

Pesquisas em Geociências

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias>

Sedimentologia e Estratigrafia de Rampa Arenosa - Praia Mole (SC) - e sua Correlação com Eventos Paleoclimáticos Globais

Julio Cesar Paisani

Pesquisas em Geociências, 33 (2): 87-99, set./dez., 2006.

Versão online disponível em:

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/19517>

Publicado por

Instituto de Geociências



Portal de Periódicos UFRGS

UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL

Informações Adicionais

Email: pesquisas@ufrgs.br

Políticas: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/editorialPolicies#openAccessPolicy>

Submissão: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#onlineSubmissions>

Diretrizes: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#authorGuidelines>

Data de publicação - set./dez., 2006.

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil

Sedimentologia e Estratigrafia de Rampa Arenosa - Praia Mole (SC) - e sua Correlação com Eventos Paleoclimáticos Globais

JULIO CESAR PAISANI

Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Caixa Postal 371 - CEP 85605-010
juliopaisani@hotmail.com

(Recebido em 04/06. Aceito para publicação em 11/06)

Abstract - The term *sand ramp* has been used to define a deposit constituted of eolian, fluvial, of hill-slope facies and with paleosols established in topographical obstacle. The occurrence of sand ramp is little known in the Brazilian coast. Sand ramps have been identified in the east band in Santa Catarina Island and studied in the Joaquina and Mole Beach. The present study focuses on facies, paleosols genesis, classification and correlation with global paleoclimatic events. There are still some doubts whether the interpretations can be taken as common properties of sand ramps in the eastern band of Santa Catarina Island. The present article shows the stratigraphy of sand ramp in Mole Beach. It argues if dissipation facies predominate and if there are colluvial paleosols. We established the chronology from the stratigraphic record using the luminescence method and the correlation of the layers and paleosols with global paleoclimatic events. We have verified the deposit of the sand ramp in Mole Beach shows aeolian, of dissipation beds and paleosols. The aeolian beds are predominant and thicker than the dissipation beds. The paleoclimatic meaning of the dissipation beds is little understood. A paleolatosol and two paleoargisols constituted by fines generated by the alteration of heavy minerals of aeolian beds were individualized. The first should have been developed during the interstadial period (marine isotope stage 5c), while the other two were formed from the beginning to the middle of the current interglacial (marine isotope stage 1). The stratigraphic record of the area showed that the deposit of the sand ramp developed 124,000 yr B.P., between the two maximum last transgressions in the Brazilian coast, being much more recent than once thought and corresponds with known data of the coastal evolution of the Santa Catarina Island.

Keywords - coastal sandy ramp, stratigraphy, paleoclimatic correlation.

INTRODUÇÃO

O termo *rampa arenosa* tem sido utilizado para definir depósitos eólicos estabelecidos diante de obstáculos topográficos com interdigitação e/ou mistura de sedimentos eólico, fluvial e de encosta (ex. Bigarella 1974; 1975; Lancaster & Tchakerian 1996; Thomas *et al.* 1997). Essa categoria de depósito eólico é encontrada tanto em desertos quanto em áreas costeiras de diferentes zonas climáticas, sendo, na maioria das vezes, entendido como *duna de cavalcamento* (ex. Evans 1962; Pye & Tsoar, 1990; Pye, 1993; Isla & Espinosa 1995).

Pouco se sabe sobre a ocorrência de rampas arenosas na costa brasileira. Depósitos dessa natureza foram identificados na faixa leste da Ilha de Santa Catarina, tendo sido estudados nas praias da Joaquina e Mole (Bigarella *et al.* 1965a; Bigarella 1974; 1975; Justus 1985; Herrmann 1989; Nascimento 1998). Os estudos contribuíram com os seguintes aspectos: a) designação do termo rampa

arenosa e/ou de dissipação, diante do predomínio de fácies de dissipação, entendida como a mistura de sedimentos eólicos e de encosta durante retrabalhamento de duna de cavalcamento por processos pluviais - processos de dissipação (Bigarella 1974; 1975); b) reconhecimento de níveis de areias eólicas maciças impregnadas por óxidos de ferro como paleossolos coluviais (Justus 1985; Herrmann 1989); c) cronologia relativa das rampas arenosas utilizando da correlação com superfícies de erosão (Bigarella *et al.* 1965a; Herrmann 1989); e d) correlação do depósito da rampa com condições climáticas extremas, áridas a semi-áridas, associadas a períodos glaciais (Bigarella 1974; 1975).

Verificando o estudo preliminar realizado por Nascimento (1998) a respeito do registro estratigráfico de rampa arenosa na Praia Mole, surgem dúvidas se as interpretações feitas são aplicáveis para rampas arenosas registradas na faixa leste da Ilha de Santa Catarina, sobretudo no que se refere aos seguintes aspectos:

a) Predomínio de fácies de dissipação e ocorrência de paleossolos colúviais - A consideração de predomínio de fácies de dissipação se fundamenta em três propriedades identificadas no registro estratigráfico: 1) níveis de areia oxidada interpretados como paleossolos colúviais; 2) estruturas de dissipação caracterizadas como faixas de sedimentos de granulação fina no depósito arenoso; e 3) presença de grãos de quartzo de granulometria grossa, sobretudo grânulos, interpretados como oriundos de alteração do substrato do obstáculo topográfico. Entretanto, níveis oxidados podem resultar, dentre outras possibilidades, da alteração de minerais pesados da própria areia do depósito (Gardner & Pye 1981); enquanto que faixas de finos podem ser de origem pedogenética (Paisani 2001). Em relação à presença de grãos de quartzo maiores que areia fina, há dúvidas se foram depositados pelo vento ou por suposta dissipação de duna de cavalgamento. Sabe-se que o tamanho dos grãos em depósitos eólicos varia conforme sua composição mineralógica, a fonte de sedimentos e a competência do vento (Pye & Tsoar 1990). Durante períodos glaciais, como o último glacial, o vento exibiu maior competência (Goudie 1995), podendo transportar frações maiores que areia fina.

b) Cronologia das rampas arenosas - A cronologia dos depósitos de rampa arenosa das praias da Joaquina e Mole foi tomada com base na correlação de sua superfície topográfica com remanescentes de superfícies de erosão, como sugerido por Bigarella *et al.* (1965a). Assim, as rampas seriam correlacionáveis com pedimentos detríticos, nível P1, gerados no penúltimo glacial (*Illinoian* – nomenclatura dos EUA) (Bigarella *et al.* 1965a; Herrmann 1989). Independente das restrições do método aplicado, a cronologia sugerida para os depósitos das rampas arenosas não exhibe correspondência com conhecimentos prévios sobre a evolução costeira regional e da faixa leste da Ilha de Santa Catarina. Sabe-se que eventos de sedimentação eólica, responsáveis pela suposta formação da rampa, teriam ocorrido posteriormente ao último glacial (Suguio *et al.* 1985; Martin *et al.* 1988; Caruso Jr. 1993; Grê *et al.* 1995).

c) Correlação com eventos paleoclimáticos globais - A correlação do registro estratigráfico das rampas arenosas com eventos paleoclimáticos globais se restringe aos aspectos morfológicos. A idéia de retrabalhamento de duna de cavalgamento, responsável pela formação de rampa arenosa, fundamenta-se no aspecto mais simples do modelo morfoclimá-

tico sugerido por Bigarella *et al.* (1965a). Em períodos de clima quente e úmido (interglacial) ocorreria a morfogênese eólica, enquanto em período de clima frio e seco (glacial), haveria a morfogênese pluvial, sobretudo por eventos de alta magnitude, como, por exemplo, enxurradas (Bigarella 1974; 1975). Inferências paleoambientais a respeito de retrabalhamento de sedimentos eólicos por chuvas concentradas também são feitas por outros autores (ex. Talbot & Williams 1979; Sweeney & Loope 2001). Por outro lado, a interpretação desse tipo de registro estratigráfico como indício direto de condições paleoclimáticas extremas deve ser feita com cautela. Apesar de levantamentos palinológicos apontarem para redução da temperatura durante o máximo do último glacial na região sul do Brasil (ex. Behling 1995; 1998; Behling & Negrelle 2001), não se sabe ainda se reinavam condições de semi-aridez com chuvas concentradas.

O presente artigo tem o propósito levantar a estratigrafia de rampa arenosa localizada na Praia Mole, estudada preliminarmente por Herrmann (1989) e Nascimento (1998), a fim de verificar se de fato existe predomínio de fácies de dissipação e se ocorrem paleossolos colúviais. Além disto, fornece a cronologia do registro estratigráfico do depósito pelo método de luminescência e o correlaciona com eventos paleoclimáticos globais.

ÁREA DE ESTUDO

A Ilha de Santa Catarina localiza-se na região sul do Brasil, em zona climática subtropical A Praia Mole encontra-se na porção leste da ilha e se caracteriza por sedimentos arenosos. Limita-se, a leste com o Oceano Atlântico, a oeste com a Lagoa da Conceição, ao norte com o Maciço da Galheta, e ao sul com o Maciço da Joaquina (Fig. 1). Os maciços são constituídos por granito, regionalmente definido como Granito Ilha (Proterozóico Superior/Eopaleozóico; Caruso Jr. 1993), e diques de diabásio (Mesozóico) (Raposo *et al.* 1998).

A rampa arenosa estende-se pela maior parte do balneário, o qual é dividido pela rodovia SC – 406 em duas zonas distintas de uso do solo: 1) urbanizada, na faixa oeste; e 2) em vias de recuperação ambiental, na faixa leste. A zona em vias de recuperação exhibe vegetação herbácea e arbustiva, regenerada após uso agrícola durante as décadas de 1930 e 1940 (Caruso 1983). A porção norte dessa zona sofreu parcial reafeiçoamento decorrente de terraplanagem na década de 1980, acar

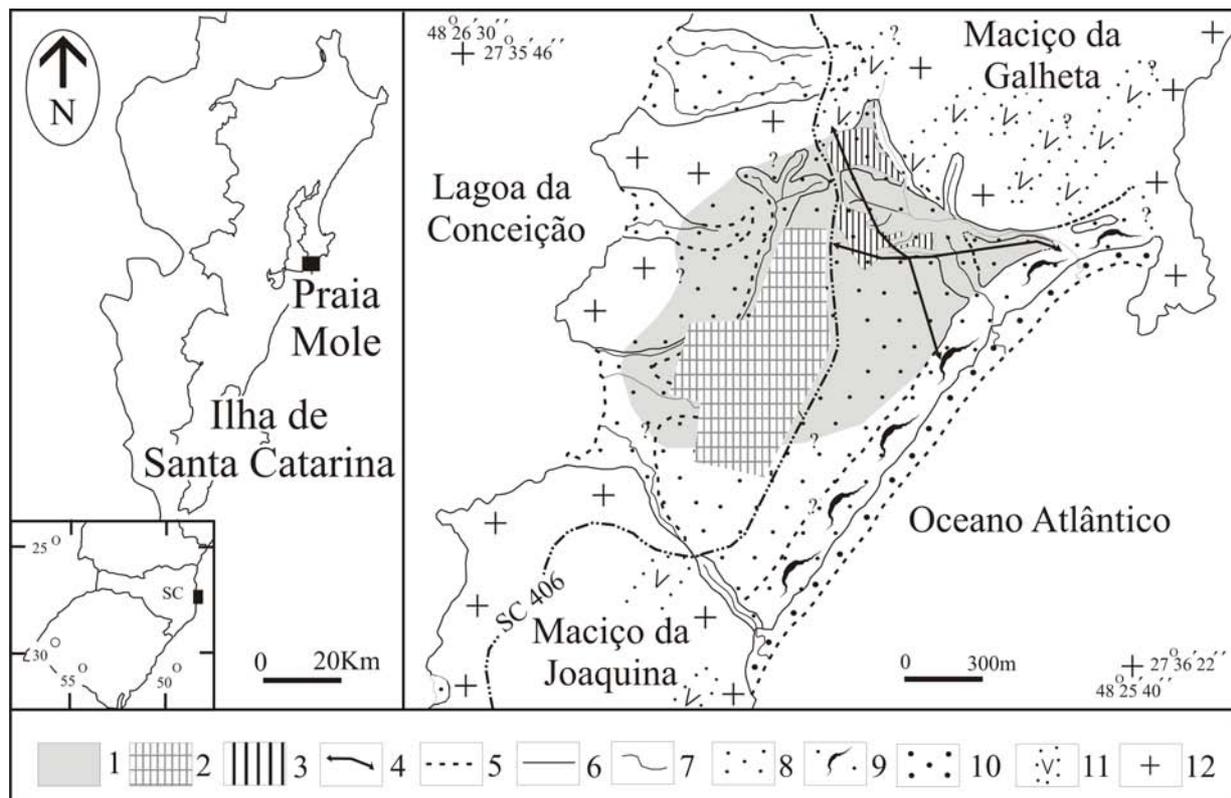


Figura 1 - Localização e geologia do Balneário Praia Mole. (1) Rampa arenosa. (2) Área urbanizada. (3) Terraplanagem. (4) Perfis topográficos onde se estabeleceu seções colunares. (5) Contato suave. (6) Contato abrupto. (7) Drenagem. (8) Praia atual. (9) Anteduna atual. (10) Areia indiferenciada - Quaternário superior. (11) Dique de diabásio - Mesozóico. (12) Granito - Proterozóico/eopaleozóico (Paisani, 2004a).

retando no desenvolvimento de voçorocas. Nesse local registra-se drenagem cujo vale seccionou a rampa arenosa e desvinculou-a do maciço próximo.

MÉTODOS

O presente estudo concentrou-se na porção norte da zona em vias de recuperação ambiental, diante da facilidade de acesso e da maior preservação do registro estratigráfico, e seguiu as seguintes etapas: a) definição da estratigrafia da área; b) individualização de litofácies; c) caracterização de paleossolos; d) estabelecimento de cronologia de camadas e paleossolos por luminescência; e) correlação das idades do registro estratigráfico com eventos paleoclimáticos globais.

A estratigrafia da área foi definida correlacionando-se 14 seções colunares estabelecidas ao longo de 02 perfis topográficos nas direções E-W e S-N (Fig. 1). As seções foram definidas em barrancos de terraplanagem, paredes de voçorocas e em subsuperfície por meio de sondagens com trado manual.

As camadas foram identificadas indiretamente por meio de *diagrfias granulométricas*, cu-

jos procedimentos são detalhados por Paisani (2004b). Essa técnica se baseia nas diagrfias geofísicas e reconhece camadas a partir de tendências granulométricas da fração grossa em perfis verticais. As diferentes tendências verticais são interpretadas como camadas e as mudanças entre elas como limites de camadas. Embora o método empregado não seja convencional, mostrou-se eficiente para caracterizar o depósito da rampa arenosa como menciona Paisani (2004b). O emprego desse procedimento para a fração fina (argila e silte) possibilitou definir com precisão os limites dos horizontes dos paleossolos - níveis oxidados.

O registro de fragmentos líticos de rocha em determinada camada da rampa é forte indício da atuação de processos de encosta incorporando sedimentos de encosta ao depósito da rampa, gerando camadas de dissipação. A individualização de fácies eólica da fácies de dissipação deu-se de duas formas: 1) pela identificação de fragmentos líticos de rocha misturados à areia eólica e 2) por meio da análise morfooscópica e de textura superficial de grãos de quartzo maiores que areia fina, cujo procedimento é apresentado por Paisani (2005).

Em relação aos paleossolos, além do estabelecimento de *diagrfias granulométricas* de frações

finas (silte e argila) para definir a textura e os limites de horizontes, procedeu-se à descrição morfológica e individualização de minerais pesados da fração areia muito fina.

A descrição morfológica consiste no levantamento da espessura (cm), cor (cf. *Carta de Munsell*), consistência, estrutura pedológica, macroporosidade, bioturbação (animais e raízes), nódulos/concreções, cerosidade, transição entre horizontes e a classe textural (Catt 1990; Oliveira *et al.* 1992; IBGE 1995). Essa descrição foi utilizada na individualização de horizontes dos paleossolos, do mais recente para o mais antigo, cuja nomenclatura e distinções subordinadas seguiu a terminologia apresentada por Curi *et al.* (1993).

Os paleossolos foram denominados de unidades pedoestratigráficas, segundo a *North American Commission on Stratigraphic Nomenclature* (Catt 1990), e individualizados por números arábicos seguindo o critério de sobreposição estratigráfica. As unidades pedoestratigráficas foram classificadas conforme o sistema brasileiro de classificação de solos atuais, segundo EMBRAPA (1999).

A gênese autóctone ou alóctone da fração granulométrica fina contida nos horizontes dos paleossolos foi definida verificando abundância versus ordem generalizada de estabilidade química de minerais pesados e comparando limites dos horizontes com limites das camadas arenosas. Dados micromorfológicos dos horizontes auxiliaram a análise (Paisani, 2004c).

Os minerais pesados dos paleossolos estão presentes exclusivamente na fração areia muito fina. Procederam-se amostragem dos horizontes B com posterior submissão à análise no Laboratório de Sedimentologia do Instituto de Geociências, no Centro de Estudos de Geologia Costeira da UFRGS. Os minerais foram identificados e contados segundo o método visual clássico em lupa binocular, após prévia separação de: a) leves e pesados pelo método de bromofórmio; e b) magnéticos e diamagnéticos pelo método de corrente elétrica. Os minerais identificados foram classificados conforme a escala de abundância de Boswell (Suguio, 1968), procedimento padrão de fornecimento dos resultados pelo laboratório, e a ordem generalizada de estabilidade química de Pettijohn *et al.* (1972 *apud* Mange & Maurer 1992).

As idades de camadas e paleossolos foram determinadas por luminescência, método utilizado no estabelecimento da geocronologia de rampas arenosas situadas em áreas desérticas (ex. Rendell & Sheffer 1996; Thomas *et al.* 1997) e depósitos are-

nosos da costa brasileira (ex. Poupeau *et al.* 1988; Barreto *et al.* 1999a; Ortega *et al.* 1993; Suguio *et al.* 2001; Giannini *et al.* 2001; Barreto *et al.* 1999b). Em relação aos paleossolos com horizontes B, ao contrário do método do ^{14}C que fornece a idade de horizontes orgânicos, a luminescência não data diretamente o horizonte de paleossolo, mas o sedimento sobre o qual a unidade padoestratigráfica se desenvolveu (Stremme 1989).

Procedeu-se à coleta de seis amostras, utilizando-se trado pedológico e tubo de PVC preto, afim de impedir a exposição à luz conforme Paisani (2004a). As idades foram estabelecidas pelas técnicas de termoluminescência (TL) e luminescência opticamente estimulada (LOE) realizadas pelo Laboratório de Vidros e Datações da Faculdade de Tecnologia de São Paulo (LABVIDRO/FATEC-SP) em parceria com o Laboratório de Radioquímica do Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares da Universidade de São Paulo (IPEN/CNEN-USP), conforme procedimento descrito por Barreto *et al.* (2002).

A correlação das idades do registro estratigráfico com eventos paleoclimáticos globais, tais como interglaciais, estádios, interestádios e máximo glacial, foi encaminhada tomando-se por base os *estágios isotópicos marinhos* calibrados para o Atlântico Sul nos últimos 160.000 anos AP, baseado em Mortyn *et al.* (in Cortese & Abelmann 2002).

LITOFÁCIES

As diagrfias granulométricas estabelecidas ao longo dos perfis topográficos E-W e S-N, mostram diferentes tendências verticais de distribuição da fração grossa, permitindo individualizar um total de 19 camadas com variações laterais na textura, gradação, espessura e extensão (Fig. 2).

A textura varia de areia fina a areia média grossa, com predomínio da primeira. Não se nota domínio de determinada gradação; se verifica camadas com gradação normal que geralmente exibem, na base, *linha de grânulos* de quartzo descontínua. Registram-se casos de linhas de grânulos que lateralmente passam para seixos finos de granito alterado, fragmentos de crosta ferruginosa e blocos de diabásio alterado que formam *linha de pedras*. Tais constituintes são fortes indícios do transporte de detritos de encosta para o depósito da rampa arenosa.

As linhas de pedras encontradas no ambiente de encosta têm sido referidas como *paleopavimentos detríticos* (ex. Ab'Saber 1966; Bigarella *et al.* 1994),

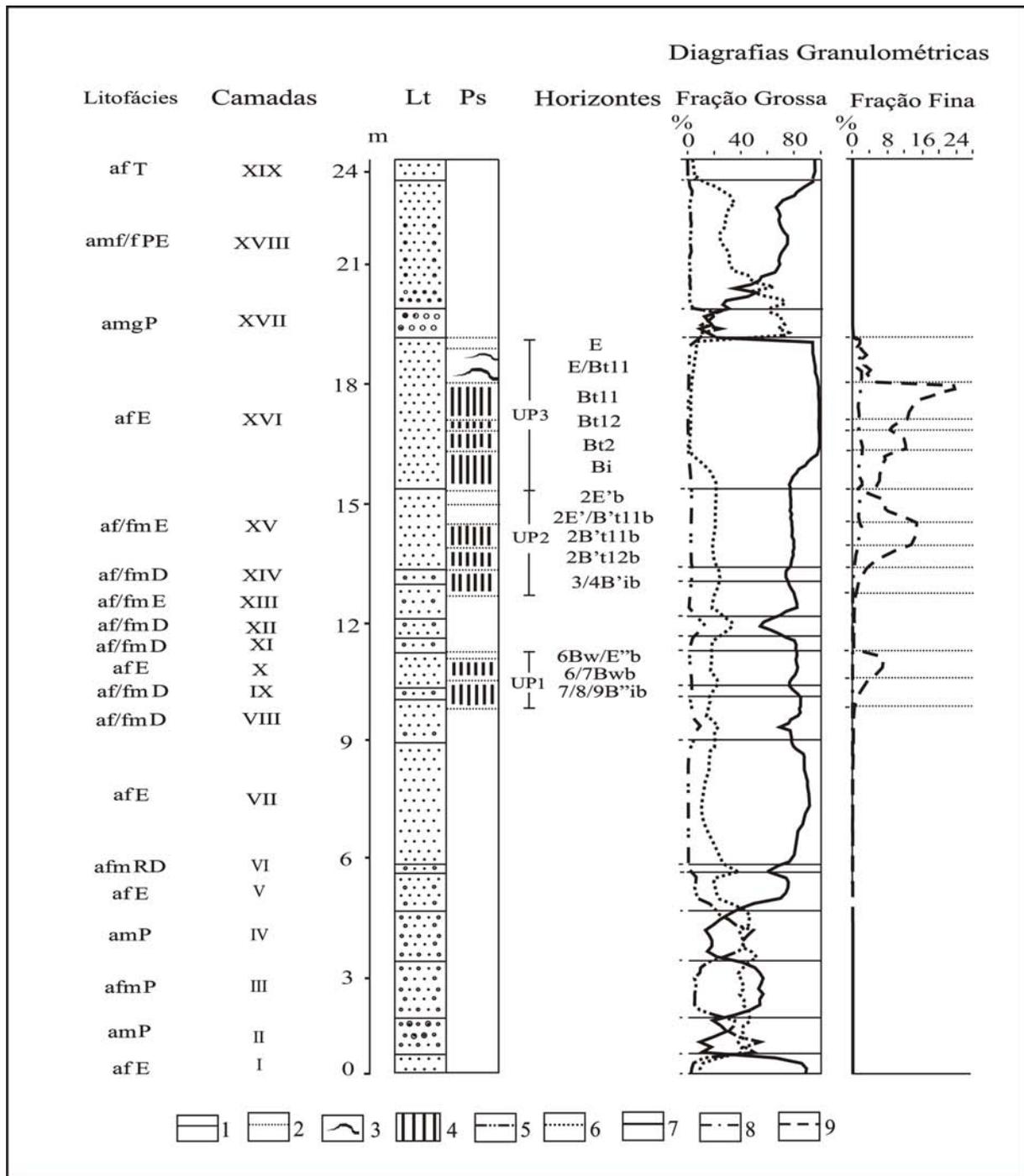


Figura 2 - Perfil lito-pedoestratigráfico composto da área de estudo obtida empilhando o registro estratigráfico de seções colunares. (1) Limite de camadas. (2) Limite de horizontes de paleossolo. (3) Lamela. (4) Horizonte B. (5) Areia grossa = areia grossa + frações maiores. (6) Areia média = areia média. (7) Areia fina = areia fina + areia muito fina. (8) Argila. (9) Silte. (afT) areia fina tecnogênica. (amf/fPE) areia média fina a fina praial-eólica. (amg) areia média grossa praial. (amP) areia média praial. (afmP) areia fina média praial. (afE) areia fina eólica. (af/fmE) areia fina a fina média eólica. (afmRD) areia fina média residual de deflação. (af/fmD) areia fina a fina média de dissipação.

cuja gênese é interpretada como semelhante a de pavimentos detríticos encontrados em regiões semi-áridas e áridas atuais. Na área de estudo, não se sabe se as linhas de grânulos e de pedras seriam pavimentos detríticos soterrados por sedimentos eólicos, ou se representariam a deposição das partículas mais grossas, após a mistura de sedimentos eólicos e de

encosta durante fase de retrabalhamento da rampa arenosa. A segunda hipótese deve ser a mais provável, pois em uma das camadas do registro estratigráfico da rampa caracterizada por areia fina se observa grãos de areia grossa a seixo fino constituídos de quartzo, feldspato alterado e fragmentos líticos de diabásio e granito, dispostos aleatoriamente.

A espessura das camadas que se encontram no limite inferior das diagrfias granulométricas não pode ser determinada. Nas demais, a espessura variou de 0,20 a 5,18 m, onde as camadas mais delgadas mostram extensões laterais menores.

As propriedades dos grãos observadas em campo e as descrições morfoscóica e de textura superficial revelaram 19 camadas que podem ser agrupadas em quatro tipos de litofácies genéticas: tecnogênica (T), eólica (E), de dissipação (D) e praial (P) (Fig. 2). Utilizou-se convenções e códigos informais de fácies destacando os ambientes sedimentares dos agentes deposicionais, em vez da usual constituição granulométrica das camadas de um mesmo ambiente (ex. Miall 1978; Ghibaudo, 1992).

A litofácies tecnogênica foi reconhecida na camada XIX (*areia fina tecnogênica* - afT), que foi gerada durante a terraplanagem da rampa arenosa na década de 1980 (Oliveira & Queiroz Neto 1994; Ribeiro *et al.* 1995). Esta camada exhibe laminações planar e convoluta, registrando sacos plásticos em meio às laminações em local já desmantelado pela erosão (Nascimento 1998).

Identificou-se 8 camadas eólicas (I, V, VI, VII, X, XIII, XV e XVI), sendo 5 *areia fina eólica* (afE), 2 *areia fina a fina média eólica* (af/fmE) e 1 *areia fina média residual de deflação* (afmRd). Dessas, apenas a camada I não foi depositada durante a formação da rampa arenosa e se encontra recoberta por camadas praiais.

A litofácies eólica caracteriza-se por propriedades morfoscóica e de textura superficial dos grãos semelhantes, destacando-se o predomínio de grãos foscos nas frações areia muito grossa a grânulos, enquanto que frações menores exibem maior percentual de grãos polidos (Paisani 2004a; 2005). Tal característica revela dois aspectos importantes: 1) frações menores que areia grossa herdaram características relacionadas à abrasão marinha; e 2) frações entre areia grossa e grânulos caracterizam-se por elevado grau de abrasão eólica.

A litofácies de dissipação caracteriza-se pela mistura entre sedimentos eólicos e de encosta (Bigarella, 1974; 1975), com grãos tanto fragmentados (imaturos) quanto desgastados pela abrasão (maturados). As camadas VIII, IX, XI, XII e XIV foram reconhecidas como *areia fina a fina média de dissipação* (af/fmD) (Fig. 2), sendo que as camadas IX e XIV contêm, respectivamente, linha de grânulos e pedras descontínuas lateralmente. A fração seixo fino é a que geralmente apresenta grãos fragmentados, por vezes constituindo fragmentos líticos de granito. A morfometria e textura superficial dos

grãos das camadas de litofácies de dissipação revelam que frações maiores que areia grossa a muito grossa exibem grãos foscos em percentuais significativos, indicando a mistura entre grãos de encosta com eólicos (Paisani, 2005). As frações menores têm características similares àquelas identificadas em camadas eólicas. Em geral, registram-se três tendências: 1) grãos imaturos na fração seixo fino; 2) grãos maturados nas frações menores que areia grossa; e 3) zona de mistura gradativa entre ambas as categorias, situada entre as frações areia grossa e grânulos (Paisani, 2005).

No limite inferior do depósito da rampa arenosa identificou-se três camadas (II, III e IV) com significativa variabilidade granulométrica e predomínio de areia média a fina média (Fig. 2), atribuídas a litofácies praial. A análise morfoscóica revelou que os grãos de areia grossa e frações maiores se mostram polidos e por vezes discóides (Paisani, 2004a). Ambas as características se assemelham aos sedimentos do atual ambiente praial da área de estudo (Gré *et al.* 1994). Assim, as camadas II e IV foram definidas como *areia média praial* (amP) e a camada III como *areia fina média praial* (afmP).

Em direção à praia, a rampa arenosa passa lateralmente para anteduna. As camadas identificadas na rampa exibem diagrfias granulométricas muito diferentes das encontradas na anteduna. Sondagens manuais revelaram que um dos paleossolos estende-se até esse local e desaparece abruptamente na anteduna (Fig. 3). Trata-se de truncamento lateral da rampa arenosa decorrente da erosão causada pela subida do nível do mar durante máximo transgressivo (Paisani, 2004a). Na anteduna diagrfias granulométricas possibilitaram individualizar duas camadas XVII e XVIII, possivelmente depositadas durante a fase regressiva marinha subsequente (Fig. 2 e 3). A primeira se caracteriza como litofácies *areia média grossa praial* (amgP), enquanto a segunda se mostra como passagem gradual de praial para eólica, com aumento no número de grãos foscos (Paisani, 2004a), cujos limites são pouco claros (Fig. 2); sendo identificada até o momento como *areia média fina a fina praial/eólica* (amf/fPE). Em geral a rampa arenosa exhibe 07 camadas eólicas e 05 de dissipação, sendo as últimas mais delgadas.

PALEOSSOLOS

As descrições morfológicas realizadas nas

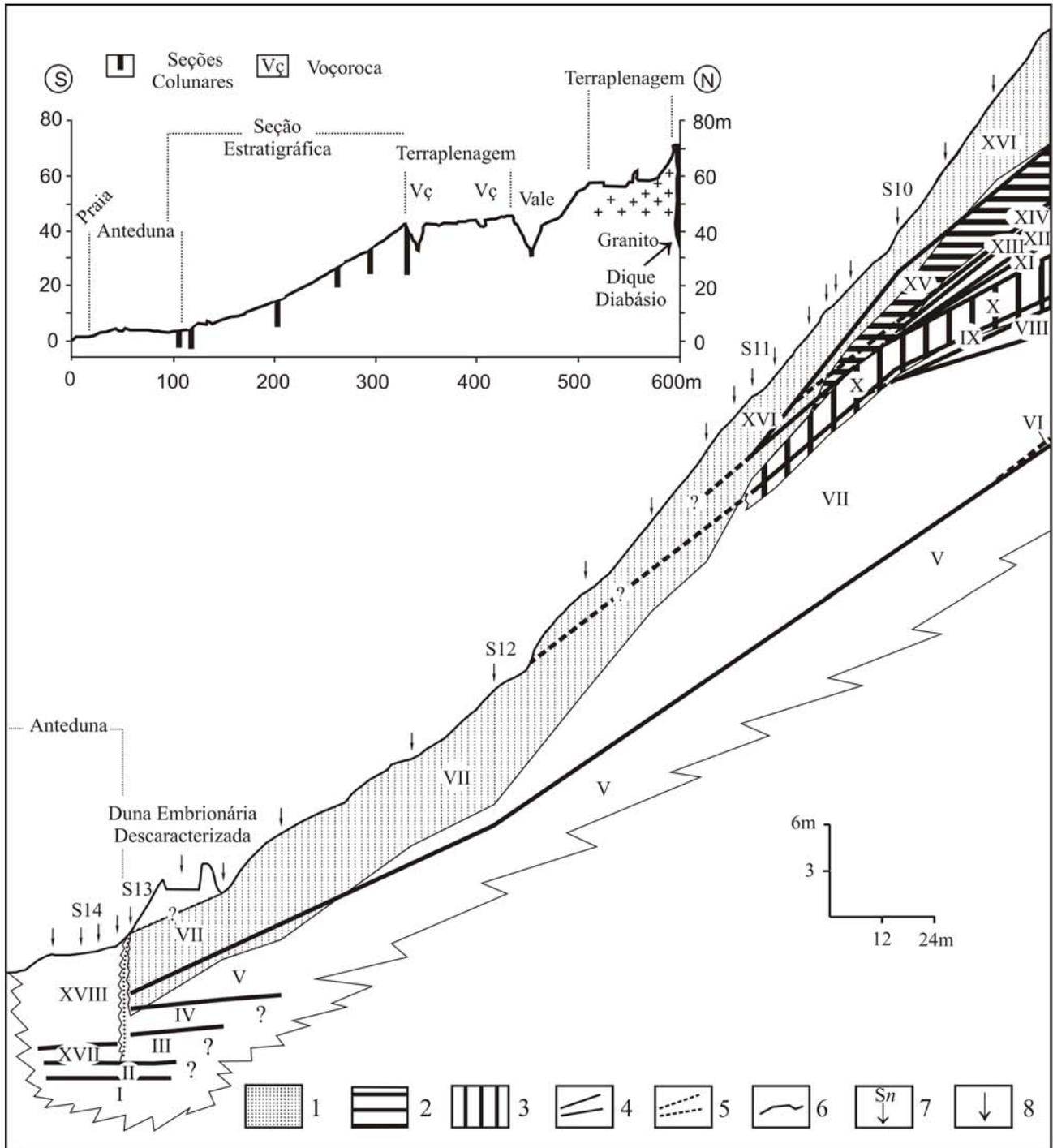


Figura 3 - Seção de correlação estratigráfica. Exemplo do setor da rampa arenosa cuja topografia não foi afetada pela terraplenagem. (1) Paleoargissolo, unidade 3. (2) Paleoargissolo, unidade 2. (3) Paleolatossolo, unidade 1. (4) Limite de camada. (5) Limite de camada inferida. (6) Topografia. (7) Seção colunar. (8) Sondagens complementares.

seções colunares revelaram três paleossolos, designados de unidades pedoestratigráficas 1, 2 e 3 (Tab. 1). A unidade 3 está próxima à superfície do terreno com horizontes dispostos paralelamente à topografia da rampa, enquanto as outras duas unidades ocorrem em sub-superfície (Fig. 3). A unidade 1 corresponde a paleolatossolo vermelho-amarelo e exibe a se-

guinte seqüência principal de horizontes: 6Bw/E''b, 6/7Bwb e 7/8/9B''ib (Fig. 2). Estende-se do Maciço da Galheta, onde o horizonte 6/7Bwb ocorre sobre o embasamento granítico, até o setor que preserva a topografia original da rampa arenosa. Nesse local, o horizonte do paleossolo foi truncado durante a evolução da rampa.

Tabela 1 - Descrições morfológicas dos paleossolos, unidades 3, 2 e 1. (UP) Unidade pedoestratigráfica. (Hz) Horizontes. (Tx) Textura. (ar) areia. (ar-fr) areia franca. (fr-ag-ar) franco-argilo-arenosa. (Est) Estrutura pedológica. (mç) maciça. (bs) blocos subangulares. (*) lamela. (**) interlamela. (Sc) Seco. (st) solta. (dr) dura. (ldr) ligeiramente dura. (Md) molhado. (np) não plástico. (lgp) ligeiramente plástico. (TrInf) Transição inferior. (cp) clara-plana. (ai) abrupta-irregular. (as) abrupta-sinuosa. (cs) clara-sinuosa. (g) gradual. (gs) gradual-sinuosa.

UP	Hz	Cor	Tx	Est	Consistência		TrInf	Observações
					Sc	Md		
3	A	10YR 4/2	ar	mç	st	np	cp	-
	E	10YR 6/6	ar	mç	st	np	cp	-
	E/Bt	*7.5YR 5/8, 5YR 5/6; **10YR 7/4 a 6/8	*ar-fr **ar	*bs **mç	*dr **st	*lgp **np	ai	35% bioturbação; lamelas ligadas lateralmente Bt
	Bt	5YR 4/6 a 2.5YR 4/8	fr-ag-ar	bs	dr	*lgp	cs	20% bioturbação; ausência cerosidade; mosqueamentos
	Bi	7.5YR 5/8	ar/ ar-fr	mç	st	np	gs	manchas 5YR 5/4; localmente nódulos ferromangânicos
2	2E'b	7.5YR 5/6	ar	mç	dr	np	cs	manchas 5YR 5/6
	2E'/B'tb	*5YR 5/8 **10YR 6/4	*ar-fr **ar	*bs **mç	*dr **st	*lgp **np	as	lamelas ligadas lateralmente 2B'tb
	2B'tb	5YR 4/6 a 2.5YR 5/2	ar-fr	bs	dr	lgp	cs	ausência cerosidade; mosqueamentos
	3/4B'ib	7.5YR 5/6	ar/ ar-fr	mç	st	np	gs	traços aureolares de raízes
	6Bw/E''b	2.5YR 4/6 a 5YR 5/6	ar	mç	dr	st	gs-ai	mosqueamentos 7.5YR 6/8
	6/7Bwb	2.5YR 4/6 a 5YR 4/8	ar	mç	ldr	st	g	poros pubulares milimétricos
7/8/9B''ib	7.5YR 5/6 a 6/8	ar	mç	-	st	g	lamelas transição inferior	

As unidades 2 e 3 caracterizam-se como paleoargissolos vermelhos-amarelos abruptos. A unidade 2 foi truncada antes da deposição da camada em que se desenvolveu a unidade 3 (Paisani 2004a). Encontra-se enterrada e tem a seguinte seqüência principal de horizontes: 2E'b, 2E'/B'tb, 2B'tb e 3/4B'ib. A unidade 3 apresenta os horizontes: E, E/Bt, Bt e Bi, cujo horizonte B exibe subdivisões. Nos horizontes E/Bt e 2E'/B'tb dessas unidades se registra faixas de finos - lamelas (Tab. 1), cuja origem está relacionada a evolução regressiva dos horizontes Bt e 2B'tb diante de hidromorfia suspensa (Paisani 2004d).

Os minerais pesados identificados nos horizontes B das três unidades foram: olivina, hornblenda, augita, diopsidio, hiperstênio, andalusita, epidoto, cianita, granada, sillimanita, esfêno, apatita, estaurolita, rutilo, zircão, turmalina clara, turmalina escura e ilmenita. Tais minerais pesados são comuns em rochas ígneas como granito e diabásio, sendo compatíveis com o arcabouço geológico da Ilha de Santa Catarina (Caruso Jr. 1993; Tomazzoli & Pellerin 2001).

A figura 4 traz a abundância versus ordem generalizada de estabilidade química. Verifica-se: a) na unidade 1 maior abundância em direção aos mi-

nerais ultra-estáveis, com maior contraste entre abundância de minerais instáveis e ultra-estáveis que na unidade 2; b) maior homogeneidade na abundância dos minerais pesados entre as subdivisões do horizonte B da unidade 2, com nítida tendência de maior abundância de minerais pesados em direção ao grupo dos ultra-estáveis, sugerindo pronunciada seleção pelo intemperismo diante da deterioração de minerais instáveis e moderadamente instáveis; c) variabilidade na abundância dos minerais entre as subdivisões dos horizontes B na unidade 3, com destaque a sutil redução na abundância dos minerais dos ultra-estáveis para os instáveis, expressando baixa seleção pelo intemperismo.

Em geral, ao se comparar a abundância versus ordem de estabilidade química dos minerais entre as três unidades, percebe-se maior seleção pelo intemperismo da unidade mais recente para a mais antiga, como é esperado em paleossolos autóctones.

Os minerais instáveis como olivina, hornblenda, augita e epidoto são fontes potenciais de óxidos de ferro (Gardner & Pye, 1981). Como a abundância desses minerais nos horizontes B das unidades pedoestratigráficas varia de ausente a escassa, é de se pensar que os percentuais de argila registrados nesses horizontes sejam acumulações *in situ*

geradas pelo intemperismo. Esse resultado tem correspondência com análises micromorfológicas apontadas por Paisani (2004 a, c).

Além dos resultados mineralógicos, outros dois fatos contribuem para se pensar na origem autóctone da fração granulométrica fina (silte e argila) dos horizontes. Os paleossolos estabeleceram-se após a deposição das camadas eólicas X, XV e XVI (Fig. 2), não tendo relação com camadas de dissipação. Ao se comparar a extensão vertical das camadas com a dos horizontes dos paleossolos, constata-se que os horizontes transgridem e raramente exibem limites inferiores coincidentes com camadas (Fig. 2). Contrastes nos percentuais de ar-

gila normalmente correspondem a transições entre horizontes pedológicos, e não a limites entre camadas como proposto por Nascimento (1998).

GEOCRONOLOGIA E CORRELAÇÃO COM EVENTOS PALEOCLIMÁTICOS GLOBAIS

As idades por luminescência foram obtidas em sedimentos de 06 camadas: a) IV, praial; c) X, XIII, XV, eólicas; d) XVIII, praial-eólica. Os resultados estão expostos na tabela 2. As camadas X e XV encontram-se pedogenizadas e as idades permitiram inferir a época de formação dos paleossolos referidos como unidades 1 e 2.

A idade de 124.065 anos AP para a camada praial IV apresenta correspondência com meados do estágio 5e, último interglacial, quando a temperatura tendeu a declinar em direção ao último glacial (5d) (Fig. 5). A idade foi obtida para a última camada da seqüência praial, apontando que o máximo transgressivo foi anterior a essa idade. Embora não se tenham informações de estruturas sedimentares da camada IV, é possível que ela tenha sido gerada em fase de regressão marinha, talvez a gradação granulométrica para areia fina em seu topo seja circunstância dessa fase (Fig. 2). Esse resultado é compatível com o esperado para a camada praial mais antiga, a qual se aventava ter correlação com a Penúltima Transgressão Marinha/Transgressão Cananéia (Paisani 2004a). O evento é amplamente registrado na costa do país e tem idade estimada de ~125.000 anos AP (Suguio *et al.* 1985; Villwock *et al.*, 1986).

A idade de 109.307 anos AP da camada eólica X (Tab. 2), onde se desenvolveu o paleolatossolo, unidade 1, tem correlação com o estágio 5d. Entretanto, esse estágio caracteriza-se como período mais frio, não sendo propício à formação dessa classe de paleossolo. Acredita-se, portanto, que o paleolatossolo se desenvolveu no interestádio 5c, quando a temperatura volta a subir ficando 1° C acima do atual (Cortese & Abelmann, 2002). Pois esse estágio isotópico é sucedido por outra fase de diminuição da temperatura, estágio 5b (estádio), não trazendo condições favoráveis ao desenvolvimento de paleolatossolo.

Entre o interestádio 5e (período quente) e o estágio 5d (período mais frio), a área de estudo registra predomínio de sedimentação eólica (camadas V, VI, VII e X) com fase de dissipação intercalada no final desse período (camadas VII e IX) (Fig. 2). Como as camadas eólicas foram geradas tanto no

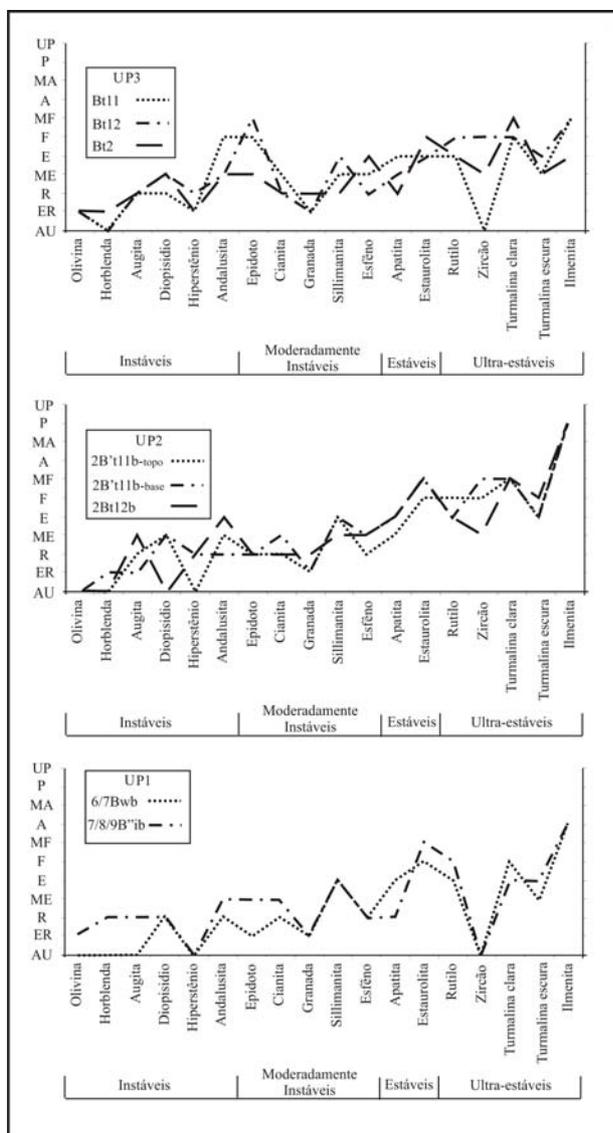


Figura 4 - Minerais pesados da fração areia muito fina identificados nos principais horizontes das unidades pedostratigráficas, segundo a ordem generalizada de estabilidade química e a abundância (Paisani, 2004a). (UP) Ultra-predominante. (P) Predominante. (MA) Muito abundante. (A) Abundante. (MF) Muito freqüente. (F) Freqüente. (E) Escasso. (ME) Muito escasso. (R) Raro. (ER) Excessivamente raro. (AU) Ausente.

Tabela 2 - Resultados das idades por luminescência. (*) ver nomenclatura na figura 3. (UP) unidade pedoestratigráfica. (TL) Termoluminescência em grãos de quartzo. (LOE) Luminescência óticamente estimulada em grãos de feldspato. (AP) Antes do presente.

Amostra	Camada	Litofácies	Horizonte – Paleossolo	Método	Dose equivalente (Gy)	Dose anual (uGy/ano)	Idade (anos AP)
6	XVIII	amf/fPE	-	TL	2,89 ± 0,1	436,00 ± 40,0	6.628 ± 800
5	XV	af/fmE	2B't11b (UP2)	LOE	11,30 ± 0,6	771,00 ± 22,0	14.656 ± 1.200
4	XIII	af/fmE	-	LOE	9,70 ± 0,5	441,00 ± 6,0	21.995 ± 1.400
3	XI	af/fmD	-	LOE	14,00 ± 2,0	417,00 ± 6,0	33.573 ± 2.200
2	X	afE	6/7Bwb (UP1)	LOE	50,50 ± 2,5	462,00 ± 6,0	109.307 ± 9.000
1	IV	amP	-	TL	52,72 ± 3,0	424,94 ± 6,5	124.065 ± 9.000

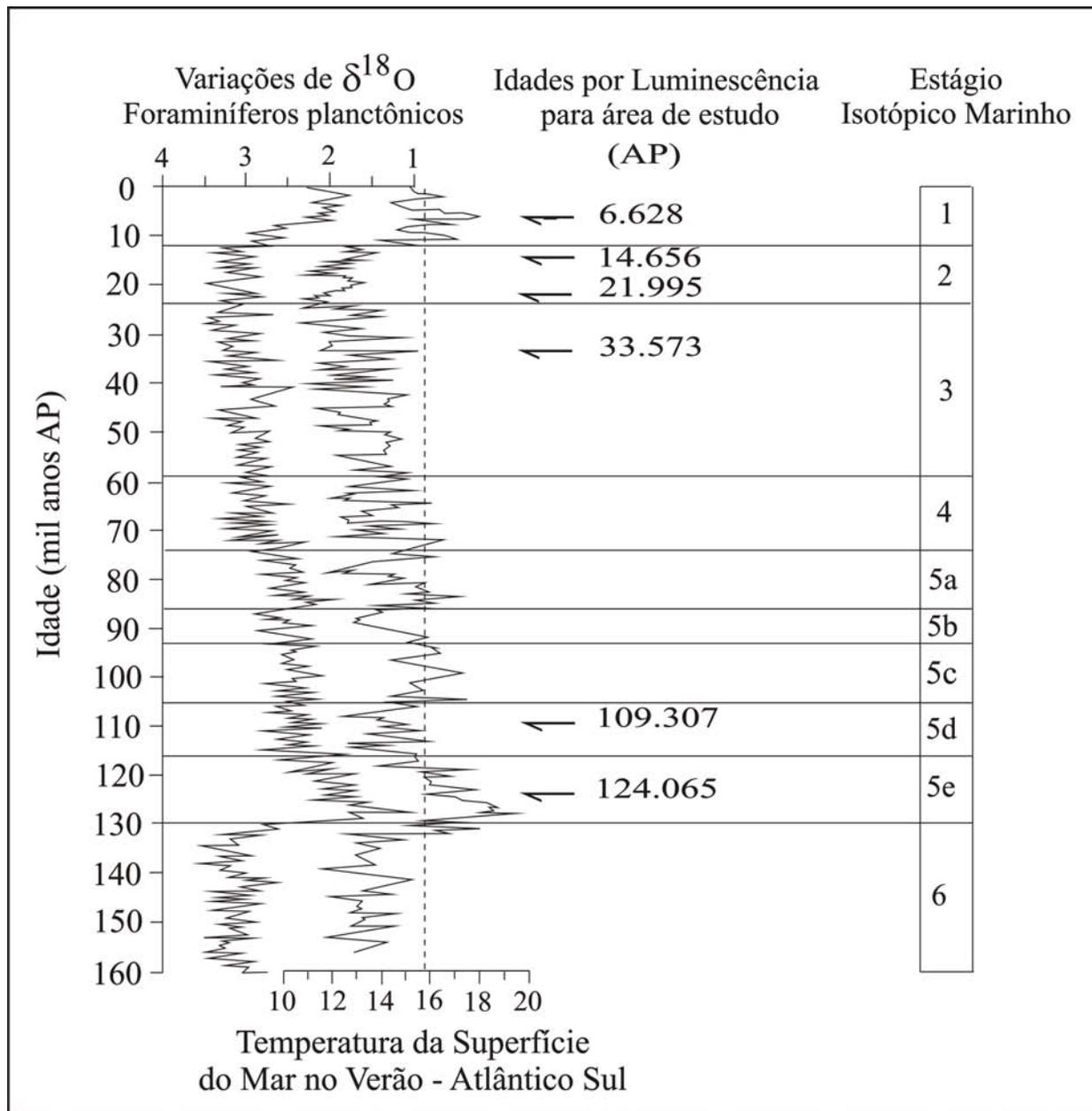


Figura 5 - Comparação das idades do registro estratigráfico da área de estudo com os estágios isotópicos marinhos calibrados para o Atlântico Sul (adaptado de Cortese & Abelmann, 2002). A linha descontínua refere-se à temperatura atual do Atlântico Sul (15.8°C). O aumento nos valores de $\delta^{18}O$ indica queda de temperatura no mar. Os estágios isotópicos 1 e 5 correspondem a períodos interglaciais, sendo que 5b e 5d são fases mais frias (estádios). Os estágios isotópicos 2 e 6 correspondem aos máximos glaciais da penúltima e última glaciação.

período quente (5e), quanto no frio (5d), é possível que a seqüência de camadas de dissipação tenha se formado na transição desses períodos (5e/5d). Porém, a ausência de idades absolutas para as camadas de dissipação deixa em aberto essa questão.

Sobre o paleolatossolo registra-se seqüência de litofácies de dissipação (camadas XI e XII) (Fig. 2). A camada XI apresenta idade de 33.573 anos AP, comparando essa idade com aquela da camada em que se estabeleceu o paleolatossolo, percebe-se um hiato cronológico de pelo menos 77.000 anos (Tab. 2). Esse hiato refere-se à fase de erosão da rampa como documenta o truncamento lateral do paleolatossolo nas seções de correlação estratigráfica (Fig. 3).

A idade obtida para a camada mais antiga da litofácies de dissipação apresenta relação com o estágio isotópico 3, caracterizado por curtas fases de oscilação da temperatura para menos frio no curso do último glacial. A sedimentação eólica pré-dissipação deve ter atuado na área antes de 33.000 anos AP. O período exato é desconhecido, podendo ser em qualquer época entre os estágios isotópicos 5b e 3.

Assentando-se sobre a litofácies de dissipação registra-se a camada XIII, litofácies eólica (Fig. 2), cuja idade é de 21.995 anos AP (Tab. 2). Essa camada exhibe expressiva quantidade de grãos em frações maiores que areia média submetidos exclusivamente à abrasão eólica (Paisani 2004a; 2005). A idade da camada apresenta correlação com o máximo do último glacial que ocorreu no Atlântico Sul entre 28.000 e 17.000 anos AP, entre estágios isotópicos 3 e 2 (Cortese & Abelmann 2002). A correlação estatística entre o declínio da paleotemperatura global rumo ao máximo do último glacial e o aumento de grãos foscos em frações maiores que areia média para as camadas da área, evidencia que a camada XIII registra a maior competência do vento durante o máximo glacial (Paisani 2004a).

A camada eólica XV, onde se formou o paleoargissolo, unidade 2, exhibe idade de 14.656 anos AP (Tab. 2), que é correlacionável com o máximo do último glacial, estágio isotópico 2. As condições favoráveis ao desenvolvimento deste paleossolo ocorreram antes de 12.000 anos AP, no atual interglacial (estágio isotópico 1).

As idades das camadas XIII e XV trazem informação importante quanto a evolução da área. Durante o máximo do último glacial, entre 22.000 e 14.000 anos AP (estágio isotópico 2), a sedimentação eólica é interrompida por fase de dissipação,

gerando camada com linha de grânulos e pedras constituída de sedimentos de encosta (camada XIV).

Sobreposta ao paleoargissolo registra-se a camada XVI, litofácies eólica, que por sua vez desenvolveu outra geração de paleoargissolo, unidade 3 (Fig. 2). A tentativa de estabelecer a idade desse paleossolo levou à coleta de duas amostras, cujos resultados mostraram-se discrepantes em relação à situação estratigráfica da camada e não foram considerados.

A camada XVIII, litofácies praial a eólica, foi gerada em fase de regressão marinha após o último máximo transgressivo registrado na área, que truncou lateralmente a rampa arenosa. Obteve-se a idade de 6.628 anos AP (Tab. 2), a qual situa-se dentro do estágio isotópico 1 e apresenta correlação com a Última Transgressão/Transgressão Santos registrada na costa do país (Suguio *et al.* 1985; Villwock *et al.* 1986). A idade ficou um pouco acima do encontrado no litoral de Santa Catarina para o último máximo transgressivo, que é cerca de 5.200 anos AP (ex. Martin *et al.* 1988; Carujo Jr. 1993; Angulo *et al.* 1999; Souza *et al.* 1999).

CONCLUSÕES

O depósito da rampa arenosa da Praia Mole exhibe camadas eólicas, de dissipação e paleossolos. Predominam camadas eólicas que se mostram mais espessas que as de dissipação, não sendo apropriado designar o depósito de rampa de dissipação.

As camadas eólicas exibem grãos em frações granulométricas superiores a areia média. As camadas de dissipação são constituídas da mistura de sedimentos eólicos com sedimentos de encosta em frações entre areia grossa e grânulos. Sua gênese deve estar relacionada a processos pluviais como sugere Bigarella (1974; 1975). O significado paleoclimático dessa litofácies foi pouco compreendido. O pressuposto teórico de que a sedimentação eólica seria exclusiva de períodos interglaciais, enquanto a dissipação seria de períodos glaciais, não apresenta correspondência com o registro estratigráfico da área de estudo, pois se registra camadas eólicas em ambos os períodos.

Individualizou-se um paleolatossolo e dois paleoargissolos autóctones, cujos constituintes granulométricos da fração fina não resultam da mistura de sedimentos de encosta com eólicos, mas foram gerados pela alteração de minerais pesados de camadas eólicas. O primeiro deve ter se desenvolvido durante o período interestadial 5c, enquanto os outros dois se

formaram do início a meados do atual interglacial. O desenvolvimento sequencial de paleossolos tem sido designado nos trabalhos em paleopedologia de *pedocomplexo* (Catt 1990; 1991). Esse registro é importante para se compreender a evolução da rampa arenosa, pois atesta que durante o transcurso da estabilidade ambiental do atual interglacial ocorreu curta fase de retomada da sedimentação eólica, que pode estar associada à dinâmica costeira durante a última transgressão marinha.

A geocronologia do registro estratigráfico da área revelou que o depósito da rampa arenosa desenvolveu-se a 124.000 anos AP, entre os dois últimos máximos transgressivos registrados na costa brasileira (Suguio *et al.* 1985; Villwock *et al.* 1986), sendo mais recente do que se estimava e apresentando correspondência com os resultados acerca da evolução costeira da Ilha de Santa Catarina (Suguio *et al.* 1985; Martin *et al.* 1988; Caruso Jr. 1993; Grê *et al.* 1995).

Agradecimentos - Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFSC, pelo financiamento das datações por luminescência e análise mineralógica. Ao Departamento de Geociências pelo uso dos Laboratórios de Sedimentologia, Pedologia, Laminação de Solos/Rochas e Mineralogia/Microscopia Ótica. Ao Centro de Estudos de Geologia Costeira da UFRGS pela análise de minerais pesados.

REFERÊNCIAS

- Ab'Saber, A.N. 1966. Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte subsuperficial de cascalhos inhumados do Brasil Oriental. *Notícias Geomorfológicas*, **11**: 59-80.
- Angulo, R.J.; Giannini, P.C.F.; Suguio, K. & Pesenda, L.C.R. 1999. Relative sea-level changes in the last 5.500 years in Southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ¹⁴C ages. *Marine Geology*, **159**:323-339.
- Barreto, A.M.F.; Ângulo, R.J.; Tatum, S.H.; Watanabe, S. & Aya, W.E.F. 1999a. Datações por termoluminescência (TL) de sedimentos da planície costeira de Paranaguá, Estado do Paraná. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 7, 1999, Porto Seguro. *Anais...*, 1 CD-Rom.
- Barreto, A.M.F.; Tatum, S.H.; Suguio, K.; Oliveira, P.E.; Aya, W.E.F. & Watanabe, S. 1999b. - As dunas costeiras inativas do Rio Grande do Norte datadas por termoluminescência e implicações paleoambientais. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 7, 1999, Porto Seguro. *Anais...*, 1 CD-Rom.
- Barreto, A.M.F.; Bezerra, F.H.R.; Suguio, K.; Tatum, S.H.; Yee, M.; Paiva, R.P. & Munita, C.S. 2002. Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea-level change and tectonic implications. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **179**:57-69.
- Behling, H. 1995. Investigations into the Late Pleistocene and Holocene history of vegetation and climate in Santa Catarina (S Brazil). *Vegetation History and Archaeobotany*, **4**:127-152.
- Behling, H. 1998. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. *Review of Paleobotany and Palynology*, **99**:143-156.
- Behling, H. & Negrelle, R.R.B. 2001. Tropical Rain Forest and Climate Dynamics of the Atlantic Lowland, Southern Brazil, during the Late Quaternary. *Quaternary Research*, **56**:383-389.
- Bigarella, J.J. 1974. Structures developed by dissipation of dune and beach ridge deposits. *Catena*, **1**:107-152.
- Bigarella, J.J. 1975. Lagoa dune field (State of Santa Catarina, Brazil), a model of eolian and pluvial activity. *Boletim Paranaense de Geociências*, **33**:133-167.
- Bigarella, J.J.; Mousinho, M.R. & Silva, J.X. 1965a. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. *Boletim Paranaense de Geociências*, **16/17**:117-151.
- Bigarella, J.J.; Mousinho, M.R. & Silva, J.X. 1965b. Considerações a respeito da evolução das vertentes. *Boletim Paranaense de Geociências*, **16/17**:85-116.
- Bigarella, J.J.; Becker, R.D.; Santos, G. F.; Passos, E. & Suguio, K. 1994. *Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais*, v.1, Florianópolis, UFSC, 425p.
- Caruso, M.M.L. 1983. *O desmatamento da Ilha de Santa Catarina de 1500 aos dias atuais*. Florianópolis, UFSC, 158p.
- Caruso Jr, F. 1993. Mapa Geológico da Ilha de Santa Catarina, escala 1:100.000, texto explicativo e mapa. *Notas Técnicas*, Porto Alegre, IG/CECO/UFRGS, n.6, 28p.
- Catt, J. A. 1990. Paleopedology Manual. *Quaternary International*, **6**:1-95.
- Catt, J. A. 1991. Soils as indicators of quaternary climatic change in med-latitude regions. *Geoderma*, **51**:167-187.
- Cortese, G. & Abelman, A. 2002. Radiolarian-based paleotemperatures during the last 160 kyr at ODP Site 1089 (Southern Ocean, Atlantic Sector). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **182**:259-286.
- Curi, N.; Larach, J.O.I.; Kämpf, N.; Moniz, A.C. & Fontes, L.E.F. 1993. *Vocabulário de Ciência do Solo*. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Campinas, 90p.
- EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA 1999. *Sistema brasileiro de classificação de solos*. Brasília/Rio de Janeiro, EMBRAPA, 412p.
- Evans, J.R. 1962. Falling and climbing sand dunes in the Cronese ("Cat") Mountain area, San Bernardino County, California. *Journal of Geology*, **70**:107-113.
- Gardner, R. & Pye, K. 1981. Nature, origin and palaeoenvironmental significance of red coastal and desert dune sands. *Progress in Physical Geography*, **5**:514-534.
- Giannini, P.C.; Barreto, A.M.F.; Suguio, K. & Tatum, S.H. 2001. Idade TL e propriedades sedimentológicas na planície costeira do Rio Grande do Norte. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 8, 2001, Mariluz/Imbê. *Boletim de Resumos*, p.135-136.
- Ghibaudo, G. 1992. Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification. *Sedimentology*, **39**: 423-454.
- Goudie, A.S. 1995. *The Changing Earth: rates of geomorphological processes*. Blackwell. 302p.
- Grê, J.C.R.; Castilhos, J.A. & Horn Filho, N.O. 1994. Morphodynamic and sedimentological study of the "Mole" Beach, Santa Catarina Island, SC, Brazil. In: INTERNACIONAL SEDIMENTOLOGICA CONGRESS, 14, *Abstracts*, pp. J-23.
- Grê, J.C.R.; Castilhos, J.A. & Horn Filho, N.O. 1995. Quaternary deposits of the Pantano do Sul Beach, Santa Catarina Island, Brazil. In: Argollo, J. & Mourguiart, P. (eds.) *Cambios Cuaternarios en América del Sur*, p.121-131.
- Herrmann, M.L.P. 1989. *Aspectos Ambientais da Porção Central da Ilha de Santa Catarina*. Florianópolis. 228p. Dissertação de Mestrado em Geografia, Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina.
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística 1995. *Manual técnico de pedologia*. Série Manuais Técnicos em Geociências, n.4., Rio de Janeiro, IBGE, 104p.
- Isla, F. I. & Espinosa, M.A. 1995. Coastal environmental changes associated with holocene sea-level fluctuation: southeastern Buenos Aires, Argentina. *Quaternary International*, **26**:55-60.
- Justus, A.R.M. 1985. *Contribuição ao estudo dos paleossolos da Ilha de Santa Catarina*. Salvador. 135p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Departamento de Geociências, Universidade Federal da Bahia.
- Lancaster, N. & Tchakerian, V.P. 1996. Geomorphology and sediments of sand ramps in the Mojave Desert. *Geomorphology*, **17**:151-165.

- Mange, M.A. & Maurer, H.F.W. 1992. **Heavy minerals in colour**. Chapman & Hall, 147p.
- Martin, L.; Suguio, K.; Flexor, J.M. & Azevedo, A.E.G. 1988. **Mapa Geológico Quaternário Costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina, escala 1:200.000**, Série Geologia n.28, Seção Geológica Básica n.18, DNPM, Brasília, texto explicativo 40p.
- Miall A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary. In: Miall, A.D. (ed.) **Fluvial Sedimentology**, Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5, p.597-604.
- Nascimento E.E.D.J. 1998. **Contribuição ao estudo de processos erosivos acelerados em áreas de sedimentos costeiros poligenéticos: o caso da Praia Mole – Ilha de Santa Catarina**. Florianópolis. 180p. Dissertação de Mestrado em Geografia, Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina.
- Oliveira, J. B.; Jacomine, P. K. T. & Camargo, M. N. 1992. **Classes gerais de solos do Brasil: guia auxiliar para seu reconhecimento**. 2ed., Jaboticabal, FUNEP, 201p.
- Oliveira, A.M.S. & Queiroz Neto, J.P. 1994. Depósitos tecnogênicos induzidos pela erosão acelerada no planalto ocidental paulista. **Boletim Paulista de Geografia**, 73:91-123.
- Ortega, N.R.S.; Tatumí, S.H.; Arenas, J.A.; Suguio, K. & Watanabe, S. 1993. Datação de sedimentos da Ilha de Cananéia pelo método de termoluminescência. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 5, 1993, Curitiba. **Boletim de Resumos e Programa**, p.31.
- Paisani, J.C. 2001. Estrutura de dissipação: uma revisão conceitual. **Pesquisas em Geociências**, 28 (2):133-140.
- Paisani, J.C. 2004a. **Estratigrafia, significado paleoambiental e evolução de rampa arenosa/dissipação no Balneário Praia Mole – Ilha de Santa Catarina**. Florianópolis. 255p. Tese de Doutorado em Geografia, Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina.
- Paisani, J.C. 2004b. Utilização de diagrfias granulométricas no estabelecimento da lito e pedostratigrafia de rampa arenosa costeira – o caso da Praia Mole (Ilha de Santa Catarina). **Geografia**, 13 (2):139-151.
- Paisani, J.C. 2004c. Micromorfologia aplicada na identificação do estado evolutivo de paleossolos costeiros. In: ENCONTRO DE GEOGRAFIA, 9, e ENCONTRO DE GEOGRAFIA DO SU-DOESTE DO PARANÁ, 3, 2004, Francisco Beltrão. **Anais...**, p.314-317.
- Paisani, J.C. 2004d. Gênese de lamelas (“estruturas de dissipação”) associadas à evolução de paleoargissolos em rampa arenosa – Praia Mole (Ilha de Santa Catarina) / SC, Brasil: subsídios para uma interpretação paleogeomorfológica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 5 (1):29-42.
- Paisani, J.C. 2005. Análise morfométrica e de textura superficial de grãos utilizadas na identificação de litofácies eólica e de dissipação em rampa arenosa/dissipação: o caso da Praia Mole (Ilha de Santa Catarina). **Revista Geosul**, 20 (39):105-118.
- Poupeau, G.; Soliani Jr, E.; Rivera, A.; Loss, E.L. & Vasconcellos, M.B.A. 1988. Datação por termoluminescência de alguns depósitos arenosos costeiros do último ciclo climático, no Nordeste do Rio Grande do Sul. **Pesquisas**, 21:25-47.
- Pye, K. 1993. Late quaternary development of coastal parabolic megadune complexes in northeastern Australia. In: Pye, K. & Lancaster, N. (eds.) **Aeolian Sediments**. Special publication of the International Association of Sedimentologists, n.16, p.23-44.
- Pye, K. & Tsoar, H. 1990. **Aeolian sand and sand dunes**. London, Unwin Hyman, 369pp.
- Raposo, M.I.B.; Ernesto, M. & Renne, P.R. 1998. Paleomagnetism and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating early Cretaceous Florianópolis dike swarm (Santa Catarina Island), southern Brazil. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, 108:275-290.
- Rendell, H.M. & Sheffer, N.L. 1996. Luminescence dating of sand ramps in the Eastern Mojave Desert. **Geomorphology**, 17:187-197.
- Ribeiro M.R., Moura J.R.S. & Mello C.L. 1995. Pedogênese em depósitos coluviais tecnogênicos no médio vale do Rio Paraíba do Sul. In: ENCONTRO DE GEOMORFOLOGIA DO SUDESTE, 1, 1995, Rio de Janeiro. **Anais...**, p.172-173.
- Souza, M.C.; Ângulo, R.J. & Pessenda, L.C.R. 1999. Evolução geológica e paleogeográfica da planície costeira de Itapoá, litoral norte de Santa Catarina. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 7, 1999, Porto Seguro. **Anais...**, 1 CD-Rom.
- Stremme, H.E. 1989. Thermoluminescence dating of the pedostratigraphy of the Quaternary period in NW Germany. **Geoderma**, 45:185-195.
- Suguio, K. 1968. **Sedimentologia**. Centro Paulista de Estudos Geológicos, IG/USP, s/p.
- Suguio, K.; Martin; L.; Bittencourt, A.C.S.P.; Dominguez, J.M.L.; Flexor, J.M. & Azevedo, A.E.G. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, 15:273-286.
- Suguio, K.; Tatumí, S.H.; Kowata, E.A.; Munita, C.S. & Paiva, R.P. 2001. Depósitos pleistocênicos datados por termoluminescência (TL) na Ilha Comprida (SP). In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 8, 2001, Mariluz/Imbé. **Boletim de Resumos**, p.471-473.
- Sweeney, M.R. & Loope, D.B. 2001. Holocene dune-sourced alluvial fans in the Nebraska Sand Hills. **Geomorphology**, 38:31-46.
- Talbot, M.R. & Williams, M.A.J. 1979. Cyclic alluvial fan sedimentation on the flanks of fixed dunes, JanJari, Central Niger. **Catena**, 6:43-62.
- Thomas, D.S.G.; Bateman, M.D.; Mehrshahi, D. & O'Hara, S.L. 1997. Development and environmental significance of an eolian sand ramp of last-glacial age, Central Iran. **Quaternary Research**, 48:155-161.
- Tomazzoli, E.R. & Pellerin, J.R.G.M. 2001. Aspectos geológicos-geomorfológicos do sul da Ilha de Santa Catarina. In: ENCONTRO DE GEÓGRAFOS DE AMÉRICA LATINA, 8, **Trabalhos Completos**, 1, CD-Rom.
- Villwock, L.J.; Tamazelli, E.L.; Loss, E.A.; Dehnhardt, E.A.; Horn Filho, N.O.; Bachi, F.A. & Dehnhardt, B.A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In: Rabassa, J. (ed.) **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**, Balkema-Rotterdam, p.79-97.

