

ESTRUTURAS INDUZIDAS POR ABALOS SÍSMICOS NA FORMAÇÃO SANTA BÁRBARA (NEOPROTEROZOÍCO III-EOCAMBRIANO), BACIA DO CAMAQUÃ, RS: O EXEMPLO DO PASSO DA CAPELA

ANTONIO ROMALINO SANTOS FRAGOSO-CESAR¹, GELSON LUÍS FAMBRINI², CLAUDIO RICCOMINI^{1,*}, LILIANE JANIKIAN³, RENATO PAES DE ALMEIDA³, ANA PAULA MEIRELES REIS PELOSI³ & RÔMULO MACHADO^{4,*}

RESUMO Estruturas induzidas por abalos sísmicos descobertas em afloramento da Formação Santa Bárbara, unidade superior do Grupo Camaquã (Neoproterozóico III-Cambriano Inferior), no Passo da Capela, próximo à Santana da Boa Vista (RS), são aqui descritas. Tratam-se de falhas de componente normal e estruturas de liquefação de sedimentos, ambas relacionadas à atividade sísmica sin-sedimentar. A análise estrutural das falhas de quatro gerações distintas indicou persistente direção de distensão segundo WNW-ESSE, ortogonal à orientação da bacia. Tal direção, associada aos dados regionais de proveniência e paleocorrentes nos depósitos da Formação Santa Bárbara, permite postular a vigência de regime tectônico distensivo durante o preenchimento desta unidade na Bacia do Camaquã, particularmente em sua sub-bacia oriental.

Palavras-chaves: falhas sin-sedimentares, liquefação, paleossismicidade, Formação Santa Bárbara, Neoproterozóico III-Eocambriano

ABSTRACT *SYSMICALLY INDUCED STRUCTURES IN THE SANTA BARBARA FORMATION (NEOPROTEROZOIC III-EOCAMBRIAN), CAMAQUÃ BASIN, RS: THE EXAMPLE OF THE PASSO DA CAPELA* This paper describes seismically-induced features discovered in sandstones of the Neoproterozoic-Cambrian Santa Bárbara Formation (Camaquã Group, Rio Grande do Sul, Brazil). These features include faults with normal components and soft-sediment liquefaction structures, both related to synsedimentary seismic activity. Structural analysis of faults of four different generations has shown the same WNW-ESE direction of extension, orthogonal to the strike of the basin. This direction in association with regional provenance and paleocurrent data has allowed to infer an extensional tectonic regime during the development of the upper formation of the Camaquã Basin, particularly at its eastern occurrences.

Keywords: sin-sedimentary faults, liquefaction, paleoseismicity, Santa Bárbara Formation, Neoproterozoic III - Eocambrian

INTRODUÇÃO Os estudos tectonoestratigráficos realizados na Bacia do Camaquã (Fig. 1), como regra e independentemente dos modelos adotados para a geração desta bacia (*e.g.* *graben*, antefossa, *strike-slip*, retro-arco etc.), concluíram que sua sedimentação foi sin-tectônica, isto é, concomitante ao movimento de falhas que definem a estruturação da bacia (*e.g.* Robertson 1966, Tessari & Picada 1966, Ribeiro & Fantinel 1978, Fragoso-Cesar *et al.* 1984, Oliveira & Fernandes 1991, Fernandes *et al.* 1992, Fambrini *et al.*, 1992, Sayeg *et al.* 1992, Gresse *et al.* 1996, Caravaca 1998, Fambrini *et al.* 1998). Esta conclusão, no entanto, não se fundamentou na identificação e caracterização de elementos diretos de tectonismo sin-sedimentar nesta bacia, mas em evidências indiretas registradas na imaturidade física e química dos espessos sistemas de leques aluviais e deltaicos gerados junto aos seus limites tectônicos. Evidências diretas de tectonismo sin-sedimentar possuem escassas referências, sendo limitadas a ocorrência de estruturas deformacionais interpretadas como produtos de abalos sísmicos (Fragoso-Cesar 1984, Lavina *et al.* 1985). Falhas sin-sedimentares, fundamentais para a adequada caracterização da sedimentação sin-tectônica, apenas recentemente foram descobertas em afloramento situado a 4 km da cidade de Santana da Boa Vista, no Passo da Capela (Fig. 2). Este afloramento reúne falhas sin-sedimentares e estruturas de liquefação de sedimentos compondo um conjunto de estruturas induzidas por abalos sísmicos, diagnósticas de tectonismo sin-sedimentar. Elas permitem caracterizar as direções de esforços envolvidos, trazendo assim uma contribuição inédita para o estudo do tectonismo gerador da Bacia do Camaquã, objeto do presente artigo.

BACIA DO CAMAQUÃ A Bacia do Camaquã é um sistema de *rifts* pós-orogênicos de direção NNE-SSW preenchidos pelos espessos depósitos do Grupo Camaquã (>6000 m de espessura), da base para o topo organizado nas formações Maricá, siliciclástica, Crespos, vulcanossedimentar e Santa Bárbara, siliciclástica (Fragoso-Cesar *et al.* 2000). Estas formações, geradas após os principais eventos

tectônicos do Ciclo Brasileiro no Escudo Gaúcho, durante o fim do Neoproterozóico III e início do Cambriano, não apresentam metamorfismo e reúnem deformações de caráter essencialmente rúptil. Suas ocorrências cobrem o embasamento pré-cambriano no RS —o Cinturão Dom Feliciano no centro e leste, o Terreno Rio Vacacaí no noroeste e o Bloco Valentines no sudoeste (Fragoso-Cesar 1991)— profundamente afetado por grandes zonas de cisalhamento de direções paralelas às dos *rifts* superpostos. O limite superior do Grupo Camaquã dá-se através de discordância angular com sucessões paleozóicas da Bacia do Paraná (Fragoso-Cesar *et al.* 1998), incluindo aquelas antes interpretadas como “molassa tardia” da Bacia do Camaquã (Fragoso-Cesar *et al.* 1984).

Durante sua evolução, a Bacia do Camaquã foi compartimentada em sub-bacias devido ao soerguimento sin-deposicional de altos do embasamento, principalmente os altos de Caçapava do Sul e da Serra das Encantadas (Fig. 1): a Sub-Bacia Camaquã Ocidental, situada a oeste do Alto de Caçapava do Sul; Sub-Bacia Camaquã Central, com diversas exposições entre os dois altos (*e.g.* Minas do Camaquã); e Sub-Bacia Camaquã Oriental, preservada a norte e leste do alto da Serra das Encantadas, nas regiões do Rincão dos Mouras, Vale do Piquiri e Arroio Boici.

A reestruturação da Bacia do Camaquã em sub-bacias foi fortemente influenciada pela organização tectônica de seu embasamento, sendo que seus registros ocorrem preferencialmente ao longo das grandes zonas de cisalhamento de direção em torno de NE-SW deste. Conforme exposto na Fig. 1, o afloramento do presente estudo situa-se no extremo sul do Vale do Piquiri, onde uma fatia de cobertura encontra-se tectonicamente embutida entre os blocos da Serra das Encantadas e do Cerro da Árvore representa a Sub-Bacia Camaquã Oriental. Esta exposição ocorre sobre uma importante zona de cisalhamento transcorrente gerada durante a organização final do Cinturão Dom Feliciano. Desta forma, o tectonismo sin-sedimentar evidenciado no Passo da Capela, objeto da presente nota, deve ter sido induzido pela reativação de falhas preexistentes de seu embasamento, cujos reflexos

1 Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental (GSA), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil.

2 Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Departamento de Mineralogia e Geotectônica (GMG), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil. Bolsistas da FAPESP.

3 Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental (GSA), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil, bolsista de produtividade em pesquisa do CNPq.

4 Departamento de Mineralogia e Geotectônica (GMG), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil, bolsista de produtividade em pesquisa do CNPq.

* Bolsista de produtividade em pesquisa do CNPq

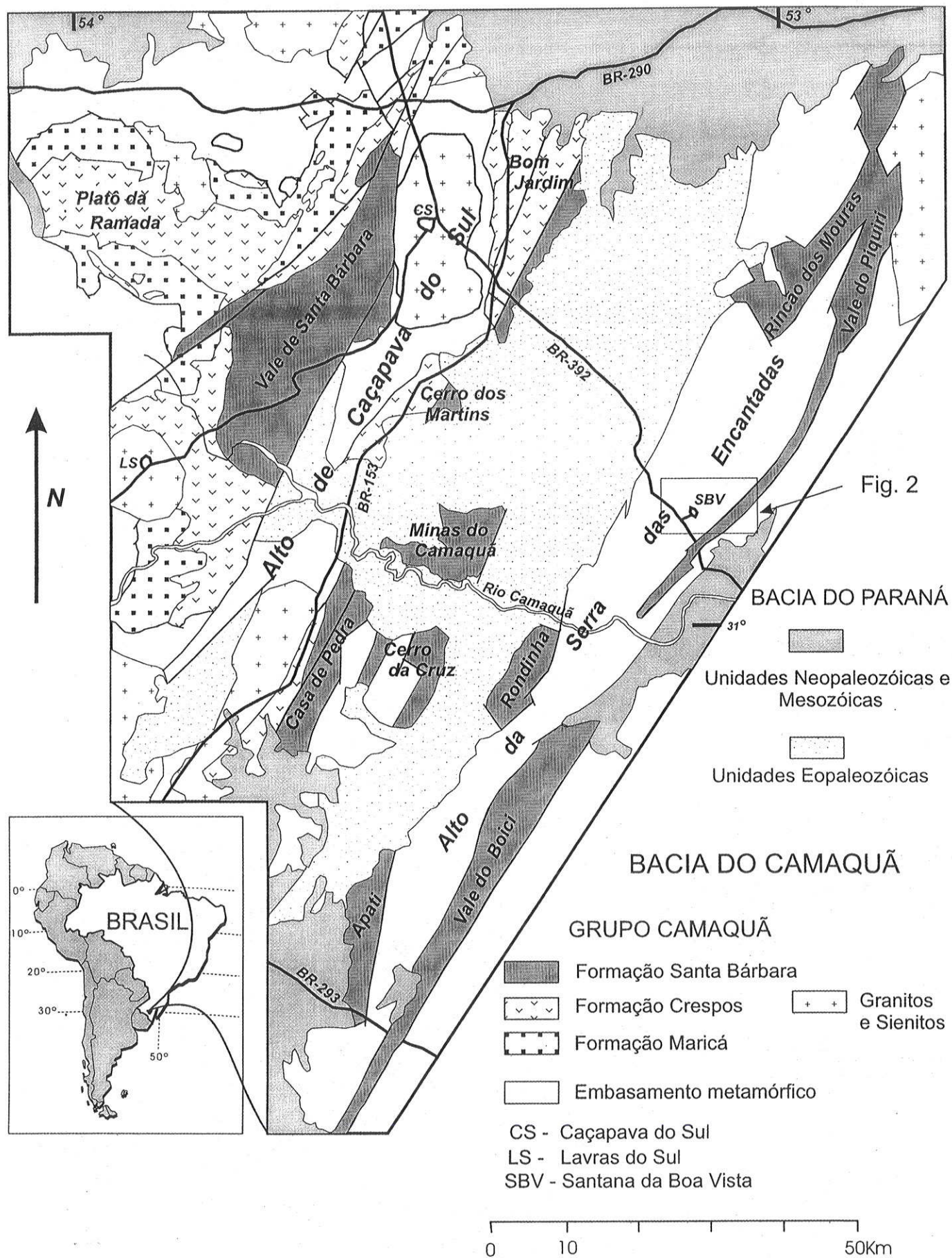


Figura 1 – Mapa esquemático da região de Lavras do Sul (LS), Caçapava do Sul (CS) e Santana da Boa Vista (SBV), no Estado do Rio Grande do Sul, mostrando as principais exposições da Bacia do Camaquã. Modificada de Fragoso-Cesar et al. (2000).



Figura 2 – Localização e vias de acesso do afloramento do Passo da Capela em relação à cidade de Santana da Boa Vista (SBV).

estenderam-se às coberturas contemporâneas.

Análises de proveniência e paleocorrentes nestas sub-bacias demonstram que as unidades rudíticas da Formação Santa Bárbara ocorrem sempre próximas às suas áreas fontes, caracterizando a importância da movimentação tectônica vertical de blocos de embasamento durante sua deposição. Um exemplo clássico, relatado desde Tessari & Picada (1966), é a ocorrência de seixos de sienito em lentes de conglomerados da base da Formação Santa Bárbara junto ao Sienito Piquiri, um corpo pós-orogênico com cerca de 10 km de diâmetro que aflora no extremo nordeste do Vale do Piquiri. Lentes de conglomerados do mesmo nível estratigráfico, porém menos próximas deste corpo, não apresentam o sienito em sua proveniência.

GEOLOGIA DO PASSO DA CAPELA O afloramento do Passo da Capela situa-se próximo à cidade de Santana da Boa Vista, no extremo meridional do Vale do Piquiri, onde ocorre excelente exposição da Formação Santa Bárbara escavada pelo arroio Olaria (Figs. 1 e 2). Nesta exposição, a Formação Santa Bárbara é representada por duas seqüências (Fig. 3): (i) seqüência inferior, formada por ritmitos psamo-pelíticos com transição para arenitos ondulados e laminados gerados sob ação de ondas de tempestades em face litorânea (*shoreface*), e (ii) seqüência superior, que se inicia sobre a discordância erosiva com conglomerados de seixos e calhaus (Cgr), contendo ocasionais matações (até 80 cm de eixo maior), que gradam para conglomerados de seixos e grânulos decimétricos a centimétricos granodrecrescentes, até arenitos grossos ritmicamente organizados, depositados por sistemas de leques aluviais.

Conforme a seção colunar da Fig. 3, a seqüência inferior, onde está registrada a atividade tectônica sin-sedimentar aqui relatada, compõe-se de intercalações das seguintes fácies: (Al) arenitos finos a muitos finos centimétricos laminados, micáceos, (As) arenitos finos a muitos finos com estruturas de sobrecarga (*flame*) e (Pl), intercalações centimétricas de argilitos laminados, (AS) arenitos finos a médios, muito micáceos, com laminação plano-paralela e estratificações cruzadas tipo *swaley*, com lineação primária de corrente (*parting lineation*) e, internamente, com truncamentos de baixo ângulo, em contato erosivo sobre as demais fácies, (Am) arenitos finos maciços, (Ao) arenitos finos com laminações onduladas e marcas onduladas, (Ad) arenitos finos a muito finos com estruturas de liquefação (laminações contorcidas) em dois níveis, respectivamente, de 12-15 cm e 10 cm de espessura, e (Cf) nível decimétrico lenticular de conglomerados finos de grânulos. Estas fácies foram geradas em ambiente marinho raso dominado por ondas de tempestade. O contato basal erosivo da seqüência superior demonstra a existência de um hiato de tempo após a deformação sin-sedimentar gerada por abalos sísmicos anteriormente à sua deposição. Tal fato afasta a possibilidade de que a seqüência superior tenha sido a causadora da deformação.

ESTRUTURAS INDUZIDAS POR ABALOS SÍSMICOS Falhas e estruturas deformacionais em sedimentos inconsolidados são

produtos comuns de atividade sísmica, particularmente terremotos de intensidade média e grande ($m_p > 6.0$), sendo reconhecidos e descritos diversos exemplos no registro geológico (Allen & Banks 1972, Sims 1973, Horowitz 1982, Mills 1983, Hempton & Dewey 1983, Scott & Price 1988, Obermeier *et al.* 1990, Vittori *et al.* 1991, Cojan & Thiry 1992, Cello & Deiana 1995, Mohindra & Thakur 1998, Blanc *et al.* 1998, Cello *et al.* 1998, Rossetti 1999). As falhas sin-sedimentares apresentam, de acordo com Leeder (1987): (i) geometria comumente lítrica com (ii) desenvolvimento de estruturas de volteio (*rollover*) e outras feições de arrasto inversas, (iii) espessamento de camadas (falhas de crescimento) denotando marcada influência positiva e (iv) estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados geradas periodicamente.

As estruturas deformacionais induzidas por abalos sísmicos resultam da liquefação de sedimentos inconsolidados (Lowe 1975, Allen 1984, Owen 1987). Este mecanismo é provocado por variações hidrodinâmicas no sedimento causadas por oscilações na pressão dos poros como resultado da passagem de ondas sísmicas, de impactos ou da subida do lençol freático (Mills 1983, Allen 1984, Owen 1987, Obermeier *et al.* 1990). Em vista disto, camadas deformadas de sedimentos situadas entre camadas indeformadas têm sido frequentemente relacionadas a variações bruscas na pressão dos poros pela atuação de abalos sísmicos (*e.g.* Sims 1973, 1975, Horowitz 1982, Hempton & Dewey 1983, Brodzikowski *et al.* 1987, Anand & Jain 1987, Scott & Price 1988, Obermeier *et al.* 1990, Vittori *et al.* 1991, Cello & Deiana 1995, Alfaro *et al.* 1997, Mohindra & Thakur 1998, Blanc *et al.* 1998). No registro geológico, os sedimentos com feições deformacionais induzidas por abalos sísmicos têm sido denominados de sismitos (Seilacher 1969, Vittori *et al.* 1991).

No Brasil, ocorrem registros de sismitos nas bacias do Recôncavo (Raja Gabaglia 1991), do Paraná (Riccomini *et al.* 1992, Coimbra *et al.* 1992, Chamani *et al.* 1992, Fernandes & Coimbra 1993), Sanfranciscana (Kattah 1992), de São Luís (Rossetti 1999), do Grajaú (Rossetti & Góes 2000) e no Rift Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini 1989). Na Bacia do Camaquã, as primeiras referências a sismitos são de Fragoso-Cesar (1984), que apontou a ocorrência de camadas de turbiditos dobrados entre camadas indeformadas, e de Lavina *et al.* (1985), que interpretaram tais feições como sismoturbiditos, vinculadas ao "registro sedimentar de abalos sísmicos de elevada magnitude".

DESCRIÇÃO DAS FALHAS E ESTRUTURAS DEFORMACIONAIS DO PASSO DA CAPELA O afloramento do Passo da Capela encerra diversas estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados similares às descritas por Lowe (1975), Hempton & Dewey (1983), Brodzikowski *et al.* (1987), Scott & Price (1988) e Fernandes & Coimbra (1993), tais como: (i) falhas de componente normal, localmente, com *rollovers* associados; (ii) laminações contorcidas e (iii) estruturas *flame*.

Com base na proposta de classificação de estruturas de escape de fluidos em sedimentos inconsolidados de Lowe (1975) e no esquema de Rossetti (1999), as estruturas deformacionais observadas podem ser agrupadas em três categorias, segundo critérios morfológicos: (i) rúpteis (falhas); (ii) contorcidas e (iii) intrusivas mistas.

Falhas As falhas são as estruturas mais características da exposição estudada (Fig. 4). Apresentam direções entre N30W e N45E, com predomínio na direção geral NNW a NNE, e mergulhos médios a altos. Os rejeitos observados e a caracterização da cinemática das estruturas indicaram que as falhas invariavelmente apresentam componente normal com rejeitos centimétricos a decimétricos, combinada com deslocamentos horizontais. Predominam as falhas dextrais normais e normais dextrais, seguidas pelas normais sinistrais e, num único caso, normal pura (Figs. 4 e 5).

O caráter sin-sedimentar das falhas é evidenciado, principalmente, (i) pelo espessamento de camadas e (ii) pela existência de sucessões de camadas seccionadas por falhas interrompidas (recobertas) por camadas não falhadas, estas contendo estruturas deformacionais (estruturas contorcidas). Localmente, exibem geometria lítrica com estruturas *rollover* associadas, sugerindo também caráter sin-sedimentar.

Com base nas relações estratigráficas e de corte entre as falhas, elas puderam ser agrupadas em 4 conjuntos de diferentes gerações (A a D,

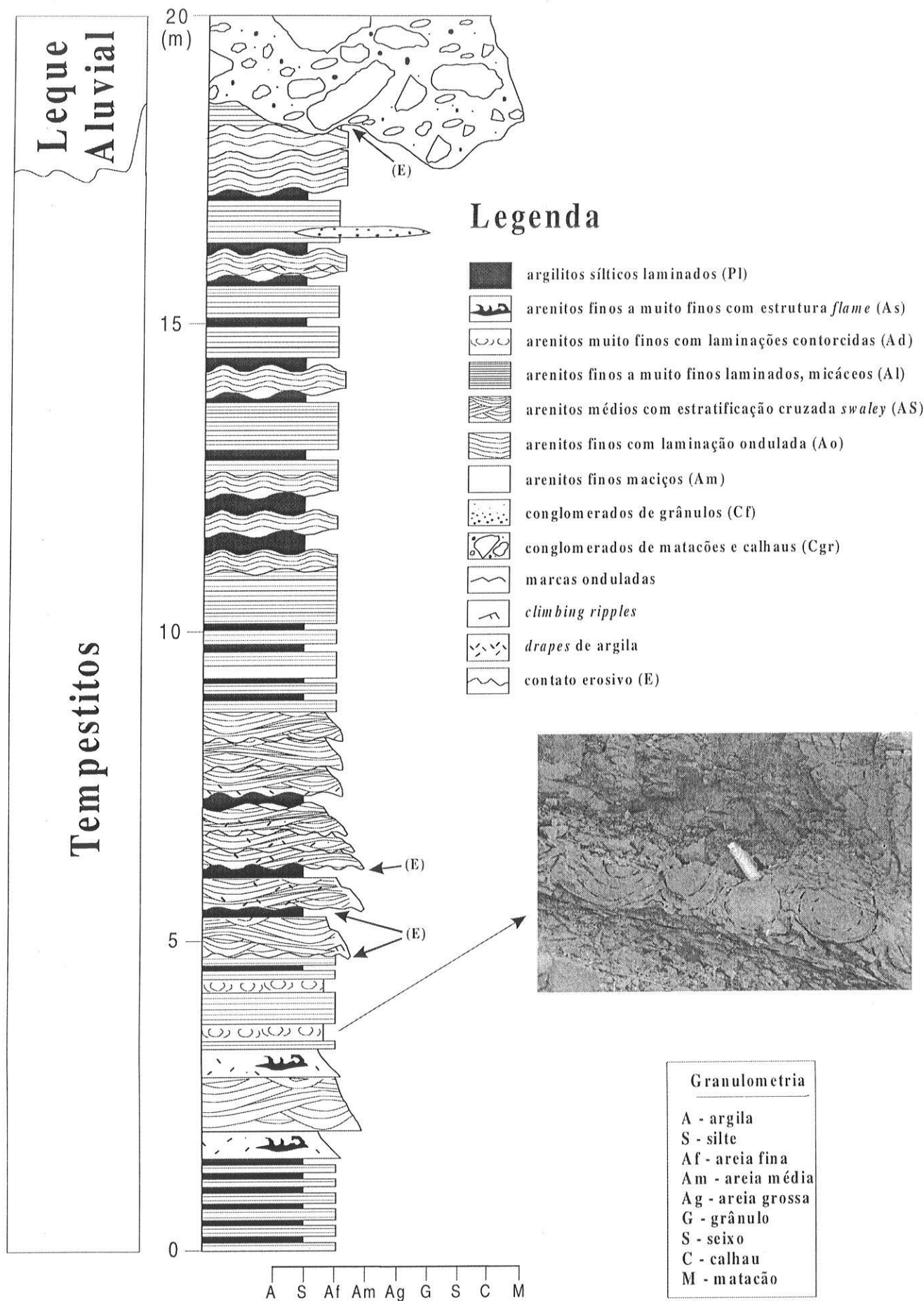


Figura 3 – Seção colunar e interpretação paleoambiental da exposição do Passo da Capela.

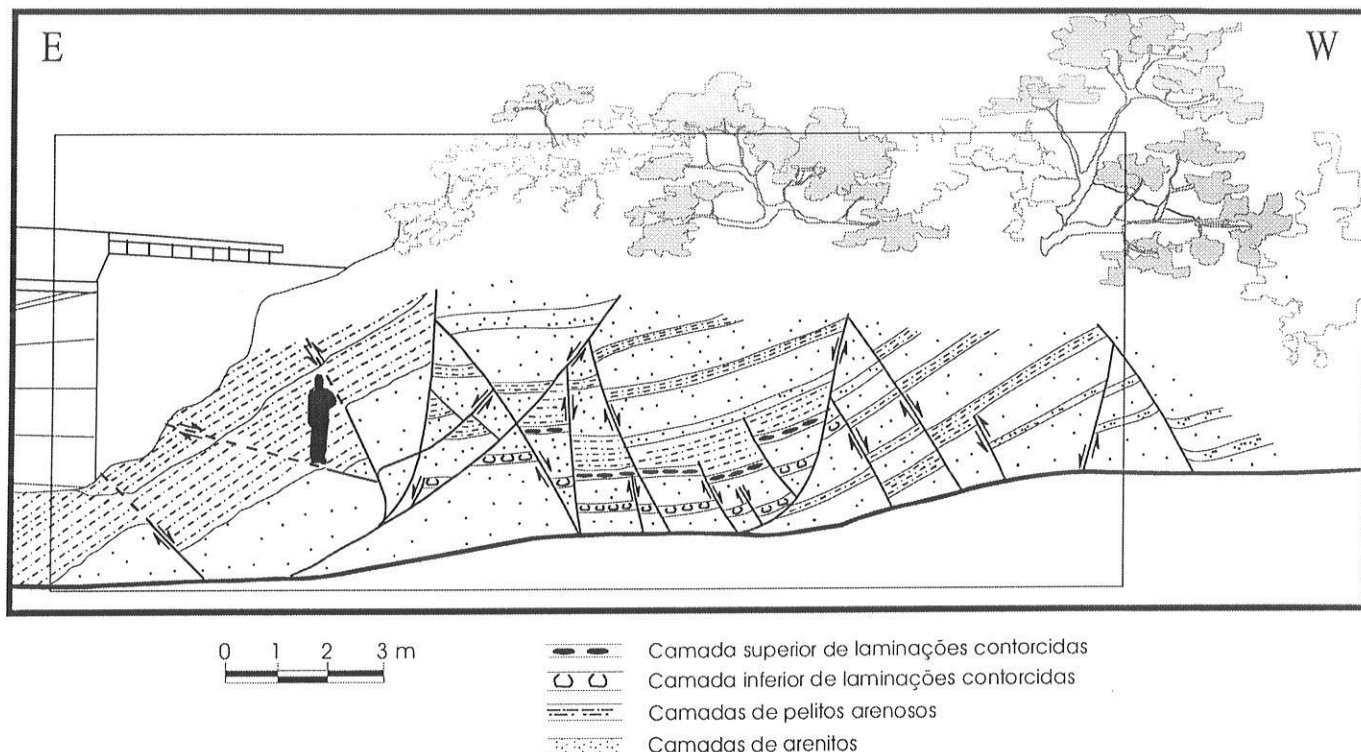


Figura 4 – Croqui da parede sul do afloramento do Passo da Capela salientando as falhas sin-sedimentares e foto geral da exposição na sub-bacia Vale do Piquiri, Santana da Boa Vista (SBV), Rio Grande do Sul.

do mais antigo para o mais jovem, Fig. 5). A aplicação do método gráfico de Angelier & Mechler (1977) a cada um dos conjuntos de falhas e respectivas estrias permitiu verificar a persistência das direções distensionais, correspondentes ao eixo de tensão principal mínimo (s3) segundo a direção WNW-ESE, para as quatro gerações (Fig. 5).

Estruturas Contorcidas Na exposição, podem ser observadas duas camadas de arenitos finos, com cerca de 10 a 15 cm de espessura, de grande persistência lateral, onde ocorrem laminções contorcidas (Fig. 6). Estas camadas estão confinadas entre estratos plano-paralelos de arenitos finos argilosos. As laminções contorcidas possuem concavidade para cima, sugerindo escape ascendente de fluídos. Abaixo e acima das estruturas contorcidas observam-se, localmente, estruturas *flame*.

As estruturas de laminções contorcidas assemelham-se ao que Fernandes & Coimbra (1993) encontraram na Formação Rio do Rasto no Paraná e designaram de “*partes superiores de taças de conhaque*”, bem como às descritas por Hempton & Dewey (1983) e Scott &

Price (1988) no Lago Hazar na Anatólia, Turquia e por Mohindra & Thakur (1998) no vale Doon na Cordilheira do Himalaia. Na seção colunar de detalhe do afloramento (Fig. 3) aparece a localização das camadas contorcidas que foram utilizadas como camadas de referência para a determinação dos rejeitos das falhas. A associação com as falhas sin-sedimentares sugere uma gênese similar para estas feições.

Estruturas intrusivas mistas Na parte inferior da seção colunar (Fig. 3) aparecem estruturas em chama (*flame*) e tipo chama (*flame-like structure*) associadas às laminções contorcidas, fato comum nestes processos (Brodzikowski *et al.* 1987, Fernandes & Coimbra 1993).

DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO Esforços aplicados a sedimentos inconsolidados podem causar o desarranjo de seus grãos, aumentando a pressão de fluido dos poros e desorganizando temporariamente sua coesão interna, gerando o fenômeno conhecido como liquefação (Mills 1983, Obermeier *et al.* 1990, Vittori *et al.* 1991). Este

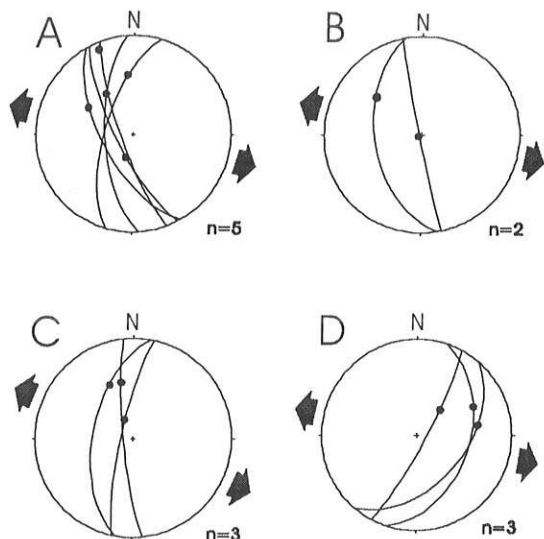


Figura 5 – Populações de falhas (círculos máximos) e estrias (pontos) sin-sedimentares de componente normal do afloramento do Passo da Capela, sub-bacia Vale do Piquiri. A população de falhas do diagrama A corresponde à geração mais antiga e D à mais jovem. As setas indicam a direção de extensão. Diagrama de Schmidt-Lambert, semi-esfera inferior.

fenômeno é comumente confundido com o processo de fluidização, conforme esclarecido por Obermeier *et al.* (1990), sendo que este se refere a eventos de suspensão e transporte de grãos devido à pressão de água (e.g. águas artesianas) enquanto aquele compreende a mudança do estado sólido para o líquido de sedimentos saturados em consequência do aumento da pressão nos poros por choques. As causas para a liquefação de sedimentos, de acordo com as discussões contidas em Mills (1983), Allen (1986), Obermeier *et al.* (1990) e Vittori *et al.* (1991), são: (i) atividade sísmica contemporânea à sedimentação (sismos *sensu* Seilacher 1969) e (ii) eventos de sedimentação rápida (episódica) gerados por condições locais (e.g. depósitos de frente deltaica, leques submarinos). Os depósitos da sequência inferior do Passo da Capela foram gerados em ambiente marinho raso, descartando-se o tipo (ii) para a geração das estruturas deformacionais. Em adição, têm-se as falhas sin-sedimentares que corroboram a existência de atividade sísmica.

Diversos trabalhos relacionaram a presença de feições deformacionais induzidas por liquefação de sedimentos por abalos sísmicos de grande magnitude (Sims 1973, 1975, Mills 1983, Hempton & Dewey 1983, Obermeier *et al.* 1990, Vittori *et al.* 1991, Cojan & Thiry 1992, Cello & Deiana 1995, Mohindra & Thakur 1998, Cello *et al.* 1998, entre outros). De acordo com Brodzikowski *et al.* (1987) e Cojan & Thiry (1992), terremotos serviriam como mecanismo detonador de deformações largamente disseminadas em horizontes específicos (superfície sedimentar no momento do abalo), justificadas pela grande quantidade de areia envolvida e pela persistência das laminações contorcidas numa grande área e em ambientes sedimentares diferentes.

Por outro lado, vários trabalhos abordam a análise de feições rúpteis sin-sedimentares geradas durante abalos sísmicos (Sims 1973, 1975, Leeder 1987, Cello & Deiana 1995, Azzaro *et al.* 1998). Das características apontadas por Leeder (1987) para falhas ativas durante a sedimentação, no Passo da Capela ocorrem: (i) estruturas deformacionais alocinéticas, (ii) variações de fácies e de espessura das camadas, (iii) geometria lítrica com *rollers* e outras feições de arrasto inversas, (iv) produção periódica de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados e (v) marcada influência positiva sobre a espessura dos sedimentos.

O exemplo do Passo da Capela, em virtude da presença de dois horizontes com estruturas de laminações contorcidas (*cálce de conha-*

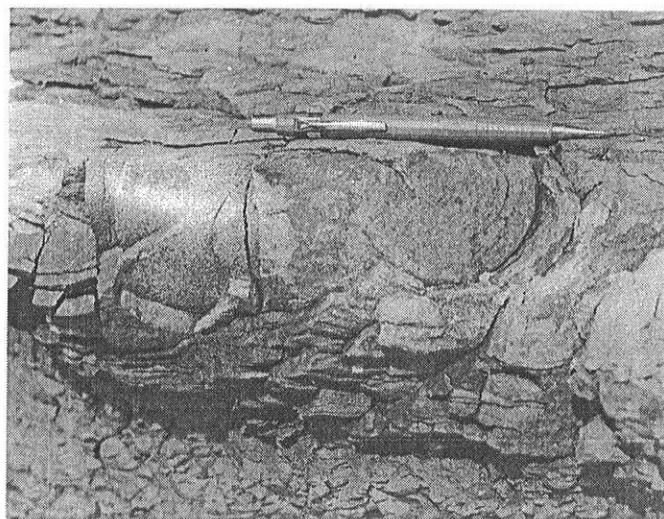


Figura 6 – Detalhe de laminação contorcida (*cálce de conhaque*) da camada inferior, afloramento do Passo da Capela, sub-bacia Vale do Piquiri. Nota-se também a laminação plano-paralela dos pelitos arenosos acima e abaixo da camada deformada.

que) entre camadas não perturbadas e estruturas tipo *flame*, bem como de falhas normais ativas durante a sedimentação — evidenciadas por estrias de atrito e por separação estratigráfica — conduz à interpretação de tectonismo sin-sedimentar na região, onde os eixos distensionais determinados para os quatro conjuntos de falhas sin-sedimentares orientam-se ortogonalmente às falhas de borda da Sub-Bacia Camaquã Oriental no Vale do Piquiri, sugerindo evolução distensiva desta, como graben.

CONSIDERAÇÕES FINAIS As estruturas deformacionais aqui descritas podem ser correlacionáveis à atividade sísmica penecontemporânea à sedimentação. Dentre os critérios apontados por Sims (1973), as estruturas do Passo da Capela apresentam as seguintes características principais: (i) proximidade com as zonas de falhas que limitam a Sub-Bacia Camaquã Oriental no Vale do Piquiri (sob esta sub-bacia ocorre a zona de cisalhamento de direção NNE-SSW que limita os blocos tectônicos da Serra das Encantadas e do Cerro da Arvore); (ii) as estruturas encontram-se confinadas entre estratos não deformados; (iii) grande extensão lateral e possibilidade de ocorrência em níveis estratigráficos correlatos de outras regiões da Bacia do Camaquã; (iv) recorrência no tempo evidenciada por mais um nível com estruturas contorcidas associadas com falhas sin-sedimentares e, finalmente, (v) grande similaridade entre as estruturas encontradas e as descritas na literatura especializada (e.g. Hempton & Dewey 1983, Brodzikowski *et al.* 1987, Scott & Price 1988, Fernandes & Coimbra 1993, Mohindra & Thakur 1998).

Estas estruturas deformacionais podem constituir-se em marcos de correlação estratigráfica, uma vez que outras estruturas similares são encontradas tanto na mesma posição estratigráfica quanto em nível superior da Formação Santa Bárbara, na porção setentrional do Vale do Piquiri (Fragoso-Cesar 1984). Deste modo, podem ser utilizadas como eventos indicadores de paleossismicidade na Bacia do Camaquã, comprovando assim o caráter sin-tectônico de seus depósitos.

Por último, os eixos distensionais determinados para os quatro conjuntos de falhas sin-sedimentares do Passo da Capela orientam-se ortogonalmente às falhas de borda da Sub-Bacia Camaquã Oriental no Vale do Piquiri. Tal fato, associado às análises de proveniência e de paleocorrentes executadas no âmbito regional, evidenciando sempre a contigüidade entre os depósitos e as respectivas áreas fontes (Fragoso-Cesar *et al.* 2000), permitem postular a vigência de regime tectônico

distensivo durante a geração da Bacia do Camaquã, particularmente em sua sub-bacia oriental.

Agradecimentos À FAPESP pelo suporte financeiro (Processo 98/04510-1) e pelas bolsas de pesquisa (Processos 98/03682-3, 98/

11544-0, 99/00552-4, 99/00878-7), e ao CNPq pelas bolsas de produtividade em pesquisa (CR e RM). Agradecemos, ainda, ao Prof. M.Sc. Afonso C. R. Nogueira (Fundação Universidade do Amazonas), à Marlei A. C. Chamani e aos revisores anônimos da RBG pelas sugestões ao original.

Referências

- Alfaro P., Moretti M., Soria J.M. 1987. Soft-sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in Pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, central Betic Cordillera). *Eclogae Geologicae Helvetica*, 90:531-540.
- Allen J.R.L. 1984. *Sedimentary Structures. Their Character and Physical Basis*. Elsevier, Amsterdam.
- Allen J.R.L. 1986. Earthquake magnitude-frequency, epicentral distance, and soft-sediment deformation in sedimentary basins. *Sedimentary Geology*, 46:67-75.
- Allen J.R.L. & Banks N.L. 1972. An interpretation and analysis of recumbent-folded deformed cross-bedding. *Sedimentology*, 19:257-283.
- Anand A. & Jain A.K. 1987. Earthquakes and deformational structures (seismites) in Holocene sediments from the Himalayan-Andaman Arc, India. *Tectonophysics*, 133:105-120.
- Angelier J. & Mechler P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 19(6):1309-1318.
- Azzaro R., Ferrelli L., Michetti A.M., Serva L., Vittori E. 1998. Environmental hazard of capable faults: the case of the Pernicana Fault (Mt. Etna, Sicily). *Natural Hazards*, 17:147-162.
- Blanc E.J.-P., Blanc-Aletrú M.C., Mojon P.-O. 1998. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in the uppermost Aptian to lowermost Albian transgressive deposits of the Chihuahua basin (Mexico). *Geologische Rundschau*, 86:875-883.
- Brodzikowski K., Gotowala R., Haluszczak A., Krzykowski D., Van Loon A.J. 1987. Soft-sediment deformations from glaciodeltaic, glaciolacustrine and fluviolacustrine sediments in the Kleszczow Graben (Central Poland). In M.E. Jones & R.M. Preston (eds.) *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*. Geological Society Special Publication, 256-267. (Geological Society Special Publication, 29)
- Caravaca G. 1998. *Estratigrafia, facilogia e proveniência dos alogrupos Bom Jardim e Santa Bárbara na região de Encruzilhada do Sul, RS: uma contribuição à análise da Bacia do Camaquã*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 274 p.
- Cello G. & Deiana G. 1995. Role and effects of pore fluid pressure in thrusting: the case history of the Umbria - Marche Apennines, Central Italy. *Tectonics*, 14(4):848-854.
- Cello G., Deiana G., Mangano P., Mazzoli S., Tondi E., Ferrelli L., Maschio L., Michetti A.M., Serva L., Vittori E. 1998. Evidence for surface faulting during the September 26, 1997, Colfiorito (Central Italy) earthquakes. *Journal of Earthquake Engineering*, 2(2):303-324.
- Chamani M.A.C., Martin m.a.b., Riccomini C. 1992. Estruturas de liquefação induzidas por abalos sísmicos no permo-triássico da Bacia do Paraná, Estado de São Paulo, Brasil. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*, 2:508-510.
- Coimbra A.M., Fernandes L.A., Hachiro J. 1992. Sismitos do Grupo Caiuá (Bacia Bauru, Ks) no Pontal do Paranapanema (SP). In SBG, Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*, 2:271-275.
- Cojan I. & Thiry M. 1992. Seismically induced deformation structures in Oligocene shallow-marine and aeolian coastal sands (Paris Basin). *Tectonophysics*, 206:9-32.
- Fambrini G.L., Fragoso-Cesar A.R.S., Silva Filho W.F., Teixeira G., Sayeg H.S., Machado R. 1998. Análise estratigráfica de fácies, proveniência e paleocorrentes do Grupo Camaquã (transição Proterozóico-Cambriano) na Mina Uruguai e suas implicações na evolução tectono-sedimentar da Bacia do Camaquã, RS. *Boletim IG-USP, Série Científica*, 29:39-69.
- Fambrini G.L., Sayeg H.S., Fragoso-Cesar A.R.S. 1992. Variação de áreas-fonte da Formação Arroio dos Nobres (Cambriano) no Vale do Arroio Boici, RS: análise estratigráfica de proveniência e de paleocorrentes. In SBG, Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*, 2:441.
- Fernandes L.A. & Coimbra A.M. 1993. Registros de episódios sísmicos na parte superior da Formação Rio do Rasto no Paraná, Brasil. In SBG, Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*, 2:271-275.
- Fernandes L.A.D., Tommasi A., Porcher C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Pan-African Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1):77-96.
- Fragoso-Cesar A.R.S. 1984. *Evolução paleoambiental e tectônica da Bacia do Camaquã: uma introdução*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 103p.
- Fragoso-Cesar A.R.S. 1991. *Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 366 p.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Fambrini G.L., Paes de Almeida R., Pelosi A.P.M.R., Janikian L., Riccomini C., Machado R., Nogueira A.C.R., Saes G.S. 2000. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to early Cambrian sequences in southernmost Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3):438-441.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Lavina E.L., Paim P.S.G., Faccini U.F. 1984. A Antefossa Molássica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*, 7:3272-3283.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Silva Filho W.F., Fambrini G.L., Machado R., Riccomini C., Paes de Almeida R., Pelosi A.P.M.R., Janikian L. 1999. Significado tectônico do magmatismo Rodeio Velho no Rift Guaritas (Eopaleozóico do Rio Grande do Sul, Brasil). In: SBG, Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, 1, Gramado 1999 *Boletim de Resumos*, 16.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Silva Filho W.F., Sayeg H.S., Fambrini G.L., Saes G.S., Machado R., Ribeiro de Almeida T.I. 1998. O Grupo Guaritas (Eopaleozóico do Rio Grande do Sul): testemunho do primeiro evento deposicional da Bacia do Paraná?. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 70(3): 690.
- Gresse P.G., Chemale Jr. F., Silva L.C., Walraven F., Hartmann L.A. 1996. Late- to post-orogenic basins of the Pan-African-Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil. *Basin Research*, 8(2):157-171.
- Hempton M.R. & Dewey J.F. 1983. Earthquake-induced deformation structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, southeast Turkey. *Tectonophysics*, 98:77-114.
- Horowitz D.H. 1982. Geometry and origin of large-scale deformation structures in some ancient wind-blown sand deposits. *Sedimentology*, 29(2):155-180.
- Kattah S.S. 1992. A ocorrência de sismitos no Grupo Areado, Bacia Sanfranciscana no oeste de Minas Gerais. In UNESP, Simpósio sobre as bacias cretácicas brasileiras, Rio Claro, 1992, *Boletim de Resumos Expandidos*, Rio Claro, UNESP, 120-121.
- Lavina E.L., Faccini U.F., Paim P.S.G., Fragoso Cesar A.R.S. 1985. Ambientes de sedimentação da Bacia do Camaquã, Eo-Paleozóico do Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, 21(9):185-227.
- Leeder, M. 1987. Sediment deformation structures and the palaeotectonic analysis of sedimentary basins, with a case-study from the Carboniferous of northern England. In M.E. Jones & R.M. Preston (eds.). *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*. Geological Society Special Publication, 137-146. (Geological Society Special Publication, 29)
- Lowe D.R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22(2):157-204.
- Mills P.C. 1983. Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures: a review. *Sedimentary Geology*, 35:83-104.
- Mohindra R. & Thakur V.C. 1998. Historic large earthquake-induced soft sediment deformation features in the Sub-Himalayan Doon valley. *Geological Magazine*, 135(2):269-281.
- Obermeier J.F., Jacobson R.B., Smoot J.P., Weems R.E., Gohn G.S., Monroe J.E., Powars D.S. 1990. Earthquake-induced liquefaction features in the coastal setting of South Carolina and the fluvial setting of the New Madrid seismic zone. *U. S. Geological Survey Professional Paper*, 1504, 44p.
- Oliveira J.M.M.T. & Fernandes L.A.D. 1991. Estágios finais da evolução do Cinturão Dom Feliciano: Tectônica e sedimentação da Formação Arroio dos Nobres. In SBG, Simpósio nacional de estudos tectônicos, 3., Rio Claro, 1991. *Boletim de Resumos Extensos*, 58-59.
- Owen G. 1987. Deformation processes in consolidated sands. In M.E. Jones & R.M. Preston (eds.). *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*. Geological Society Special Publication, 11-24. (Geological Society Special Publication, 29)
- Raja Gabaglia G.P. 1991. Paleossismicidade e sedimentação - evidências no compartimento sul da Bacia do Recôncavo, Bahia. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, 5(1-4):39-68.
- Ribeiro M. & Fantinel L.M. 1978. Associações petroectônicas do Escudo Sul-Riograndense. *Iheringia, Série Geologia*, 5:19-54.
- Riccomini C. 1989. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 256 p.
- Riccomini C., Chamani M.A.C., Agena S.S., Fambrini G.L., Fairchild T.R., Coimbra A.M. 1992. Earthquake-induced liquefaction features in the Corumbataí Formation (Permian, Paraná Basin, Brazil) and the dynamics of Gondwana. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 64(3):210.
- Robertson J.F. 1966. Revision of stratigraphy and nomenclature of rock units in Caçapava Lavras Region. *Notas e Estudos*, IG-UFRGS, 1(2):41-54.
- Rossetti D.F. 1999. Soft-sediment deformation structures in late Albian to Cenomanian deposits, São Luís Basin, northern Brazil: evidence for palaeoseismicity. *Sedimentology*, 46(6):1065-1081.
- Rossetti D.F. & Góes A.M. 2000. Deciphering the sedimentological imprint of paleoseismic events: an example from the Aptian Codó Formation, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, 135(1-4):137-156.

- Sayeg H.S., Fambrini G.L., Machado R., Fragoso-Cesar A.R.S. 1992. Evolução brasileira da bacia transcorrente do Arroio Boici, RS. In SBG/UNISINOS, Workshop sobre as bacias molássicas brasileiras, 1, São Leopoldo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*, 129-132.
- Scott B. & Price S. 1988. Earthquake-induced structures in young sediments. *Tectonophysics*, **147**:167-170.
- Seilacher A. 1969. Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, **13**:155-159.
- Sims J.D. 1973. Earthquake-induced structures in sediments of Van Norma Lake, San Fernando, California. *Science*, **182**:161-163.
- Sims J.D. 1975. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, **29**:141-152.
- Tessari R.I. & Picada R.S. 1966 Geologia da Quadrícula Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral DNPM*, Rio de Janeiro, **124**, 147 p.
- Vittori E., Labini S.S., Serva L. 1991. Palaeoseismology: review of the state-of-the-art. In M. Stucchi, D. Postpischl, D. Slejko (eds.) *Investigations of Historical Earthquakes in Europe*. *Tectonophysics*, **193**(1-3):9-32.

Manuscrito A-1175

Recebido em 06 de julho de 2000

Revisão dos autores em 05 de março de 2001

Revisão aceita em 12 de março de 2001