



Copyright 2005, Instituto Brasileiro de Petróleo e Gás - IBP

Este Trabalho Técnico Científico foi preparado para apresentação no 3º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás, a ser realizado no período de 2 a 5 de outubro de 2005, em Salvador. Este Trabalho Técnico Científico foi selecionado e/ou revisado pela Comissão Científica, para apresentação no Evento. O conteúdo do Trabalho, como apresentado, não foi revisado pelo IBP. Os organizadores não irão traduzir ou corrigir os textos recebidos. O material conforme, apresentado, não necessariamente reflete as opiniões do Instituto Brasileiro de Petróleo e Gás, Sócios e Representantes. É de conhecimento e aprovação do(s) autor(es) que este Trabalho será publicado nos Anais do 3º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás

EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DA SUCESSÃO FLÚVIO-EÓLICA-LACUSTRE DA FORMAÇÃO SERGI, BACIA DO RECÔNCAVO, BRAZIL

Claiton M.S. Scherer¹; Ernesto L.C. Lavina; Dorval C. Dias Filho; Flávio Miranda de Oliveira; Daniela E. Bongioio; Eduardo S. Aguiar

¹ Programa de Geologia do Petróleo (Convênio UFRGS/ANP, PRH12), Instituto de Geociências, UFRGS, P.O. Box 15001, CEP 91501-970, Porto Alegre - RS, Brazil, E-mail: claiton.scherer@ufrgs.br

Resumo - O pacote flúvio-eólico correspondente a Formação Sergi pode ser subdividida em três seqüências limitadas por discordâncias. A seqüência I é composta por depósitos pelíticos lacustres na base, que são sobrepostos por arenitos finos a médios depositados por dunas e lençóis de areia eólicos e canais fluviais efêmeros definindo um padrão progracional. Os estratos fluviais apresentam uma paleofluxo para NE, enquanto as dunas eólicas migravam para SW. Os depósitos da seqüência II são limitados na base por uma superfície erosiva, sendo compostos por arenitos grossos a conglomeráticos depositados por cinturões de canais entrelaçados, cujos estratos cruzados mostram um sentido de paleocorrente para NW. A mudança no sentido de paleocorrente dos sistemas fluviais das seqüências I e II indica uma reestruturação no sistema de drenagem, associada a movimentações tectônicas na bacia. Além disso, ocorreu uma alteração nas características de descarga do sistema fluvial, associada a uma mudança de condições climáticas mais áridas para mais úmidas. Uma segunda discordância regional, associada a um rebaixamento do nível de base e uma ampla deflação eólica na bacia, separa os depósitos fluviais entrelaçados da seqüência II de arenitos finos a médios de depósitos de inundações em lençol e de dunas e lençóis de areia eólicos da seqüência III. A retomada da sedimentação eólica indica um retorno de condições climáticas relativamente mais áridas na bacia.

Palavras-Chave: Estratigrafia de seqüências, depósitos flúvio-eólicos, Formação Sergi, Bacia do Recôncavo

Abstract - The fluvial-eolian succession of the Sergi Formation can be subdivided into three unconformity-bounded sequences. Sequence I is composed of lacustrine mudstone at its base, which is overlain by fine- to medium-grained sandstone related to eolian dune, eolian sand sheet and ephemeral fluvial stream deposits. Fluvial strata indicate northeastward streams whereas eolian dunes deposits point to southwestward winds. The regional unconformity bounding sequences I and II denotes both a climate change and a basin tectonic rearrangement. This surface delineates a change in the depositional style, from fluvial-eolian-lacustrine (Sequence I) to eminently fluvial (Sequence II). The latter includes coarse-grained to conglomeratic sandstone deposited within northwestward braided channel-belts. Fluvial paleocurrent change, from sequence I to II, indicates a rearrangement of the drainage system related to basin tectonism. Furthermore, an alteration of ephemeral stream to braided rivers took place as a result of a change from a drier to a wetter climate. Another regional unconformity separates the braided fluvial sandbodies of Sequence II from the fine- to medium-grained sandstone ascribed to sheet-floods, eolian dunes and eolian sand sheets deposits of Sequence III. The resumption of eolian sedimentation indicates a return to drier conditions in the basin.

Keywords: continental sequence stratigraphy, fluvial-eolian deposits, Sergi Formation, Recôncavo Basin

1. Introdução

Os arenitos da Formação Sergi constituem os reservatórios de maior extensão e importância da Bacia do Recôncavo, abrangendo um volume original de óleo *in place* de 362 milhões de m³. Esta unidade é composta por depósitos flúvio-lacustre-eólicos acumulados em uma ampla bacia intracratônica durante o Jurássico Superior-Cretáceo Inferior. Apesar da Formação Sergi ter sido amplamente estudada nas últimas décadas, poucos trabalhos de detalhe foram efetuados no que se refere à definição da arquitetura deposicional e dos mecanismos controladores da sedimentação, sobre a luz da estratigrafia de seqüências. Uma análise sobre este enfoque é fundamental para a elaboração de modelos preditivos dos reservatórios, visto que alguns trabalhos têm demonstrado que depósitos fluviais e eólicos apresentam uma arquitetura deposicional bastante complexa, que gera variações significativas na heterogeneidade dos reservatórios em diferentes escalas hierárquicas. Em decorrência disso, os principais objetivos deste artigo são: (1) caracterizar e interpretar das principais associações de fácies da Formação Sergi; (2) construir um arcabouço de estratigrafia de seqüências, baseado na identificação e correlação de discordâncias e (3) propor um modelo de evolução deposicional dos depósitos flúvio-eólicos-lacustres da Formação Sergi, buscando-se a definição dos mecanismos controladores da sedimentação.

2. Contexto Geológico

A Formação Sergi pertence ao Grupo Brotas e compreende arenitos finos a conglomeráticos, acumulados durante o Jurássico Superior. A Formação Sergi, juntamente com a Formação Aliança, que se encontra subjacente, compõem o Grupo Brotas. Os estratos do Grupo Brotas estão hoje circunscritos a bacia do Recôncavo, mas ocuparam a época da sua deposição uma área muito mais ampla, como indicam as inúmeras ocorrências correlacionáveis no Nordeste Brasileiro e na África (Netto, 1978; Netto *et al.*, 1982; De Cesaro & Ponte, 1997; Garcia *et al.*, 1998). Essa imensa bacia, denominada de Depressão Afro-Brasileira, era uma calha alongada na direção norte-sul, com subsidência bastante lenta, desenvolvida no início da fase extensional (fase pré-rifte) que determinou a completa ruptura do continente gondwânico no Cretáceo, formando o Atlântico Sul (De Cesere & Ponte, 1997). Tal configuração foi interpretada por Estrella (1972) como depressão periférica adjacente a uma área de alçamento crustal, embrião do futuro rifte. Entretanto, a real extensão dos depósitos jurássicos e a situação geotectônica de sua sedimentação permanecem indefinidas.

A Formação Sergi encontra-se representada em toda a Bacia do Recôncavo, mas aflora somente na sua borda norte e oeste (Fig. 1). Esta unidade atinge espessura máxima de 450m e tem os estratos inclinados regionalmente para leste (Milani, 1987). Os mapas de isópacas indicam que as maiores espessuras estão no sul da bacia e decrescem para norte-nordeste (Netto *et al.*, 1982).

3. Seqüências Depositionais

Tendo como base dados de afloramentos e testemunhos foi possível subdividir o pacote sedimentar correspondente a Formação Sergi em três seqüências deposicionais, limitadas por discordâncias (Fig. 1).

A seqüência I é composta predominantemente por depósitos eólicos e fluviais. Os contatos entre os pacotes fluviais e eólicos são abruptos, marcados por superfícies planas de deflação (base dos pacotes eólicos) ou superfícies erosivas com relevo acentuado (base dos pacotes fluviais). Os depósitos eólicos formam pacotes de 0,5 a 20m, sendo compostos por arenitos finos a médios, bem selecionados, com estratificações horizontais ou estratificações cruzadas tangenciais. Os estratos horizontais são compostos por laminações transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas, sendo interpretados como lençóis de areia eólicos. Os *sets* de estratos cruzados são formados pela alternância de lâminas de fluxo de grãos e queda livre de grãos na porção mais íngreme dos *foresets*, intercalando-se em direção a base com laminações de marcas onduladas eólicas, sendo interpretados como depósitos residuais de dunas eólicas. Os estratos de dunas eólicas apresentam uma paleocorrente média para SW.

Os depósitos fluviais da seqüência I estão organizados em corpos arenosos com uma espessura média de 2m, podendo formar complexos amalgamados de até 15 m. Os corpos arenosos são limitados por superfícies erosivas capeadas por conglomerados intraformacionais, sendo compostos internamente por arenitos finos a médios, que podem ser maciços ou laminados (estratificações cruzadas acanaladas, estratificações cruzadas de baixo-ângulo e/ou laminação plano-paralela), interpretados como depósitos de canais fluviais efêmeros. Os estratos cruzados associados aos canais fluviais apresentam uma paleocorrente média para NE. Na base e porção intermediária da seqüência I, os pacotes flúvio-eólicos são intercalados com pelitos maciços ou finamente laminados, com espessuras de 1-4m, que apresentam fósseis de ostracóides e botriococcus, interpretados como depósitos lacustres.

A seqüência II é composta predominantemente por arenitos grossos a conglomeráticos, com estratificações cruzadas acanaladas e planares, dispostos em corpos arenosos com espessuras de 2 a 10m (média de 5m), limitados por superfícies erosivas. Por vezes, ocorrem níveis centimétricos (<50cm) de pelitos separando os corpos arenosos. A sucessão sedimentar da seqüência II é interpretada como depósitos de sistemas fluviais entrelaçados. Os estratos cruzados associados aos canais fluviais apresentam uma paleocorrente média para NE.

A seqüência III, por sua vez, é composta predominantemente por arenitos finos a médios, com laminações de baixo ângulo de marcas onduladas eólicas, interpretados como lençóis de areia eólicos, e/ou estratos cruzados

tangenciais, compostos por lâminas de fluxo de grãos (topo do set) e de marcas onduladas eólicas (base dos sets), interpretados como depósitos residuais de dunas eólicas. Intercalado com os depósitos eólicos, ocorrem arenitos finos a médios, maciços, com estratificação plano-paralela e, mais raramente, com estratificação cruzada acanalada, interpretados como depósitos de inundações fluviais em lençol. Não foram obtidos dados de paleocorrentes desta sequência.

4. Discussão e Conclusões

No intervalo estudado, a sequência I é constituída na base por depósitos pelíticos lacustres do Membro Capianga (Formação Aliança), que se interdigitam verticalmente com depósitos flúvio-eólicos da Formação Sergi, definindo um grande padrão prográdacional (Fig. 1). Este padrão indica uma diminuição da taxa de subida do nível de base estratigráfico (nível freático) ou um aumento do influxo sedimentar, sendo impossível a identificação de quais destes fatores controlaram o empilhamento estratigráfico (Shanley & McCabe, 1994). Entretanto, a progradação não ocorreu de forma linear, existindo variações de alta frequência que geraram expansões e contrações dos corpos lacustres. Estas expansões e contrações lacustres marcam variações de alta frequência na taxa de subida do lençol freático, que podem ser absolutas, ditadas pelo clima, ou relativas, induzidas pela tectônica (Howell & Mountney, 1997).

Embora em alguns casos a intercalação entre lençóis de areia eólicos e depósitos fluviais possa representar variações laterais de fácies que ocorrem contemporaneamente dentro de um mesmo sistema deposicional, os pacotes eólicos mais espessos, compostos por *cosets* de estratos cruzados de dunas eólicas, devem marcar episódios deposicionais distintos desconectados temporalmente dos depósitos fluviais. Isto pode ser corroborado pelas relações de contato abruptas entre as associações de fácies fluviais e eólicas e, principalmente, pelos dados de paleocorrentes que indicam um sentido do fluxo aquoso dos canais fluviais (para NE) diametralmente oposto ao sentido de migração das dunas eólicas (para NW). Em contextos onde a atividade fluvial é contemporânea à sedimentação eólica, os dados de paleocorrentes indicam fluxos aquosos com uma orientação geral paralela à linha de crista das dunas eólicas, encaixadas nos corredores de interdunas, formando um ângulo de cerca de 90° em relação ao sentido de mergulho dos *foresets* das dunas (e.g. Herries, 1993; Mountney & Jagger, 2004).

Inúmeros trabalhos têm argumentado que interações fluviais e eólicas são controladas por oscilações climáticas induzidas por ciclos orbitais. Tais oscilações climáticas controlam a posição do lençol freático, o influxo sedimentar, a disponibilidade de areia seca, o desenvolvimento de paleossolos e colonização de plantas. O impacto destas oscilações climáticas no registro seria a formação de ciclos de condições mais secas para o topo (*drying upward cycles*) ou vice-versa (*wetting-upward cycles*), ou a formação de pacotes eólicos separados por supersuperfícies com desenvolvimento de paleossolos e marcas de raízes (e.g. Loope, 1985; Clemmensen *et al.*, 1989; Clemmensen *et al.*, 1994; Howell & Mountney, 1997). Entretanto, na sequência I não são observados ciclos faciográficos bem definidos, passíveis de correlação regional, nem a presença de paleossolos bem desenvolvidos. Uma possibilidade para explicar isto é que as alterações climáticas podem ter atuado nas regiões periféricas à bacia, alterando a descarga fluvial através de um aumento ou diminuição na taxa de precipitação, enquanto que na área estudada o clima manteve-se constante, sem grandes variações pluviométricas. Ou seja, as variações no escoamento das águas superficiais (*runoff*), induzidas por variações na taxa pluviométrica em áreas periféricas à bacia, influenciariam na capacidade de transporte fluvial. Períodos de aumento na precipitação nas áreas adjacentes eram marcados por um aumento da atividade fluvial na bacia, enquanto os períodos mais secos possibilitavam uma expansão dos campos de dunas e conseqüente deflação dos depósitos fluviais subjacentes.

As sequências I e II são separadas por uma discordância, rastreável em toda a área estudada, evidenciando um período de rebaixamento do nível de base estratigráfico. Essa superfície marca uma mudança no estilo deposicional, de um sistema flúvio-eólico-lacustre da sequência I, para uma sedimentação eminentemente fluvial da sequência II. Esta mudança no estilo deposicional é acompanhada por um aumento granulométrico e por uma mudança no sentido de paleocorrente dos sistemas fluviais (nordeste na sequência I, para noroeste na sequência II), sugerindo uma reestruturação no sistema de drenagem, associada a movimentações tectônicas na bacia. Além da reestruturação da bacia de drenagem, ocorreu uma alteração nas características de descarga do sistema fluvial, associado provavelmente a condições climáticas mais úmidas. A deposição fluvial na sequência I está associada a sistemas efêmeros, enquanto a arquitetura de fácies dos depósitos fluviais da sequência II (presença de macroformas, domínio de formas de leito de regime de fluxo inferior) indica um sistema fluvial entrelaçado perene, embora com variações significativas na descarga.

A acumulação da sequência II está associada a uma nova subida do nível de base estratigráfico. Esta unidade é caracterizada por uma ampla planície aluvial, com cinturões de canais entrelaçados que, conforme os dados de paleocorrente, fluíam para NW a partir de altos estruturais localizados a SE, com uma progressiva diminuição da granulometria dos depósitos fluviais em sentido a jusante. A sequência II não possui variações na arquitetura deposicional do sistema fluvial, indicando uma manutenção das taxas de criação de espaço de acomodação ao longo do intervalo estratigráfico (Miall, 1996). A dominância de corpos arenosos de cinturões de canais fluviais em relação a estratos finos de planície de inundação indica um contexto de baixa taxa de criação de espaço de acomodação. Segundo diferentes autores (e.g. Shanley & McCabe, 1994; Richard, 1996; Miall, 1996) em contextos de baixa taxa de criação de espaço de acomodação, a acumulação vertical dos depósitos de planície de inundação é pequena, formando pacotes

delgados que são constantemente retrabalhados em decorrência do deslocamento lateral dos cinturões de canais. Esta dinâmica deposicional resulta em uma arquitetura estratigráfica caracterizada por corpos de arenitos em lençol amalgamados, multiepisódicos e multilaterais, onde a preservação de depósitos finos de planície de inundação é bastante rara.

O limite entre as seqüências II e III é marcado por uma discordância regional. A sua sobreposição por estratos de dunas eólicas sugere que a sua gênese esteja vinculada a processos de deflação eólica, associado a um rebaixamento do nível de base.

A mudança no estilo deposicional de um sistema fluvial entrelaçado para um sistema desértico, com amplo domínio de processos eólicos, indica uma mudança climática significativa - de condições relativamente úmidas na seqüência II para configurações mais áridas na seqüência III. Ou seja, a seqüência III representa um retorno de condições climáticas similares àquelas existentes durante a acumulação da seqüência I. Entretanto, a seqüência III não apresenta depósitos lacustres, indicando que a taxa de geração de espaço de acomodação foi permanentemente menor que a taxa de influxo sedimentar.

O abrupto afogamento dos depósitos flúvio-eólicos da seqüência III por estratos lacustres da Formação Itaparica indica uma rápida subida do nível de base, que produziu um afogamento regional da bacia. O aumento na taxa de subida do lençol freático pode ter sido absoluta, dado pelo clima, ou relativa, dado pela tectônica (Kocurek & Havholm, 1993). O fato dos depósitos da seqüência II e III, sumirem abruptamente, próximo ao sistema de falhas NW, que limita a porção oriental da Bacia do Recôncavo sugere que, tanto o término da sedimentação da seqüência III quanto à implementação do sistema lacustre da Fm. Itaparica, esteja relacionada a movimentações tectônicas significativas que marcam as fases iniciais da formação do rifte. Estas movimentações tectônicas soergueram a borda leste da bacia, erodindo os depósitos da seqüência II e III previamente depositados, fazendo com que os sedimentos lacustres da Formação Itaparica se acumulassem diretamente sobre os estratos da Seqüência I.

5. Referências

- CLEMMENSEN, L.B.; OLSEN, H.; BLAKEY, R.C. 1989. Erg-margin deposits in the Lower Jurassic Moenave Formation and Wingate Sandstone, south Utah. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 101, 759-773.
- CLEMMENSEN, L.B.; OXNEVAD, I.E.I.; BOER, P.L. 1994. Climatic control on ancient desert sedimentation: some Paleozoic and Mesozoic examples from NW Europe and western interior of USA. In: BOER, D.L. & MITH, D.E. (eds), *Orbital forcing and cyclic sequences*. IAS Spec. Pub., 19, pp.19-29.
- DE CESARO, P. & PONTE, F.C. 1997. Análise comparativa da paleogeografia dos litorais atlânticos brasileiro e africano. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 11(1), 1-18.
- GARCIA, A.J.V.; MORAD, S.; DE ROS, L.F.; AL-AASM, I.S. 1998. Palaeogeographical, paleoclimatic and burial history controls on the diagenetic evolution of reservoir sandstones: evidence from the Lower Cretaceous Serraria sandstones in the Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil. Spec. In: IAS Special Publications., 26, 107-144.
- HERRIES, R.D. 1993. Contrasting styles of fluvial-aeolian interaction at a downwind erg margin: Jurassic Kayenta-Navajo Transition, Northeastern Arizona, USA. In: NORTH, C.P., PROSSER, J.D (eds), *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*, Geological Society of London Special Publication, 73, 199-218.
- HOWELL, J.A. & MOUNTNEY, N.P., 1997. Climatic cyclicity and accommodation space in arid to semi-arid depositional systems: an example from the Rotliegend Group of the Southern North Sea. In: ZIEGLER, K., TURNER, P. DALNES, S.R. (eds.), *Petroleum Geology of the Southern North Sea: Future Potential*. Geological Society, London, Special Publication, 123, pp. 63-86
- LOOPE, D.B. 1985. Episodic deposition and preservation of eolian sands : a late Paleozoic example from southeastern Utah. *Geology*, 13, 73-76.
- MIALL, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. New York, Springer-Verlag, 582 p.
- MILANI, E.J. 1987. *Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil*. Ciência Técnica Petróleo; Seção Exploração de Petróleo, PETROBRAS, 61p.
- MOUNTNEY, N.P. & JAGGER, A. (2004) Stratigraphic evolution of an aeolian erg margin system: the Permian Cedar Mesa Sandstone, Se Utah, USA. *Sedimentology*, 51, 1-31.
- NETTO, A.S.T. 1978. A implantação da fase pré-rifte na Bacia do Recôncavo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife. *Anais...* Recife, SBG, 1: 506-517.
- NETTO, A.S.T; BARROSO, A.S.; BRUHN, C.H.L.; CAIXETA, J.M.; MORAES, M.A.S. 1982. Projeto *Andar Dom João*. Salvador, PETROBRAS/ DEPEX/DEXBA, nº 1726, 193p.
- RICHARD, A. 1996. Fluvial Systems. In: EMERY, D.; MYERS, K.J. (Eds.), *Sequence Stratigraphy*, Blackwell Science, London, pp. 111-133
- SCHANLEY, K.W. & McCABE, P.J. 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *AAPG Bull*, 78, 544-568.

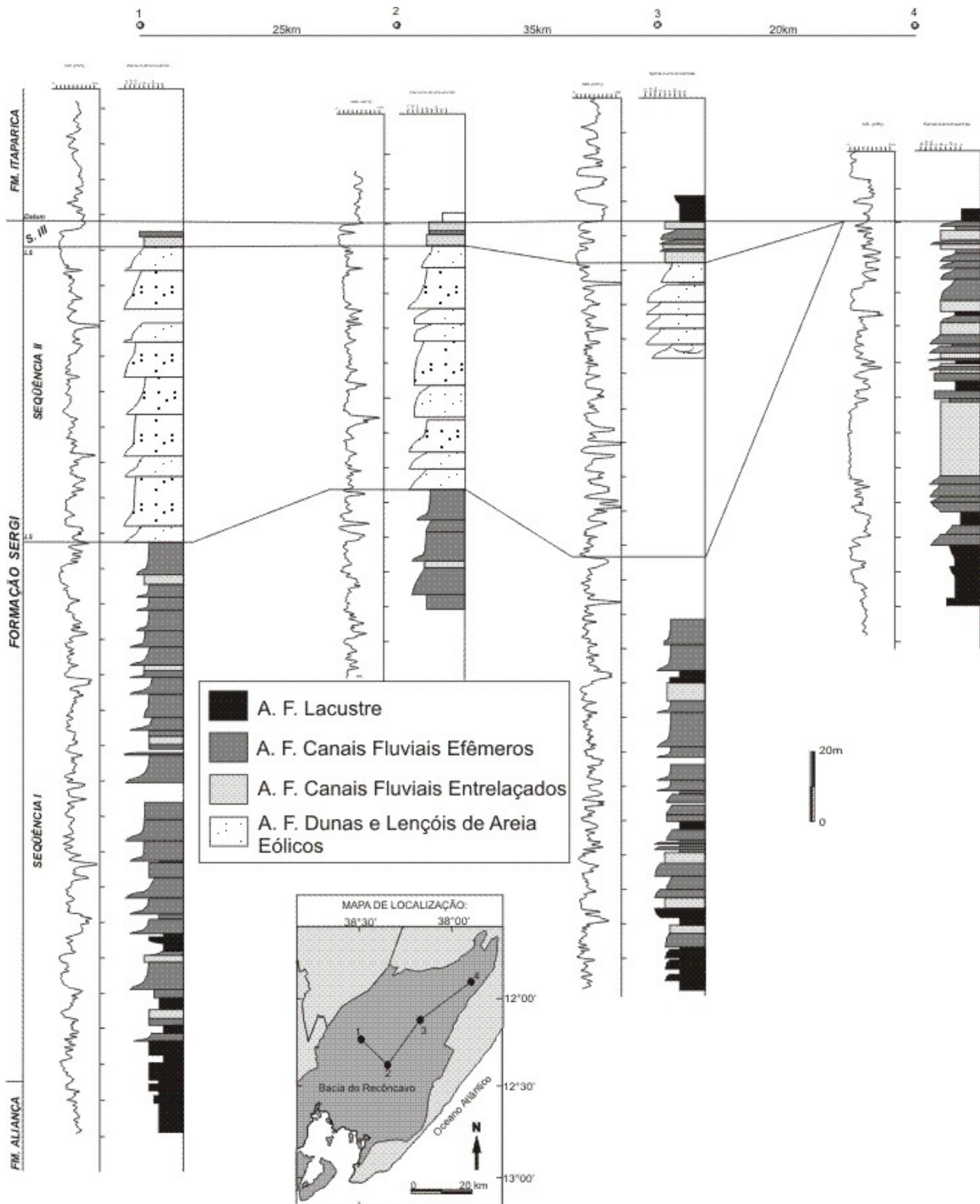


Figura 1 - Seção de correlação regional das seqüências deposicionais dos depósitos flúvio-eólicos-lacustres da Formação Sergi.