

GEOLOGIA DA ILHA DE SANTA CATARINA, SANTA CATARINA, BRASIL

GEOLOGY OF THE SANTA CATARINA ISLAND, SANTA CATARINA STATE, BRAZIL

Edison Ramos TOMAZZOLI, Joel Robert Georges Marcel PELLERIN (in memoriam),
Norberto Olmiro HORN FILHO

Departamento de Geociências - Universidade Federal de Santa Catarina. Email: edison@cfh.ufsc.br, horn@cfh.ufsc.br

- Introdução
- Materiais e Métodos
- Caracterização Geológica das Unidades Litoestratigráficas e Depósitos Sedimentares
 - Unidades litoestratigráficas
 - Complexo Águas Mornas
 - Granito São Pedro de Alcântara
 - Granito Ilha
 - Suíte Plutono-Vulcânica Cambirela
 - Rochas piroclásticas
 - Granito Itacorubi
 - Enxame de Diques Florianópolis
 - Refusões graníticas
 - Rochas miloníticas e cataclásticas
 - Depósitos sedimentares
 - Depósitos do sistema deposicional continental
 - Depósitos do sistema deposicional transicional
 - Depósitos do sistema deposicional antropogênico
- Síntese da Evolução Geológica do Pré-Cambriano ao Quaternário
- Evolução Tectônica
- Considerações Finais
- Referências

RESUMO - A ilha de Santa Catarina é constituída, geologicamente, por maciços rochosos formados pelo Complexo Águas Mornas, representado por granitos e migmatitos, pelos granitos São Pedro de Alcântara e Ilha, pela Suíte Plutono-Vulcânica Cambirela, composta pelo Granito Itacorubi e rochas vulcânicas ácidas e pelo Enxame de Diques Florianópolis, constituído por diques de composição básica (predominantes), intermediária e ácida. Esses litotipos estão seccionados por milonitos, cataclastos e por falhas/fraturas variadas. Os maciços são alongados segundo direções preferenciais NNE, devido a um condicionamento tectônico gerado pelo rifteamento cretácico. São interligados por sedimentos quaternários inconsolidados que constituem a planície costeira, depositados em diversos ambientes de sedimentação. No mapa geológico da ilha (<http://lmo.ufsc.br/mapa-geologico-da-ilha-de-santa-catarina/>) estão representadas todas essas unidades geológicas.

Palavras-chave: Mapa geológico, Ilha de Santa Catarina, Geocartografia.

ABSTRACT - The Santa Catarina Island shows rocky massifs, geologically constituted by the Águas Mornas Complex, constituted by granites and migmatites, by the granites São Pedro de Alcântara and Ilha, by the Pluto-Volcanic Suite Cambirela, composed by Granite Itacorubi and acidic volcanic rocks and by the Dyke Swarm Florianópolis, constituted by dykes of basic (predominant), intermediate and acid composition. These lithotypes are cutted by milonites, cataclasites and faults / fractures. The massifs are elongated towards NNE preferential directions due to a tectonic conditioning generated by the cretaceous rift. The massifs are interconnected by unconsolidated quaternary sediments that constitute the coastal plain deposited in several sedimentary environments. In the geological map of the island (<http://lmo.ufsc.br/mapa-geologico-da-ilha-de-santa-catarina/>), all these geological units are represented.

Keywords: Geological map, Santa Catarina island, Geocartography.

INTRODUÇÃO

A ilha de Santa Catarina (ISC) está localizada a leste do estado de Santa Catarina na porção central do seu litoral (Figura 1A). Possui uma área de aproximadamente 400km², onde se situa a maior parte da cidade de Florianópolis (SC).

Neste trabalho é apresentada a caracterização das unidades geológicas do pré-cambriano ao quaternário que compõem a ISC, além da evolução geológica e tectônica dessa área. Essas unidades estão representadas no mapa geológico (Tomazzoli & Pellerin, 2014 - <http://lmo.ufsc.br/mapa-geologico-da-ilha-de-santa-catarina/>) que,

embora esteja apresentado na escala 1:50.000, foi elaborado sob base cartográfica em escala 1:2.000 o que, combinado ao elevado grau de detalhamento geológico de suas unidades, torna-o compatível à visualização e impressão em escala 1:10.000.

Dá continuidade à caracterização geológica da ilha, apresentada em Tomazzoli & Pellerin (2015), agora com caracterização mais simplificada dos litotipos e acréscimo de novos elementos como a caracterização dos depósitos quaternários e a evolução geológica e tectônica da área.

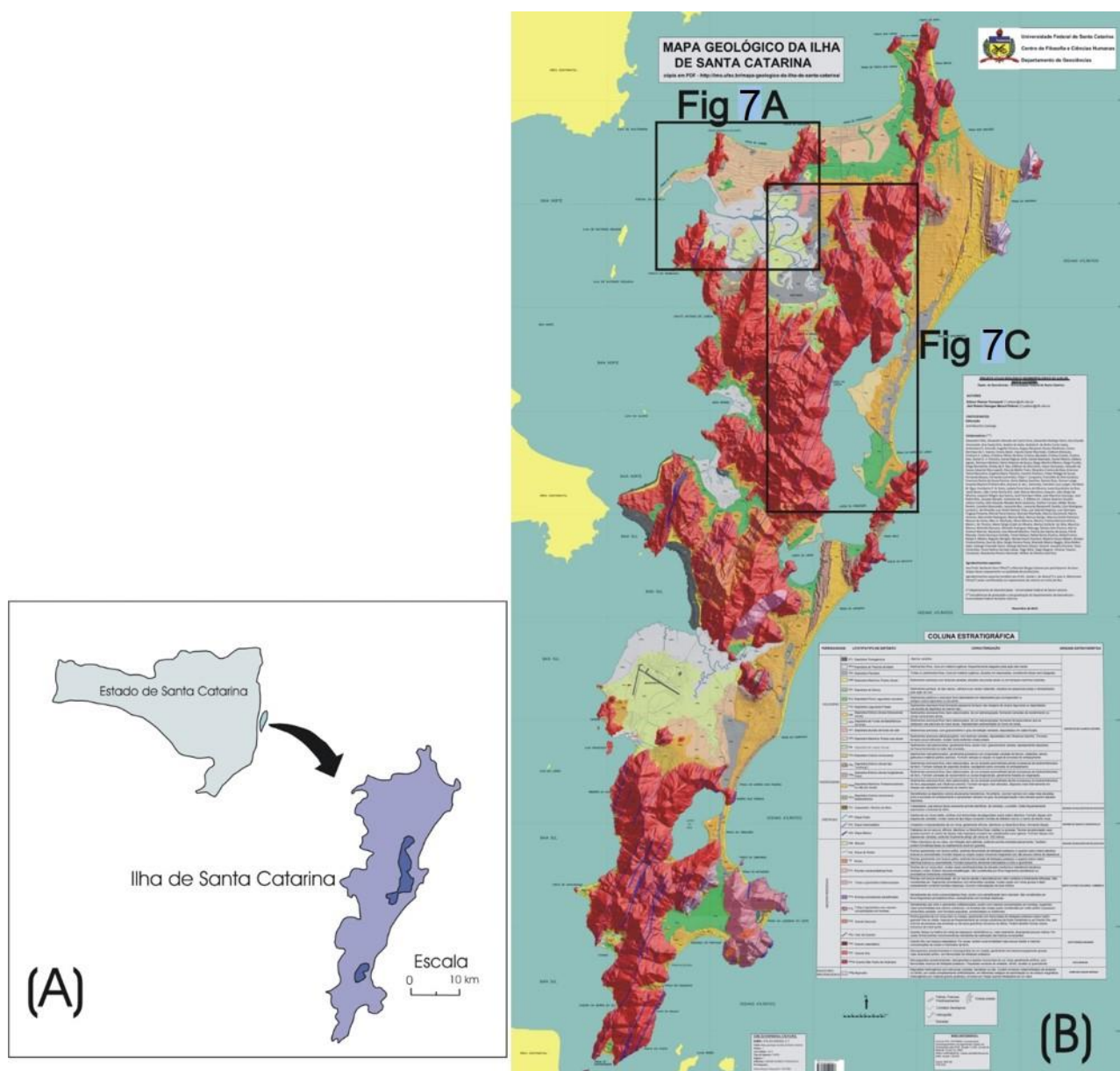


Figura 1 - A) Mapa de localização da ISC. **B)** Mapa geológico da ISC (Fonte: Tomazzoli & Pellerin, 2015). Os retângulos representam áreas ampliadas nas Figuras 7A e 7C. Para visualização detalhada desse mapa, acessar: <http://lmo.ufsc.br/mapa-geologico-da-ilha-de-santa-catarina/>, utilizando, preferencialmente, o navegador Explorer.

MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados e interpretações geológicas apresentados neste trabalho são provenientes do mapeamento geológico de detalhe da ISC, elaborado por professores e estudantes do Departamento de Geociências da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), que durante cerca de 14 anos cobriram os 395,7km² da ISC, num total de 192 dias-campo e 5.100 pontos-

afloramento. A base cartográfica desse mapa (Tomazzoli & Pellerin, 2014), foram as cartas planialtimétricas do Instituto de Planejamento Urbano de Florianópolis (IPUF) do ano de 2002, escala 1:2.000, com curvas de nível de 1 em 1m. Os modelos digitais do terreno (MDTs) e de sombreamento do relevo foram elaborados com as curvas de nível dessas cartas.

CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DOS LITOTIPOS E DEPÓSITOS SEDIMENTARES

Geomorfologicamente, a ISC é dividida em dois grandes domínios: 1) domínio dos maciços rochosos, constituídos pelos litotipos que compõem as unidades litestratigráficas a seguir

relacionadas; 2) domínio das planícies costeiras, compostas por depósitos sedimentares quaternários inconsolidados dispostos por entre esses maciços.

As unidades litoestratigráficas que constituem os morros, montanhas e elevações são elencadas, da mais antiga para a mais recente em Complexo Águas Mornas, Granito São Pedro de Alcântara, Granito Ilha, Suíte Plutono-Vulcânica Cambirela, Enxame de Diques Florianópolis, além de refusões graníticas e rochas miloníticas e cataclásticas.

Os depósitos que constituem o domínio das planícies costeiras são agrupados, do mais antigo

para o mais recente em depósitos do sistema deposicional continental, do sistema deposicional transicional e do sistema deposicional antropogênico.

Unidades litoestratigráficas

Os litotipos da ISC são representados pelas unidades litoestratigráficas da figura 2, englobando rochas ígneas e metamórficas. A caracterização detalhada de cada uma delas pode ser obtida em Tomazzoli & Pellerin (2015).

ERA/PERÍODO	LITOTIPO	UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA
Cretáceo	Cataclasitos/Brechas de falha	Rochas cataclásticas policíclicas
	Dacito (diques)	Enxame de Diques Florianópolis
	Andesito/Traquiandesito (diques)	
	Basalto/Diabásio (diques)	
Neoproterozoico	Riolito (diques e derrames)	Suíte Plutono-Vulcânica Cambirela
	Rochas vulcanoclásticas finas	
	Tufos e Ignimbritos indiferenciados	
	Rochas piroclásticas estratificadas	
	Tufos e Ignimbritos com maiores concentrações em bombas	
	Granito Itacorubi	Suíte Pedras Grandes
	Granito Ilha	Suíte Maruim
Meso/Paleoproterozoico	Milonito	Complexo Águas Mornas
	Migmatito/Ortognaisse	

Figura 2 - Coluna estratigráfica proposta para as rochas da ISC. Fonte: Tomazzoli & Pellerin (2014).

Complexo Águas Mornas

Ocorre constituindo duas elevações no nordeste da ISC (morros dos Ingleses e das Aranhas). Mostra uma associação de rochas extremamente heterogênea formada por granodioritos, localmente foliados, contendo xenólitos de diorito-tonalito em franco processo de assimilação magmática. Essa associação de rochas geralmente está justaposta a bandas de granito rosado e, em determinados setores, apresenta-se cortada por redes veios dessas rochas com espessuras variadas. Ocorrem enclaves microgranulares máficos, representando possivelmente diques sinplutônicos desmembrados.

Em áreas continentais adjacentes rochas desse complexo foram datadas pelo método U-Pb SHRIMP em zircões, registrando idades U-Pb SHRIMP de 2.175±13 Ma para o protólito e de 592±5 Ma para o metamorfismo (Silva et al., 2000).

Na ISC, Corrêa (2016) deu o nome de Associação Granítica Santinho para esse conjunto de rochas. Naquele trabalho não foram encontradas idades mais antigas como nas áreas continentais, apenas idades neoproterozóicas de

609,2±4,4 Ma para os granodioritos e de 606,0±1,5 Ma para os granitos rosados (idades U-Pb com ICP MS-LA em zircão), esses últimos nomeados como Granito Morro das Aranhas. Os xenólitos tonalíticos são mais antigos e foram datados em 620,5±2,4 Ma.

Granito São Pedro de Alcântara

De ocorrência restrita na ISC, esse granito é colocado por Zanini et al. (1997) como membro da Suíte Maruim, de natureza calcioalcalina. Mineralogicamente é constituído principalmente por quartzo, feldspato potássico, biotita e plagioclásio e por minerais opacos, muscovita, biotita, esfeno, zircão, allanita e apatita como constitutivos varietais ou acessórios. Enclaves de tonalito e quartzo diorito são bastante frequentes.

As rochas mostram idades isocrômicas de 566±93 Ma e 600±7 Ma (Basei, 1985), obtidas, respectivamente, pelos métodos Rb-Sr e U-Pb. Corrêa (2016) obteve idade de 584,6±2,7 Ma pelo método ICP MS – LA em zircões, na ISC.

Granito Ilha

O Granito Ilha, integrante da Suíte Intrusiva Pedras Grandes (Zanini et al., 1997) é o litotipo predominante na ISC, apresentando-se de forma

extremamente homogênea em toda a extensão da área estudada. Enclaves são pouco comuns; apenas localizadamente exibe feições cataclásticas ou miloníticas.

Pode ser classificado como sienito ou monzogranito. Apresenta cor cinza-claro ou rosada, textura equigranular hipidimórfica, eventualmente pórfira, média ou grossa. Mineralogicamente, seus constitutivos principais são quartzo, K feldspato, biotita; com allanita zircão, magnetita/ilmenita, e apatita e como minerais acessórios. Como minerais secundários são comuns sericita/muscovita, epidoto, titanita, clorita, fluorita e carbonatos. São cortados frequentemente por veios de aplito/pegmatito com espessura variada

Datações pelo método pelo método ICP MS – LA em zircões, realizada por Corrêa (2016) na ISC, indicaram idades entre 600 e 585 Ma, coerentes com as encontradas nessa unidade em outras regiões.

Suíte Plutono-Vulcânica Cambirela

A Suíte Plutono-Vulcânica Cambirela é constituída por lavas e rochas piroclásticas ácidas diretamente associadas ao chamado Granito Itacorubi (Caruso Jr., 1993; Zanini et al., 1997). É ainda integrada por diques de riolito com espessuras variadas que cortam essa sequência ou, mais comumente, o Granito Ilha.

Segundo Corrêa (2016), utilizando método ICP MS – LA em zircões, a idade de cristalização calculada para essa unidade na ISC varia entre $574 \pm 1,8$ Ma e $594 \pm 2,8$ Ma. De acordo com o autor, nesse intervalo as idades mais antigas correspondem ao Granito Itacorubi e as mais jovens aos derrames ácidos.

Granito Itacorubi

Trata-se de sienito ou monzogranito que ocorre associado às rochas piroclásticas. Apresenta cor cinza claro ou rosada, textura equigranular fina a média ou pórfira, com fenocristais ovóides de feldspato. Pode exibir xenólitos de riolito. O riolito, por sua vez, pode exibir, também xenólitos do granito, o que indica contemporaneidade entre as rochas dessa unidade.

Rochas piroclásticas

Tufos e ignimbritos compõem a maior parte desse pacote de rochas. Apresentam-se muito litificados e são constituídos por cinza fina, cinza grossa e *lapilis* de quartzo e feldspatos, constituindo *lapilli* tufos a cristal. A matriz, de

cor escura, é hemivítrea. Ocorrem ainda bombas e blocos angulosos, arredondados ou fusiformes. Intercaladas a essas rochas ocorrem lentes ou camadas de lava riolítica com textura pórfira, quase sempre em proporções bem menores.

Enxame de Diques Florianópolis

No Enxame de Diques Florianópolis ocorre uma ampla diversidade de litotipos, todos toleíticos, a saber: basaltos alto-Titânio (ATi) e baixo-Titânio (BTi), andesitos basálticos, traquiandesitos basálticos, andesitos, traquiandesitos e dacitos. Formam diques que atingem até 200 m de espessura, com orientação principal N10°-20°E e, secundariamente, N-S, N20°-30°W, e E-W. Predominam os diabásios e basaltos ATi que geralmente com textura afanítica ou equigranular fina a média, raramente pórfira. Gabros ocorrem no interior dos diques mais espessos.

Embora não se enquadrem perfeitamente em nenhum dos tipos propostos, mostram algumas características geoquímicas dos basaltos dos tipos Urubici e Pitanga da Província Magmática Paraná (Peate, 1997; Peate et al., 1999; Tomazzoli, 2011).

Traquiandesitos basálticos e basaltos BTi são mineralogicamente semelhantes aos de ATi. Geoquimicamente mostram algumas características semelhantes às de basaltos do tipo Gramado da Província Magmática Paraná. Costumam formar diques de pequena espessura, com orientação NW ou E-W, que interceptam os diques ATi.

Diques de composição intermediária podem ser simples ou compostos (Taylor et al., 1980) com bordas de andesito basáltico e núcleo de traquiandesito (latito) contendo enxames de enclaves máficos magmáticos (EMM) de andesito basáltico semelhante ao da borda (Tomazzoli & Pellerin, 2008), evidenciando interação entre ambas no estágio magmático (Didier & Barbarin, 1991).

Dacitos pórfiros, com fenocristais de plagioclásio, constituem os termos ácidos do enxame. Foram descritos, primeiramente por Tomazzoli & Lima (2006) na ilha do Arvoredo, extremidade norte do EDF, depois no setor norte da ISC (Tomazzoli, 2010), onde compõem grandes diques, com direções NNE e NNW que se prolongam por aproximadamente 10km. Também formam diques compostos, com bordas de basalto ou andesito basáltico ATi e núcleo de

dacito contendo EMM de litotipos semelhantes aos da borda. Tomazzoli (2011) mostra que textural e geoquimicamente assemelham-se aos dacitos e riolitos tipo Chapecó da Província Magmática Paraná.

Datações Ar-Ar em rochas do EDF (Raposo et al., 1998; Tomazzoli, 2011) mostraram grande dispersão nas idades para o EDF, entre 119 e 140 Ma. Florisbal et al. (2014), utilizando dados U-Pb, sugeriu que a maior parte dos diques do enxame se posicionou, no entanto, na estreita faixa entre 134,7 e 133,9 Ma.

Refusões graníticas

Refusões graníticas, geradas pelo calor proveniente das intrusões dos diques do EDF são observadas em diversos locais da ISC.

Datações K-Ar e Ar-Ar (idade *plateau*) em dique do sul da ISC, associadas a datações pelo método U-Pb (ICP MS LA) em zircões da rocha ácida encaixante acusaram idades entre 126,6 e 128,8 Ma para esse evento de refusão (Tomazzoli, 2014).

Rochas miloníticas e cataclásticas

Milonitos, cataclasitos e brechas de falha ocorrem na ISC de forma bastante restrita. Os milonitos costumam formar finas zonas de cisalhamento dúctil seccionando os granitos, ou, mais comumente no Complexo águas Mornas, compondo extensas faixas de gnaiss milonítico, dobradas ou não. Podem ainda constituir filitos miloníticos de cor clara, compostos por pequenos cristaloclastos oftálmicos de quartzo envoltos por sericita orientada planarmente, como os que ocorrem no início da estrada para o Sertão do Peri, na Costa de Dentro, sul da ISC. Cataclasitos, quase sempre associados às brechas de falha ocorrem, geralmente como zonas de cisalhamento rúptil (ZCR) com poucos metros de espessura, contendo rochas graníticas moídas ou fragmentadas sob condições rígidas, geralmente cimentadas por sílica ou óxidos/hidróxidos de ferro (Fig. 12A). Essas ZCR mostram evidências de serem pós-cretácicas ou, policíclicas, uma vez que, em determinados locais, afetam também diques cretácicos do Enxame Florianópolis.

Depósitos Sedimentares

Os depósitos sedimentares da planície costeira da ISC foram sumarizados do ponto de vista geológico-geomorfológico nos trabalhos anteriores de Caruso Jr. (1993), Livi (2009), Livi & Horn Filho (2010), Horn Filho & Livi (2013)

e Horn Filho et al. (2014).

A coluna estratigráfica proposta por Livi (2009), Livi & Horn Filho (2010), Horn Filho & Livi (2013) e Horn Filho et al. (2014), para os depósitos da planície costeira da ISC (Figura 3), define 13 depósitos, sendo três do sistema deposicional continental, oito do sistema deposicional transicional e dois do sistema deposicional antropogênico. Já Tomazzoli & Pellerin (2014) propuseram 17 depósitos para a planície costeira da ISC, sendo quatro pleistocênicos e 13 holocênicos. Neste trabalho seguir-se-á ambas colunas estratigráficas, tomando como base os mapas geológicos de Horn Livi & Livi (2013) e Tomazzoli & Pellerin (2014).

Depósitos do sistema deposicional continental

Nesse sistema deposicional estão agrupados o Depósito coluvial, o Depósito de leque aluvial e o Depósito aluvial, todos do Quaternário indiferenciado (últimos 2 Ma AP). Representam os depósitos colúvio-aluvionares pleistocênicos e holocênicos e os depósitos de Leque Aluvial definidos por Tomazzoli & Pellerin (2014). Sedimentos mal selecionados resultantes de processos intempéricos atuantes sobre o embasamento e transportados, principalmente, por gravidade, caracterizam o Depósito coluvial. Os pleistocênicos ocorrem em cotas mais elevadas junto às encostas do embasamento, apresentando grau de pedogeneização maior quando comparado aos mesmos depósitos holocênicos. Predomina uma mistura de sedimentos com proporção variada de blocos, seixos, grânulos, areias e pelitos. O Depósito coluvial aflora adjacente ao embasamento próximo a rocha fonte, sob forma de rampas coluviais, constituídos basicamente por uma mistura de sedimentos mais finos e alguns macroclastos de granito e diabásio (Figura 4A), cuja gênese está associada ao retrabalhamento dos elúvios e movimentos de massa da rocha alterada sob forma de fragmentos durante todo o Quaternário. O Depósito de leque aluvial é constituído de sedimentos mal selecionados que provêm do embasamento e dos depósitos coluviais a partir de fluxos torrenciais nas encostas das elevações. Os de idade holocênica definidos por Tomazzoli & Pellerin (2014), são geralmente finos, representando depósitos de fluxos torrenciais na base das encostas.

Depósito	Sistema deposicional	Idade			Interpretação litossedimentológica		
		Período	Época	Ka AP			
Depósito tecnogênico	Antropogênico	Quaternário	Holoceno	5,1	Aterros compostos prioritariamente por detritos úrbicos, gárbicos e espólicos, associados à ocupação urbana		
Depósito do tipo sambaqui					Sítios arqueológicos compostos por sedimentos bioclastos, siliciclastos e artefatos humanos e líticos, sob forma de colinas		
Depósito marinho praial	Sedimentos arenosos de textura variada, resultantes de processos marinhos						
Depósito eólico	Sedimentos arenosos finos, de coloração esbranquiçada, sob forma de dunas móveis e fixas que sofreram o retrabalhamento pela ação eólica						
Depósito lagunar	Sedimentos pelíticos e arenosos finos depositados em ambientes de baixa energia						
Depósito lagunar praial	Depósitos arenosos de textura variada, sob forma de praias e cristas lagunares, desenvolvidos nas margens de lagoas e lagunas						
Depósito flúvio-lagunar	Sedimentos arenosos depositados nas margens lagunares sob influência fluvial						
Depósito de baía	Sedimentos arenosos finos, estratificados, ricos em matéria orgânica, típicos da planície “Entremares”						
Depósito paludial	Sedimentos finos, ricos em matéria orgânica em áreas de baixas altitudes. Apresentam-se na região sob formas de manguezais e turfeiras						
Depósito eólico	Pleistoceno superior				120	Sedimentos arenosos finos, de coloração avermelhada devido à presença de minerais ferrosos. Apresentam-se sob forma de paleodunas e mantos eólicos	
Depósito aluvial	Continental				Quaternário indiferenciado	2.000	Sedimentos mal selecionados transportados através do fluxo dos rios
Depósito de leque aluvial							Sedimentos mal selecionados que provêm do embasamento e depósitos colúviais a partir de fluxos torrenciais nas encostas das elevações
Depósito colúvial							Sedimentos mal selecionados resultantes de processos intempéricos atuantes sobre o embasamento e transportados, principalmente, através da gravidade

Figura 3: Coluna litoestratigráfica proposta para os depósitos da planície costeira da ISC (Horn Filho & Livi, 2013).

O Depósito de leque aluvial grada à jusante a partir dos sedimentos colúviais, sob a forma de leques, podendo ser diferenciados como leque proximal (quando o depósito se encontra próximo à área fonte dos sedimentos), ou leque distal (quando o depósito se encontra longe da área fonte dos sedimentos, apresentando morfologia quase plana e apenas perceptível pela sua textura sedimentar) (Figura 4B). Esse depósito é formado por sedimentos heterogêneos, variando de finos a grossos, imaturos, apresentando coloração avermelhada a amarronzada resultante do espraiamento de sedimentos associado a fluxos torrenciais aquosos nas encostas das elevações.

O Depósito aluvial é composto de sedimentos mal selecionados transportados através do fluxo dos rios da ISC, denominados de Depósitos aluviais de fundo de vale, de idade holocênica (Tomazzoli & Pellerin (2014). Predominam sedimentos arenosos, com granulometria e grau de seleção variáveis depositados em vales fluviais. O Depósito aluvial, associado aos cursos

fluviais, intermitentes ou contínuos, é constituído de sedimentos heterogêneos, compostos predominantemente de areias e lamias, com coloração que varia entre tons de cinza e marrom, com ocasional presença de matéria orgânica (Figura 4C). Os depósitos aluviais caracterizam-se pelo transporte de sedimentos através da energia exercida pelas águas dos cursos fluviais, antigos e/ou atuais, e depositados tanto nas margens dos rios, bem como em áreas de transbordo, durante todo o Quaternário.

Depósitos do sistema deposicional transicional

Nesse sistema deposicional estão agrupados os depósitos relacionados direta ou indiretamente às variações relativas do nível médio do mar ocorridas durante o Pleistoceno e o Holoceno, diferenciadamente. Compreendem os depósitos eólico, paludial, de baía, flúvio-lagunar, lagunar, marinho praial e lagunar praial, acumulados na planície costeira propriamente dita adjacente ao oceano Atlântico, baía de Florianópolis e enseadas.



Figura 4 - A) Detalhe do Depósito coluvial do Quaternário indiferenciado aflorante no morro da Brra da Lagoa, composto por sedimentos mal selecionados em meio aos elúvios provenientes do intemperismo do embasamento cristalino (Fonte: Horn Filho et al., 2014). **B)** Vista para noroeste do Depósito de leque aluvial na localidade do Pântano do Sul, sob a forma de leque aluvial distal que grada na baixa encosta (Fonte: Horn Filho et al., 2014). **C)** Detalhe do Depósito aluvial do Quaternário indiferenciado, composto por sedimentos mal selecionados, de textura pelítica e psamítica, com presença de matéria orgânica (Fonte: Horn Filho et al., 2014).

O Depósito eólico do Pleistoceno superior (120 – 18 Ka AP) é formado de sedimentos arenosos finos, de coloração avermelhada devido à presença de minerais ferrosos, ocorrendo na forma de paleodunas e mantos eólicos que, muitas vezes recobrem os depósitos marinhos praias pleistocênicos. Em determinados setores, como nas praias do Ingleses/Santinho e Joaquina, constituem campos de dunas longitudinais, fixas pela vegetação (Tomazzoli & Pellerin, 2014). Os depósitos marinhos praias pleistocênicos formam terraços mais elevados e dispostos mais internamente quando comparado aos terraços holocênicos. Tomazzoli & Pellerin (2014) diferenciaram ainda outra forma das dunas dos depósitos eólicos pleistocênicos: as dunas do tipo *climbing*, que cavalgam sobre as encostas do embasamento. As dunas *climbing* ocorrem, principalmente, na localidade de Rio Vermelho, norte da ISC, onde podem atingir 110m acima do nível do mar atual, no maciço da praia Mole e junto ao morro do Lampião, na praia do Campeche, ambos no leste de ISC. Os depósitos eólicos pleistocênicos são encontrados principalmente no setor leste da ISC, podendo apresentar estratificação e estruturas de dissipação, cujas altitudes são em média de 15m. Na localidade do Campeche, verificou-se a presença desse depósito com dois horizontes distintos. O horizonte localizado na parte mais inferior do pacote apresentava o sedimento conservado, já o horizonte superior, apresentava grânulos de quartzo entre os sedimentos arenosos finos, oriundos da rampa de dissipação proveniente do Depósito coluvial adjacente (Figura 5A).

Os depósitos holocênicos da planície costeira

da ISC (entre 5,1 Ka AP – presente) podem ser subdivididos de acordo com a energia hidrodinâmica e aerodinâmica e imposta em depósitos de média-alta energia (eólicos e praias) e baixa energia (lagunares, paludiais e de baía).

O Depósito eólico holocênico é constituído de sedimentos arenosos finos, bem selecionados, de coloração esbranquiçada, sob forma de dunas móveis e fixas que sofreram o retrabalhamento pela ação eólica. Caracterizam os Depósitos Eólicos na forma de campos de dunas transversais ativas definidos por Tomazzoli & Pellerin (2014). São restritos à margem leste da ISC, e apresentam predomínio de dunas do tipo barcanóide e parabólica, com algumas formações de dunas transversais nas praias da Joaquina e Ingleses. Do ponto de vista sedimentológico, são compostos por areias finas, podendo apresentar, ainda, lâminas de minerais pesados (Figura 5B).

Os depósitos do ambiente praias podem ser subdivididos em Depósito marinho praias e Depósito lagunar praias. O Depósito marinho praias é constituído de sedimentos arenosos de textura variada, resultantes de processos marinhos e acumulados nas planícies de cordões regressivos litorâneos da ISC e nas 117 praias arenosas, quer sejam oceânicas, de baía ou de enseada. O Depósito lagunar praias é constituído de sedimentos arenosos de textura variada, sob forma de praias e cristas lagunares, desenvolvidos nas margens de lagoas e lagunas, com destaque aos sedimentos acumulados na lagoa do Peri e na laguna da Conceição. Ocorrem também na localidade de Ratoles, norte da ISC, constituindo paleoarco lagunar praias adjacente à paleolaguna de Ratoles

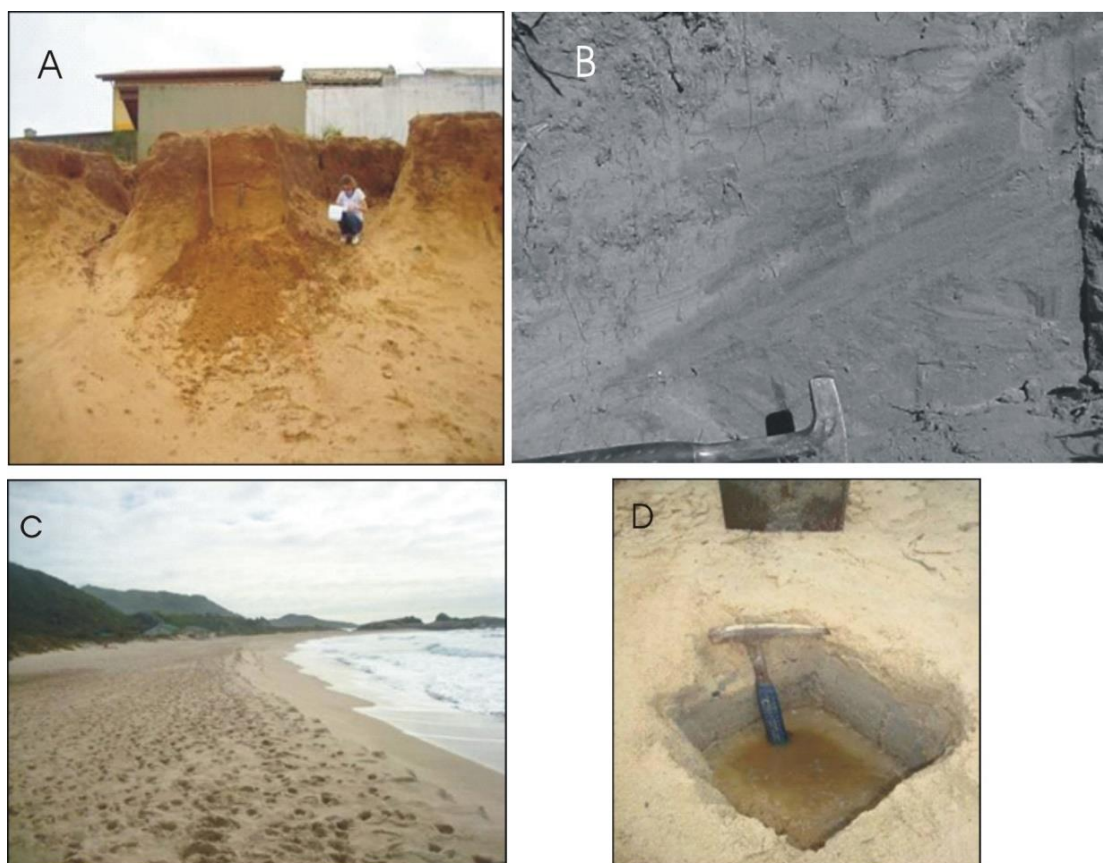


Figura 5 - **A)** Vista para oeste do Depósito eólico do Pleistoceno superior localizado na planície costeira da região do Campeche. (Fonte: Horn Filho et al., 2014) (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, setembro de 2009). **B)** Detalhe do Depósito eólico do Holoceno na praia do Pântano do Sul, composto por areias finas e esbranquiçadas apresentando estratificação cruzada, realçada pela presença de filmes de minerais pesados escuros (Foto de Edison Ramos Tomazzoli, 2007). **C)** Vista para norte do Depósito marinho praial atual aflorante na praia Mole, composto por areias média a muito grossa do setor de pós-praia (Fonte: Horn Filho et al., 2014). **D)** Detalhe do Depósito lagunar praial situado na margem leste da laguna da Conceição, composto por sedimentos arenosos de textura variada com estratificação plano-paralela e presença de biodetritos (Fonte: Horn Filho et al., 2014).

(Comerlato, 2007; Comerlato & Tomazzoli, 2008). Tomazzoli & Pellerin (2014) incluíram ainda no ambiente praial, os denominados Depósitos de Seixos, constituídos de sedimentos grossos, do tipo seixos, calhaus e matações, situados em pequenas praias e retrabalhados pela ação marinha.

O Depósito marinho praial aflora adjacente à linha de costa atual da ISC, bem como ocorre mais interiorizado na planície costeira da costa Norte, mais precisamente nas regiões de Jurerê e Canasvieiras e também na planície “Entremares”, sul da ISC. Estes depósitos, ao representarem o ambiente praial, apresentam-se sob a forma de praias quando adjacentes à linha de costa (Figura 5C), bem como na forma de cordões regressivos litorâneos quando aflorantes no interior da ilha, quando formam extensas planícies e são chamados de Depósitos marinhos praias sub-atuais em Tomazzoli & Pellerin (2014). Do ponto de vista sedimentológico, predominam grãos siliciclásticos

(quartzo e minerais pesados) e eventuais biodetritos, muitas vezes estratificados.

O Depósito lagunar praial aflora nas margens das lagoas da ISC, onde por oscilações de maré ocorre a deposição de sedimentos arenosos. Esse depósito apresenta típica feição de praias lagunares, associado aos cordões de praias lagunares, originados durante os eventos de abaixamento do nível relativo médio do mar e consequente abaixamento do nível das lagoas. Do ponto de vista sedimentológico, são compostos por areias grossas a finas, mal selecionadas, com a presença de biodetritos e estratificação plano paralela (Figura 5D).

O Depósito lagunar e o Depósito flúvio-lagunar são compostos de sedimentos pelíticos e arenosos finos depositados em ambientes de baixa energia, estritamente nas margens lagunares ou nas margens lagunares sob influência fluvial. Tomazzoli & Pellerin (2014) denominaram esses depósitos de Depósitos

Flúvio Lagunares-Lacustres, referindo-se a sedimentos pelíticos e arenosos finos depositados em depressões que correspondem a antigos corpos lagunares ou lacustres.

O Depósito lagunar apresenta forma de terraço lagunar, em áreas com cotas altimétricas de até 5m, sendo compostos por sedimentos arenosos e lamosos, caracterizando um depósito

mal selecionado, com coloração escura, que varia de tons de marrons a cinza, com a presença de teores de matéria orgânica, típico de ambiente redutor (Figura 6A). Esses depósitos se originaram atrás das barreiras arenosas formadas por depósitos eólicos e marinhos praias de mesma idade, sem contato direto com o mar, através de corpos lagunares.



Figura 6 - **A**) Detalhe do Depósito lagunar holocênico, composto por sedimentos mal selecionados, próximo ao rio Papaquara (Fonte: Horn Filho et al., 2014) (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, junho de 2009). **B**) Foto para nordeste do canal retificado do rio do Brás, onde se observa o Depósito flúvio-lagunar (Fonte: Horn Filho et al., 2014) (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, outubro de 2004). **C**) Detalhe do Depósito de baía, composto por sedimentos arenosos finos, com presença de matéria orgânica (Fonte: Horn Filho et al., 2014) (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, setembro de 2009). **D**) Vista para noroeste do Depósito paludial sobre onde se desenvolveu vegetação de mangue, originando o manguezal do Saco Grande (Fonte: Horn Filho et al., 2014) (Foto Norberto Olmiro Horn Filho, junho de 2009).

O Depósito flúvio-lagunar limita-se à costa Norte da ISC aflorando na praia de Canasvieiras, na forma de terraço isolado de superfície plana, em altitudes superiores às do Depósito lagunar adjacente (Figura 6B).

Do ponto de vista sedimentológico, é composto por sedimentos pobremente selecionados de granulometria areno-siltosa com coloração acinzentada e quantidades significativas de matéria orgânica, cuja gênese está relacionada à influência fluvial sobre os sedimentos lagunares progressivamente colmatados durante o Holoceno, cuja influência

é intensificada durante as épocas de cheias.

O Depósito de baía é formado de sedimentos arenosos finos, estratificados, ricos em matéria orgânica, típicos da planície “Entremares”, localizada entre a baía Sul e o oceano Atlântico, nos setores sudeste e sudoeste da ISC. Tomazzoli & Pellerin (2014) denominaram esses depósitos de Depósitos de Fundo de Baía/Bancos de Areia, referindo-se à sedimentos arenosos finos, bem selecionados, de cor esbranquiçada, formando terraços baixos que se destacam nas planícies de maré atuais. Representam sedimentação de fundo de baías.

O Depósito de baía exibe forma de terraço, visto que é resultado da deposição de sedimentos em antigas áreas abrigadas características de paleobaías, sendo constituído de sedimentos bem selecionados, de coloração escurecida e ocasional presença de estratificação (Figura 6C).

O Depósito paludial é composto de sedimentos finos, ricos em matéria orgânica em áreas de baixas altitudes, na forma de manguezais e turfeiras. Tomazzoli & Pellerin (2014) diferenciaram esse depósito em Depósitos de Planície de Maré e Depósitos Paludiais, respectivamente formados de sedimentos finos ricos em matéria orgânica, frequentemente alagados pela ação das marés e turfas ou sedimentos finos, situados em depressões nas regiões semialagadas da ISC, sem influência das marés. O Depósito paludial ocorre associado aos manguezais do Ratoles, Saco Grande, Itacorubi e Rio Tavares.

Do ponto de vista geomorfológico, esse depósito quando localizado próximo a dessem-

bocadura de rios e associado aos manguezais, apresenta feições de planície de maré, e quando representado por turfeiras, apresenta feições de terraço paludial. Origina-se nas margens de lagoas e lagunas, e em áreas alagadas de baixas altitudes.

Quando dispostos sob vegetação de mangue, sofrem influência direta das marés. Representam o ecossistema manguezal nos alagados próximos às desembocaduras de rios, atribui-se assim, a estas áreas, forma de planície de marés (Figura 6D)

Depósitos do sistema deposicional antropogênico

Nesse sistema deposicional estão agrupados o Depósito tecnogênico e o Depósito do tipo sambaqui, ambos do Holoceno. O Depósito tecnogênico, constituem os aterros edificadas na ISC, compostos prioritariamente por detritos úrbicos, gárbicos e espólicos, associados à ocupação urbana. O Depósito do tipo sambaqui representa os sítios arqueológicos compostos por sedimentos bioclastos, siliciclastos e artefatos humanos e líticos, sob forma de colinas.

SÍNTESE DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO PRÉ-CAMBRIANO AO QUATERNÁRIO

A ISC tem sua geologia definida em base em dois elementos principais: as rochas do embasamento, retratadas recentemente em Tomazzoli & Pellerin (2015) e os depósitos sedimentares da planície costeira, descritos em Horn Filho et al. (2014).

As rochas do embasamento formadas desde o Pré-Cambriano, constituem o substrato da ISC e ocupam as elevações da dorsal que atravessa longitudinalmente o corpo insular nos setores Norte, Centro-norte e Sul.

As rochas mais antigas pertencem a unidade litoestratigráfica Complexo Águas Mornas, cujas datações revelaram idade de 2.175 ± 13 Ma para o protólito e 592 ± 5 Ma para o metamorfismo/deformação superimpostos (Silva et al., 2000). Segue na sequência cronológica as rochas do Granito São Pedro de Alcântara que mostraram idades Rb-Sr isocrônicas de, respectivamente, 566 ± 93 Ma e 600 ± 7 Ma (Basei, 1985).

A rocha que ocupa a maior área do embasamento da ISC é representada pelo Granito Ilha, que mostrou, através de datações Rb-Sr, idade de 524 ± 68 Ma (Basei, 1985). Segue a Suíte Plutono-Vulcânica Cambirela, constituída por granito (Granito Itacorubi) diretamente associado a lavas e rochas

piroclásticas ácidas, cujas datações Rb-Sr revelaram idades de 524 ± 68 Ma (Basei, 1985). As rochas mais jovens da ISC pertencem ao Enxame de Diques Florianópolis, intrudidos nos litotipos mais antigos cujas datações Ar-Ar confirmam, intervalos de idades entre 140 e 137 Ma, entre 134 e 127 Ma e entre 123 e 121 Ma (Raposo et al., 1998; Tomazzoli, 2011).

A posição geográfica e ocorrência das rochas do embasamento foram fundamentais para explicar a origem dos depósitos sedimentares em relação à linha de costa, associado aos fluxos torrenciais pluviais e às variações relativas do nível médio do mar ocorridas durante o Quaternário. Desse modo, pode-se inferir a ISC sete estádios geoevolutivos quaternários, sendo assim denominados: Estádio 1: Máximo da transgressão do Pleistoceno inferior e médio; Estádio 2: Máximo da regressão do Pleistoceno inferior e médio; Estádio 3: Máximo da transgressão do Pleistoceno superior; Estádio 4: Máximo da regressão do Pleistoceno superior; Estádio 5: Máximo da transgressão do Holoceno; Estádio 6: Máximo da regressão do Holoceno; Estádio 7: Situação atual.

Nos estádios regressivos marinhos formaram-se os depósitos do sistema deposicional continental (cólvios, leque aluviais e aluviões),

enquanto que nos estádios transgressivos marinhos formaram-se os depósitos do sistema deposicional costeiro ou litorâneo (marinho rasos, lagunares, paludiais, eólicos e de baía).

EVOLUÇÃO TECTÔNICA

Sob o ponto de vista estrutural, o relevo da ISC é fortemente controlado pelas estruturas do Rife da Margem Continental Catarinense (RMCC), disposto a sul do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1991).

O RMCC é de idade provável cretácica e apresenta-se como uma sucessão de *grabens*,

No Estádio 7 são formados os depósitos antropogênicos (tecnogênico e sambaquis), construídos artificialmente pela ação humana, os quais têm alterado a paisagem costeira da ISC.

horsts, rampas e ombreiras de rife orientados predominantemente segundo a direção N20°E, que coincide com a direção de falhas de gravidade principais (Figura 7A). Essas estruturas são truncadas por falhas transversais e de transferência, cuja expressão topográfica é representada por alinhamentos de vales e cristas.

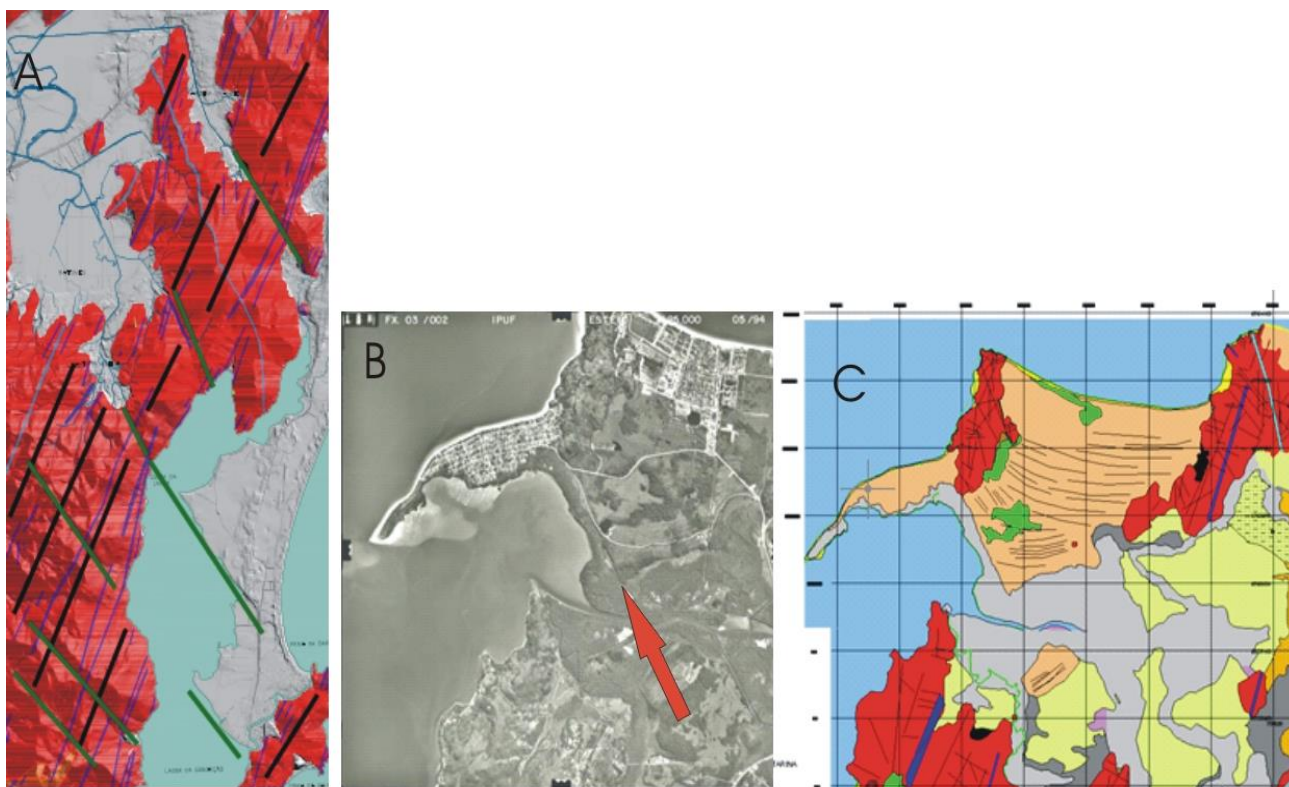


Figura 7 - A) Detalhe do setor centro-norte do mapa geológico da ISC (assinalado com retângulo na Figura 1). Aqui são destacadas as falhas principais do rife do Leste Catarinense (traços pretos) e também as falhas transversais e de transferência desse rife (traços verdes), que também afetam os depósitos quaternários (áreas em cinza). Áreas em vermelho: Granito Ilha; linhas em azul: diques do Enxame Florianópolis. **B)** Fotografia aérea do setor norte da ISC, mostrando lineamento (seta). **C)** mapa geológico (assinalado com retângulo na Figura 1) do setor correspondente a B, mostrando que o lineamento assinalado, o qual representa a reativação de falha transversal do rife, com direção NW, afetando depósitos quaternários. Essa falha delimita o contato entre depósito marinho praiado (de cor areia no mapa geológico) e o depósito paludial (cor cinza).

São essas estruturas e morfoestruturas delas decorrentes que condicionam o relevo da ISC, com seus maciços, alongados preferencialmente segundo a direção NNE, coincidentes com a direção geral das falhas principais do rife.

A maior parte dessas estruturas desenvolveram-se no período Cretáceo, por ocasião da estruturação do rife e da injeção concomitante ou subsequente dos diques do

Enxame Florianópolis.

O maciço granítico neoproterozoico apresenta um padrão complexo de falhas, fraturas e lineamentos orientados preferencialmente segundo N20°-30°E, N10°-20°E, N30°-40°E, N40°-70°W e N80°-90°E (Figura 8A). Estima-se que grande parte dessas estruturas tenham sido geradas por eventos proterozoicos anteriores ao rife e reativadas posteriormente.

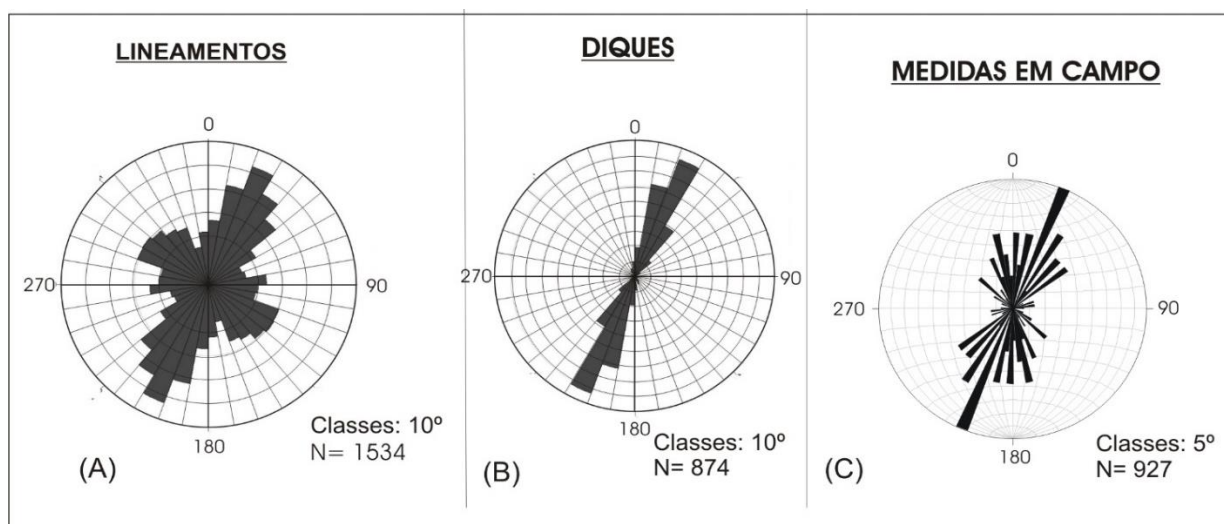


Figura 8 - Diagramas de setores: **A)** de lineamentos, em classes ponderadas por frequência; **B)** - de direções de diques, em classes ponderadas por frequência; **C)** - de falhas/fraturas medidas em campo, o último, extraído de Tomazzoli (2007).



Figura 9 - Falhas transversais do rifte, com direção N40°W interrompidas por fino dique básico, com direção N20°-30°E.

Como exemplo, cita-se o maciço da praia Mole – Galheta, leste da ISC, onde ocorrem falhas e finas zonas de cisalhamento, transversais ao Enxame Florianópolis, interrompidas e por vezes deslocadas pelos diques cretácicos (Figura 9).

Os diques do Enxame Florianópolis são predominantemente verticais ou sub verticais e apresentam-se, principalmente nas direções N20°-30°E, e N10°-20°E como mostram os diagramas de setores da figura 8B.

Embora bem menos frequentes, também ocorrem diques sob as direções N-S, N20°-30°W, e E-W (Figura 9). As direções dos diques coincidem, em termos gerais, com as direções de lineamentos e com as medidas de falhas/fraturas no campo (Figuras 8A e 8C).

Na maioria das vezes os diques apresentam

um padrão em *zig-zag* (Hoek, 1991) o que indica intrusões em nível crustal mais raso e, conseqüentemente, com suas bordas e direções gerais condicionadas por fraturas pré-existent (Figura 10).

A partir da medida da direção que separa dois ângulos internos e correspondentes de diques em *zig-zag*, associadas à sua espessura e inclinação, foi possível definir a direção de máxima distensão sigma 3 (σ_3) para cerca de 36 diques do enxame.

Com essas direções, foi confeccionado o diagrama de setores da figura 11, onde fica evidenciado que, na maioria das vezes, a direção de máxima distensão horizontal (σ_3) é de N70°-80°W, o que corresponde a um sigma horizontal máximo ($\sigma_{1\ Hm\acute{a}x}$) em torno de N10°-20°, coincidente com direção principal do enxame.



Figura 10 - A) Dique com padrão em *zig-zag*. B) Borda de dique em *zig-zag*, acompanhando fraturas do granito encaixante.

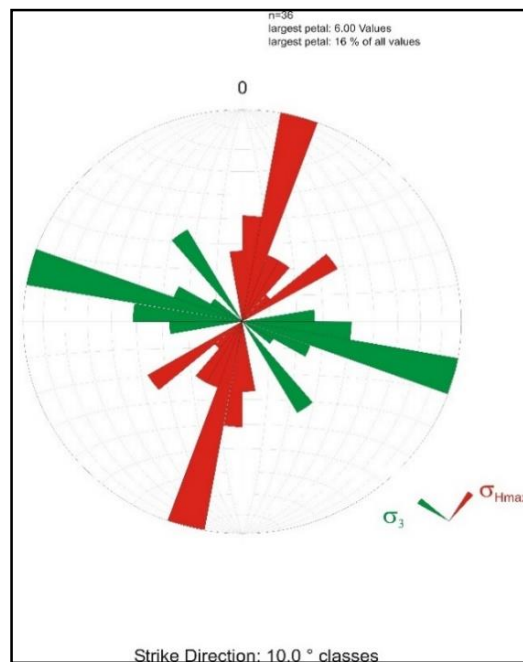


Figura 11 - Diagrama de setores de diques do Enxame Florianópolis, mostrando que a direção de máxima distensão horizontal (σ_3) é de, em média N70°-80°W, o que corresponde a um σ_1 Hmáx em torno de N10°-20°, que coincide com a direção principal do enxame (extraído de Tomazzoli, 2011).

Outros indicadores cinemáticos utilizados para estimar as orientações dos esforços principais foram as estruturas de tipo ponte (Figura 12) e estruturas do tipo chifre (*horn structures*). A Figura 12A mostra dique com direção N40°E, subvertical, cortado por ponte com direção N55°E, evidenciando que ele se posicionou sob esforços transtensivos destrais, com a componente sigma 1 horizontal (σ_1 H) segundo a direção geral da ponte, diverso, portanto, do da maioria dos diques do enxame.

A figura 12B mostra dique com direção N20°E, cortado por ponte de direção N-S, o que indica que se posicionou também em fratura transtensiva, porém sinistral, com a componente σ_1 H segundo essa última direção.

Outro elemento estrutural de grande importância no setor norte da ISC é o gráben da Vargem Grande, condicionado, principalmente, por falhas transtensivas destrais com direção N25°W e N-S (subordinadas). Esse gráben é dividido em dois segmentos interrompidos pelas

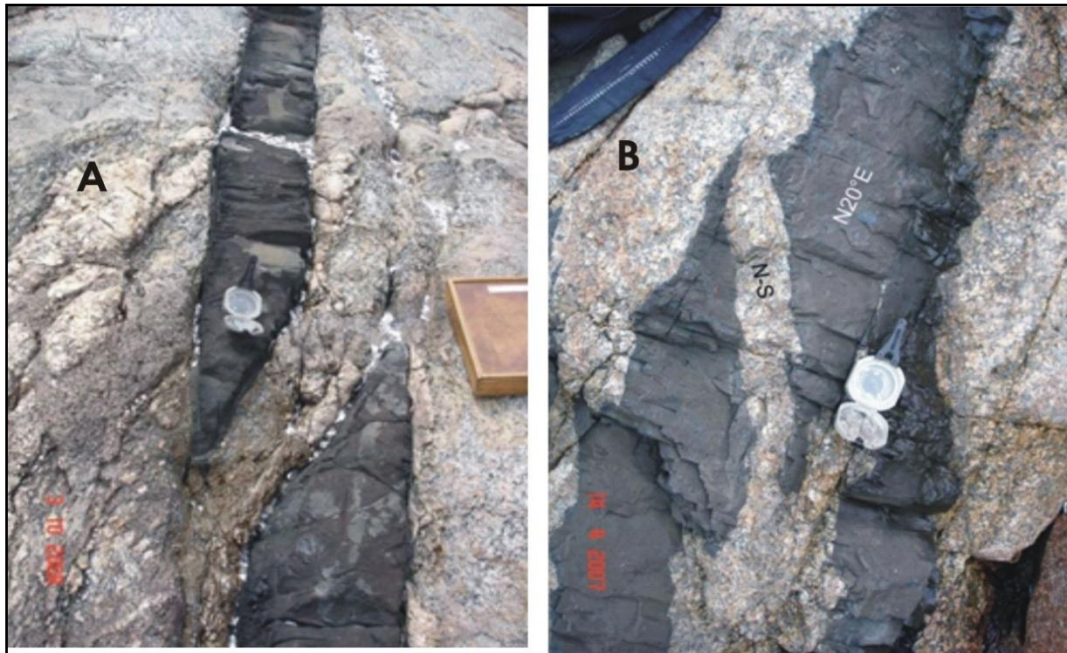


Figura 12 - **A)** Estrutura do tipo ponte, com direção N55°E, cortando dique com direção N40°E, subvertical. **B)** Estrutura do tipo ponte com direção N-S, cortando dique com direção N20°E, subvertical. Fonte: Tomazzoli (2007).



Figura 13 - Imagem de norte para sul mostrando segmento noroeste do gráben da Vargem Grande. Lateralmente ao gráben, observa-se o megadique de dacito (dique com xenólitos), sustentando crista. Fonte: Google Earth.

falhas principais do rifte, de direção N20°E que formam uma crista elevada no terreno. O segmento maior (Figura 11), com largura média de 700m está a noroeste, contém sedimentos quaternários e abriga a localidade de Vargem Grande. O segmento sudeste possui com cerca de 500m de largura e ocorre na localidade de Rio Vermelho. Em paralelo ao gráben da Vargem Grande, ocorre grande dique de dacito do Enxame Florianópolis, com espessura média de cerca de 60m (Figura 13).

Possui direção geral N25°W (mesma direção geral do gráben) e prolonga-se, de forma contínua, por cerca de 8km. É um dos poucos diques do Enxame Florianópolis que possuem expressão de relevo fortemente positiva, sustentando crista elevada, ao invés de uma depressão em forma de cava.

A deformação cenozoica na ISC é caracterizada pela reativação de falhas do rifte cretáceo que ocasionam o desenvolvimento de lineamentos afetando também os depósitos

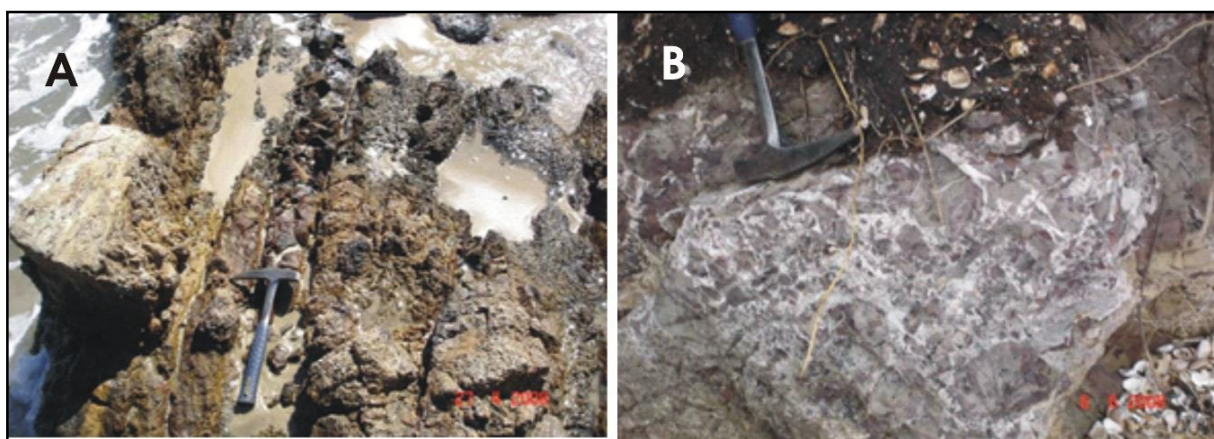


Figura 14 - A) Zona de deformação rúptil, com direção geral N-S, contendo brecha de falha e cataclasito. B) Dique de diabásio nessa zona de deformação rúptil, totalmente fragmentado e cimentado por sílica.

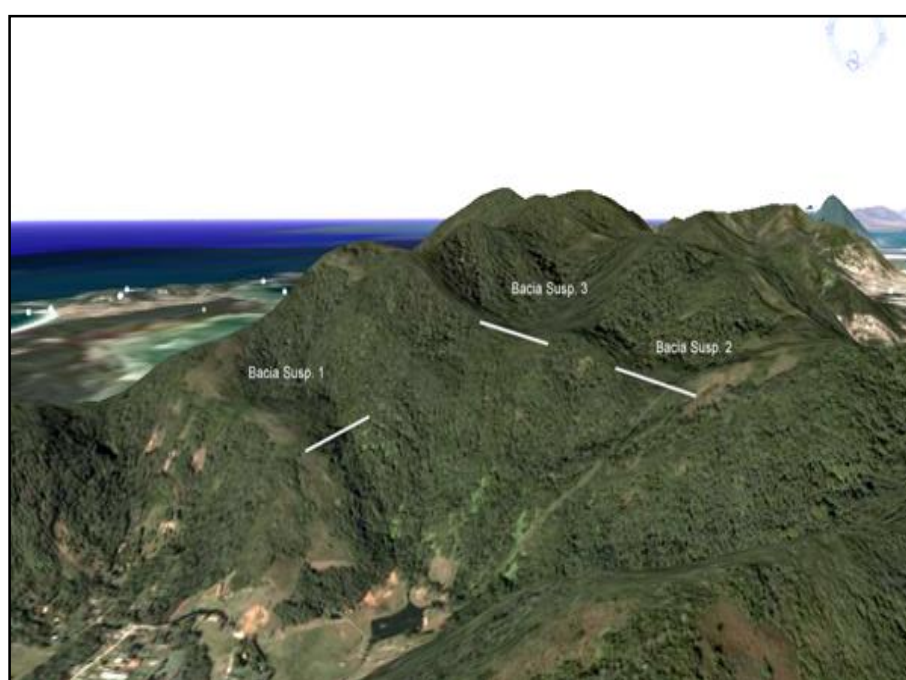


Figura 15 - Sistema de bacias suspensas em vários níveis, na localidade de Canto do Moreira, norte da ISC. As linhas brancas representam os eixos de barramento de drenagem (e quebra de declividade), constituídos por falhas N20°E (bacia 1) e N45°W (bacias 2 e 3). Fonte: Tomazzoli et al. (2007).

quaternários como ocorre na lagoa da Conceição (Figura 7A) e sul da praia da Daniela (Figuras 7B e 7C). A ocorrência de restos de diques de diabásio do Enxame Florianópolis completamente fragmentados em zonas de cataclasitos e brechas de falha (Figura 14B) é outra evidência dessa tectônica pós-cretácica.

A reativação cenozoica das falhas do rifte pode ainda ser constatada por evidências de ordem geomorfológica/morfoestrutural, como a presença os vales suspensos ou alvéolos inter montanas, controlados por essas falhas (Tomazzoli et al., 2007, 2010; Silva, 2012), visualizados na figura 15.

A deformação rúptil proterozoica no maciço

granítico da ISC desenvolveu falhas e fraturas sob direções variadas (Fig. 8A), que foram reativadas posteriormente, principalmente quando da estruturação do Rifte da Margem Continental Catarinense, no Cretáceo. Concomitantemente à estruturação desse rifte, houve a intrusão dos diques do Enxame Florianópolis, sob um campo de tensões no qual a direção de máxima distensão horizontal (σ_3) predominante é de N70°-80°W (Fig. 11), congruente à orientação preferencial do enxame. Observa-se, ainda, que no intervalo entre 120 e 140 Ma, correspondente ao período de posicionamento dos diques, a orientação desse tensor oscilou, assumindo também as

orientações preferenciais de N30°-40°W de E-W. A oscilação dos tensores ao longo desse intervalo de tempo é objeto de pesquisa em andamento (<http://dgp.cnpq.br/dgp/espelholinha/355321147455618655691>) e poderá fornecer dados importantes sobre a evolução tectônica

da margem continental sul brasileira como um todo.

Evidências de reativação das falhas do rifte no Cenozoico (neotectônica), podem ser observadas nas Figuras 7, 14B e 15 e em diversos outros setores da ISC.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os dois mapeamentos geológicos mais recentes realizados na ISC por Horn Filho & Livi (2013) e Tomazzoli & Pellerin (2014) revelaram similaridades entre as unidades litoestratigráficas do embasamento e os depósitos sedimentares da planície costeira.

Como o Granito Ilha é o litotipo que predomina largamente nos maciços rochosos da ISC, ocorrendo de forma homogênea ao longo da maior parte de sua extensão, pode-se supor, inicialmente, uma baixa variabilidade litológica nesses locais. No entanto, a geologia desses maciços, longe de ser monótona, é bastante diversificada, com numerosos litotipos

relacionados a pelo menos sete unidades geológicas pré-cambrianas e mesozóicas bastante complexas, fazendo com que sejam locais interessantes à pesquisa geológica em diferentes áreas que podem ser abordadas sob enfoques diversos.

O Quaternário costeiro da ISC, interliga os maciços rochosos, cuja ocorrência possibilitou a configuração geomorfológica e geológica atual. Os depósitos colúviais, de leques aluviais, aluviais, marinho e lagunar praias, lagunares, de baía e paludais, foram de fundamental importância para a extensão territorial da ISC durante o Quaternário.

REFERÊNCIAS

- BASEI, M.A.S. **O cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina**. São Paulo. 1985. 185p. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- CARUSO JR., F. Mapa geológico da ilha de Santa Catarina – Escala 1:100.000. Texto explicativo e mapa. **Notas Técnicas**, v. 6, p. 1-28, 1993.
- COMERLATO, F. **Sambaquis e reconstituição paleogeográfica da bacia do rio Ratonas, Florianópolis (SC)**. Florianópolis. 2007. Trabalho de Conclusão do Curso (Graduação em Geografia), Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina.
- COMERLATO, F. & TOMAZZOLI, E.R. Sambaquis e reconstituição paleogeográfica da bacia do rio Ratonas, Florianópolis, SC. In: VII SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA E II ENCONTRO LATINO-AMERICANO DE GEOMORFOLOGIA e II ENCONTRO LATINO-AMERICANO DE GEOMORFOLOGIA, 2008, Belo Horizonte. **CD de Resumos Expandidos...**Belo Horizonte: SBG.
- CORRÊA, V.X. Geoquímica, Isotopia e Geocronologia das Rochas Graníticas do Batólito Florianópolis na Ilha de Santa Catarina, SC, Brasil. São Paulo. 2016. 150p. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 2016.
- DIDIER, J. & BARBARIN, B. (Eds). **Enclaves and granite Petrology**. Developments in Petrology 13. Amsterdam: Elsevier, 625p., 1991.
- FLORISBAL, L.M., HEAMAN, L.M., JANASI, V.A., BITENCOURT, M.F. Tectonic significance of the Florianópolis dike swarm, Paraná-Etendeka Magmatic Province: a reappraisal based on precise U-Pb dating. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 289, p. 140-150, 2014.
- HOEK, J.D. A classification of dyke - fracture geometry with examples from Precambrian dyke swarms in the Vestfold Hills, Antarctica. **Geologische Rundschau**, v. 80, n. 2, p.233-248, 1991.
- HORN FILHO, N.O. & LIVI, N.S. **Mapa geoevolutivo da planície costeira da ilha de Santa Catarina, SC, Brasil**. Departamento de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina. ISBN 978-85-60501-10-6. 2013.
- HORN FILHO, N.O.; LEAL, P.C.; OLIVEIRA, J.S. Geologia das 117 praias arenosas da ilha de Santa Catarina, Brasil: as praias de Florianópolis na ilha da magia. Florianópolis, **Novas Edições Acadêmicas**, 220p., 2014.
- LIVI, N.S. **Geologia, geomorfologia e evolução paleogeográfica da planície costeira da ilha de Santa Catarina, litoral Central do estado de Santa Catarina, Brasil, em base ao estudo dos depósitos quaternários**. Florianópolis. 2009. Trabalho de conclusão de curso (Graduação em Geografia). Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina.
- LIVI, N.S. & HORN FILHO, N.O. Geologia e geomorfologia da planície costeira da ilha de Santa Catarina, litoral Central do estado de Santa Catarina, Brasil, em base ao estudo dos depósitos quaternários. In: HORN FILHO, N.O. (Org.). **Roteiros geológico-oceanográficos costeiros ao longo da ilha de Santa Catarina**, Santa Catarina, Brasil. Cadernos Geográficos/Universidade Federal de Santa Catarina. Centro de Filosofia e Ciências Humanas. Departamento de Geociências. Florianópolis: Imprensa Departamento de Geociências, n. 27, 2010.
- PEATE, D.W. The Paraná-Etendeka province. In: MAHONEY, J.J.; COFFIN, M.F., (eds), **Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism: Geophysical Monograph Series**, 100p. 438, 1997.
- PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.M.S.; ROGERS, N.W.; TURNER, S.P. Petrogenesis and stratigraphy of the high Ti/Y Urubici magma type in the Paraná flood basalt province and implications for the nature of "Dupal"- type mantle in the South Atlantic region. **Journal of Petrology**, v. 40, p. 451-473, 1999.
- RAPOSO, M.I.B., ERNESTO, M., RENNE, P.R. Paleomagnetism and 40Ar/39Ar dating of the early Cretaceous Florianópolis dike swarm. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 108, n. 4, p. 275-290, 1998.
- RICCOMINI, C. **O rift continental do Sudeste do Brasil**. São Paulo. 1991, 256p. Tese (Doutorado), Universidade de São Paulo.
- SILVA, L.C.; HARTMANN, L.A.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. Zircon U/Pb SHRIMP dating of a

- Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic granitic gneissic terranes, southern Brazil. **American Mineralogist**, v. 85, p. 649-667, 2000.
- SILVA, M.C.M. **Caracterização do sistema de bacias suspensas do morro da Lagoa, Florianópolis-SC, sob o ponto de vista geomorfológico e ambiental**. Florianópolis. 2012. 61p. Trabalho de Conclusão de Curso. (Graduação em Geografia) Depto. de Geociências, Universidade Federal de Sta. Catarina.
- TAYLOR, T.R., VOGEL, T.A., WILBAND, J.T. The composite dikes at Mount Desert Island, Maine: an example of coexisting acid and basic magmas. **Journal of Geology**, n. 88, p. 433-444, 1980.
- TOMAZZOLI, E.R. O Enxame de Diques Florianópolis, no Setor Norte da Ilha de Santa Catarina (SC). In: XI SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 2007, Natal. **Anais...**Natal: Sociedade Brasileira de Geologia.
- TOMAZZOLI, E.R. Rochas ácidas associadas ao Enxame de Diques Florianópolis, Província Magmática Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45, 2010, Belém. **Anais...** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 2010.
- TOMAZZOLI, E.R. Enxame Florianópolis-Ilha de Santa Catarina. In: **Projeto: “Tectônica rúptil meso-cenozoica e magmatismo associado: estudo integrado do embasamento adjacente à bacia de Santos, S-SE do Brasil”**. Rio de Janeiro (RJ). Convênio PETROBRAS e Universidade do Estado do Rio de Janeiro – UERJ. Convênio Específico Nº 9. Termo de Cooperação Nº 0050.0022710.06.4. (inédito). 2011.
- TOMAZZOLI, E.R. Idade cretácica em granitoide na ilha de Santa Catarina (SC). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 47, 2014, Salvador. **Anais...** Salvador. Sociedade Brasileira de Geologia.
- TOMAZZOLI, E.R. & LIMA, E.F. Magmatismo ácido-básico na ilha do Arvoredo - SC. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, p. 57-76, 2006.
- TOMAZZOLI, E. R.; PARIZOTO, D.G.V. ; COVELLO, C. ; MACHADO, M.A. ; BENEDET, C. ; BACK, M. . Geologia e Geomorfologia do Sertão do Peri - Florianópolis/SC. In: VIII SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, VIII e ENCONTRO ÍBERO-AMERICANO DE GOMORFOLOGIA, I, 2010, Recife - PE. **Anais do VIII SINAGEO, 2010**. v. CD. TOMAZZOLI, E. R. Rochas ácidas associadas ao Enxame de Diques Florianópolis, Província Magmática Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45, 2010, Belém. **Anais...** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 2010, PAP003834. 2010
- TOMAZZOLI, E.R. & PELLERIN, J.R.M. O Enxame de Diques Florianópolis na ilha de Santa Catarina (SC): mapa geológico. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, IV, 2008, Foz do Iguaçu. **Anais...** Foz do Iguaçu: Sociedade Brasileira de Geologia.
- TOMAZZOLI, E.R. & PELLERIN, J.R.M. **Mapa geológico da ilha de Santa Catarina**. Departamento de Geociências UFSC. 2014. Disp. em <http://lmo.ufsc.br/mapa-geologico-da-ilha-de-santa-catarina/> acessado em 27mar2016. 2014.
- TOMAZZOLI, E.R. & PELLERIN, J.R.M. Unidades do mapa geológico da ilha de Santa Catarina: as rochas. **Geosul**, v. 30, n. 60, p. 225-247, 2015.
- TOMAZZOLI, E.R.; PELLERIN, J.R.M.; MARCEL, J.R. Compartimentação do Setor Nordeste da Ilha de Santa Catarina com Base em Critérios Geoambientais. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE CARTOGRAFIA GEOTÉCNICA E GEOAMBIENTAL, 6º, 2007, Uberlândia (MG). **Anais** (CD) - Seção Cartografia Geotécnica e Geoambiental Aplicadas ao Planejamento Urbano e Territorial. São Paulo (SP): ABGE - Associação Brasileira de Geologia de Engenharia e Ambiental, 2007.
- TOMAZZOLI, E.R.; PARIZOTO, D.G.V.; COVELLO, C.; MACHADO, M.A.; BENEDET, C.; BACK, M. Geologia e Geomorfologia do Sertão do Peri - Florianópolis/SC. In: VIII SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, VIII e ENCONTRO ÍBERO-AMERICANO DE GOMORFOLOGIA, I, 2010, Recife - PE. **Anais do VIII SINAGEO, 2010**. v. CD.
- ZANINI, L.F.P.; BRANCO, P.M.; CAMOZZATO, E.; RAMGRAB, G.E. (Orgs.) **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Florianópolis (FolhaSH.22-Z-D-V) e Lagoa (Folha SH.22-Z-D-VI)**. Mapas. Escala 1:100.000 Brasília. CPRM, 252p. 1997.

*Submetido em 02 de agosto de 2016
Aceito em 28 de fevereiro de 2018*