

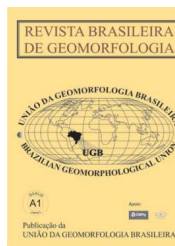


www.ugb.org.br  
ISSN 2236-5664

## Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 18, nº 3 (2017)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v18i3.862>



# CLASSIFICAÇÃO MORFOLÓGICA DAS DUNAS COSTEIRAS ENTRE O CABO FRIO E O CABO BÚZIOS, LITORAL DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

## MORPHOLOGICAL CLASSIFICATION OF COASTAL DUNES BETWEEN CAPE FRIO AND CAPE BÚZIOS, RIO DE JANEIRO STATE COASTLINE

**Guilherme Borges Fernandez**

*Departamento de Geografia, Universidade Federal Fluminense*

*Av. General Milton Tavares de Souza, s/nº, Niterói, Rio de Janeiro. CEP: 24210-346. Brasil*

*Email: guilhermefernandez@id.uff.br*

**Thiago Gonçalves Pereira**

*Departamento de Geografia Física, Universidade do Estado do Rio de Janeiro*

*Rua São Francisco Xavier, 524, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. CEP: 20550-01. Brasil*

*Email: thiagopereira.uerj@gmail.com*

**Thais Baptista da Rocha**

*Departamento de Geografia, Universidade Federal Fluminense*

*Av. General Milton Tavares de Souza, s/nº, Niterói, Rio de Janeiro. CEP: 24210-346. Brasil*

*Email: thaisbaptista@id.uff.br*

**Victor Maluf**

*Departamento de Geografia, Universidade Federal Fluminense*

*Av. General Milton Tavares de Souza, s/nº, Niterói, Rio de Janeiro. CEP: 24210-346. Brasil*

*Email: vic.bvm@gmail.com*

**Martim Moulton**

*Departamento de Geografia, Universidade Federal Fluminense*

*Av. General Milton Tavares de Souza, s/nº, Niterói, Rio de Janeiro. CEP: 24210-346. Brasil*

*Email: martimabm@id.uff.br*

**Silvio Roberto de Oliveira Filho**

*Departamento de Geografia, Universidade Federal Fluminense*

*Av. General Milton Tavares de Souza, s/nº, Niterói, Rio de Janeiro. CEP: 24210-346. Brasil*

*Email: silviooliveira@id.uff.br*

### Informações sobre o Artigo

Recebido (Received):

07/05/2016

Aceito (Accepted):

07/03/2017

### Resumo:

Dunas costeiras representam uma das principais feições resultantes de processos geomorfológicos eólicos. Para que se desenvolvam em áreas regionalmente representativas, as dunas necessitam de algumas condições ambientais características, como: existências de uma planície de deflação, disponibilidade de sedimentos arenosos e ventos frequentes e de direção de incidência bem marcada.

**Palavras-chave:**

Dunas Costeiras; Classificação Morfológica; Mapeamento.

**Keywords:**

Coastal Dunes; Morphological Classification; Mapping.

Na costa do estado do Rio de Janeiro, as planícies costeiras localizadas entre o Cabo Frio e o Cabo Búzios são bons exemplos em termos de formação de feições eólicas. Esta região do litoral, além da alta disponibilidade de sedimentos presente na plataforma continental interna, apresenta áreas extensas e planas junto à linha de costa e ventos que incidem de forma constante com direções preferenciais do quadrante Leste e Nordeste, operando na direção mar-terra. O objetivo principal deste trabalho repousa na classificação morfológica dos diferentes tipos de dunas

observados entre o Cabo Frio e o Cabo Búzios. Para isso, foram obtidas fotografias aéreas, levantamentos de dados topográficos bidimensionais e tridimensionais. Uma variedade de tipos de dunas foi identificada nestas planícies costeiras, sendo divididos em dois principais grupos; dunas ancoradas e livres. Dunas ancoradas foram subdivididas entre dois outros grupos; influenciadas por obstáculos topográficos ou influenciadas pela vegetação. Um terceiro tipo de dunas foi identificado, sendo classificado como megaforma parabólica, que apresenta tanto características de dunas livres e ancoradas por vegetação. Os resultados mostraram que nas megaformas, a morfologia parabólica foi predominante, com dunas barcanóides se desenvolvendo sobre estes depósitos. Os efeitos de ancoramento foram descritos em dunas parabólicas e nebkas. Outro importante efeito de ancoramento foi descrito em rampas de areia (dunas escalonares). Dunas livres, barcanas e barcanóides, também foram descritas na planície de Cabo Frio.

**Abstract:**

Coastal dunes represent one of the main features associated with aeolian geomorphological processes. These dunes establish themselves in different parts of the coast and require specific environmental conditions to develop in regionally representative areas, such as: the existence of a deflation plain, availability of sandy sediments and constant wind blowing. Within the cost of the Rio de Janeiro state, coastal plains located between Cape Frio and Cape Búzios are a good example in terms of coastal dune formation. This part of the coast, not only has a high availability of sediments in the inner continental shelf, but also presents extensive and flat areas close to coastline and winds that constantly blow from the northeast and east quadrants, operating in an offshore pattern. The main objective of this work lies on the classification of the different types of coastal dunes observed between Cape Frio and Cape Búzios. To obtain this data, aerial photographs, topographic surveys and tridimensional data were analyzed. A variety of coastal dunes types were identified in the coastal plains, being divided into two main groups; anchored and free. Anchored dunes were then divided into two other groups; influence by topographic obstacles, or influenced by vegetation. A third type of dune was identified, being given the classification name of parabolic megaform, presenting characteristics of both free and anchored dunes. The results show that in the megaforms, the parabolic morphology is predominant, with barchanoid dunes developing within these sand deposits. The anchoring effects associated to vegetation were described in parabolic dunes and nebkas. Another important anchoring effect was described in the sand ramps (climbing dunes). Free dunes, barchans and barchanoids, were also described in the Coastal plain of Cape Frio.

---

**1. Introdução**

O vento e a água são os principais responsáveis por processos de erosão, transporte e deposição de sedimentos sobre a superfície terrestre. As propriedades físicas da água e do vento se diferem fundamentalmente, pois as moléculas de água estão agrupadas por forças coesivas, enquanto que o ar, na forma de gás é composto por moléculas em estado não coesivo, o que garante diferenças fundamentais em termos de densidade e viscosidade entre os dois fluidos, e, portanto, na sua capacidade de transporte de partículas (PYE e TSOAR, 2009).

Desta forma, há uma notável diferença nos processos de dinâmica sedimentar associados à água e o vento, pois os processos hidrodinâmicos atuam de maneira que os volumes transportados são sensivelmente superiores em relação às mesmas velocidades observadas em processos eólicos (PYE e TSOAR, 2009). Mesmo com a menor capacidade de acumulação sedimentar e de gerar e alterar morfológicamente a superfície terrestre, os ventos podem erodir, transportar e depositar sedimentos a distâncias da ordem superior a milhares de quilômetros, que uma vez acumulados terão formas

particulares, entre as mais comuns, as dunas (McKEE, 2004; BAAS, 2007).

De maneira bastante simples, as dunas são acumulações sedimentares associadas ao vento, em que a partir do empilhamento de sedimentos passam a assumir feições morfológicas distintas. Os sedimentos passíveis de serem transportados por ação eólica apresentam uma ampla gama de variação granulométrica, mas a formação de dunas é majoritariamente composta por sedimentação arenosa, ou seja, são sedimentos cujo diâmetro varia entre 0,062 e 2,00 mm, na escala Uden-Wentworth (1922). É notório que estudos sobre a dinâmica eólica e mais precisamente aqueles relacionados à morfologia de dunas, sejam normalmente mais estudadas em ambientes desérticos (Lancaster, 1995), mas, por outro lado, as formas eólicas suscitam contribuições importantes quando ocorrem ao longo do litoral (HESP e WALKER, 2013).

Os processos eólicos e a formação de dunas não respeitam qualquer restrição de ocorrência geográfica, ou seja, ocorrem em diferentes latitudes ou em qualquer condição climática, isto é, ocorrem desde os polos (GOLDSMITH, 1987; BRISTOW *et al.*, 2010), até trechos equatoriais, não havendo, portanto, impedimento de ordem de pluviosidade ou temperatura, sendo observadas até mesmo em outros planetas, como Marte e Saturno (LANCASTER *et al.* 2013; FENTON *et al.* 2013). Stout *et al.* (2012), a partir de um histórico temático sobre processos eólicos, incluindo obviamente formas sedimentares geradas pelo vento, indicaram não somente a consolidação destes estudos como tema relevante para a geomorfologia, mas constataram que, à época da publicação, três artigos científicos são publicados diariamente sobre processos eólicos. Estes autores detectaram que entre os temas recorrentes sobre processos eólicos, estão a descrição e o mapeamento das diferentes formas de dunas, de maneira a se interpretar espacialmente a ocorrência destas feições.

Dunas se destacam em termos morfológicos por representar formas relativamente pequenas, associadas a acumulações de poucos centímetros, como ondulações (*ripples*), até depósitos de ordem de centenas de quilômetros quadrados, associados a mares de areia (*Sand Seas, Draas* ou *Ergs*) descritos, por exemplo, por Wilson (1973) e Mckee (2004). É interessante notar que a morfologia das dunas será resultado de uma série de fatores, principalmente associados à disponibilidade e ao diâmetro dos sedimentos transportados, às variações

na direção do vento, à ocorrência de obstáculos, como a vegetação e topografia e por fim, a uma área para que estas dunas se desenvolvam. Wasson e Hide (1983) descrevem alguns dos principais tipos de dunas, a partir da relação entre o volume sedimentar disponível e a direção dos ventos, de forma que, por exemplo, dunas em forma de estrela (*star dunes*) se desenvolvam em áreas com flutuações constantes na direção dos ventos e em regiões com alta disponibilidade de sedimentos. Por outro lado, dunas barcanas se formam a partir de baixa disponibilidade de sedimentos e pouca flutuação na direção preferencial (PYE e TSOAR, 2009).

Os efeitos da topografia na formação de dunas são evidentes na formação de dunas do tipo *Hummock* ou *Nebkas*, por exemplo, ou em formas parabólicas, em que nestes casos a vegetação exerce um papel fundamental na geometria da forma (LUNA *et al.* 2011). Desta maneira fica relativamente claro que diversos fatores irão determinar a morfologia observada nas dunas. Neste sentido, alguns dos principais modelos morfológicos de classificação de dunas foram mesmo descritos em ambientes desérticos (LANCASTER, 1995; LIVISTONE, 1996; PYE e TSOAR, 2009; WIGGS, 2013), porém Hesp (2013) ressalta que as formas observadas nestes ambientes se repetem nas dunas costeiras, sendo alguns tipos exclusivos de ocorrência no litoral como, por exemplo, as dunas frontais.

No litoral brasileiro são fartas as oportunidades para a ocorrência de dunas costeiras, principalmente no litoral Norte e Nordeste, assim como no litoral Sul (ver por exemplo MUEHE, 1998; GIANINI *et al.* 2005). Gianini *et al.* (2005) sugere que na costa brasileira, em função da migração das dunas ocorrerem fundamentalmente no sentido do mar para o continente, os campos de dunas podem ser considerados, via de regra, como campos de dunas transgressivos. Estes mesmos autores indicam que no litoral Sudeste, porém, são restritas as ocorrências de campos de dunas, sendo descritas de forma mais evidente no litoral do estado do Rio de Janeiro. Os trabalhos de Castro *et al.* (2002) estabelece taxas de migração de 1,5 m/ano, como evidências da resposta transgressiva aos campos de dunas de Cabo Frio. Estudos realizados por Fernandez *et al.* (2009) e Pereira *et al.* (2010) mostraram esforços de determinação das diferentes formas eólicas, porém sem deixar claro discussões sobre os critérios de classificação e também dados morfológicos que pudessem ilustrar diferentes tipos de dunas.

Neste sentido, o principal objetivo deste artigo repousa na identificação e na classificação geomorfológica das dunas costeiras transgressivas, distribuídas entre Cabo Búzios e o Cabo Frio, trecho em que as

planícies costeiras (Figura 1) apresentam uma franca cobertura de depósitos eólicos passíveis de assumirem diferentes morfologias.

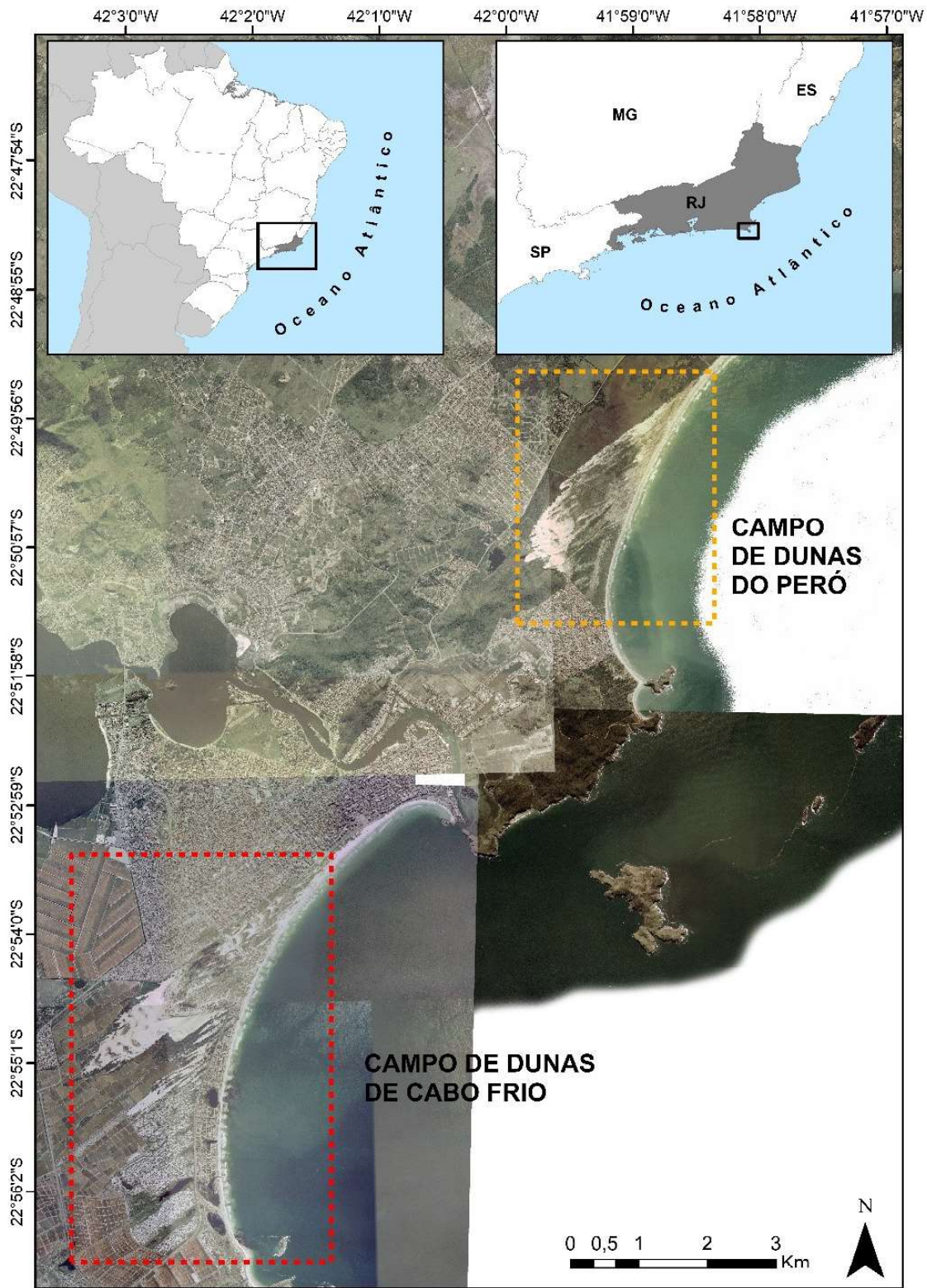


Figura 1 - Localização das planícies costeiras do Cabo Frio e do Perú. Notar que os depósitos eólicos migram em direção ao continente, correspondendo a acumulações transgressivas.



## 2. Área de Estudo

Em termos fisiográficos, o litoral do Estado do Rio de Janeiro é marcado por planícies costeiras em que predominam a formação de barreiras costeiras arenosas, apresentando características morfológicas distintas em relação à influência fluvial, processos marinhos e desenvolvimento de formações eólicas (Fernandez e Rocha, 2015). Estas planícies têm como fator de formação regional as flutuações no nível do mar do quaternário, que estão registradas em terraços marinhos distintos, sendo o mais interiorizado associado ao Estado Isotópico 5 (Último Máximo do Pleistoceno) e ao Estado Isotópico 1 (Máximo Interglacial do Holoceno), conforme apontam, por exemplo, os trabalhos de Martin e Suguio (1989), Dias e Kjerve (2009), Rocha *et al.* (2013), Silva *et al.* (2014).

O litoral entre o Cabo Búzios e o Cabo Frio está disposto na direção preferencial NNE-SSW, em que se evidenciam três diferentes arcos de praia: Cabo Frio, Però e Tucuns. Nestes arcos, Fernandez *et al.* (2009) e Pereira *et al.* (2010) descrevem diferentes padrões morfológicos associados ao vento, enquanto elemento predominante na paisagem costeira.

Em termos meteoro-climáticos, o litoral entre o Cabo Búzios e o Cabo Frio se encontra na Zona de Influência da Ressurgência, que de acordo com Barbieri e Coe Neto (1999) apresenta um microclima distinto (BARBIERI, 1984) do conjunto tropical dominante (NIMER, 1989). Barbieri (1984) observou que o clima nas imediações do Cabo Frio refletiria uma variação do clima Semiárido Quente (BSH) pela classificação de Köppen (1948), diferente do microclima observado em Iguaba Grande, no flanco norte da lagoa de Araruama, cuja característica estaria entre um clima AW (tropical com chuvas de outono-primavera e seca de verão-inverno) e o clima mais seco observado em Cabo Frio.

As explicações para a ocorrência de diferenças climática num curto espaço repousam em diversos fatores. Barbieri e Coe Neto (1999) apontam como um fator importante de distribuição pluviométrica no estado do Rio de Janeiro o papel do controle orográfico, onde os totais pluviométricos apresentam uma sensível diminuição dos acumulados de chuva do topo da Serra do Mar em direção ao litoral. No mesmo trabalho os autores apresentam dados de localidades costeiras entre a Baía de Guanabara e o Cabo Frio, onde identificaram uma sensível diminuição dos totais de chuvas em direção a

leste, a que atribuíram também a efeitos orográficos, pela diminuição das altitudes nesta direção em função do desaparecimento dos maciços costeiros.

Outro fenômeno importante que contribui para a aridez climática observada em Cabo Frio é o efeito provocado pela ressurgência oceânica (MARTIN e SUGIO, 1989; TURC *et al.* 1999). Este fenômeno é condicionado pela brusca inflexão da linha de costa na altura do Cabo Frio; pelas condições batimétricas da plataforma continental, que registram aumento do gradiente em direção ao Cabo Frio; e pelos constantes ventos de nordeste (MOREIRA DA SILVA, 1973). Os ventos de nordeste atuam no sentido de terra para mar, onde o alinhamento do litoral do Rio de Janeiro é de W-E, deslocando a massa oceânica superficial mais quente na direção mar a fora. O deslocamento da camada aquecida oceânica favorece a migração vertical de águas frias de subsuperfície e sua distribuição até 400 km além do Cabo Frio na direção oeste. A distribuição de águas frias na área de influência do Cabo Frio inibe a formação de nuvens Cúmulos responsáveis por chuvas convectivas, favorecendo a diminuição dos índices de precipitações.

A distribuição dos ventos na região foi analisada por Barbieri (1985) em Cabo Frio (Tabela 1). Os ventos do quadrante nordeste predominam o ano inteiro, principalmente nos meses de verão onde a frequência atinge percentuais de metade da ocorrência para aquela estação do ano com destaque para a direção norte. No outono, a frequência do NE cai pela metade (24,6%), e os ventos norte (23,8%) acabam por dividir os percentuais observados. Estas direções são atribuídas a condições predominantes de tempo bom. Enquanto isso, a participação dos ventos de sudoeste dobra de percentual nesta estação (6,3 % no verão para 12,5% no outono), resultado de maiores frequências de migrações de frentes polares, e apresentam um ligeiro declínio durante o inverno (11,6%), estação em que se observa um sensível aumento dos ventos de NE (24,6% para 36,2%). Essa tendência se acentua na primavera, com a retomada da participação principal de NE (41,7%) e decréscimo dos ventos de SO (12,5% no outono, 11,6 no inverno, 9,4% na primavera), porém, nota-se aumento da participação de ventos de SE e S.

De forma mais precisa os dados de Alves (2006), a partir de rosas de ventos, descrevem os comportamentos das direções eólicas para São Pedro da Aldeia - SPA (22° 49' 22"/42° 05' 52") na figura 2 e Arraial do Cabo (22°

57' 40"/42° 01' 19") na figura 3. O autor, a partir de dados de três anos de monitoramento, atesta a frequência predominante de NE para a região, principalmente na

rosa de SPA; enquanto nos dados de Arraial do Cabo nota-se que a participação dos ventos de NE e E assumem direções preferenciais.

Tabela 1: Distribuição das direções dos ventos em Cabo Frio para o período 1971/1980.

Distribuição sazonal dos ventos em Cabo Frio				
Direção de Ventos	Verão (%)	Outono (%)	Inverno (%)	Primavera (%)
Norte	16	23,8	24,6	16,3
Nordeste	50	24,6	36,2	41,7
Leste	5	5	5	7,6
Sul	7,4	11,7	6,5	8,3
Sudeste	6,6	5,3	5,8	9,1
Sudoeste	6,3	2,5	11,6	9,4

Fonte: Barbieri (1985).

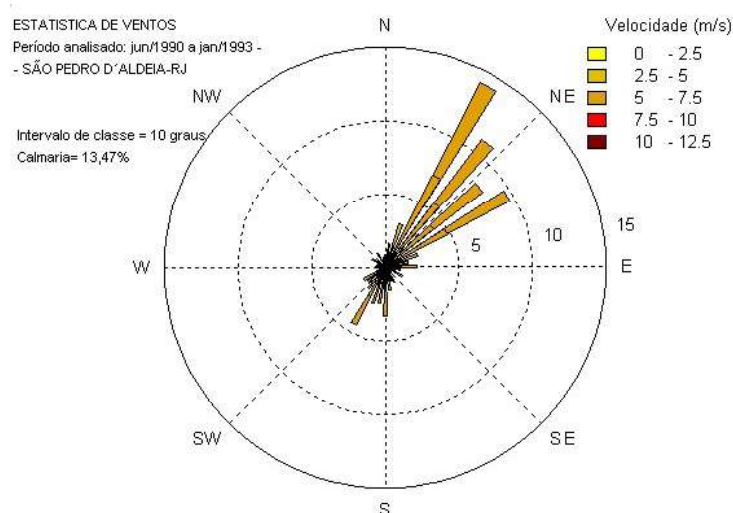


Figura 2 - Distribuição dos ventos na Cidade de São Pedro da Aldeia, litoral do estado do Rio de Janeiro, com dados entre junho de 1990 e janeiro de 1993. O diagrama mostra a evidente direção preferencial do quadrante Nordeste. Fonte: Alves (2006). Coordenada 22° 49' 16"/ 42° 05' 42".

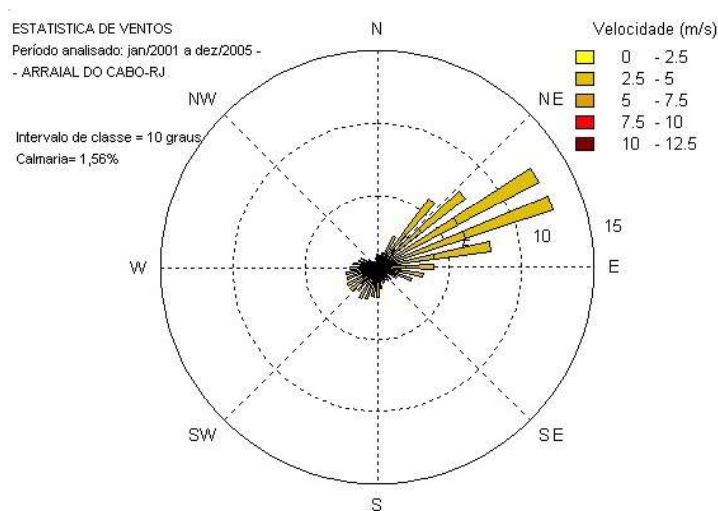


Figura 3 - Distribuição dos ventos em Arraial do Cabo para o período de janeiro de 2001 a dezembro de 2005. Notar que ocorre uma alteração no padrão descrito para São Pedro da Aldeia, com os ventos preferenciais se deslocando para o quadrante NE/E. Coordenada 22° 58' 38"/ 42° 01' 15".

### 3- Metodologia

Para o mapeamento das diferenças morfológicas foi desenvolvido um sistema de hierarquização taxonômica, dividindo os diferentes tipos de dunas em três grandes grupos: (1) dunas livres formadas pela acumulação de sedimentos eólicos sem interferência de obstáculos (ancoramento); (2) dunas ancoradas formadas por algum efeito de alteração topográfica, a partir da rugosidade no terreno, seja por vegetação ou efeito de acidentes geográficos como, por exemplo, depósitos sedimentares ou elevações do relevo; e uma conjunção de fatores de ambos, associadas a dunas semi-fixas, em que se observam fatores de ancoramento e de livre desenvolvimento.. Logo, esses três grupos foram categorizados em **dunas ancoradas**; um segundo grupo formado por **dunas livres**; e um terceiro, onde foram observados processos referentes aos dois primeiros, sendo separada pela classificação de **dunas semi-fixas** (megaforma parabólica). A classificação hierarquizada apresentada atendeu a alguns

dos padrões descritos por Pye e Tsoar (2009), Livistone (1996) e recentemente proposta em Wiggs (2013), de forma a seguir o esquema descrito na figura 4.

Em relação às dunas formadas por vegetação, mais especificamente as dunas frontais (ver, por exemplo, HESP, 2002), não foram aprofundadas as características geomorfológicas, por estas estarem relacionadas diretamente a sua relação morfodinâmica com as praias e estarem presentes ao longo de ambos os arcos, sendo parcialmente discutidas por Moulton *et al.* (2013). Conforme a proposta de Hesp (2012), dunas frontais são consideradas dunas primárias, que são dunas costeiras formadas diretamente pela ação combinada de vegetação e sedimentos oriundos da praia, e os objetivos deste trabalho foram centrados em dunas secundárias. Desta forma, foram gerados dois mapeamentos representando as diferentes dunas observadas nas planícies do Cabo Frio (Figura 5) e no Peró (Figura 6), ou seja, dunas transgressivas que se desenvolveram na planície de costeira.

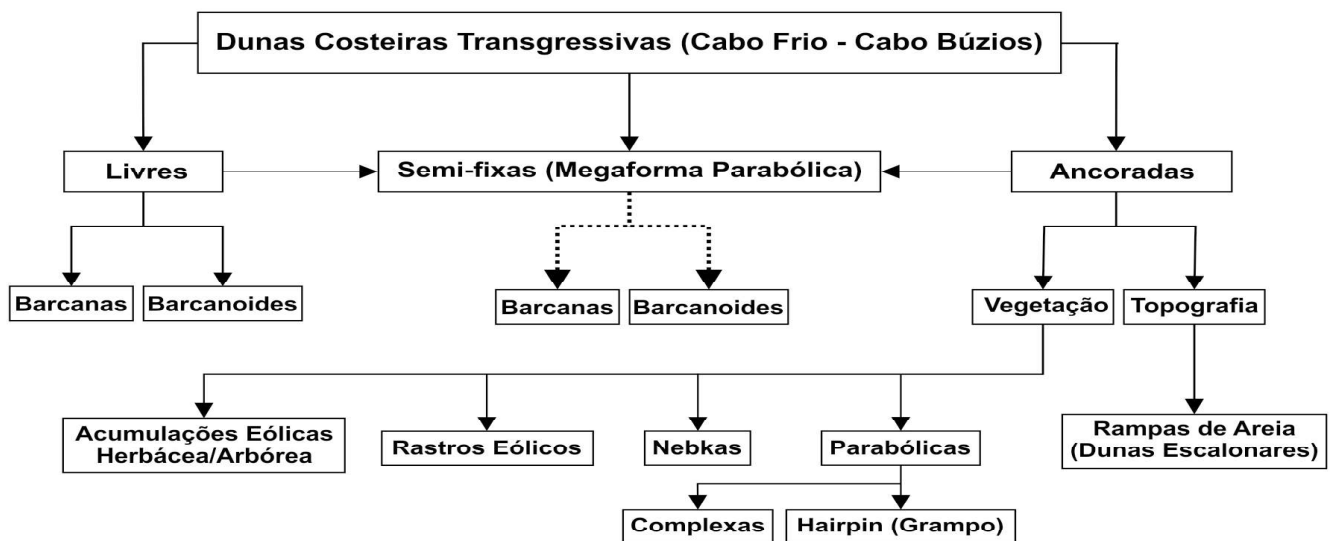


Figura 4 - Sistema de hierarquização proposto para a classificação das dunas costeiras entre o Cabo Frio e o Cabo Búzios, a partir dos trabalhos de classificação de Tsoar e Pye (2009) e Livistone (1996) e Wiggs (2013).

A classificação morfológica dos diferentes tipos de dunas observadas no litoral entre o Cabo Frio e o Peró foi feita sobre fotografias aéreas disponibilizadas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), obtidas em 2005. Como o objetivo principal do trabalho não previu uma avaliação morfodinâmica, assumiu-se que a morfologia observada não se alterou a ponto de mudarem sua classificação fisiográfica. Para determinação tipológica das dunas foram confeccionados mapas individuais na planície costeira de Cabo Frio e do Peró.

O mapeamento dos campos de dunas foi feito sobre as Ortofotos, sendo identificadas dunas até a escala de 1:5.000, sendo os resultados publicados em escala 1:25.000. Uma vez definidos os mosaicos e a escala de mapeamento, passou-se a interpretação direta nas imagens, definindo os diferentes tipos de dunas, delimitados por meio de polígonos traçados e agrupados em ambiente SIG. Os resultados do mapeamento foram então confrontados com visitas de campo para a validação final das diferentes formas eólicas encontradas.



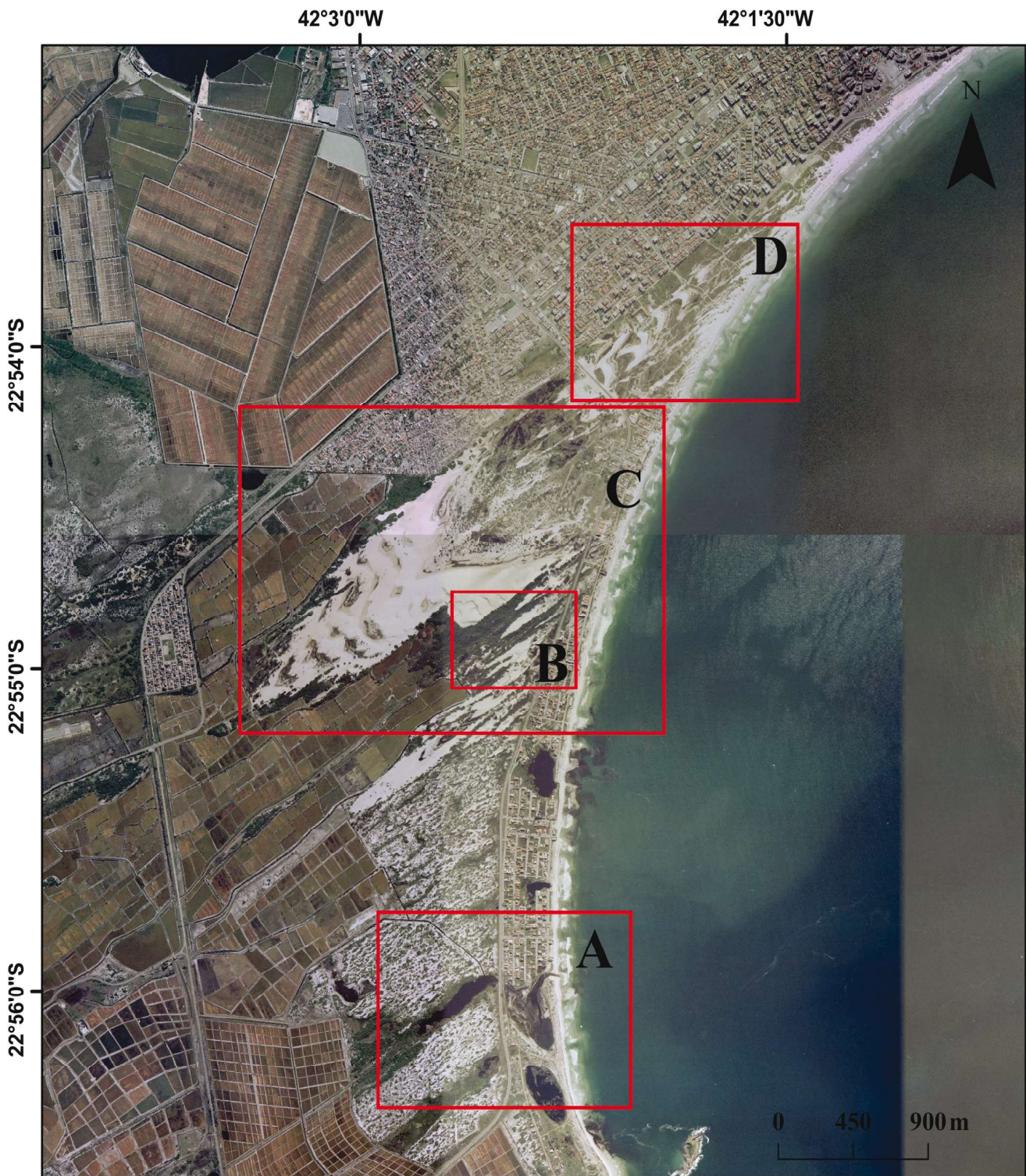
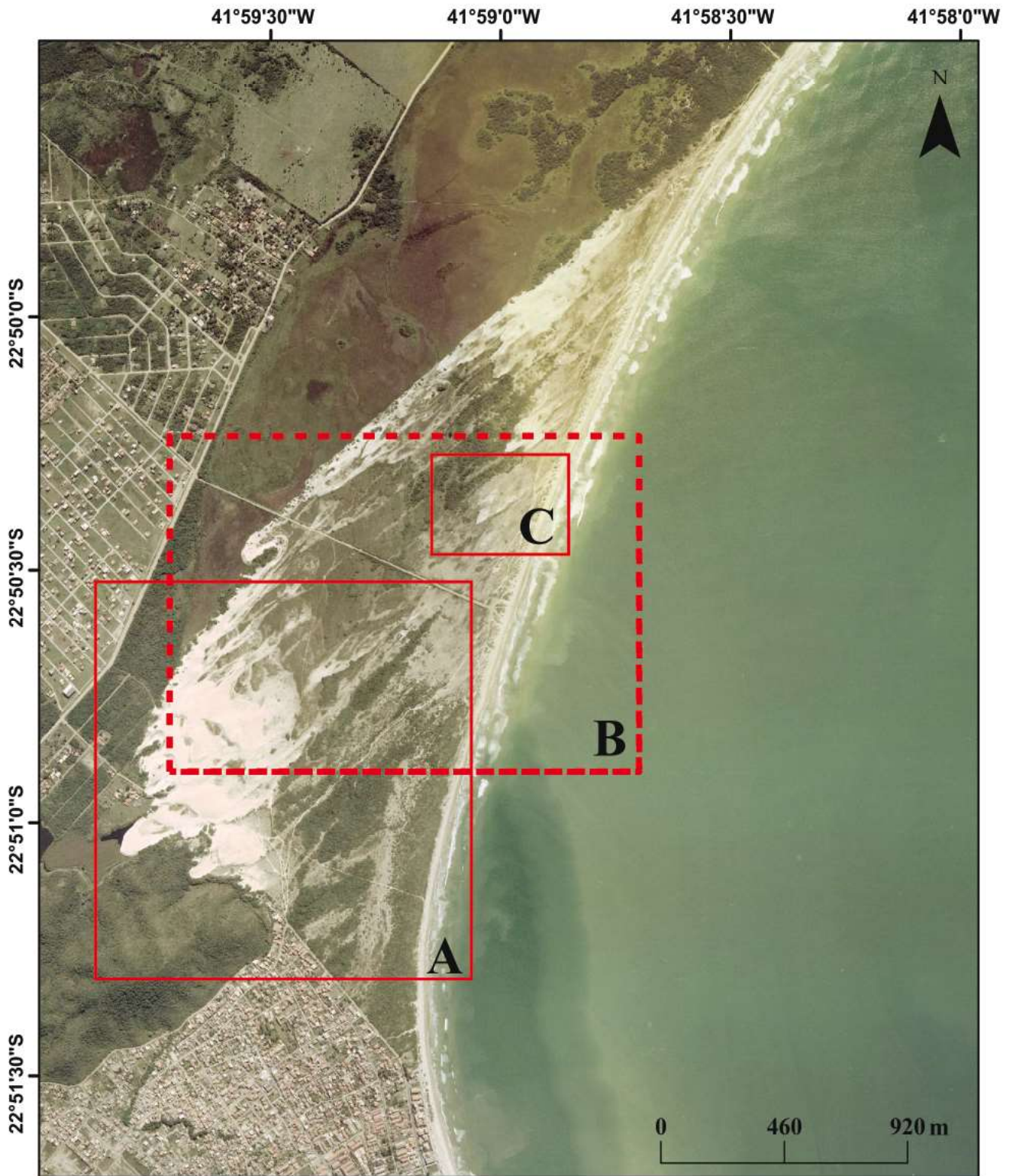


Figura 5 - Detalhamento dos trechos mapeados na planície costeira de Cabo Frio. (a) Área predominantemente dominada por dunas *Nebkas*. Nesta área foi realizado um perfil do mar até a área de dunas, cortando o sistema lagunar. (b) Área de ocorrência de parabólicas complexas e *hairpin*, onde foram levantados os perfis 2 e 3. (c) Megaforma parabólica. (d) Corredor de *barcanas*, trecho em que foram feitas considerações morfodinâmicas. (Imagem: Ortofotos do ano de 2005, disponibilizadas pelo IBGE).





*Figura 6 - Planície costeira do Perú com as áreas de determinação dos detalhes morfológicos observados. (a) Megaforma parabólica. Área onde foi realizado um perfil determinando a sequência de barcanóides que causaram a formação de diversos estratos sedimentares agradacionais. (b) Planície de deflação. Presença de dunas parabólicas, acumulações eólicas herbáceas e arbustivas, e rastros eólicos. (c) Área onde foi realizado o levantamento do bloco tridimensional em parabólicas.*

No intuito de melhorar as interpretações morfológicas, foram realizados perfis topográficos transversais aos diferentes tipos de dunas em ambas as planícies. A topografia em campo foi feita com auxílio de estação total (Modelo NIKON DTM-322 ou LEICA TS06) e prisma de reflexão, adquiridos em linhas balizadas topograficamente, dispostos transversalmente às dunas escolhidas. Uma vez que os dados seriam pós-processados, foram atribuídas cotas arbitrárias durante o levantamento de campo, que posteriormente foram ajustadas e referenciadas. As altitudes iniciais de referência foram ajustadas ao nível médio do mar a partir do posicionamento de antenas diferenciais de posicionamento (DGPS) em pontos estratégicos ao longo das linhas previstas. Desta forma, dados para correção das cotas arbitrárias foram obtidos em campo, por rastreamento com DGPS com pelo menos uma hora de duração sobre referenciais de nível criados na ocasião dos levantamentos. As cotas foram então transformadas em altitude ajustado para modo Base ou Estático, no programa GTR Processor, versão 2.90, gratuitamente distribuído pela TechGeo (2015). Para o pós-processamento do rastreamento da Base DGPS, utilizou-se dados gratuitamente disponibilizados pela Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (RBMC), do IBGE, levando-se em consideração dados num raio de 300 km ou no mínimo de 3 bases. No caso específico do Cabo Frio, bases no Rio de Janeiro, São Paulo e Campos dos Goitacazes (RJ) serviram de referência para o pós-processamento das cotas para altitude.

Em um caso específico na planície do Perú, foram adquiridos dados de representação tridimensional da morfologia de uma duna parabólica para a determinação de nuances topográficas relativas à formação de cortes eólicos. O bloco tridimensional foi feito com apoio de antenas diferenciais de posicionamento (DGPS), sendo transportadas por operadores no campo, em perfis transversais e longitudinais ao longo da feição. Desta forma, a dinâmica de aquisição seguiu procedimentos de coleta em modo contínuo e cinemático. Os ajustes do elipsoide para o geóide seguiram os mesmos procedimentos descritos para os perfis topográficos, uma vez que foi posicionada uma base, sobre um referencial de nível, arbitrariamente posicionado, que depois de pós-processado serviu para a transformação das cotas em altitudes ortométricas obtidas no levantamento cinemático.

Os dados pós-processados do DGPS geraram tabelas com coordenadas de latitude e longitude, sendo que para cada par de coordenadas está atribuída uma altura devidamente corrigida. Posteriormente, esta tabela foi exportada para o programa *Surfer for Windows* versão 8.0, da *Golden Software*. Para que as nuances geomorfológicas se destacassem a partir dos dados topográficos, foi feita uma interpolação dos dados utilizando o método da Krigagem (*Krigging*). Optou-se pela Krigagem, pois este interpolador estima dados não amostrados, neste caso altitudes, a partir de uma série de valores realmente adquiridos, permitindo a visualização do comportamento morfológico do fenômeno. A estimativa de valores não amostrados se dá pela utilização de cálculos matemáticos de um estimador geoestatístico não-viciado e com variância mínima.

Especificamente para um trecho de dunas barcanas identificadas na planície costeira de Cabo Frio, foram feitas análises morfodinâmicas, ou seja, foram apresentados resultados sobre o deslocamento morfológico e alterações na forma. Para a interpretação deste resultado, foram feitas análises temporais entre 2005 (fotografia do IBGE) até 2014 sendo, esta última, uma imagem orbital de alta resolução espacial disponível no software *Google Earth Pro™* (2014 – resolução espacial de 0,7m), que foi comparada com a fotografia aérea do IBGE (2005 - resolução espacial de 1,0m). A cena de 2014 foi georreferenciada a partir de 12 pontos de controle coletados visualmente na ortofoto de 2005, com o intuito de mitigação de erros de análise. Na imagem de 2005 delimitou-se a base de sotavento das dunas diretamente na fotografia de 2005. Estes polígonos foram transferidos para a imagem de 2014, produzindo os resultados de deslocamento morfodinâmico.

#### 4. Resultados e Discussões

Os resultados dos mapeamentos realizados nas Planícies Costeiras do Cabo Frio (Figura 7) e do Perú (Figura 8) mostraram uma sensível diversidade em relação aos diferentes tipos de dunas costeiras. De maneira mais organizacional os diferentes padrões morfológicos identificados foram descritos de maneira individualizada e comparativa não somente entre as planícies, mas com padrões descritos em outros depósitos eólicos observados em outras partes do globo terrestre.



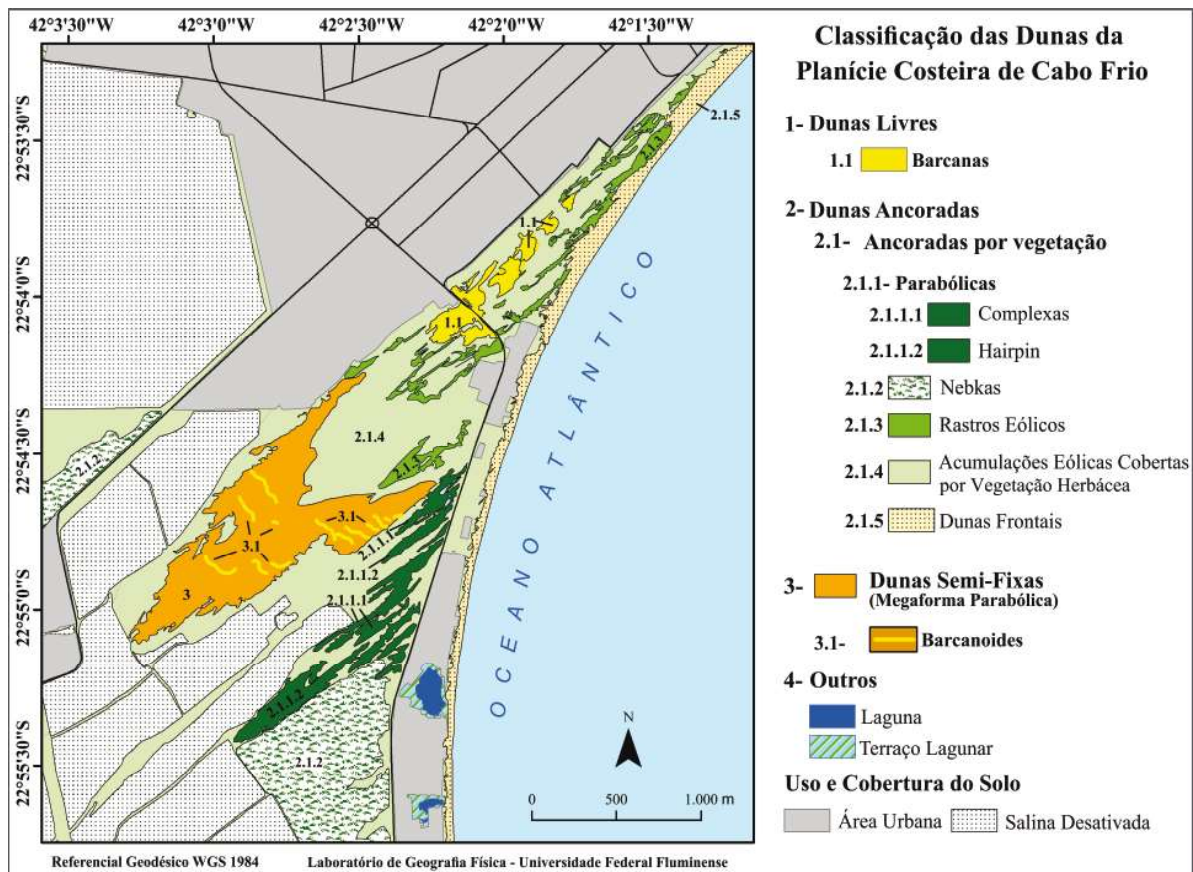


Figura 7 - Distribuição espacial dos diferentes tipos de dunas observadas na planície costeira do Cabo Frio.

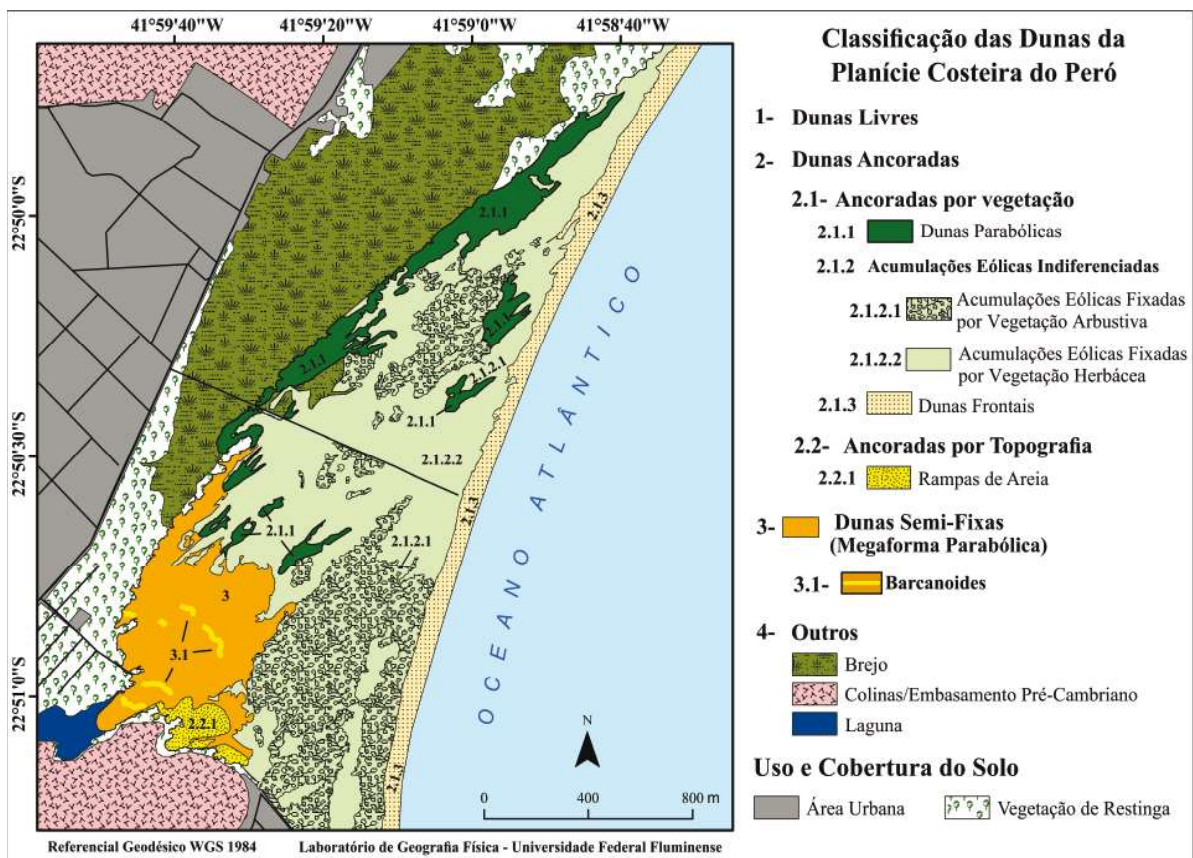


Figura 8 - Distribuição espacial dos diferentes tipos de dunas observadas na Planície Costeira do Perú.



#### 4.1 Planície Costeira do Cabo Frio

##### 4.1.1 Megaforma parabólica

A morfologia da Megaforma Parabólica na planície costeira de Cabo Frio se localiza destacadamente conforme Figura 7. Morfometricamente ela apresenta comprimento superior a 300 metros e altura superior a 20 metros (Figura 9) que, conforme Lancaster (1988 a,b), representam depósitos eólicos associados a *Draas*. Bristow e Mountney (2013) sugerem que a formação de *Draas* seja resultado de empilhamentos sistemáticos de estratos sedimentares mobilizados pelo vento, criando condições de acumulação vertical a partir da superposição de diferentes camadas. Os mesmos autores mostram que diferentes formas eólicas se formam a partir de sedimentos previamente depositados, que migram umas sobre as outras. Desta forma, as estruturas prévias são soterradas por outras, e são identificadas por discontinuidades, normalmente por observação direta ou documentadas por métodos indiretos (BRISTOW *et al.* 2007).

A vegetação fixadora nas pernas ou braços adjacentes é identificada de maneira mais clara na parte meridional da Megaforma Parabólica, uma vez que a parte norte está descharacterizada pela expansão urbana da cidade de Cabo Frio. Já a parte central da duna migra em direção ao continente, caracterizando um padrão de dunas costeiras transgressivas, conforme classificado por Giannini *et al.* 2005.

Foram identificadas na sedimentação da Megaforma parabólica, sequências de dunas transversais barcanóides (*Transverse Bachanoid Ridges*, descritas em Pye e Tsoar, 2009). Estas sequências transversais de dunas puderam ser mapeadas (Figura 7) e topograficamente identificadas num perfil transversal, localizado no braço sul da feição e visualmente observadas na figura 9. As sequências de dunas barcanóides se distribuíram desde a parte mais central, ou a face de projeção da forma parabólica, até as pernas parcialmente fixadas pela vegetação. Na figura 9 ficaram evidentes a formas transversais de barcanóides, em relação ao vento predominante, migrando sobre estruturas longitudinais, sugerindo de fato a migração de diferentes camadas de dunas sobre outras preexistentes.

As medidas das alturas da Megaforma parabólica em Cabo Frio marcam as maiores altitudes dos depósitos eólicos na planície e atingem altitudes parecidas com os dados obtidos na Megaforma parabólica do Perú (também altitudes superiores a 20 metros). Muito provavelmente tais elevações são resultado de empilhamentos sedimentares das migrações de barcanóides em direção ao topo, configurando um efeito de topografia sobre estes depósitos conforme descritos em Bristow e Mountney (2013). No mapeamento realizado, o comprimento desta Megaforma superou 1000 metros, portanto, bastante superior aos limites propostos de 300 metros para estes depósitos relacionados.

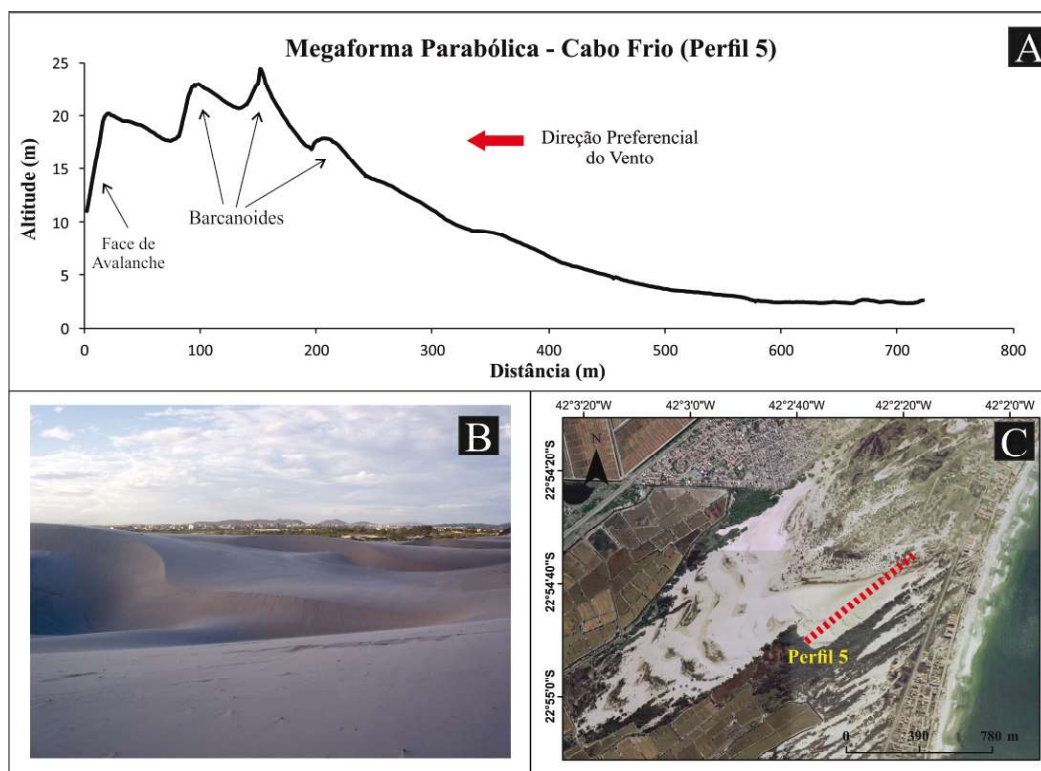


Figura 9 - (a) Perfil transversal obtido na megaforma parabólica onde se notam irregularidades na topografia associadas às cristas de dunas barcanóides. (b) Formação de sequências de barcanóides transversais se movimentando sobre outras dunas com orientação longitudinal. (c) Localização do perfil traçado. Nota-se a vegetação fixando parte da sedimentação eólica, na transição para a ocorrência de dunas parabólicas observadas ao sul. À noroeste e ao largo da costa, nota-se a ocupação da cidade de Cabo Frio. Coordenadas: 22° 54` 47``S e 42° 02` 36``W.

#### 4.1.2 - Dunas parabólicas de Cabo Frio

Na parte central da planície costeira de Cabo Frio é predominante a ocorrência de dunas do tipo parabólica (*parabolic dunes*). Dunas parabólicas são acumulações de sedimentos eólicos em formas de “U”, em que a vegetação exerce papel de fixação das pernas ou chifres, ou mesmo braços, enquanto os lóbulos de sedimentação (*depositional lobe*), observados no vértice da acumulação, se projetam em direção a sotavento (MELTON, 1940; JENNINGS, 1957; ODYNSKY, 1958; CARTER *et al.*, 1990; entre outros). As dunas parabólicas têm a sua evolução marcada pela projeção do lóbulo deposicional, ajustado ao efeito da direção preferencial e à parcial fixação das pernas ou dos braços, por vegetação. Bigarella (2000) sugere que os ventos oriundos de direções contrárias ao vento predominante possam ter um papel importante na sua formação. O desenvolvimento evolutivo das dunas parabólicas normalmente é ajustado pela ação de ventos mais frequentes, mostrando uma morfologia variável em relação a sua razão de aspecto, levando-se em consideração o comprimento e a largura da forma (PYE e TSOAR, 2009).

O mecanismo inicial para o desenvolvimento de dunas parabólicas se dá normalmente a partir de cortes eólicos (*blowouts*) em superfícies arenosas vegetadas (PYE & TSOAR, 2009; HESP, 2002). Cortes eólicos decorrem de rajadas de ventos, que removem parcialmente a cobertura vegetal, expondo a sedimentação acumulada à ação eólica (HESP, 2002). Desta forma, ao atingir a vegetação e abrir corredores desprovidos de cobertura, os ventos passam a agir sobre tais áreas, canalizando o transporte de sedimentos, promovendo um aumento na taxa de transporte para o reverso da duna (ANDERSON e WALKER, 2006). Em decorrência deste aumento de transporte de sedimentos, formam-se lóbulos deposicionais, podendo eventualmente se desconectar do corpo da feição eólica anterior, em função da sua migração em direção ao continente e posteriormente ser parcialmente fixada pela vegetação, evoluindo então para uma duna parabólica (HESP, 2013).

A morfologia deste tipo de duna pode apresentar padrões diferenciados em função da variação da cobertura vegetal e a intensidade do regime de ventos (PYE e TSOAR, 2009). É comum em estudos dos processos evolutivos das dunas parabólicas, a interpretação da medida a partir do lóbulo deposicional e do comprimento dos braços, uma vez que geralmente há uma migração

desse lóbulo central ao longo dos anos, ao passo que os braços permanecem fixos em função da vegetação (LUNA, 2011). Livistone (1996), Pye e Tsoar (2009) e Giggs (2013), a partir de uma série de trabalhos anteriores, sintetizaram sete diferentes padrões de dunas parabólicas que se diferenciam em função da razão de aspecto, ou seja, relacionando o comprimento e a largura, além da identificação da complexidade de formas associadas ao trabalho eólico. De forma geral, dunas parabólicas apresentariam feições simples como dunas do tipo *Hairpin*, que numa tradução literal assumiria a forma de um grampo de cabelo ou, talvez, a nomenclatura de dunas alongadas (*elongated dunes*). Neste trabalho foi mantido o nome em inglês no mapeamento (Figura 7). Dunas parabólicas também podem apresentar formas complexas pelo desenvolvimento de diversos lóbulos de sedimentação (*digitate dunes*) ou mesmo quando são identificadas, a partir de retrabalhamento eólico interno da própria feição parabólica, novas dunas formadas (*compound forms*).

Padrões associados a dunas parabólicas *Hairpin* foram observados na planície eólica de Cabo Frio, predominantemente na parte central da área, e formadas ao sul dos depósitos da megaforma parabólica (Figura 7). Verifica-se que mesmo com uma cobertura vegetal arbórea, estas apresentam a tendência de migrar em direção ao continente em função do vento predominante de NE (Figura 10), formando feições alongadas com mais de 200m de comprimento e 20m de altura (Figura 10), com braços parcialmente ou totalmente recobertos pela vegetação, extensas bacias ou faces de deflação e uma frente de migração formada por precipitação de sedimentos que avança sobre a vegetação. A figura 10 mostra que de fato as dunas parabólicas observadas na área apresentam os dois braços ancorados pela vegetação, separados por uma bacia de deflação (*deflation basin*), que apontam na direção contrária ao vento predominante, e que se juntam formando um corpo central móvel, descrito pelo lóbulo deposicional, apontando na direção do vento (*downwind*). No perfil 4 da figura 10, traçado paralelamente ao eixo longitudinal, é possível verificar a extensa bacia ou face de deflação, até atingir a crista da duna; enquanto a topografia descendente indica a precipitação de sedimentos na face ou frente de precipitação da duna, ou face de avalanche. A direção preferencial dos ventos de nordeste é o principal mecanismo para o transporte eólico ao longo da bacia, até acumular verticalmente a um ponto crítico. Ao

atingir altitude próxima a 20 metros, nota-se a redução das alturas até se atingir a vegetação, limitante para a continuidade da topografia.

Interessante ressaltar que este padrão de *hairpins* se mistura às formações eólicas complexas ou mesmo formas compostas, sendo a primeira, ajustadas a diferentes lóbulos de sedimentação; e a segunda, a elementos topograficamente identificados dentro da bacia de deflação, caracterizando a atuação de mecanismos internos na própria feição de migração. Estes diferentes lóbulos ocorrem provavelmente em função de flutuações na direção preferencial dos ventos, descritos nas figuras 2 e 3. Em locais onde os ventos apresentam uma velocidade significativa, em mais de uma componente direcional em diferentes épocas do ano, a migração das dunas parabólicas pode exibir mais de uma direção (BIGARELA, 2000). Neste caso, dunas parabólicas simples também podem evoluir para feições de dunas parabólicas com mais de um lóbulo deposicional, chamadas de *digitate*, *hemicyclic* ou até complexas (*Complex parabolic dunes*), onde mais de um tipo de duna parabólica pode ser encontrado (PYE e TSOAR, 2009).

Esta tipologia de duna parabólica complexa foi identificada na planície de Cabo Frio, onde é possível visualizar além da morfologia alongada, típica das dunas *hairpin*, a presença de mais de um lóbulo deposicional apresentando diferenciação de ângulos (Figura 7). Estas dunas exibem uma morfologia diferenciada, com diferentes eixos das bacias de deflação, ao longo do seu comprimento com dois lóbulos deposicionais compondo diferentes faces de migração (Figura 10). A figura 10a mostra um lóbulo deposicional, francamente livre de vegetação migrando sobre arbustos posicionados nas pernas da duna. Os perfis 2 e 3 localizados na figura 10, levantados sobre os dois eixos da parabólica, sugerem, a partir de irregularidades observadas na parte central da topografia, a formação de dunas na bacia de deflação com a face de migração mais suave para barlavento e uma face de precipitação a sotavento. Essas características indicam o retrabalhamento sedimentar dentro de áreas previamente formadas por sedimentação eólica.

#### 4.1.3 *Nebkas*

Dunas *nebkas*, *hummocks* ou *coppice dunes* foram descritas em Lancaster (1995) em função da retenção de areias por efeito direto da vegetação, que criam condições para formações eólicas a partir de acumulações isoladas. Pye e Tsoar (2009) atribuem ao mesmo

padrão morfológico a terminologia de *Hummock dunes* alertando que o termo é similar à *Nebkha*, descrita em Lancaster (1995). As características deste padrão de dunas são fortemente dependentes da estrutura vegetal fixadora (altura e distribuição das copas das árvores) ou da densidade da vegetação rastejante.

No caso das dunas *nebkas* observadas na área de estudo, estas predominantemente ocorrem na parte meridional da planície do Cabo Frio e também foram descritas em Fernandez *et al.* (2009), que identificaram a continuidade de ocorrência até a planície costeira da Massambaba. As *nebkas* descritas na área indicam estar associadas ao gênero *Clusia*, vegetação arbórea de pequeno porte, frequentemente observada nas planícies costeiras do Estado do Rio de Janeiro (ARAUJO e HENRIQUES, 1984). A *Clusia* pode estar presente junto a outras espécies vegetais como *cactáceas* e *bromeliáceas*, formando aglomerados vegetacionais em forma de moitas. A figura 11 mostra a fisiografia das *nebkas* e a distribuição de diversas moitas que tem o papel de retenção da sedimentação.

O padrão de moitas em Cabo Frio gerando acumulações em forma de *nebkas* pode ser comparado, em termos fisiográficos, com as descrições feitas por Tenberg e Chen (1998) na Tunísia e Burkina Faso; além de Rango *et al.* (2000) e mais recentemente Gilles *et al.* (2014), estes dois últimos com exemplos observados no Novo México nos Estados Unidos. Nestes trabalhos os autores identificaram as acumulações diretamente associadas à altimetria da vegetação, de forma que as diferentes espécies produziram acumulações diretamente relacionadas às altitudes das árvores. De fato, a altimetria das dunas *nebkas* em Cabo Frio foi verificada a partir de um perfil longo cobrindo transversamente a planície de eólica (Figura 11). Os desníveis de acumulação topográficos marcados pelos topos mais altos e a base de acumulação eólica mostraram resultados próximos a 2,5 metros, ou seja, cotas ajustadas às alturas da composição arbórea predominante observada na região (ARAUJO e HENRIQUES, 1984). Neste perfil longo, fica evidente que as *nebkas* estão predominantemente dispostas no reverso de sistemas lagunares, ou seja, estariam ajustadas aos terraços de idade pleistocênica, assumindo que a barreira interna seria formada por depósitos mais antigos. Desta forma, é de se supor que as parabólicas e a megaforma parabólica, já descritas e discutidas, também devem estar se desenvolvendo sobre terraços da mesma idade, assumindo que o sistema lagunar individualizaria dois terraços de idades geológicas distintas (ver área de estudo).



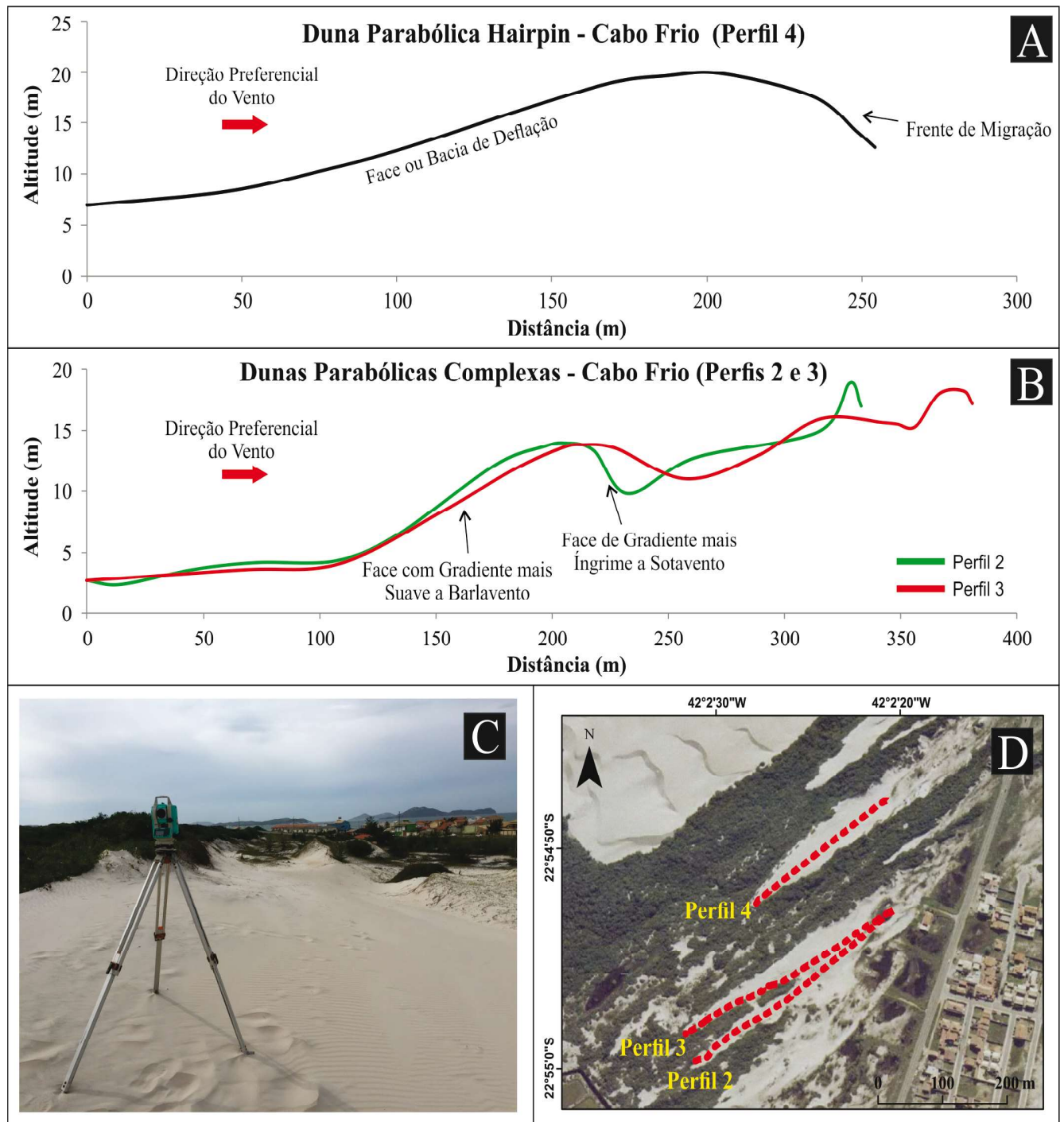


Figura 10 - (a) Perfil da duna tipo hairpin levantado em Cabo Frio. Coordenadas: 22° 54' 50" 42° 02' 24". (b) Perfis topográficos mostrando os resultados transversais às dunas parabólicas complexas. Notar que o comportamento é sensivelmente diferente do perfil da hairpin, em função de acumulações sedimentares observadas com sinuosidades na parte central dos perfis, documentando a reativação de dunas na face de deflação. Coordenadas: 22° 54' 58" 42° 02' 29". (c) Fotografia com o equipamento topográfico posicionado sobre o topo da parabólica hairpin, à frente da face de deflação. Notar as pernas vegetadas. Foto com visada para a direção NE. Coordenadas: 22° 54' 50" 42° 02' 24". (d) Localização dos perfis topográficos, sendo os perfis 2 e 3 associados às dunas parabólicas complexas e o perfil 4, à duna parabólica hairpin.

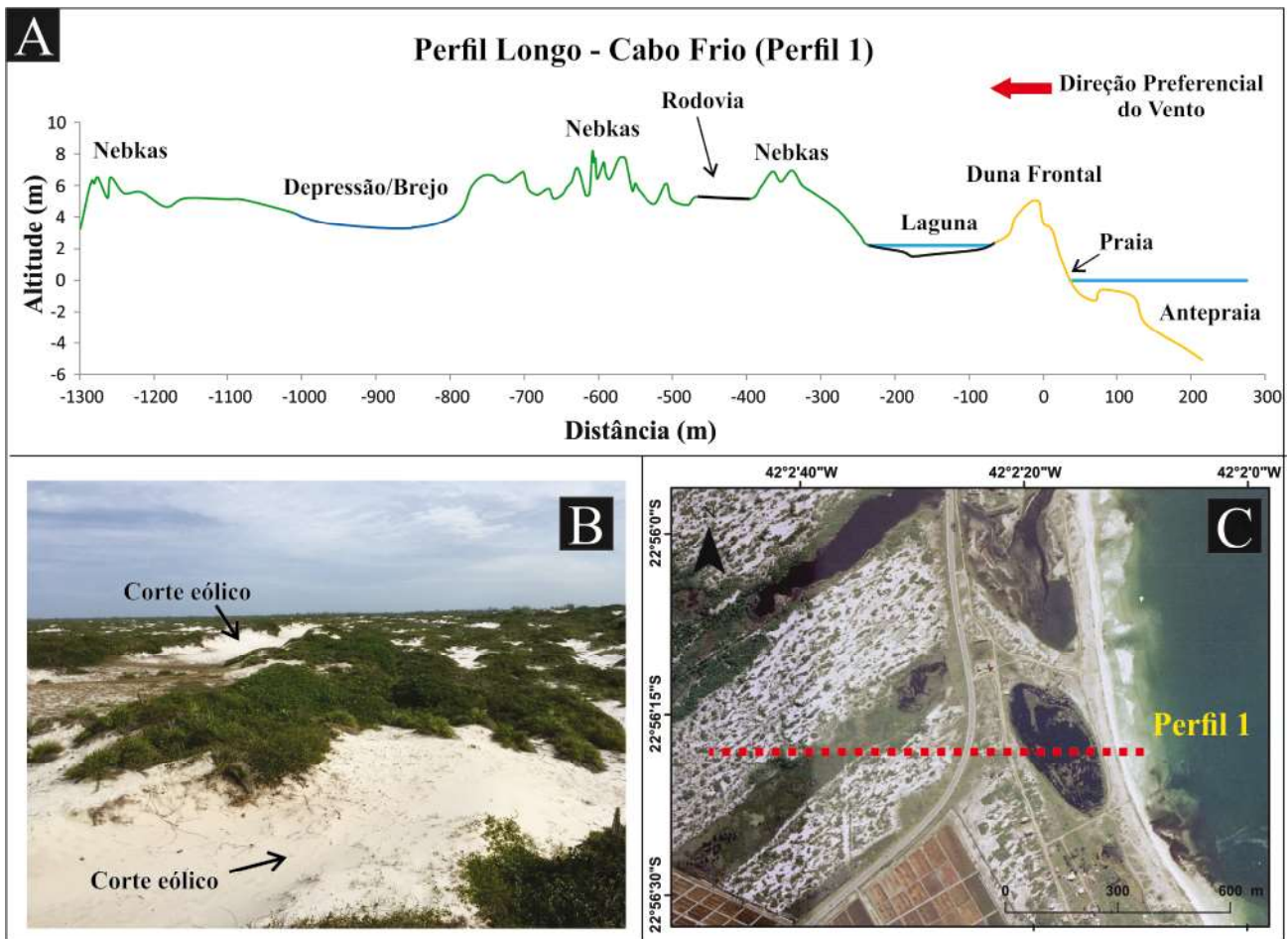


Figura 11 - (a) Perfil levantado transversalmente a costa, desde a barreira frontal até o campo de nebkas. As altitudes entre a base das dunas e o topo das acumulações eólicas não ultrapassam 3 metros, como resultado da parcial fixação e influência da vegetação arbustiva predominante na área. (b) Nebkas observadas na Planície Costeira de Cabo Frio. Nota-se a formação de uma série de moitas de acumulação eólica associadas à vegetação, caracterizada pelo gênero *Clusia*. Trechos com ausência de vegetação, onde formam-se cortes eólicos, também são observados na paisagem, sugerindo a ação atual do vento. Coordenadas 22° 55' 39"/ 42° 02' 31". (c) Localização do perfil transversal obtido em campo.

Em termos de evolução, Tenberg e Chen (1998) indicaram que o desenvolvimento das *nebkas* estaria relacionado a três diferentes estágios: crescimento, estabilização e decaimento. É provável que o estágio do padrão eólico observado em Cabo Frio seja predominantemente de estabilização, uma vez que o campo de dunas se estabelece em trechos em que a vegetação apresenta um caráter perenifólio. Necessário ressaltar que no campo, em determinados trechos, se observam cortes eólicos, muito provavelmente associados aos ventos de nordeste, que não raramente soterram a vegetação arbustiva, sugerindo que os depósitos em *nebkas* resultem da remoção de sedimentos adjacente às moitas, conforme apontam Hesp e Maclahan (2000).

#### 4.1.4 Barcanas

Dunas barcanas são consideradas dunas livres (autogênicas) simples, cuja ocorrência está associada à pouca ou nenhuma variabilidade da direção de vento, baixa disponibilidade sedimentar e ausência de vegetação (WATSON & HIDE, 1983; PYE & TSOAR, 2009). A forma característica das barcanas mostra a parte central orientada em direção ao vento preferencial e os braços da duna projetados em direção a sotavento. O aumento da disponibilidade de sedimentos resulta na formação coalescente de barcanas, gerando sistemas de barcanóides ou de cristas eólicas transversais (*transverse ridges*).



Dunas barcanas têm a característica de serem morfológicamente sensíveis às oscilações sazonais nos ventos, assumindo variadas configurações de simetria e assimetria (PARTELI *et al.* 2014). Em condições de instabilidade direcional, dunas barcanas podem assumir diferentes padrões como morfologia em forma de *seif* (PYE & TSOAR, 2009; HESP e HASTINGS, 1998) que, em tradução literal do árabe, seria espada. Essa morfologia é resultado de acumulações em um dos braços podendo formar depósitos alongados (BOURKE & GOUDIE, 2009), cristas transversais (LANCASTER *et al.*, 1995) ou se transformar em dunas parabólicas, como resultado da fixação dos braços por vegetação (REITZ *et al.*, 2010). Além disso, podem ser descaracterizadas ou morfológicamente destruídas em função de mudanças no padrão de vento preferencial.

A figura 12 apresenta o trecho onde se desenvolvem dunas barcanas da planície costeira de Cabo Frio, e as linhas traçadas indicam os rastros de deslocamento marcando po-

sições pretéritas das dunas. Este corredor está diretamente ajustado aos ventos de nordeste e, fazendo uma projeção do alinhamento desse campo de dunas até a linha de costa, fica evidente que a praia e as dunas frontais estão como fonte principal dos sedimentos para o corredor de barcanas.

Na figura 13 foi marcada a base de cinco dunas, onde pode ser notado que a morfologia das barcanas é em parte assimétrica, com uma das pernas mais alongada a sotavento do que outras. Este padrão foi descrito em Parteli *et al.* (2014) como reflexo de flutuações no regime de ventos, provavelmente associado aos padrões de alterações observados nas rosas de vento (Figuras 2 e 3). Ainda na Figura 13, na marcação de dunas mais próxima a estrada que liga a Cidade de Cabo Frio a Arraial do Cabo, é possível verificar que a morfologia da perna norte se orienta na direção contrária ao vento. Muito provavelmente indicando efeitos de rugosidade associados à vegetação ou mesmo à proximidade das edificações.



Figura 12 - Trecho de ocorrência de barcanas. Notar que a praia é a área fonte de sedimentos para a planície costeira. Notar a morfologia das dunas na forma de barcanas, documentada na imagem de 2005. Da direita para a esquerda, a segunda marcação mostra a forma da perna sul mais projetada que a perna norte, como provável efeito de vegetação ou de construções, causando assimetria na morfologia. A primeira e as duas últimas mostram padrões simétricos, enquanto a terceira apresenta padrões mais barcanóides. São fartas as ocorrências de rastros eólicos indicando períodos curtos de estabilização e posterior remobilização.



Numa tentativa de se evidenciar as transformações assumidas em dez anos de dinâmica morfológica foram apresentados resultados do traçado da base de migração da duna em dois diferentes anos, 2005 e 2014 (Figura 13). Em 2014, a morfologia das barcanas observada em 2005 já havia sido descaracterizada, passando a assumir um caráter mais próximo a forma parabólica (Figura 13), corroborando as observações feitas por Reitz *et al.* 2010.

A transição de barcanas para parabólicas foi descrita por Reitz *et al.* (2010) como um processo complexo de interação entre a colonização por vegetação e a taxa de erosão/deposição. Segundo os autores, o fenômeno pode ser iniciado por uma mudança nas condições climáticas (pluviosidade e/ou padrão de ventos preferenciais), de modo que as pernas passam a ser fixadas por vegetação. A morfologia crescêntica então se inverte, pois o centro da duna passa a ser transportado mais rápido que as pernas.

No período de tempo considerado, nota-se que as cristas das dunas foram mobilizadas mais rapidamente do que as pernas, o que se ajusta ao padrão esperado para a evolução das barcanas (Figura 13). Estas passaram a apontar para barlavento, em função de um ancoramento mais expressivo pela vegetação. Além disso, houve migração de parte das dunas individuais observadas em 2005 em direção a SW, para além da estrada que corta a planície de deflação. Ao sul das dunas constata-se maior continuidade da cobertura vegetal em função da menor ocorrência de rastros eólicos.

Dessa maneira, é possível sugerir que a mudança ocorrida no campo de dunas barcanas da planície costeira de Cabo Frio possivelmente se deu em função de uma mudança nos padrões de ventos de NE para E ou mesmo N, consorciado talvez com aumento de pluviosidade, ou mesmo retenção de sedimentos nas dunas frontais. Sem avançar em se determinar a causa, o que se notou foi um sensível decréscimo do estoque de sedimentos reduzindo a área de ocorrência das barcanas.

## 4.2 Planície Costeira do Perú

### 4.2.1 Megaforma parabólica e Rampas Arenosas

A megaforma parabólica do Perú não apresentou a morfologia parabólica tão evidente como em Cabo Frio (Figura 8). De fato, apenas a perna vegetada mais distal da costa apresenta-se parcialmente vegetada, e nela são observadas formas sequenciais de feições parabólicas (Figura 8). A outra perna, provavelmente sofreu retrabalhamento eólico, em condições predominantes de

ventos de NE, dando origem a rampas de areia, que são discutidas especificamente, a seguir. É difícil separar os limites, se é que existem, entre as formações de rampas de areia da área de ocorrência da megaforma parabólica.

As características morfológicas da megaforma parabólica e das rampas de areia foram parcialmente identificadas através de três perfis topográficos paralelos ao eixo central das acumulações eólicas (Figura 14c). O perfil na megaforma do Perú exposto na figura 14 mostra a disposição de barcanóides, transversalmente documentadas na bacia de deflação, em que se nota o gradual aumento das altitudes até atingir alturas superiores a 20 metros. O indicativo de aumento das altitudes é provavelmente resultado de um processo de agredação vertical, a partir de acumulação de diferentes estratos deposicionais eólicos, devido à movimentação das próprias barcanóides (Figura 14), processo descrito em Bristow e Mountney (2013).

Estudos realizados por Rangel e Castro (2005) associam a migração da megaforma parabólica a sequências escalonares (*climbing*), cuja gênese está associada a efeitos de topografia, como a presença das colinas identificadas na figura 8. Tal interpretação aparentemente não está em conformidade aos argumentos propostos por Bristow e Mountney (2013), uma vez que tais depósitos eólicos indicam ser resultado de empilhamento de sequências deposicionais que avançaram sobre sistemas lagunares e edificações, ou seja, ocorre a migração das dunas sobre trechos planos (edificações) e lacustres. Para o trecho aqui mencionado, talvez a classificação para dunas escalonares seja mais apropriada para formas mais ao sul, onde de fato pode se identificar os efeitos de topografia em função da acumulação sequencial de diferentes estratos em função da proximidade de relevos de colinas, discutidos no item sobre rampas arenosas.

As dunas formadas por efeitos de ancoragem (*anchored*) topográfica, sendo estes efeitos não referentes à vegetação, tendem a ser classificadas como as *Climbing Dunes* e *Falling Dunes* (LANCASTER, 1995) ou *Cliff-top Dunes* (HESP & SHORT, 1999). Na classificação proposta por Liviston e Warren (1996) e atualizada em Wiggs (2013), os efeitos topográficos que atuam diretamente na formação de dunas estão determinados terminologicamente em: escalonares (*climbing*), sotavento (*lee*), precipitação (*falling*) e rampas de areia (*sandramps*). Neste trabalho, optou-se por classificar rampas de areia e dunas escalonares como um mesmo resultado, em função de incertezas no papel do relevo cristalino no ancoramento das dunas.

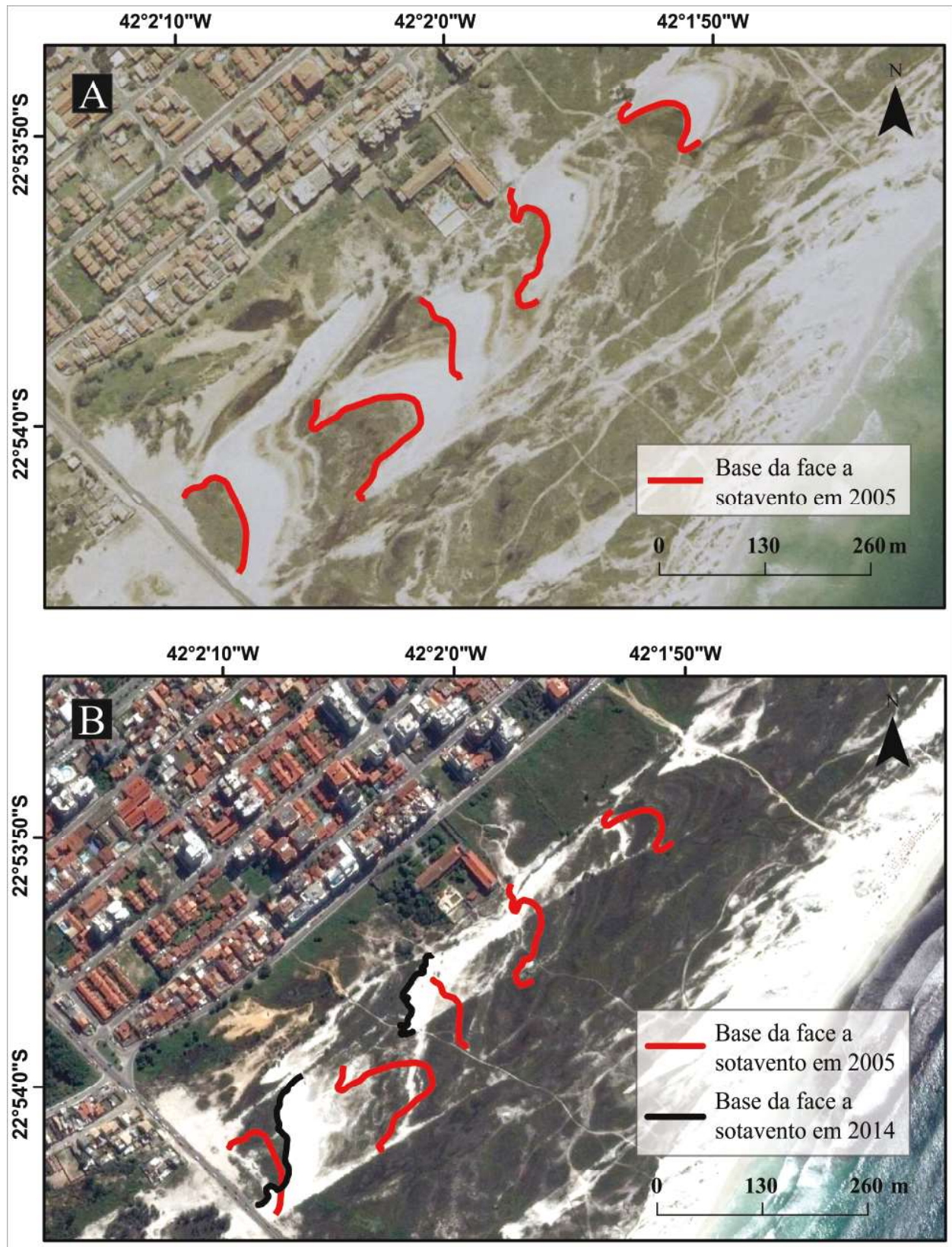


Figura 13 - Descolamento das dunas barcanas em 2005 e 2014 (Localização da área na Figura 1). (a) Imagem de 2005 com a base da em face de sotavento delimitada em vermelho. (b) Imagem de 2014 mostrando a base em face de sotavento delimitada em preto comparando com a base em 2005. Neste intervalo de aproximadamente 10 anos, a alteração na morfologia e o deslocamento das barcanas ficam evidentes. Nas duas linhas mais a oeste, percebe-se que há uma sensível alteração na forma das barcanas, a partir de um crescimento anômalo de uma das pernas, fruto de alterações na direção preferencial dos ventos. Muito provavelmente as rosas indicando períodos



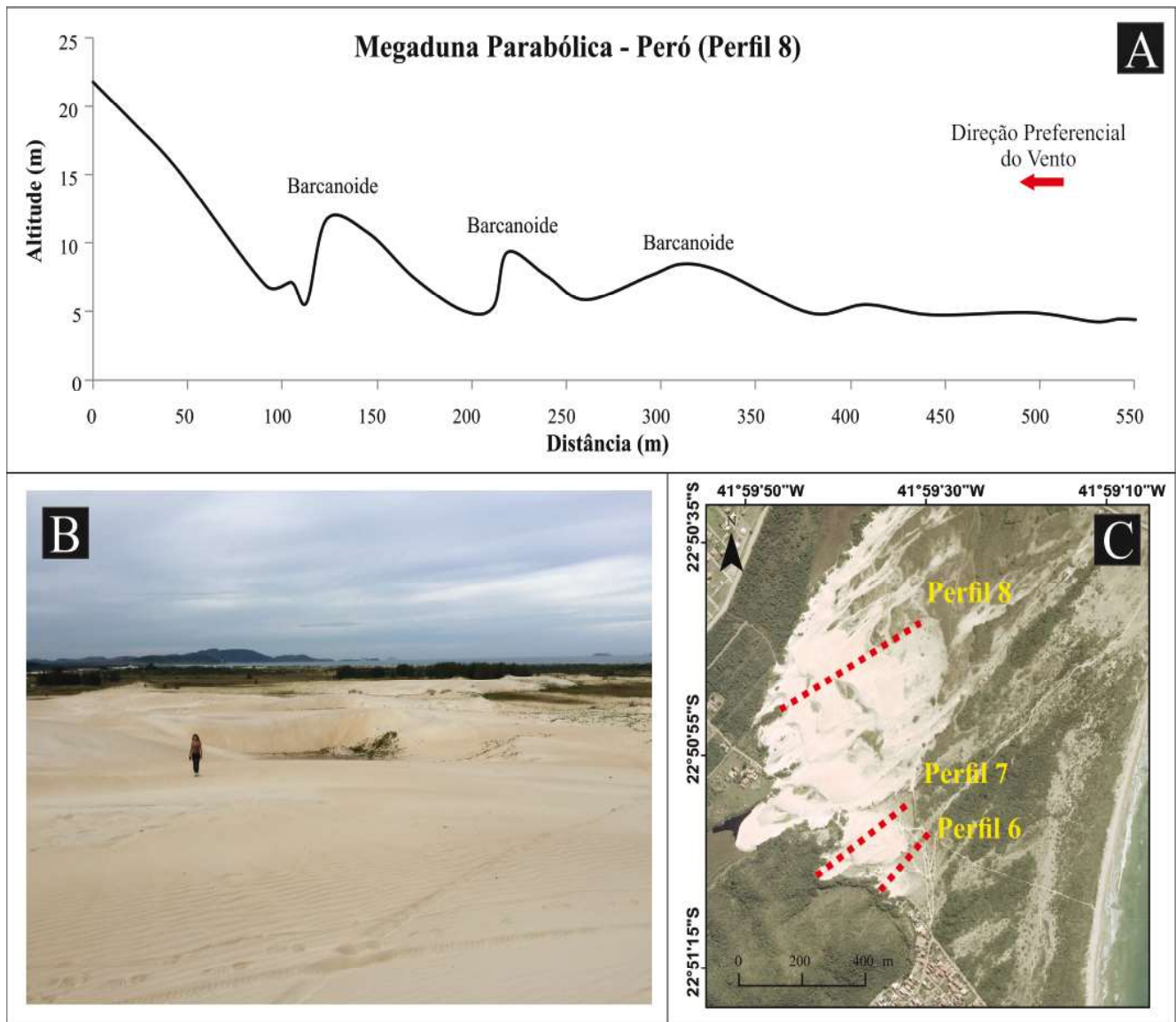


Figura 14 - (a) O perfil 8 mostra a formação de uma série de dunas barcanóides, que foram topograficamente registradas. Nota-se o aumento sistemático das altitudes, até atingir cotas superiores a vinte metros. As faces de barlavento se apresentam mais suaves em termos de inclinação em relação às faces de sotavento. A seta azul indica a direção do vento preferencial (NE). (b) Formação de barcanóides na planície de deflação do Perú. Foto registrada na direção Nordeste, de maneira que se observam seqüências de sotavento. Coordenadas 22° 50' 53" / 41° 59' 46". (c) Localização dos perfis transversais na megaforma parabólica e nas rampas de areia.

Na planície costeira do Perú foi mapeada a ocorrência de rampas de acumulação de areias ou somente rampas de areia (Figura 8), provavelmente ajustadas ao efeito topográfico de colinas localizadas ao sul da planície de deflação (Figura 8 e Figura 15) consorciadas com empilhamento sedimentar de dunas sobre dunas, conforme sugerido na megaforma parabólica. A ocorrência das rampas de areia foi inicialmente discutida por Rangel e Castro (2005), que classificaram estas acumulações como *climbing dunes* ou dunas escalonares. Mesmo que

os autores não tenham discutido as sensíveis diferenças entre dunas escalonares, rampas arenosas (*sandramps*) e *Cliff-top dunes*, aqui livremente traduzidas por dunas desenvolvidas em topos de falésias, foram corretos em identificar o efeito topográfico na formação destas dunas.

Dunas escalonares em áreas costeiras foram bem descritas por Hesp e Short (1999), que descrevem os processos de acumulação, transporte e migração em direção ao topo, a partir de barreiras costeiras próximas às falésias (*attached barriers*). Para os autores, os sedi-



mentos depositados por processos eólicos junto à costa, seriam gradualmente mobilizados em direção a planície costeira, atingindo o topo de formas interiores e desenvolvendo depósitos eólicos a partir desta sedimentação migrada de áreas mais baixas para áreas mais altas. Caso identificado algum obstáculo topográfico, como

falésias ou qualquer irregularidade geológico-geomorfológico, haveria a formação inicial de rampas de areia inicialmente, até a migração escalonar (*climbing*) propriamente dita, e ao atingir o topo, formariam dunas de topo de falésias, estas últimas comuns no litoral nordestino brasileiro (HESP *et al.* 2009).

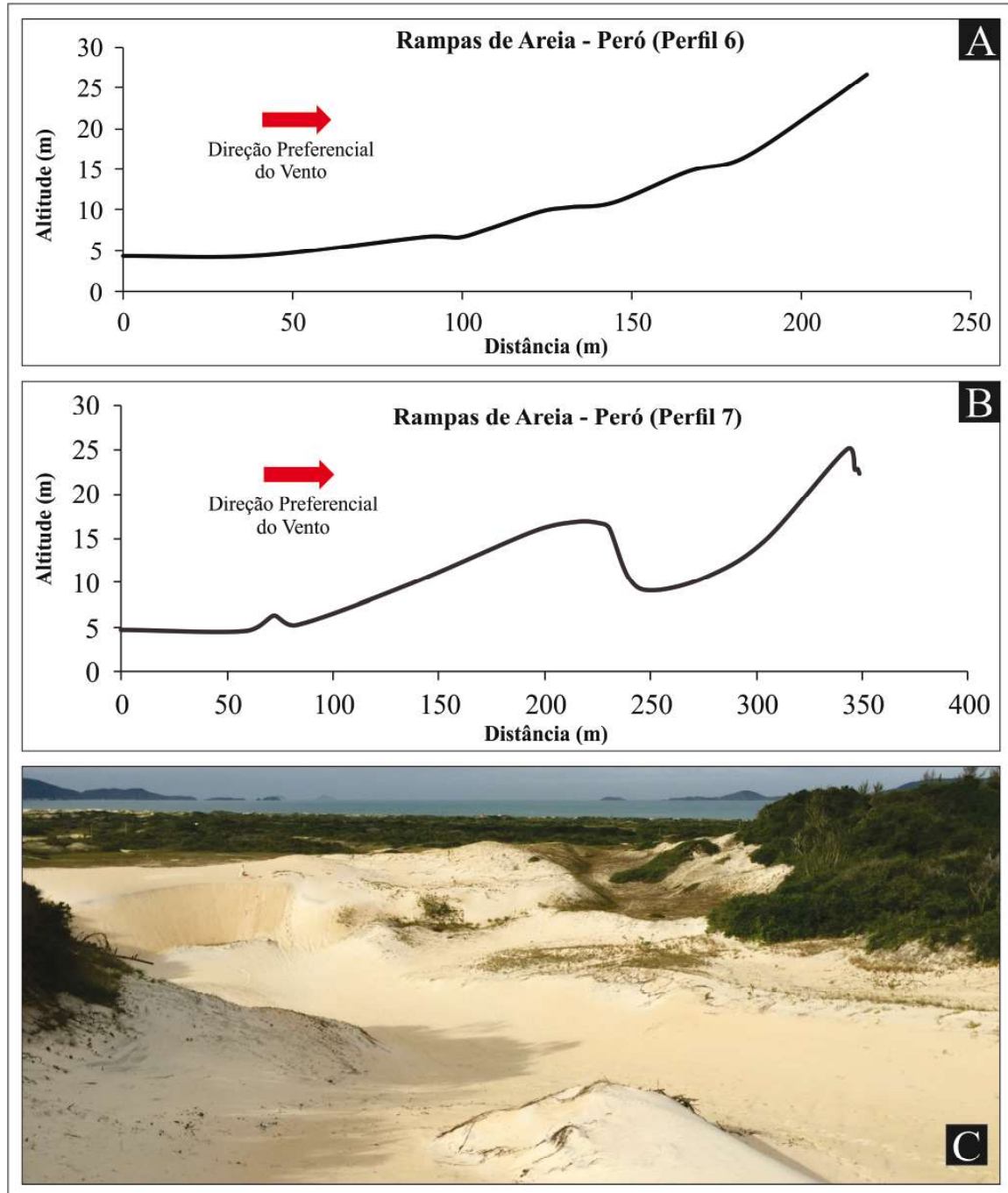


Figura 15 - (a) Perfil topográfico 6 (para sua localização ver Figura 6). O perfil mostra um gradual aumento das cotas. A continuidade do perfil foi impossibilitada em direção a face de avalanche em função da vegetação. (b) Perfil topográfico 7. Nota-se que foram documentadas irregularidades na topografia devido à formação de barcanas e barcanoides que ao se superporem, aumentam as cotas das dunas. Interessante também ressaltar que ao final da topografia, foi possível ainda registrar o início da face de avalanche. (c) Rampas de areia identificadas na Planície Costeira do Però. Ao fundo, acumulações também em rampa se deslocando sobre a vegetação Foto registrada na direção Nordeste, de maneira que se observam seqüências de sotavento. Coordenadas 22° 51' 51" / 41° 59' 40".

A figura 15 mostra o aparente gradual acúmulo de areias, mais próximos a morfologia de colinas, em forma de rampa. A continuidade topográfica do perfil 6 para a identificação de faces de avalanche não foi possível em função da densa vegetação. Tal fato, talvez possa ser indicativo da proximidade do relevo cristalino. De fato, em campo, foi observada a formação de lóbulos de sedimentação que se precipitam e que talvez ainda não estejam migrando sobre o relevo cristalino. No perfil 7 (Figura 15), também traçado na área de ocorrência de rampas de areia, foram observadas irregularidades na topografia em função da formação de dunas barcanas sobre depósitos pretéritos, resultados semelhantes aos observados na megaforma parabólica do Perú e também na topografia das dunas complexas de Cabo Frio. Este resultado é interessante, pois apesar de individualizadas as rampas de areia, indicadas por efeitos de topografia, fica nítido os processos de acumulação sedimentar em função da superposição de sequências de estratos, e que ainda não estariam infletidas para cima pela proximidade de colinas. Neste caso, investigações de subsuperfície devem melhorar sensivelmente as afirmações aqui feitas, já que foram demonstradas somente a partir da realização de dados de superfície (topográficos).

#### 4.2.2 Dunas parabólicas

Assim como na planície de Cabo Frio, foram identificadas dunas parabólicas ao longo da planície eólica do Perú. Uma sequência alongada de parabólicas dispostas quase obliquamente à linha de costa, formando uma linha contínua na parte mais ocidental aparecem nitidamente na figura 8. No entanto, a ocorrência destas feições no Perú se difere das localizadas em Cabo Frio, em sua morfologia e cobertura vegetal.

No Perú, as parabólicas formam acumulações isoladas e parcialmente fixadas pela vegetação na parte central da planície e na perna da megaforma parabólica. Diferente do padrão alongado das parabólicas observadas em Cabo Frio, no Perú a forma mais adequada estaria mais ajustada a um semicírculo (*hemicyclic*) de maneira que a razão de aspecto, entre a largura e o comprimento seriam quase iguais.

A ocorrência de dunas parabólicas na parte central da planície do Perú também foi documentada e mapeada por Pereira *et al.* (2010) e por Ramos *et al.* (2003). Muehe *et al.* (2010) afirmam que as dunas parabólicas no Perú apresentam atualmente uma relativa estabili-

dade, não recebendo mais sedimentos do sistema praia-duna frontal, apresentando apenas uma migração em direção ao continente em decorrência da remobilização dos próprios sedimentos presentes nas dunas. Os autores afirmam ainda que a pouca transferência de sedimentos entre as dunas frontais e as interiorizadas do Perú se dá, provavelmente, em função da colonização da vegetação, ou mesmo em função da relativa estabilidade das dunas frontais por efeito fixador de vegetação rastejante. Entretanto, alterações na cobertura vegetal no interior ou nas dunas frontais poderão aumentar sensivelmente a capacidade de transporte de sedimentos pelo vento, acarretando em uma reativação e maior mobilidade das dunas parabólicas em direção ao continente (MUEHE *et al.* 2010). Moulton *et al.* (2013) e Muehe *et al.* (2015) de fato identificaram nas dunas frontais do Perú, cortes eólicos que podem reativar o fornecimento de sedimentos das dunas frontais para o interior.

Para a caracterização morfológica das parabólicas, foi gerado um modelo tridimensional sobre uma das dunas encontradas na planície costeira. A Figura 16 ilustra de forma clara a morfologia típica da parabólica. O modelo exhibe os dois braços alongados ancorados pela vegetação e uma extensa bacia de deflação no interior da duna, fornecendo sedimentos que são transportados pelo vento e depositados na face sotavento do lóbulo deposicional frontal, formando uma face de migração por precipitação apontando para o continente na direção Sudoeste (SO). As orientações dos cortes eólicos se adequam à direção preferencial dos ventos que atuam na região.

A partir do mapeamento tridimensional detalhado foi possível observar a ocorrência de uma série de cortes eólicos, não somente na parte central, como também nas pernas da duna. Estes cortes eólicos apresentaram um aspecto circular característico dos chamados “bowl-blowouts” ou cortes eólicos circulares (Figura 16). Este padrão foi descrito por Hesp e Walker (2012), sendo depressões circulares ou semicirculares, caracterizadas por encostas internas longas e íngremes, e lóbulos deposicionais desenvolvidos, formadas a partir de vórtices eólicos que atuam de maneira circular, retrabalhando sedimentos internos a duna.

Diversos estudos comprovam que este tipo de corte eólico aumenta sensivelmente a capacidade de remobilização de sedimentos pelos ventos, uma vez que atuam para um maior transporte de sedimentos para o reverso do lóbulo deposicional (ANDERSON e WALKER,

2006; HESP e HIDE, 1996; HESP e WALKER, 2012; SMITH *et al.* 2012). A morfologia circular deste tipo de corte eólico também contribui para que não só os ventos predominantes atuem no transporte de sedimentos, mais também ventos de outras direções colaborem para a migração da feição (HESP e WALKER, 2012).

Muehe *et al.* (2010) sugere que os trechos cobertos por vegetação nas últimas décadas sejam severamente sensíveis ao retrabalhamento eólico, frente às incerte-

zas em relação à manutenção do balanço hídrico, que provavelmente permitiu o crescimento da vegetação na área do Perú. De fato, as formas eólicas parabólicas descritas na planície do Perú indicam que sejam resultado do aumento da densidade da vegetação, que fixaria dunas provavelmente do tipo barcanas, favorecendo a formação de feições parabólicas. É possível que estes cortes eólicos já sejam resposta a reativação sedimentar nesta parte da planície.

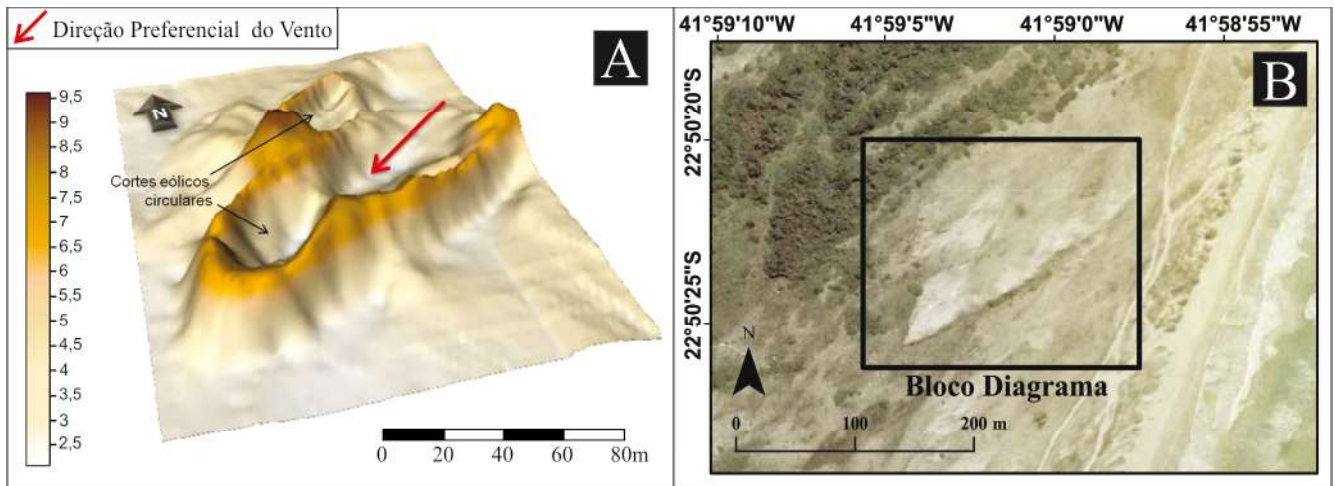


Figura 16 - (a) Modelo tridimensional observado no Perú em duas perspectivas diferentes. Nota-se a formação de cortes eólicos no lóbulo central e nas pernas das parabólicas. (b) localização do bloco diagrama na planície costeira do Perú.

#### 4.2.3 Acumulações eólicas herbáceas e arbustivas

Na parte central da planície costeira do Perú também foram identificadas acumulações eólicas indiferenciadas, fixadas parcialmente por vegetação herbácea ou arbustiva (Figura 17). Nesta classificação não foram evidenciadas feições morfologicamente passíveis de identificação devido o recobrimento irregular da vegetação, mascarando a morfologia das dunas ali formadas.

Estudos realizados por Muehe *et al.* (2010) e Mansur e Carvalho (2011) a partir de fotografias aéreas comparadas entre 1958 e 2010, mostram que no trecho identificado, houve um sensível aumento das áreas de vegetação arbustiva, que provavelmente fixou as dunas móveis descritas no final da década de 1950. Miot e Hesp (2013) identificaram em campos de dunas do Sul do Brasil um sensível aumento da cobertura vegetal associado às Oscilações Decadais do Pacífico, que intensificariam a temperatura e a precipitação, além de reduzir a intensidade dos ventos. Muehe *et al.* (2010)

comenta que até os anos de 1950, as médias de chuvas indicavam estarem abaixo do esperado, o que explicaria a ocorrência de taxas de transporte maior. Numa análise até 1976, os autores verificaram um aumento das médias de precipitação, favorecendo o desenvolvimento da vegetação.

De toda a forma, no perfil traçado desde as dunas frontais até a perna mais distal da ocorrência das parabólicas (Figura 17), verifica-se a extensa planície de deflação até a ocorrência de parabólicas. A extensa área plana onde a vegetação herbácea arbustiva atualmente se fixa sobre os depósitos eólicos mostra as irregularidades na topografia como resultado de acumulações indiferenciadas. É interessante notar que, muito provavelmente, a ação eólica deve ter retrabalhado as barreiras costeiras formadoras no reverso das dunas frontais, não preservando, portanto, o registro das feições das duplas barreiras costeiras, conforme ainda registrado na parte meridional na planície do Cabo Frio.



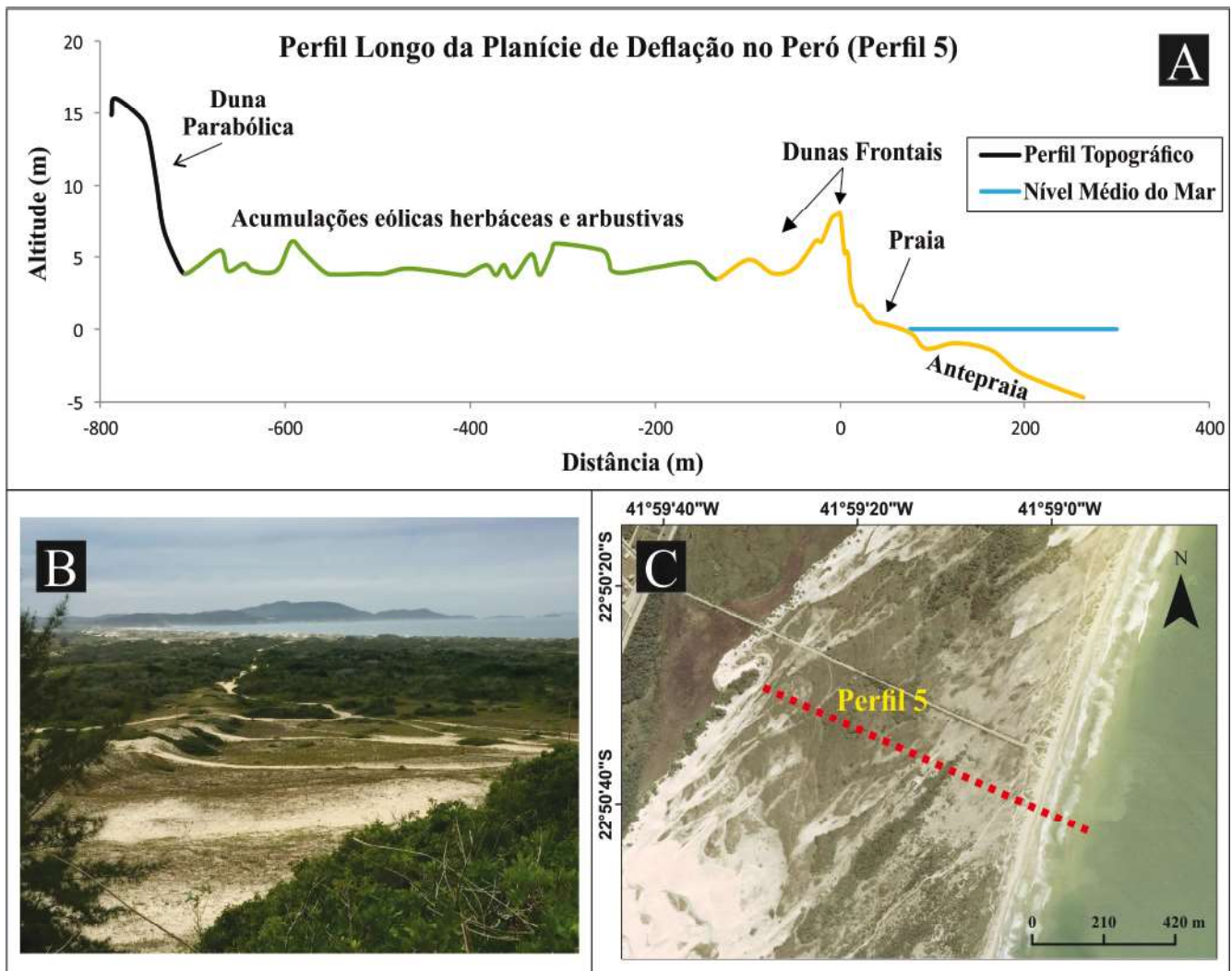


Figura 17 - (a) Perfil topográfico 1 (para sua localização ver figura 6). Neste perfil longo que corta a planície do Perú nota-se as irregularidades topográficas estabilizadas por vegetação. Neste mesmo trecho não se nota a formação de sistemas lagunares, provavelmente recobertos por sedimentação. (b) Vista da planície de deflação mostrando as acumulações eólicas indiferenciadas no Perú. Nota-se diferenças na distribuição da vegetação na Planície costeira com trechos cobertos por vegetação arbustiva e trechos em que predominam vegetação mais rasteira. Coordenadas 22° 50' 30" / 41° 59' 33" (c) Localização do perfil transversal.

### 5. Conclusões e considerações finais

As planícies costeiras observadas entre o Cabo Frio e o Cabo Búzios apresentam sua geomorfologia francamente dominada por dunas costeiras obliquamente distribuídas, sendo resultado de ventos que sopram do quadrante NE e E, portanto migrando transgressivamente ao longo das planícies citadas. A observação predominante de dunas nestas planícies permitiu a identificação e a classificação de diferentes formas aerodinâmicas, associadas a efeitos de topografia, principalmente associadas à vegetação; e a formas de acumulação livres.

Em função das características consorciadas de ambas, os depósitos com ambos os aspectos descritos foram individualizados como megaforma parabólica.

As planícies costeiras entre o Cabo Frio e o Cabo Búzios são fortemente caracterizadas por depósitos eólicos em que se destacam formações em megaforma parabólica como a mais representativa feição eólica. Estas megaformas parabólicas são resultado de processos de superposição de dunas livres do tipo barcanóides, observadas em ambas as planícies, e são formadas por sedimentos previamente depositados e provavelmente

recebem sedimentos, em pulsos de décadas, por aporte sedimentar oriundo das praias. Esta afirmação está apoiada na observação de dados de campo e topografia que mostraram a formação de estratos sedimentares em edifícios de acumulação determinado pelo aumento das altitudes em ambas as planícies.

No caso específico de Cabo Frio, a megaforma parabólica assume forma parabólica mais simétrica, uma vez que as pernas das dunas se apresentam parcialmente fixadas por vegetação. No Però, apenas uma perna, a mais interiorizada, está preservada. A perna mais proximal ao oceano foi provavelmente retrabalhada por ação dos ventos, descaracterizando a morfologia parabólica esperada.

Diversas formas de dunas ancoradas relacionadas ao papel de vegetação foram verificadas na área. Dunas parabólicas *hairpin* dominaram a parte central de Cabo Frio, com diversos lóbulos de sedimentação orientados em função das flutuações direcionais dos ventos que atuam na região. As dunas parabólicas observadas no Però, apresentaram outro aspecto, e são provavelmente resultado da fixação de dunas barcanas, desenvolvidas nos anos de 195 e que, em função de alteração no padrão de pluviosidade, migraram morfológicamente para formas parabólicas. No caso do Però, as parabólicas atualmente estão submetidas a rajadas de ventos de NE, que desenvolveram cortes eólicos circulares, comprovando seu retrabalhamento.

O tipo *nebkas* foi outro padrão eólico associado aos efeitos da vegetação observado na parte meridional da planície de Cabo Frio. Neste trecho do litoral, a franca ocorrência do gênero *Clusia*, vegetação característica dos ecossistemas de restingas no estado do Rio de Janeiro, aparentemente é a lenhosa focal para as acumulações sedimentares em formato circular observado. As dunas, com altitudes superiores a dois metros foram compatíveis com as alturas das copas das árvores.

Dunas livres, com morfologia de barcanas, foram identificadas num corredor de ocorrência na parte setentrional de Cabo Frio. O comparativo de imagens mostrou na última década as alterações morfológicas que indicam flutuações na ocorrência dos ventos ou fixação parcial das pernas, por efeito da vegetação. As prováveis alterações na direção do vento, vegetação e rugosidade foram associadas ao desenvolvimento de outras formas eólicas associadas à dinâmica das barcanas, que estão em franco decréscimo volumétrico.

Mais especificamente no Però, rampas de areia formadas por efeito de topografia foram demonstradas em trechos específicos ao sul desta planície, sendo ainda inconclusivas os efeitos do relevo cristalino como agente fixador. Estas rampas de areia podem ser associadas ao consórcio de acumulação de superposição de dunas e muito provavelmente ao efeito orográfico.

Os resultados aqui apresentados abrem uma importante perspectiva para que futuros trabalhos sejam realizados em cada um dos tipos de dunas identificados, ampliando os estudos de depósitos eólicos.

8. Por último e não menos importante, as dunas observadas em Cabo Frio se encontram protegidas por unidades de conservação de uso restrito (o Parque Estadual da Costa do Sol - PECSol); enquanto no Però, as dunas se encontram em áreas de proteção de uso sustentável (APA o Pau Brasil). Neste particular, licenças de instalação de complexos hoteleiros em parte da planície do Però foram emitidas pelo órgão responsável no estado do Rio de Janeiro (INEA). Tais licenças foram questionadas na justiça e se encontram embargadas, até a data de submissão deste trabalho. Desta forma, os mapeamentos aqui propostos podem representar as condições das dunas ainda sem que tais empreendimentos sejam efetivamente realizados.

### **Agradecimentos**

Este trabalho só foi possível pelo apoio das agências de fomento a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior (CAPES), que ao longo dos últimos anos investiu na aquisição de equipamentos, principalmente no Programa PROEQUIPAMENTOS. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e a Fundação de Amparo a Pesquisa Carlos Chagas do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ), estas duas últimas, os autores agradecem pelo lançamento dos editais Universal e Jovem Cientista do Nosso Estado, que foram fundamentais no custeio de trabalhos de campo. Os autores agradecem aos estudantes de pós-graduação e graduação do Laboratório de Geografia Física da UFF (LAGEF) que durante os últimos anos se esforçaram na aquisição de dados de campo. Os autores agradecem ao Professor Patrick Hesp, que foi fundamental na elaboração de fluxograma de definição dos diferentes tipos de dunas. Aos revisores da revista pelas importantes considerações feitas, que melhoraram sensivelmente este manuscrito.

## Referências Bibliográficas

- ALVES, A. R. **Modelagem numérica aplicada ao estudo da origem e evolução morfológica dos esporões da lagoa de Araruama-RJ**. 2006. Tese (Doutorado em Geologia e Geofísica Marinha) - Universidade Federal Fluminense.
- ANDERSON, J. L. e WALKER, I. J. Airflow and sand transport variations within a backshore–parabolic dune plain complex: NE Graham Island, British Columbia, Canada. **Geomorphology**, 77(1): 17-34, 2006
- ARAÚJO, D. S. D. e HENRIQUES, R. P. B. Análise florística das restingas do Estado do Rio de Janeiro. *In*: LACERDA, L. D.; ARAÚJO, D. S. D.; CERQUEIRA, R.; TURQ, B. (Eds). **Restingas: Origem, estrutura e Processos**. CEUFF, Niterói. p. 159-195, 1984.
- BAAS, A. C. W. Complex systems in aeolian geomorphology. **Binghamton Special Issue of Geomorphology**, 91:311-331, 2007.
- BARBIÉRE, E. B. (1984). Cabo frio e Iguaba Grande: dois microclimas distintos a um curto intervalo espacial. *In*: LACERDA, L. D.; ARAÚJO, D. S. D.; CERQUEIRA, R.; TURQ, B. (Eds). **Restingas: Origem, Estruturas, Processos**. CEUFF, Niterói.
- BARBIÉRE, E. e COE NETO, R. Spatial and Temporal Variation of Rainfall of the East Fluminense Coast and Atlantic Serra do Mar, State of Rio de Janeiro, Brazil. *In*: KNOPPERS, B; BIDONE, E. D.; ABRÃO, J. J. (Eds). **Environmental Geochemistry of Coastal Lagoon Systems, Rio de Janeiro, Brazil**. Série Geoquímica Ambiental, 6:47-56, 1999.
- BIGARELLA, J. J. Parabolic dune behavior under effective storm wind conditions. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 1(1):1-26, 2000.
- BOURKE, M. C. e GOUDIE, A. S. Varieties of barchan dunes in the Namib Desert and on Mars. **Aeolian Res.** 1:45–54, 2009.
- BRISTOW, C.S.; DULLER, G. A. T.; LANCASTER, N. Age and dynamics of linear dunes in the Namib desert. **Geology** 35:555–558, 2007.
- BRISTOW, C. S.; JOL, H. M.; AUGUSTINUS, P.; WALLIS, I. Slip faceless ‘Whaleback’ dunes in a polar desert, Victoria Valley, Antarctica: insights from ground penetrating radar. **Geomorphology** 114:361–372, 2010.
- BRISTOW C. S. e MOUNTNEY N. P. Aeolian Landscapes, Aeolian Stratigraphy. *In*: SHRODER J. F. (Ed.) **Treatise on Geomorphology**, 11:246-268. San Diego: Academic Press, 2013.
- CASTRO, J. W. A.; ÁVILA, C. A.; GONÇALVES, R. J. O sistema de dunas oblíquas de Cabo frio do litoral norte de Cabo frio. Estado do Rio de Janeiro. *In*: **Simpósio Nacional de Geomorfologia**. Anais ... São Luis. p. 23, 2002.
- CARTER, R. W. G.; HESP, P. A.; NORDSTROM, K. F. Erosional landforms in coastal dunes. *In*: NORDSTROM, K. F.; PSUTY, N. P.; CARTER, R. W. G. (Eds.), **Coastal Dunes: Form and Process**. Wiley, London, pp. 217–249, 1990.
- DIAS, G. T. M. e KJERFVE, B. Barrier and Beach Systems of Rio de Janeiro Coast. *In*: DILLENBURG, S. R. E HESP, P.A. (Eds.). **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**. Berlim Heidelberg: Springer Verlag, p. 225-248, 2009.
- FENTON, L. K.; EWING, R. C.; BRIDGES, N. T.; LORENZ, R. Extraterrestrial Aeolian Landscapes. *In*: SHRODER, J.F. (Ed.). **Treatise on Geomorphology**. 11:287-312. San Diego: Academic Press., 2013
- FERNANDEZ, G. B., PEREIRA, T. G. e ROCHA, T. B. **Coastal Dunes along Rio de Janeiro Coast: Evolution and Managment**. Journal of Coastal Research, SI 56 (Proceedings of the 10th International Coastal Symposium), 307-311. Lisbon, Portugal, 2009.
- FERNANDEZ, G. B. e ROCHA, T. B. Barreiras costeiras holocênicas: geomorfologia e arquitetura deposicional no litoral do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.16, n.2, p.301-319, 2015.
- GIANNINI, P. C. F.; ASSINE, M. L.; BARBOSA, L. M.; BARRETO, A. M. F.; CARVALHO, A. M.; CLAUDINO-SALES, V.; MAIA, L. P.; MARTINHO, C. T.; PEULVAST, J. P.; SAWAKUCHI, A. O. & TOMAZELLI, L. J. Dunas e paleodunas eólicas costeiras e interiores. *In*: SOUZA, C. R. G; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. (Eds.) **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto, HolosEditora. p. 235-257, 2005.
- GILLIES, J. A.; NIELD, J. M.; NICKLING, W. G. Wind speed and sediment transport recovery in the lee of a vegetated and denuded nebkha within a nebkha dune field. **Aeolian Research**, 12:135-141, 2014.
- HESP, P. A. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. **Geomorphology**, 48(1):245-268, 2002.
- HESP, P. A. Surfzone-beach-dune interactions. *In*: KRANENBURG, W. M.; HORSTMAN, E. M.; WIJNBERG, K. M., (Eds). **Crossing borders in coastal research: jubilee conference proceedings**. University of Twente, Enschede, the Netherlands, 2012.



- HESP, P. A. Conceptual models of the evolution of transgressive dune field systems. **Geomorphology**, v.199, p. 138–149, 2013b.
- HESP, P. A.; GIANNINI, P. C. F.; MARTINHO, C. T.; SILVA, G. M.; ASP, N. E. The Holocene barrier systems of the Santa Catarina coast, southern Brazil. *In*: DILLENBURG, S. R. e HESP, P.A. (Eds.) **Geology of the Brazilian coastal barriers**. Lect. Notes in Earth Sciences, 107. Berlin, Springer-Verlag, pp. 93-133, 2009.
- HESP, P. A. e HASTINGS, K. Width, height and slope relationship and aerodynamic maintenance of barchans. **Geomorphology** 22:193-204, 1998.
- HESP, P. A. e HYDE, R. Flow dynamics and geomorphology of a trough blowout. **Sedimentology**, 43(3):505-525, 1996.
- HESP, P.A. e McLACHIAN, A. Morphology, dynamics, ecology and fauna of *Arctothecapopulifolia* and *Gazania rigens* nebkas dunes. **Journal of Arid Environments**, 44: 155-172, 2000.
- HESP, P. A. e SHORT, A. D. Barrier Morphodynamics. *In*: SHORT, A.D. (Ed.). **Handbook of beach and shoreface morphodynamics**. Chichester Wiley, 1:307-333, 1999.
- HESP, P. A. e WALKER, I. J. Three-dimensional aeolian dynamics within a bowl blowout during offshore winds: Greenwich dunes, Prince Edward Island, Canada. **Aeolian Research** 3:389–399, 2012.
- HESP, P.A. e WALKER, I. J. Coastal Dunes. *In*: JOHN F. S (Ed.). **Treatise on Geomorphology**. San Diego: Academic Press, p. 328-355, 2013.
- JENNINGS, J. N. On the orientation of parabolic or U-dunes. **Geogr. J**, 123 (4),474–480, 1957.
- KÖPPEN, W. **Climatologia: conunestudio de los climas de la Tierra**. Fondo de culturaeconômica.México.479Bp, 1948.
- LANCASTER, N. Controls of aeolian dune size and spacing. **Geology**, 16:972-975, 1988a.
- LANCASTER, N. The development of large aeolian bed forms: **Sedimentary Geology**, 55:69-89, 1988b.
- LANCASTER, N. **Geomorphology of Desert Dunes**. Routledge, London, 290 p, 1995.
- LIVINGSTONE, I. e WARREN, A. **Aeolian Geomorphology: An Introduction**. Longman, Harlow, 1996.
- LUNA, M. C. M. M.; PARTELI, E .J. R.; DURÁN, O.; HERRMANN, H. J. Model for the genesis of coastal dune fields with vegetation. **Geomorphology**, 129:215-224, 2011.
- MANSUR, K. L. e CARVALHO, I. S. Characterization and Valuation of the Geological Heritage Identified in the Però Dune Field, State of Rio de Janeiro, Brazil. **Geoheritage**3:97–115, 2011.
- MARTIN, L. e SUGUIO, K. Excursion route along the Brazilian coast between Santos (State of São Paulo) and Campos (State of Rio de Janeiro). **Special Publication n° 2 for Internation Symposium on Global Changes in South America during the Quaternary**. São Paulo, Brasil.136 pp, 1989.
- MCKEE, E. D. **A Study of Global Sand Seas**. University Press of the Pacific.440p. 2004.
- MELTON, F. A. A tentative classification of sand dunes: its application to dune history in the Southern High Plains: **Jour. Geology**, v. 48, p. 113-174, 1940.
- MIOT da SILVA, G., & Hesp, P. A.. Increasing rainfall, decreasing winds, and historical changes in Santa Catarina dunefields, southern Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, 38(9), 1036-1045, 2013.
- MOREIRA DA SILVA, P. C. **A ressurgência de Cabo Frio**. Instituto de Pesquisa da Marinha, v. 78, pp. 55, 1973.
- MOULTON, M.; OLIVEIRA FILHO, S.; ROCHA, T.B.; FERNANDEZ, G.B. Foredunes of Rio de Janeiro coast: genesis, structure and morphology. **Journal of Coastal Research**, Special Issue No. 65, 1319-1324, 2013.
- MUEHE, D. O litoral brasileiro e sua compartimentação. *In*: CUNHA, S.B. e GUERRA, A. J. T. (Eds.). **Geomorfologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p. 273-349, 1998.
- MUEHE D.; BELLIGOTTI F. M.; LINS-DE-BARROS F. M.; OLIVEIRA J.F.; MAIA L. F. P. G. Potential vulnerability to climate change of the beach-dune system of the Però coastal plain – Cabo Frio, Rio de Janeiro state, Brazil. **Pan American Journal of Aquatic Sciences**, 5(2):267-276, 2010.
- MUEHE, D.; LINS-DE-BARROS, F. M. ; OLIVEIRA, J. F. ; KLUMB-OLIVEIRA, L.. Pulsos erosivos e resposta morfodinâmica associada a eventos extremos na costa leste do Estado do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, p. 369-386, 2015.
- NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro, IBGE, 2 ed. 1989.
- ODYNSKY, W. U-shaped dunes and effective wind directions in Alberta. **Can. J. Soil Sci**, 38(1):56-66, 1958.
- PARTELI, E. J. R.; K. KROY, H.; TSOAR, J. S.; ANDRADE, T. P. Morphodynamic modeling of aeolian dunes: Review and future plans. **The European Physical Journal Special Topics**, 223(11):2269–2283, 2014.

- PEREIRA, T. G.; OLIVEIRA FILHO, S. R.; CORREA, W. B.; FERNANDEZ, G. B. Diversidade Dunar entre o Cabo Frio e o Cabo Búzios RJ. **Revista de Geografia**. Recife. 2:15-29, 2010.
- PYE, K. e TSOAR, H. **Aeolian Sand and Sand Dunes**. Springer Berlin Heidelberg, 396 p. 2009.
- RANGEL, F. E. e CASTRO, J. W. A. Soterramento da Estrada de Guriri na Praia do Peró – Cabo Frio/RJ associada a dunas escalonares (climbingdunes). *In: Anais do X Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA*. Guarapari, 2005.
- RANGO, A.; CHOPPING, M.; RITCHIE, J.; HAVSTAD, K.; KUSTAS, W.; SCHMUGGE, T. Morphological characteristics of shrub coppice dunes in desert grasslands of southern New Mexico derived from scanning LIDAR. **Remote Sensing of Environment**, 74:26-44, 2000.
- REITZ, M. D.; JEROLMACK, D. J.; EWING, R. C.; MARTIN, R. L. Barchan-parabolic dune pattern transition from vegetation stability threshold. **Geophysical Research Letters**, 37(19), 2010.
- ROCHA T. B.; FERNANDEZ G. B.; PEIXOTO M. N. O. Applications of ground-penetrating radar to investigate the Quaternary evolution of the south part of the Paraíba do Sul river delta (Rio de Janeiro, Brazil). **Journal of Coastal Research**, SI. 65:570-575. 2013.
- SILVA, A. L. C.; SILVA, M. A. M.; GAMBOA, L. A. P.; RODRIGUES, A. R. Arquitetura sedimentar e evolução deposicional no Quaternário da planície costeira de Maricá, Rio de Janeiro, Brasil. **Brazilian Journal of Geology**. 44(2): 191-206, 2014.
- STOUT, J. E.; WARREN, A.; GILL, T. E. Publication trends in aeolian research: An analysis of the Bibliography of Aeolian Research. **Geomorphology**, 105(1):6-17. 2012.
- TENGBERG, A. e CHEN, D. L. A comparative analysis of nebkhas in central Tunisia and northern Burkina Faso. **Geomorphology** 22(2):181–192, 1998.
- TURCQ, B.; MARTIN, L.; FLEXOR, J. M.; SUGUIO, K.; TASAYACO-ORTEGA, L. Origin and evolution of Quaternary coastal palin between Guaratiba and cape Frio, State of Rio de Janeiro, Brazil. *In: KNOPPERS, B.A., BIDIONE, E.D.; ABRÃO, J. J. (Eds.). Environmental Geochemistry of Coastal Lagoon System of Rio de Janeiro, Brazil*. Série Geoquímica Ambiental, 6:25-46, 1999.
- UDEN-WENTWORTH, C.A. Scale of grade and class term for clastic sediments. **Journal of Geology**, 30:377-392, 1922.
- WASSON, R.J., HYDE, R. Factors determining desert dune type. **Nature** 304: 337–339, 1983.
- WIGGS, G.F.S. Dune morphology and dynamics. *In: SHRODER, J. F. (Ed.). Treatise on Geomorphology*. 11:201–218. San Diego: Academic Press, 2013.
- WILSON, I.G. Ergs. **Sedimentary Geology**, 10:77-106, 1973.