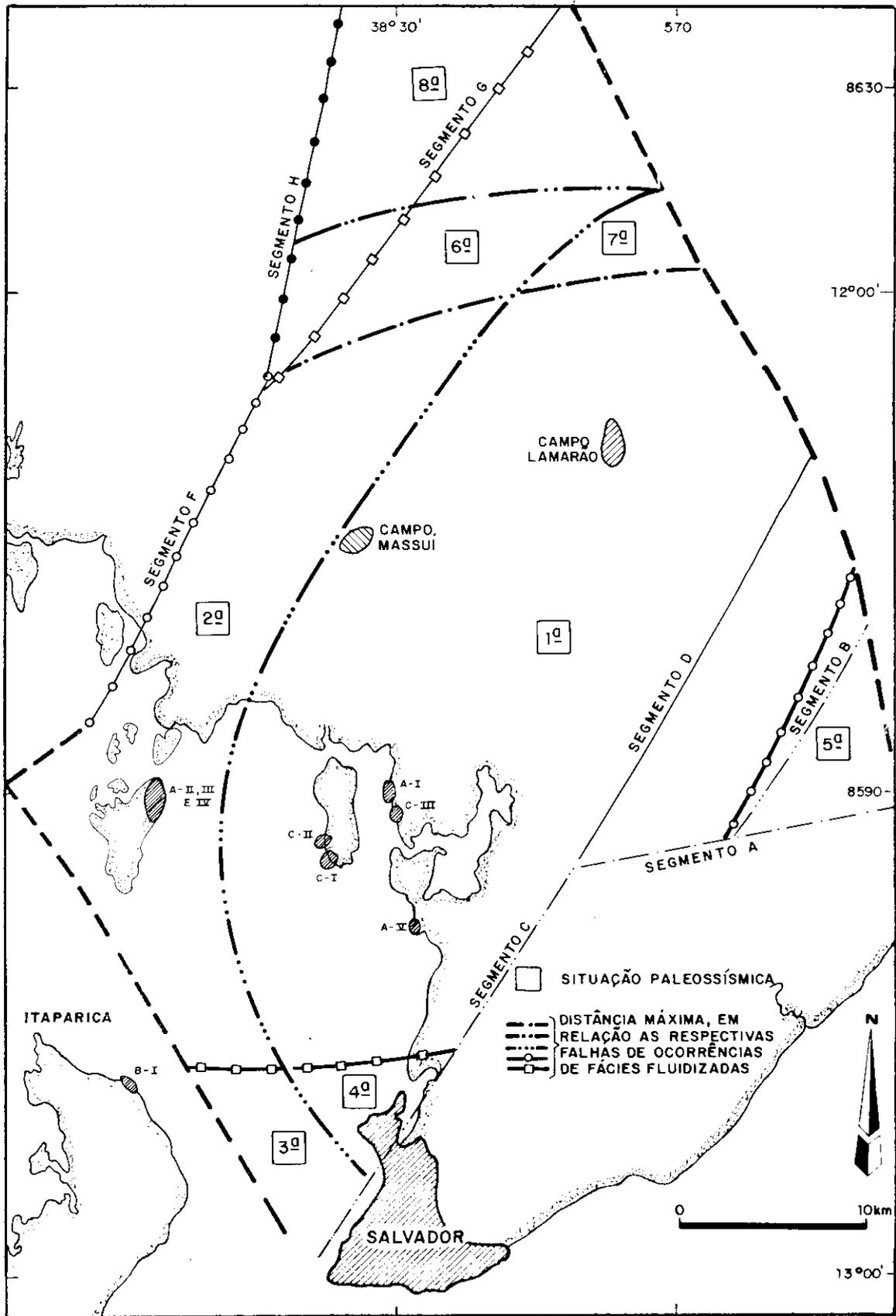


Fig. 9 - Isópacas do Membro Gomo e dos Membros Pitanga e Camadas Caruaçu (DEXBA).
 Fig. 9 - Isopachs of the Gomo Member and of the Pitanga Member and Caruaçu Layers (DEXBA).



Figs. 10, 11 e 12 - Mapas de paleo-oportunidade à liquefação segundo regime de, respectivamente: magnitude mínima, média e máxima/frequência máxima, média e mínima/intervalo de recorrência mínimo, médio e máximo.

Figs. 10, 11 e 12 - Charts of paleo-opportunity to liquefaction according to the rates of: minimum magnitude/maximum frequency/minimum recurrence interval; medium magnitude/medium frequency/medium recurrence interval; maximum magnitude/minimum frequency/maximum recurrence interval.



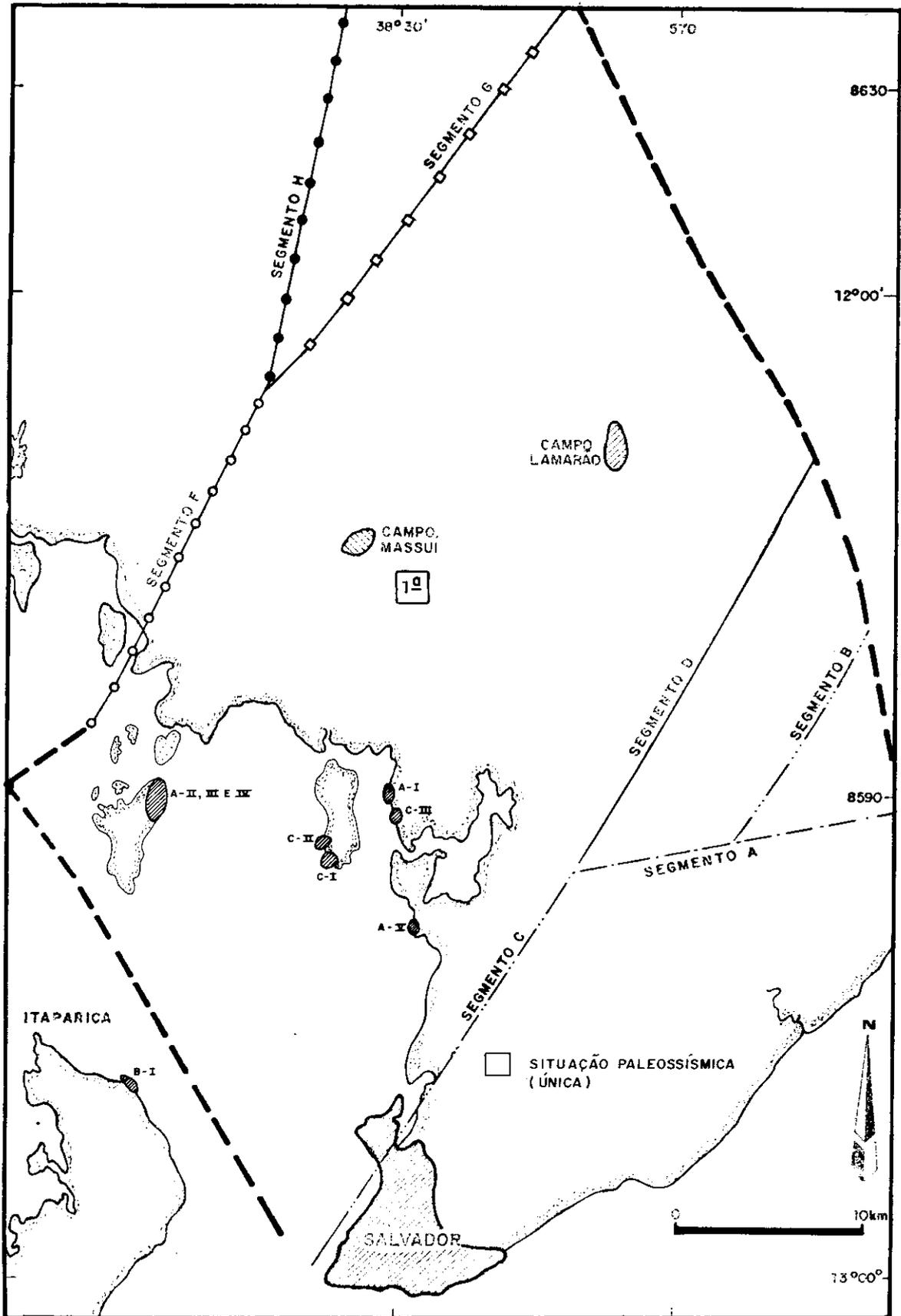
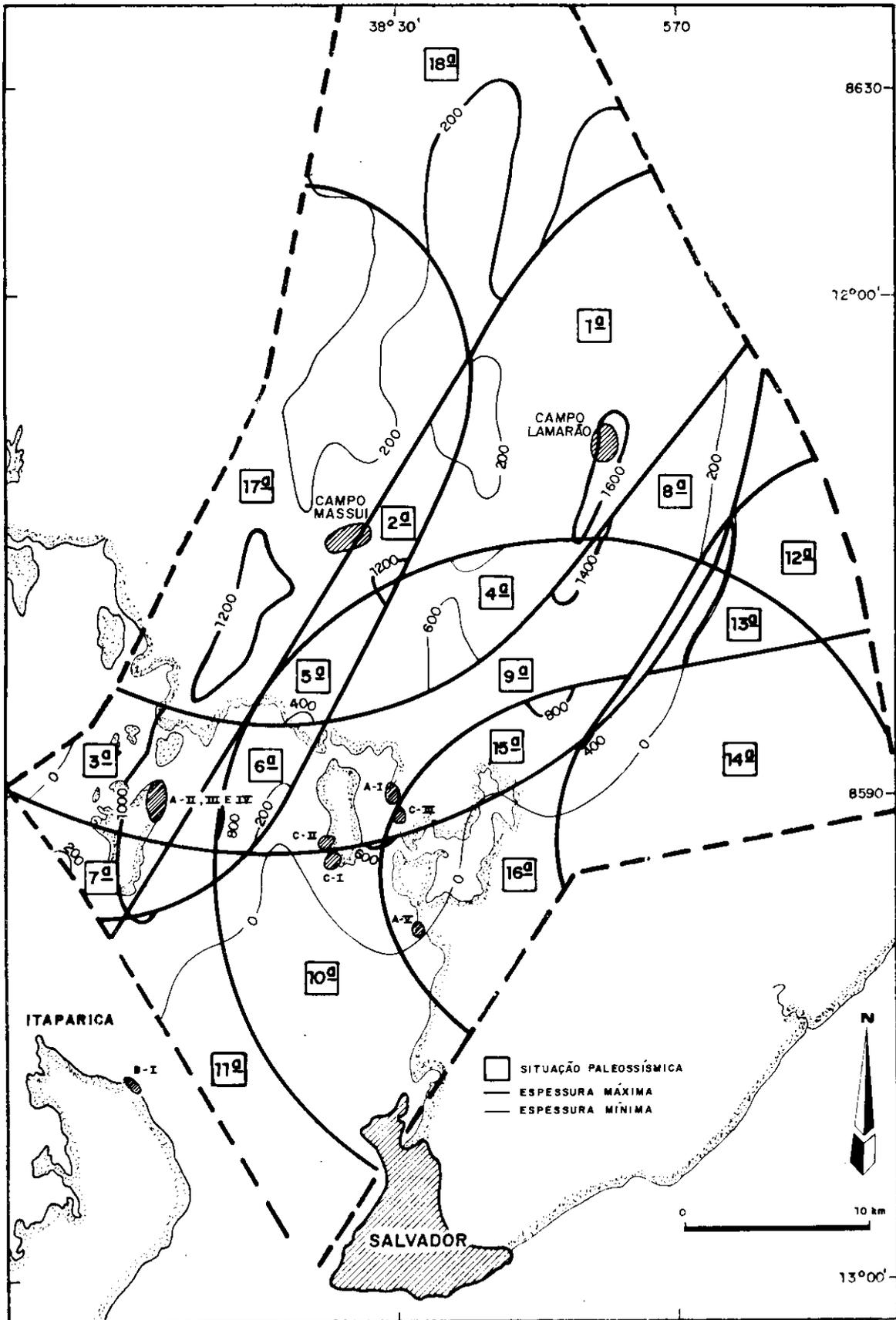


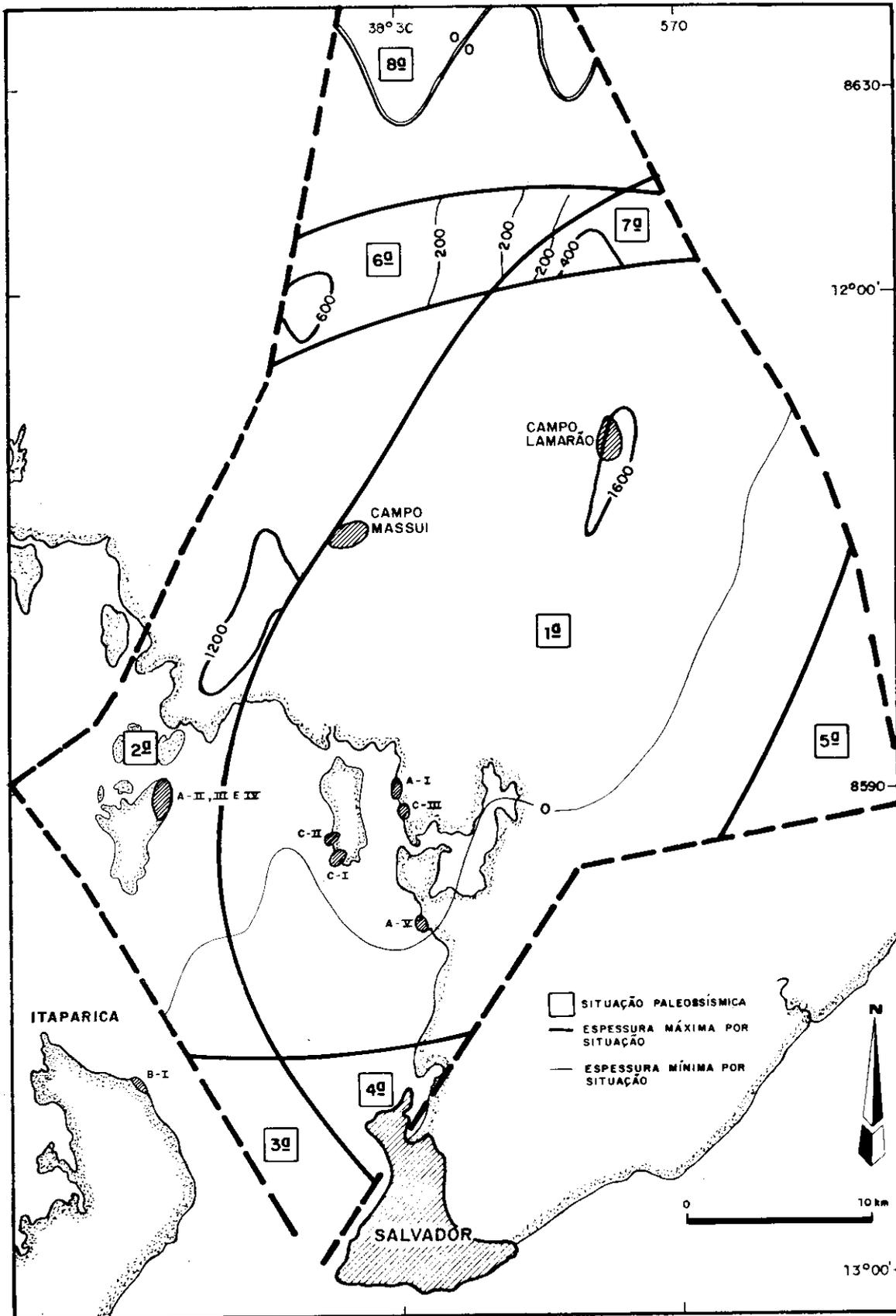
TABELA I / TABLE I
 CARACTERÍSTICAS DOS SEGMENTOS DE FALHA DO COMPARTIMENTO SUL
 CHARACTERISTICS OF THE SOUTHERN COMPARTMENT FAULT SEGMENTS

	SEGMENTO	SISTEMA DE FALHAS DE SALVADOR					SEGMENTO	SISTEMA DE FALHAS PARANAGUÁ - NOVA AMÉRICA		
		A	B	C	D	E		F	G	H
	COMPRIMENTO DA RUPTURA (km)	18	16	28	28	56	COMPRIMENTO DA RUPTURA (km)	21	28	41
MAGNITUDE MÍNIMA	REJEITO MÁXIMO TOTAL (m)	6300	6300	6300	6300	6300	REJEITO MÁXIMO TOTAL (m)	1000	1000	1000
	REJEITO MÍNIMO POR EVENTO (m)	0,1	0,05	0,2	0,2	0,5	REJEITO MÍNIMO POR EVENTO (m)	0,1	0,2	0,4
	NÚMERO MÁXIMO TOTAL DE EVENTOS	63000	126000	31500	31500	12600	NÚMERO MÁXIMO TOTAL DE EVENTOS	10000	5000	2500
	INTERVALO DE RECORRÊNCIA (anos)						INTERVALO DE RECORRÊNCIA (anos)			
	CONSIDERANDO COMO TEMPO { 12 aa	190	95	380	380	952	CONSIDERANDO COMO TEMPO { 7,5 aa	750	1500	3000
	TOTAL DE DURAÇÃO { 24 aa	380	190	760	760	1904	TOTAL DE DURAÇÃO { 15 aa	1500	3000	6000
	FREQUÊNCIA (nº abalos/ano)						FREQUÊNCIA (nº abalos/ano)			
	CONSIDERANDO COMO TEMPO { 12 aa	$5,3 \times 10^{-3}$	$10,5 \times 10^{-3}$	$2,6 \times 10^{-3}$	$2,6 \times 10^{-3}$	$1,1 \times 10^{-3}$	CONSIDERANDO COMO TEMPO { 7,5 aa	$1,3 \times 10^{-3}$	$0,7 \times 10^{-3}$	$0,3 \times 10^{-3}$
TOTAL DE DURAÇÃO { 24 aa	$2,7 \times 10^{-3}$	$5,3 \times 10^{-3}$	$1,3 \times 10^{-3}$	$1,3 \times 10^{-3}$	$0,6 \times 10^{-3}$	TOTAL DE DURAÇÃO { 15 aa	$0,7 \times 10^{-3}$	$0,4 \times 10^{-3}$	$0,2 \times 10^{-3}$	
MAGNITUDE CARACTERÍSTICA (mínima)	6,2	6,1	6,5	6,5	6,8	MAGNITUDE CARACTERÍSTICA (mínima)	6,25	6,5	6,7	
DISTÂNCIA MÁXIMA DE LIQUEFAÇÃO (km)	11	9,5	20	20	35	DISTÂNCIA MÁXIMA DE LIQUEFAÇÃO (km)	12	20	28	
MAGNITUDE MÉDIA	REJEITO MÉDIO TOTAL (m)	1933	1933	5800	1933	5800	REJEITO MÉDIO TOTAL (m)	750	750	750
	REJEITO MÍNIMO POR EVENTO (m)	1	0,8	1,5	1,5	4,2	REJEITO MÍNIMO POR EVENTO (m)	1,1	1,5	3,1
	NÚMERO MÉDIO TOTAL DE EVENTOS	1933	2416	3867	1288	1380	NÚMERO MÉDIO TOTAL DE EVENTOS	682	500	242
	INTERVALO DE RECORRÊNCIA (anos)						INTERVALO DE RECORRÊNCIA (anos)			
	CONSIDERANDO COMO TEMPO { 12 aa	6207	4966	3103	9316	8696	CONSIDERANDO COMO TEMPO { 7,5 aa	10997	15000	30992
	TOTAL DE DURAÇÃO { 24 aa	12414	9932	6206	18632	17392	TOTAL DE DURAÇÃO { 15 aa	21994	7000	15496
	FREQUÊNCIA (nº abalos/ano)						FREQUÊNCIA (nº abalos/ano)	$0,9 \times 10^{-4}$	$0,7 \times 10^{-4}$	$0,3 \times 10^{-4}$
	CONSIDERANDO COMO TEMPO { 12 aa	$1,6 \times 10^{-4}$	$2,0 \times 10^{-4}$	$3,2 \times 10^{-4}$	$1,1 \times 10^{-4}$	$1,1 \times 10^{-4}$	CONSIDERANDO COMO TEMPO { 7,5 aa	$0,5 \times 10^{-4}$	$0,4 \times 10^{-4}$	$0,2 \times 10^{-4}$
TOTAL DE DURAÇÃO { 24 aa	$0,8 \times 10^{-4}$	$1,0 \times 10^{-4}$	$1,6 \times 10^{-4}$	$0,6 \times 10^{-4}$	$0,6 \times 10^{-4}$	TOTAL DE DURAÇÃO { 15 aa	$0,5 \times 10^{-4}$	$0,4 \times 10^{-4}$	$0,2 \times 10^{-4}$	
MAGNITUDE CARACTERÍSTICA (média)	6,75	6,7	6,9	6,9	7,3	MAGNITUDE CARACTERÍSTICA (média)	6,8	6,9	7,2	
DISTÂNCIA MÁXIMA DE LIQUEFAÇÃO (km)	34	28	40	40	85	DISTÂNCIA MÁXIMA DE LIQUEFAÇÃO (km)	35	40	70	
MAGNITUDE MÁXIMA	REJEITO MÍNIMO TOTAL (m)	1766	1766	5300	1766	5300	REJEITO MÍNIMO TOTAL (m)	500	500	500
	REJEITO MÁXIMO POR EVENTO (m)	9	8	15	15	20	REJEITO MÁXIMO POR EVENTO (m)	13	15	18
	NÚMERO MÍNIMO TOTAL DE EVENTOS	196	220	353	117	265	NÚMERO MÍNIMO TOTAL DE EVENTOS	38	33	27
	INTERVALO DE RECORRÊNCIA (anos)						INTERVALO DE RECORRÊNCIA (anos)			
	CONSIDERANDO COMO TEMPO { 12 aa	61224	54545	33994	103564	45283	CONSIDERANDO COMO TEMPO { 7,5 aa	197368	227273	277777
	TOTAL DE DURAÇÃO { 24 aa	122448	109090	67988	207128	90566	TOTAL DE DURAÇÃO { 15 aa	394736	454546	555554
	FREQUÊNCIA (nº abalos/ano)						FREQUÊNCIA (nº abalos/ano)			
	CONSIDERANDO COMO TEMPO { 12 aa	$16,3 \times 10^{-6}$	$18,3 \times 10^{-6}$	$29,4 \times 10^{-6}$	$9,6 \times 10^{-6}$	$22,0 \times 10^{-6}$	CONSIDERANDO COMO TEMPO { 7,5 aa	$5,0 \times 10^{-6}$	$4,0 \times 10^{-6}$	$3,6 \times 10^{-6}$
TOTAL DE DURAÇÃO { 24 aa	$8,2 \times 10^{-6}$	$9,2 \times 10^{-6}$	$14,7 \times 10^{-6}$	$5,8 \times 10^{-6}$	$11,0 \times 10^{-6}$	TOTAL DE DURAÇÃO { 15 aa	$2,5 \times 10^{-6}$	$2,2 \times 10^{-6}$	$1,8 \times 10^{-6}$	
MAGNITUDE CARACTERÍSTICA (máxima)	7,3	7,2	7,65	7,65	7,75	MAGNITUDE CARACTERÍSTICA (máxima)	7,5	7,65	7,7	
DISTÂNCIA MÁXIMA DE LIQUEFAÇÃO (km)	85	70	170	170	200	DISTÂNCIA MÁXIMA DE LIQUEFAÇÃO (km)	130	170	190	



Figs. 13, 14 e 15 - Mapas de potencial de liquefação e espessuras máximas e mínimas de fácies suscetíveis, segundo regime de, respectivamente: magnitude mínima, média e máxima/freqüência máxima, média e mínima/intervalo de recorrência mínimo, médio e máximo.

Figs. 13, 14 e 15 - Charts of liquefaction potential and maximum and minimum thicknesses of susceptible facies, according to the of: minimum, medium and maximum magnitude/minimum, medium and maximum frequency/minimum, medium and maximum recurrence interval.



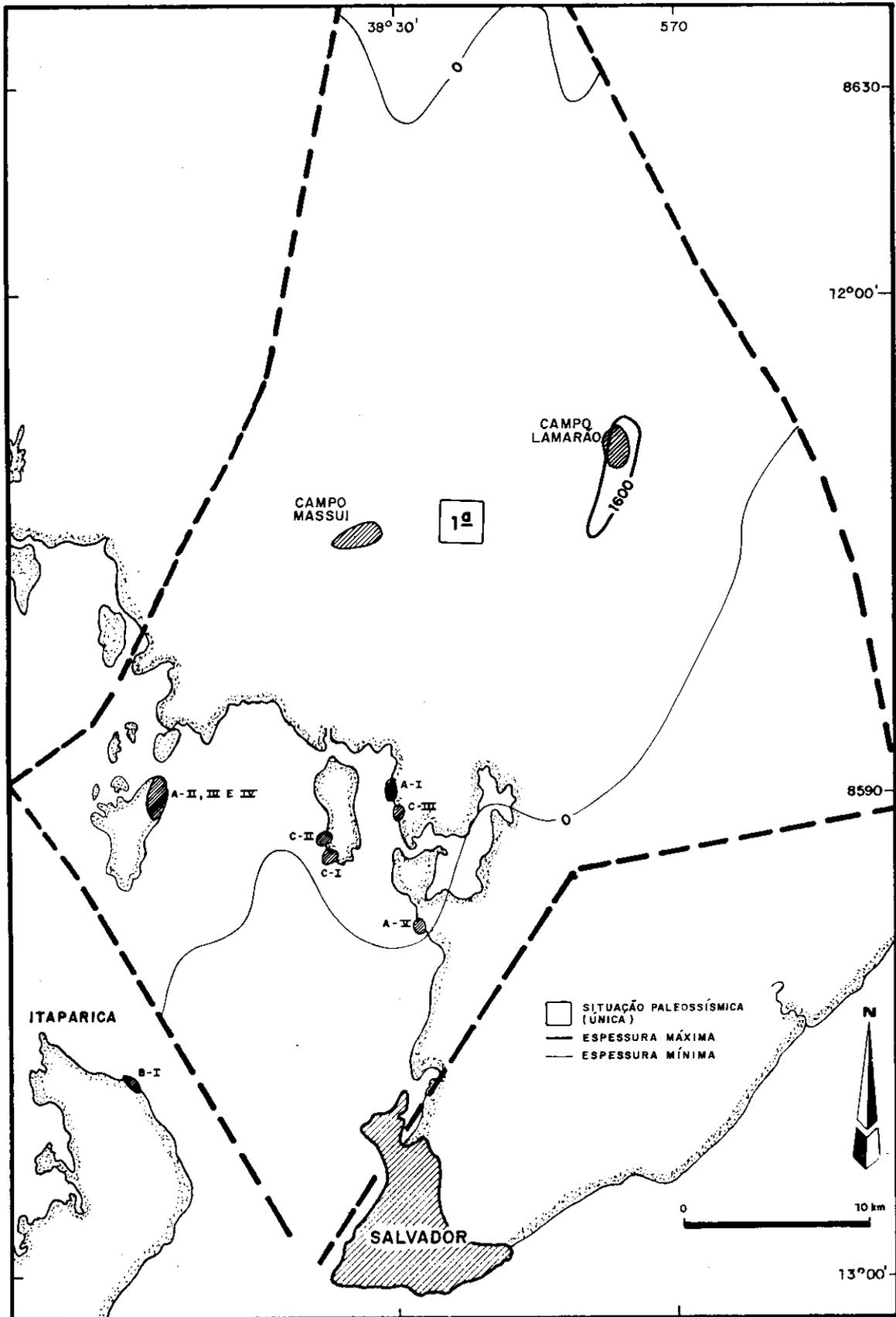


TABELA II / TABLE II
FREQÜÊNCIA, INTERVALO DE RECORRÊNCIA E NÚMERO TOTAL DE ABALOS, MÁXIMOS, MÉDIOS E MÍNIMOS, CAPAZES DE PROVOCAR LIQUIDIZAÇÃO, POR SITUAÇÃO PALEOSSÍSMICA DO COMPARTIMENTO SUL
FREQUENCY, RECURRENCE INTERVAL, AND TOTAL NUMBER OF MINIMUM, MEDIUM, AND MAXIMUM SEISMIC MOVEMENTS, CAPABLE OF CAUSING LIQUIDIZATION DUE TO A PALEOSEISMIC CONDITION OF THE SOUTHERN COMPARTMENT

SITUAÇÃO PALEOSSÍSMICA	DURAÇÃO TOTAL DAS FALHAS (Ma)	FREQÜÊNCIA MÁXIMA (abalos/ano)	INTERVALO DE RECORRÊNCIA MÁXIMO (anos)	NÚMERO TOTAL MÁXIMO DE ABALOS (em 7,5 Ma)	SITUAÇÃO PALEOSSÍSMICA	DURAÇÃO TOTAL DAS FALHAS (Ma)	FREQÜÊNCIA MÉDIA (abalos/ano)	INTERVALO DE RECORRÊNCIA MÉDIA (anos)	NÚMERO TOTAL MÉDIA DE ABALOS (em 7,5 Ma)	SITUAÇÃO PALEOSSÍSMICA	DURAÇÃO TOTAL DAS FALHAS (Ma)	FREQÜÊNCIA MÍNIMA (abalos/ano)	INTERVALO DE RECORRÊNCIA MÍNIMA (anos)	NÚMERO TOTAL MÍNIMO DE ABALOS (em 7,5 Ma)
1ª	7,5/12 15/24	$3,6 \times 10^{-3}$ $1,8 \times 10^{-3}$	278 556	26978 13489	1ª	7,5/12 15/24	$9,8 \times 10^{-4}$ $4,9 \times 10^{-4}$	1020 2040	7353 3677	1ª	7,5/12 15/24	$86,5 \times 10^{-6}$ $49,9 \times 10^{-6}$	11561 23096	649 325
2ª	7,5/12 15/24	$4,9 \times 10^{-3}$ $2,8 \times 10^{-3}$	204 408	36765 18382	2ª	7,5/12 15/24	$7,8 \times 10^{-4}$ $3,9 \times 10^{-4}$	1282 2564	5850 2925					
3ª	7,5/12 15/24	$1,6 \times 10^{-3}$ $0,8 \times 10^{-3}$	625 1250	12000 6000	3ª	7,5/12 15/24	$7,1 \times 10^{-4}$ $3,6 \times 10^{-4}$	1408 2816	5325 2663					
4ª	7,5/12 15/24	$6,2 \times 10^{-3}$ $3,1 \times 10^{-3}$	161 323	46584 23292	4ª	7,5/12 15/24	$9,1 \times 10^{-4}$ $4,6 \times 10^{-4}$	1099 2198	6825 3413					
5ª	7,5/12 15/24	$7,5 \times 10^{-3}$ $3,8 \times 10^{-3}$	133 267	46391 28195	5ª	7,5/12 15/24	$6,2 \times 10^{-4}$ $3,1 \times 10^{-4}$	1613 3226	4650 2325					
6ª	7,5/12 15/24	$6,8 \times 10^{-3}$ $3,4 \times 10^{-3}$	147 294	51020 25510	6ª	7,5/12 15/24	$8,2 \times 10^{-4}$ $4,1 \times 10^{-4}$	1220 2440	6150 3075					
7ª	7,5/12 15/24	$1,3 \times 10^{-3}$ $0,7 \times 10^{-3}$	769 1538	9755 4876	7ª	7,5/12 15/24	$3,0 \times 10^{-4}$ $1,5 \times 10^{-4}$	3333 6666	2250 1125					
8ª	7,5/12 15/24	$2,9 \times 10^{-3}$ $1,5 \times 10^{-3}$	345 690	21739 10870	8ª	7,5/12 15/24	$1,9 \times 10^{-4}$ $1,0 \times 10^{-4}$	5263 10526	1425 713					
9ª	7,5/12 15/24	$5,5 \times 10^{-3}$ $2,8 \times 10^{-3}$	182 364	41209 20604										
10ª	7,5/12 15/24	$5,2 \times 10^{-3}$ $2,6 \times 10^{-3}$	192 385	39063 19531										
11ª	7,5/12 15/24	$2,6 \times 10^{-3}$ $1,3 \times 10^{-3}$	385 770	19531 9766										
12ª	7,5/12 15/24	$13,1 \times 10^{-3}$ $6,6 \times 10^{-3}$	76 153	98584 49292										
13ª	7,5/12 15/24	$15,7 \times 10^{-3}$ $7,9 \times 10^{-3}$	64 128	117188 58594										
14ª	7,5/12 15/24	$21,0 \times 10^{-3}$ $10,5 \times 10^{-3}$	48 96	156250 78125										
15ª	7,5/12 15/24	$10,8 \times 10^{-3}$ $5,4 \times 10^{-3}$	98 196	80645 40323										
16ª	7,5/12 15/24	$10,5 \times 10^{-3}$ $5,3 \times 10^{-3}$	96 192	78125 39063										
17ª	7,5/12 15/24	$2,3 \times 10^{-3}$ $1,2 \times 10^{-3}$	435 870	17241 8621										
18ª	7,5/12 15/24	$1,0 \times 10^{-3}$ $0,5 \times 10^{-3}$	1000 2000	7500 3750										

Na realidade, na busca dos diversos processos potencialmente geradores das deformações em sedimentos, conclui-se que, na maioria das vezes, há conjugação de esforços diversos. Segundo Allen (1982), o fenômeno de liquidização (fig. 16), definido como "o conjunto de mecanismos e efeitos que fazem com que o material originalmente em estado sólido perca sua coesão interna e se comporte como um líquido viscoso", é essencial à gênese dessas estruturas. O *habitat* ideal para a ocorrência do fenômeno é o meio aquoso com elevada taxa de sedimentação, acarretando o empacotamento frouxo de areia e silte, tal como bacias profundas e plataformas afetadas por correntes de turbidez, plataformas rasas influenciadas por tempestades, deltas e planícies fluviais.

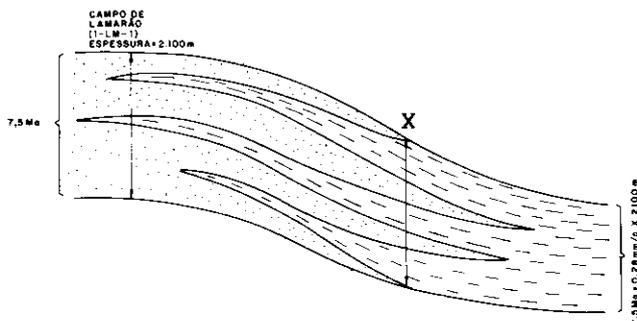
Van Loon e Brodzikowski (1987) sistematizam as forças atuantes no processo deformativo, engendradas pelos mais diversos agentes, como: (a) exclusivamente endogênicas (tectogênicas); (b) exclusivamente exogênicas (causadas pelo meio); (c) gravitacionais; (d) astronômicas; (e) internas ao pacote sedimentar.

Os agentes responsáveis pelo primeiro grupo são a energia de abalos sísmicos e a atividade de falhas, sobretudo em sistemas de *rift*. Entre os grandes pesquisadores que advogam a importância destes processos, destaca-se Allen (1982 e 1986). A atividade exogênica (segundo grupo) pode ser exercida pela água, vento ou gelo, geralmente quando é excedido determinado valor-limite de atuação destes fatores. O terceiro grupo pode ser subdividido em dois, um incluindo todos os

TABELA III / TABLE III
EXPECTATIVA DE ESPAÇAMENTO VERTICAL MÉDIO DE INTERVALOS LIQUIDIZADOS, POR
SITUAÇÃO PALEOSSÍSMICA DO COMPARTIMENTO SUL
EXPECTED AVERAGE VERTICAL SPACING OF LIQUIDIZED INTERVALS DUE TO PALEOSEISMIC
CONDITION OF THE SOUTHERN COMPARTMENT

SITUAÇÃO PALEOSSÍSMICA	NÚMERO MÁXIMO DE ABALOS			SITUAÇÃO PALEOSSÍSMICA	NÚMERO MÉDIO DE ABALOS			SITUAÇÃO PALEOSSÍSMICA	NÚMERO MÁXIMO DE ABALOS		
	ESPESSURA DE FÁCIES SUSCETÍVEIS (MÁX./MÍN.)	ESPAÇAMENTO VERTICAL (m)			ESPESSURA DE FÁCIES SUSCETÍVEIS (MÁX./MÍN.)	ESPAÇAMENTO VERTICAL (m)			ESPESSURA DE FÁCIES SUSCETÍVEIS (MÁX./MÍN.)	ESPAÇAMENTO VERTICAL (m)	
		7,5/12 M.a.	15/24 M.a.			7,5/12 M.a.	15/24 M.a.			7,5/12 M.a.	15/24 M.a.
1ª	1600 200	0,103 0,071	0,206 0,142	1ª	1600 0	0,377 —	0,754 —	1ª	1600 0	4,279 —	8,558 —
2ª	1200 200	0,02 0,63	0,050 0,126	2ª	1200 0	0,370 —	0,740 —				
3ª	1000 0	0,217 —	0,434 —	3ª, 4ª, 5ª	—	—	—				
4ª	1600 600	0,050 0,020	0,100 0,040	6ª	600 200	0,138 1,653	0,276 3,306				
5ª	1200 400	0,015 0,115	0,030 0,230	7ª	400 200	1,225 1,250	2,450 2,500				
6ª	800 200	0,059 0,136	0,118 0,272	8ª, 9ª	0	—	—				
7ª	1000 200	0,246 0,954	0,492 1,908								
8ª	1400 200	0,099 0,428	0,198 0,856								
9ª	1400 0	0,056 —	0,112 —								
10ª	600 0	0,032 —	0,064 —								
11ª	1000 0	0,095 —	0,190 —								
14ª	400 0	0,020 —	0,040 —								
15ª	800	0,086	0,172								
16ª	600 0	0,021 —	0,042 —								
17ª	1200 200	0,107 0,040	0,214 —								
18ª	200 0	0,256 —	0,312 —								

PROCEDIMENTO:



DESVIO DO VALOR MEDIDO NO CAMPO DE LAMARÃO, DO DADO DE POÇO EM RELAÇÃO A ISÓPACA DA FORMAÇÃO JACUIPE (ISÓPACA DAS SUBZONAS RT-004-1 a RT-004-5, CONFORME MAPAS DE SILVA ET AL., 1989): $\frac{2100}{1700} = 1,24$

$X = 1,24 \times \text{ISÓPACA NO PONTO CONSIDERADO} = \text{ISÓPACA CORRIGIDA SEGUNDO DESVIO CALCULADO}$

EXPECTATIVA DE ESPAÇAMENTO VERTICAL DE INTERVALOS LIQUIDIZADOS, POR SITUAÇÃO PALEOSSÍSMICA (metros):

$$\frac{X}{\text{ISÓPACA MÁXIMA E MÍNIMA DAS CAMADAS CARUAÇU + MEMBRO PITANGA (CONFORME MAPA DE BRUHN, 1984)}} \times \frac{X}{\text{NÚMERO DE EVENTOS}} = \frac{X^2}{\text{ISÓPACA} \times \text{Nº EVENTOS}}$$



Fig. 16 - Processos, produtos e classificação do fenômeno de liquidação de sedimentos (modificado de Allen, 1982).

Fig. 16 - Processes, products, and classification of the phenomenon of liquidization of sediments (modified from Allen, 1982).

fenômenos associados aos movimentos diferenciais verticais de massas sedimentares, tais como cargas, diápiros e compactação diferencial, e o outro, relacionado aos fluxos de massa, desde o arrasto até a corrente de turbidez. Considere-se, nestes casos, que a causa primeira de tais fenômenos está frequentemente associada à liberação de energia de natureza endogênica. Não há estudos sistemáticos relativos ao quarto grupo, que compreende, por exemplo, o impacto de meteoritos. Quanto às forças internas, estas resultam fundamentalmente de processos deposicionais ou diagenéticos precoces, tais como o desenvolvimento de cristais de sal.

Independentemente de classificação, citam-se, pela abundância relativa na área de estudo, algumas das principais estruturas ou feições geradas em sedimentos inconsolidados: laminação convoluta; estrutura em prato; estrutura de carga; estrutura em flama; pilar; almofada e pseudo-nódulo (*ball and pillow*); deslizamento e escorregamento (*slide e slump*); estratificação cruzada recumbente; dique de areia (fotos 1 a 11).



Foto 1 - Laminação convoluta, em camadas de areia fina, muito fina e silte, refletindo processos de liquidação. Note-se que a camada envolvida discrepa, em espessura, dos ritmos sub e sobrejacentes. O intervalo aflorante corresponde às Camadas Caruaçu da Formação Candeias. Ilha do Frade, próximo à localidade do Paramana.

Photo 1 - Convoluted lamination in layers of fine and very fine sand and silt, indication a liquidization process. It is worth noting that, regarding thickness, the convoluted layer is different from the underlying and overlying rhythmites. The outcropping interval corresponds to the Caruaçu Layers of the Candeias Formation, Ilha do Frade, near Paramana.



Foto 2 - Laminação convoluta, em camadas de areia fina, muito fina, silte e argila, refletindo processo de liquidação. Note-se que a camada envolvida discrepa, em espessura, dos ritmos sobrejacentes. O intervalo aflorante corresponde às Camadas Caruaçu da Formação Candeias. Ponta da Sapoca, Paripe.

Photo 2 - Convoluted lamination in layers of fine and very fine sand, silt, and clay, indicating a liquidization process. It is worth noting that, regarding thickness, the involved layer is different from overlying rhythmites. The outcropping interval corresponds to the Caruaçu Layers of the Candeias Formation, Ponta da Sapoca, Paripe.



Foto 3 - Estrutura em prato, em areia fina a muito fina, refletindo processo de fluidização. O intervalo aflorante corresponde às Camadas Caruaçu da Formação Candeias. Ilha do Frade, próximo à localidade de Loreto.

Photo 3 - Dish structure in fine to very fine sand, indicating a fluidization process. The outcropping interval corresponds to the Caruaçu Layers of the Candeias Formation. Ilha do Frade, near Loreto.

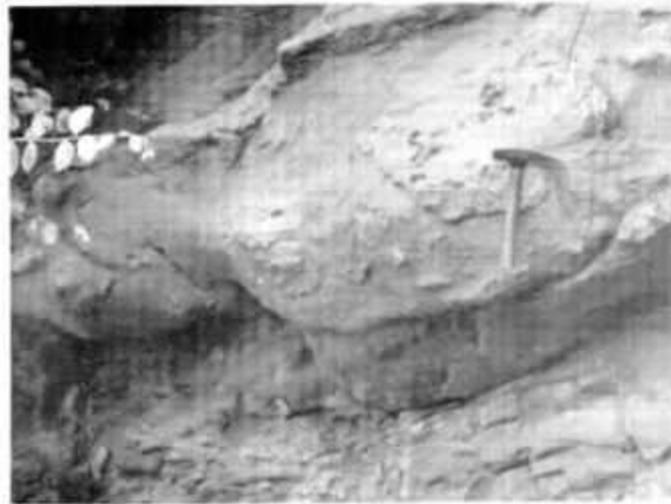


Foto 4 - Estrutura de carga, em areia fina a muito fina, siltosa, sobrejacente, e areia muito fina, siltosa, subjacente. O intervalo aflorante corresponde às Camadas Caruaçu da Formação Candeias. Entre a localidade de Caboto e o Museu Wanderley de Pinho.

Photo 4 - Load structure in fine to very fine, silty, overlying sand, and very fine, silty, underlying sand. The outcropping interval corresponds to the Caruaçu Layers of the Candeias Formation. Between Caboto and the Wanderley de Pinho Museum.

Os processos de liquidação estão, desta forma, intimamente relacionados à gênese das estruturas deformativas em sedimentos inconsolidados. Esse fenômeno compreende a liquefação, a fluidização (Allen, 1982) e a percolação (Lowe, 1975). O uso indis-

criminado, sobretudo dos dois primeiros termos, tem acarretado algumas imprecisões na descrição de determinados fenômenos geológicos (Allen, 1982), cabendo, portanto, uma breve revisão do significado dos mesmos:



Foto 5 - Estrutura de carga com estrutura em flama subjacente, envolvendo, respectivamente, areia fina, siltosa, e areia muito fina, siltosa. Intervalo aflorante correspondente às Camadas Caruaçu da Formação Candeias. Ilha de Maré, Ponta de Itanamoabo.

Photo 5 - Load structure with an underlying flame structure, involving, respectively, fine, silty sand and very fine, silty sand. Outcropping interval corresponds to the Caruaçu Layers of the Candeias Formation. Ilha de Maré, Ponta de Itanamoabo.

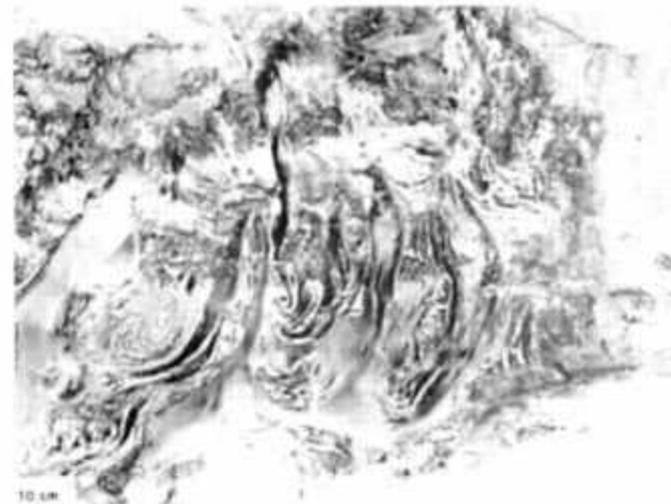


Foto 6 - Pilares e estruturas em prato associadas, em areia fina, muito fina, siltosa, refletindo o processo de liquidação. O intervalo aflorante corresponde ao Membro Pitanga da Formação Candeias. Entre Mataripe e o Terminal de Madre de Deus.

Photo 6 - Pillars and dish structures associated, in fine and very fine, silty sand, indicating a liquidization process. The outcropping interval corresponds to the Pitanga Member of the Candeias Formation. Between Mataripe and the Madre de Deus Terminal.



Foto 7 - Nível de pseudo-nódulos arenosos, originalmente imersos em folhelhos negros. O intervalo aflorante corresponde à Formação Candeias. Ilha de Itaparica, a norte do Terminal Bom Despacho.

Photo 7 - Sandy pseudonodules level, originally submerged in black shale. The outcropping interval corresponds to the Candeias Formation, Itaparica Island, north of the Bom Despacho Terminal.

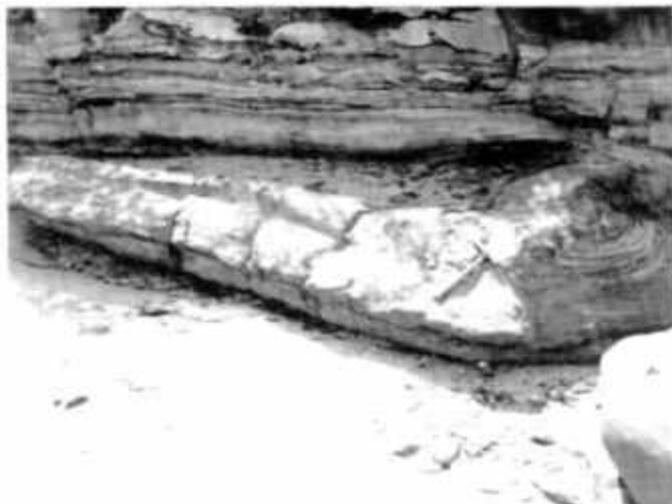


Foto 8 - Pequeno escorregamento envolvendo camadas rítmicas de areia fina, muito fina e siltosa. O intervalo aflorante corresponde às Camadas Caruaçu da Formação Candeias. Ilha do Frade, próximo à localidade de Paramana.

Photo 8 - Slight sliding involving the rhythmic layers of fine and very fine, silty sand. The outcropping interval corresponds to the Caruaçu Layers of the Candeias Formation. Ilha do Frade, near Paramana.

A) Liquefação:

Fenômeno estudado pela Engenharia Civil, principalmente em eventos associados à ocorrência de abalos sísmicos. É definido como a transformação de

um material granular, de seu estado sólido para o estado liquefeito, como consequência da elevação da pressão do fluido dos poros (Youd, 1973, *In*: Tinsley *et al.* 1985). Em outras palavras, é o mecanismo pelo

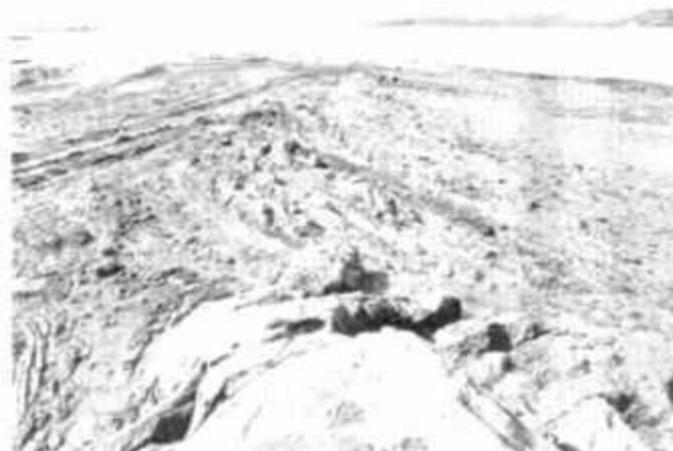


Foto 9 - Truncamentos de estratos rítmicos, em areia fina, muito fina e argila, refletindo, em planta, processo de formação de estruturas de carga de escala individual da ordem de grandeza de dezenas de metros. O intervalo aflorante corresponde às Camadas Caruaçu da Formação Candeias. A sul da localidade de Caboto.

Photo 9 - Truncation of rhythmic strata in fine and very fine sand and clay, indicating, in the plan view, the load structure formation process of individual scale in a magnitude of several meters. The outcropping interval corresponds to the Caruaçu Layers of the Candeias Formation. South of Caboto.



Foto 10 - Diápiro de areia muito fina, siltosa, sob a carga de corpos de areia fina a muito fina. Note-se que o interior do corpo diápirizado é rico em estruturas que refletem o processo dúctil de remobilização, associado à liquidação. O intervalo aflorante corresponde ao Membro Pitanga da Formação Candeias. Ilha de Maré, a sul da localidade de Santana.

Photo 10 - Diapir of a very fine and silty sand, under the load of fine to very fine sand bodies. It is worth noting that the inside of the diapirized body is rich in structures that reflect the ductile process of remobilization associated with the liquidization. The outcropping interval corresponds to the Pitanga Member of the Candeias Formation. Ilha de Maré, south of Santana.



Foto 11 - Diques de areia fina a muito fina, cortando a seção argilosa negra da Formação Candeias. Os diques estão deformados por efeito da compactação das argilas, refletindo um processo de injeção relativamente precoce. Ilha de Itaparica, a norte do terminal de Bom Despacho.

Photo 11 - *Dikes of fine to very fine sand crossing the black clayey section of the Candeias Formation. Dikes are deformed as a result of clay compaction, indicating a relatively premature injection process. Itaparica Island, north of Bom Despacho Terminal.*

qual há a quebra da fábrica do material, pelo referido aumento de pressão, de forma que os grãos não se suportam mais mutuamente, tornando-se temporariamente separados e dispersos no meio fluido. A pressão do fluido nos poros deve, neste caso, atingir valores equivalentes ou superiores à pressão litostática. Não há fluxo através dos poros, nem tampouco mudança de volume. Allen (1982) subdivide o mecanismo de liquefação em:

a) estático: referindo-se a uma massa de grãos em estado estacionário. Este fenômeno dá-se em sedimentos recobertos por uma camada impermeável, criando, portanto, condições para o estabelecimento de pressões hidrostáticas anormais, por confinamento.

b) dinâmico e cíclico: resultante da aplicação simples ou repetida de sobrecarga à massa rochosa, como no caso dos abalos sísmicos, da passagem de um trem de ondas em zonas marinhas, ou mesmo decorrente do impacto de uma *tsunami* ou de ondas

de tempestade. O conhecimento da liquefação cíclica relacionada a terremotos, dada a enorme importância do seu caráter preditivo, aplicado a áreas populosas críticas, vem crescendo, inclusive no campo experimental. Alguns dados mostram que a liquefação cíclica ocorre associada à magnitude $M = 6$ ou superior (Seed, 1968), ou mesmo à magnitude $M = 5$ (Kuriyayashi e Tatsuoka, 1975; Youd, 1977; *apud* Allen, 1986).

B) Fluidização:

Mecanismo que pressupõe papel ativo do fluido intersticial, ou seja, a existência de fluxo pelo meio poroso. Um suprimento externo de fluido é necessário. Assim, quando ele é forçado a escapar para cima, através da massa de grãos, pode ser atingida ou ultrapassada uma condição de equilíbrio onde o arrasto provocado pelo fluxo é igual ou maior do que o peso da partícula e a fricção com os grãos adjacentes, naquele ponto. Allen (1982) classifica o fenômeno de fluidização em:

a) estacionário (convencional): a corrente de fluido é forçada para cima através de uma massa de grãos estática, suportada por baixo;

b) translacional: quando o material sedimentar sofre movimentação horizontal.

O processo de liquefação ocorre preferencialmente na fração de areia média a silte. As forças coesivas das argilas e a inércia das partículas individuais das frações grosseiras fazem com que estes dois grupos sejam menos suscetíveis. No entanto, o comportamento hidrolástico comum dos lutitos corrobora o fenômeno de liquefação das camadas adjacentes, mais suscetíveis ao processo.

4 — COMENTÁRIOS SOBRE O INTERVALO ESTRATIGRÁFICO

A Formação Candeias é subdividida em quatro membros, quais sejam, da base para o topo, Tauá, Gomo, Pitanga e Maracangalha. O Membro Tauá é composto por folhelhos cinza-escuros e está sotoposto aos fanglomerados da Formação Salvador. A espessura do Membro Gomo, cujos turbiditos, no Compartimento Sul, revelam área-fonte a NO, associada à sua contemporaneidade à cunha clástica da borda leste (Formação Salvador), reflete o início de forte caráter sintectônico do preenchimento do *rift*, o qual deu origem, já nesta fase, a zonas intermitentemente famintas dentro da bacia (Baixo de Camaçari, por exemplo). O Membro Pitanga, já citado por Della Fávera (1984) como "único no mundo em seu gênero", pelas suas relações **distribuição em área/espessura** anormalmente baixas e por sua relativa monotonia litológica, pode ser descrito como fino a muito fino, siltoso, com fragmentos orgânicos e de folhelho, podendo possuir ou não elevado percentual de argila (clorita), esta provavelmente de origem diagenética (Ghignone, 1979). O Membro Maracangalha, composto em essência de

folhelhos cinza-esverdeados, é classicamente referido como o sítio estratigráfico que desempenha o papel de camada-mãe na lutocinese tão característica dos compartimentos Central e Sul (Souza *et al.* 1970), embora já existam evidências, a partir de análise paleontológica de diversos diápiros, de envolvimento de sedimentos do Membro Gomo no processo (Silva *et al.* 1989). Por outro lado, seções sísmicas, mais nítidas no Compartimento Central que no Sul, sugerem, ainda, que a maior parte das falhas de crescimento que afetam os sedimentos da Formação Candeias, típicas de processo de progradação deltaica, tendem a ter sua superfície de descolamento associada ao topo do Membro Gomo. Fato é que há relação de ocorrência, embora não obrigatória, dos arenitos do Membro Pitanga e das massas diapirizadas de folhelho, sugerindo que os primeiros exerçam sobrecarga diferencial, impulsionando, para cima, os corpos folhelhos perfurantes (fig. 17). Ghignone (1970) já havia sugerido, aliás, que perturbações pós-deposicionais, tais como o diapirismo de folhelho, poderiam se associar às espessuras anômalas dos arenitos do Membro Pitanga. Existem, contudo, diversas situações em que a presença de ambos é exclusiva, como é o caso, por exemplo, da região geográfica das Ilhas de Madre de Deus e do Frade, onde predominam os arenitos maciços e carecem, pelo menos até onde se tem informação, os diápiros.

É consensual que a deposição do Membro Pitanga vincula-se à progradação de uma frente de sedimentação deltaica, de NO para SE (Gama Jr., 1970). Discutível, constituindo-se em uma das abordagens deste trabalho, é a origem da geometria externa e interna que esses corpos assumem dentro da massa argilosa. Mello *et al.* (1971) e Klein *et al.* (1972) sugerem ser o comportamento não estratiforme desses arenitos produto do confinamento da sedimentação, resultante de processos gravitacionais subaquosos, em calhas ou *canyons* sublacustres situados à frente dos edifícios deltaicos que adentravam o Lago Candeias. Della Fávera (1984), inspirado nas revisões conceituais efetuadas por Dott (1983) (sedimentação episódica) e por Hsu (1983) (catastrofismo atualístico) e em paralelo com nossos trabalhos (Raja Gabaglia, 1990) introduz na literatura portuguesa o termo *sismo*, cogitando ser o rearranjo por abalos sísmicos, em associação com os mecanismos de afundamento periférico aos diápiros de folhelho, o grande responsável pela curiosa estruturação interna e externa desses corpos. Tais interpretações, quer-se crer, somam-se, embora não se constituam em um quadro completo de possibilidades, pois que sempre pressupõem movimentação para baixo das massas arenosas em relação aos sedimentos encaixantes, ora argilas, ora areias mais grosseiras. Refutam-se aqui o caráter predominantemente maciço (homogêneo) dos arenitos (Mello *et al.* 1971; Ghignone, 1979), bem como a conformação de sinclinais periféricas, uma vez que se tratam de massas argilosas de frente deltaica, mais próximas de muralhas

do que de domos. Pode-se portanto concluir que, dada a sua grande mobilidade vertical, apenas a posição estratigráfica variável de ocorrência dos arenitos maciços (eles ocorrem imersos ou encravados em estratos folhelhosos pertencentes desde a Subzona RT-003-2 até a Zona RT-006) não acarreta, forçosamente, que tenha havido constância de processos deposicionais ao longo de 12 milhões de anos (duração mínima para a implantação do *rift*). Ao contrário, a maior parte dos dados de subsuperfície (Silva *et al.* 1989) e de superfície (Ponta do Ferrolho e Ponta da Sapoca, por exemplo) que se dispõem indicam maior concentração dessas rochas no intervalo definido pela Zona RT-004. Evidências geomorfológicas em afloramentos sugerem que se possa interpretar, em alguns casos, a ocorrência de folhelhos do tempo 006, situados lateralmente aos arenitos maciços, como decorrente da movimentação ascensional, diapírica, destes últimos, propulsião por sobrecarga arenosa e/ou por abalos sísmicos. Ao contrário, o afundamento das areias que exercem sobrecarga lateral aos diápiros de folhelho poderia também, e sobretudo nas situações em que fosse envolvido o Membro Gomo, explicar a presença desses corpos imersos em sedimentos de subzonas mais antigas (003-2), ainda que existam evidências, em muitos poços, de recobrimento das massas areno-siltosas por folhelhos correspondentes à parte média do Andar Rio da Serra.

Na Formação Marfim são reconhecidas duas subunidades: as Camadas Caruaçu, de contato transicional com a Formação Candeias, congregando arenitos finos, siltitos e folhelhos intercalados, ricas em estruturas sedimentares, através das quais inferiram-se paleocorrentes que indicam área-fonte a N/NO e fluxos em direção a S/SE; e o Membro Catu, composto de arenitos finos a médios, de ocorrência restrita ao norte do Compartimento Sul. Ghignone (1979) ressalta a artificialidade da litoestratigrafia formal proposta para este intervalo por Viana *et al.* (1970), o que já fora tornado claro através de minucioso trabalho faciológico de Mello *et al.* (1971), onde são definidas doze fácies sedimentares abrangendo todos os depósitos das Camadas Caruaçu, três das quais correspondem integral e irrestritamente à sedimentação do Membro Pitanga. Não há dúvida, portanto, que do ponto de vista genético, deposicional e, em alguns casos, pós-deposicional, os processos e os produtos dessas duas subunidades se confundem, o que mereceu uma abordagem informal e genérica por Netto *et al.* (1984), denominando-os fluxoturbiditos do Maracangalha. Concorda-se aqui com transferência formal das Camadas Caruaçu para a Formação Candeias ou, talvez menos recomendável (por criar nova terminologia), com a proposição de uma nova unidade litoestratigráfica, a Formação Jacuípe (de Silva *et al.* 1989), a qual reuniria os arenitos silticos com folhelhos subordinados intercalados, das Camadas Caruaçu, os arenitos maciços do Membro Pitanga, e os folhelhos desprovidos de calcário, de baixa resistividade, do Membro Maracangalha.

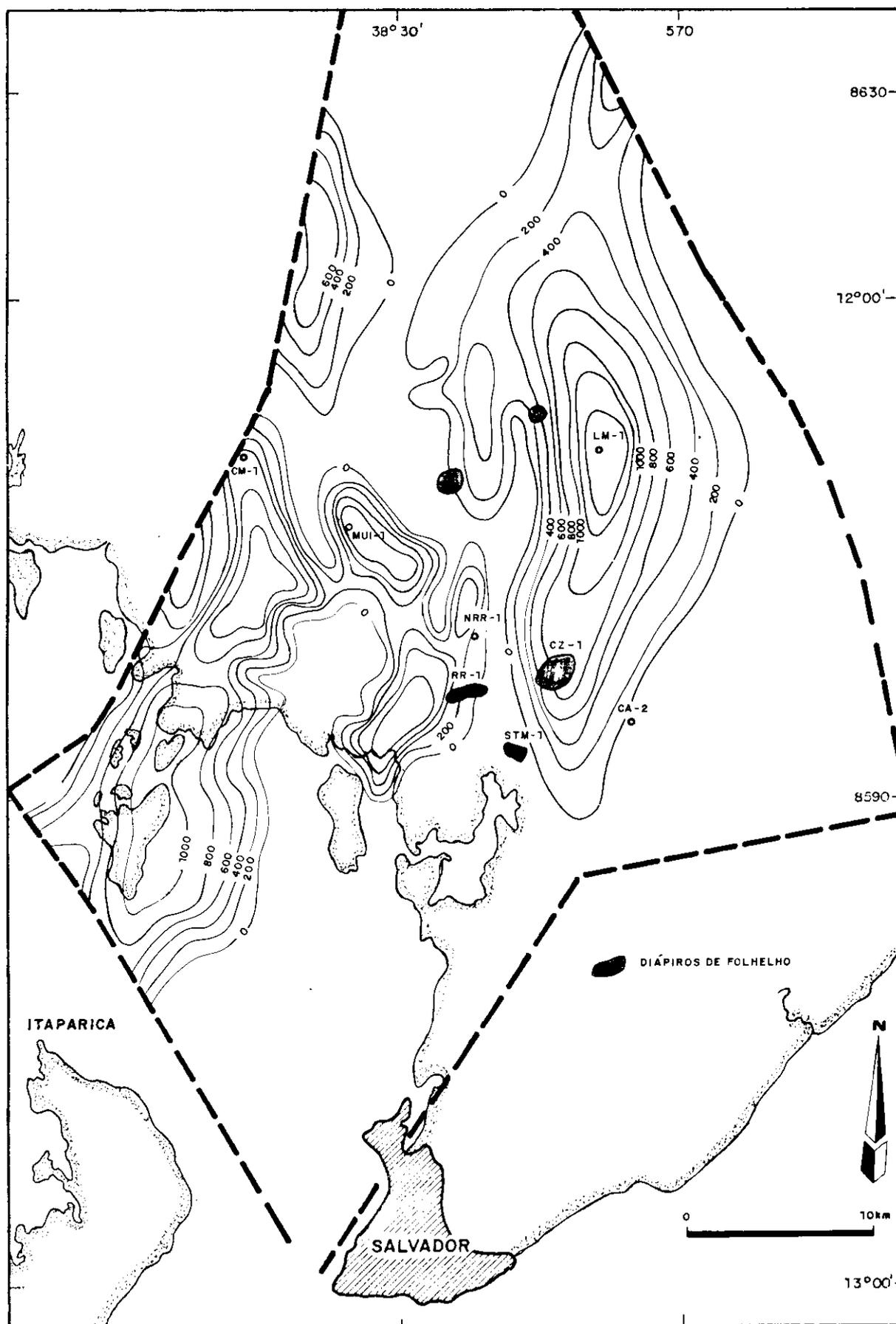


Fig. 17 - Isópachas do Membro Pitanga (DEXBA) e situação dos diápiros de folhelhos.
 Fig. 17 - Isopachs of the Pitanga Member (DEXBA) and location of the shale diapirs.

5 — OUTRAS CONSIDERAÇÕES E DADOS FUNDAMENTAIS AO ESTABELECIMENTO DO MODELO

Além das limitações e imprecisões do método de avaliação paleossísmica proposto na construção do modelo evolutivo, citem-se algumas das simplificações adotadas, tais como: (a) considerar que todo o pacote sedimentar representado no mapa de isólitais do Membro Pitanga e Camadas Caruaçu é representativo da granulometria ideal ao processo de liquidização; (b) considerar que o mapa de isópacos do Membro Gomo retrata a configuração do substrato que receberia as fácies suscetíveis ao processo de liquidização; e (c) assumir como elementos-fonte de abalos sísmicos que pudessem afetar o registro sedimentar do Compartimento Sul apenas as falhas normais que o bordejam. Esta última simplificação faz com que se deva, em essência, encarar os resultados do modelo como reflexo de uma possível influência sísmológica mínima em seu registro sedimentar, já que outras falhas, inclusive do compartimento adjacente, devem, com menor intensidade, ter participado do mesmo processo. No entanto, o modelo pode estar superestimando a influência sísmológica em 10 a 20%, já que se deve levar em conta que alguns dos intervalos deformados considerados (*vide* item (A) do Método de Investigação) podem, pela sua espessura, ser interpretados como de origem não-sísmológica.

Como já foi visto, o conhecimento dos conceitos de magnitude característica, de tempo de recorrência, das relações entre o tamanho da ruptura e o rejeito de um plano de falha e a magnitude dos terremotos associados tem sido fundamental à construção do modelo. Outros dados de igual importância são:

A) O conhecimento sedimentológico da seção estratigráfica objeto e cálculos associados: considere-se o intervalo de tempo de 17 milhões de anos (Subzonas RT-003-2 a RT-006-2), para a implantação de um sistema com tais particularidades deposicionais onde ocorrem o arenito maciço e/ou as Camadas Caruaçu. Neste intervalo, intercalam-se camadas arenosas e silticas (cuja taxa de sedimentação está acima da média local) e argilosas (às quais corresponde um intervalo de tempo de deposição maior do que a média local). Silva *et al.* (1989), considerando a parte superior do Andar Rio da Serra (Zona RT-004) com uma duração de cerca de 7,5 milhões de anos, estimam uma média de sedimentação máxima, em zona de grande influxo areno-siltoso (abaixo da charneira), da ordem de 0,41 mm/ano de sedimentos descompactados, o que corresponderia a cerca de 0,28 mm/ano de sedimentos compactados (30% de fator de compactação). Em se tratando dos poços testemunhados 7-LM-14 e 7-MUI-9, que se situam neste contexto paleogeográfico, tomando-se apenas o trecho recuperado — 135 m e 42,5 m, respectivamente —, o tempo decorrido da base para o topo do intervalo seria, portanto, por proporcionalidade, estimado em 482 000 e

152 000 anos, o que é coerente com o intervalo máximo admissível de tempo — 1,5 milhões de anos — obtido a partir de dados paleontológicos e de ostracodos de amostras destes mesmos poços (Picarelli, análise não-publicada). Uma vez que a amostragem desses intervalos não é perfeitamente contínua e, sobretudo, que são predominantemente silto-arenosos, com provável taxa de acumulação acima da máxima local, os intervalos de tempo médio calculados devem ser considerados máximos possível. Entretanto, por analogia à sedimentação recente nos lagos do leste africano (Cohen, 1982, *apud* Silva *et al.* (1989); Mondeguer *et al.* 1989), parecem ser razoáveis tais estimativas de tempo.

B) O conhecimento sedimentográfico e sedimentológico dos afloramentos e de testemunhos pertencentes à seção estratigráfica objeto e cálculos associados: consideradas as limitações naturais dos afloramentos, observa-se continuidade lateral de até 100 m em camadas com o mesmo tipo de deformação, acompanhada, em alguns casos, de espaçamento vertical de escala decimétrica a métrica. Por outro lado, nos testemunhos dos poços 7-LM-14 e 7-MUI-9 identificaram-se intervalos cuja interpretação genética sugere a possibilidade de atividade sísmológica contemporânea à sedimentação (fácies S e I), intercalados com aqueles claramente não perturbados (fácies SS), o que é mostrado na tabela IV. Supondo corres-

TABELA IV / TABLE IV
ESPESSURAS E NÚMERO DE REPETIÇÕES DAS FÁCIES S, I E SS, NOS TESTEMUNHOS DOS POÇOS 7-LM-14 E 7-MUI-9
THICKNESSES AND NUMBER OF REPETITIONS OF THE FACIES S, I AND SS IN THE CORES FROM THE 7-LM-14 AND 7-MUI-9 WELLS

7 - LM - 14 - BA				
		TOPO 2577,5 m	BASE 2726,1 m	
(SOMATÓRIO DAS ESPESSURAS TESTEMUNHADAS: 135m)				
FÁCIES	ESPESSURA MÁX.	ESPESSURA MÍN.	POR INTERV. (m) TOTAL	Nº REPETIÇÕES
S	15,2	0,1	41,6	2
I	5,0	0,2	14,7	11
S/I/S+I	15,2	0,1	95,7	34
SS	9,5	0,1	39,3	34
MÉDIA DAS ESPESSURAS MÁXIMAS DE SS = 6,56m				21 (HIPOTÉTICO)
MÉDIA DAS ESPESSURAS MÍNIMAS DE SS = 0,40m				338 (HIPOTÉTICO)
7 - MUI - 9 - BA				
		TOPO 912 m	BASE 1119 m	
(SOMATÓRIO DAS ESPESSURAS TESTEMUNHADAS: 42,5m)				
FÁCIES	ESPESSURA MÁX.	ESPESSURA MÍN.	POR INTERV. (m) TOTAL	Nº REPETIÇÕES
S	2,0	0,3	8,2	7
I	10,5	0,5	31,9	12
S/I/S+I	10,5	5,6	41,1	6
SS	1,0	0,4	1,4	2 ou 5 (?)

ponderem as fácies SS a intervalos seguramente não-sísmicos e as fácies S//S+I a períodos sísmicos, observa-se que estas últimas revelam, no testemunho do poço 7-LM-14, freqüência vertical que obedece, respectivamente, a uma média de espaçamentos máximos e mínimos (duas populações), da ordem de 6,56 m e 0,4 m, conforme mostra a figura 18, de distribuição do tamanho dos espaçamentos entre fácies com possibilidades de origem sismogênica. O número de repetições (hipotético) de fácies deformadas, para as situações máxima e mínima, seria de 21 e 338, aos quais corresponderiam intervalos de recorrência de abalos sísmicos (tempo total do intervalo testemunhado/número de repetições das fácies deformadas) de 22 952 e 1 426 anos, respectivamente. A última hipótese deve ser considerada como mais próxima da realidade, não só por haver uma tendência a ocorrer uma maior freqüência de abalos sísmicos de valores inferiores (respeitado o limite inferior de $M = 5$, que provoca liquefação), como pelo fato de a maior parte das fácies SS, as quais representam os períodos de estabilidade que se seguem aos pulsos tectônicos (sísmicos, portanto), ser representada por arenitos e siltitos, aos quais correspondem taxas de sedimentação acima da média local (assim, menor tempo para uma mesma espessura de sedimentos). Além disso, ocorre que terremotos de maior magnitude têm capacidade de ocasionar rearranjo de grandes

massas sob forma de *slumps*, as quais podem, ao envolverem diversas camadas, guardar dentro de seu registro a ocorrência de diversos outros eventos de magnitude menor (como pode ser observado em alguns afloramentos). Segundo inferências a partir de Allen (1986), que propõe uma relação provável entre freqüência estratigráfica e posição geográfica dentro de bacias *riffts* com as características do Recôncavo (fig. 19), os resultados obtidos a partir das estimativas do poço 7-LM-14 poderiam ser estendidos a boa parte do Baixo de Camaçari, com razoável grau de confiabilidade.

6 — O MODELO PROPRIAMENTE DITO

O modelo de paleossismicidade e liquidização de sedimentos ora proposto, cujas fontes de dados que lhe serviram de ponto de partida são independentes entre si (fig. 3), guarda grande coerência interna ao nível da ordem de grandeza do que se está investigando. Desta forma, os dados extraídos dos mapas de superfície, estrutural sísmico e estrutural do topo da Formação Sergi, do mapa de isóclitas do Membro Pitanga e Camadas Caruaçu, dos testemunhos do poço 7-LM-14 e, finalmente, dos afloramentos, quando submetidos à metodologia ora apresentada, compatibilizam-se entre si, revelando, em última análise, o

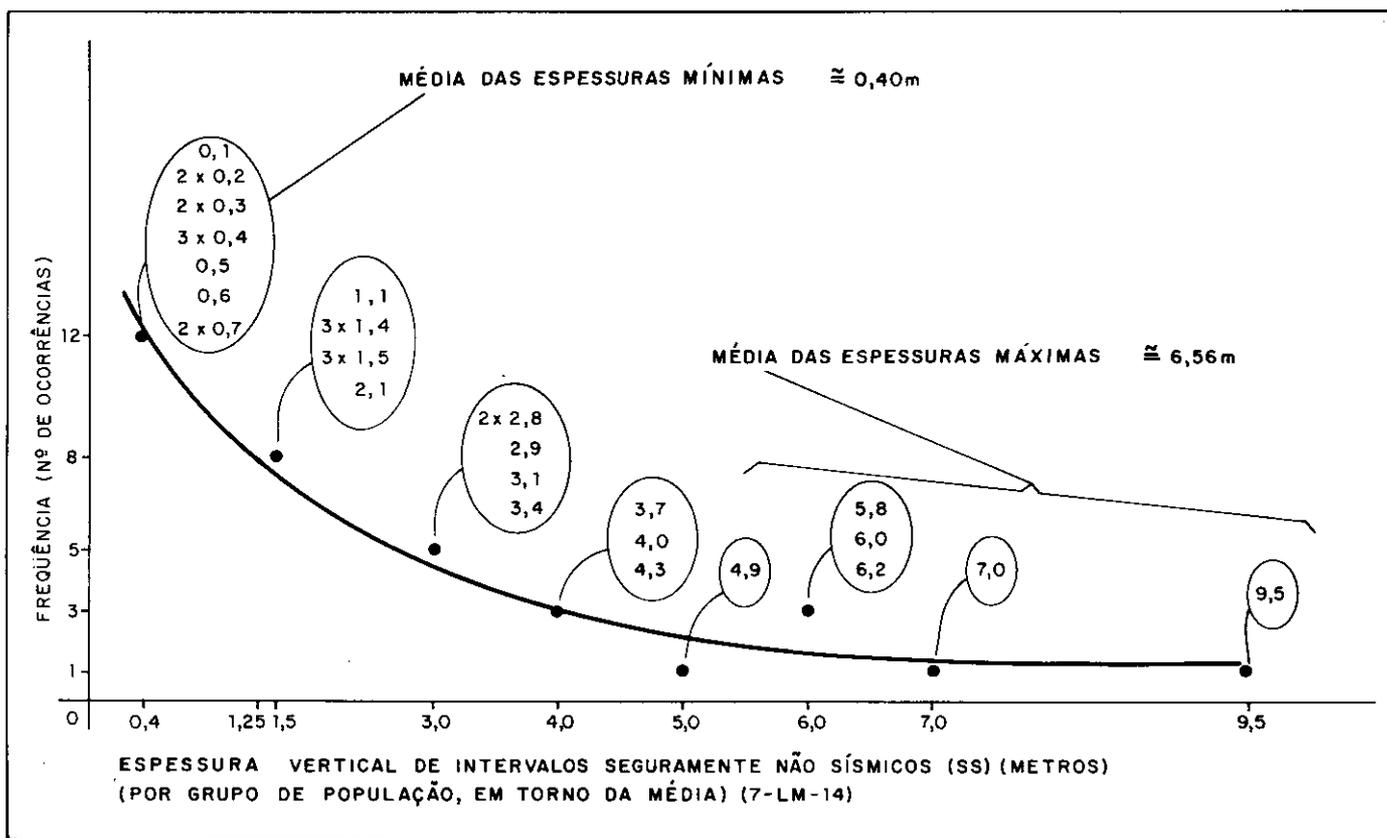


Fig. 18 - Relação entre freqüência de intervalos SS e suas espessuras.

Fig. 18 - Relation between the frequency of SS intervals and their thicknesses.

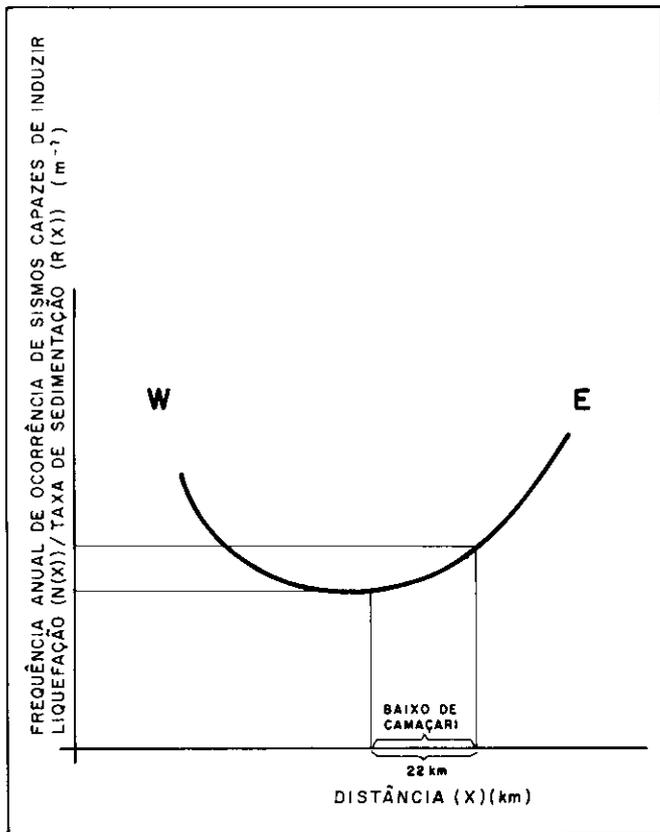


Fig. 19 - Frequência estratigráfica provável de deformações provocadas por abalos, no Compartimento Sul.

Fig. 19 - Probable stratigraphic frequency of the deformations caused by seismic movements in the Southern Compartment.

potencial de liquidação dos sismos cretácicos contemporâneos à sedimentação das fácies areno-siltosas de origem deltaica.

A síntese fundamental da confrontação dos dados surge da comparação dos números finais de espaçamento vertical médio de intervalos liquidizados da tabela III com os da tabela IV e figura 18 e com os dados dos afloramentos. O método de obtenção dos números da tabela III está explicado em seu encarte lateral. O intervalo de recorrência de abalos sísmicos também pode ser comparado com aqueles obtidos por cálculos a partir do testemunho (tabelas II e IV). Em ambas as confrontações, os números não apenas situam-se na mesma ordem de grandeza (considere-se a grande margem de erro inerente ao método), como aproximam-se entre si, em valor absoluto.

No caso da confrontação com testemunhos, encare-se, a título de exemplo, todas as possibilidades de cálculos aplicáveis à área do poço 7-LM-14 (tabelas I, II e III):

A) Na hipótese de as falhas terem se desenvolvido segundo um regime tectônico de magnitude mínima/frequência máxima/intervalo de recorrência mí-

nimo, o poço 7-LM-14 situar-se-ia na 1.ª situação paleossísmica (fig. 13), uma vez que apenas os segmentos D, G e H teriam afetado sismologicamente sua área a ponto de liquidizar os sedimentos suscetíveis. As frequências individuais de cada um desses segmentos são adicionadas e o total constitui-se na frequência provável para aquela situação paleossísmica. Admitindo-se um tempo total de duração para o *rift* de 12 milhões de anos, este cálculo corresponderia a uma frequência de $(2,6+0,7+0,3) \times 10^{-3} = 3,6 \times 10^{-3}$ abalos/ano e a um intervalo de recorrência de 278 anos. O número total de abalos correspondentes seria de 26 978, em 7,5 milhões de anos (tempo de sedimentação da maior parte das fácies suscetíveis à liquidação). O espaçamento vertical esperado de intervalos liquidizados, para zonas de espessura máxima de fácies suscetíveis nessa situação paleossísmica (esta é a posição do 7-LM-14, com 1 600 m de espessura), seria de 0,10 m.

B) Para o caso de magnitude máxima / frequência mínima / intervalo de recorrência máximo, todos os segmentos de falha afetam a área do poço em questão (fig. 15). Nas mesmas condições do item anterior, ter-se-á uma frequência de $86,5 \times 10^{-6}$ abalos/ano, um intervalo de recorrência de 11 561 anos, um número total de abalos de 649, e uma expectativa de espaçamento vertical de intervalos liquidizados de 4,28 m.

C) Para magnitude média / frequência média / intervalo de recorrência médio (fig. 14), os valores seriam, respectivamente $9,8 \times 10^{-4}$ abalos/ano, 1 020 anos, 7 353 abalos, e 0,38 m.

Desta forma, pode-se comparar os espaçamentos medidos em testemunho (tabela IV e fig. 18) com aqueles calculados nas condições acima expostas. A média dos espaçamentos verticais a partir do testemunho situar-se-ia não muito acima dos 0,40 m, enquanto que, para um número médio de abalos sísmicos na 1.ª situação paleossísmica, o valor corresponderia a 0,38 m. Para situações extremas, como se for considerado o mínimo registrado e calculado, ter-se-ia, respectivamente, 0,10 m e 0,10 m. Em situações de máximos, os resultados seriam, respectivamente, 9,50 m e 4,28 m. O intervalo de recorrência mais provável pelos dados dos testemunhos, não muito superior a 1 426 anos, também é compatível com os 1 020 anos calculados para magnitudes médias estimadas na 1.ª situação paleossísmica.

Confrontações entre os valores calculados e aqueles medidos nos afloramentos são igualmente expressivas. Os afloramentos que melhor se prestaram a este tipo de análise, dada a sua ritmicidade interna, foram aqueles agrupados como pertencentes ao sistema de *flysch like delta front*, especialmente os da Ilha do Frade e da Ponta da Sapoca. Eles se situam, respectivamente, na 2.ª e na 1.ª situações paleossísmicas, em se considerando terremotos de magnitudes médias (fig. 14). Nestes casos, o espaçamento vertical esperado de fácies liquidizadas é, para a 1.ª si-

tuação, superior aos 0,38 m e, para a 2.ª, superior a 0,37 m, uma vez que os afloramentos não se situam em zona de espessura máxima de fácies suscetíveis. De fato, na Ilha do Frade os níveis de laminações convolutas estão espaçados a intervalos sempre superiores a 0,40 m e, muito comumente, próximos ou superiores a 1 m. Na Ponta da Sapoca predominam também, no intervalo basal areno-siltoso, os espaçamentos de ordem métrica.

7 — CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

A paleossismicidade durante a implantação do sistema *rift* cretácico da Bacia do Recôncavo desempenhou, no Compartimento Sul, relevante papel na organização das fácies areno-siltosas, de origem deltaica, situadas entre a subzona de ostracodes RT-003-2 e a Zona RT-006. Procedeu-se, neste trabalho, a um cálculo da influência mínima possível da paleossismicidade sobre o registro sedimentar daquela bacia. A abordagem geral do assunto, bem como os resultados obtidos, de caráter quantitativo ou semi-quantitativo, são inéditos na literatura técnico-científica internacional.

A ocorrência de sedimentos arenosos finos e siltosos em meio aquoso (fácies suscetíveis à liquidação), em conjunção com abalos sísmicos, deu origem a um processo de alteração da pressão interna e/ou de remobilização dos fluidos neles contidos, o que afetou a organização de sua estrutura granular. Este processo pode ter sido localizado, ter atingido as camadas superficiais com grande correlação em área ou, ainda, ter envolvido grandes pacotes de sedimentos, lateral, ascensional ou descensionalmente. O processo de liquidação, em alguns afloramentos, foi generalizado. A sismicidade pode ter respondido, ainda, pela ocorrência de correntes de turbidez anormais ao ritmo uniformitarista que dava origem a espessuras sedimentares apenas decimétricas.

São aspectos importantes, emergentes deste trabalho:

A) As fácies cuja granulometria e conteúdo de água as tornaram suscetíveis à liquefação — os arenitos maciços (Membro Pitanga) e as Camadas Caruaçu —, conforme mostram os mapas de isópacas (fig. 9), concentram-se a profundidades intermediárias (entre as curvas de 500 e 1 500 m) sobre o substrato que as recebeu, em relação ao contexto paleogeográfico na Idade Rio da Serra. Os modelos sugeridos para essas fácies indicam sedimentação ou ressedimentação ocorrida entre frentes de deltas, que progravam de Norte-Noroeste para Sul-Sudeste, e o sopé dos mesmos, portanto em zonas instáveis e a profundidades compatíveis com aquelas dos mapas paleogeográficos.

B) O diapirismo de areia muito fina e silte é um fenômeno viável, ocorrendo na área sobretudo quando há o contraste vertical com sobrecarga de areia fina. A possibilidade de ejeção e injeção desta fração gra-

nulométrica, sob a forma de corpos tabulares (diques de areia), já é aceita e evidenciada no desenvolvimento da Bacia do Recôncavo. É razoável se pensar que as bruscas variações laterais do arenito maciço do Membro Pitanga, registradas em perfis elétricos, possam ter outras origens que não apenas o confinamento deposicional, como é proposto pela maioria dos autores. O caráter absolutamente maciço, homogêneo, que lhes é tradicionalmente atribuído, é considerado raro pelos trabalhos ora desenvolvidos. Na realidade, a sobrecarga diferencial e a considerável sismicidade da bacia foram fatores que podem responder por uma liquidação e conseqüente movimentação pós-deposicional, ainda que parcial, das fácies areno-siltosas. O autor desenvolveu trabalhos experimentais, em laboratório, que suportam qualitativamente a viabilidade física do fenômeno, envolvendo os materiais em questão.

C) As relações entre diápiros de folhelho e arenitos maciços é comum, mas não necessária. Entretanto, maiores investigações (perfurações e sísmica) no Compartimento Sul poderão eventualmente reforçar e, até mesmo, tornar clara a obrigatoriedade de tal relação.

D) Os intervalos de recorrência dos abalos sísmicos e o espaçamento vertical das fácies deformadas, conforme calculados pela metodologia proposta, são compatíveis com as descrições e seqüência das fácies no poço 7-LM-14 e nos afloramentos que caracterizam deposição rítmica em sistema de *flysch-like delta-front*. Enquanto o poço está situado no centro-norte do Compartimento Sul, em área de elevada concentração dos arenitos sílticos, os afloramentos situam-se em seu centro-sul, em área de moderado influxo areno-siltoso.

Intervalos análogos a este da Bacia do Recôncavo restringem-se aos *riffts* marginais brasileiros (Bacia de Barreirinhas, Bacia Potiguar e Bacia de Sergipe-Alagoas). Quer-se crer que tal fato não esteja apenas associado ao confinamento deposicional de um sistema *rift*, mas, sobretudo, ao seu contexto tectono-sismológico similar.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, J.R.L. *Sedimentary structures: their character and physical basis*. Amsterdam: Elsevier, 1982, v. 2, 663 p. (Developments in sedimentology, 30B).
- _____. Earthquake magnitude — frequency, epicentral distance, and soft: sediment deformation in sedimentary basins. *Sedimentary Geology*, v. 46, n. 1-2, p. 67-75, 1986.
- BONILLA, M.G. *et al.* Statistical relations among earthquake magnitude, surface rupture length, and surface fault displacement. *Bulletin of the Seismological Society of América*, v. 74, n. 6, p. 2379-2411, 1984.
- BOUMA, A.H. *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Amsterdam: Elsevier, 1962, 168 p.
- DELLA FÁVERA, J.C. Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras: uma contribuição para atestar o carácter pontuado do registro sedimentar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro. *Anais..* [Rio de Janeiro: SBG, 1984].

- DOTT JUNIOR, R.H. 1982 SEPM presidential address: episodic sedimentation: how normal is average? how rare is rare? does it matter? *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 53, n. 1, p. 6-23, 1983.
- GAMA JUNIOR, E. Modelo geológico das bacias do Recôncavo e Tucano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, 1970, Brasília. *Anais...* [Brasília: SBG, 1970].
- GHIGNONE, J.I. Geologia dos sedimentos fanerozóicos do Estado da Bahia. In: INDA, H.A.V. *Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia*. Salvador: Secretaria das Minas e Energia, 1979, p. 24-117.
- _____. *A sedimentação ilhas inferior*. Salvador: PETROBRÁS, 1970. (Relatório interno, 1317).
- HSU, K.J. Actualistic catastrophism address of the retiring president of the International Association of Sedimentologists. *Sedimentology*, v. 30, n. 1, p. 3-9, 1983.
- KLEIN, G. de V. et al. Subaqueous gravity processes on the front of cretaceous deltas, Recôncavo Basin, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, v. 83, n. 5, p. 1469-1492, 1972.
- LOWE, D.R. Water escape structures in coarse: grained sediments. *Sedimentology*, v. 22, n. 2, p. 157-204, 1975.
- MELLO, V. et al. Processos gravitacionais subaquosos e rochas sedimentares no norte frontal de um delta cretáceo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 15, 1971, São Paulo. *Anais...* [São Paulo]: SBG, 1971, v. 3, p. 159-177.
- MONDEGUER, A. et al. Sedimentary basins in an extension and strike-slip background: the "South Tanganyka troughs complex", East African rift. *Bulletin Soc. Geol. France*, v. 8, n. 3, p. 501-522, 1989.
- NETTO, A.S.T. et al. *Prospectos estratigráficos do Recôncavo: arcabouço estrutural, análise estratigráfica e potencialidade exploratória dos andares Rio da Serra e Aratu*. Salvador: PETROBRÁS/DEPEX/DEXBA, 1984. (Relatório interno, 1776).
- RAJA GABAGLIA, G.P. *Paleossismicidade e sedimentação: contribuição à geologia do Compartimento Sul da Bacia do Recôncavo/BA*. Rio de Janeiro. Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1990. (Tese de mestrado).
- REGALI, M.S.P., VIANA, C.F. *Sedimentos do neojurássico-eocretáceo do Brasil: idade e correlação com a escala internacional Late Jurassic-early cretaceous in brasilian sedimentary basins: correlation with the internacional standard scale*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS/SEDES, 1989, 95 p.
- SCHWARTZ, D.P., COPPERSMITH, K.J. Fault behavior and characteristic earthquakes: examples from the wasateh and San Andreas fault zones. *Journal of Geophysical Research*, v. 89, n. B7, p. 5681-1698, 1984.
- SILVA, H.T. et al. *Aspectos evolutivos do Andar Rio da Serra, fase rift, na Bacia do Recôncavo e a Formação Jacuípe*. Salvador: PETROBRÁS/DEXBA, 1989. (Relatório interno).
- SOUZA, R.G. et al. *Diápiros de folhelho do Recôncavo e estruturas associadas: suas perspectivas para petróleo*. Salvador: PETROBRÁS/DEXPRO, 1970. (Relatório interno).
- TINSLEY, J.C. et al. Evaluating liquefaction potential. In: Evaluating earthquake hazards in the Los Angeles region: an earth-science perspective. [s.l.: U.S. Geological Survey], 1985. (Geological Survey professional paper, 1360).
- VAN LOON, A.J., BRODZIKOWSKI, K. Problem and progress in the research on soft: sediment deformations. *Sedimentary Geology*, v. 50, n. 1/3, p. 167-193, 1987.
- VIANA, C.F. et al. Revisão estratigráfica da Bacia do Recôncavo/Tucano. *Boletim Técnico da PETROBRÁS*, V. 14, N. 3/4, p. 157-192, 1971.

EXPANDED ABSTRACT

The relation between paleoseismicity and sedimentation is presented in the Cretaceous of the Southern Compartment of the Reconcavo Basin, state of Bahia, Brazil, in both qualitative and (semi-)quantitative forms, in a detailed tectonic-sedimentary approach, absolutely pioneering in its content. The abundant occurrence of deformations in unconsolidated sediments, that results from the predominance of the fine sand and silt fraction and from the presence of a great amount of water in the system, makes the studied interval (Pitanga Member of the Candeias Formation and Caruaçu Layers of the Marfim Formation) an excellent laboratory for this type of analysis.

For that purpose, three sets of data were used and an analogical methodology was adopted. The following items were considered: a) surface maps, structural seismic maps, structural map from the top of the Sergi Formation — outlining the geometry of the structural framework of the Southern Compartment; b) map of the sandy-silty isopachs of the Pitanga Member and of the Caruaçu Layers — statistically representing the stratigraphic interval subject to liquidization processes (corresponding to a paleosusceptibility map); c) well data (core samples from the Massui and Lamarao Fields) and outcrops that would show either good lateral relations among the lithotypes significant to the analysis and/or those showing cyclicity.

The methodology employed, pioneer in the study of ancient rocks and based on current models, considers the following items: a) the length of fault rupture and the calculations of the magnitude that characterized earthquakes during the rift implantation epoch, as well as of the rejections by seismic event, and of the

duration of activity of each fault system, and consequently of the frequency and recurrence of seismic movements; b) the maximum distance at each plane of the fault in which sediments would suffer the liquidization process due to seismic movements; c) a maximum sedimentation rate at the studied interval of 0.41 mm/year (close to 0.28 mm/year of compacted sediments). The actualistic base of the model comes from applying procedures used in areas seismologically active today to a Cretaceous rift. Therefore, the paleosusceptibility map overlapped with the paleo-opportunity map (which results from the composition of the frequency and the recurrence interval with the maximum distance of liquidization for each seismic event), thus generating a liquidization paleopotential map, defined 18 different paleoseismic situations for the Southern Compartment of the Reconcavo Basin. Finally, the field and core data (core data meaning the vertical spacing observed in the deformed intervals) were confronted with the expected results from the calculations performed, which had in magnitude a great compatibility.

Some additional results were obtained in this study, such as: a) identification of the ideal paleogeographical situation (the deltaic slope) for the occurrence of the liquidation processes in the Candeias Lake; b) the feasibility of diápirism involving very fine sand and silt; and c) the probable, but not necessary relation between shale diápiros and massive sandstones.

Analogous intervals to that of the Reconcavo Basin are restricted to the marginal Brazilian rifts and are possibly associated, in addition to the paleogeographical picture, to a similar tectonic and seismological context.