

PALEONÍVEIS MARINHOS QUATERNÁRIOS EM FERNANDO DE NORONHA

Rodolfo José Angulo¹; Maria Cristina de Souza¹
angulo@ufpr.br

**¹- Laboratório de Estudos Costeiros, Departamento de Geologia, UFPR
BR-277, s/n, Centro Politécnico, Jardim das Américas, 81531-970, Curitiba, PR**

Palavras-chave: eolianitos, cavas de surfe, vermetideos, algas calcárias, corrosão marinha

1. INTRODUÇÃO

Ilhas oceânicas são locais isolados que possibilitam a reconstrução de paleoníveis marinhos em locais distantes e facilitam a compreensão das mudanças globais do nível do mar no Quaternário. Fernando de Noronha localizado a 3° 49' de latitude Sul e 32° 24' de longitude Oeste, a 360 km da costa nordeste brasileira fornece informação para o atlântico ocidental equatorial onde apenas outros dois arquipélagos ocorrem (São Pedro e São Paulo e Atol das Rocas). O objetivo deste trabalho é reconstruir as variações do nível do mar no Quaternário e contribuir para caracterização dos eolianitos que ocorrem no arquipélago. Os métodos utilizados foram nivelamentos topográficos, descrição de afloramentos e lâminas delgadas e datações ¹⁴C convencionais e AMS, cujos resultados foram calibrados.

Fernando de Noronha localiza-se no extremo leste da cadeia homônima (Gorini & Bryan 1974), constitui à sua única área emersa e corresponde ao topo de um edifício vulcânico de mais de 4.000 m construído sobre o assoalho oceânico (Almeida 2006), onde a atividade vulcânica se extinguiu há 1,8 milhões de anos (Cordani 1970). O arquipélago é constituído pela ilha principal (16.9 km²), dezoito pequenas ilhas e numerosas ilhotas. Possui clima tropical com estação seca bem definida, de agosto a janeiro; precipitação média anual de 1.300 mm e temperatura média anual de 25,4° C, com amplitude de 1,5° C e esta sob influencia dos constantes ventos alísios provenientes de SE (Almeida 1955, 2002). As amplitudes das marés de sizígia são de 2,2 m e as de quadratura de 1,1 m (DHN 1985). No arquipélago podem ser reconhecidos dois tipos de relevo. Um, sustentado pelas rochas vulcânicas com elevações e picos de 100 a 300 m e vertentes íngremes e, outro, sustentado por eolianitos com altitudes inferiores a 30 m, declives suaves, lapies na superfície e notáveis cavas na costa.

2. RESULTADOS E DISCUSSÕES

2.1 *Eolianitos*

No arquipélago de Fernando de Noronha é notável a extensão dos eolianitos que contrastam com a escassa distribuição das dunas eólicas atuais, o que evidencia diferenças significativas entre o aporte de sedimentos no passado e no presente. Eles ocorrem nas costas orientadas SE, desde o nível do mar até 50 m de latitude. Foram descritos por Branner (1889, 1890) que apresentou um mapa esquemático de sua distribuição, e por Almeida (1955) que os denominou Formação Caracas. Os eolianitos são constituídos de areia calcária biodetrítica; principalmente de algas, e subsidiariamente moluscos, corais e foraminíferos; com cimento esparítico (Santos 2002). Alguns são friáveis e outros altamente resistentes. Apresentam estratificações cruzadas diversas destacando-se as de grande porte características de dunas eólicas, cujos mergulhos indicam ventos provenientes de SE. Datações anteriores (Menor *et al.* 2001 e Santos 2002) e deste trabalho forneceram idades do Pleistoceno Tardio e do

Holoceno, dentre as quais podem ser reconhecidos dois conjuntos principais. Um entre 48.540 e 25.200 anos ^{14}C calibrados antes do presente (cal aAP), que corresponderia ao estágio isotópico 3e de Imbrie *et al.* (1984). O segundo conjunto apresenta idades correspondentes ao período de nível de mar alto do Holoceno Tardio, que na costa leste brasileira se caracteriza pela elevação do nível do mar até 5.000-5.800 cal aAP, quando atinge o máximo, e pela descida até o presente (Angulo *et al.* 2006). Assim, os depósitos corresponderiam a dunas transgressivas formadas concomitantemente à elevação do nível do mar antes do máximo. O aumento do espaço de acomodação decorrente da elevação do nível relativo do mar pode ter propiciado o crescimento dos recifes e conseqüentemente a disponibilidade de sedimento biodetrítico para a construção das dunas eólicas. Uma datação forneceu idade 18.501-16.850 cal aAP, que corresponderia ao máximo regressivo associado à última glaciação. Contudo, mais datações seriam necessárias para confirmar a existência de dunas com essa idade. Ademais, deve-se considerar que as datações foram obtidas em amostras de rocha total, que inclui grãos do arcabouço mais velhos que a sedimentação e cimento mais novo. Deste modo, as datações da rocha total fornecem apenas idades aproximadas que dependem dos períodos transcorridos, entre a morte dos organismos que produzem os grãos e a sedimentação e entre esta e a diagênese. Apenas a idade de uma amostra de concha de gastrópode terrestre contida em eolianito foi interpretada como equivalente à idade da sedimentação (5.911-5.672 cal aAP).

2.2 Paleoníveis

Diversos autores, no final do século XIX e na primeira metade do XX mencionaram paleoníveis marinhos no arquipélago. Almeida (1955) fez análise crítica destes indicadores, descartando diversos deles, os quais não serão analisados neste trabalho, por se concordar com o autor. Almeida (1995) conclui que podem ser reconhecidos quatro paleoníveis marinhos, que atribuiu ao Pleistoceno: (a) de +40 m inferido a partir de evidências geomorfológicas relacionadas ao planalto central da ilha; (b) de -6 m inferido a partir da ocorrência de eolianitos nessa profundidade; (c) de +12 m a partir de terraços marinhos com conglomerados e matriz arenosa, contendo fauna marinha e um calcário marinhoossilífero; (d) de ± 1 m inferido a partir de paleopraias. A idade do paleonível de +40 m ainda não foi determinada. O paleonível de 12 m ainda não foi datado, em parte porque algumas das evidências descritas por Almeida (1955) não foram encontradas, provavelmente porque foram obliteradas ou destruídas pela ocupação. O paleonível de -6 m é compatível com a interpretação deste trabalho, que sugere que os eolianitos formaram-se quando o nível do mar era inferior ao atual, porém as idades podem ser referidas tanto ao Pleistoceno com ao Holoceno. O paleonível de ± 1 m é discutido adiante. Neste trabalho foram identificados e datados paleoníveis marinhos a partir de paleorecifes e paleopraias com idades entre 5.400 e 100 anos cal aAP. Na Ponta Santo Antonio, sobre um terraço de abrasão de ondas, entre 0,2 m e 0,5 m acima do nível médio do mar (nmm), ocorrem remanescentes *in situ* de recife de algas calcárias contendo vermetídeos e conchas de gastrópodes. Uma concha de gastrópode forneceu idade de 1.241-743 cal aAP e as algas calcárias com vermetídeos 546-110 cal aAP, que representam as idades máxima e mínima do recife. O topo dos remanescentes do recife contendo vermetídeos está situado a 0,3 m acima do nmm. O nível de vida dos vermetídeos é influenciado pela amplitude das marés e pela exposição às ondas (Laborel 1986). Nas costas sudestes do arquipélago, os recifes de algas calcárias com vermetídeos formam poças que se elevam até o nível médio de preamar (0,8 m). Deste modo, pode-se inferir que o paleonível

marinho durante a formação do recife era próximo do atual, mas não superior 0,5 m. Datações do recife em áreas próximas indicam rápido crescimento vertical do recife entre 3.600-3.000 e 3.000-2.100 cal aAP (Jindrich 1983), o que poderia estar associado ao aumento do espaço de acomodação pela elevação do nível relativo do mar no período. As datações também indicam lento crescimento vertical após esse período, o que sugere estabilização do nível do mar. Na Ponta de Santo Antonio ocorre praia de seixos vulcânicos entre 1,1 m abaixo e 2,3 m acima do nmm. Entre 0,3 e 0,7 m acima deste mesmo nível ocorre camada de conglomerado clastosuportado com imbricação de seixos vulcânicos e biogênicos – conchas de moluscos e restos de algas calcárias e corais - matriz arenosa, e cimento calcário. Uma concha de gastrópode forneceu idade de 1.373-933 cal aAP, que corresponde a idade máxima do depósito. Este conglomerado indica que o nível do mar era semelhante ao atual, com diferença não maior que ± 2 m. Na Enseada da Caieira ocorre arenito calcário – arcabouço e matriz – com estratificação cruzada e plano-paralela subhorizontal entre 2,3 m e 2,8 m acima do nível médio de baixamar de sizígia (nmbz). O depósito foi interpretado como correspondente a paleopraia. O limite entre o topo da estratificação cruzada e a base da plano-paralela, localizado a 2,4 m do nmbz, foi interpretado como o limite entre a face litorânea superior e a face da praia, que no presente se localiza aproximadamente no nmbz. Deste modo, o depósito sugere paleonível marinho de 2,4 m superior ao atual há 5.387-4.819 cal aAP. Na ilha de Chapéu de Nordeste ocorre conglomerado clastosuportado, com estratificação inclinada, gradação normal e seixos imbricados de rocha vulcânica. No topo possui contato transicional com arenito calcário com estratificação inclinada, que por sua vez passa transicionalmente para eolianitos com estratificação cruzada de grade porte. As camadas com estratificação inclinadas têm espessura de 2 m e se situam entre 1 m abaixo e 1 m acima do nmm e foram interpretadas com correspondentes a paleopraia. Almeida (1955) interpretou estes depósitos como indicadores de nível marinho semelhante ao atual (± 1 m). Contudo, considerando que o topo do depósito praiado corresponde ao topo da berma de tempestade sobre a qual se depositaram os sedimentos eólicos e que as características oceanográficas eram semelhantes às atuais, pode-se inferir um paleonível marinho 0,7 m inferior ao atual. Como os eolianitos sobrepostos forneceram idade correspondente ao máximo glacial, mais datações são necessárias para elucidar a idade deste indicador.

Onde os eolianitos atingem a costa ocorrem notáveis cavas de surfe (*surf notches*) com profundidades de até 2,5 m. As taxas de corrosão marinha (*sea corrosion*) em rochas calcárias variam de 0,2 a 5,0 mm/ano (Pirazzoli 1986). Deste modo, as cavas do arquipélago sugerem estabilização do nível do mar num período maior que 500 aAP. Pode-se concluir que o arquipélago de Fernando de Noronha apresenta predomínio de costas em recuo, com notáveis cavas de surfe esculpidas em eolianitos provavelmente decorrente da baixa produção de sedimentos calcários biodetríticos e da estabilização do nível do mar há pelo menos 500 anos. Esta configuração contrasta com a extensa ocorrência de eolianitos, que sugerem alta produção de biodetritos, e provavelmente se depositaram durante as fases transgressivas relacionadas aos estágios isotópicos 3e e ao posglacial do Holoceno. Durante o máximo desta última transgressão o mar pode ter alcançado 2,4 m acima do atual. Deste modo, a variação relativa do nível do mar no arquipélago parece ter sido semelhante à ocorrida na costa leste brasileira, talvez com amplitude menor.

REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M. 1955. *Geologia e petrologia do arquipélago de Fernando de Noronha*. DNPM/DGM. Rio de Janeiro, 181 pp. (Monografia 13).
- Almeida F.F.M. 2002. Arquipélago de Fernando de Noronha - Registro de monte vulcânico do Atlântico Sul. In: Schobbenhaus C., Campos D.A., Queiroz E.T., Winge M., Berbert-Born M.L.C. (Eds.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. 1ª ed. Brasília: DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), **01**: 361-368.
- Almeida F.F.M. 2006. Ilhas oceânicas brasileiras e suas relações com a tectônica atlântica. *Terræ Didática* **2**(1):3-18.
- Angulo R.J., Lessa G.C., Souza M.C. 2006. A Critical Review of Mid- to Late Holocene Sea-level Fluctuations on the Eastern Brazilian Coastline. *Quaternary Science Reviews*, **25**:486-506.
- Branner J.C. 1889. The geology of Fernando de Noronha. *American Journal of Sciences*, **27**:145-171.
- Branner J.C. 1890. The eolian sadstone of Fernando de Noronha. *American Journal of Sciences*, **39**:247-257.
- Cordani U.G. 1970. Idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul. *Bol. Inst. Geoc. Astron. USP*. São Paulo, **1**:9-75.
- DHN 1985. Carta náutica Arquipélago de Fernando de Noronha, Carta 52, escala 1:15.000, 3ª edição.
- Gorini M.A., Bryan G.M. 1974. A semi-isolated basin off the northeast brazilian margin. *Amer. Geoph. Union Trans.*, **55**:278.
- Imbrie J.J., Hays J.D., Martinson D.G., McIntyre A., Mix A.C., Moreley J.J., Pisias N.G., Prell W.L., Shackleton N.J. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: Berger A.L., Imbrie J., Hays J., Kukla G., Saltzman B. (Eds.). *Milankovitch and Climate—Part I*. Reidel Publishing, 269–306.
- Jindrich V. 1983. Structure and diagenesis of recent algal-foraminifer reefs, Fernando de Noronha, Brazil. *Journal of Sedimentary Petrology*, **53**(2):449-459.
- Laborel J. 1986. Vermetid gastropods as sea-level indicators. In: Van de Plassche O. (Ed.). *Sea-Level Research: a Manual for the Collection and Evaluation of Data*. Geo Books, Norwich, 281–310.
- Menor E.A., Valença L.M.M., Neumann V.H., Boujo A. 2001. The aeolian calcarenites of the Fernando de Noronha Island, northeastern Brazil; a new approach. In: Sessions of the Academia Brasileira de Ciências, summary of communications. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **73**(3):473-474.
- Santos C.A.R. dos. 2002. *Eoalenitos de Fernando de Noronha: Processos deposicionais e pós-deposicionais*. Dissertação de Mestrado, Pós-graduação em Geociências, UFPE. 58 pp.
- Pirazzoli P. 1986. Marine notches. In: Van de Plassche O. (Ed.). *Sea-level research: A Manual for the Collection and Evaluation of Data*, Geo Books, Norwich, 361–400.