DEPÓSITOS DE LEQUES COSTEIROS (FAN DELTAS) E DE PLATAFORMA MARINHA RASA DO GRUPO ESTÂNCIA, PROTEROZOICO SUPERIOR (BAHIA E SERGIPE)

GERSON SOUZA SAES* e GERALDO DA SILVA VILAS BOAS**

ABSTRACT LATE PRECAMBRIAN FAN DELTA AND SHALLOW-WATER MARINE DEPOSITS OF ESTÂNCIA GROUP (BAHIA AND SERGIPE). A sedimentological study of the upper Proterozoic Palmares Formation (Estância Group) metasediments was undertaken in the NE part of Bahia and SW Sergipe states. There is a basal facies association of predominantly carbonatic epiclastic breccia, polymictic conglomerates, and fine red rhythmites. These coarse terrigenous deposits have a wedge-shape geometry and interfinger with marine sediments suggesting fan delta deposition. This facies grades upwards and laterally into a 3 km thick lithofeldspathic arenaceous pile which is interpreted to be a shallow shelf sequence. The large thickness, immature character, and palaeocurrent system probably result from a high sedimentation rate which kept pace with intense subsidence.

RESUMO Os metassedimentos do Proterozóico Superior da Formação Palmares, Grupo Estância, aflorantes nas regiões NE e SW dos Estados da Bahia e Sergipe, respectivamente, constituem uma sequência terrígena composta na base por cunhas de conglomerados e brechas típicas de leques aluviais que se interdigitam com sedimentos finos marinhos, configurando um contexto deposicional de leques costeiros (*fan deltas*) desenvolvido ao longo de escarpas resultantes da reativação de antigas falhas do embasamento da bacia. Esses sedimentos gradam lateralmente e para o topo da formação para uma sequência de 3 km de espessura de arenitos litofeldspáticos depositada em ambiente de plataforma marinha rasa. O caráter imaturo e a grande espessura do pacote refletem a persistência das condições ambientais em uma bacia submetida a intensa subsidência compensada por grande aporte de sedimentos.

INTRODUÇÃO A antefossa molássica de Tobias Barreto, definida por Santos & Silva Filho (1975), abriga os sedimentos clásticos da fase de pós-inversão do Sistema de Dobramentos Sergipano (Brito-Neves *et al.* 1977a) no Proterozóico Superior/Éo-Paleozóico. Vários autores têm-se dedicado ao estudo estratigráfico dos sedimentos que preenchem a bacia, destacando-se os trabalhos realizados a partir da década de 60, entre os quais Allard & Tibana (1966), Humphrey & Allard (1967, 1969), Santos & Silva Filho (*op. cit.*), Silva Filho *et al.* (1977, 1978), Saes & Vilas Boas (1983, 1986). No atual estágio de conhecimentos, são individualizadas quatro unidades litoestratigráficas formais, da base para o topo: as formações Juetê, Acauã, Lagarto, e Palmares. As formações Juetê e Acauã constituem, respectivamente, depósitos continentais terrígenos de uma fase tafrogênica inicial e a extensão sobre a borda do Cráton do São Francisco da sedimentação carbonática miogeossinclinal (Formação Olhos d'Água). Repousando em contato abrupto, às vezes erosivo sobre os carbonatos Acauã, a Formação Lagarto constitui um pacote terrígeno predominantemente pelítico com intercalações de arenitos finos, exibindo evidências de deposição em ambiente costeiro a plataforma marinha rasa (Saes & Vilas Boas 1983), que passa à espessa coluna de arenitos e conglomerados denominados Formação Palmares por Silva Filho *et al.* (1978).

O termo Estância tem sido aplicado de forma diversificada, englobando na categoria de formação um membro carbonático próximo à base e outro mais espesso de arenitos no topo (Humphrey & Allard 1967, 1969) ou como grupo, compreendendo as formações Cajazeiras e Bonfim (Silva Filho *et al.* 1977) ou as formações Juetê, Acauã e Lagarto, separadas dos arenitos e conglomerados do topo da sucessão (Formação Palmares) por discordância angular (Silva Filho *et al.* 1978). Brito-Neves *et al.* (1977b) forneceram idade Rb/Sr de 474 ± 11 Ma para amostras coletadas nas imediações da cidade de Lagarto, correspondendo aos processos de anquimetamorfismo que afetaram essas rochas, o que permite situar a sedimentação Estância no intervalo de 630 (idade dos eventos tar-

ditecônicos que afetam o Grupo Vaza-Barris do qual o Estância inclui fragmentos) a 474 Ma.

No presente trabalho, foram estudadas as exposições da sequência de topo do Grupo Estância (Formação Palmares) na extremidade sul da antefossa, entre as localidades de Rio Real, na Bahia, e Campo Grande, em Sergipe. Nesta área, as rochas do grupo estão estruturadas em amplo e suave sinclinal com eixo orientado NNW e caimento para N (Saes 1984), indicando esforços compressivos E-W, conforme foi assinalado para toda a antefossa por Silva Filho *et al.* (1978), possivelmente relacionados ao evento anquimetamórfico datado por Brito-Neves *et al.* (1977b) (Fig. 1). Foram individualizadas as fácies sedimentares que compõem o pacote tendo como critério a associação de litologias, estruturas primárias e propriedades geométricas deduzidas a partir de aspectos sedimentológicos. Essas unidades foram agrupadas em duas associações fundamentais, englobando fácies genética ou ambientalmente relacionadas (Reading 1980): a. conglomerados, brechas e ritmitos avermelhados; e b. arenitos arroxeados, verdes e vermelhos. Foi formulado um modelo deposicional hipotético calçado na evolução temporal e distribuição geográfica das fácies, tendo por premissa a implicação regional dos eventos tectono-sedimentares registrados na área.

CONGLOMERADOS, BRECHAS E RITMITOS AVERMELHADOS

Os conglomerados do vale do Rio Real foram descritos por Silva Filho *et al.* (1978) e considerados como pertencentes à Formação Lagarto "pela presença de calcário entre os seixos, o que indica terem-se depositado após a sedimentação da Formação Acauã". Sua área de ocorrência está grosseiramente marcada pelo curso do Rio Real além de constituir lentes descontínuas e recorrentes em toda a espessura da Formação Palmares na região. Foi escolhida como seção-tipo aquela exposta no leito do Rio Real a noroeste da cidade homônima (Figs. 1 e 2). Seu contato inferior é transicional e localmente erosivo, consistindo na interestratificação de conglomerados e siltitos esverdeados ou vermelhos seme-

* Universidade Federal do Mato Grosso, Departamento de Geologia, Avenida Fernando Correa, s/nº, CEP 78000, Cuiabá, MT, Brasil

** Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geofísica e Instituto de Geociências da UFBA, Rua Caetano Moura, 123, Federação, CEP 40210, Salvador, BA, Brasil

Figura 1 - Mapa geológico simplificado da área
Figure 1 - Simplified geological map of study area

lhantes às unidades descritas na Formação Lagarto por Saes & Vilas Boas (1983). A espessura máxima verificada para essa associação é de cerca de 170 m e sua natureza lenticular é bastante evidente pela variação de espessura constatada ao longo do rumo das camadas (Fig. 2). Lateral e verticalmente, essa associação grada para a espessa sucessão de arenitos de topo do Grupo Estância por uma zona de interdigitação com espessura de algumas dezenas de metros.

A fácies de brechas monomíticas está localizada na base da associação e é composta por fragmentos angulosos de rocha carbonática (calcário Acauã) imersos em matriz arenosa e abundante cimento calcífero. O tamanho máximo dos fragmentos atinge localmente 70 cm, destacando-se a grande heterogeneidade granulométrica e a ausência de planos de estratificação ou orientação preferencial dos clastos. Sua espessura máxima é de cerca de 20 m e se adelgaça lateralmente, sugerindo a geometria de lobos de extensão limitada restritos à porção inferior do pacote de conglomerados. Esta fácies atesta a atuação de fluxos de detritos ocorridos em áreas com vertentes íngremes de modo a preservar a angulosidade dos clastos carbonáticos. Ademais, as condições climáticas favoráveis à erosão sem dissolução de rochas carbonáticas são encontradas em regiões áridas, requerendo altas taxas de erosão e subsidência em áreas de relevo escarpado (Pettijohn 1975).

Sobrepostos ou lateralmente contíguos às brechas, desenvolvem-se cunhas de conglomerados polimíticos com seixos de rochas granito-gnáissicas, quartzo de veio, quartzitos, silexitos, carbonatos, micaxistos e metabasitos na ordem de abundância decrescente. O tamanho dos clastos atinge localmente 1 m, predominando, contudo, granulometria na faixa de blocos com diâmetro médio de 15 cm. O grau de arredondamento é mais alto que nas brechas e possuem abundante matriz arenosa arroxeadada de composição litofeldspática. Esses conglomerados

Figura 2 - Perfis verticais (P1 e P2) das fácies de brechas, conglomerados, ritmitos e arenitos arroxeados. Vale do Rio Real

Figure 2 - Vertical profiles (P1 and P2) showing breccia, conglomerate, rhythmite, and violet-sandstone facies. Real river valley

já desenvolvem uma estratificação definida pela intercalação de níveis de arenitos organizando-se em camadas de 40 cm a 2 m de espessura. É notável a inter-relação da espessura média do acamamento, o tamanho médio dos seixos, a altura da camada em relação à base do pacote e a espessura total da seção particular, caracterizando corpos com geometria de cunhas compostos por ciclos deposicionais granodecrescentes. Internamente, as camadas de conglomerados podem mostrar gradação inversa a normal embora mais comumente sejam desorganizadas (Prancha 1A). A correlação entre tamanho máximo dos clastos e espessura da estratificação sugere que cada camada ou unidade de sedimentação resulte de um único fluxo episódico ou torrencial, que deposita um pavimento de cascalho, passando à infiltração e deposição de uma unidade de finos quando a velocidade da corrente declina (Collison 1980). Harms *et al.* (1975) admitem que tanto a gradação normal como a inversa indicam um agente capaz de selecionar material de diferentes tamanhos e que os clastos estejam livres para se mover em relação aos outros de acordo com o tamanho.

Interestratificados em todo o pacote de conglomerados, ocorrem algumas dezenas de metros de ritmitos avermelhados, constituindo horizontes individuais de até 5 m de espessura (Prancha 1B). Cada ritmo se inicia por arenito/siltito assentado em base abrupta plana incluindo fragmentos placóides milimétricos de folhelho vermelho, maciço ou com laminação plana, passando a laminação cruzada no topo. O ciclo se encerra com um nível de folhelho siltítico vermelho com fissilidade moderada (Fig. 3). Essa unidade guarda notável semelhança litológica com fácies de alternância de siltitos e folhelhos avermelhados descrita na Formação Lagarto na bacia do Rio Itapicuru (Saes & Vilas Boas 1983). Sua origem é ainda pouco compreendida, sendo atribuída a períodos de abrandamento da atividade tectônica e retração das escarpas responsáveis pela deposição dos conglomerados. O caráter rítmico e o arranjo das estruturas sedimentares sugerem eventos episódicos, po-

Prancha 1 – A. Conglomerados polimíticos com estratificação marcada por níveis de arenitos muito finos (NA); B. intercalações de ritmítos (rt) e conglomerados polimíticos (cg).

Plate 1 – A. stratified polymict conglomerates showing very fine sandstone intervals (NA); B. alternations of rhythmites (rt) and polymict conglomerates (cg).

dendo tratar-se de inunditos distais de um sistema de leques costeiros (Della Fávera 1984) com possível retrabalhamento por ondas e marés.

Figura 3 – Detalhe da sucessão das unidades litológicas e estruturas sedimentares da fácies de ritmítos avermelhados

Figure 3 – Detail of lithologic types from the reddish rhythmite facies

ASSOCIAÇÃO DE ARENITOS ARROXEADOS VERDES E VERMELHOS

Este conjunto corresponde ao topo do Grupo Estância na região e compreende cerca de 3.000 m de sedimentos psamíticos médios a finos, com raros níveis de arenitos muito grossos, conglomerados de grânulos, siltitos, folhelhos e arenitos conglomeráticos. A distinção feita pela cor resulta da aparente organização vertical das diferentes litologias, com os arenitos arroxeados ocorrendo na base da seção associados aos conglomerados (Fig. 2), passando a arenitos esverdeados na porção intermediária e arenitos vermelhos micáceos no topo (Fig. 4).

As estruturas sedimentares mais comuns são a laminação plano-paralela e as estratificações cruzadas de médio a grande porte. (tipos β e O de Allen 1963) (Pranchas 2A e B). Na base das seqüências cruzadas freqüentemente se concentram resíduos de grânulos e seixos. A morfologia complexa mostrada por estratificações cruzadas de baixo ângulo (Prancha 2C) é sugestiva de retrabalhamento em praias ou zonas rasas da antepraia superior (Conybeare & Crook 1968). As formas

Figura 4 – Perfil vertical das fácies de arenitos verdes e vermelhos. Serra Pelada

Figure 4 – Vertical profile of the red-and-green sandstone facies. Pella-da Hill

sigmoidais mostradas na prancha 3 sugerem desaceleração de um fluxo com alta concentração de areias em um corpo de água como um estuário ou uma baía. A associação de estruturas sedimentares é claramente indicativa de deposição em águas rasas em ambiente sujeito a regime hidráulico altamente variável com a migração de ondas e dunas de areia precedida por episódio erosivo de alta energia. Eventos sucessivos de migração de formas arenosas em sentidos variáveis de no mínimo 90° produzem uma configuração complexa de roseta de paleocorrentes (Fig. 5), evidenciando-se, contudo, uma forte tendência bipolar, o que, de acordo com Potter & Pettijohn (1977), constitui evidência de deposição sob influência de marés.

A análise petrográfica desses arenitos foi realizada com base na natureza dos grãos perfeitamente identificáveis ao mi-

Prancha 2 – Fácies de arenitos cinza-arroxeados: A. estratificação cruzada tabular isolada; B. agrupamento de estratificações cruzadas tabulares mostrando lâminas frontais mergulhando em sentidos opostos; C. morfologia complexa de seqüências cruzadas com geometria em cunha associadas com laminação plana.

Plate 2 – Violet-gray sandstone facies: A. isolated tabular cross-stratification; B. sets of tabular cross-stratification showing oppositely dipping foreset laminae; C. wedge-shape sets of planar laminae showing complex truncation patterns

croscópio, com omissão do conteúdo de finos, evitando-se desse modo a interpretação implícita, quando se considera matriz como material intersticial fino presente no momento da deposição ou produto do esmagamento e alteração diagenética de grãos mecanicamente instáveis, extremada no caso de are-

nitos finos e muito finos como na Formação Palmares (Dickinson 1970) (Fig. 6). A tendência a uma deposição arco-siana, indicando uma proveniência a partir de terrenos granito-gnáissicos mostrada no diagrama ternário da figura 10 seria atenuada caso se considerassem como R os grãos de quartzo e parte da matriz como produto do esmagamento de grãos de filito.

Quartzo em grãos estirados angulosos derivados de xistos e gnaisses ou grãos isoaxiais com inclusões de rutilo e zircão derivados de rochas plutônicas dominam na fração areia. Quartzo, sílexito e quartzo hidrotermal, este com inclusões de clorita vermicular e micrólitos de epidoto, ocorrem principalmente nas frações mais grossas. Plagioclásio, ortoclásio e microclínio na ordem de abundância decrescente ocorrem em grãos tabulares pouco desgastados, intensamente caulinizados ou saussuritizados. Fragmentos de filitos discóides e grãos carbonáticos estão comumente deformados por compactação. Clorita, moscovita e biotita grossas atingem até 5% da rocha. Na matriz identificam-se quartzo, opacos, sericita, clorita, feldspatos e epidoto, além de agregados nodulares de carbonato, apresentando ocasionalmente textura de preenchimento do espaço poroso original.

MODELO DEPOSICIONAL Um modelo deposicional para os sedimentos da Formação Palmares admite como marco na história evolutiva da bacia um evento de reorganização tectônica no âmbito do Sistema de Dobramentos Sergipano, refletindo-se na Antefossa de Tobias Barreto como reativação de antigas linhas de fraqueza no embasamento. Nos blocos abatidos dessas falhas acumulam-se os espessos pacotes de conglomerados e brechas que distalmente se interdigitam com os depósitos de mar raso da Plataforma Lagarto, que ainda domina extensas áreas da bacia, caracterizando-se um contexto deposicional de leques costeiros (*fan deltas*), (Holmes 1965, McGowen 1970, Dutton 1982, Saes & Vilas Boas 1984) (Fig. 7A). A variação vertical na composição dos seixos, das brechas aos conglomerados polimíticos, testemunha o progressivo soerguimento das fontes com o nível de erosão passando rapidamente da cobertura ao embasamento e o desenvolvimento de discordância locais, fenômeno registrado por Miall (1978) em bacias molássicas submetidas a sucessivos episódios ou pulsos de ativação de falhas ao longo de suas margens.

O progressivo rebaixamento do relevo e a instalação de extensa planície costeira alimentada por rios de grande capacidade presidem a acumulação das areias do topo da seção (Fig. 7B). As estruturas sedimentares mais frequentes indicam processos de tração-saltação de areias em regime de fluxo inferior a superior por correntes normais em águas rasas (não se registrando nesta porção da antefossa turbiditos como os descritos por Silva Filho *et al.* 1978 em sua parte norte). As poucas medidas de paleocorrentes obtidas na área mostram forte tendência bipolar, reforçando a interpretação de deposição em ambiente costeiro e de plataforma marinha rasa. Essas condições permanecem por longo período, durante o qual a intensa subsidência do assoalho da bacia é compensada pelo aporte de areias imaturas derivadas dos terrenos de baixo grau de metamorfismo da Faixa Sergipana a norte e das rochas plutônicas do Cráton do São Francisco a sul.

CONCLUSÕES A Formação Palmares na área estudada é constituída na base por depósitos de fluxo de detritos e torrentes em lençol, típicos de sistemas de leques aluviais, associados a ritmitos vermelhos e siltitos esverdeados, representando os inunditos distais do sistema retrabalhados em ambiente costeiro e depósitos marinhos, configurando um contexto deposicional de *fan deltas*. A aridez climática e o abrandamento com o tempo, da intensa atividade tectônica ao longo de escarpas resultantes da reativação de antigas falhas do embasamento, respondem pela imaturidade dos sedimentos, sua

Prancha 3 – Fácies de arenitos arroxeados e verdes: A. bancos de arenitos arroxeados com estratificações cruzadas de baixo ângulo; B e C. estratificações cruzadas com aspecto sigmoidal em arenitos finos cinza-esverdeados

Plate 3 – Violet and green stone facies: A. sandstones showing low-angle cross-stratification; B. and C. greenish-gray fine sandstone showing sigmoidal cross-stratification

Figura 5 – Mapa de direções de paleocorrentes dos metasedimentos do Grupo Estância

Figure 5 – Map showing paleocurrent directions from Estancia Group metasediments

Figura 6 – Diagrama ternário QFR (McBride 1963) mostrando a composição dos arenitos Palmares e os campos estabelecidos por Dickinson & Suczek (1979) para arenitos de diferentes proveniências

Figure 6 – Ternary diagram QFR (McBride 1963) showing composition of Palmares Sandstone and fields defined by Dickinson & Suczek (1979) for sandstones with multiple source areas

geometria cuneiforme e a natureza granodecrescente dos ciclos. Esses sedimentos se interdigitam com as areias litofeldspáticas acumuladas por tração como dunas e ondas arenosas em uma plataforma marinha rasa sob a influência de correntes de maré. A contínua subsidência do assoalho da bacia e o

Figura 7 – Representação esquemática do contexto deposicional da Formação Palmares: A. fase inicial de reativação de antigas falhas do embasamento e deposição das fácies de conglomerados, brechas e ritmitos avermelhados em um sistema de leques costeiros; B. rebaixamento do relevo e deposição das fácies arenosas de plataforma marinha rasa. 1. Embasamento. 2. Formação Juetê. 3. Formação Acauã. 4. Formação Lagarto. 5. Formação Palmares: depósitos de leques costeiros. 6. Formação Palmares: depósitos de plataforma rasa

Figura 7 – Schematic depositional model for Palmares Formation: A) initial phase of basement fault reactivation and deposition of conglomerate, breccia and reddish rhythmite facies in a fan delta environment; B) lowering of relief and deposition of shallow-water sandy facies.

abundante suprimento terrígeno resultam na persistência por longo tempo das condições deposicionais e na preservação do caráter imaturo dessas areias pelo rápido soterramento.

Agradecimentos Os autores agradecem aos Professores

Abílio C.S.P. Bittencourt e Ian Davison, pelas críticas e sugestões; a Gilzélis Reis Nascimento e Maria Conceição Azevedo de Medeiros, pelos trabalhos de datilografia; e a Natanael P. Gomes e Gilson L. Liberal, pelos trabalhos de desenhos e fotos, respectivamente.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLARD, G.O. & TIBANA, P. 1966. Extensão pré-cretácea e petrografia da Série Estância, reconstituída pelo estudo dos conglomerados cretáceos. *Bol. Tec. Petrobrás*, 9:17-45.
- ALLEN, J.R.L. 1963. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*, 2:93-114.
- BRITO-NEVES, B.B.; SIAL, A.N.; ALBUQUERQUE, J.P.T. 1977a. Vergência centrífuga residual no Sistema de Dobramentos Sergipano. *Rev. Bras. Geoc.*, 7:102-114.
- BRITO-NEVES, B.B.; KAWASHITA, K.; MELLO, E.Z.V. 1977b. Estudo geocronológico do Grupo Estância pelo método Rb/Sr. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 8, Campina Grande (PB), 1977. *Atas...* Campina Grande (PB), SBG, v. 6, p. 311-321.
- COLLINSON, J.D. 1980. Alluvial sediments. In: READING, H.G. ed. *Sedimentary environments and facies*. 2 ed. Oxford, Blackwell Sci. Publ. p. 15-60.
- CONYBEARE, C.E.B. & CROOK, K.A.W. 1968. *Manual of sedimentary structures*. 1 ed. Canberra, Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics/Australian Government Publishing Service, 327 p.
- DELLA FÁVERA, J.C. 1984. Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras. Uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33 Rio de Janeiro 1984. *Anais...* SBG v. 3, p. 489-501.
- DICKINSON, W.R. 1970. Interpreting detrital modes of graywackes and arkose. *Jour. Sed. Pet.*, 40:695-707.
- DICKINSON, W.R. & SUCZEK, C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone composition. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 63:2164-2182.
- DUTTON, S.P. 1982. Pennsylvanian fan-delta and carbonate deposition, Mobeetie field, Texas Panhandle. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66:389-407.
- HARMS, J.C.; SOUTHARD, J.B.; SPEARING, D.R.; WALKER, R.G. 1975. *Depositional environments as interpreted from primary structures and stratification sequences*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. (Short Course 2). 161p.
- HOLMES, A. 1965. *Principles of physical geology*. 2 ed. New York. Roland Press Co. 1288 p.
- HUMPHREY, F.L. & ALLARD, G.O. 1967. O Geossinclinal de Propriá; Província recém descoberta do Pré-Cambriano Superior no escudo brasileiro. *Bol. Tec. Petrobrás*, 12:409-430.
- HUMPHREY, F.L. & ALLARD, G.O. 1969. *Geologia da área do Domo de Itabaiana e sua relação com o Geossinclinal de Propriá*. Petrobrás, Rio de Janeiro, 104 p.
- McBRIDE, E.F. 1963. A classification of common sandstones. *J. Sed. Petrol.*, 33:664-669.
- McGOWEN, J.H. 1970. *Gum Hollow fan-delta, Nueces Bay, Texas*. Texas Univ. Bur. Econ. Geology Rept. Inv. 69, 91 p.
- MIALL, A.D. 1978. Tectonic setting and syndepositional deformation of molasse and other nonmarine-paralic sedimentary basins. *Can. Jour. Earth Sci.*, 15:1613-1632.
- PETTIJOHN, F.J. 1975. *Sedimentary rocks*, 3 ed. New York, Harper & Row. 628 p.
- POTTER, P.E. & PETTIJOHN, F.J. 1977. *Paleocurrents and basin analysis*. New York, Springer-Verlag. 420 p.
- READING, H.G. 1980. Facies. In: READING, H.G. ed. *Sedimentary environments and facies*. 2 ed. Oxford, Blackwell Sci. Publ. p. 4-14.
- SAES, G.S. 1984. *Estratigrafia e sedimentologia do Grupo Estância na região nordeste do Estado da Bahia*. Salvador, 107 p. (Dissertação de Mestrado, UFBA).
- SAES, G.S. & VILAS BOAS, G.S. 1983. Fácies sedimentares da Formação Lagarto, Pré-Cambriano Superior no extremo nordeste da Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, 13:263-270.
- SAES, G.S. & VILAS BOAS, G.S. 1984. Depósitos de 'fan deltas' da Formação Palmares: Pré-Cambriano Superior no extremo nordeste da Bahia. In: CONGR. BRAS. GEOL. 33, Rio de Janeiro, 1984. *Bol. Res.* Rio de Janeiro, SBG, p.55.
- SAES, G.S. & VILAS BOAS, G.S. 1986. Fácies sedimentares e modelo de sedimentação da Formação Acauã. Pré-Cambriano Superior no nordeste da Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, 16:263-270.
- SANTOS, E.J. & SILVA FILHO, M.A. 1975. Ensaio interpretativo sobre a evolução do Geossinclinal de Propriá, Nordeste do Brasil. *Miner. e Metal.*, ano XXXIX, 367:3-32.
- SILVA FILHO, M.A.; BOMFIM, L.F.C.; SANTOS, R.A.; LEAL, R.A.; SANTANA, A.C.; FILHO, P.A.B. 1977. *Projeto Baixo São Francisco/Vaza-Barris*, relatório final. Salvador. DNPM/CPRM. vol. 1.
- SILVA FILHO, M.A.; SANTANA, M.O.; BOMFIM, L.F.O. 1978. Evolução tectono-sedimentar do Grupo Estância; suas correlações. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG. v 2, p. 685-669.

MANUSCRITO 589

Recebido em 13 de janeiro de 1989

Revisão do autor em 23 de maio de 1989

Revisão aceita em 19 de junho de 1989

Eu acho que podem existir registros catastróficos na coluna geológica não percebidos, e como exemplo, temos os turbiditos de Grand Banks, em 1929, que foi um evento grande o suficiente para ser considerado uma catástrofe, e, como aconteceu no ambiente submarino, não exerceu nenhuma influência na vida humana ou perda de propriedades. Definir catástrofes nem sempre é fácil, porque possui um contexto humano e emocional.

Roger G. Walker, 1988, (autor de Facies Models). Entrev. p/Bol.03 CTC de Estrat. Sedim. SBG