## 9- SEQÜÊNCIAS ESTRATIGRÁFICAS

A produção de sedimentos carbonáticos é diferente da de sedimentos siliciclásticos. Os sistemas carbonáticos, como são um sistema "vivo", necessitam de uma série de condições especiais para que possam se desenvolver plenamente. Os carbonatos são produzidos diretamente ou por influência de processos biológicos e bioquímicos, ou mesmo pela precipitação direta a partir da água do mar (Wilson, 1975; Read, 1985; Tucker & Wright, 1990)

O melhor local para a formação de sedimentos carbonáticos é conhecido como "fábrica carbonática" e é definido como uma região de águas rasas e mornas, situada entre as latitudes 30° N e 30° S, o u seja, na faixa climática tropical/subtropical. A maior produtividade orgânica se dá nos primeiros metros da coluna d'água, dentro da zona fótica, muito embora possa se estender até cerca de cem metros de profundidade (Handford & Loucks, 1993).

Existem quatro principais variáveis que controlam a distribuição de litofácies e os padrões dos estratos nas rochas carbonáticas. Estas variáveis são a subsidência, a variação eustática, o volume de sedimentos produzidos e o clima, sendo este último o principal responsável pelo tipo de sedimento (Sarg, 1988).

A combinação da eustasia com a subsidência tectônica produz uma mudança no nível relativo do mar, que pode gerar, ou não, o espaço para deposição dos sedimentos. A espessura destes sedimentos é principalmente controlada pela subsidência tectônica. Os padrões dos estratos e a distribuição das litofácies, por outro lado, são controlados pela taxa de mudança no nível relativo do mar (Sarg, 1988).

Hallock & Glenn (1986), Hotinger (1997) e Geel (2000) afirmam que macroforaminíferos são excelentes indicadores ambientais em plataformas

carbonáticas. Segundo estes autores, mudanças lito e biofaciológicas são o reflexo de variações no nível relativo do mar e, conseqüentemente, no espaço de acomodação da bacia. Tendências de aprofundamento ou de raseamento podem ser definidas tomando como base o conteúdo fossilífero encontrado na rocha.

Como já comentado no capítulo 6, entendendo-se a paleoecologia dos microfósseis, como um todo, e principalmente dos foraminíferos e macroforaminíferos, a resposta dos mesmos às variações no nível relativo do mar é facilmente inferida dentro de uma sucessão sedimentar. Quando o nível relativo do mar aumenta, temos uma diminuição no número de foraminíferos típicos de plataforma interna e, conseqüentemente, um aumento na quantidade de foraminíferos adaptados a ambientes de águas mais profundas. Em uma queda no nível relativo do mar o contrário se verificaria (Geel, 2000).

Assim, tendências de aprofundamento ou aumento no nível relativo do mar, assinaladas com base na sucessão biofaciológica de rochas carbonáticas, são consideradas como Tratos de Sistemas Transgressivos (TST). De forma contrária, tendências de raseamento seriam associadas a Tratos de Sistemas de Mar Alto (TSMA). A mudança de uma tendência de aprofundamento para uma tendência de raseamento seria encarada como uma superfície de inundação máxima. Já a repentina superposição de camadas transgressivas sobre camadas progradantes representaria um limite de seqüência (Geel, 2000).

Neste capítulo os carbonatos do Membro Siri serão analisados sob o ponto de vista da estratigrafia de seqüências, procurando-se observar a resposta que o conteúdo fossilífero da rocha, principalmente os foraminíferos, dá as mudanças relativas no nível do mar. Paralelamente, serão buscadas feições características nos perfis geoquímicos que possam ser comparadas com alterações nas biofácies e com as superfícies chaves determinadas.

Para a identificação das seqüências estratigráficas do Membro Siri, nos poços da área, serviram de apoio os trabalhos de Diaz (2007) e Waisman (2002). Waisman (2002) identificou duas seqüências estratigráficas no Membro Siri, as quais denominou de OLIGO-2 e MIO-1, que teriam sido depositadas no Neooligoceno e no Eo/Mesomioceno, respectivamente. Diaz (2007) propôs a existência de três seqüências estratigráficas para os carbonatos Siri. Este autor manteve a seqüência MIO-1 de Waisman (2002) e chamou-a de Seqüência III. Contudo, desmembrou a OLIGO-2 em duas outras seqüências denominando-as de Seqüências I e II. No presente trabalho a denominação das seqüências será a utilizada por Diaz (2007).

## 9.1- SEQÜÊNCIA I

Representa o início do desenvolvimento da plataforma carbonática. De acordo com Diaz (2007), na base desta seqüência tem-se um trato de sistemas transgressivo (TST) de espessura relativamente pequena, separado do trato de sistemas de mar alto (TSMA) por uma superfície de inundação máxima (figs. 37 e 38).

Este TSMA é formado por parasseqüências do tipo *shallowing upwards* (figs. 37 e 38) apresentando um padrão progradacional que pode ser observado tanto em perfis elétricos quanto na sísmica (Waisman, 2002; Diaz, 2007).

O término da Seqüência I é marcado por um pico na leitura do perfil de raios gama, sugerindo um abrupto aprofundamento ou inundação. Tal feição corresponderia a uma superfície de inundação máxima, que seria correlata também ao limite de seqüência (Diaz, 2007).

A partir das características morfológicas dos refletores sísmicos, Diaz (2007) sugeriu que a seqüência em questão seria o início do desenvolvimento de

um banco carbonático levemente assimétrico e com bioacumulações locais nas margens do mesmo.

Não se obteve muitas amostras desta seqüência que pudessem ser analisadas petrograficamente, impossibilitando um exercício de comparação entre as respostas dos perfis elétricos e geoquímicos com as fácies sedimentares.

Entretanto, relacionando-se os perfis de raios gama e sônico com os perfis geoquímicos algumas considerações podem ser feitas. A seqüência estratigráfica I coincide com a Unidade química I proposta neste trabalho (figs. 27, 30, 33, 37 e 38). No perfil de raios gama, o padrão "funil" apresentado pelo mesmo indica a progradação das fácies e a passagem de carbonatos mais impuros para carbonatos mais puros em direção ao topo da seqüência, haja vista a progressiva diminuição na radioatividade medida nestas rochas.

Nos perfis geoquímicos este crescente aumento na pureza dos carbonatos é refletido na diminuição da concentração de elementos químicos tais como Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>, Ba, Y, Zr e etc. Diferentemente, nos perfis do MgO, do Sr e, principalmente, do CaO percebe-se o contrário.

## 9.2- SEQÜÊNCIA II

Corresponde ao apogeu da fábrica carbonática no Oligo-Mioceno da Bacia de Campos (Waisman, 2002). Aqui a produção de carbonatos predomina fortemente sobre a deposição de material siliciclástico, sendo identificado, nesta unidade, somente o Trato de Sistemas de Mar Alto (TSMA), não existindo o Trato de Sistemas Transgressivo (TST) nem o Trato de Sistemas de Mar Baixo (TSMB) (figs. 37 e 38).

O TSMA está compreendido entre a parte final de uma subida eustática e a parte inicial de uma queda eustática (Van Wagoner *et al.*, 1988). Durante este intervalo de tempo, as taxas de sedimentação comumente excedem a subsidência da bacia e a subida eustática, conduzindo à deposição de estratos com padrões de empilhamento agradacionais e progradacionais (Sarg, 1988; Handford & Loucks, 1993).

Waisman (2002) e Diaz (2007) observaram padrão de empilhamento agradacional a fortemente progradacional na Seqüência II, característicos de TSMA, como acima referido. Segundo estes autores reflexões inclinadas, representando sigmóides progradantes são muito comuns. Em direção ao continente, os estratos exibem uma geometria paralela a subparalela, que corresponderia à fácies lagunares de plataforma interna.

No perfil de raios gama, que mostra um padrão bastante homogêneo, o TSMA equivalente a Seqüência II é caracterizado por um conjunto de parasseqüências do tipo *shallowing up*, limitadas por pequenas inundações, apresentando baixos valores de radioatividade, típico de plataformas carbonáticas francas conforme Handford & Loucks (1993).

De acordo com as observações realizadas por Diaz (2007) em linhas sísmicas, os limites, inferior e superior, relativos à Seqüência II são reconhecidos através da presença de *onlaps* e *downlaps* logo acima deles. Nos perfis de poço, estas discordâncias são marcadas com base em quebras e mudanças bruscas nas respostas das curvas de radioatividade.

Ao contrário da seqüência anterior, para a Seqüência II foi possível a realização de estudo microfaciológico, haja vista a disponibilidade de amostras de seções delgadas para este intervalo. A análise das fácies e, principalmente, a

94

identificação dos bioelementos, também permitiu uma caracterização estratigráfica apoiada no conteúdo paleontológico da rocha.

A Seqüência II, nos poços A e F (figs. 37 e 38 e anexos) é composta em sua maioria por grainstones (microfácies VI) e mais raramente por bioconstruções (microfácies III e IV). Estes grainstones contêm uma assembléia de fósseis que se associa a plataformas marinhas rasas. Moluscos, foraminíferos miliolídeos e macroforaminíferos miogipsinídeos são encontrados nestes depósitos freqüentemente, atestando ambiente deposicional marinho um raso, possivelmente de plataforma interna.

Já nos poços C, E e I (figs. 37 e 38 e anexos) o que se observa são packstones/grainstones (microfácies II), rudstones/grainstones (microfácies VII) e bindstones (microfácies III e V), todos também associados a ambientes marinhos rasos, contudo, mais próximos à borda da plataforma. Como no TSMA o espaço de acomodação tende a diminuir devido à taxa de subida eustática ser menor (Emery & Myers, 1996), a tendência geral é que haja um progressivo raseamento. Os bindstones de algas vermelhas e cracas, que formam bancos na margem da plataforma, neste ambiente mais raso e de maior energia, tendem a sofrer um retrabalhamento gerando os rudstones da microfácies VII, que são rochas com porosidade primária intergranular, constituindo-se na melhor fácies reservatório do Membro Siri.

## 9.3- SEQÜÊNCIA III

No desenvolvimento desta seqüência, o aumento progressivo na radioatividade das rochas sugere um aprofundamento significante no ambiente deposicional. Waisman (2002) e Diaz (2007) interpretaram que esta retrogradação, observada nos perfis de poços, seria característica de um TST.

Diaz (2007) reconheceu ainda a existência de um TSMA de 4° ordem logo acima do TST (figs. 37 e 38). Não se observou nesta unidade o TSMB.

O TST está compreendido entre o início e a parte final de uma subida eustática. Geralmente a taxa de criação de espaço de acomodação excede a produção de sedimento, formando estratos com padrões de empilhamento retrogradacionais, que culminam em uma superfície de inundação máxima (Handford & Loucks, 1993).

Waisman (2002) e Diaz (2007) identificaram em linhas sísmicas da área, terminações de refletores em *onlaps* e *downlaps*. Os *onlaps* estariam associados ao padrão de empilhamento retrogradacional gerado durante o TST. Os *downlaps,* por outro lado, estariam ligados à superfície de inundação máxima (SIM). Sobre esta SIM desenvolveu-se um TSMA de menor ordem.

Nos poços estudados, a mudança de fácies entre a Seqüência II e a Seqüência III é bastante evidente. Na seqüência III temos o predomínio da microfácies I que é constituída, sobretudo, por packstones de algas vermelhas e macroforaminíferos lepidociclinídeos (anexos).

Lepidociclinídeos têm uma forma planar, discóide, com alta razão superfície/volume da testa. Como já comentado nos capítulos anteriores, esta característica é indicativa de macroforaminíferos que vivem em ambientes mais profundos ou sob maior lâmina d'água. O desaparecimento quase que total das cracas e dos macroforaminíferos mais afeitos a águas rasas, de maior energia, também é indicativo da presença de um TST na porção inferior a média da Seqüência III (figs. 37 e 38).

Além disso, é observado em seções delgadas de todos os poços, o aparecimento gradual de quantidades cada vez maiores de material siliciclástico

como quartzo e argila. Isso pode ser notado também nos perfis geoquímicos que apresentam um enriquecimento nos elementos ligados a fase siliciclástica (por exemplo, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Neste momento teríamos uma plataforma mista carbonática-siliciclástica.

Na parte superior do TST encontra-se uma quantidade maior de foraminíferos planctônicos, os quais são diagnósticos de ambientes marinhos de águas profundas. Ao lado disso, o aumento no conteúdo de argila, visto tanto no perfil de raios gama quanto em lâminas da rocha, também mostra um princípio de afogamento dos carbonatos.

O TST culmina com uma SIM, que pode ser identificada nos perfis elétricos e também, nitidamente, nos perfis geoquímicos sendo marcada por um pico positivo na concentração dos elementos químicos detritais e uma diminuição na quantidade de CaO. Logo acima tem-se um TSMA, relacionado a um aumento abrupto no CaO e, ao mesmo tempo, uma grande queda na concentração dos elementos químicos detritais, assinalando uma tentativa de recuperação da "fábrica carbonática".

O final da Seqüência III ocorre em virtude de uma discordância por afogamento, provocado por uma inundação de maior ordem, possivelmente de segunda ordem, que registra o fim da deposição dos calcários do Membro Siri (Waisman, 2002).



Figura 37 – Correlação entre os poços I, E e A e seqüências estratigráficas I, II e III.



Figura 38 – Correlação entre os poços I, F e C e seqüências estratigráficas I, II e III.

## **10- CONCLUSÕES**

As principais conclusões deste trabalho foram:

- Nas rochas carbonáticas do Membro Siri os principais componentes são algas vermelhas coralináceas que ocorrem como rodolitos, bioclastos e bioconstruções *in situ*. Também são muito importantes as cracas e os macroforaminíferos.
- Nos poços investigados foram encontradas sete microfácies, as quais representam um sistema carbonático que vai desde uma laguna rasa de circulação aberta até um *forereef/margin reef* abaixo da base de onda, passando por bioconstruções que formam um complexo de bancos algálicos na borda da plataforma.
- A microfácies VII, depositada em ambiente raso e de maior energia, apresenta as melhores condições de permo-porosidade.
- A diagênese atuou de maneira importante nas rochas do Membro Siri, ocorrendo, principalmente, em ambiente meteórico freático, o qual foi responsável por processos que aumentaram a porosidade (dissolução) da rocha, bem como, por processos que contribuíram para a diminuição (cimentação) do espaço poroso.
- Com base na variação dos elementos químicos maiores e traços subdividiuse os carbonatos do Membro Siri em três unidades químicas e oito subunidades.
- A correlação de eventos isotópicos de δO<sup>18</sup> e δC<sup>13</sup> identificados no poço E, com eventos globais registrados na literatura, permitiu a sugestão de uma

idade deposicional para os calcários Siri, que vai do Neo-oligoceno ao Eomioceno.

- As três seqüências estratigráficas de terceira ordem descritas correlacionam-se com as unidades químicas definidas.
- Assembléia fossilífera constituída por organismos com afinidade a ambientes rasos como cracas, macroforaminíferos miogipsinídeos e amphisteginídeos, *Heterosteginas*, miliolídeos, moluscos e etc, dominam as fácies associadas a Tratos de Sistemas de Mar Alto.
- Assembléia fossilífera constituída por organismos com afinidade a ambientes mais profundos como macroforaminíferos lepidociclinídeos e foraminíferos planctônicos, dominam as fácies associadas a Tratos de Sistemas Transgressivos.

#### **11- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

Abreu W. S. & Viviers M. C. 1993. Considerações sobre a distribuição de macroforaminíferos em estratos cenozóicos da margem continental brasileira. *In*: SBP, Congresso Brasileiro de Paleontologia, 13; Simpósio Paleontológico do Cone *Boletim de Resumos*, p. 167.

Adey W. H. & Macintyre I. G. 1973. Crustose coralline algae: A re-evaluation. *Geological Society of America Bulletin*, **84**: 883-904.

Albertão G. A., Carvalho P. P., Pearce T. J., Blauth M., Sayd A. D. 2005. Aplicação da estratigrafia química no estudo de reservatórios carbonáticos da Bacia de Campos. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 10, *Resumos (CD-ROM)*.

Alexandersson T. 1972. Intragranular growth of marine aragonite and Mg-calcite: evidence of precipitation from supersatured sea water. *Journal of Sedimentary Research*, **42**: 441-460.

Azevedo R. L. M., Rodrigues R., Takaki T. 1997. Aplicação dos dados isotópicos de carbono e oxigênio, de rocha-total, em estudos paleoambientais. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **11**: 19-32.

Azevedo R. L. M., Gomide J., Viviers M. C. 1987. Geo-história da Bacia de Campos: do Albiano ao Maastrichtiano. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**: 139-146.

Badiozamani K. 1973. The Dorag dolomitization model—application to the Middle Ordovician of Wisconsin. *Journal of Sedimentary Petrology*, **43**: 965–984.

Bassi D. 2005. Larger foraminiferal and coralline algal facies in an Upper Eocene storm-influenced, shallow-water carbonate platform (Colli Berici, north-eastern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* **226**: 17-35.

Bathurst R. G. C. (Ed.) 1975. *Carbonate sediments and their diagenesis*. Elsevier, Amsterdam, 660 pp.

Bosence D. W. J. 1991. Coralline algae: mineralization, taxonomy and palaeoecology. *In*: R. Riding (ed.) *Calcareous algae and stromatolites.* Springer-Verlag, pp.: 98-113.

Bueno G. V. 2004. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico, *Boletim de Geociências da Petrobras*, **12**: 203-229.

Carannante G., Esteban M., Milliman J., Simone L. 1988. Carbonate facies as paleolatitude indicators: problems and limitations. *Sedimentary Geology*. **60**: 333-346.

Chaproniere G. C. H. 1975. Palaeoecology of Oligo-Miocene larger Foraminiferida, Australia. *Alcheringa*, **1**: 37-58.

Cobbold P. R., Meisling K. E., Mount V. S. 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil, *AAPG Bulletin*, **85**: 1925-1944.

Dias J. L., Scarton J. L., Esteves F. R., Carminatti M., Guardado L. R. 1990. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos, *In*: G.P. Raja Gabaglia & E. J. Milani (Eds.) *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*, Petrobras, pp.: 333-360. Diaz M. R. 2007. *Geração de um arcabouço estratigráfico de alta resolução para depósitos carbonáticos terciários da Bacia de Campos*. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 128 p.

Dunham R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In:* W. E. Ham (Eds.) *Classification of Carbonate Rocks*, Memoir 1, American Association of Petroleum Geologists, p. 108-121.

Embry A. F. & Klovan J. E. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern banks island, N. W. T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology.* **19**: 730-781.

Emery D. & Myers K. J. (Eds.) 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell, Oxford, 304 pp.

Emiliani C. 1955. Pleistocene temperatures. Journal of Geology, 63: 538-578.

Flügel E. (Ed.) 2004. *Microfacies of carbonates rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 976 pp.

Folk R. L. 1965. Some aspects of recrystallisation in ancient limestones. *In:* L.C. Pray & R.C. Murray (Eds.) *Dolomitization and limestone diagenesis.* SEPM Special Publications, 13, The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, pp.: 14-48.

Gamboa L. A. P., Esteves F. R., Shimabukuro S., Carminatti M., Peres W. E., Souza Cruz C. E. 1986. Evidências de variações do nível do mar durante o Oligoceno e suas implicações faciológicas. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, *Anais*. p. 8-22. Geel T. 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **155**: 211-238.

Ghose B. K. 1977. Paleoecology of the cenozoic reefal foraminifers and algae- A brief review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **22**: 231-256.

Guardado L. R., Gamboa L. A., Lucchesi C. F. 1989. Petroleum geology of the Campos Basin, a model for a producing Atlantic-type basin. *In*: J. D. Edwards & P. A. Santogrossi (Eds.) *Divergent/passive margin basins*, AAPG Memoir, 48, pp.: 3-79.

Halfar J. & Mutti M. 2005. Global dominance of coralline red-algal facies: A response to Miocene oceanographic events. *Geology*, **33**: 481-484.

Hallock P. & Glenn C. 1985. Numerical analysis of foraminiferal assemblages: a tool for recognizing depositional facies in Lower Miocene reef complexes. *Journal of Paleontology*, **59**: 1384-1396.

Hallock P. & Glenn C. 1986. Larger foraminifera: A tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies. *Palaios*, **1**: 55-64.

Handford C. R. & Loucks R. G. 1993. Carbonate depositional sequences and systems tracts-response of carbonate platforms to relative sea-level changes. *In:*R. G. Loucks & J. F. Sarg (Eds.) *Carbonate sequence stratigraphy.* AAPG Memoir, 57, American Association of Petroleum Geologists, pp.: 3-41

Haynes J. R. 1965. Symbiosis, wall structure and habitat in foraminifera. Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research, **16**: 40–43.

Hottinger L. 1997. Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, **168**: 491-505.

James N. P., Ginsburg R. N., Marszalek D. S., Choquette P. W. 1976. Facies and fabric specificity of early subsea cements in shallow Belize (British Honduras) reefs. *Journal of Sedimentary Research*, **46**: 523-544.

James N. P. 1984. Shallowing-upward sequences in carbonates. *In:* R. G. Walker (Eds.) *Facies Models*, Reprint Series, 1, Geological Association of Canada, pp.: 213-228.

Kamp P. J. J., Harmsen F. J., Nelson C. S., Boyle S. F. 1988. Barnacle-dominated limestone with giant cross-beds in a non-tropical, tide swept, Pliocene forearc seaway Hawke's Bay, New Zealand. *Sedimentary Geology*, **60**: 173–195.

Kump L. R. & Arthur M. A. 1999. Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter. *Chemical Geology*, **161**: 181-198.

Longman M. W. 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. *AAPG Bulletin*, **64**: 461-487.

Loutit T. S., Kennett J. P., Savin S. M. 1983. Miocene equatorial and southwest pacific paleoceanography from stable isotope evidence. *Marine Micropaleontology*, **8**: 215-233.

Macintyre I. G. 1977. Distribution of submarine cements in a modern Caribbean fringing reef, Galeta Point, Panama. *Journal of Sedimentary Petrology*, **47**:503-516.

Meisling K. E., Cobbold P. R., Mount V. S. 2001. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil, *AAPG Bulletin*, **85**: 1903-1924.

Mello e Sousa S. H., Fairchild T. R., Tibana P. 2003. Cenozoic biostratigraphy of larger foraminifera from the Foz do Amazonas Basin, Brazil. *Micropaleontology*, **49**: 253-266.

Milani E. J., Brandão J. A. S., Zalán P. V., Gamboa L. A. P. 2000. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas, *Revista Brasileira de Geofísica*, **18**: 351-396.

Miller K. G. & Fairbanks R. G. 1985. Oligocene to Miocene carbon isotope cycles and abyssal circulation changes. *In:* E. T. Sundquist & N. S. Broecker (Eds.) *The carbon cycle and atmospheric*  $CO_2$  *–natural variations Archean to present.* Geophisical Monographies Series, 32, American Geophysical Union, pp.: 469-486

Mix A.C. & Fairbanks R.G. 1985. North Atlantic surface-ocean control of Pleistocene deep-ocean circulation. *Earth and Planetary Science Letters*, **73**: 231-243.

Mizusaki A. M. P., Thomaz Filho A., Valença J. 1988. Volcano sedimentary sequence of Neocomian age in Campos Basin (Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, **18**: 247-251.

Pearce T. J., Besly B. M., Wray D. S., Wright D. K. 1999. Chemostratigraphy: a method to improve interwell correlation in barren sequences- a case study using onshore Duckmantian/Stephanian sequences (West Midlands, U.K.). *Sedimentary Geology*, **124**: 197-220.

Pearce T. J., Wright D. K., Cope S., Moody R. T. J., Jarvis I. 1993. Chemostratigraphy: a tool for the correlation of barren sequences. *AAPG Bulletin*, **77**: 164.

Pomar L. 2001. Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Resarch*, **13**: 313-334.

Pomar L., Brandano M., Westphal H. 2004. Environmental factors influencing skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocene examples from the western Mediterranean. *Sedimentology*, **51**: 627-651.

Rangel P. R., Martins F. A. L., Esteves F. R., Feijó F. J. 1994. Bacia de Campos, *Boletim de Geociências da Petrobras,* **8**: 203-217.

Read J. F. 1985. Carbonate platform facies models. AAPG Bulletin, 69: 1-21.

Rosendahl B. R. 1987. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa, *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, **15**: 445-503.

Schaller H. 1973. Estratigrafia da Bacia de Campos. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Aracaju, *Anais*, p. 247.

Saller A., Armin R., Ichram L. O., Glenn-Sullivan C. 1993. Sequence stratigraphy of aggrading and backstepping carbonate shelves, Oligocene, central Kalimantan, Indonesia *In:* R. G. Loucks and J. F. Sarg (Eds.). Carbonate sequence

stratigraphy; recent developments and applications, AAPG Memoir, 57, pp. 267–290.

Sarg J. F. 1988. Carbonate sequence stratigraphy. *In:* C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, J. C. Van Wagoner (Eds.) *Sea level changes: an integrated approach.* SEPM Special Publications, 42, The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, pp.: 155-181

Savin S. M., Douglas R. G., Keller G., Killingley J. S., Shaughnessy L., Sommer M. A., Vincent E., Woodruff F. 1981. Miocene benthic foraminiferal isotope records: a synthesis. *Marine Micropaleontology*, **6**: 423-450.

Shackleton N. J. 1985. Oceanic carbon isotope constraints on oxygen and carbon dioxide in the Cenozoic atmosphere. *In:* E. T. Sundquist & N. S. Broecker (Eds.) *The carbon cycle and atmospheric CO*<sub>2</sub> *–natural variations Archean to present.* Geophisical Monographies Series, 32, American Geophysical Union, pp.: 412-417

Shackleton N. J. 1986. Paleogene stable isotope events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* **57**: 91-102.

Spadini A. R. & Marçal R. A. 2005. Porosidade em reservatórios carbonáticos: algumas considerações. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **13**: 129-138.

Távora V. A. & Pontes K. G. A. 2002. Paleoecologia dos cirrípedes balanomorfos da Formação Pirabas (Eomioceno)- Estado do Pará. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, *Anais*, p. 683.

Tucker M. E. & Wright V. P. (Eds.) 1990. *Carbonate sedimentology*. Blackwell Science, Oxford, 496 pp.

Tucker M. E. (Ed.) 1991. Sedimentary Petrology. Blackwell Publishing Limited, Oxford, 272 pp.

Van Wagoner J. C., Posamentier H. W., Mitchum R. M., Vail P. R., Sarg J. F.,
Loutit T. S., Hardenbol R. M. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *In:* C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. C. Kendall,
H. W. Posamentier, C. A. Ross, J. C. Van Wagoner (Eds.) *Sea level changes: an integrated approach.* SEPM Special Publications, 42, The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, pp.: 39-45.

Vilela C. G. 2004. Foraminíferos. *In*: I.S. Carvalho (ed.) *Paleontologia-Volume 1*. Editora Interciência, pp.: 269-284.

Vincent E. & Berger W. H. 1985. Carbon dioxide and polar cooling in the Miocene: the Monterey hypothesis. *In:* E. T. Sundquist & N. S. Broecker (Eds.) *The carbon cycle and atmospheric*  $CO_2$  –*natural variations Archean to present*. Geophisical Monographies Series, 32, American Geophysical Union, pp.: 455-468

Viviers M. C. & Abreu W. S. 1995. Os macroforaminíferos nas bacias da margem equatorial brasileira: uma contribuição à bioestratigrafia do Neogeno. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **67**: 393.

Waisman G. 2002. Análise estratigráfica de seqüências terciárias com ênfase nos carbonatos do Membro Siri. Região centro-sul da Bacia de Campos. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 192 p.

Williams D. F. 1988. Evidence for and against sea-level changes from the stable isotopic record of the Cenozoic. *In:* C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, J. C. Van Wagoner (Eds.) *Sea level changes: an* 

*integrated approach.* SEPM Special Publications, 42, The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, pp.: 31-36.

Wilson J. L. (Ed.) 1975. *Carbonate facies in geologic history*. Springer-Verlag, New York, 471 pp.

Wolff B. & Carozzi A. V. 1984. *Microfacies, depositional environments, and diagenesis of the Amapá Carbonates (Paleocene-Middle Miocene), Foz do Amazonas Basin, offshore NE Brazil.* Rio de Janeiro. Petrobras. Ciência-Técnica-Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo 13, 102 p.

Wright J. D., Miller K. G., Fairbanks R. G. 1992. Early and middle Miocene stable isotopes: implications for deepwater circulation. *Paleoceanography*, **7**:357-389.

# ANEXOS



PERFIS PETROGRÁFICOS DO POÇO I.



PERFIS PETROGRÁFICOS DO POÇO F.



PERFIS PETROGRÁFICOS DO POÇO E.



PERFIS PETROGRÁFICOS DO POÇO C.



PERFIS PETROGRÁFICOS DO POÇO C (cont.).



PERFIS PETROGRÁFICOS DO POÇO A.



PERFIS PETROGRÁFICOS DO POÇO A (cont.).