

REARRANJO FLUVIAL COMO MECANISMO DE EVOLUÇÃO
DO RELEVO EM ESCARPAS DE MARGEM PASSIVA:
SERRA GERAL CATARINENSE, SUL DO BRASIL



Michael Vinicius de Sordi
André Augusto Rodrigues Salgado
Julio Cesar Paisani

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

MICHAEL VINICIUS DE SORDI

**REARRANJO FLUVIAL COMO MECANISMO DE EVOLUÇÃO DO RELEVO EM
ESCARPAS DE MARGEM PASSIVA: SERRA GERAL CATARINENSE, SUL DO
BRASIL**

TESE DE DOUTORADO

BELO HORIZONTE

2018

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

MICHAEL VINICIUS DE SORDI

**REARRANJO FLUVIAL COMO MECANISMO DE EVOLUÇÃO DO RELEVO EM
ESCARPAS DE MARGEM PASSIVA: SERRA GERAL CATARINENSE, SUL DO
BRASIL**

Tese de Doutorado apresentada ao
Programa de Pós-Graduação em
Geografia da Universidade Federal de
Minas Gerais como requisito a obtenção
do título de doutor em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. André Augusto Rodrigues Salgado
Co-Orientador: Prof. Dr. Julio Cesar Paisani

BELO HORIZONTE

2018

S713r Sordi, Michael Vinícius de.
2018 Rearranjo fluvial como mecanismo de evolução do relevo em
escarpas de margem passiva [manuscrito] : Serra Geral Catarinense, sul
do Brasil. / Michael Vinícius de Sordi. – 2018.
xvii, 254 f., enc.: il. (principalmente color.)

Orientador: André Augusto Rodrigues Salgado.
Coorientador: Julio Cesar Paisani.
Tese (doutorado) – Universidade Federal de Minas Gerais,
Departamento de Geografia, 2018.
Área de concentração: Análise Ambiental.
Bibliografia: f. 153-171.
Inclui apêndices.

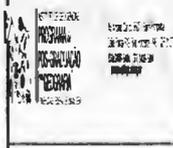
1. Geomorfologia – Santa Catarina – Teses. 2. Tempo geológico –
Teses. 3. Relevo – Santa Catarina – Teses. 4. Sedimentos fluviais –
Santa Catarina – Teses. 5. Solos – Erosão – Santa Catarina – Teses. I.
Salgado, André Augusto Rodrigues. II. Paisani, Julio Cesar. III.
Universidade Federal de Minas Gerais. Departamento de Geografia. IV.
Título.

CDU: 551.4 (816.4)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA



FOLHA DE APROVAÇÃO

REARRANJO FLUVIAL COMO MECANISMO DE EVOLUÇÃO DO RELEVO EM ESCARPAS DE MARGEM PASSIVA: SERRA GERAL CATARINENSE, SUL DO BRASIL

MICHAEL VINÍCIUS DE SORDI

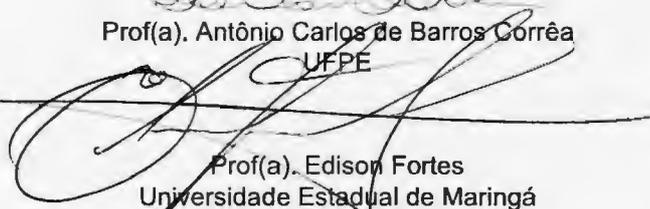
Tese submetida à Banca Examinadora designada pelo Colégio do Programa de Pós-Graduação em GEOGRAFIA, como requisito para obtenção do grau de Doutor em GEOGRAFIA, área de concentração ANÁLISE AMBIENTAL.

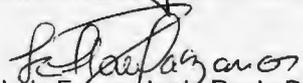
Aprovada em 03 de abril de 2018, pela banca constituída pelos membros:


Prof(a). André Augusto Rodrigues Salgado - Orientador
UFMG


Prof(a). Antonio Pereira Magalhaes Junior
UFMG


Prof(a). Antônio Carlos de Barros Corrêa
UFPE


Prof(a). Edison Fortes
Universidade Estadual de Maringá


Prof(a). Luiz Fernando de Paula Barros
Instituto de Geociências - UFMG

Belo Horizonte, 3 de abril de 2018.

*Dedico tese a meus pais Marta Palavicini e
Paulinho Roberto de Sordi (In Memoriam),
tios Ana e Nelson Fávero*

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer primeiramente meu orientador André Augusto Rodrigues Salgado por todos os ensinamentos e a grande experiência que compartilhou comigo durante os anos de Doutorado, e também ao meu co-orientador prof. Julio Cesar Paisani que tanto auxiliou a enriquecer esta tese e me ajudar a crescer como geomorfólogo. A toda equipe ASTER (CEREGE, França) (em especial a Laëtitia Leanni, Régis Braucher, George Aûmaitre, Karim Kerradouche) e aos professores Didier Bourlés e Lionel Siame pelas discussões e os grandes ensinamentos que enriqueceram a presente tese e todo o conhecimento transmitido. Lembro aqui também de meu orientador de iniciação científica e mestrado, prof. Edison Fortes, que me ajudou a dar os primeiros passos na carreira acadêmica. O agradecimento se estende aos bons amigos geógrafos Karine Vargas, Carmélia Oliveira e Edivando Vítor do Couto que tanto me apoiaram nessa caminhada. Ao apoio e companheirismo dos colegas do IGC e do GEMA, especialmente ao amigo Rodrigo Lemos. Aos amigos Guilherme Moraes Balbim, Paulo Vitor Suto Aisawa, Rafael Passafaro, Monique Oliveira e Eduardo Senedeze por compartilhar os momentos mais difíceis e também os mais felizes ao longo dessa grande caminhada da vida. A minha família, meus irmãos de sangue Tiago e Roberta Fávero, meus tios Ana e Nelson e minha mãe, Marta: sem vocês nunca teria chegado aqui.

Muito Obrigado.

*You never want to fight against the river law.
Nobody rules the waves.
Mark Knopfler*

RESUMO

A evolução de longo-prazo de escarpas de margem passiva e terrenos adjacentes a elas é um dos principais objetos de estudo na geomorfologia e das ciências da terra em geral. Apesar de avanços recentes terem sido feitos através de análises com nuclídeos cosmogênicos e termocronologia, ainda existem muitas áreas ao redor do globo, inclusive no Brasil, onde a evolução dessas áreas é pouco compreendida. No estado de Santa Catarina, sul do Brasil, a Serra do Mar, principal escarpamento marginal brasileiro, foi erodida pelo rio Itajaí-Açu como consequência da erosão remontante. Desta forma, as cabeceiras modernas do rio Itajaí-Açu se localizam, cerca de 200 km a oeste da costa, na Escarpa da Serra Geral. Além disso, na área estudada a escarpa da Serra Geral corresponde ao divisor hidrográfico entre as três principais bacias hidrográficas do Sul do Brasil: Itajaí-Açu, Paraná (Iguaçu) e Uruguai. Na presente tese são demonstrados resultados baseados em dados de elevação provenientes de radar (SRTM e ALOS-PALSAR), fusão de imagens aéreas e *Landsat*, análises *in-loco* e taxas de denudação provenientes da concentração de ^{10}Be cosmogênico em sedimentos fluviais (areias) com objetivo de compreender a evolução quaternária da área da Serra Geral. Oito (8) diferentes compartimentos geomorfológicos foram diferenciados, resultantes da ação diferencial do processo erosivo sobre substratos geológicos de diferentes composições, estruturas e gêneses e diferentes níveis de base regionais: Itajaí-Açu, Iguaçu (Paraná) e Uruguai. As oito unidades geomorfológicas mapeadas podem ser divididas em dois compartimentos: Depressão do Itajaí-Açu, onde os compartimentos são o Planalto intermediário no limite entre bacias oceânicas e continentais e a Depressão do Alto Itajaí-Açu; e o Planalto de Santa Catarina, onde foram delimitadas seis unidades: Planalto do rio Negro; Planalto do rio Canoinhas; Planalto intermediário interior; Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu; Planalto de Caçador; Planalto do rio Canoas. A influência da morfoestrutura sobre os processos erosivos se manifesta por meio do direcionamento do processo de migração de canais, da elevada densidade de falhas/fraturas e *knickpoints* e pela direção dos canais de primeira ordem – que se mostram orientados segundo sistemas de falhas bem conhecidos para a Bacia Sedimentar do Paraná: E – W e N – S. As áreas que apresentam maior densidade de elementos estruturais (*knickpoints* e lineamentos) coincidem com as áreas de maior intensidade do processo erosivo e que se mostram preferenciais para processos de rearranjos fluviais. Ainda, a rede de drenagem se caracteriza por exibir dois tipos de vales mais frequentemente: i) vales em ‘V’ profundos, sem planície de inundação, onde geralmente os rios correm diretamente sobre as rochas e; ii) vales abertos, planos e com amplas áreas inundáveis. Na área estudada a morfologia dos vales é resultado das características estruturais das rochas, principalmente a atitude/fraturamento e o falhamento. A dissecação do relevo é comandada pela rede de drenagem a partir dos afluentes dos rios: i) Canoas e Peixe (afluentes do rio Uruguai) a sudoeste e ii) Itajaí-Açu a leste. Ainda é possível estabelecer uma hierarquização do grau de dissecação: (i) áreas pertencentes à bacia hidrográfica do Itajaí são as mais dissecadas, com maior amplitude altimétrica, maior densidade de drenagem e nível de base mais baixo; os perfis são mais íngremes e os valores de RDE elevados; (ii) porções menos dissecadas, de baixa amplitude altimétrica e densidade drenagem e nível de base mais elevado pertencem bacia hidrográfica do Iguaçu; os perfis topográficos são mais suaves e os valores de RDE mais baixos e (iii) áreas pertencentes à bacia hidrográfica do Uruguai, apresentam níveis de dissecação, amplitude altimétrica e densidade de drenagem intermediária, assim como seus perfis e os valores de RDE. Ao longo da Serra Geral, feições de drenagem como cotovelos, vales super-dimensionados, anomalias no perfil longitudinal e contraste nos valores de χ evidenciam processos de rearranjo fluvial, principalmente por decapitação, dos tributários do rio Itajaí-Açu (face oceânica) em detrimento as bacias interiores (Iguaçu e Uruguai). Taxas de denudação derivadas da concentração de ^{10}Be em sedimentos fluviais entre $2,8 \pm 0,3$ e $58,8 \pm 7,6$ m/Ma, reforçam tal processo. Enquanto

amostras do planalto de Caçador exibem de taxas de erosão da ordem de $3,1 \pm 0,2$ m/Ma (média ponderada) os outros planaltos a oeste da escarpa da Serra Geral tem média ponderada $6,5 \pm 0,4$ m/Ma. Por outro lado, as amostras da face escarpada da Serra da Geral mostram taxas de denudação cerca de 8 vezes maiores: $46,8 \pm 3,6$ m/Ma (média ponderada). Tal contraste nas taxas de denudação é explicado por características do relevo e o controle pelo nível de base. Deste modo, conclui-se que o principal processo de evolução do relevo regional é a erosão diferencial entre as bacias hidrográficas que, graças à erosão remontante dos afluentes do rio Itajaí, rebaixam todo o relevo e capturam áreas pertencentes às bacias hidrográficas interiores – do rio Paraná e rio Uruguai – que também capturam áreas entre si. Finalmente, a evolução do relevo em escala regional durante do Quaternário foi controlada pela interação entre níveis de base locais e regionais; processos hidrográficos de rearranjo fluvial e da estrutura (falhas e fraturas), a medida que a escarpa se desloca de leste para oeste. Esse processo se tornou predominante quando o rio Itajaí-Açu cortou a Serra do Mar e começou a erodir o Planalto de Santa Catarina.

PALAVRAS-CHAVE: Evolução do relevo em longo-prazo; rearranjos fluviais; morfoestrutura; Serra Geral Catarinense; taxas de denudação; ^{10}Be .

ABSTRACT

Long-term relief evolution of passive margin escarpments and its vicinities is a major subject on geomorphology and earth surface sciences in general. Although recent advances through nuclide cosmogenic analysis have been made in the past decades there are few parts of the Globe, and it includes Brazil, that remains poorly understood. In central Santa Catarina State, Southern Brazil, Serra do Mar, main Brazilian escarpment was eroded by Itajaí-Açu river as a consequence of headward erosion and Itajaí-Açu headwaters today locates 200 km inland at Serra Geral escarpment. Additionally, Serra Geral escarpment correspond to water divide between three of main fluvial systems of southern Brazil: Itajaí-Açu, Paraná (Iguaçu) and Uruguay. In the present thesis we present results from radar elevation data (SRTM and ALOS-PALSAR) and aerial imagery data (Landsat/aerial imagery fusion), coupled with terrain data and denudation rates derived from ^{10}Be concentrations measured in sand-sized river-born sediment in order to understand Quaternary relief evolution in Serra Geral escarpment. Eight different compartments were mapped and result from differential action of erosion processes over geological substrata of different composition, structure and genesis; different regional base-levels: Itajaí-Açu, Iguaçu (Paraná) and Uruguai. Eight geomorphological units were mapped divided into two compartments: Depressão do Itajaí-Açu, where the compartments are the Planalto intermediário no limite entre bacias oceânicas e continentais and the Depressão do Alto Itajaí-Açu; and the Planalto de Santa Catarina, where 6 units were delimited: Planalto do rio Negro; Planalto do rio Canoinhas; Planalto intermediário interior; Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu; Planalto de Caçador; Planalto do rio Canoas. Morphostructural influence over erosive process is noticed through the directing of channel migration process, the high density of faults/ fractures and knickpoints, and direction of first order-streams – that shows guidance by faults systems well known in Paraná Sedimentary Basin: E-W and N-S. Areas that presented high structural elements density area (knickpoints and lineaments) are coincident with areas of higher intensity of erosion process and show preference for drainage rearrangement process. Still, drainage network is characterized by two shapes of valleys more frequently: i) ‘V’ shaped profound valleys, without floodplains, where generally river runs over bedrocks and ii) wide-open valleys, with flat bottoms, and great flooded areas. In the studied area valley morphology is a result of structural characteristics of rocks, mainly attitude/fracturing and faults. Therefore, the present

study shows the importance of considering litho-structure as controller factor of valley morphology for better understanding morphogenesis and morphodynamics of sedimentary basins edge areas, especially under humid subtropical climate. Relief's striping is captained by drainage net from river tributaries of: Canoas and Peixe (Uruguai River tributaries) in southwest and Itajaí-Açu, in the east. Yet, we can establish different denudation levels where, in general: (i) areas belonging to Itajaí river hydrographic basin are the most dissected, with higher altimetric amplitude, higher drainage density and lower base level; the profiles are steep and RDE values are elevated; (ii) portions less dissected, with low altimetric amplitude e drainage density e lower base level belong to Iguaçu (Paraná) river hydrographic basin; topographic profiles are smoother and RDE values lower and (iii) areas belonging to Uruguai river hydrographic basin show intermediary dissection, altimetric amplitude and drainage density, as its profiles and RDE values. Along Serra Geral escarpment, drainage features such as elbows, under-fitted valleys, river profiles anomalies and contrast in χ values evidence rearrangement process, mainly beheading, by ocean-facing tributaries of the Itajaí-Açu River conversely to the inland catchments (Iguazu and Uruguay). ^{10}Be derived denudation rates, from 2.8 ± 0.3 to 58.8 ± 8 m/Ma, reinforced such process. While samples from the Caçador and Araucárias Plateaus yield weighted means of 3.1 ± 0.2 m/Ma and 6.5 ± 0.4 m/Ma, respectively, samples from along the escarpment yield a weighted mean of 46.8 ± 3.6 m/Ma, almost 8 times higher. Such significant denudation rate differences are explained by relief characteristics and base-level control. In this way, we conclude that main process of regional relief evolution is headward erosion between the watersheds that, thanks to headward erosion of Itajaí river tributaries, downgrade all the relief and capture areas belonging to inland watersheds – Iguazu and Uruguay rivers – that also capture areas each other. Finally, regional scale relief evolution during quaternary was controlled by regional and local base-level interaction, drainage rearrangement process and lithostructure (faults and fractures) as the escarpment moves from E-W. Such process became dominant where Itajaí-Açu broke through Serra do Mar and started to erode Santa Catarina's Plateau.

KEYWORDS: Long-term relief evolution; drainage rearrangements; morphostructure, Santa Catarina's Serra Geral; cosmogenic ^{10}Be denudation rates.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1:** Localização e Modelo Digital de Elevação da área de estudo, abrangendo parte do Estado de Santa Catarina na área do tríplice divisor entre as bacias hidrográficas do Itajaí, Paraná (Iguaçu) e Uruguai. Em (A) contexto morfoestrutural e principais feições serranas do sudeste e sul do Brasil. Em (B) principais feições hidrográficas, incluindo rios e bacias, além das escarpas localizadas no estado de Santa Catarina 19
- Figura 2:** A) Localização da área de estudo no contexto da Bacia do Paraná e suas principais estruturais. B) Mapa geológico simplificado do estado de Santa Catarina. Os alinhamentos com influência na área de estudo se referem a: 1) Alinhamento Ponte Alta (N-S); 2) Rio do Sul (NE-SW); 3) Rio Canoas (NW-SE); 4) Serra Geral (NE-SW); 5) Rio Hercílio (NW-SE); 6) Corupá (NE-SW); 7) Porto União (NW-SE). C) mapa específico da área de estudo com a indicação das unidades levadas em consideração nesse estudo. 20
- Figura 3:** Mapa das unidades geomorfológicas do Estado de Santa Catarina, modificado a partir do mapeamento presente no Atlas do Estado de Santa Catarina (GAPLAN 1986) 30
- Figura 4:** Soerguimento isostático na borda dos derrames associado a escarpa da Serra Geral. O perfil acima se localiza na área norte da área de estudo. 32
- Figura 5:** Blocos tectônicos na área de estudo, definidos nos limites dos alinhamentos estruturais de Scheibe e Furtado (1989). O limite entre o Gráben do rio Canoas e o Horst Serra Geral Norte, em branco, foi inferido no presente estudo 33
- Figura 6:** Mecanismo de evolução das áreas adjacentes à escarpa de margem passiva que limita os canais costeiros e os canais interiores. Adaptado de Prince et al. 2010 39
- Figura 7:** Padrões em planta da reorganização da drenagem por pirataria fluvial (captura) resultando na preservação de linhas de drenagem e transferência de áreas de drenagem entre bacias hidrográficas. As linhas pontilhadas correspondem ao divisor hidrográfico; (a) ilustra a formação de uma drenagem farpada (curvas em anzol) por extensão das cabeceiras (processos ascendentes); (b) e (c) ilustram capturas por intrusão lateral em uma bacia de drenagem adjacente, tanto por extensão da cabeça do tributário ou (b) migração lateral de um canal principal que captura um tributário adjacente (c). Note que o rejuvenescimento da cabeceira seria esperado no canal capturado ou acima do ponto de captura 40
- Figura 8:** Localização das principais escarpas do Sudeste e Sul do Brasil e a rede hidrográfica regional. Base: Almeida e Carneiro, 1998; SRTM Projeto TOPOData (Valeriano, 2005; Valeriano e Rosseti, 2012)..... 42
- Figura 9:** Desenho esquemático das superfícies aplainadas e níveis embutidos na área SW do Paraná e NW de Santa Catarina (Paisani et al. 2008). Cn= áreas de circundesnudação na borda da Bacia do Paraná. S1, S2, ... = superfícies aplainadas. 1 = derrames vulcânicos. 2 = calha do rio Paraná, nível de base regional. Linha descontínua indica o basculamento da superfície pós-derrames – So..... 48

- Figura 10:** Exemplo da relação entre isótopos estáveis e instáveis (A) e o decaimento radioativo dos isótopos instáveis em (B). Modificado de Peppe e Deino (2013) 52
- Figura 11:** Ilustração dos princípios da taxa de denudação média em uma bacia hidrográfica. A taxa resultante dessa abordagem é a média de todos os processos geomorfológicos contidos na bacia hidrográfica. Nuclídeos não produzidos em uma bacia com área A; e eles são exportados por meio de sedimentos fluviais até o exutório. Se o fluxo de entrada se iguala ao fluxo de saída, a taxa de denudação está em um estado cosmogênico de equilíbrio e o fluxo de massa dM/dt [toneladas ano⁻¹] podem ser calculado, dividindo o fluxo de massa pela área da bacia e a densidade das rochas resulta na taxa de denudação da bacia [mm ka⁻¹] 57
- Figura 12:** Localização das áreas de coleta de sedimentos para quantificação das taxas de denudação por meio do isótopo cosmogênico ¹⁰Be..... 67
- Figura 13:** Modelo digital de elevação da área de estudo. Unidade Morfoescultural 1.1 Depressão do Itajaí-Açu: 1.1.1. Planalto intermediário no limite entre bacias oceânicas e continentais; 1.1.2: Depressão do Alto Itajaí-Açu. 1.2: Planalto de Santa Catarina: 1.2.1: Planalto do rio Negro; 1.2.2 Planalto do rio Canoinhas; 1.2.3 Planalto intermediário interior; 1.2.4 Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu; 1.2.5 Planalto de Caçador; 1.2.6 Planalto do rio Canoas 72
- Figura 14:** Mapa de declividade da área de estudo. Unidade Morfoescultural 1.1 Depressão do Itajaí-Açu: 1.1.1. Planalto intermediário no limite entre bacias oceânicas e continentais; 1.1.2: Depressão do Alto Itajaí-Açu. 1.2: Planalto de Santa Catarina: 1.2.1: Planalto do rio Negro; 1.2.2 Planalto do rio Canoinhas; 1.2.3 Planalto intermediário interior; 1.2.4 Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu; 1.2.5 Planalto de Caçador; 1.2.6 Planalto do rio Canoas 73
- Figura 15:** Perfil transversal, diagramas de roseta dos lineamentos, modelo de elevação digital do Planalto intermediário no limite entre bacias oceânicas e continentais 74
- Figura 16:** Perfil transversal, diagramas de roseta dos lineamentos, modelo de elevação digital e paisagem típica da Depressão central do rio Itajaí 76
- Figura 17:** Perfil transversal, diagramas de roseta dos lineamentos e modelo de elevação digital do Planalto do rio Negro 77
- Figura 18:** Perfil transversal, diagramas de roseta dos lineamentos, modelo de elevação digital e paisagem típica do Planalto do rio Canoinhas..... 79
- Figura 19:** Perfil transversal, diagramas de roseta dos lineamentos e modelo de elevação digital do Planalto intermediário interior..... 80
- Figura 20:** Perfil transversal, diagramas de roseta dos lineamentos, modelo de elevação digital e paisagem típica do Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu 81

- Figura 21:** Perfil transversal, diagramas de roseta dos lineamentos, modelo de elevação digital e paisagem típica do Planalto de Caçador. Destaque para zonas depressionárias nas áreas de cimeira. Foto: Paisani, 2015. 82
- Figura 22:** Perfil transversal, diagramas de roseta dos lineamentos, modelo de elevação digital e paisagem típica do Planalto do rio Canoas. Foto: Paisani, 2015. 84
- Figura 23:** Disjunções colunares no topo dos derrames, bacia do rio dos Toldos (afluente do rio Rauen). Foto: Paisani 2015. 86
- Figura 24:** Mapa de intensidade do fator de assimetria da bacia de drenagem. Os valores mais baixos mostram canais com maior área da margem direita, e valores maiores áreas predominantes na margem esquerda. As sub-bacias em cinza são aquelas que demonstram maior simetria. As setas indicam a direção de migração dos canais principais 90
- Figura 25:** Diagramas de roseta mostrando a direção de migração dos canais na área de estudo (à esquerda) e tendência de migração para cada uma das três grandes bacias hidrográficas que drenam a região..... 91
- Figura 26:** Knickpoints associados à corredeiras (A e B) que correspondem a anomalias de primeira ordem. As quedas d'água (Figura C e D) correspondem a anomalias de 2ª ordem. A corredeira da Figura A está localizada no rio Novo; B) corredeira no rio São Pedro C) queda d'água no rio Pombinhas; D) queda d'água no Rio Passa-Quatro. Fonte: Google Earth Pro® (2015) 91
- Figura 27:** Densidade de knickpoints na área de estudo. São apresentadas as densidades totais e de anomalias de primeira e segunda ordem 92
- Figura 28:** Lineamentos estruturais obtidos a partir de dados de radar SRTM. À direita são apresentadas as rosetas com as direções de acordo com a unidade hidrográfica pertencente.. 93
- Figura 29:** Direções das drenagens de primeira e segunda ordem na área de estudo, de acordo com a bacia hidrográfica..... 94
- Figura 30:** Formas dos vales: A) vale aberto sob rochas vulcânicas, em rio de baixa ordem hierárquica; em B) vale confinado do arroio da Chave, sobre rochas vulcânicas; C) afluentes confinados de baixa ordem hierárquica do rio do Rauen contrastando com o vale principal de fundo chato modelado sobre rochas sedimentares; D) vale de fundo chato sobre rochas sedimentares do rio dos Toldos (rio de primeira ordem) E) vale aberto do rio Itajaí do Oeste em segmento de sexta ordem..... 101
- Figura 31:** Direção dos vales confinados de acordo com a hierarquia fluvial do segmento considerado..... 103
- Figura 32:** Vales confinados de acordo com o Grupo litológico (rochas sedimentares) em que eles estão situados. A) Grupo São Bento (Formação Botucatu); B) Grupo Passa Dois

(Formação Rio do Rasto, Teresina, Serra Alta e Irati); C) Grupo Guatá (Palermo e Rio Bonito); D) Grupo Itararé (Formação Rio do Sul e Campo do Tenente)..... 104

Figura 33: Direção dos vales confinados e abertos de acordo com a hierarquia fluvial (Strahler, 1957)..... 106

Figura 34: Vales abertos de acordo com o Grupo litológico (rochas sedimentares) em que eles estão situados. A) Grupo São Bento (Formação Botucatu); B) Grupo Passa Dois (Formação Rio do Rasto, Teresina, Serra Alta e Irati); C) Grupo Guatá (Palermo e Rio Bonito); D) Grupo Itararé (Formação Rio do Sul e Campo do Tenente)..... 107

Figura 35: Diagramas de roseta e estereogramas (área = 1%) das fraturas (horizontais e verticais) e fraturas e falhas (CPRM) no domínio das rochas vulcânicas e sedimentares..... 109

Figura 36: Localização dos segmentos de vale que apresentam fundo chato, sob diferentes substratos geológicos, diferentes altitudes e sistemas hidrográficos. Em A) morfologias ao longo do vale do rio Correntes, afluente do rio Canoas; em B) morfologias ao longo do vale do rio Timbó, afluente do rio Iguaçu e C) morfologias de vale na bacia do rio Taió, afluente do rio Itajaí do Oeste. 111

Figura 37: Fraturas verticais em derrame da zona central dos basaltos da Formação Serra Geral (A) e fraturas horizontais em afloramento da Formação Rio do Sul (B)..... 113

Figura 38: Esquema litoestrutural de um derrame em “patamares” (A) e as variações da textura de um derrame basáltico (B). Modificado de Leinz (1949). 114

Figura 39: Evolução de Vales confinados e de fundo chato sobre controle litoestrutural. ... 115

Figura 40: Perfis topográficos longitudinais dos canais por unidade hidrográfica pertencente. Ao lado os valores de RDE para os respectivos cursos d'água. Ver apêndice D para localizar as drenagens..... 118

Figura 41: Evidências morfológicas de reorganização fluvial mapeadas a partir de produtos de sensoriamento remoto 120

Figura 42: Perfis topográficos transversais cruzando a área de estudo de W – E, mostrando os diferentes compartimentos morfoestruturais existentes 121

Figura 43: Mecanismo de evolução das áreas adjacentes à escarpa da Serra Gera. Adaptado de Prince et al. 2010 123

Figura 44: Rearranjos fluviais na área de estudo, destacando as terras capturadas em cada uma das unidades (representadas pelas áreas em preto) e as áreas de possíveis capturas com hachuras 124

Figura 45: Perfis longitudinais e valores de RDE totais dos canais (RDE_t) (Hack, 1973). As taxas de denudação mais agressivas foram mensuradas nos rios com quebras de relevo mais

proeminentes (ribeirão Carneiro, rio dos Toldos e Canoinhas). Enquanto isso, perfis mais suaves e contínuos correspondem as áreas onde as taxas de denudação mais lentas foram mensuradas (rios (Bituva e Alagado) 129

Figura 46: Valores de χ mapeados a partir de dados de radar Alos-Palsar (ARS DAAC 2015) para o tríplice divisor Itajaí-Açu – Uruguai – Iguazu (Paraná), em Santa Catarina. O Exemplo 1 mostra o divisor entre os rios Canoinhas (Paraná) (a) e Itajaí do Norte (b); no exemplo 2 o foco é sobre a dinâmica erosiva entre os rios Toldos e Taió (b - afluentes do rio Itajaí do Oeste) em um lado do divisor e o rio Alagado e outros afluentes do rio das Pedras (afluentes do rio Uruguai) (a) no outro lado do divisor. Por fim, o exemplo 3 mostra a dinâmica entre afluentes dos rios Iguazu (b - a norte) e Uruguai (a - a sul) no Planalto de Caçador, e, mesmo com uma agressividade menor da denudação, o processo de rearranjo é evidenciado pelos contrastes nos valores de χ 130

Figura 47: Processo de captura de parte da bacia do rio Canoinhas pelo rio Itajaí do Norte. Como consequência dessa captura, atualmente a bacia do rio Canoinhas apresenta forte assimetria (valores de AF = 25). Uma reconstrução do antigo limite da bacia e a nova aplicação do índice mostra que este originalmente mostrava uma bacia simétrica, com fator AF de 52 132

Figura 48: Perfis de Swath construídos a partir de uma janela móvel de 10 km. A superfície elaborada a partir das elevações máximas (em roxo) corresponde às cristas e pode ser utilizada para identificar feições da paleo-topografia, tais como paleosuperfícies. As linhas laranja representam a elevação média ao longo da janela considerada, enquanto a linha preta representa a superfície atual. A linha cinza representa as elevações mínimas que correspondem aos fundos dos vales. A área pintada em cinza representa o relevo geofísico (Champagnac et al. 2014) e é um importante proxy para incisão (consiste na área contida entre a linha de elevação máxima e a linha da topografia atual) 133

Figura 49: Gráficos de regressão relacionando as taxas de denudação e parâmetros geomorfológicos: (A) relevo; (B) declividade; (C) elevação mínima; (D) área de drenagem. Gráficos estão distribuídos em ordem decrescente de correlação: correlação mais forte em 'A' e ausência de correlação em 'D'. Círculos brancos se referem a amostras do Grupo Passa Dois (sedimentar); Triângulos cinza são amostras onde predominam materiais pertencentes ao Grupo Guatá (sedimentar). Quadrados cinza representam predominância de basaltos/arenitos do Grupo São Bento, enquanto os quadrados pretos se referem a amostras onde prevalecem basaltos e riolitos da Formação Serra Geral (Grupo São Bento)..... 137

Figura 50: Espesso perfil de alteração (~10 m) sobre rochas basálticas da Fm Serra Geral. Foto: Julio César Paisani, 2015. 148

Figura 51: Blocos-diagrama mostrando a evolução geomorfológica do Escarpamento de Margem Passiva no estado de Santa Catarina, modificado a partir de Prince et al. 2010..... 150

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Tipos de solo por unidade geomorfológica no Estado Catarinense.....	34
Tabela 2: Comparação de métodos de datação mais comuns. ¹⁰ Os nuclídeos cosmogênicos listados são os mais comumente utilizados nos estudos na área das ciências naturais e da Terra (Dunai, 2010), outros nuclídeos existem e possuem aplicações diversas na ciência.	50
Tabela 3: Principais isótopos radiogênicos aplicados a datações em geociências. Modificado de Banner (2004)	54
Tabela 4: Parâmetros utilizados para geração de imagens sombreadas do relevo	63
Tabela 5: Características das amostras e concentrações ¹⁰ Be produzidas <i>in-situ</i>	135
Tabela 6: Atributos de relevo e características geológicas das bacias hidrográficas amostradas	136

SUMÁRIO

RESUMO.....	vii
ABSTRACT	viii
LISTA DE FIGURAS.....	x
LISTA DE TABELAS	xv
CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO	18
1.1 TEMA, JUSTIFICATIVA E HIPÓTESE.....	22
1.2 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	24
1.2.1 Contexto Geológico	24
1.2.2 Contexto Geomorfológico e Hidrográfico	27
1.2.2.1 Evolução Geomorfológica Regional e Local.....	31
1.2.3 Contexto Ambiental	33
1.3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	36
1.3.1 Evolução de longo-prazo dos Escarpamentos de Margem Passiva	36
1.3.1.1 Reorganização da rede de drenagem	39
1.3.2 O Escarpamento de Margem Passiva no sul do Brasil	41
1.3.3 Técnicas de datação absoluta em Geociências.....	49
1.3.3.1 Potencialidades e Limitações do Uso do Isótopo ¹⁰ Be.....	55
1.3.3.2 Justificativa para o uso do ¹⁰ Be no presente estudo.....	58
CAPÍTULO 2: MATERIAIS E MÉTODOS	60
CAPÍTULO 3: COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA	71
3.1 DEPRESSÃO DO ITAJAÍ-AÇU.....	73
3.1.1 Planalto Intermediário no limite entre bacias Oceânicas e Continentais	73
3.1.2 Depressão do Alto Itajaí-Açu	75
3.2 PLANALTO DE SANTA CATARINA	77
3.2.1 Planalto do Rio Negro	77
3.2.2 Planalto do Rio Canoinhas	78
3.2.3 Patamar Intermediário Interior	79
3.2.4 Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu.....	80
3.2.5 Planalto de Caçador – Superfície Somital.....	82
3.2.6 Planalto do Rio Canoas.....	83
3.3 DISCUSSÕES	84
3.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS	87
CAPÍTULO 4: CARACTERIZAÇÃO MORFOESTRUTURAL	89

4.1 DISCUSSÕES	95
4.2 CONSIDERAÇÕES FINAIS	98
CAPÍTULO 5: MORFOLOGIA DOS VALES E O PAPEL LITOESTRUTURAL	100
5.1 DISCUSSÕES	111
5.2 CONSIDERAÇÕES FINAIS	116
CAPÍTULO 6: MECANISMO EVOLUTIVO: A REORGANIZAÇÃO FLUVIAL	117
6.1 DISCUSSÕES	122
6.2 CONSIDERAÇÕES FINAIS	126
CAPÍTULO 7: QUANTIFICAÇÃO DAS TAXAS DE DENUDAÇÃO VIA ISÓTOPO COSMOGÊNICO ¹⁰BE.....	128
7.1 DISCUSSÃO	138
7.2 CONSIDERAÇÕES FINAIS	143
CAPÍTULO 8: CONSIDERAÇÕES FINAIS	145
REFERÊNCIAS	153
APÊNDICE A - COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA EM ÁREAS DE TRÍPLICE DIVISOR DE ÁGUAS REGIONAL - O CASO DO PLANALTO DE SANTA CATARINA	172
APÊNDICE B – EVOLUÇÃO DO RELEVO EM ÁREAS DE TRÍPLICE DIVISOR DE ÁGUAS REGIONAL - O CASO DO PLANALTO DE SANTA CATARINA: UMA ANÁLISE MORFOESTRUTURAL.....	192
APÊNDICE C - CONTROLE LITOESTRUTURAL NO DESENVOLVIMENTO DE VALES NA ÁREA DO REBORDO DA BACIA DO PARANÁ NO ESTADO DE SANTA CATARINA, SUL DO BRASIL	207
APÊNDICE D – EVOLUÇÃO DO RELEVO EM ÁREAS DE TRÍPLICE DIVISOR DE ÁGUAS REGIONAL - O CASO DO PLANALTO DE SANTA CATARINA: ANÁLISE DA REDE HIDROGRÁFICA	225
APÊNDICE E - IMPLICATIONS OF DRAINAGE REARRANGEMENT FOR PASSIVE MARGIN ESCARPMENT EVOLUTION IN SOUTHERN BRAZIL.....	239

CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO

O Estado de Santa Catarina, em termos hidrográficos, pode ser compartimentado em três grandes bacias (Figura 1): (i) as bacias litorâneas, cuja de maior dimensão é a do rio Itajaí-Açu, e que estão situadas no leste do Estado com uma área de 36.358 km² (38,25%); (ii) a área pertencente à unidade hidrográfica do rio Paraná, na porção norte-nordeste de Santa Catarina, com uma área total de 10.904 km² (11,5%); e (iii) as áreas drenadas pelo rio Uruguai e seus afluentes, que totalizam 47.785 km² (50,25%) e abrangem todo o oeste catarinense e a parte centro-sul do Estado. Essas três grandes bacias hidrográficas interagem a partir de um tríplice divisor, situado nas proximidades da cidade de Santa Cecília, na região Central do Estado Catarinense (Figura 1). Esse divisor corresponde a um segmento da Serra Geral, situado a uma altitude de cerca de 1.300 m.

Os divisores entre grandes bacias hidrográficas constituem áreas chaves para a compreensão da evolução do relevo continental (PRINCE et al.2010). Isso porque as bacias hidrográficas que se delimitam nessas áreas normalmente possuem diferentes configurações geomorfológicas e, conseqüentemente, diferentes taxas de denudação. Tal fato faz com que essas áreas sejam, portanto, os locais onde preferencialmente ocorram processos de rearranjos ou reorganizações fluviais (Bishop 1995) visto que as bacias hidrográficas mais agressivas tendem a erodir suas áreas de cabeceiras com maior intensidade que suas vizinhas e, conseqüentemente, roubam área e os fluxos dessas últimas. Esses processos podem ocorrer por meio de mecanismos de decapitação (Schmidt 1989), capturas fluviais (Prince et al. 2010; Cherem et al. 2013; Resende et al. 2013) ou desvio (Yu et al. 1991; Thomas e Shawn, 1992).

O desmonte erosivo no território catarinense, tanto na área do litoral e encostas serranas quanto na área do planalto continental, é realizado pelos três sistemas hidrográficos supracitados (Figura 1). Esse desmonte parece estar relacionado às diferentes configurações morfológicas nessas bacias, explicitados por diferentes graus de dissecação, declividade, formas de relevo e características hidrológicas.

Sendo assim, a proposta desse trabalho é contribuir para elucidar a morfogênese da área do tríplice divisor hidrográfico catarinense. Busca-se esclarecer quais foram os mecanismos responsáveis pela diferenciação, em escala regional, do relevo na área do tríplice divisor Itajaí/Paraná (Iguaçu) /Uruguai e qual a relação entre o grau diferenciado de agressividade denudacional de cada um dos sistemas hidrográficos, as características lito e

moro estruturais regionais e os mecanismos de reorganização fluvial do Planalto de Santa Catarina.

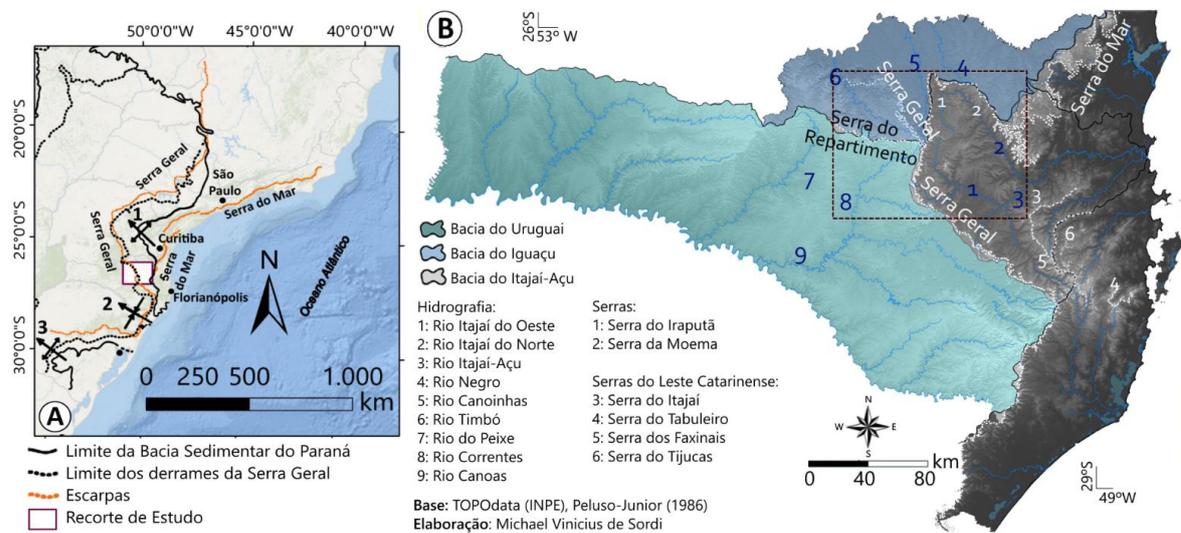


Figura 1: Localização e Modelo Digital de Elevação da área de estudo, abrangendo parte do Estado de Santa Catarina na área do tríplice divisor entre as bacias hidrográficas do Itajaí, Paraná (Iguaçu) e Uruguai. Em (A) contexto morfoestrutural e principais feições serranas do sudeste e sul do Brasil. Em (B) principais feições hidrográficas, incluindo rios e bacias, além das escarpas localizadas no estado de Santa Catarina

O quadro morfoestrutural do estado catarinense se caracteriza pela existência de duas grandes unidades separadas entre si pela Serra do Mar e pela Serra Geral (PELUSO-JÚNIOR 1986): (i) o litoral, onde estão localizadas a planície litorânea e as escarpas das serras e, (ii) a área do planalto, denominada por Mack (1947) de Planalto de Santa Catarina, que pode ser dividida entre região nordeste (onde os canais drenam para o rio Iguazu – afluente do Rio Paraná) e regiões sudeste e oeste (onde os rios drenam para o Uruguai) (Figura 1 e 2). No compartimento litorâneo afloram os sedimentos quaternários na faixa litorânea e uma faixa de rochas magmáticas e metamórficas mais antigas no centro-leste, que constituem a Serra do Mar. No compartimento planáltico aflora uma sucessão de rochas sedimentares Gondwânicas e os derrames de lavas básicas, intermédias e ácidas da Serra Geral (SCHEIBE, 1986). Vale ainda ressaltar que a área no interior do Estado Catarinense, onde a unidade estrutural correspondente é a Bacia do Paraná, sofre influência do Arco de Ponta Grossa e do Sinclinal de Torres (Figura 2A), com inúmeros alinhamentos estruturais importantes, como os alinhamentos Serra Geral, do rio Uruguai, rio Canoas, Ponte Alta, rio Engano e Porto União (SCHEIBE e FURTADO 1989) (Figura 2B).

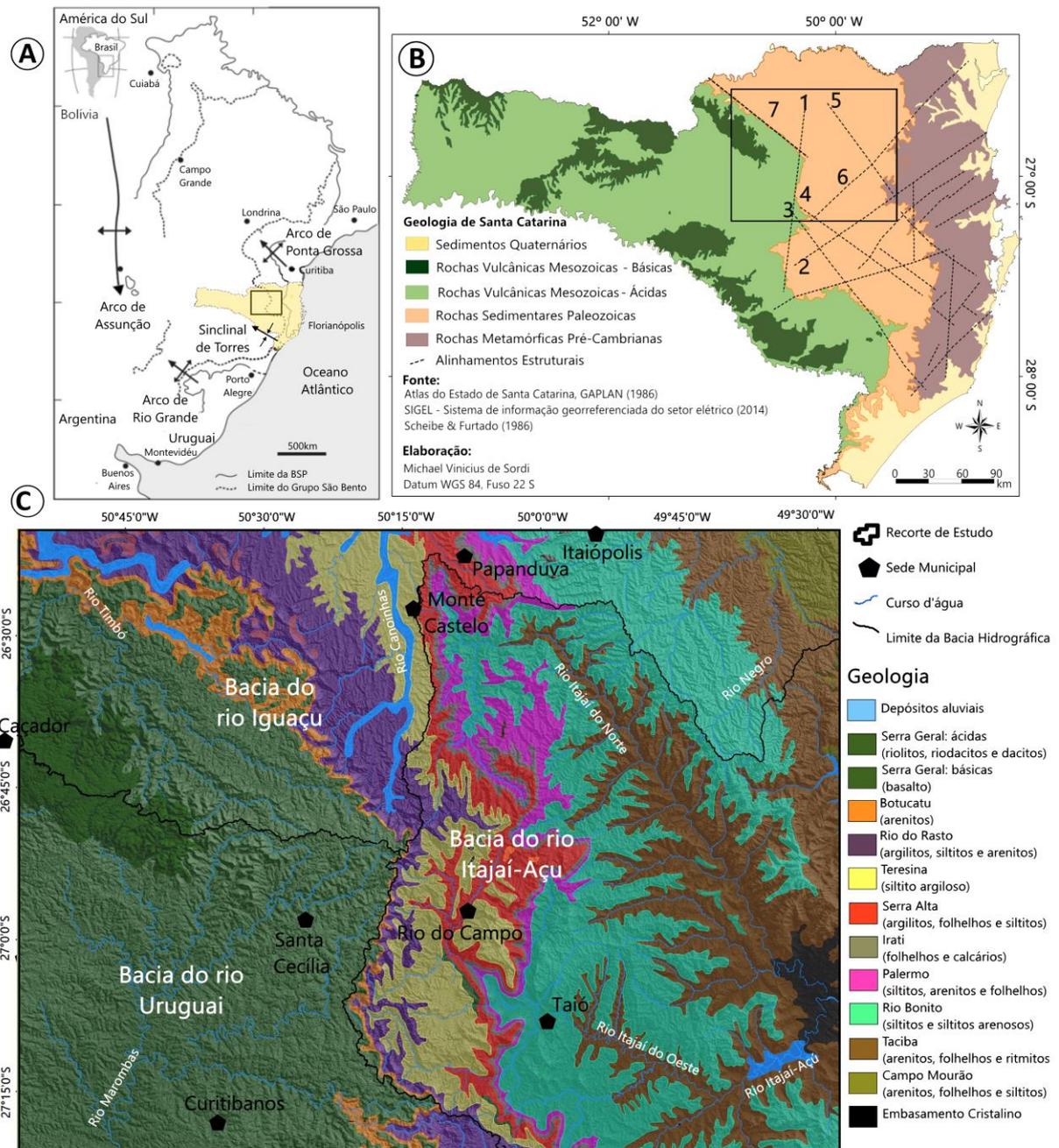


Figura 2: A) Localização da área de estudo no contexto da Bacia do Paraná e suas principais estruturais. B) Mapa geológico simplificado do estado de Santa Catarina. Os alinhamentos com influência na área de estudo se referem a: 1) Alinhamento Ponte Alta (N-S); 2) Rio do Sul (NE-SW); 3) Rio Canoas (NW-SE); 4) Serra Geral (NE-SW); 5) Rio Hercílio (NW-SE); 6) Corupá (NE-SW); 7) Porto União (NW-SE). C) mapa específico da área de estudo com a indicação das unidades levadas em consideração nesse estudo.

Neste contexto situa-se o presente estudo que tenta responder as seguintes questões científicas: *Qual foi a importância da denudação diferencial, da morfoestrutura e da tectônica entre bacias hidrográficas para a morfogênese da paisagem da região do tríplice divisor hidrográfico do Planalto de Santa Catarina? Quais processos geomorfológicos atuaram na modelagem da paisagem atual? A que taxas de desnudação evoluiu a área?*

A hipótese defendida na presente tese é que o mecanismo principal de evolução do relevo do Planalto de Santa Catarina, após o rompimento da Serra do Mar pelo rio Itajaí-Açu, foi um complexo desmonte erosivo estabelecido a partir de estruturas locais e regionais – falhas e fraturas – e drenagens antecedentes onde as bacias que drenam diretamente para o Oceano – reunidas na bacia hidrográfica do rio Itajaí-Açu – apresentam maior agressividade erosiva e denudacional do que aquelas que vertem para o interior continental – Uruguai e Iguaçu (Paraná).

A pesquisa se fundamentou em três procedimentos metodológicos básicos: (i) caracterização e análise morfoestrutural do relevo; (ii) identificação dos mecanismos evolutivos, incluindo os de captura fluvial e; (iii) quantificação dos processos denudacionais quaternários (Pleistoceno Superior até recente) através da utilização do isótopo cosmogênico ^{10}Be . Os objetivos específicos incluem:

a) Determinar os fatores geológico-geomorfológicos que controlam e controlaram a dinâmica evolutiva na área de estudo;

b) Através do isótopo cosmogênico ^{10}Be , mensurar as taxas quaternárias (até 1,386 Ma) de denudação de cada uma das três bacias hidrográficas – Itajaí-Açu, Paraná (Iguaçu) e Uruguai junto ao tríplice limite entre elas e determinar os ganhos e perdas de áreas entre as bacias hidrográficas e localizá-los (escala regional);

c) Correlacionar as taxas de denudação mensuradas através do isótopo cosmogênico ^{10}Be com as características morfológicas, litoestruturais e do nível de base da área de estudo;

d) Elaborar um modelo da evolução geomorfológica para a área de estudo.

Justifica-se essa pesquisa em razão de que, além de sua importância ambiental, estudos de geomorfologia regional em Santa Catarina são muito raros, principalmente aqueles que consideram as áreas do interior do estado. Além disso, se justifica ainda em razão de serem também raros, em todo o Brasil, trabalhos que investigam capturas fluviais e que, principalmente, as relacionam com a evolução do relevo.

A presente tese está estruturada na forma de artigos. Aqui os artigos foram recortados e constituem capítulos. Logo, em termos gerais, é composta de quatro partes que constituem oito capítulos: introdução; materiais e métodos resultados (composta por cinco artigos científicos resultantes da tese) e o fechamento (ou conclusão). Importante ressaltar que a parte introdutória, além de apresentar o tema da tese, sua questão norteadora, a hipótese e os objetivos, apresenta breve caracterização da área de estudo e sintética fundamentação teórica.

1.1 TEMA, JUSTIFICATIVA E HIPÓTESE

Escarpas em margens continentais passivas são feições de destaque na morfologia continental e sempre ocuparam um lugar de destaque nos estudos de geomorfologia regional (Davis 1899; Penck 1953 e King 1956). Entre as mais representativas temos a Escarpa da Namíbia, o Escarpamento Drakensberg (na África), o *Great Escarpment* (na Austrália), o *Blue Ridge Escarpment* (Estados Unidos), a escarpa Transantártica, a escarpa da Groenlândia, o Western Goats na Índia, a escarpa de Dhofar (norte da África/Mar Vermelho), além da Serra do Mar, no Brasil, só para citar algumas. Tais feições são persistentes na paisagem e possuem importância ímpar para o estudo da evolução das paisagens em longo-prazo. O advento de novas técnicas de datação, como os isótopos cosmogênicos e traços de fissão de apatita permitem testar pressupostos clássicos e trazem uma nova visão ao fornecer dados quantitativos mais precisos nas análises de evolução da paisagem a longo-prazo.

No sudeste e sul do Brasil a escarpa de Margem Passiva é representada, generalizadamente, pela Serra do Mar. A paisagem atual da costa leste da América do Sul é marcada por uma Escarpa de Margem Passiva com extensão praticamente contínua do estado do Rio de Janeiro ao norte de Santa Catarina, quando a Serra do Mar deixa de existir. Em Santa Catarina, o divisor hidrográfico entre as bacias que drenam diretamente para o oceano e aquelas que vertem para oeste é a Serra Geral, localizada mais de 150 km continente adentro.

Durante os eventos que se sucederam a abertura do supercontinente Gondwana e a consequente formação das Placas Sul-Americana e Africana, no Cenozoico, processos isostáticos foram responsáveis pela geração de uma escarpa Marginal Passiva: a proto Serra do Mar (Almeida 1976; Asmus e Ferrari 1978). A esses eventos teria se sucedido um período de denudação contínua em resposta a um pulso significativo de soerguimento pós-rifte (Gallagher et al. 1994; Cogné et al. 2011) e um magmatismo alcalino e peri-alcalino entre ~90 e 60Ma (THOMPSON et al. 1998; RICCOMINI et al. 2005).

Na região central do estado de Santa Catarina, dados geocronológicos das rochas alcalinas de Lages, obtidos pelo método K/Ar forneceram idades mínimas de 63 Ma e máxima de 78 Ma (SCHEIBE 1986). Após um período de quiescência tectônica, no qual a área do Domo de Lages teria sido erodida e posteriormente aplainada, no final do mioceno, entre ~30 e 20Ma, a atividade tectônica comandada por falhas normais NW-SE teria sido responsável por: a) geração do grande lineamento do Rio Canoas; b) inversão da drenagem principal em direção ao continente e c) iniciar a dissecação da superfície aplainada previamente elaborada. (ROLDAN 2007).

Os mesmos processos proporcionaram o levantamento da Serra do Mar e da Serra Geral, mediante a inclinação de antigas superfícies de aplainamento em direção ao interior do continente (Villwock e Tomazelli, 2007), invertendo o sentido de curso dos principais rios e cortando a maior parte do suprimento sedimentar para a linha de costa (Almeida e Carneiro, 1998). Acredita-se que a abertura da Serra do Mar teria ocorrido após esses eventos. Almeida (1952) foi o primeiro a atribuir a abertura da escarpa no estado de Santa Catarina as drenagens subsequentes e a direção das camadas. Segundo Almeida (1952): “Em Santa Catarina a linha costa não é mais paralela, corta as estruturas antigas diagonalmente, o que permitiu que grandes vales subsequentes progredissem a partir de faixas de erosão menos resistentes à erosão”.

Entre a latitude 26 e 27° a Serra do Mar perde continuidade. Nessa área do território Catarinense a Serra Geral constitui a divisor hidrográfico principal entre as drenagens costeiras e interiores. A morfologia e o papel exercido pela Serra Geral em Santa Catarina despertaram o interesse e são a principal motivação e inquietação que rondou a presente tese. Os estudos de geomorfologia de longo-prazo são raros no interior Catarinense, e, de modo geral, são escassos trabalhos de geomorfologia de qualquer natureza. Nenhum trabalho mensurou taxas de denudação na escarpa da Serra Geral, e especialmente, não existem estudos que buscaram conjecturar sobre a evolução de longo-prazo nas escarpas interiores e quantificaram as taxas de denudação e sua implicação para a morfologia do relevo.

O fato da escarpa da Serra Geral representar o divisor hidrográfico principal em Santa Catarina aumenta a importância da presente tese ao contribuir para preencher uma lacuna de estudos em tal escarpa e na depressão associada. A Serra Geral se estende desde o estado de Minas Gerais até o Rio Grande do Sul, assim como sua depressão associada, que recebe nomes diversos, Depressão Periférica Paulista, Segundo Planalto Paranaense, Depressão Periférica Sul-Riograndense. Apesar de constituírem tratos morfológicos de destaque e contemplarem uma área considerável do território brasileiro, a Serra Geral e as unidades a eles associadas (planaltos e depressões) são pouco compreendidas e existem raros registros de estudos quantitativos sobre a evolução da paisagem.

A hipótese formulada para explicar a morfogênese do Planalto de Santa Catarina é que esta se deu a partir de complexo desmonte erosivo diferencial, comandada por processos reorganização fluvial. O nível de base se mostra como um importante fator, onde os cursos d'água que fluem diretamente para o Oceano Atlântico apresentam maior agressividade denudacional que aqueles que drenam em direção ao interior continental, porém a erosão diferencial sobre rochas da Bacia Sedimentar também parece ser determinante. Os rios

costeiros que drenam rochas sedimentares mais friáveis erodem mais rapidamente, avançando remontantemente sobre o planalto, roubando áreas e linhas de drenagens dos rios interiores fazendo, ao mesmo tempo, com que o Escarpa recue de leste para oeste. O desmonte erosivo também é pronunciado nas áreas a oeste, no Planalto interior, onde drenam os rios Iguçu e Uruguai. Nessa área, onde a escarpa da Serra Geral se dispõe na direção NW-SE a erosão avança de NE-SW, deixando uma série de elevações entre o Planalto sustentando pelas rochas vulcânicas a oeste e a área mais dissecada a leste, onde afloram rochas sedimentares. A evolução do relevo no planalto interior é marcada por câmbios de processos de *downwearing* e *backwearing*; a ação do *backwearing* é mais marcante onde afloram rochas sedimentares, a paisagem é plana e a drenagem exhibe amplos vales ao longo dos rios principais. Nas áreas onde predomina a ação do *downwearing*, a rede de drenagem se encaixa em linhas de fraqueza (falhas e fraturas). Por toda a área de estudo pode-se observar a diferença morfológica que se estabelece a partir das características estruturais dos litotipos.

1.2 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

1.2.1 Contexto Geológico

O território catarinense se insere na transição geomorfológica e geotectônica entre o Escudo Atlântico ou Cinturão Orogênico Atlântico e a Bacia Sedimentar do Paraná (Almeida et al. 1981) (Figura 2A e B). O leste Catarinense, além dos limites do presente estudo, é embasado por rochas cristalinas do Escudo, pré-cambrianas (Figura 2B). A área de estudo está localizada no Planalto de Santa Catarina, inserido inteiramente na unidade geotectônica da Bacia Sedimentar do Paraná (BSP), uma das maiores províncias tectônicas brasileiras, com uma área de aproximadamente 1,6 milhão de km² que abrange parte dos estados de Minas Gerais, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Goiás, São Paulo, Paraná, Santa Catarina, Rio Grande Sul e do Paraguai, Uruguai e Argentina (Figura 2A).

A BSP é uma típica bacia intracratônica e se constitui em uma grande sinéclise paleozoica que teve sua consolidação final durante o Neo-ordiviciano, quando teve início a sedimentação na bacia. Milani et al. (2007) reconheceram a existência de seis supersequências de sedimentação (da base para o topo): (i) Rio Ivaí (Ordoviciano - Siluriano); (ii) Paraná (Devoniano); (iii) Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico); (iv) Gondwana II (Mesozoico a Neotriássico); (v) Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e (vi) Bauru (Neocretáceo).

As estruturas existentes na BSP constituem basicamente três ambientes tectônicos distribuídos temporalmente (Zálan et al. 1990), influenciados por falhas herdadas do embasamento: Siluriano-Devoniano (1), Carbonífero-Permiano (2) e Jurássico-Cretáceo (3).

Os arcos de Ponta Grossa, o Sinclinal de Torres, o Arco de Ponta Grossa e o Arco de Assunção (Figura 2A) são exemplos de estruturas herdadas que atuam diretamente sob alinhamentos locais e regionais. Na área de estudo, ocorrem importantes alinhamentos de direções N-S, NW-SE e NE-SW. Os alinhamentos NE – SW correspondem ao alinhamento rio Engano, Rio do Sul e Corupá (Figura 2B), enquanto os alinhamentos rio Canoas, Serra Geral, rio Hercílio e Porto União tem direção NW – SE (Figura 2B). O alinhamento Ponte Alta tem direção praticamente vertical, N – S (Figura 2B). Além disso, os alinhamentos Ponta Alta, Rio Canoas e Porto União acompanham o divisor hidrográfico entre as bacias hidrográficas costeiras e interiores. Vale ressaltar que, segundo Soares et al. (1982) e Zálan et al. (1990), os lineamentos NE e NW tem sua origem relacionada ao brasileiro e a gênese da BSP (750 – 650 Ma). Como importantes estruturas associadas as direções NW temos o Arco de Ponta Grossa e o Sinclinal de Torres (Figura 2A), inclusive reativados no evento de abertura de da separação América do Sul – África, sendo áreas preferenciais para o extravasamento das lavas. Os lineamentos E – W tem associação com a abertura do oceano Atlântico Sul (150 Ma) e à flexura crustal da Placa Sul-americana, assim como as estruturas N – S, neoformadas (Freitas et al.2006). Estudos de neotectônica cenozoica apontam para a importância das direções E – W e N – S (HASUI 1990; ASSUMPCÃO 1992; FREITAS et al.2006; JACQUES et al.2014).

No *front* da escarpa da Serra Geral e a leste, na depressão do rio Itajaí-Açu e na área do Planalto drenada pelo rio Iguaçu aflora a sequência de rochas paleozoicas da BSP. Essas formações se constituem principalmente de argilitos, siltitos, lamitos, ritmitos e outras rochas com laminação horizontal (Scheibe 1986).

A partir das variações de composição, gênese e idade, essas rochas foram divididas em formações e grupos, a saber: Grupo Passa Dois (formações Rio do Rasto, Teresina, Serra Alta e Irati) (Permiano); Guatá (formações Palermo e Rio Bonito) (Permiano) e Itararé (formações Rio do Sul, Mafra e Campo do Tenente) (Permiano – Carbonífero Superior) (Schneider et al. 1974; Scheibe 1986). Entre as camadas sedimentares também são registrados sills e diques de diabásio, da Formação Serra Geral.

No topo do Grupo Passa Dois predominavam condições continentais, porém o ambiente foi nerítico e marinho ao longo da maior parte da deposição do Grupo, que sucedeu um ambiente marinho fechado, restrito a sua base. A Formação Rio do Rasto, no topo, se compõe de arenitos e siltitos intercalados, com laminação cruzada e cor amarelada, esbranquiçada a acinzentada, do Membro Serrinha (Warren et al. 2008). Na base, o membro Morro Pelado é composto por siltitos de coloração violeta azulado a avermelhado,

intercalados por lentes esverdeadas e amareladas com estratificação plano-paralela e aspecto pastilhado. A Formação Teresina, sotoposta, se caracteriza por águas mais agitadas. Consiste em lentes alternadas de argilitos e folhelhos com siltitos e arenitos muito finos, cinza claros a amarelados. A Formação Serra Alta é composta por argilitos, folhelhos e siltitos cinza-escuros e calcários (Scheibe 1986). Localmente essa formação possui laminação paralela, mas em geral não apresenta estruturas sedimentares, indicando um ambiente de marinho com águas calmas. No topo desse Grupo, a Formação Irati se compõe de folhelhos escuros, pirobetuminosos e calcários. Na base se depositam os folhelhos e argilitos, indicando um ambiente de mar fechado (THOMAZ 1984).

Sob condições marinhas transgressivas de águas rasas, no Permiano Médio, se acumularam, concordantemente, siltitos, siltitos arenosos e arenitos finos de cor cinza, amarelados e esverdeados quando da Formação Palermo. Ao longo do Permiano, as condições marinhas gradam para condições deltaicas. Uma sequência de sedimentos arenosos, intercalados por camadas de siltitos, folhelhos e camadas de carvão compõe a Formação Rio Bonito (THOMAZ 1984).

No Grupo Itararé, o ambiente era predominantemente glacial, intercalado por rochas tipicamente marinhas na base. No topo, a Formação Rio do Sul é composta por folhelhos e argilitos várvidos cinza escuros, com laminação plano-paralela e rítmica, na base e argilitos, folhelhos várvidos, ritmitos, arenitos finos e diamicitos no topo. Sotopostos, arenitos esbranquiçados, amarelados e avermelhados, finos a grosseiros, com estratificação plano-paralela a cruzada acanalada constituem a Formação Mafra. Na base, a Formação Campo do Tenente é composta basicamente por argilitos castanho-avermelhados, com laminação plano-paralela (SCHNEIDER et al. 1974)

No flanco oeste afloram as rochas vulcânicas cretáceas da Formação Serra Geral (Figura 3B), associados a abertura do Oceano Atlântico Sul, o chamado evento Sul-Atlântico (~120 Ma) (Schobbenhaus et al. 1984). Tal formação é composta por um derrame de lavas e intrusões basálticas, de diabásios, lavas ácidas e intermediárias. No extremo oeste da área estudada afloram termos ácidos (Figura 3C) (dacitos e riolitos) (Sartori e Bortolotto 1982; Nardy et al. 2008), que são responsáveis por uma morfologia plana com altitudes acima dos 1.400m, próximo a região de Caçador (SC) (Figura 3C). A leste de Caçador, área centro-oeste e sudoeste do recorte, afloram os basaltos (Figura 3C). Na área do reverso da Serra Geral ainda foram descritas lentes de arenitos, associadas à fácies *intertrap* da Formação Serra Geral (PETRY et al. 2005).

1.2.2 Contexto Geomorfológico e Hidrográfico

O relevo do Sul e Sudeste brasileiro é marcado pela existência de escarpas e grandes divisores regionais que limitam bacias costeiras, que drenam para oeste diretamente para o oceano e bacias interiores, que drenam para leste e tem seu nível de base localizado muitas dezenas de quilômetros de suas nascentes. Dentre as principais escarpas pode-se citar a Serra do Mar, a Serra da Mantiqueira e a Serra Geral. Os rios Paraíba do Sul, no Rio de Janeiro, Ribeira, em São Paulo/Paraná e Itajaí-Açu em Santa Catarina são os principais exemplos de rios que romperam a Serra do Mar no sudeste do Brasil. Estes rios romperam a Serra do Mar através de áreas estruturalmente mais propensas aos processos erosivos como grábens, zonas de cisalhamento e grandes falhamentos. A Serra do Mar constitui-se em um conjunto de escarpas festonadas com cerca de 1.000 km de extensão. Tais escarpas foram soerguidas e começaram a ser modeladas no início do Cretáceo Superior, quando da ruptura do supercontinente Gondwana. Rochas proterozoicas do embasamento cristalino, além de intrusões Brasilianas, constituem o substrato geológico Serra do Mar (província Mantiqueira (Almeida et al. 1981)). Como feição de relevo, a Serra do Mar estende-se do Rio de Janeiro ao norte de Santa Catarina (Almeida e Carneiro, 1998), a altura da latitude 27°. Para Sul, uma série de Escarpas descontínuas, conhecidas como Serras do Leste Catarinense aparecem. Nessa área, a Serra Geral passa a se configurar o divisor entre as drenagens costeiras e interiores. A Serra Geral constitui uma feição escarpada que se estende desde o interior de Goiás até o Rio Grande do Sul no limite leste dos derrames da Formação ou Grupo Serra Geral. Os mesmos processos proporcionaram o levantamento da Serra do Mar geraram a Serra Geral, mediante a inclinação de antigas superfícies de aplainamento em direção ao interior do continente (Villwock; Tomazelli, 2007).

Em Santa Catarina, podem-se definir três compartimentos principais a partir de critérios morfológicos, litológicos e morfotectônicos: (i) um Planalto dissecado a leste que se estende para leste dos contrafortes da Serra do Mar até a costa. Nesse compartimento afloram rochas do embasamento cristalino, proterozoicas, além de intrusões associadas ao evento Brasileiro. A Serra do Mar também é responsável por dividir o Planalto Cristalino, área embasada pelas rochas metamórficas Pré-Cambrianas (Figura 2B) e a Depressão modelada sobre as rochas sedimentares paleozoicas da Bacia do Paraná (Figura 2B). A área integra as Serras do Leste Catarinense (Figura 1B) e coincide com a área denominada Região do Planalto e Região do Litoral e Encostas por Peluso-Junior (1986). A depressão (ii) constitui um patamar mais baixo no relevo do estado Catarinense, dissecado, modelado a partir da ação morfoclimática sobre rochas sedimentares fanerozóicas da Bacia do Paraná, dissecada. Essa

unidade se localiza a oeste da Serra do Mar e a leste da Serra Geral (Figura 1 e 2). Por fim, a oeste da Serra Geral localiza-se um planalto mais elevado, com menor nível de dissecção e sustentado por rochas vulcânicas (básicas e ácidas) juro-cretácicas da Bacia do Paraná (Figura 2).

Da mesma forma, o relevo catarinense também pode ser dividido a partir das principais bacias hidrográficas do estado: bacias costeiras, Uruguai e Iguaçu (Paraná) (Figura 1). A área do Planalto pode ser dividida entre região sudeste e oeste (rios drenam para o Canoas e do Peixe, afluentes do Uruguai), onde localmente seus principais afluentes são o rio Correntes e o rio Marombas. A nordeste os canais drenam para o rio Iguaçu, afluente do Paraná, a partir de três sub-bacias principais, de leste para oeste: Negro, Canoinhas e Timbó (Figura 1 e 2C). Os sistemas hidrográficos Iguaçu e Uruguai drenam para oeste (Figura 1 e 2C). A leste do planalto, os canais desembocam diretamente no Oceano Atlântico após fluir entre serras que se apoiam nas escarpas das Serras do Mar e Geral, junto ao planalto (Figura 1 e 2C). O principal curso d'água costeiro é o rio Itajaí-Açu, que tem nos rios Itajaí do Norte, Itajaí do Oeste e Itajaí do Sul (Figura 1 e 2C) seus afluentes principais. O rio Itajaí-Açu é o principal rio costeiro catarinense a romper a Serra do Mar e o único deles que drena áreas significativas dos terrenos localizados a oeste dessa serra.

O divisor entre os rios Itajaí-Açu e Uruguai está associado às escarpas da Serra Geral (Figura 1). Na porção leste do estado de Santa Catarina, o limite hidrográfico entre as bacias do rio Paraná (Iguaçu) e Itajaí-Açu se é representado parcialmente pela Serra do Mar (Figura 1) e, a oeste por outros divisores de menor extensão, como a Serra da Moema e a Serra do Iraputã (Figura 1). Em direção ao interior do Estado, a partir da borda ocidental das serras, se dispõe os Planaltos do Iguaçu (Paraná) e Uruguai. Esses dois sistemas hidrográficos são separados pelo planalto da Serra Geral e pela Serra do Espigão e a Serra do Repartimento (Figura 1).

Como supracitado, no nordeste de Santa Catarina a Serra do Mar possui morfologia semelhante à área paranaense e paulista, dividindo a planície litorânea e a zona cristalina do planalto (Figura 2). No sudeste catarinense, porém, a bacia hidrográfica do rio Itajaí-Açu, por ação da erosão remontante (Peluso-Júnior 1986), foi responsável por romper a Serra do Mar e erodir os sedimentos paleozoicos (Figura 1 e 2). Como consequência, as cabeceiras do rio Itajaí-Açu hoje estão localizadas junto às escarpas da Serra Geral. Em virtude desse processo surgiram muitos rios subsequentes, se acomodando sob as estruturas existentes. Segundo Almeida (1952), esse processo é condicionado pela erosão diferencial: as rochas mais friáveis,

de metamorfismo baixo, do Grupo Itajaí na Serra do Mar e sua disposição favoreceram o processo erosivo e o rompimento dessa serra no estado de Santa Catarina.

No centro-sul e sul do litoral catarinense, a dinâmica geológico-geomorfológica sofre forte influência do Sinclinal de Torres (Figura 1 e 2). Nessa área a Serra Geral está posicionada mais próxima à linha de costa, e forma uma feição imponente, que chega a 1.800m no Campo dos Padres. Ao sul do Estado ocorre uma larga planície quaternária, que se estende em direção ao Rio Grande do Sul, em grande parte alagada, constituída de sedimentos continentais (alúvios e colúvios).

Uma compartimentação geomorfológica do Estado de Santa Catarina foi elaborada pelo RADAMBRASIL (hoje incorporado ao IBGE) e constituiu a base do levantamento geomorfológico constante do Atlas de Santa Catarina (GAPLAN, 1986) (Figura 3). Segundo este mapeamento, na área de estudo se distinguem cinco compartimentos geomorfológicos, a saber: (i) Patamares do Alto Itajaí, a leste; (ii) Planície colúvio-aluvionar, restrita a uma pequena área na planície do rio Itajaí; (iii) Patamar de Mafra, ocupando uma faixa no norte da área de estudo (pertencente a unidade hidrográfica do rio Paraná); (iv) Planalto Dissecado do rio Uruguai e Iguaçu, a oeste; e (v) Planalto dos Campos Gerais, que ocupa quase toda a área a oeste, das bacias hidrográficas do Paraná e Uruguai (Figura 3).

A unidade patamares do Alto rio Itajaí (Figura 3) tem como característica o intenso processo de dissecação da rede de drenagem. As altitudes variam de 1.200m junto às escarpas da Serra Geral a 300 m ao longo dos vales do rio Itajaí do Norte ou Hercílio e o rio Itajaí do Oeste. A partir de rochas sedimentares paleozoicas se desenvolvem patamares extensos e relevos residuais, que frequentemente estão alçados a mais de 1.000m de altitude. Já as áreas de depósitos colúvio-aluviais correspondem a relevos planos ou levemente convexos, resultantes da dinâmica sedimentar fluvial dos grandes cursos d'água que cortam o estado catarinense, em especial o Rio Itajaí, Iguaçu e Uruguai.

O patamar de Mafra (Figura 3) é uma superfície regular, quase plana, com caimento de leste para oeste, que se sustenta como nível altimétrico intermediário. Localizam-se importantes afluentes do rio Iguaçu nessa unidade – Rio Negro, Canoinhas e Timbó – inclusive se observando diferenças morfológicas locais entre as sub-bacias hidrográficas. As cotas altimétricas variam entre 650 e 1000 m.

O Planalto dissecado dos rios Uruguai e Itajaí (Figura 3) é uma superfície elevada, com relevo dissecado, vales encaixados e encostas escalonadas em patamares. As cotas altimétricas ultrapassam os 1.200 m na borda leste e decaem até cerca de 300 m na parte oeste e nordeste, em direção ao eixo central da Bacia Sedimentar do Paraná. Já o planalto dos

Campos Gerais corresponde aos resquícios de uma superfície de aplainamento regional (GAPLAN 1986). A intensa dissecação ocorrida nesse planalto é consequência da erosão fluvial promovida pela rede de drenagem, comandada pelos rios Timbó, Canoas, Pelotas, do Peixe e Uruguai (Figura 1).

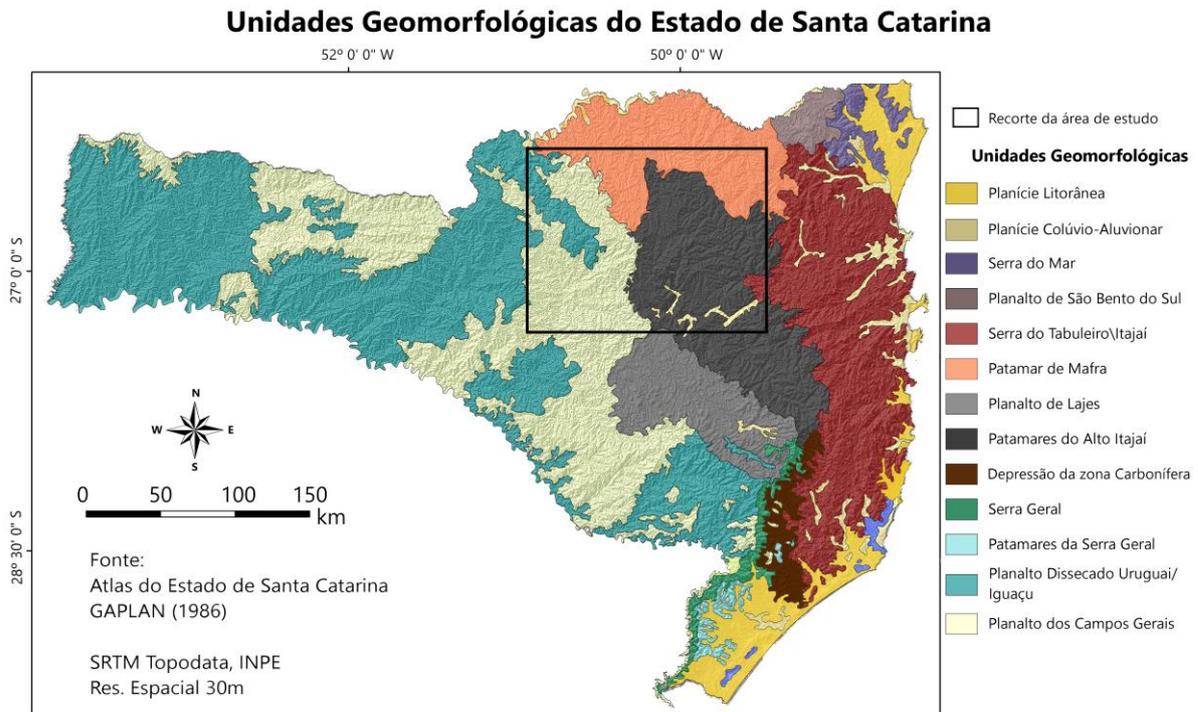


Figura 3: Mapa das unidades geomorfológicas do Estado de Santa Catarina, modificado a partir do mapeamento presente no Atlas do Estado de Santa Catarina (GAPLAN 1986)

Localmente, estudos realizados por Paisani et al. (2013; 2014), demonstram que na área a oeste do local de estudo, no limite entre as unidades hidrográficas Iguaçu e Uruguai, ao longo do Quaternário superior, a paisagem evoluiu através de câmbios de processos de morfogênese e pedogênese. Registra-se predomínio de morfogênese nos períodos glaciais e pedogênese nos períodos interglaciais. Assim, para Paisani et al. (2013; 2014) o período compreendido entre 60 – 25 ka teria sido marcado por um regime climático estável, onde o sistema hidrográfico apresentava-se em equilíbrio dinâmico, marcado por processos de baixa energia. Esses processos são comprovados pelo desenvolvimento de extensos paleossolos, tanto na área da bacia hidrográfica do Iguaçu quanto na área do Uruguai. Regionalmente, a partir 25 ka tem início um processo de mudança de regime, passando a dominar condições de alta energia. Em 11,7 ka começa o desmantelamento dos paleossolos. Nesse contexto de processos de alta energia e de mudanças no nível do freático ocorrem também processos de reorganização fluvial, que tem sido recorrentes na paisagem até os dias atuais. Tais mecanismos de rearranjo fluvial implicaram em processos de inversão de relevo. Inclusive,

como destacam os autores, tal inversão não esteve dissociada de certa atividade neotectônica (Paisani et al. 2008; 2012; 2013).

1.2.2.1 Evolução Geomorfológica Regional e Local

O controle estrutural como condicionante evolutiva do relevo na Serra Geral foi apontado por uma série de autores (MACK 1947; FREITAS 1955; FULFARO et al. 1967; BJÖRNBERG et al. 1971; PENTEADO 1976, 1983; VIEIRA 1982; MELO 1995; RICCOMINI 1995; RICCOMINI et al. 1997, 2005; LADEIRA e SANTOS 1996; MORALES 2005). Dentre os estudos citados, destaca-se aquele conduzido por FREITAS (1955), para quem a Serra Geral constituiria uma verdadeira escarpa de linha de falha que teria sido posteriormente retrabalhada pela erosão. Nesse sentido, um fenômeno ocorrido no final do Mesozoico e início do Cenozóico assume papel determinante na evolução geomorfológica da região: a ascensão da borda Nordeste da Bacia do Paraná e de toda a faixa atlântica desde estado do Rio de Janeiro até o Rio Grande do Sul. Essa movimentação tectônica foi inferida nos estudos pioneiros (ASMUS e FERRARI, 1978, VIEIRA, 1982, ALMEIDA e CARNEIRO, 1998) e confirmada pelas datações por traços de fissão de apatita dos estudos mais recentes (TELLO SAENZ et al. 2003, RIBEIRO et al. 2005, GODOY et al. 2006).

Portanto, mesmo que ainda não totalmente compreendidos, o(s) processo(s) tectônico e/ou isostático na Borda da Bacia do Paraná contribui(uem) para a manutenção da morfologia da Serra Geral e provavelmente influencia(m) o processo de reorganização fluvial. O soerguimento isostático é mais eficiente nas áreas periféricas das bacias sedimentares, que tendem a ser mais basculadas, enquanto o centro tende a ser mais rebaixado, devido ao maior peso e constante acúmulo da pilha sedimentar (Figura 4). Com a retirada de sedimentos das áreas terminais e o acúmulo no centro da bacia ocorre soerguimento ou rebaixamento, devido a pressão/ alívio de carga (Figura 4). A presença de uma componente isostática acelerando as taxas de denudação (ALMEIDA, 1948; 1956; VOLKMER, 1999; PAIVA FILHO, 2000; PAISANI et al. 2008; 2013) acarreta deformações importantes na estrutura dos derrames da formação Serra Geral, sobretudo, por abatimento junto a calha do rio Paraná após o Cretáceo. Tal drenagem se constitui nível de base do rio Iguaçu (PR/SC), e alguns dos principais sistemas hidrográficos que drenam a oeste da Serra do Mar e Serra Geral em todo sul/sudeste brasileiro. Processos isostáticos acarretaram no rebaixamento do Planalto das Araucárias a oeste e soerguimento, epirogenético e flexural, a leste. No leste do Planalto de Canoas, as evidências de processos tectônicos se relacionam a flexura da escarpa da Serra Geral, que se eleva a mais de 1.200 m, cerca de 200 m acima da média da superfície. A ocorrência de

processos de soerguimento na borda da área dos derrames/Bacia do Paraná é recorrente e mecanismos semelhantes foram descritos em borda de escarpas de margens passivas em outros lugares do mundo (SUMMERFIELD, 1991; GILCHRIST e SUMMERFIELD, 1994; BISHOP, 2007). O soerguimento teria causas epirogenéticas e flexurais: a área se encontra próxima a borda da Bacia do Paraná e no limite da área dos derrames da Formação Serra Geral (ALMEIDA, 1948; 1956; VOLKMER, 1999; PAIVA FILHO, 2000) (Figura 4). Tais conclusões se apoiam nas ideias de Ab'Saber (1949) quanto ao processo de circundesnudação, o qual seria responsável por esse soerguimento e também pela exposição das rochas sedimentares mesozoicas subjacentes aos derrames a leste da área de estudo nos Estados do Paraná e Santa Catarina (MAACK, 1947; AB'SABER e BIGARELLA 1961, BIGARELLA et al. 1961).

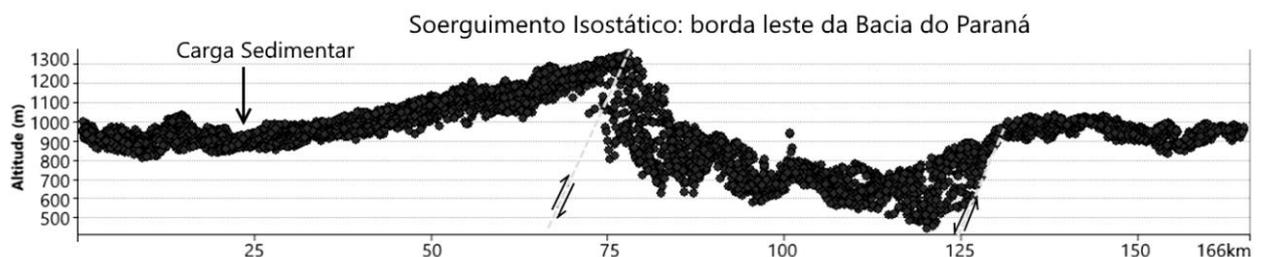


Figura 4: Soerguimento isostático na borda dos derrames associado a escarpa da Serra Geral. O perfil acima se localiza na área norte da área de estudo.

Não obstante, outros autores apontam para a influência tectônica (Putzer, 1955 e Scheibe, 1986), cuja influência é de difícil comprovação. Para Scheibe e Furtado (1989) os alinhamentos regionais mapeados no território catarinense corresponderiam a blocos tectônicos. De fato, tal hipótese parece ser reforçada pelos resultados da presente tese. Por exemplo, na bacia hidrográfica do Iguaçu ocorrem três patamares altimétricos limitados por importantes alinhamentos regionais. A área mais rebaixada, drenada pelo rio Canoinhas, seria limitada à leste pelo alinhamento do rio Hercílio (NW-SE) e a oeste pela Serra Geral alinhamento (NW-SE). Um alto estrutural nesse patamar inferior coincide com o alinhamento Ponte Alta (NNE-SSW) (Figura 52). Esse alto estrutural é conhecido regionalmente como Serra do Rancho Grande e corresponde ao divisor entre a bacia do rio Iguaçu e a bacia rio Itajaí-Açu.

Os blocos são marcados por diferentes comportamentos estruturais, morfologia e intensidade dos basculamentos, como propôs Putzer (1955) para a área mais a sul: o bloco do Planalto, na área drenada pelo rio Canoinhas seria um gráben, aqui ilustrativamente chamado Gráben Canoinhas (Figura 5), uma área que teria sido rebaixada entre dois blocos que foram elevados, os horts, o Horst do Rio Negro e Serra Geral Norte (Figura 5). É importante

ressaltar que esses possíveis blocos são limitados por importantes alinhamentos regionais que foram mapeados já por Scheibe e Furtado (1989).

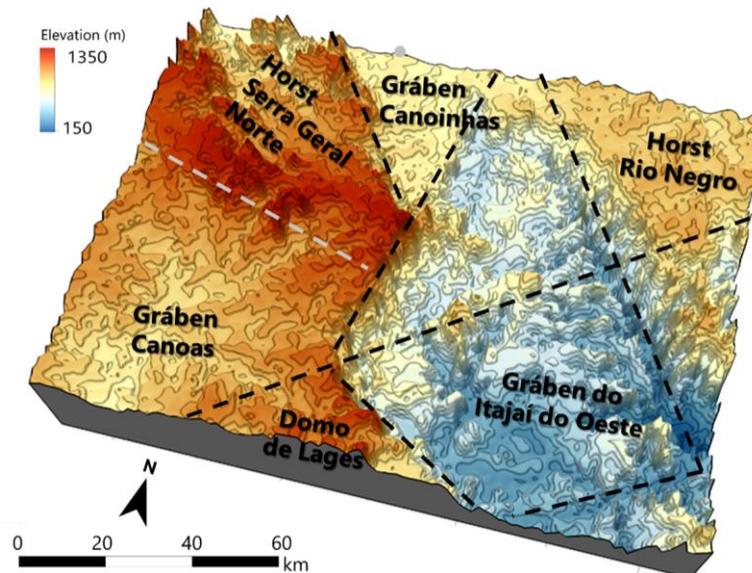


Figura 5: Blocos tectônicos na área de estudo, definidos nos limites dos alinhamentos estruturais de Scheibe e Furtado (1989). O limite entre o Gráben do rio Canoas e o Horst Serra Geral Norte, em branco, foi inferido no presente estudo

1.2.3 Contexto Ambiental

O clima do estado de Santa Catarina é mesotérmico. No litoral se caracteriza por precipitações bem distribuídas ao longo do ano, embora, durante o verão, as mesmas sejam mais concentradas, com médias anuais acima dos 1.800mm, a exceção da área a sudeste, onde a média de precipitação anual não alcança os 1.500mm (Pinto et al. 2011). Nessa região a média de temperatura do mês mais quente está acima dos 22° C. A exemplo da área do litoral, no Oeste Catarinense as precipitações são bem distribuídas ao longo do ano com médias anuais entre 1.800 e 2.200mm anuais. Enquanto isso, nas regiões mais elevadas e serras (na região central e centro-leste de Santa Catarina), os verões são mais úmidos que os invernos e as precipitações menos abundantes, entre 1.400 e 1.600mm anuais, porém bem distribuídas ao longo do ano. Nessas áreas, no mês mais quente, a temperatura média é inferior a 22°C (NIMER 1990).

Estudos paleoclimáticos nas proximidades da área de estudo (Behling et al. 2004; Oliveira et al. 2008; Paisani et al. 2014) encontraram evidências de um clima mais frio e seco durante o estágio isotópico marinho 4 (MIS) (Máximo Glacial), ~70 ka, enquanto o MIS-3 (~60 ka) se caracterizou por um clima mais úmido e quente (Behling et al. 2004). Uma mudança para um clima mais frio e seco é registrado regionalmente durante o MIS-2, que caracteriza-se como o Último Máximo Glacial (~30 ka) (PAISANI et al. 2014). Importantes mudanças no regime hídrico e climático ocorrem no fim do MIS-2 e o MIS-1 é, portanto,

marcado por um clima mais úmido e quente, que vem predominando até o presente (BEHLING et al. 2004; OLIVEIRA et al.2008; PAISANI et al.2014)

No que se refere à cobertura vegetal, desde a década de 1960, o intenso desenvolvimento agrícola e agropecuário modificou profundamente seu aspecto. Entretanto, as unidades fitogeográficas originais da área de estudo são: (i) Floresta Ombrófila Densa e (ii) Floresta Ombrófila Mista (LEITE 1994).

A vegetação original em Santa Catarina é condicionada pelos aspectos geomorfológicos e climáticos regionais, do que resultam quatro unidades fitogeográficas: (i) Estepes, são estão associados a áreas de campos, compostas principalmente de gramíneas, em terrenos elevados, normalmente acima dos 1.200 m de altitude com estação fria bem pronunciada (de até 8 meses) (Velloso et al. 1992); (ii) as áreas de Floresta Ombrófila Mista (Floresta de Araucária) ocorrem onde as precipitações médias se situam abaixo dos 1.700 mm anuais e altitude média entre 500 e 1.200 m de altitude, e (iii) Floresta Ombrófila Densa definida por áreas de precipitação abundante e bem distribuída ao longo do ano (Velloso et al. 1992). Em Santa Catarina, são determinadas pela barreira orográfica constituída pela Serra do Mar e Serra Geral (a sudeste). Por fim, (iv) a Floresta Estacional Semidecidual, se localiza no sudoeste do estado Catarinense e ao longo do rio Uruguai, onde as precipitações são menores (abaixo dos 1.500mm anuais, em média).

Da mesma forma, a tipologia das formações superficiais (autóctones ou alóctones) estão condicionadas à litologia, clima, geomorfologia, tempo e os organismos existentes. Os diferentes tipos de solos encontrados na área de estudo foram correlacionados as unidades geomorfológicas supracitadas (EMBRAPA 2004) (Tabela 1).

Tabela 1: Tipos de solo por unidade geomorfológica no Estado Catarinense

Unidade Geomorfológica	Tipos de Solo
Patamares do alto rio Itajaí	Argissolo Vermelho-Amarelo, Cambissolo, Argissolo Bruno-Acinzentado e Gleissolo Pouco Húmico
Patamar de Mafra	Latossolo Bruno/Vermelho-Escuro, Cambissolo e Argissolo Bruno Acinzentado
Planalto Dissecado do Iguaçu/Uruguai	Latossolo Vermelho, Cambissolo, Nitossolo Vermelho Estruturada e Neossolos Litólicos
Planalto dos Campos Gerais	Cambissolo, Neossolos Litólicos, Nitossolo Bruno e Latossolo Bruno Latossolo Bruno/Vermelho, Cambissolo, Nitossolo Bruno

Fonte: EMBRAPA (2004).

Os Cambissolos são os solos mais comuns no estado e estão presentes em todas as unidades geomorfológicas da área de estudo (EMBRAPA 2004). São solos pouco desenvolvidos, incipientes, geralmente associados a áreas íngremes, rochas resistentes e depósitos inconsolidados.

Nos Patamares do Alto Itajaí e no Patamar de Mafra predominam Argissolos (EMBRAPA, 2004). São solos instáveis, muito susceptíveis a processos erosivos. Nos Patamares do Alto Itajaí também se desenvolvem solos hidromórficos, Gleissolos, em virtude da flutuação do nível freático.

Latosolos são solos bem desenvolvidos, geralmente espessos, localizados em terrenos planos ou de baixa declividade, ocorrem no oeste Catarinense (Planalto Dissecado do Iguaçu/Uruguai e Planalto dos Campos Gerais) e Patamar de Mafra (centro-norte) (EMBRAPA, 2004). No oeste catarinense também se registram Nitossolos (Planalto Dissecado do Iguaçu/Uruguai e Planalto dos Campos Gerais), em terrenos a declividade não permite o desenvolvimento de Latossolos (EMBRAPA 2004).

Os Neossolos por sua vez são solos pouco evoluídos, pouco espessos e ricos em cascalhos (Embrapa, 2006), em virtude de características do substrato rochoso ou do relevo local. Em Santa Catarina ocorrem associados às escarpas da Serra Geral (e da Serra do Mar), na área de transição entre o Patamares do Alto Itajaí, no Planaltos dos Campos Gerais e nos degraus dos vales da unidade do Planalto dissecado dos rios Iguaçu e Uruguai (EMBRAPA 2004).

Na área de estudo foram feitas descritas formações superficiais, durante os trabalhos de campo. No extremo oeste (Planalto Dissecado do Iguaçu/Uruguai), sobre rochas vulcânicas ácidas, se observam solos litólicos, rasos, pouco desenvolvidos, e não-hidromórficos. Nas áreas de topo, em contraste, ocorrem amplas depressões fechadas onde se desenvolvem solos hidromórficos. Além disso, depósitos de colúvios recobrem as encostas mais íngremes, vinculados a movimentos de massa.

A ação intempérica nos derrames de basaltos, no Planalto dos Campos Gerais, origina espessos perfis de intemperismo, caracterizados por horizontes B delgados, de no máximo 1m de espessura, e horizontes C (alteritas) espessos com mais de 10 m de profundidade. Esses perfis de intemperismo apontam para estabilidade da paisagem, períodos de intensa alteração.

Nas escarpas e principais divisores hidrográficos ocorrem depósitos de fluxos gravitacionais rasos, inclusive observando-se frequentes cicatrizes de deslizamento. A leste, no Patamar de Mafra e Patamares do Alto Itajaí, nas áreas de menor declividade e sob embasamento sedimentar se desenvolvem formações superficiais delgadas, que geralmente não atingem 1 m de espessura.

1.3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

1.3.1 Evolução de longo-prazo dos Escarpamentos de Margem Passiva

As margens continentais passivas são bordas limítrofes continentais que resultam da separação das placas litosféricas, rifte e expansão do assoalho oceânico (Bishop 2007). Elas representam um estágio avançado no processo de extensão crustal (Matmon et al. 2002) e separam o planalto interior da planície costeira (SEIDL et al. 1996). Sua origem está associada a tectônica extensional que resulta na quebra continental (Cockburn et al. 2000) e sua formação se inicia quando as bordas dos riftes são elevadas durante processos de rifteamento e posteriormente se propagam em direção ao continente ao longo do tempo (SEIDL et al. 1996).

A abordagem tradicional assume que o escarpamento tem recuado constantemente em direção à superfície planáltica desde o evento de rompimento continental (Ollier 1981; Summerfield 1991). Nos últimos anos, porém, o avanço das técnicas de datação e mensuração de processos geomorfológicos tem feito surgir outras teorias que dão conta de um recuo menos pronunciado espacialmente e temporalmente limitado (Van Wateren e Dunai 2001; Brown et al. 2002; Matmon et al. 2002; Persano et al. 2002; van der Beek et al. 2002; Braun e Van der Beek 2004; Braun 2017), onde o processo o processo de recuo é mais concentrado nas linhas de drenagem (Matmon et al. 2002).

Para estes autores, o recuo paralelo dos divisores ocorre, de modo mais pronunciado, alguns milhões de anos (entre ~10 e 20 Ma) após a ruptura continental. Isso porque a ruptura resulta em uma queda abrupta do nível de base para os rios que correm em direção ao novo oceano, o que leva a rápida incisão fluvial e a intenso processo de recuo inicial do escarpamento (PERSANO et al. 2002).

Após esse período de recuo acelerado, a posição da escarpa de margem passiva tende a se estabilizar e o seu recuo será lento e pouco representativo. Ou seja, nessa perspectiva os processos superficiais não são responsáveis pela localização das escarpas, no entanto tem papel fundamental na morfologia apresentada por elas. Para Matmon et al. 2002 a localização do escarpamento é controlada principalmente pela estrutura crustal e não pelos processos superficiais.

Nessa perspectiva, apesar da sinuosidade das escarpas aumentar com o tempo, principalmente em função da movimentação remontante dos *knickpoints*, elas não recuam significativamente de sua posição original, a qual é determinada pelos limites das falhas normais que as formaram. A evolução do escarpamento é condicionada fundamentalmente pela topografia continental pré-ruptura e secundariamente pela rigidez flexural da litosfera,

variações litoestratigráficas na seção superior erosiva da crosta e quedas no nível de base no interior do continente (VAN DER BEEK et al. 2002).

A maior parte dos estudos de dinâmica evolutiva de longo-prazo das escarpas de margens passivas aponta para dois grupos de processos principais atuando no recuo (ainda que lento e medíocre) e na modelagem de tais feições: (i) processos hidrográficos, controlados pelo recuo dos knickpoints com consequente erosão remontante (Seidl et al. 1996; Van Wateren e Dunai, 2001; Brown et al. 2002; Persano et al. 2002; Vanacker et al. 2007) e (ii) movimentos de massa episódicos (Weissel e Seidl 1998; Seidl et al. 1996; Van Wateren e Dunai 2001).

Associadas as vertentes oceânicas das escarpas de margens passivas observam-se rios de leito rochoso, encaixados, frequentemente formando quedas d'água e cânions. Estes rios, caracteristicamente, não respondem instantaneamente à perturbação tectônica (BISHOP, 2007). Ao contrário, tais canais desenvolvem um ou mais knickpoints, que são quebras íngremes no perfil do canal, migrando a montante em resposta a mudanças do nível de base (GARDNER 1983; HAYAKAWA e MATSUKURA 2003; BISHOP et al. 2005; CROSBY e WHIPPLE 2006).

A íntima relação entre knickpoints e o comportamento evolutivo da rede de drenagem é estudado desde os primórdios da geomorfologia e sabe-se que os knickpoints possuem papel de destaque também no controle dos processos de reorganização fluvial. O knickpoint marca a transição entre a escarpa, o planalto interior e o planalto inferior onde os canais drenam diretamente para o oceano, e é responsável pelo aumento da sinuosidade da frente do escarpamento. Esse é o local onde caracteristicamente a dinâmica fluvial é mais intensa, as taxas de denudação são mais elevadas e ocorrem processos de reorganização fluvial.

Concepções modernas de migração de divisores fluviais também mostram que as áreas onde a migração do divisor é mais rápida está diretamente relacionada a migração dos knickpoints (WILLET et al. 2014). A migração dos knickpoints impacta toda a paisagem e os processos que ocorrem associados são de interesse não só para a geomorfologia, mas todas as ciências naturais que, de alguma forma, se relacionam ao sistema natural.

O knickpoint controla o processo erosivo e restringe o local onde a paisagem está se reajustando ao nível de base no momento e o processo erosivo é mais acelerado. A medida que o knickpoint recua, a drenagem costeira avança em direção ao Planalto roubando suas áreas. Um modelo para este processo foi proposto por Prince et al. 2010 para o *Blue Ridge Escarpment*, nos Estados Unidos, também descrito no sudeste brasileiro por Salgado et al.

(2012). Ressalta-se aqui que o modelo foi utilizado pois há semelhança no padrão morfológico e do ponto de vista de evolução erosiva. O contexto de homogeneidade litológica e morfoestrutural da escarpa de Blue Ridge não ocorre na área de estudo. No momento 1, as cabeceiras de drenagem localizadas no escarpamento que delimita as bacias do interior em relação as oceânicas recuariam por erosão remontante, seguindo linhas de fraqueza estrutural, como falhas e fraturas, emprestando aspecto festonado para a linha de escarpa (Figura 6). Nessa etapa a escarpa está em sua posição original e representa o divisor hidrográfico entre os sistemas costeiros e continentais. No momento 2 a escarpa mantém sua posição original, mas não corresponde mais ao divisor hidrográfico principal, pois as drenagens com maior poder erosivo já se instalaram no alto da escarpa (Figura 6). A partir desse momento, por meio de processos de reorganização da rede de drenagem, os cursos fluviais formariam uma unidade no alto planalto, além da escarpa, que drena em direção ao oceano, como indica o momento 3 (Figura 6) e as áreas capturadas do mapa (Figura 6). A partir da reorganização fluvial todo o relevo tende a ser rebaixado, estabelecendo-se o equilíbrio com o novo nível de base – como mostra o momento 4 – onde apenas elevações residuais marcariam a existência de um antigo planalto naquele local. Apesar disso, é importante ressaltar que as drenagens estabelecidas sobre o planalto (etapa 3), mesmo aquelas que drenam para o oceano, devem apresentar taxas de dissecação menos intensas que aquelas posicionadas sobre a escarpa (etapa 1). A existência de cotovelos de captura a leste da posição atual da escarpa é um indicativo da ciclicidade do fenômeno, onde a etapa 1 sucede a 4. As nuances do processo de reorganização fluvial serão discutidas a seguir.

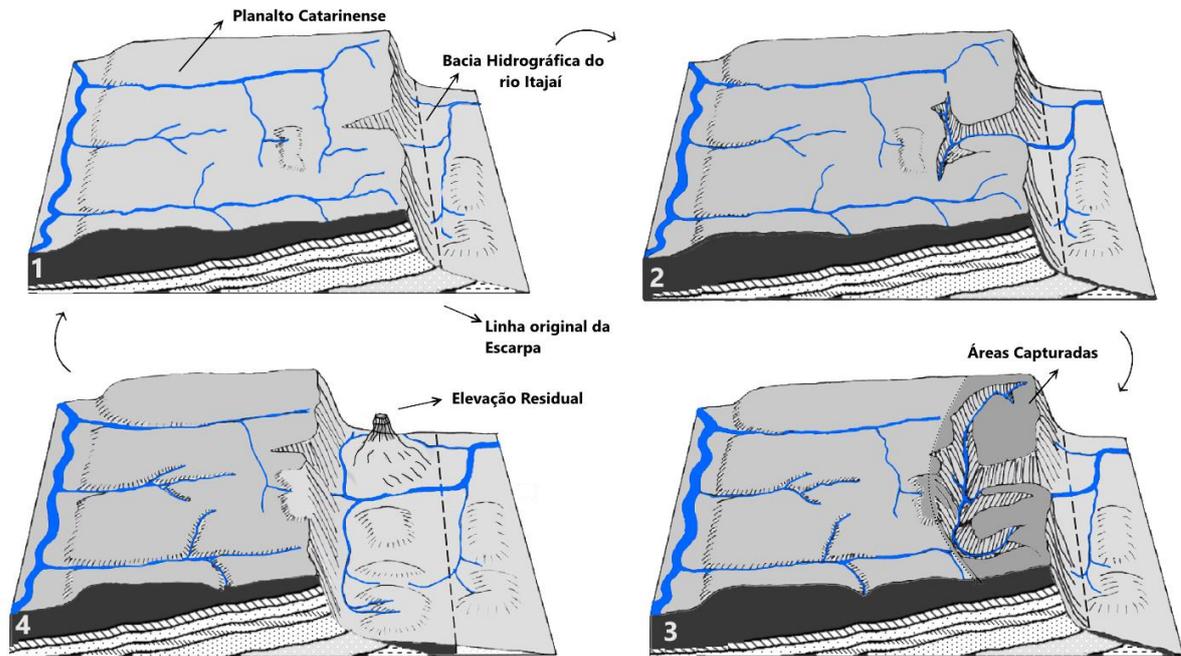


Figura 6: Mecanismo de evolução das áreas adjacentes à escarpa de margem passiva que limita os canais costeiros e os canais interiores. Adaptado de Prince et al. 2010

1.3.1.1 Reorganização da rede de drenagem

Processos de captura fluvial já eram estudados em trabalhos pioneiros de Davis (1899) e de seus seguidores: Thompson (1939) e Cotton (1948), por exemplo. No Brasil, o clássico estudo de Ab'Saber (1957) que documenta a captura do rio Tietê pelo rio Paraíba do Sul foi muito importante para divulgar esses processos em território nacional. Ao longo das décadas de 60 e 70 muitos estudos sobre esse tema foram publicados (HOWARD 1967; SCHUMM 1977; OLLIER 1981).

Uma grande síntese dessas ideias pode ser encontrada em Bishop (1995) que classifica esse processo como reorganização da drenagem. Para este autor a reorganização da drenagem poderia ocorrer por três mecanismos: captura, desvio e decapitação (Figura 7). A reorganização das linhas de drenagem envolve a progressiva transferência das áreas das bacias hidrográficas e linhas de drenagem. No último caso com a preservação, ainda que parcial, das planícies de canal originais (Figura 7).

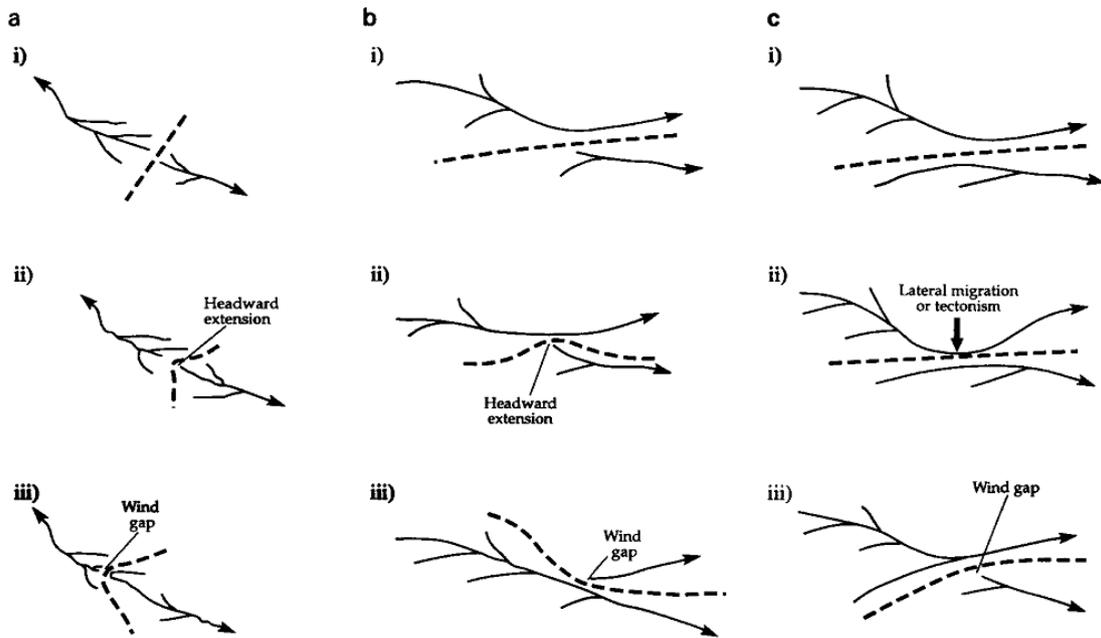


Figura 7: Padrões em planta da reorganização da drenagem por pirataria fluvial (captura) resultando na preservação de linhas de drenagem e transferência de áreas de drenagem entre bacias hidrográficas. As linhas pontilhadas correspondem ao divisor hidrográfico; (a) ilustra a formação de uma drenagem farpada (curvas em anzol) por extensão das cabeceiras (processos ascendentes); (b) e (c) ilustram capturas por intrusão lateral em uma bacia de drenagem adjacente, tanto por extensão da cabeça do tributário ou (b) migração lateral de um canal principal que captura um tributário adjacente (c). Note que o rejuvenescimento da cabeceira seria esperado no canal capturado ou acima do ponto de captura

Evidências de reorganização da drenagem podem ser ‘geológicas’ ou ‘morfológicas’ (BISHOP 1982). A abordagem geológica utiliza materiais e/ou estruturas sedimentares que são demonstrativamente relacionados à paleodrenagem (tais como sedimentos fluviais, lavas de preenchimento) e que podem ser datadas (BISHOP 1995). Já nas evidências morfológicas destacam-se: o cotovelo de captura (*elbow*) (i), aos quais estão também associadas feições como baixos divisores (ii) e vales secos (iii), além de vales decapitados superdimensionados (iv) e do padrão de drenagem ortogonal (*barbed*) (v). O cotovelo se forma devido à mudança de direção do canal capturador, que passa a fluir na direção do canal capturado, podendo deixar parte do vale deste seco e formando um baixo divisor. Devido a captura, pode ocorrer diminuição da vazão e da capacidade erosiva dos rios, que passam a apresentar formas (vales, terraços) incompatíveis com a sua capacidade atual. A formação do padrão de drenagem ortogonal, por sua vez, se deve a mudança da direção da drenagem, aonde, os canais que geralmente apresentam confluências em ângulos menores que 90° passam a apresentar ângulos maiores que 90° .

A captura de um rio (capturado) por outro (capturador), ocorre quando a drenagem controlado por um certo nível de base, invade a drenagem adjacente com um nível de base mais elevado, desviando parte dos canais desse rio para sua bacia hidrográfica. Forma-se na

faixa de captura, devido ao desvio dos canais capturados, o padrão de drenagem ortogonal ‘*barbed*’ (LAUDER 1968). Ou seja, a captura fluvial ocorre quando um canal erode mais agressivamente que o canal adjacente e captura sua descarga interceptando seu curso. A taxa de erosão mais rápida do rio capturador pode estar associada ao fato dele ter um gradiente ou descarga maior, ou devido ao fato de erodirem substratos menos resistentes, ou a uma combinação desses fatores (SUMMERFIELD 1991). Em escala regional, diferentes taxas de precipitação em cada lado de uma serra, escarpa ou montanha, podem ocasionar processos de captura onde rios de maior descarga na face mais úmida capturam rios da face menos úmida

O desvio fluvial pode ser entendido como um equivalente descendente (*top-down*) da captura, envolvendo o redirecionamento da drenagem para um sistema adjacente por uma série de mecanismos de rompimento do divisor, incluindo a migração do canal, tectonismo, ou avulsão ‘catastrófica’ por fluxos de alta magnitude (Bishop 1995). Já a decapitação é a apropriação (ou abstração) de uma área drenada por um rio para outro adjacente, sem preservar as linhas de drenagem da área apropriada. Esse processo é muito comum em áreas de escarpa e é difícil de ser documentado, pois a maioria das evidências é apagada da paisagem (SCHIMIDT 1989; PRINCE et al. 2010).

1.3.2 O Escarpamento de Margem Passiva no sul do Brasil

Na América do Sul, escarpamentos de margem passiva continental ocorrem na margem leste, no sudeste e sul do Brasil. Destaca-se nessa área a Serra do Mar (Figura 8), que divide o planalto interior Brasileiro, onde a maioria dos cursos d’água drenam terrenos de inclinação suave para oeste, em direção ao rio Paraná, e a Planície Costeira onde os rios drenam diretamente para o Oceano Atlântico, a leste. A Serra do Mar se estende do estado do Rio de Janeiro até o estado de Santa Catarina, com uma extensão total de ~800 km e uma altura máxima de 2.245 m (MAACK 1947). Além da Serra do Mar, outros escarpamentos associados a margem continental passiva possuem importância destacada como a Serra da Mantiqueira e a Serra Geral (Figura 8).

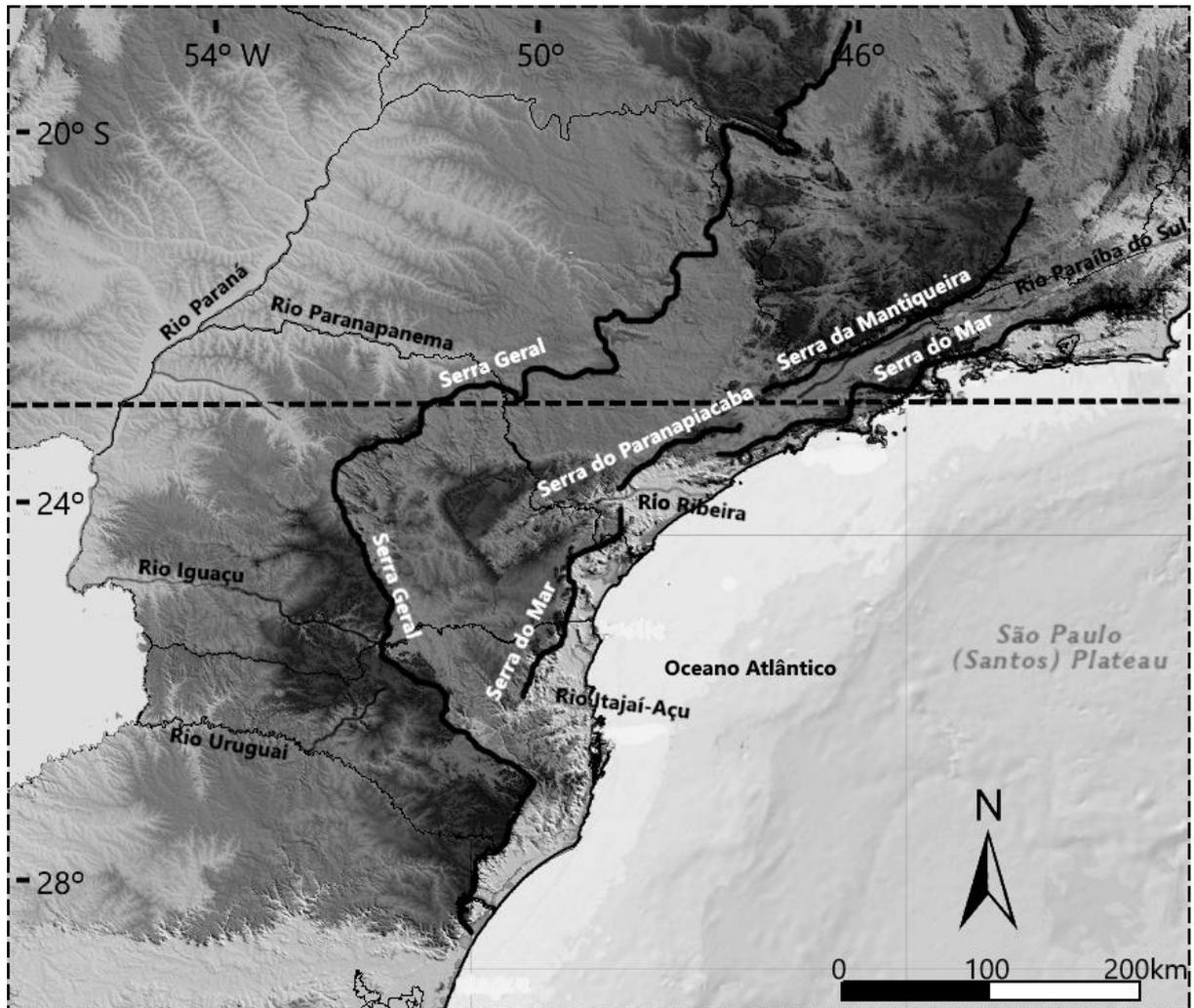


Figura 8: Localização das principais escarpas do Sudeste e Sul do Brasil e a rede hidrográfica regional. Base: Almeida e Carneiro, 1998; SRTM Projeto TOPOData (Valeriano, 2005; Valeriano e Rosseti, 2012)

A gênese da proto Serra do Mar tem relação com os eventos que se sucederam a abertura do supercontinente Gondwana e a consequente formação das Placas Sul-Americana e Africana, no Cenozoico. Processos flexurais isostáticos e tectônicos foram responsáveis pelo soerguimento da área e o surgimento de uma escarpa marginal passiva no leste da Placa Sul-Americana (ALMEIDA 1976; ASMUS e FERRARI 1978). Três fatores contribuíram para os processos supramencionados: (i) o desnível topográfico entre a área serrana e a região marinha decorrente dos esforços de separação continental entre África e América do Sul; (ii) o grande número de blocos falhados justapostos na área costeira, facilitando a sua movimentação; e (iii) a reduzida espessura elástica efetiva da crosta afetada por efeitos termais, o que facilitaria uma maior amplitude dos processos flexurais (MARRENT et al. 2013).

A ativação tectônica Meso-Cenozoica provocou o adernamento da Plataforma Sul-americana para WSW, da qual se originou uma zona deprimida com abatimento para WNW

(BARTORELLI 2004). Em Santa Catarina os eventos iniciais (fase rifte) são registrados pelas rochas vulcânicas magmáticas do distrito de Anitápolis, datado em 130Ma (Scheibe 1986), que coincide com a idade estimada por Asmus (1975) para o rifte (130 – 115Ma).

Dados de traços de fissão de apatita (Vignol-Lelarge et al. 1993; Gallagher et al. 1994; Jelinek et al. 2003; Hackspacker et al. 2004; Franco-Magalhães et al. 2010; Karl et al. 2013) mostram que a margem Atlântica, desde o Rio de Janeiro até Santa Catarina foi submetida a três períodos principais de soerguimento pós-ruptura Gondwana: (i) entre o Aptiano e o Terciário Superior, a cerca de 90 Ma; (ii) no Paleogeno, entre 70 e 60 Ma e (iii) no Mioceno, entre 30 e 20 Ma.

O primeiro evento de soerguimento entre o Aptiano e o Terciário Superior, foi acompanhado de erosão da ordem de 2,5 km, sendo atribuído ao soerguimento da Serra do Mar. Este provocou um embaciamento da porção setentrional da Bacia do Paraná e envolveu quase exclusivamente os basaltos da Formação Serra Geral, que vieram a comportar-se como substrato do Grupo Bauru (Fernandes, 1992). Da mesma forma ocorrem nesse período intrusões alcalinas: Cananéia; Barra do Teixeira e Mato Preto, na Província Serra do Mar (Riccomini et al. 2004), controlada por falhas NE a ENE. Segundo Almeida (1986), além do soerguimento da região da Serra do Mar essas intrusões são concomitantes à subsidência da Bacia de Santos.

As contribuições das (re)ativações tectônicas na margem atlântica entre o Cretáceo Superior e o Paleoceno têm sido amplamente descritos na literatura, e mesmo antes da existência de dados termocronológicos vários estudos retrataram a sua importância na formação do arcabouço morfotectônico dos relevos que compõem a margem passiva do sudeste brasileiro (ALMEIDA et al. 1981; ALMEIDA e CARNEIRO 1998; GONTIJO 1999; RICCOMINI et al. 2004; ZALÁN e OLIVEIRA 2005).

Em Santa Catarina o segundo evento, Paleógeno, é bem conhecido. Estão associadas a esse evento as rochas alcalinas de Lages (dados geocronológicos obtidos pelo método K/Ar forneceram idades mínimas de ~63 Ma e máxima de ~78 Ma) (Scheibe 1986). Datações no Distrito Fluorítico de Santa Catarina mostram intensa atividade tectônica entre ~67 e ~42Ma, especialmente ao longo do Lineamento Florianópolis (JELINEK et al. 2003). Para os autores, o soerguimento constatado no sudeste catarinense é atribuível a uma anomalia térmica que pode ter afetado, desde em torno de 70Ma, uma área bem mais extensa do que o distrito, abrangendo desde a plataforma de Florianópolis, a leste, até áreas a oeste do DFSC, numa faixa E-W alinhada com o lineamento de Florianópolis.

Scheibe (1986) propôs uma compartimentação do leste catarinense em blocos com movimentação diferencial, blocos estes limitados por alinhamentos regionais. Apesar de os dados apresentados por Jelinek et al. 2003 não poderem comprovar tal hipótese os dados de traços de fissão atestam movimentações tectônicas e os autores indicam processos sub-atuais a atuais de subsidência a leste do Distrito Fluorítico de Santa Catarina.

O último grande evento registrado na área data entre 30 e 20 Ma, na transição Oligoceno-Mioceno. Este evento é marcado por um resfriamento lento, o que provavelmente reflete os eventos denudacionais na margem continental brasileira durante o Mioceno (Gallagher e Brown 1999). Tal período é marcado pela mudança no regime tectônico da Placa Sul-Americana de compressional para transtensional e a rotação da Placa Sul-Americana de leste para oeste (Salamuni et al. 2003).

Deste último evento resulta uma série de acontecimentos (Almeida e Carneiro, 1998), dos quais se destacam: (i) a deformação por flexuras e falhamentos da Superfície Sul-Americana; e (ii) a deformação das seções sedimentares que compõem as bacias tafrogênciana na área do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) (Riccomini 1989). No estado do Paraná o período é marcado pela deposição das formações Alexandra (Bacia de Curitiba) e Pariquera-Açu, e a formação dos grábens de Guaraqueçaba, Cananéia e Sete Barras (MELO et al. 1985; RICCOMINI 1989; SALAMUNI et al. 2003).

Dados de isótopos cosmogênicos na Serra do Mar são provenientes de três estudos de taxas de denudação: Salgado et al. 2014 mensuraram as taxas na Serra do Mar paranaense; Salgado et al. 2016 no estado do Rio de Janeiro, na área do rifte do Paraíba do Sul e González et al. 2016 comparou taxas de denudação na Serra do Mar em Santa Catarina e no Rio de Janeiro. Tais estudos exibem taxas de denudação entre 8,1 e 47,7 (Salgado et al. 2014); 6,6 – 48,8m/Ma (Salgado et al. 2016); 13,0-90,0 m/Ma (González et al. 2016). Estes estudos mostram a importância da erosão diferencial e do relevo na determinação das taxas de denudação e relegam ao clima relevância secundária.;

De acordo com Roldan (2007), em Santa Catarina, o evento Miocênico é marcado por: (i) ativação de falhas normais NW-SE as quais teriam gerado o lineamento do Rio Canoas; (ii) a inversão da drenagem principal para dentro do continente e (iii) início da dissecação da superfície de aplainamento regional. Como resultado, a escarpa marginal em Santa Catarina apresenta morfologia diferente daquela dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo e Paraná. A Serra do Mar encontra-se interrompida no norte de Santa Catarina e o divisor hidrográfico entre as bacias que drenam diretamente para o oceano e aquelas que vertem para oeste é a Serra Geral. A Serra do Mar, contínua, dá lugar a uma série de escarpas

descontínuas e de menor extensão: as Serras do Leste Catarinense. A Serra Geral distribui-se de norte a sul, desde o sul de Minas Gerais até o litoral norte do Rio Grande do Sul. A escarpa alcança elevação máxima de ~1.600m e pode se localizar até 370 km para o interior do continente, antes de mergulhar em direção oceano em Torres (Rio Grande do Sul). Localmente a Serra Geral apresenta uma série de inflexões e, a abruptamente muda sua orientação de NW-SE, na latitude 26°50' S, para NE-SW até a latitude 27°10'S, onde muda novamente para NW-SE na região do Domo de Lages até submergir em direção ao Oceano em Torres.

A Serra Geral é embasada pelas rochas vulcânicas homônimas, de idade Cretácea. Duas correntes de pensamento divergem sobre as interpretações a respeito da gênese dessa escarpa: uma delas apontando a erosão diferencial como processo morfogenético dominante e um segundo grupo apontando para uma combinação complexa entre tectônica, isostasia e morfoestrutura. Até 1970 inúmeros estudos foram desenvolvidos na Serra Geral, especialmente na área paulista/paranaense (AB'SÁBER, 1949, 1959, 1965, 1969; ALMEIDA, 1949, 1952, 1964). Estes sempre destacaram os aspectos erosivos e a influência da litoestrutura na gênese do relevo.

Por outro lado, principalmente na seção meridional da Serra Geral, alguns estudos mostram que os mesmos mecanismos flexurais isostáticos associados ao soergimento da Serra do Mar foram responsáveis pelo soergimento da Serra Geral, mediante a inclinação de antigas superfícies de aplainamento em direção ao interior do continente (Willcock e Tomazelli 2007). Este processo também foi responsável por inverter o sentido de curso dos principais rios cortando a maior parte do suprimento sedimentar para a linha de costa (ALMEIDA e CARNEIRO 1998).

No sul do estado de Santa Catarina e no Rio Grande do Sul, a fachada atlântica do litoral tem sua história definida a partir da fase de intensas movimentações tectônicas ocorridas durante o Cretáceo, quando da abertura do Atlântico Sul. A associação entre a tectônica de placas e os processos de erosão e flutuações do nível do mar que ocorreram posteriormente são os responsáveis pela atual distância entre os contrafortes da Serra Geral e as zonas de praias do Oceano Atlântico (WILDNER et al. 2006).

Assim, na morfologia do relevo em Santa Catarina destacam-se duas escarpas principais: A Serra do Mar e a Serra Geral. A Serra Geral apresenta-se como escarpamento interior e divisor hidrográfico principal entre os cursos d'água que fluem diretamente para o Oceano Atlântico (direção leste) e aqueles que drenam para o interior (direção oeste).

O aspecto regional do relevo, no estado de Santa Catarina, se deve à morfoestrutura. Isso porque a linha costa não é mais paralela e corta as estruturas antigas diagonalmente, o que permitiu que grandes vales subsequentes progredissem a partir de faixas de erosão menos resistentes à erosão (ALMEIDA 1952). Processos de reorganização fluvial comandados por drenagens avançando por processos de erosão remontante produziram um aspecto descontínuo e intensamente festonado na escarpa da Serra do Mar.

O caso do rio Itajaí-Açú, no entanto, não é o único ao longo da Margem Passiva Brasileira; um número limitado de cursos d'água costeiros romperam a Serra do Mar (ou a Serra Geral no rio Grande do Sul) e drenam os planaltos interiores. Dentre os principais, podemos citar: i) no limite entre o estado de São Paulo e Paraná o rio Ribeira de Iguapé; ii) no estado Catarinense os rios Cubatão, Itapocu e o Itajaí-Açú e, iii) no Rio Grande de Sul, a maior drenagem costeira: o rio Jacuí.

O estágio de evolução em que se encontra a área da escarpa Passiva no Estado Catarinense, representa uma fase final na evolução das margens passivas. A escarpa da Serra Geral representa um divisor continental interior, inicialmente secundário, e que, após a Serra do Mar ser rompida pelos canais costeiros passou a se configurar como o divisor hidrográfico principal nessa área. A importância regional dessa área é ressaltada porque este divisor é responsável pelo controle das três principais bacias hidrográficas do Sul/Sudeste do Brasil.

Acompanhando a tendência de análise das escarpas em margens passivas, o segmento sul da Serra do Mar mostra um pequeno recuo em direção ao continente. Após alguns afluentes do rio Itajaí-Açu terem rompido a escarpa de Serra do Mar, esta se estabiliza em sua posição, mantendo-se próximo a localização inicial. Ao contrário, a Serra Geral passa a recuar.

A evolução da Serra Geral na região central de Santa Catarina ainda não é bem clara, de modo especial a área a leste, onde o embasamento corresponde as rochas sedimentares paleozóicas e na área da Serra do Repartimento, imponente escarpa que limita as bacias do rio Uruguai e Iguçu. As informações mais relevantes regionalmente correspondem a dados sobre o Segundo e o Terceiro Planalto Paranaense e a Depressão Periférica Gaúcha, que apresentam embasamento e climas semelhantes, porém diferenças geomorfológicas importantes existem, marcadamente de nível de base. A seguir segue um resumo sobre os principais estudos nessas áreas.

Resultados de geocronologia das superfícies intemperizadas que caracterizam as porções sul e leste do Segundo Planalto Paranaense mostra que elas estão expostas pelo menos desde 35Ma, e que os processos erosivos responsáveis por sua modelagem precederam

esse período (RIFFEL et al. 2015). Para expor as rochas que atualmente compõe Segundo Planalto Paranaense, toda a sequência de derrames basálticos e uma significativa espessura de sedimentos mesozoicos e paleozoicos tiveram de ser erodidos. A seção erodida deve ter sido transportada até o Oceano Atlântico tanto diretamente como por meio da rede de drenagem Paraná - La Plata. Desde ~35Ma, o Segundo Planalto Paranaense tem sido continuamente exposta a erosão e intemperismo.

Após esse período de atividade tectônica mais pronunciada Roldan (2007) ainda relata atividades tectônicas distensivas, porém a componente isostática passaria a representar o principal mecanismo endógeno para a modelagem do relevo. Tal componente isostática seria a responsável por intensificar a ação do mecanismo de recuo de escarpamento, típico de áreas de rebordo de bacias sedimentares, nesse caso da Bacia Sedimentar do Paraná (ALMEIDA 1956; VOLKMER 1999; PAIVA FILHO 2000).

No sudoeste do Paraná e noroeste de Santa Catarina, a existência de 8 paleosuperfícies aplainadas, em escadaria de leste para oeste, foi documentada por Paisani et al. (2008) (Figura 9). Para os autores, tais superfícies aplainadas resultaram de câmbios entre episódios de equilíbrio dinâmico do nível de base com as taxas de movimentação tectônica, marcados por processos de *etch* (perda isovolumétrica do substrato) interrompidos por pulsos de soerguimento da borda do Planalto Basáltico/subsidência da calha do rio Paraná. Com o aumento na taxa de movimentação tectônica ocorreriam mudanças no nível de base, com consequente aprofundamento dos talwegues dos rios Iguaçu e Uruguai e processos de reorganização da drenagem. Desta forma, a sucessiva variação nas taxas de movimentação tectônica ao longo do tempo seria responsável pelo desenvolvimento das diferentes superfícies aplainadas no Sudoeste do Paraná/Oeste de Santa Catarina. Reforçando essas ideias, dados geocronológicos de TFA e Apatita/He de Riffel et al. 2015 sugerem que o Segundo Planalto Paranaense foi submetido a intemperismo ativo possivelmente intermitente durante o Neógeno intercalado por períodos onde a erosão física prevaleceu.

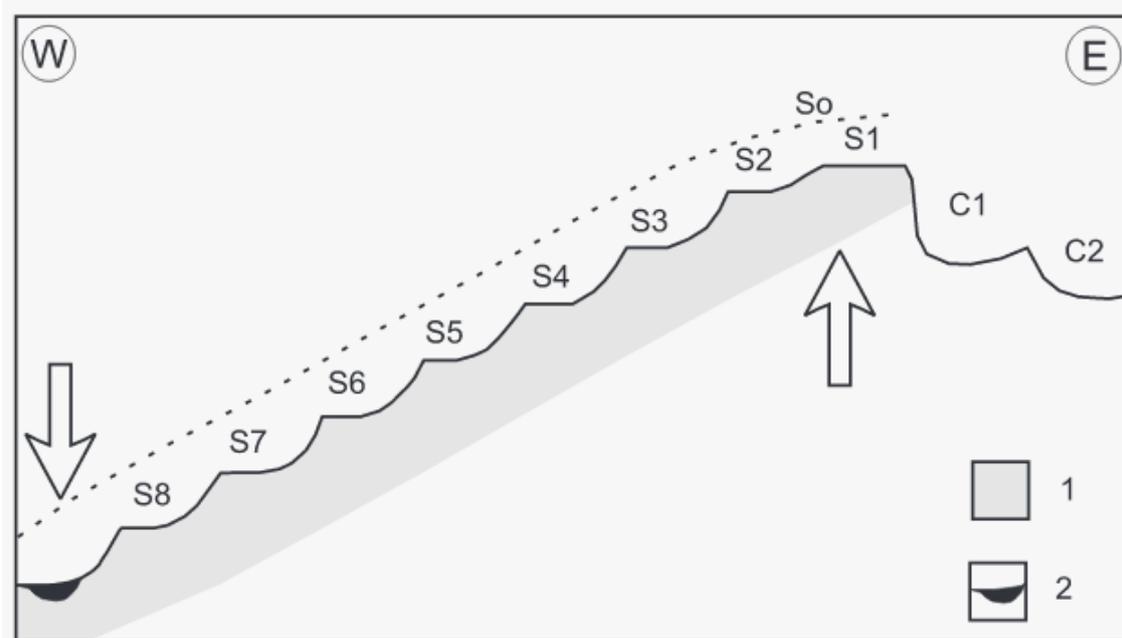


Figura 9: Desenho esquemático das superfícies aplainadas e níveis embutidos na área SW do Paraná e NW de Santa Catarina (Paisani et al. 2008). Cn= áreas de circundesnudação na borda da Bacia do Paraná. S1, S2, ... = superfícies aplainadas. 1 = derrames vulcânicos. 2 = calha do rio Paraná, nível de base regional. Linha descontinua indica o basculamento da superfície pós-derrames – So

No rio Grande do Sul Ab'Saber (1969) identificou cinco superfícies Aplainadas de cimeira e interplanálticas regionais, a saber: (i) Superfície de Vacaria; (ii) Superfície de Caçapava do Sul e (iii) Superfície do Cerro da Cadeia; (iv) As superfícies dos morros de Porto Alegre e (v) a superfície da Campanha, que trata-se de uma superfície interplanáltica.

Ab'Saber (1969) mostrou que os processos tectônicos têm forte influência sobre a atual morfologia do relevo gaúcho. Para o autor houve um contraste entre rápido aprofundamento dos talwegues e lento rebaixamento dos topos dos planaltos, durante as fases de soerguimento epirogênico mais importantes do Cretáceo e do Terciário. Acredita-se que houve um prolongamento dos processos de aplainamento até o Eoceno, no mínimo. O desenvolvimento da drenagem radial ou divergente, que foi o embrião da atual rede hidrográfica regional se processou concomitantemente a deformação na abóbada do velho escudo. Prova dessas deformações é a correlação da superfície dos morros de Porto Alegre (300-320) a superfície de Caçapava do Sul (450-460m). As altitudes mais baixas se devem à deformações epirogênicas e tectônicas modernas, que vem afetando alguns setores do Escudo Uruguaio-Sul-riograndense.

Com os dados até hoje disponíveis não é possível definir com precisão a extensão da importância dos processos erosivos e tectônicos e como se dá sua interação dinâmica em Santa Catarina. É possível afirmar que a neotectônica foi importante, e os processos locais de soerguimento e subsidência mostram tal fato (Scheibe, 1986; Jelinek et al. 2003, Roldan,

2007; Jacques et al.2014) porém a componente litoestrutural foi fundamental para a atual morfologia da Serra do Mar, da Serra Geral, planaltos e depressão em Santa Catarina (Almeida, 1952).

1.3.3 Técnicas de datação absoluta em Geociências

A datação de eventos sempre constituiu um dos focos dos estudos nas ciências naturais e da Terra, especialmente a Geomorfologia, sendo classicamente dividida entre datação absoluta e datação relativa. A datação relativa é aquela que relaciona a sequência natural dos eventos geomorfológicos: a deposição de uma camada em relação a uma falha ou estrutura, uma litologia em relação a outra, uma litologia em relação a intrusão, por exemplo. A datação relativa leva em consideração principalmente as relações estratigráficas e paleontológicas.

Ao longo do último século, o avanço nas ciências em geral, notadamente na física nuclear, e a aplicação de tais descobertas nas geociências, popularizou a aplicabilidade de técnicas de datação absoluta. A rápida disseminação das técnicas de datação absoluta em Geomorfologia se deve a sua ampla aplicabilidade: pode ser utilizada com uma gama de materiais (solo, mineral, rochas, sedimentos) e em diferentes contextos morfológicos (rios, lagos, superfícies, cavernas, etc.). O uso de técnicas de datação absoluta não dispensa a utilização dos princípios da datação relativa; ao contrário ela é necessária para se compreender os materiais e eventos que estão sendo datados e permitir a aplicabilidade dos dados cronológicos.

Ao contrário de métodos de datação relativa, os métodos de datação absoluta fornecem estimativas cronológicas da idade de certos materiais geológicos associados com fósseis e até mesmo a idade direta medida do material fóssil em si. Existem quatro categorias de métodos de datação absoluta: (i) métodos radioisotópicos, que se baseiam na taxa de desintegração atômica de uma amostra; (ii) métodos paleomagnéticos, medidos a partir do padrão de inversão dos polos magnéticos; (iii) métodos químicos orgânicos e inorgânicos, que capturam as alterações químicas de uma amostra com o tempo e, (iv) os métodos biológicos, capazes de registrar taxas de crescimento de organismos para datação do substrato sobre o qual este reside.

Entre métodos de datação mais utilizados se destacam os radioisotópicos, baseados no decaimento radioativo natural de certos elementos, sendo o mais conhecido o C (Carbono) (Tabela 2), e a termocronologia. Outros métodos como a termoluminescência, a magnetoestratigrafia e tefrocronologia (Tabela 1) que aferem os efeitos da radioatividade na

acumulação dos elétrons em imperfeições ou “armadilhas” na estrutura cristalina de um mineral, também são comuns (PEPPE e DEINO, 2013). Além desses, existem outras técnicas, por exemplo a datação biológica, que data eventos por meio da dendrocronologia, que não serão tratados aqui.

Tabela 2: Comparação de métodos de datação mais comuns. ¹Os nuclídeos cosmogênicos listados são os mais comumente utilizados nos estudos na área das ciências naturais e da Terra (Dunai, 2010), outros nuclídeos existem e possuem aplicações diversas na ciência.

Método	Abrangência temporal (Anos)	Material datável	Princípio
Luminescência (óptica ou termalmente estimulada)	10^5 anos	Quartzo e feldspato (principalmente)	Emissão de luz a partir estímulos (ópticos ou térmicos) induzidos pela radiação de elétrons localizados em defeitos situados nas redes minerais
Termocronologia (Traços de Fissão)	10^9 anos	Minerais contendo urânio e vidros	Identificação dos defeitos na estrutura cristalina em vidros e minerais produzidos a partir do decaimento radioativo do ^{238}U
Radiocarbono	10^4 anos	Material orgânico tal como ossos, madeira, carvão e conchas	Decaimento radioativo do ^{14}C na matéria orgânica após sua remoção da biosfera
Nuclídeos Cosmogênicos ¹ (Radionuclídeos): ^{26}Al , ^{10}Be , ^{36}Cl (Gases nobres): ^3He , ^{21}Ne , ^{22}Ne	10^6 anos (instáveis)	Normalmente quartzo ou olivina	Decaimento radioativo dos raios cósmicos gera nuclídeos em ambientes de superfície
Nuclídeos Radiogênicos	10^9 anos	Minerais contendo	Decaimento radioativo dos isótopos instáveis em rochas e minerais
Magnetoestratigrafia	10^9 anos	Rochas sedimentares e ígneas	Medição da polaridade do campo magnético da Terra registrado na sucessão estratigráfica
Tefrocronologia	10^9 anos	Vidros de origem vulcânica, fragmentos de rocha (líticos) e cristais (grãos minerais).	Datação de materiais vulcânicos ejetados

Os métodos de luminescência constituem um conjunto de técnicas relacionadas ao decaimento radioativo natural das partículas. Tais técnicas medem o sinal emitido a partir da realocação de elétrons em defeitos na estrutura de materiais cristalinos semicondutores, dos quais se destacam, entre os mais utilizados nas ciências naturais, o quartzo e o feldspato (STOKES 1999). Quando o material cristalino é exposto a radiação ionizante (partícula- α , partícula- β e radiação- γ), íons positivos são liberados pela ionização, e, se estes forem

aprisionados nos defeitos, se formam estados metaestáveis dentro do cristal. A liberação dos elétrons/íons pode ser estimulada por: (i) aquecimento do cristal, onde, as cargas são liberadas e recombinadas emitindo luz, a chamada Termoluminescência (TL) ou, (ii) estímulo óptico por uma luz, com comprimento de onda previamente estabelecido, luminescência opticamente estimulada (LOE).

A abrangência temporal das técnicas de luminescência está relacionada a capacidade do dosímetro de receber cargas, a estabilidade dos elétrons aprisionados e a taxa em que os elétrons aprisionados são criados dentro dos defeitos os quais estão diretamente relacionados aos níveis de radiação do meio ambiente (STOKES 1999). Em sedimentos arenosos, os níveis de absorção da radiação ionizante do meio são da ordem de 1-2 Ga/ka, e, sob tais condições idades medidas a partir de quartzo geralmente apresentam dados confiáveis até 150ka (STOKES 1994).

A termocronologia, por sua vez, tem como princípio o uso de datações radiométricas sensíveis a baixas temperaturas, as quais podem contar a história térmica das rochas e minerais, consistindo em uma técnica com ampla aplicabilidade nas geociências (ver discussão em Chambaudet et al. 1995 e Gallagher et al. 1998). Entre as técnicas termocronológicas, a datação por traços de fissão é a mais utilizada e se baseia na fissão do Urânio (^{238}U) que causa o aparecimento de defeitos em sua estrutura (sob a forma de “trilhas”), os chamados traços latentes (POUPEAU 1981; 1982).

Como geralmente os traços latentes são visíveis apenas com o microscópio eletrônico, ataques químicos específicos são realizados para ampliar seus tamanhos, e com isto, os traços tornam-se visíveis ao microscópio óptico, sendo denominados traços de fissão. É possível então a contagem dos traços aumentados ou anotação da densidade de traços em uma dada área (POUPEAU 1981; 1982). O número de traços por unidade de área é uma função da idade do material e da concentração de urânio.

Tal processo ocorre em minerais naturais e vidros (POUPEAU 1981; 1982) em especial a apatita e o zircão, mas também micas, tectitos naturais e sintéticos (artificiais). A partir das medidas do comprimento dos traços fósseis (aqueles gerados quando da formação do mineral), é possível inferir a temperatura e o tempo que o mineral que hospeda os traços foi submetido. Para apatitas, a método é sensível a temperaturas inferiores a 120 °C, ou seja se a temperatura não chegar a 120 °C ocorre um apagamento parcial e com temperaturas acima de 120 °C os traços latentes são totalmente apagados; para temperaturas abaixo de 60 °C os traços não sofrem alteração (WAGNER e VAN DEN HAUTE 1992). A meia vida do isótopo instável do U^{238} é $8,2 \times 10^{15}$ anos.

Todos os elementos químicos contêm prótons e nêutrons, localizados no núcleo atômico, e elétrons que orbitam ao redor do núcleo (Figura 10A). Em cada elemento, o número de prótons é constante enquanto o número de nêutrons e elétrons pode variar. Átomos do mesmo elemento mas com diferente número de nêutrons são chamados isótopos daquele elemento. Cada isótopo é identificado por sua massa atômica, que é o número de prótons somado ao número de nêutrons. Por exemplo, o elemento carbono tem seis prótons, mas pode ter seis, sete ou oito nêutrons. Assim, o carbono tem três isótopos: Carbono 12 (^{12}C), Carbono 13 (^{13}C) e o Carbono 14 (^{14}C) (Figura 10A) (PEPPE e DEINO, 2013).

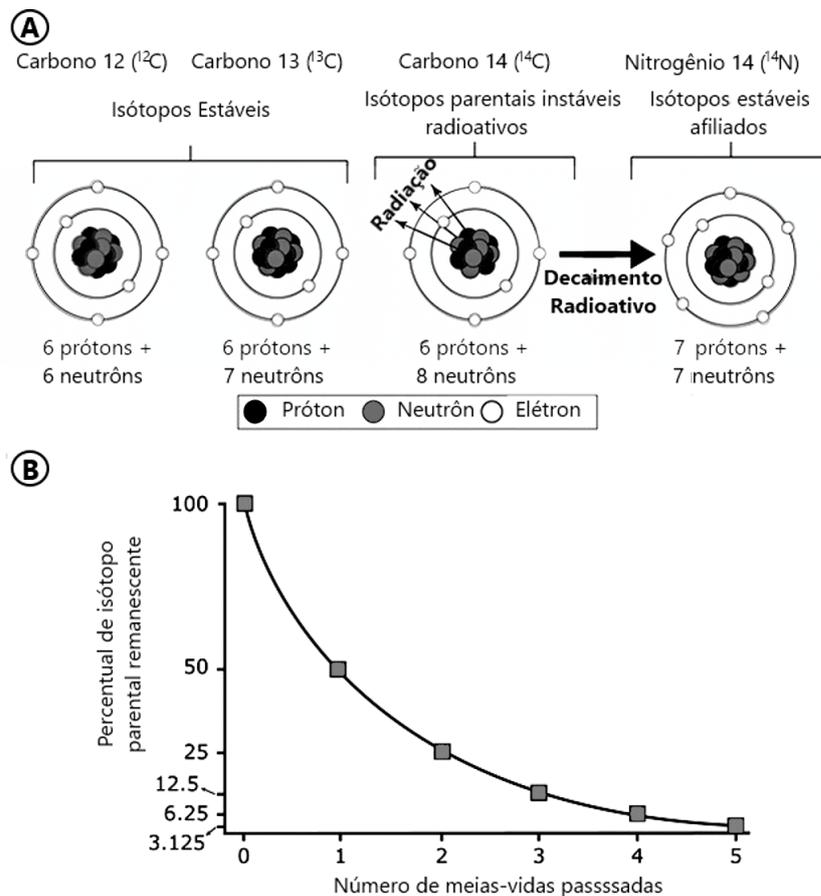


Figura 10: Exemplo da relação entre isótopos estáveis e instáveis (A) e o decaimento radioativo dos isótopos instáveis em (B). Modificado de Peppe e Deino (2013)

A essência da análise dos isótopos cosmogênicos na evolução da paisagem é que a radiação cosmogênica interespaçial bombardeia rochas e sedimentos da superfície terrestre e os primeiros metros superficiais (cerca de 2 m). Essa radiação interage com certos elementos (^{16}O , ^{27}Al , ^{22}Si e ^{26}Fe) presentes nos minerais das rochas e nos sedimentos para produzir núclídeos que são tanto estáveis (^3He e ^{21}Ne) como instáveis, que estão sujeitos ao decaimento radioativo (^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al e ^{36}Cl) (BISHOP 2007).

O método de datação dos isótopos tem como princípio a contínua produção do carbono elementos radioativos na atmosfera. Aqui o processo é explicado a partir do carbono radioativo (^{14}C), mas ocorre de forma semelhante com todos os isótopos cosmogênicos. O carbono radioativo (^{14}C) é produzido na alta atmosfera, pela interação de nêutrons cósmicos com átomos de nitrogênio (^{14}N) através da reação [$^{14}\text{N} (n, p) ^{14}\text{C}$]. O ^{14}C é então oxidado a $^{14}\text{CO}_2$ e entra no ciclo global do carbono (Figura 10). Como o isótopo ^{14}C é instável, ou seja, possui decaimento radioativo praticamente constante, é possível obter a idade ^{14}C a partir da comparação da concentração do ^{14}C em relação ao ^{12}C ou ^{13}C (isótopos estáveis) no passado (Figura 10).

A maioria dos nuclídeos cosmogênicos terrestres são produzidos na alta atmosfera, onde as partículas de alta energia (prótons, nêutrons e energia GeV) colidindo com moléculas atmosféricas causam reações nucleares. Essas reações, por sua vez, produzem uma cascata de raios cósmicos secundários (a maioria nêutrons e múons de energia MeV), alguns com dos quais alcançam a superfície terrestre onde eles produzem nuclídeos cosmogênicos *in situ*. Os nuclídeos produzidos dependem da chegada de partículas de raios cósmicos, sua energia, e a química do mineral alvo.

Os primeiros estudos de isótopos cosmogênicos de Lal e Peters (1967) não obtiveram grande aceitação nas geociências. Algumas décadas depois, após a consolidação das ideias sobre os isótopos cosmogênicos e sua fixação nos materiais terrígenos, essa técnica passou ser aplicada nas geociências com maior frequência (LAL 1988; 1991; BROWN et al. 1988). Atualmente podem ser quantificadas as concentrações de isótopos cosmogênicos em perfis de solo *in situ*, depósitos inconsolidados e rochas (COCKBURN e SUMMERFIELD 2004).

A análise da concentração de isótopos cosmogênicos é mais comumente realizada em minerais de olivina e quartzo (o ^{14}C , por suas especificidades foi tratado separadamente a seguir). A escolha do elemento a ser analisado depende do evento ou escala temporal que pretende se adereçar, já que diferentes elementos possuem diferentes meias-vidas. Os nuclídeos cosmogênicos amplamente utilizados são: ^{10}Be ($T_{1/2} = \sim 1.5 \text{ Ma}$); ^{26}Al ($T_{1/2} = \sim 0.7 \text{ Ma}$); ^3He (estável); ^{21}Ne (estável); ^{22}Ne (estável); e ^{36}Cl ($T_{1/2} \sim 300 \text{ ka}$) (VON BLACKENBURG 2005).

Os seres vivos assimilam ^{14}C a partir do CO_2 ao longo de suas vidas, e, ao morrerem, a troca de ^{14}C com a biosfera cessa. É nesse momento em que seu conteúdo de ^{14}C começa a diminuir de acordo com a taxa determinada pela lei de decadência radioativa. Assim, a datação por radiocarbono permite a datação de compostos orgânicos: carvão, madeira, galhos, sementes, ossos, conchas, couro, turfa, lama de lagos, solo, cabelo, cerâmica, pólen, pinturas

de parede, corais, resíduos de sangue, tecidos, papel ou pergaminho, resinas e água, entre outros. A meia-vida estimada do carbono é 5.730 anos, sendo utilizado para datações de até 50ka.

Enquanto para os isótopos cosmogênicos o decaimento radioativo medido é o do isótopo pai (^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al e ^{36}Cl), nos isótopos radiogênicos mede-se o decaimento do filho isotópico, já que o pai radiogênico é estável. Na tabela 3 são listados os principais isótopos radiométricos utilizados nas geociências (ou com potencial para tal), com os pais e respectivos filhos e sua meia-vida.

Tabela 3: Principais isótopos radiogênicos aplicados a datações em geociências. Modificado de Banner (2004)

Isótopo radioativo pai	Isótopo radioativo filho	Mecanismo de Decaimento	Constante de Decaimento (λ)	Meia-vida ($T_{1/2}$) (Ga)
^{147}Sm (Samário)	^{147}Nd (Neodímio)	Alfa	6.54×10^{-12}	106,0
^{87}Rb (Rubídio)	^{87}Sr (Estrôncio)	Beta	1.42×10^{-11}	48,8
^{232}Th (Tório)	^{208}Pb (Chumbo)	Alfa e Beta	9.9475×10^{-11}	14,01
^{238}U (Urânio)	^{206}Pb (Chumbo)	Alfa e Beta	1.551×10^{-10}	4,5
^{40}K (Potássio)	^{40}Ar (Argônio)	Captura de Elétron	5.543×10^{-10}	1,25
^{40}K (Potássio)	^{40}Ca (Cálcio)	Beta	4.962×10^{-10}	1,25
^{235}U (Urânio)	^{207}Pb (Chumbo)	Alfa e Beta	9.8485×10^{-10}	0,7
^{187}Re (Rênio)	^{187}Os (Ósmio)	Beta	1.64×10^{-11}	42,3
^{138}La (Lantânio)	^{138}Ce (Césio)	Decaimento Beta	2.24×10^{-12}	310
^{176}Lu (Lutécio)	^{176}Hf (Háfio)	Beta	1.9464×10^{-11}	35

O decaimento radioativo ocorre por uma série de mecanismos, dependendo da configuração nuclear de um isótopo particular. Os principais mecanismos são identificados pelos processos (por exemplo, fissão) ou por partículas nucleares que são emitidas durante o decaimento, incluindo partículas alfa, beta e pósitrons. Por exemplo, no caso do Rubídio-Estrôncio, o decaimento do átomo de ^{87}Rb gerará um átomo de ^{87}Sr , energia de decaimento e duas partículas nucleares – uma partícula antineutrôn e uma partícula beta (β^-). A partícula beta é uma partícula com carga negativa e sem massa e o antineutrôn é uma partícula com carga e massa desprezíveis. Esse evento de decaimento é representado por $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr} + \beta^-$ (BANNER 2004).

A maioria dos isótopos radiogênicos não são comuns na natureza e não formam minerais isolados, ocorrendo principalmente como impurezas em outros minerais. Nesse caso fala-se em elementos traços, já que a sua concentração é muito pequena. O mineral utilizado varia em função do elemento que é utilizado, por exemplo para o Rb-Sr utiliza-se mineiras de potássio, e para U-Pb utilizam-se zircões. Devido a maior amplitude de datação dos isótopos

radiogênicos (tabela 3), estes podem ser utilizados na datação da idade de formação de rochas muito antigas.

A magnetoestratigrafia é uma ferramenta de datação que utiliza informações da polaridade (normal ou invertida) do campo paleogeomagnético registrada em sequências de rochas sedimentares ou ígneas por processos magnéticos naturais (LANGEREIS et al. 2010). Durante os processos de formação das rochas, esses minerais magnéticos, ou mais precisamente seus domínios magnéticos, se alinham estatisticamente com o campo natural vigente, e ficam ‘presos’ ao sistema rochoso, assim preservando a direção do campo como um remanescente natural da magnetização (LANGEREIS et al. 2010). As rochas comumente contêm minerais magnéticos, sendo mais comuns os (hidr)óxidos de ferro e sulfatos de ferro.

Inicialmente acreditava-se que o campo magnético se invertia periodicamente, mas a medida que mais resultados sobre fluxos de lava foram produzidos, ficou claro que as inversões geomagnéticas ocorrem aleatoriamente (LANGEREIS et al. 2010). Com o aumento no volume dos dados e o desenvolvimento da magnetoestratigrafia aliada principalmente a datações de registros sedimentares marinhos, permitiram expandir as aplicações da técnica a idades de cerca de 150Ma, situando os limites da técnica no período Jurássico.

1.3.3.1 Potencialidades e Limitações do Uso do Isótopo ^{10}Be

Os núclídeos cosmogênicos apresentam propriedades que permitem quantificar a estabilidade geomorfológica das superfícies expostas aos raios cósmico e determinar as taxas de erosão de longo prazo com uma maior precisão. Por isso, essa técnica foi rapidamente adotada para responder, e resolver pela primeira vez, uma grande gama de problemas de primeira ordem nos campos da geomorfologia, glaciologia, paleoclimatologia, peleosismologia, ciência do solo, vulcanologia e pesquisas em georiscos (DUNAI 2010).

A importância da análise de isótopos cosmogênicos como uma técnica na geomorfologia, advém, em parte, da escala de tempo que ela pode adereçar. Dependendo da taxa local de retirada superficial, análises de isótopo cosmogênico pode fornecer informações de idades de eventos geomorfológicos, taxas de denudação e a operação de processos geomorfológicos específicos sobre escalas de tempo variando de milhares a milhões de anos. Isso então forma uma ponte crucial entre investigações em curto prazo baseado em taxas de medições de processos modernos e dados históricos, e estudos de longo prazo, baseados em técnicas como termocronologia (BURBANK et al. 1996; COCKBURN et al. 2000). Uma vantagem chave da técnica que fornece informações sobre denudação sobre essas escalas de tempo intermediárias é que ela pode efetivamente fazer uma média das flutuações de taxas de

prazo curto associadas com variações climáticas ou outras perturbações de alta frequência. Isso também contorna, em grande medida, o problema de eventos de alta magnitude e baixa frequência que limitam severamente o potencial para extrapolar medições de taxas de processos geomorfológicos de curto prazo (tipicamente limitada a poucos anos) para longo prazo (COCKBURN e SUMMERFIELD 2004).

Outra vantagem chave é o amplo escopo para amostragem, o que permite um amplo alcance de problemas geomorfológicos. Ao contrário de mensurações a partir de técnicas geocronológicas, tais como radiocarbono ou datação por luminescência, que são frequentemente limitadas por situações de campo bastante específicas, dados isotópicos cosmogênicos podem ser adquiridos a partir de uma enorme variedade de contextos geomorfológicos. Isso se deve a ocorrência quase ubíqua de isótopos em minerais comuns na composição de rochas de elementos alvo para produção de nuclídeos cosmogênicos (Tabela 4). A capacidade para datar ou quantificar taxas de mudança de paisagem diretamente, mais do que inferindo informações cronológicas sobre eles indiretamente, faz dessa técnica particularmente valiosa. Em resumo, análises de isótopos cosmogênicos permitem aos estudos geomorfológicos se atentar a objetos que antes eram impossíveis, isso pode adereçar questões-chaves sobre taxas de processos geomorfológicos, isso fornece os meios para responder questões que há muito permanecem sobre evolução da paisagem (COCKBURN e SUMMERFIELD, 2004).

A intensidade dos raios cósmicos primários varia com a intensidade do campo geomagnético. Ela é maior nas latitudes acima de 60° e mais fraca próxima a linha do Equador (LAL 1988). Da mesma forma, o campo geomagnético não é constante no tempo. Por exemplo, há 20 ka AP a intensidade do campo geomagnético era cerca de 60% dos níveis atuais. Essas variações são levadas em conta no cálculo de produção dos isótopos cosmogênicos. A intensidade dos raios cósmicos secundários também depende da pressão atmosférica. A pressão atmosférica elevada (inversamente proporcional a altitude), diminui a produção in situ de isótopos cosmogênicos.

Além de correções para variações no campo magnético, fatores como a altitude, profundidade, sombreamento proporcionado pelo relevo e o tempo de exposição também influenciam a concentração dos isótopos cosmogênicos. Desta forma, em terrenos íngremes, há necessidade de considerar um fator de correção para bloqueios topográficos, e da mesma forma a presença de objetos que obstruem a exposição aos raios cósmicos e diminuem a taxa de produção dos nuclídeos (KUBIK et al. 1998). De modo similar, um bloqueio adicional,

devido a cobertura por neve ou vegetação, por exemplo, também precisa ser corrigido. A altitude também deve ser levada em consideração.

Quando mensurados em sedimentos fluviais, considera-se que uma amostra de sedimentos – fração areia – coletada no exutório de uma bacia hidrográfica agrega grãos originados de todas as diferentes sub-bacias de uma área a montante (Figura 11) (VON BLACKENBURG 2005). Esses sedimentos são erodidos à diferentes taxas a partir das diferentes áreas-fonte e herdaram diferentes concentrações de nuclídeos. Entretanto, a mistura de grãos graças ao transporte fluvial os homogeneiza na carga sedimentar a jusante e, pode se considerar, que uma amostra coletada no exutório reflita a média da erosão naquela bacia hidrográfica.

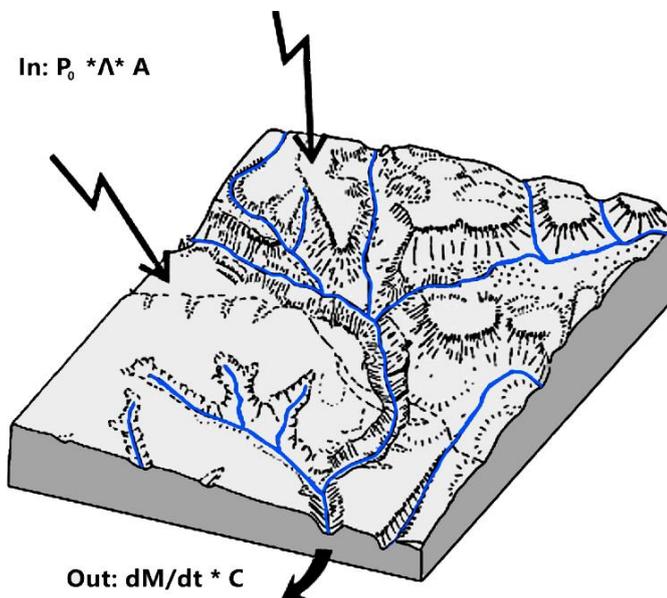


Figura 11: Ilustração dos princípios da taxa de denudação média em uma bacia hidrográfica. A taxa resultante dessa abordagem é a média de todos os processos geomorfológicos contidos na bacia hidrográfica. Nuclídeos não produzidos em uma bacia com área A; e eles são exportados por meio de sedimentos fluviais até o exutório. Se o fluxo de entrada se iguala ao fluxo de saída, a taxa de denudação está em um estado cosmogênico de equilíbrio e o fluxo de massa dM/dt [toneladas ano⁻¹] podem ser calculado, dividindo o fluxo de massa pela área da bacia e a densidade das rochas resulta na taxa de denudação da bacia [mm ka⁻¹]

Segundo Von Blackenburg (2005): “Essa abordagem é baseada em vários pressupostos importantes: (i) a denudação na bacia hidrográfica é uniforme ao longo do tempo. Nesse caso a bacia hidrográfica está em equilíbrio dinâmico (isto é, a produção de isótopos cosmogênicos na bacia hidrográfica se iguala a saída de isótopos cosmogênicos por denudação total e decaimento radioativo; todo o sedimento produzido é sempre exportado pelo rio). Esse é um pressuposto questionável em áreas tectonicamente ativas e em áreas de intensa precipitação. Nesse caso, o sedimento que deixa a bacia pode ser determinado por uma pequena área afetada por escorregamentos, por exemplo. Para superar esse problema, o

tamanho da bacia hidrográfica escolhido deve ser tal que todos os processos erosivos estão representados na amostra; (ii) Todas as áreas devem contribuir para a mistura sedimentar amostrada, na proporção de sua taxa de erosão. Esse seria o caso onde o embasamento da bacia consiste de uma única litologia. Isso não ocorre em configurações complexas, a não ser que todas as litologias estejam erodindo em taxas iguais; (iii) Os tipos de rochas da área considerada contêm distribuições de tamanho de grãos similares, e granulometria não depende dos processos em operação (Matmom et al. 2003; Bierman e Nichols; 2004); (iv) O quartzo é enriquecido, de modo particular, por dissolução preferencial de outros minerais. Se esse for o caso, uma correção para esse efeito tem de ser aplicado (Riebe et al. 2004); (v) A estocagem de sedimentos em uma bacia é mínima, tal que a escala de tempo para denudação de uma vertente é muito maior que a escala de tempo de transferência sedimentar e; (vi) A escala de tempo da denudação é menor que a escala de tempo de decaimento radioativo”.

Uma vez tomado os cuidados acima descritos, é possível afirmar que a utilização dos isótopos cosmogênicos, em especial do ^{10}Be , em sedimentos fluviais, se tornou o principal método geocronológico na atualidade para a geomorfologia. Eles foram utilizados em uma ampla gama de pesquisas como, por exemplo, aquelas que objetivaram: (i) mensurar a taxa de recuo de escarpamentos (Heimsath et al. 2006; Bierman e Caffee, 2001; Vanacker et al. 2007); (ii) mensurar a importância da atividade antrópica nas taxas de erosão em bacias hidrográficas (Brown et al. 1995; 1998); (iii) datar terraços fluviais (Hancock et al. 1999; Ward et al. 2005); (iv) mensurar a intensidade de eventos neotectônicos (Regard et al. 2006); (v) discutir a existência de paleoclimas (Schaller e Ehlers 2006); (vi) datar a deposição de sedimentos em cavernas (Granger e Smith 2000; Granger e Fabel 2012) e; (vii) datar fósseis ou vestígios arqueológicos ou paleontológicos (Lebatard et al. 2010).

Segundo revisão de Portenga e Bierman (2011), que contemplou estudos em 87 locais de amostragem ao redor do globo ($n=1.599$), as taxas de denudação mensuradas em sedimentos de origem fluvial são mais bem compreendidas que aquelas de afloramentos. Também é mais bem compreendida a relação entre as taxas obtidas a partir de sedimentos fluviais e os parâmetros morfométricos. Nesse sentido, o relevo médio da bacia e a declividade são os parâmetros de maior correlação com as taxas de denudação. Também há considerável correlação das taxas de denudação com a elevação média e a sismicidade local.

1.3.3.2 Justificativa para o uso do ^{10}Be no presente estudo

A escolha do método de datação passou pela existência natural em abundância do material datável pelo método do ^{10}Be (minerais de quartzo), em razão das características

geológicas da região e as propriedades do isótopo ^{10}Be – possibilidade de obtenção de taxas de datação em longo-prazo.

A razão para essa ênfase é que o ^{10}Be , devido a sua natureza radioativa, é virtualmente inexistente em rochas antes do surgimento do campo do raio cósmico. O ^{26}Al também é usado com o mesmo fim, mas corriqueiramente tem uma precisão analítica muito menor que o ^{10}Be . Tanto para o ^{10}Be quanto para o ^{26}Al , o quartzo se mostrou como o mineral de amostragem ideal. Tal fato se deve a sua resistência a perda da maioria dos núclídeos cosmogênicos e sua abundância em rochas silicatadas e sedimentos, sua resistência ao intemperismo químico e sua química de alvo simples, resultando em uma taxa de produção de núclídeos cosmogênicos estável. Além disso, devido a sua natureza estável, os minerais de quartzo podem acumular mais de múltiplos episódios de exposição (VON BLACKENBURG 2005).

Mesmo com a ampla aplicação dos dados de taxas de denudação e datação de longo-prazo ao redor do globo, no Brasil há necessidade de expansão da técnica dos isótopos cosmogênicos, já que o grupo de pesquisadores que domina a técnica de coleta, preparação e processamento de amostras, além da análise dos resultados de taxas de denudação quaternária é bem restrita.

CAPÍTULO 2: MATERIAIS E MÉTODOS

Para alcançar os objetivos propostos na presente tese os procedimentos metodológicos adotados incluem: (i) revisão bibliográfica; (ii) análises cartográficas e construção do banco de dados; (iii) análise morfoestrutural e morfológica da rede de drenagem e das formas de relevo; (iv) trabalhos de campo para análises geomorfológicas e para coleta de material (^{10}Be); (v) análises laboratoriais para quantificar a concentração de ^{10}Be e; (vi) cruzamento dos dados obtidos e redação dos resultados.

Desses procedimentos resultaram 5 artigos: 1) o primeiro caracteriza a área de estudo e a compartimenta a partir de características geológico-geomorfológicas (publicado na *Revista Brasileira de Geociências* (UNESP-Rio Claro – SP)) (Apêndice A); 2) o segundo trata-se de um esforço para compreender a influência da morfoestrutura local sobre a rede hidrográfica e o relevo (publicado na *Revista Brasileira de Geomorfologia*) (Apêndice B); 3) o terceiro artigo demonstra, sobre evidências de reorganização fluvial, que as capturas fluviais e a erosão diferencial entre as bacias hidrográficas consistem no principal processo evolutivo da área de pesquisa (publicado na *Revista Brasileira de Geomorfologia*) (Apêndice C); 4) a publicação é um esforço no sentido de demonstrar a relação entre fraturas medidas em campo e a direção e a morfologia dos vales, indicando que não só a direção, mas também na morfologia dos vales é produto da morfoestrutura (publicado na *Revista Brasileira de Geomorfologia*) (Apêndice D) e, 5) o artigo final utiliza a mensuração das taxas de erosão quaternárias a partir de ^{10}Be para, baseado em taxas e velocidades e visa melhor compreender a evolução da paisagem em longo-prazo (publicado na *Geomorphology*) (Apêndice E).

De modo transversal, a revisão bibliográfica (etapa (i)) acerca da dinâmica morfoestrutural e morfoescultural das bacias hidrográficas, da evolução da rede de drenagem, do isótopo cosmogênico ^{10}Be e aspectos ambientais da área de estudo, acompanhou todos os momentos da pesquisa. Tal procedimento visou proporcionar um melhor embasamento teórico para o encaminhamento da pesquisa.

Da mesma forma, a segunda etapa (ii) é necessária para a realização de todas as etapas posteriores. Tal etapa se constitui na construção de um banco de dados georreferenciados, composto por dados espaciais, divididos de acordo com sua natureza em três modelos bem definidos: dados vetoriais, dados raster e grades não regulares de dados “*Triangulated Irregular Network*” (TIN). Os dados foram refinados e tratados nos softwares QuantumGis (Qgis) ‘Brighton’ versão 2.6[®], SPRING[®], versão 5.0.6 do Instituto Nacional de

Pesquisas Espaciais (INPE), Blue Marble Global Mapper® versão 13.0 e ArcGis 10.2®. A base de dados consiste em dados topográficos da missão SRTM/ banda C (*Shuttle Radar Topography Mission*) do TOPODATA, com resolução espacial de 30 m, tratados pelo INPE, obtidos do endereço eletrônico: <<http://www.dsr.inpe.br/topodata>> (Valeriano, 2005; Valeriano e Rosseti 2012) e dados de radar ALOS-PALSAR com resolução espacial de 12,5m (ARS DAAC 2015). Também foram utilizadas imagens de alta resolução da área de estudo e fusões de imagens LANDSAT (Levantamento Aerofotogramétrico, realizado em 2010 e Orfotofo, escala 1:10.000) obtidas a partir do site da Secretaria de Desenvolvimento de Santa Catarina ((SDS-SC/SIGSC) <www.sigsc.sds.sc.gov.br>. Por fim, dados complementares foram obtidos partir de outras bases cartográficas em formato *shapefile*: dados do meio físico (hidrografia, geologia, geomorfologia e clima) e humano (limites territoriais municipais, estaduais, estradas). Estes dados (meio físico e humano) foram disponibilizados por órgãos governamentais como o EPAGRI-SC (Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina), o INMET (Instituto Nacional de Meteorologia) e o Instituto das Águas de Santa Catarina.

A terceira etapa (iii), análise morfoestrutural e morfológica da rede de drenagem e das formas de relevo, corresponde aos capítulos 3,4, 5 e 6 da presente tese, os quais são extratos dos artigos publicados, supracitados. No capítulo 7 dados de análises morfoestruturais e morfométricas dos capítulos anteriores foram sintetizados e enriquecidos com novos dados e taxas de denudação obtidas a partir da concentração do isótopo cosmogênico ^{10}Be em sedimentos fluviais. A seguir são detalhados os procedimentos metodológicos utilizados em cada um dos capítulos.

O terceiro capítulo trata da compartimentação geomorfológica da área de estudo. Os compartimentos do relevo foram definidos com base nas variáveis topográficas e morfológicas da paisagem, mapeadas considerando-se o terceiro táxon definido por Ross (1992). Segundo este autor, tal táxon se caracteriza por formas de relevo observadas de avião, em imagens de radar ou satélite que apresentam o mesmo aspecto fisionômico quanto a rugosidade topográfica e a dissecação de relevo. A altimetria e o desnivelamento altimétrico também foram outros critérios levados em consideração na definição dos limites dos compartimentos (MEIS et al.1982).

Nesse capítulo especificamente, a partir dos modelos digitais de elevação foram derivados mapas de hipsometria e declividade que embasaram a compartimentação morfológica. Os dados SRTM (Valeriano 2005; Valeriano e Rosseti 2012) foram importados no Software Quantum Gis®, versão 2.8, onde foram geradas imagens raster, sombreadas, com

variados exageros de relevo e azimutes de iluminação, para ajudar a delimitar as unidades de relevo e também para extração de lineamentos. Trabalhos de campo foram realizados com intuito de verificar a aderência do mapeamento realizado com a realidade da paisagem e efetuar registro fotográfico dos diferentes compartimentos mapeados.

Para análise morfoestrutural (capítulo 4) foram utilizados: i) dados de radar SRTM (Valeriano 2005; Valeriano e Rosseti 2012); (ii) imagens áreas/ortofotos (SDS-SC/SIGSC) e (iii) cartas topográficas em escala 1:50.000 e 1:100.000 (IBGE). As técnicas empregadas podem ser divididas em quatro grupos: 1) fatores utilizados para investigar a migração de canal: o fator de assimetria de bacia de drenagem (FABD) e o fator de simetria topográfica transversal (FSTT); 2) extração de *knickpoints* e análise da distribuição espacial; 3) análise da distribuição espacial e da direção dos lineamentos estruturais; 4) direção das drenagens de primeira e segunda ordem.

O fator de assimetria da bacia de drenagem (FABD ou AF) e o fator de simetria topográfica transversal (FSTT) foram construídos a partir dos pressupostos presentes em Hare e Gardner (1985) e em Cox (1994), respectivamente. Valores de AF iguais ou próximos a 50 revelam pouca ou nenhuma atividade tectônica; valores acima de 50 indicam um provável basculamento da margem direita do canal, enquanto valores abaixo de 50 são indicativos de um provável basculamento da margem esquerda (SALAMUNI et. al. 2004). O fator de assimetria é calculado a partir da seguinte equação:

$$AF = 100 \left(\frac{A_r}{A_f} \right) \quad (1)$$

onde A_r corresponde a área da margem direita do curso d'água principal e A_t a área total da bacia. Ao utilizar o fator de simetria topográfica transversal (FSTT) (Cox 1994) considera-se que a migração de um canal não é constante ao longo de todo o seu curso, variando localmente. O fator de simetria topográfica transversal é calculado a partir da seguinte fórmula:

$$FSTT = \frac{Da}{Dd} \quad (2)$$

onde: Da é a distância da linha média do eixo da bacia de drenagem até a linha do curso d'água e Dd é a distância da linha média da bacia ao divisor da bacia. Além dos mapas,

foram organizadas rosetas com a direção da migração dos canais, utilizando-se do software Spring 5.0.6®.

Os lineamentos estruturais foram extraídos de imagens raster, sombreadas, em variados exauros de relevo e azimutes de iluminação, para ajudar na extração de lineamentos. As iluminações utilizadas (Tabela 4) seguiram FREITAS (2005). Os diagramas de roseta dos lineamentos e das drenagens de primeira e segunda ordem foram gerados no software Spring 5.2®

Tabela 4: Parâmetros utilizados para geração de imagens sombreadas do relevo

Exauro do Relevo	Azimute de Iluminação	Elevação
1	90	30
3	120	45
5	315	20
10	200	40
15	45	45

Já os dados sobre *knickpoints* foram gerados a partir da ferramenta *Knickpoint Finder* (Queiroz et al. 2015), que se trata de um script para o *software ArcGis 9.3®*. O *Knickpoint Finder* calcula automaticamente o índice RDE por trechos (SEEBER e GORNITZ 1983). As anomalias na rede de drenagem são classificadas em 1ª e 2ª ordem, com valores maiores de 10 e entre 2 e 10, respectivamente (Queiroz et al. 2015). Tais anomalias estão associadas a presença de *knickpoints*.

O índice RDE ou índice relação declividade-extensão (Hack, 1973) consiste basicamente na análise do perfil longitudinal do rio, por trechos, relacionando a declividade e a extensão do canal com possíveis anomalias no perfil do curso d'água. No Brasil, alguns estudos têm utilizado o RDE para indicar áreas de anomalias e desequilíbrios dos cursos d'água (ETCHEBERE et al. 2004; FUJITA et al. 2011; COUTO et al. 2013). Tal relação é calculada a partir da seguinte relação (3):

$$RSL_s = \left(\frac{H_s}{L_s} \right) \cdot L_s$$

$$RSL_t = \left(\frac{\Delta H_t}{\Delta L_t} \right) \cdot \ln(L)$$

$$RSL = \frac{RSL_s}{RSL_t}$$

(3)

onde, ΔH_s é a diferença na elevação entre as duas extremidades do trecho considerado; ΔL_s é a extensão do segmento considerado; e L_s é a distância entre a ponto mais a jusante do segmento e a foz do rio. ΔH_t é a diferença entre a elevação da nascente e da foz do rio; ΔL_t é a extensão total do canal.

O mapeamento da morfologia dos vales e a identificação dos seus condicionantes (capítulo 5) tem como procedimentos básicos: (i) o mapeamento dos vales abertos com fundo chato e vales fechados em produtos de sensoriamento remoto; (ii) a obtenção da direção dos vales em sistemas de informações geográficas (SIG's); (iii) a identificação das formas dos vales em trabalhos de campo; (iv) a análise e mensuração de direção de fraturas de rochas em cortes de estradas e pedreiras durante expedições de campo e (v) a complementação desses dados com pesquisas bibliográficas.

Para mapear a morfologia dos vales e compreender fatores controladores de sua evolução dos vales (capítulo 5) adotados os seguintes procedimentos básicos: (i) o mapeamento dos vales abertos com fundo chato e vales fechados em produtos de sensoriamento remoto; (ii) a obtenção da direção dos vales em sistemas de informações geográficas (SIG's); (iii) a identificação das formas dos vales em trabalhos de campo; (iv) a análise e mensuração de direção de fraturas de rochas em cortes de estradas e pedreiras durante expedições de campo e (v) a complementação desses dados com pesquisas bibliográficas.

Para o mapeamento dos vales foram utilizados: i) dados SRTM (Valeriano 2005; Valeriano e Rosseti 2012); (ii) imagens áreas/ortofotos (SDS-SC/SIG-SC) no ambiente do software Quantum GIS® 2.18. A direção principal dos vales (n= 384) foi mensurada a partir da rede hidrográfica gerada automaticamente também no ambiente do software Quantum GIS® 2.18 a partir dos dados SRTM. Posteriormente, com base na direção dos vales, foram gerados diagramas de roseta, de acordo com os pressupostos de Christofolletti 1981 e estereogramas no software StereoNet®.

Em campo se efetuaram: (a) observações em barrancos de cortes de estrada, e em cursos d'água, (b) medição de direção de estruturas e (c) registro fotográfico da paisagem. A partir do registro dos pontos através de GPS, as observações de campo foram confrontadas com dados de radar SRTM (Topodata, resolução espacial 30 m) e imagens aéreas e infravermelhas do SIGSC (escala 1:10.000). Em campo, foram medidas fraturas (n = 285) em 24 pontos distribuídos ao longo do recorte de estudo contemplando as diferentes litologias existentes. Os procedimentos metodológicos foram baseados em Davis e Reynolds (1996); Goldstein e Marshak (1988). A técnica consiste na delimitação de uma área amostral com

diâmetro predefinido, dentro da qual são medidos os comprimentos e atitudes de todas as fraturas. No presente estudo optou-se por utilizar áreas retangulares, variando de 1 a 8 m², a exemplo de Lima (2009) e obedecendo ao limite definido por Goldstein e Marshak (1988) de 10 m. Esta técnica permite, além da obtenção das direções principais das fraturas, a obtenção de sua densidade. Para o cálculo da densidade de fraturas, dividiu-se o comprimento total de fraturas pela área amostrada.

Visando complementar esses dados foram obtidas as direções das falhas localizadas na área de estudo. Essas falhas foram obtidas do mapeamento realizado pela CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – Serviço Geológico do Brasil (n = 378) e estão disponíveis no site <www.cprm.gov.br>. Os diagramas de roseta e estereogramas das direções de falhas também foram gerados no StereoNet[®]. Por fim, para atingir os objetivos propostos, houve a integração dos dados obtidos. Foram feitas comparações entre as medidas de direções dos vales (por geoprocessamento); de fraturas (medidas em campo), de falhas (previamente mapeadas pela CPRM) nas diferentes litologias aflorantes na área de estudo; com a forma dos vales fluviais.

Para compreensão do mecanismo evolutivo da rede de drenagem e as causas da reorganização da drenagem da área do Planalto de Santa Catarina (capítulo 6), foram utilizados fundamentalmente dados SRTM (VALERIANO 2005; VALERIANO e ROSSETI 2012). Complementarmente foram utilizadas imagens áreas/ortofotos (SDS-SC/SIGSC) e (iii) dados vetores de cartas topográficas em escala 1:50.000 e 1:100.000 (IBGE). Devido as grandes dimensões espaciais da área de estudo as análises realizadas se limitaram a bacias hidrográficas de terceira ordem e superior.

Para análise altimétrica, de declividade e do grau de dissecação das bacias hidrográficas foram utilizados dados morfométricos: o índice RDE (relação declividade-extensão), perfis topográficos longitudinais dos canais e perfis transversais, atravessando a área de estudo. Por meio de mapeamentos em imagens aéreas e dados de radar foram obtidas informações morfológicas. Evidências morfológicas essas que foram condensadas em um mapa de rearranjos fluviais, onde foram plotados, além dos cotovelos de drenagem, áreas com drenagem ortogonal, baixos divisores e vales superdimensionados.

No capítulo 7 os parâmetros morfométricos utilizados compreendem: (i) identificação de *knickpoints* e anomalias ao longo de perfis fluviais, através da ferramenta *knickpoint finder* (Queiroz et al. 2015); (ii) fator de assimetria (Hare e Gardner 1985); (iii) perfis de Swath e (iv) mapas de valores de χ . Os valores de χ são *proxys* espaciais para equilíbrio de rede de drenagem, a partir de sua altimetria. Seu mapeamento se baseia na

relação proposta por Perron e Royden (2013) O mapeamento do χ se baseou na relação proposta por Perron e Royden (2013) utilizando o *script topotoolbox 2* do Matlab (Schwanghart e Scherler 2014). Em resumo, o mapeamento dos valores de χ permite identificar áreas onde a rede de drenagem está em equilíbrio topológico e geométrico (não há contraste entre os valores de χ nas faces opostas de um divisor) ou, ao contrário, um estado de desequilíbrio devido ao rearranjo da rede hidrográfica (valores de χ contrastantes nas faces opostas do divisor). Nesse último caso, o divisor hidrográfico está se movendo na direção dos valores de χ mais elevados, a medida que as bacias hidrográficas agressoras (valores mais altos de χ) estão avançando sobre as bacias vítimas (com valores mais baixos de χ).

Perfis de Swath consistem na utilização de uma janela móvel ao construir o perfil topográfico (aqui, uma janela móvel de 10 km foi utilizada). Dentro dessa janela móvel, valores máximos, mínimos e médios são coletados do modelo digital de elevação, contribuindo para a análise da evolução de longo-prazo do relevo (Andreani et al. 2014; Giletycz et al. 2014; Chen et al. 2015). Assim considera-se a elevação (máxima, média e mínima) em uma faixa de área contínua, não apenas pontualmente como num perfil topográfico tradicional. Além disso, perfis de Swath permitem calcular o relevo geofísico, que é um *proxy* para incisão fluvial, e consiste da diferença topográfica entre a elevação máxima e a elevação atual (Champagnac et al. 2014).

Trabalhos de campo – etapa iv do estudo – com objetivo de checagem de informações obtidas por sensores remotos, análises geomorfológicas e coleta de material (^{10}Be) foram realizados em cinco oportunidades: (i) Maio de 2015; (ii) Agosto de 2015; (iii) Dezembro de 2015; (iv) Janeiro de 2016 e (v) Maio de 2016. A partir das informações do meio físico (em campo e por meio de produtos de sensores remotos) foram escolhidos os locais representativos onde se realizaram as coletas de materiais em campo para análise do isótopo cosmogênico ^{10}Be (Figura 12). Foram escolhidas bacias hidrográficas de cabeceira com áreas drenadas semelhantes, pequena ou quase nula influência antrópica e sem feições de escorregamento/deslizamento. Amostras foram coletadas em 10 pequenas bacias hidrográficas sendo três no limite entre as bacias do rio Itajaí-Açu e do rio Iguaçu (Paraná), três no limite entre as bacias do rio Itajaí-Açu e Uruguai e duas no limite entre as bacias do rio Uruguai e do rio Iguaçu (Paraná) (Figura 12).

As coletas foram efetuadas do seguinte modo: 3 pontos de amostragem na bacia do rio Iguaçu: rio Bituva (8.1); rio Canoinhas (3.2) e rio do Meio (2.1); 3 pontos de amostragem na bacia do rio Uruguai: ribeirão Alagado (6.1); rio Correntes (3.1) e ribeirão Perdizinha (2.2); e 4 pontos na bacia do rio Itajaí-Açu: rio Costa Carvalho (8.2); rio Itajaí do Norte (7.2);

rio Itajaí do Oeste (5.1) e rio dos Toldos (6.3) (Figura 12). As bacias foram escolhidas visando analisar os processos de reorganização fluvial e avanço remontante dos canais. Tais processos também atuam no recuo do escarpamento que limita as bacias costeiras e continentais e influenciam dinâmica entre as bacias continentais. As bacias se relacionam da seguinte forma: (i) rio Bituva (8.2) x rio Costa Carvalho (8.1): limite Iguaçu/Itajaí-Açu, sem sinais de reorganização fluvial; (ii) rio Itajaí do Norte (7.2) x rio Canoinhas (3.2), onde ambos drenam escarpas, no limite Iguaçu/Itajaí-Açu onde o afluente do rio Itajaí-Açu drena o Planalto interior; (iii) rio Itajaí do Oeste (5.1) x rio Correntes (3.2): limite Uruguai/Itajaí-Açu, sem sinais de reorganização fluvial; ribeirão Alagado (6.3) x rio dos Toldos (6.1): limite Uruguai/Itajaí-Açu, onde o afluente do rio Itajaí-Açu drena o Planalto interior; (v) rio Canoinhas (3.2) x rio Correntes (3.1): limite Uruguai/Iguaçu, marcado por dinâmica denudacional complexa e semelhantes características entre as duas sub-bacias; vi) rio do Meio (2.1) x ribeirão Perdizinha (2.2): limite Uruguai/Iguaçu, marcado por dinâmica denudacional complexa e semelhantes características entre as duas sub-bacias (Figura 12).

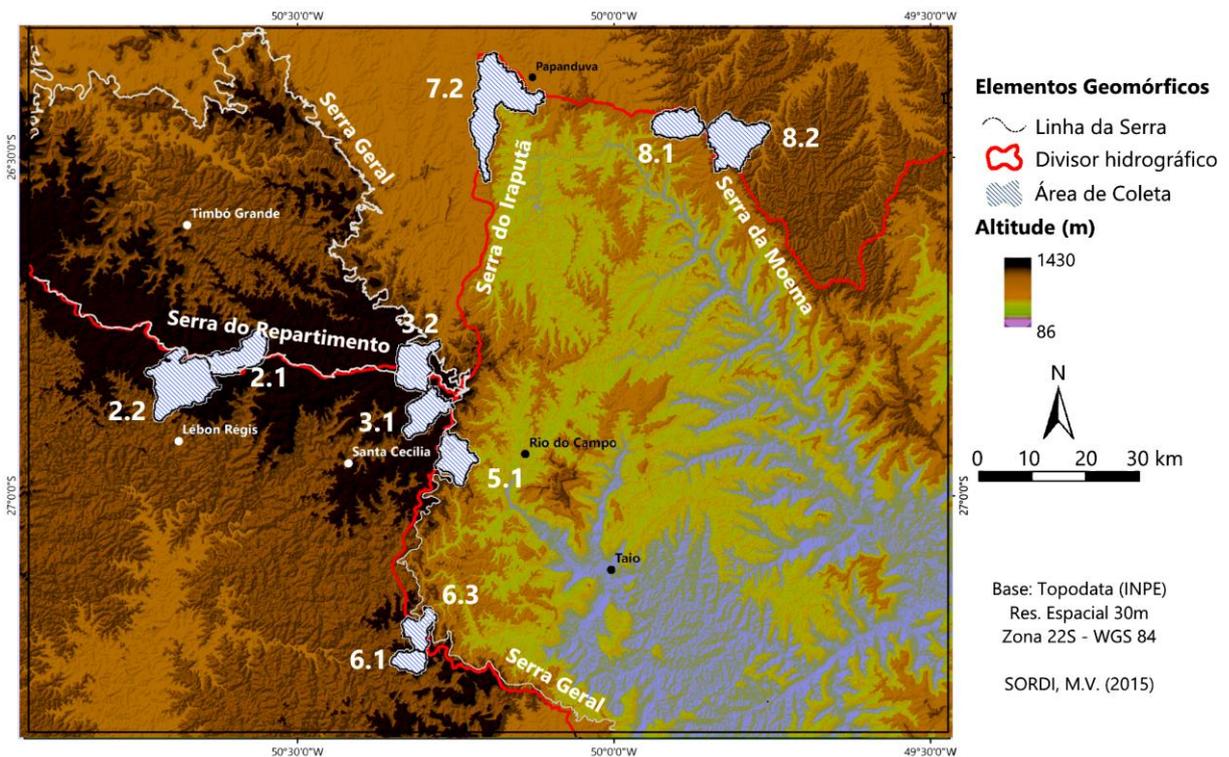


Figura 12: Localização das áreas de coleta de sedimentos para quantificação das taxas de denudação por meio do isótopo cosmogênico ^{10}Be

Os trabalhos de campo também serviram para aferição dos materiais cartográficos produzidos e identificação dos pontos de amostragem. As amostras coletadas correspondem a carga de fundo do leito dos cursos d'água – aproximadamente 500 g – utilizadas para quantificar as taxas de concentração de ^{10}Be . Informações a respeito dos isótopos

cosmogênicos, incluindo o ^{10}Be , além dos princípios de sua utilização para estimar as taxas de denudação podem ser encontrados no tópico “1.3.3.1 *Potencialidades e Limitações do Uso do Isótopo ^{10}Be* ”. A concentração de ^{10}Be é medida nos cristais de quartzo, dessa forma é necessária uma série procedimentos laboratoriais para eliminação dos demais minerais, que serão detalhados a seguir.

A etapa (v), consiste em análises laboratoriais para quantificar a concentração de ^{10}Be . Em laboratório as taxas de denudação de longo-prazo foram mensuradas a partir do isótopo ^{10}Be . Para quantificação da concentração do ^{10}Be , foi utilizada a mesma metodologia utilizada ao longo dos anos em estudos brasileiros (SALGADO et al. 2007a e b; SALGADO et al. 2008; SALGADO et al. 2009; VARAJÃO et al. 2009; CHEREM et al. 2012; SALGADO et al. 2012; BARRETO et al. 2013 e SALGADO et al. 2013; SALGADO et al. 2014; SALGADO et al. 2016). Os procedimentos mecânicos e químicos iniciais (trituração, peneiragem e eliminação mineral inicial) foram realizados no Laboratório de Solos na Universidade Tecnológica Federal do Paraná (UTFPR) Campus Campo Mourão (Paraná). Os procedimentos químicos iniciais envolvem sucessivos ataques – no mínimo três – de uma solução de ácido clorídrico (HCl) a 37% e ácido fluossilícico (H_2SiF_6). Os procedimentos químicos posteriores foram realizados no *National Laboratory of Cosmogenic Nuclides* (LN2C), CEREGE, France. Estas etapas envolvem: (i) descontaminação a partir da eliminação do ^{10}Be meteórico, efetuada por meio de 3 dissoluções parciais sucessivas com ácido fluorídrico (HF) concentrado; (ii) adição de uma solução padrão com $100\mu\text{L}$ de ^9Be produzida pelo próprio laboratório a partir de cristais de Fenaquita os quais possuem uma concentração de ^9Be de $3025\ \mu\text{g/g}$ (Merchel et al. 2008); (iii) dissolução total da amostra a partir da adição de ácido fluorídrico (HF). Após a evaporação da solução resultante, as amostras são recuperadas a partir de uma solução de ácido clorídrico (HCl) e precipitadas com amônia (NH_3) antes da eluição através de uma coluna de trocas aniônicas (Dowex 1x8) para remover o Ferro e após uma coluna de trocas catiônicas (Dowex 50x8) para remover o Boro e separar o Berílio dos outros elementos (MERCHEL e HERPERS 1999).

O Be purificado é então novamente precipitado para $\text{Be}(\text{OH})_2$ por meio da adição de amônia e oxidado para BeO a 700°C . Os alvos BeO depois de catodados são analisados no acelerador de espectrômetro de massa (AMS, sigla em inglês: *Accelerator Mass Spectrometry*) para mensurar a proporção entre $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$. Estas análises foram realizadas no *Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques* (ASTER) do CEREGE (Arnold et al. 2010). Tais medições são calibradas a partir de uma solução padrão produzida pelo próprio laboratório (STD-1), que utiliza um valor de assinatura $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de

$(1.191 \pm 0.013) \times 10^{-11}$ (Braucher et al. 2015). As incertezas analíticas incluem: (i) erros nas medições associadas a incertezas na estatística de contagem do acelerador de espectrômetro e massa (ii) incertezas quanto a concentração da solução padrão $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$; e (iii) o erro externo do AMS (0,5%) (ARNOLD et al. 2010). Além disso no presente estudo a amostra branca química teve valores de $2.05 \pm 0.38 \times 10^{-15}$ uma ordem de magnitude abaixo das taxas de proporção naturais $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ medidas nas amostras (Tabela 2). A meia vida do ^{10}Be utilizada foi $(1.387 \pm 0.012) \times 10^6$ anos (CHMELEFF et al. 2010; KORSCHINEK et al. 2010).

Ao final de todas as etapas, foi possível obter os resultados de concentração do ^{10}Be produzido *in situ* em cada bacia hidrográfica investigada no escopo deste trabalho, o que permitiu a execução da etapa seguinte de tratamento dos dados e cálculo final dos resultados por meio da seguinte equação (1):

$$C_{(x,\varepsilon;t)} = \frac{P_{\text{spall.}}}{\frac{\varepsilon\varepsilon}{\Lambda\Lambda_n} + \lambda} \cdot e^{-\frac{x}{\Lambda_n}} \left[1 - \exp\left\{-t\left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda\right)\right\} \right] + \frac{P_{\mu\text{slow}}}{\frac{\varepsilon\varepsilon}{\Lambda\Lambda_n} + \lambda} \cdot e^{-\frac{x}{\Lambda_{\mu s}}} \left[1 - \exp\left\{-t\left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda\right)\right\} \right] + \frac{P_{\mu\text{fast}}}{\frac{\varepsilon\varepsilon}{\Lambda\Lambda_n} + \lambda} \cdot e^{-\frac{x}{\Lambda_{\mu f}}} \left[1 - \exp\left\{-t\left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda\right)\right\} \right] \quad (4)$$

onde $C(x, \varepsilon, t)$ corresponde à concentração *in-situ* de ^{10}Be produzida (at . g^{-1}); (x) é a profundidade ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$); (ε) é a taxa de erosão ou denudação; (t) é o tempo. P_n é a taxa de produção de espalação média da bacia hidrográfica (em at. $\text{g}^{-1} \cdot \text{y}^{-1}$) e $P_{\mu s}$ e $P_{\mu f}$ representam a produção total de nêutrons e múons rápidos e lentos (BRAUCHER et al. 2011). Λ_n , $\Lambda_{\mu s}$ e $\Lambda_{\mu f}$ representam respectivamente, a atenuação dos nêutrons ($\sim 150 \text{ g/cm}^2$); múons rápidos ($\sim 1.500 \text{ g/cm}^2$) e lentos ($\sim 4.320 \text{ g/cm}^2$); λ representa o decaimento radioativo constante ($4,997 \pm 0,043 \times 10^{-7}$) (BRAUCHER et al. 2011).

Para cada bacia hidrográfica amostrada, uma taxa média de produção *in situ* de ^{10}Be foi determinada, inicialmente calculando-se a taxa de espalação a partir da latitude e da elevação da área amostrada utilizando o esquema de Stone (2000). Considera-se como referência valores para o nível de mar e a elevada latitude de $4.02 \pm 0.26 \text{ at.g}^{-1}$ (BORCHERS et al. 2016). A partir desses dados, os valores para a área de estudo foram calculados a partir do modelo digital de elevação, considerou-se o bloqueio do relevo (Codilean 2006), e uma densidade de $2.6 \pm 0.2 \text{ g.cm}^{-1}$ para rochas sedimentares dos grupos Guatá e Passa Dois e de $2.8 \pm 0.2 \text{ g.cm}^{-1}$ (Fay 1979; Molina et al. 1989) para rochas ígneas e sedimentares do grupo São Bento. A escala de integração, ou seja, o período de tempo para erodir a profundidade

correspondente ao comprimento para absorção em subsuperfície foi calculada utilizando a relação de Lal (1991) (5):

$$t = \Lambda_n / \varepsilon \times \rho \quad (5)$$

onde Λ é o comprimento médio de absorção de nêutrons; ε é a taxa de denudação e ρ é a densidade do substrato rochoso. Esta equação é utilizada desde os estudos pioneiros de Lal (1991) e Siame et al. (2000), por exemplo, sendo também utilizada em estudos realizados no Brasil (BRAUCHER et al. 1998, 2004; CHEREM et al. 2013; SALGADO et al. 2006, 2007a e b, 2008; 2012; 2014; 2016).

Os resultados foram tratados estatisticamente, utilizando-se a média ponderada para comparar as amostras. Da mesma forma, atributos de cada sub-bacia onde foram coletadas amostras foram comparados as taxas de denudação: (i) relevo; (ii) declividade; (iii) elevação mínima e (iv) área da bacia. Buscou-se analisar o coeficiente de correlação (r^2) entre esses atributos e as taxas de denudação para verificar a influência desses sobre o processo denudacional.

A última etapa (vi) teve como fundamento a integração das diversas análises realizadas. Ou seja, as investigações cartográficas, morfológicas, de campo e as taxas de denudação via isótopo cosmogênico ^{10}Be são analisadas separadamente e em conjunto. A partir dessas análises tentou-se alcançar os objetivos propostos e testar a hipótese inicial, bem como melhor compreender a evolução da paisagem do Planalto de Santa Catarina.

CAPÍTULO 3: COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

Este capítulo traz o mapeamento das unidades do relevo, considerando-se o terceiro táxon (Ross 1992), na região de transição das bacias costeiras/continentais do estado de Santa Catarina. Enfoca a contribuição dos diferentes controles litoestruturais para a diferenciação da paisagem nessa área e assim objetiva cooperar para a superação da lacuna científica acima destacada. A área investigada é, mais especificamente, aquela onde se delimitam as três principais bacias hidrográficas do estado de Santa Catarina: (i) bacias costeiras, aqui representadas pelo rio Itajaí-Açu, maior rio costeiro da região sul do Brasil; (ii) o rio Uruguai, representado pelos seus afluentes: rio Canoas e do Peixe (Figura 2) (iii) o rio Iguaçu (Paraná), representado pelos seus afluentes: Negro, Canoinhas e Timbó (Figura 2).

Seguindo a hierarquia definida por Ross (1992) podem-se identificar, em Santa Catarina, duas Unidades Morfoestruturais, que correspondem ao primeiro táxon: (i) Bacia Sedimentar do Paraná e (ii) Escudo Atlântico. Na área de estudo, totalmente inserida no primeiro domínio, podem se identificar duas Unidades Morfoesculturais, de leste para oeste: (i) Depressão do rio Itajaí-Açu e (ii) Planalto de Santa Catarina.

O recorte de estudo compreende elevações entre 151 e 1441 m que diminuem de oeste para leste, em direção ao Oceano Atlântico. As maiores altitudes estão localizadas no centro-oeste Catarinense, área da Serra do Repartimento, divisor entre as bacias hidrográficas do Iguaçu (Paraná) e Uruguai. As menores elevações, a leste, ocorrem nos vales dos principais afluentes do rio Itajaí (Itajaí do Sul, do Oeste e do Norte) (Figura 3) e na confluência entre os rios Itajaí do Norte e Itajaí do Oeste, que formam o rio Itajaí-Açu. A partir de suas características geomorfológicas (altimetria, declividade, gradiente de relevo, dissecação) da área de estudo foi compartimentada em oito unidades de relevo dissecadas. Tais unidades estão associadas aos sistemas hidrográficos, divididas entre aqueles que drenam para o continente e aqueles que drenam diretamente em direção ao Oceano Atlântico, assim designados: Depressão do Itajaí-Açú (1.1), subdividida em Planalto intermediário no limite entre bacias oceânicas e continentais (1.1.1) e Depressão do Alto Itajaí-Açú (1.1.2). As drenagens interiores pertencem ao Planalto de Santa Catarina (1.2), onde as unidades existentes são: Planalto do rio Negro (1.2.1); Planalto do rio Canoinhas (1.2.2); Planalto intermediário interior (1.2.3); Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu (1.2.4); Planalto de Caçador (1.2.5); Planalto do rio Canoas (1.2.6) (Figura 13 e 14).

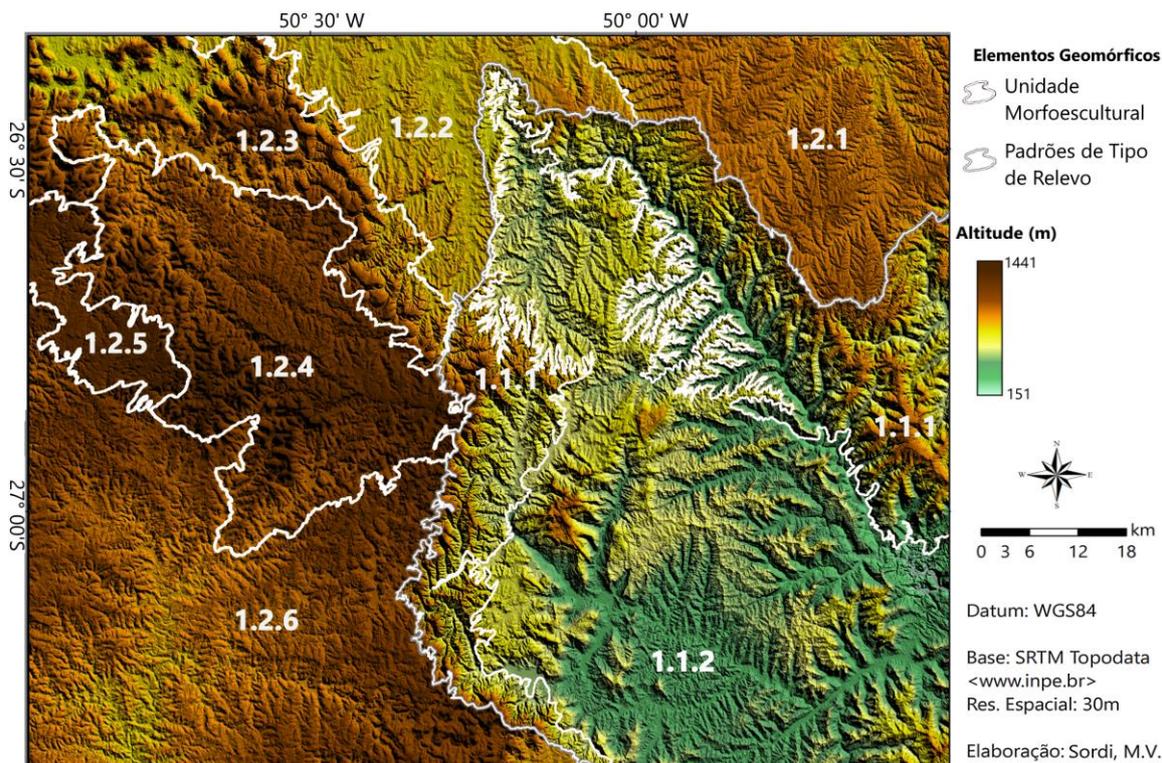


Figura 13: Modelo digital de elevação da área de estudo. Unidade Morfoescultural 1.1 Depressão do Itajaí-Açu: 1.1.1. Planalto intermediário no limite entre bacias oceânicas e continentais; 1.1.2: Depressão do Alto Itajaí-Açu. 1.2: Planalto de Santa Catarina: 1.2.1: Planalto do rio Negro; 1.2.2 Planalto do rio Canoinhas; 1.2.3 Planalto intermediário interior; 1.2.4 Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu; 1.2.5 Planalto de Caçador; 1.2.6 Planalto do rio Canoas

As maiores altitudes ocorrem nos compartimentos Planalto de Caçador (1.2.5); Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu (1.2.4) e Planalto intermediário interior (1.2.3), quase sempre acima dos 1.200m (Figura 13). No Planalto de Caçador (1.2.5) estão associadas a uma superfície plana e de baixa dissecação. No Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu (1.2.4) os principais divisores estão alçados a grandes elevações, enquanto no Planalto intermediário interior (1.2.3) as maiores altitudes estão associadas a elevações residuais, pontuais. No Planalto do rio Canoas (1.2.6) e no Planalto intermediário no limite entre bacias oceânicas e continentais (1.1.1) as altitudes médias estão compreendidas entre 1.000 – 1.200m, enquanto no Planalto do rio Negro (1.2.1) e no Planalto do rio Canoinhas (1.2.2) as classes predominantes estão entre 800 – 1000 m (Figura 13). As menores elevações, na Depressão do Alto Itajaí-Açu (1.1.2) ocorrem ao longo dos principais vales, do rio Itajaí-Açu e seus principais afluentes.

A declividade média da área de estudo é 15% (Figura 14). As maiores declividades – acima dos 45% - estão localizadas no limite entre as bacias hidrográficas continentais e oceânicas na área central do recorte estudado e no quadrante noroeste (Figura 14). As menores declividades ocorrem no extremo centro-oeste da área de estudo e centro-norte.

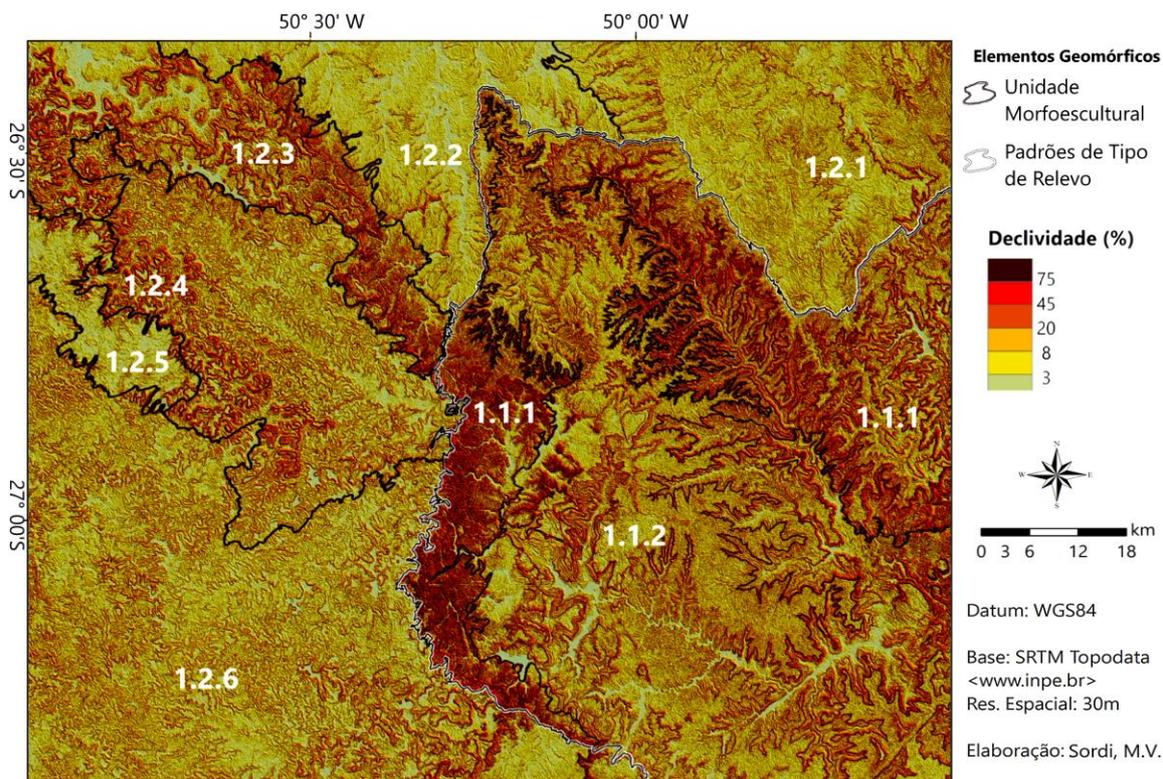


Figura 14: Mapa de declividade da área de estudo. Unidade Morfoescultural 1.1 Depressão do Itajaí-Açu: 1.1.1. Planalto intermediário no limite entre bacias oceânicas e continentais; 1.1.2: Depressão do Alto Itajaí-Açu. 1.2: Planalto de Santa Catarina: 1.2.1: Planalto do rio Negro; 1.2.2 Planalto do rio Canoinhas; 1.2.3 Planalto intermediário interior; 1.2.4 Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu; 1.2.5 Planalto de Caçador; 1.2.6 Planalto do rio Canoas

As menores declividades estão associadas aos principais vales – nos compartimentos Planalto do rio Negro (1.2.1), Planalto do rio Canoinhas (1.2.2) e Depressão do Alto Itajaí-Açu (1.1.2) – e topos – no Planalto de Caçador (1.2.5). As maiores declividades, por sua vez, se relacionam as escarpas das serras – compartimentos Planalto intermediário interior (1.2.3) e Planalto intermediário no limite entre bacias oceânicas e continentais (1.1.1) - e elevações residuais – comuns nos compartimentos Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu (1.2.4) e Depressão do Alto Itajaí-Açu (1.1.2) (Figura 14).

A seguir são apresentadas as características dessas unidades:

3.1 DEPRESSÃO DO ITAJAÍ-AÇU

3.1.1 Planalto Intermediário no limite entre bacias Oceânicas e Continentais

A unidade Planalto intermediário no limite entre bacias oceânicas e continentais subdivide-se em dois compartimentos – um a leste e outro a oeste (figuras 13 e 14) - e se estende ao longo da Serra Geral para sul, na transição entre a bacia do rio Itajaí-Açu e as bacias interiores (Iguaçu e Uruguai). É embasada por rochas das formações Serra Geral (a

oeste da Escarpa), Botucatu, Pirambóia e Rio do Rasto, Serra Alta, Irati, Palermo, Rio Bonito e Taciba (na área da bacia do Itajaí-Açu). Apresenta paisagem escarpada com altitudes variando entre os 460 e 1350 m e declividade de 27% em média – a forte dissecação constitui uma característica (Figura 15) desta unidade do relevo.

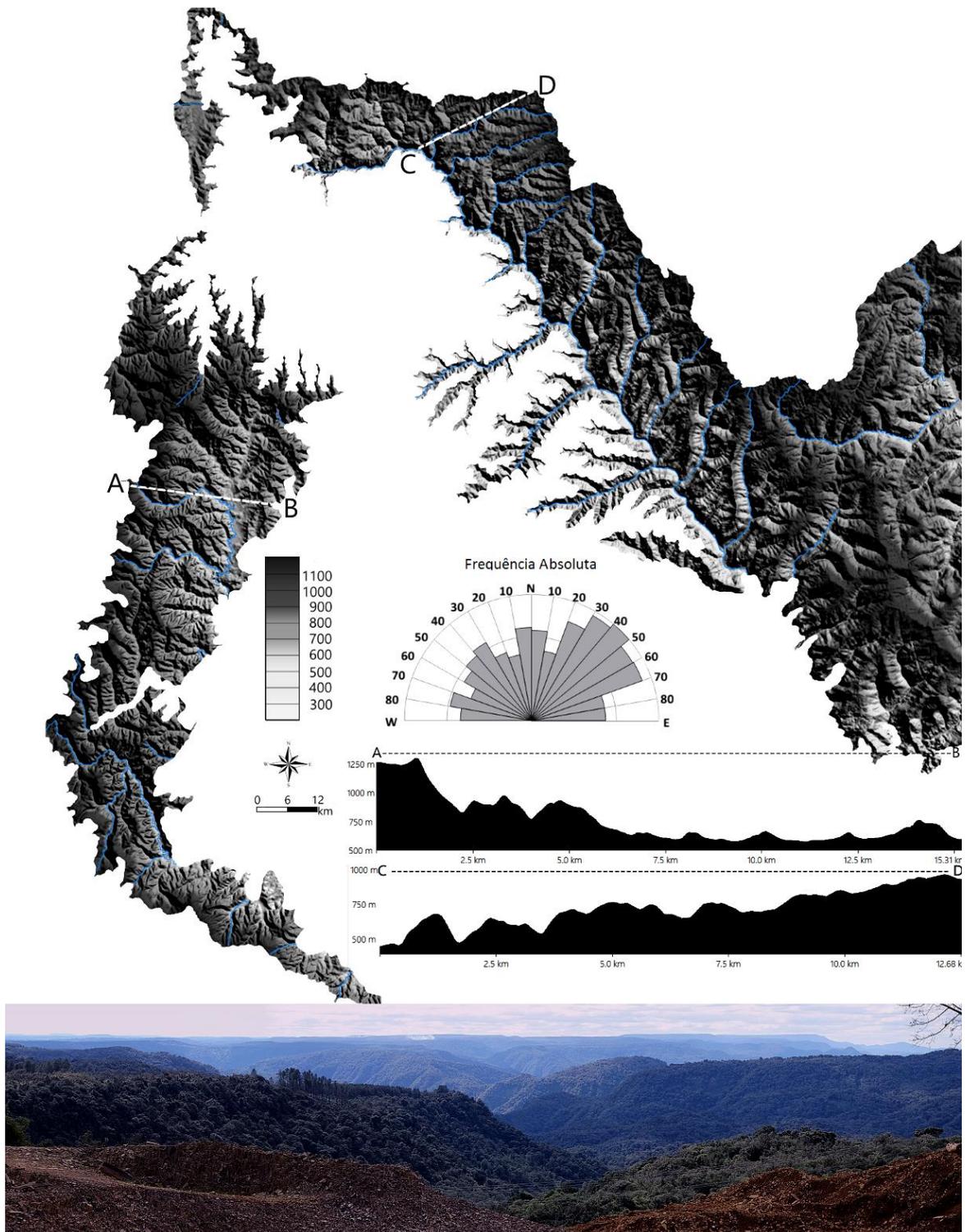


Figura 15: Perfil transversal, diagramas de roseta dos lineamentos, modelo de elevação digital do Planalto intermediário no limite entre bacias oceânicas e continentais

As formas côncavas predominam na baixa encosta, porém, de forma geral, o aspecto das mesmas é marcadamente convexo. Os principais cursos d'água são os rios Itajaí do Oeste e Itajaí do Norte (a leste). Canais bem encaixados contrastam com as colinas altas, que exibem numerosas cicatrizes deixadas por ravinas e canais de baixa ordem hierárquica. O encaixamento dos canais é visto inclusive no canal do Itajaí do Norte, onde não há formação de planície de inundação considerável. A densidade de lineamentos é elevada, com direções predominantes N-S, NE-SW e NW-SE (Figura 15).

Os afluentes do rio Itajaí-Açu que drenam diretamente para o Oceano Atlântico e possuem grande poder de dissecação avançam remontantemente em direção as bacias dos rios Iguaçu (Paraná) e Uruguai (Sordi et al. 2015a). Esses afluentes apresentam várias inflexões, registrando possíveis processos de reorganização fluvial. Outras anomalias de drenagem ocorrem na área, como curvaturas anômalas e meandros comprimidos.

3.1.2 Depressão do Alto Itajaí-Açu

A Depressão do Alto Itajaí-Açu é a maior dentre as unidades mapeadas e localiza-se no centro-leste da área de estudo. É embasada por diferentes substratos rochosos (formações Teresina, Serra Alta, Irati, Palermo e rio Bonito e Taciba) (Figura 16). Possui altitudes variando entre os 150 e 1060 m, com elevada declividade (16% em média) (Figura 16). Tal unidade possui como característica principal a intensa dissecação do relevo, comandada pelas drenagens de menor ordem hierárquica (até 3ª ordem) que se apresentam bem encaixadas. As encostas se orientam para sul principalmente. As encostas ou segmentos de encosta côncavos predominam nas baixas encostas e as áreas planas mais amplas estão associadas à planície de inundação do rio Itajaí-Açu (que constitui o nível de base regional) e de seus principais afluentes nesse compartimento (rio Itajaí do Oeste, Rio Itajaí do Sul e Rio Itajaí do Norte) (Figura 16). Grandes alinhamentos a partir dos quais o rio Itajaí-Açu e seus afluentes se instalaram ocorrem nas direções NW – SE e NE – SW, principalmente sobre as rochas da Fm Rio Bonito. A frequência absoluta indica que a direção principal é NW – SE, porém com importante ocorrência de feixes E – W e NE – SW, secundariamente (Figura 16).

Importantes elevações residuais (cerca de 800 m de altitude) se destacam na paisagem (Figura 16) que, em sua maior parte, apresenta altitudes abaixo dos 500 m. Estas altitudes chegam a cerca de 100 m junto a confluência entre o Itajaí do Norte e Itajaí do Oeste. Os cursos d'água exibem inflexões que parecem apontar para prováveis processos de reorganização fluvial (Sordi et al. 2015a).

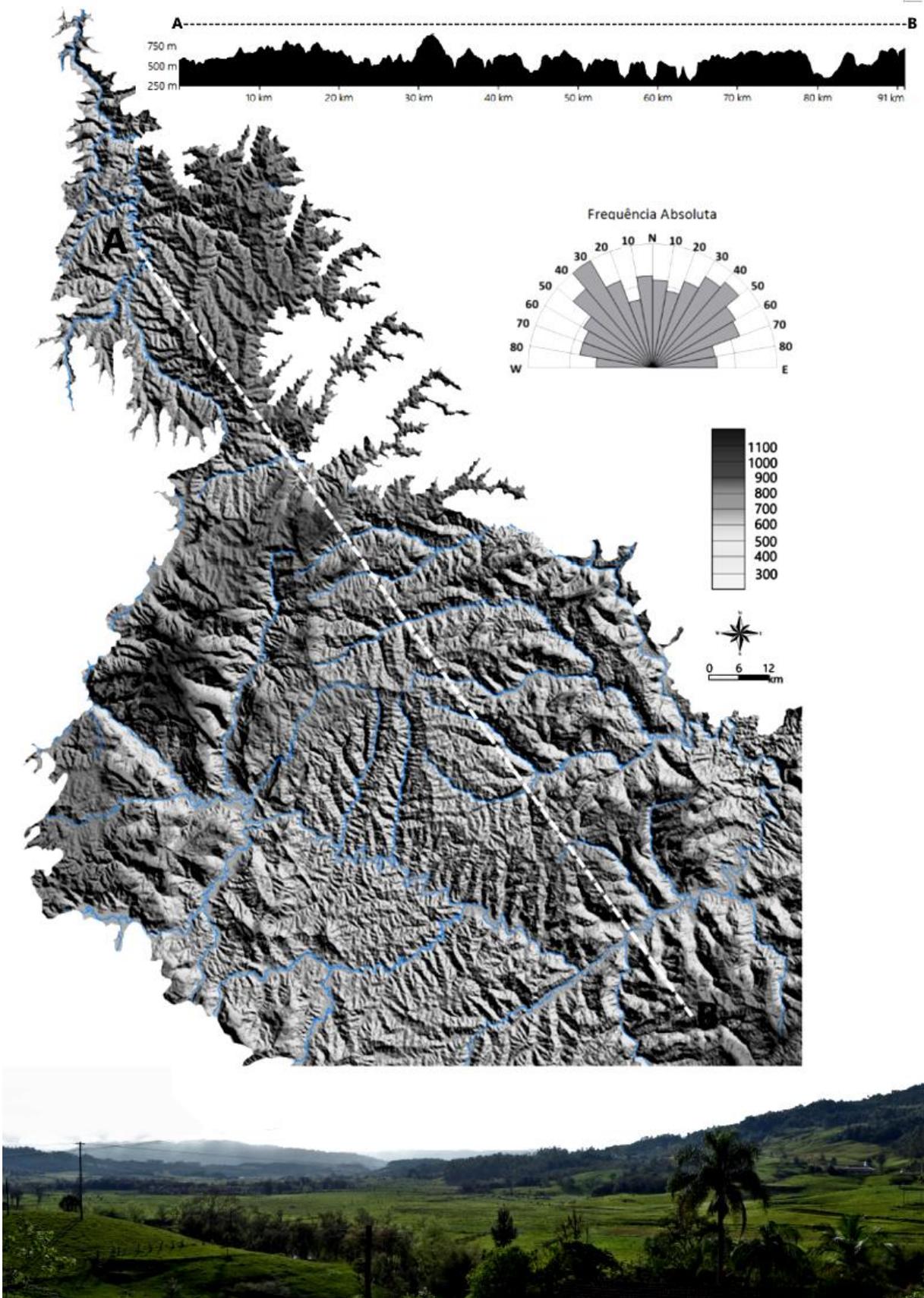


Figura 16: Perfil transversal, diagramas de roseta dos lineamentos, modelo de elevação digital e paisagem típica da Depressão central do rio Itajaí

3.2 PLANALTO DE SANTA CATARINA

3.2.1 Planalto do Rio Negro

Situado no extremo nordeste da área de estudo onde afloram rochas do Grupo Itararé (formações Campo de Tenente, Mafra e Rio do Sul) o Planalto do rio Negro apresenta altimetria variando entre 750 e 1050 m (Figura 17); a declividade média é 10% e a dissecação varia de baixa a média. Predominam encostas retilíneas, porém ocorrem setores convexos, principalmente nas áreas de topos. A principal drenagem regional é o rio Negro. Os cursos d'água se dispõem de S – N, SE – NW e SW – NE, tendo como exutório regional (e nível de base) o rio Iguaçu. Verifica-se uma possível tendência de migração dos canais, já que parece haver um padrão, onde os canais estão confinados à margem esquerda. A leste os vales são mais encaixados e a dissecação é maior, com grande quantidade de drenagens de primeira ordem que comandam o processo erosivo. Em direção a oeste diminui a declividade e a amplitude dos vales.

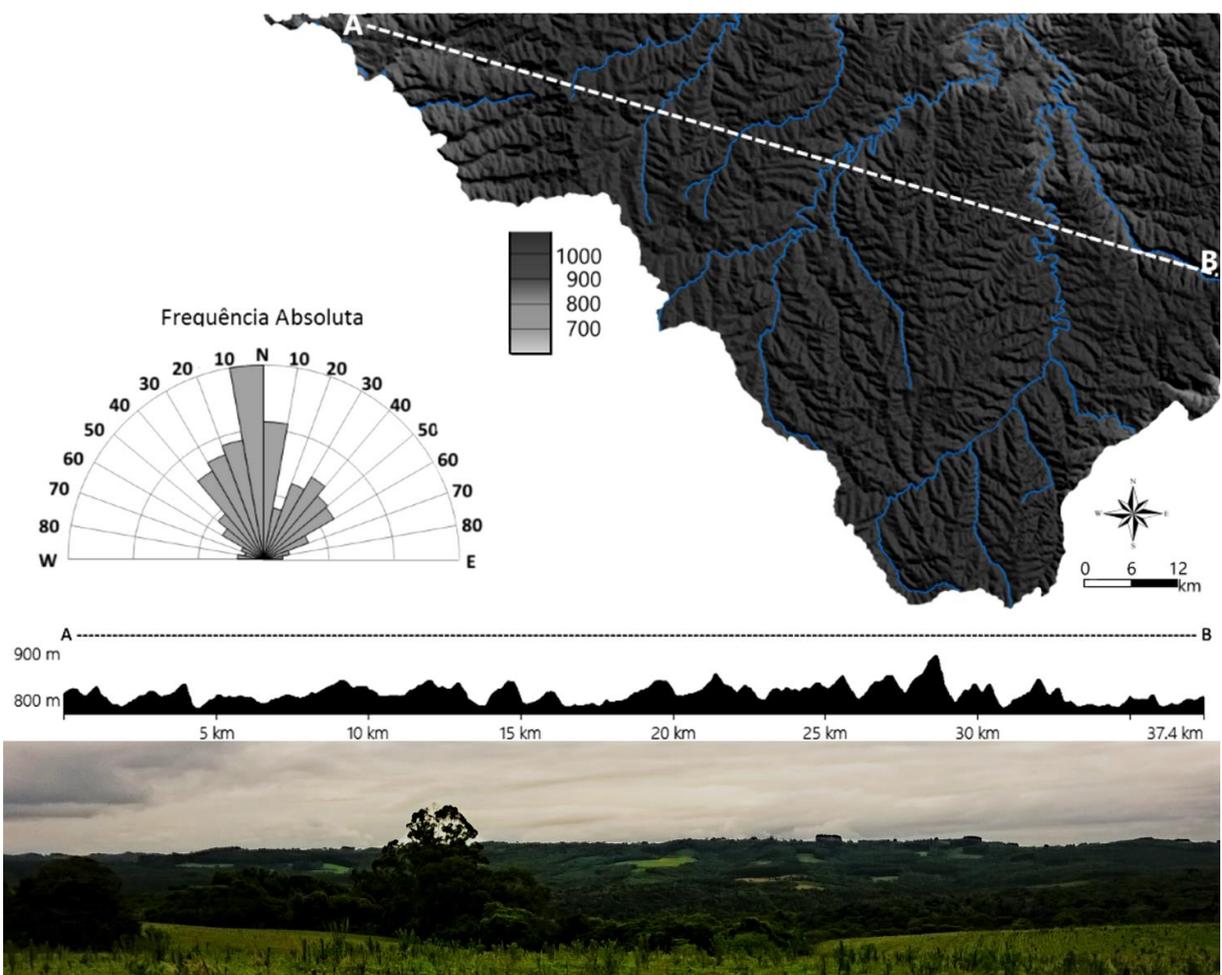


Figura 17: Perfil transversal, diagramas de roseta dos lineamentos e modelo de elevação digital do Planalto do rio Negro

Exibe forte controle estrutural, com direções de alinhamentos principais N – S, e secundariamente e NE – SW (Figura 17). Ocorrem cristas alinhadas, e, em sua maioria elas se dispõem à NW – SE e N – S. A leste são numerosas as cristas alongadas e alinhadas de E – W, que exibem patamares escalonados ao longo das encostas. As encostas opostas as cristas possuem mergulho para norte e baixa declividade.

3.2.2 Planalto do Rio Canoinhas

O Planalto do rio Canoinhas está localizado no centro-norte da área de estudo e encontra-se embasado per rochas dos grupos Guatá (formações Palermo e Rio Bonito) e Passa Dois (formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto). Apresenta-se como um patamar inferior entre o Planalto do rio Negro e o Planalto intermediário interior. Imponentes escarpas dividem esta unidade e a Depressão do Alto Itajaí-Açu, onde as altitudes médias variam pouco, entre os 800 e 900 m (Figura 18), com uma declividade média de 6% e de baixa dissecação. Predominam encostas amplas, de baixa declividade e retilíneas (Figura 18), com trechos convexos e côncavos raros, mas em proporções semelhantes. Compreende parte da bacia hidrográfica do rio Iguaçu, onde o rio Canoinhas (afluente direto do rio Iguaçu) é o principal curso d'água.

O relevo desse compartimento é homogêneo, predominando, nos rios de grande porte, padrão meandrante típico, com planícies extensas e vales amplos (Figura 18). Esse planalto mostra maiores altitudes a oeste e não junto ao divisor com o rio Itajaí do Norte, o que pode indicar um basculamento a oeste, junto à escarpa da Serra Geral.

A direção dos lineamentos é predominantemente N – S (Figura 18). Acompanhando esse padrão, as principais drenagens têm direção S – N e W – E (Figura 18). São comuns inflexões nos cursos d'água, com mudanças abruptas de direção seguindo a orientação dos lineamentos.

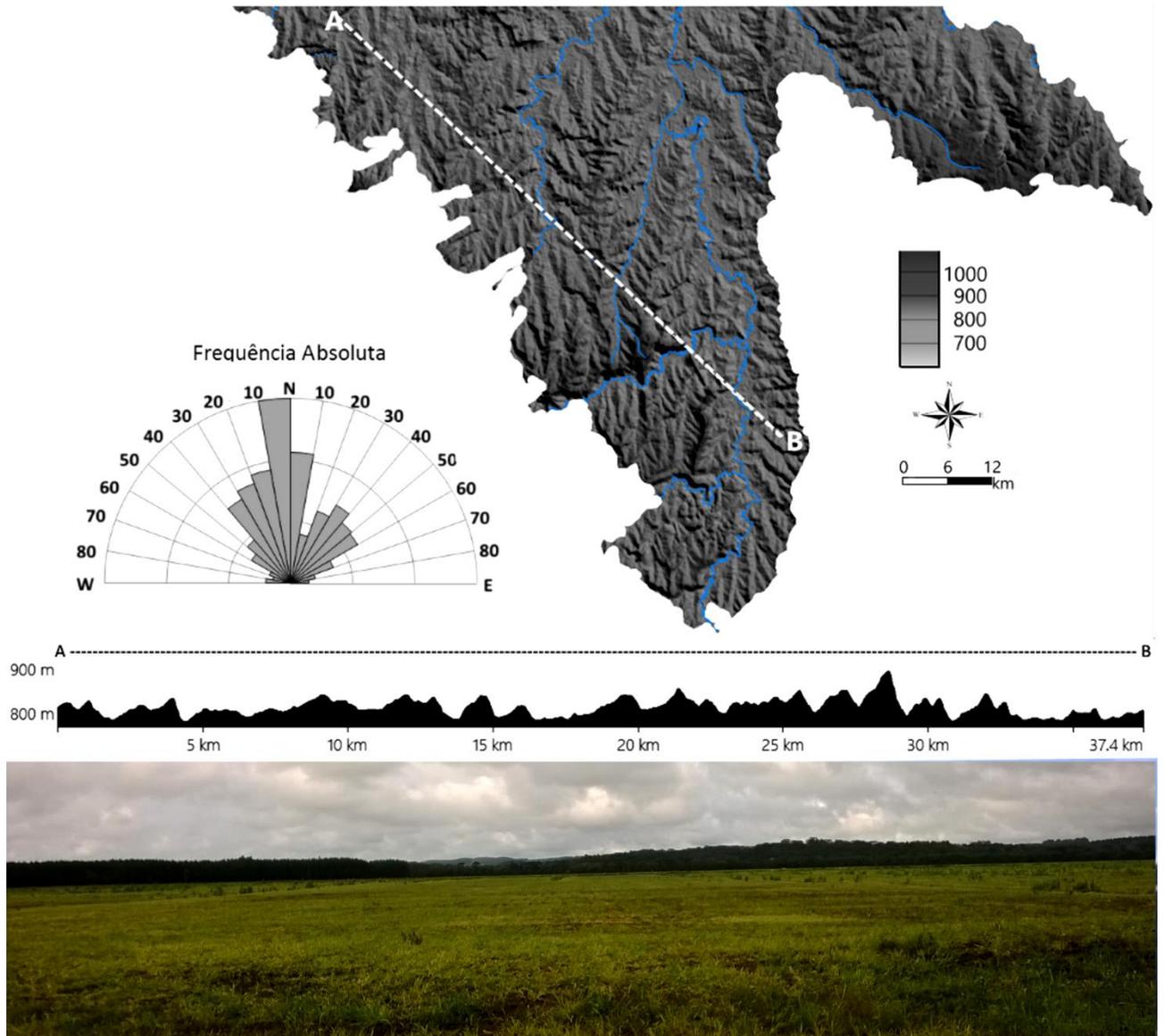


Figura 18: Perfil transversal, diagramas de roseta dos lineamentos, modelo de elevação digital e paisagem típica do Planalto do rio Canoinhas

3.2.3 Patamar Intermediário Interior

No limite oeste do Planalto do rio Canoinhas, um patamar mais elevado representa o Planalto intermediário interior. Nos fundos de vales e áreas mais baixas ocorrem rochas sedimentares das formações Rio do Rasto e Teresina (Grupo Passa Dois) e sustentando as principais elevações arenitos da Formação Botucatu e rochas vulcânicas da Formação Serra Geral (Grupo São Bento). A elevação dos topos, que atingem os 1.200m, contrasta com os vales dos rios, bem dissecados, a cerca de 750 m (Figura 19), refletindo em alta declividade (18% em média) e forte dissecação. As encostas ou segmentos de encosta côncavos predominam nas baixas encostas e áreas planas estão associadas às amplas planícies aluviais. Este planalto é drenado pelos afluentes dos rios Timbózinho e Timbó. As principais elevações

se dispõem paralelamente na direção NW – SE e N – S, com falhas perpendiculares NE – SW, o que se reflete na análise dos lineamentos que apresenta uma concentração à NE e a NW (Figura 19). Apresenta topos planos e encostas com formas arredondadas em virtude de processos erosivos.

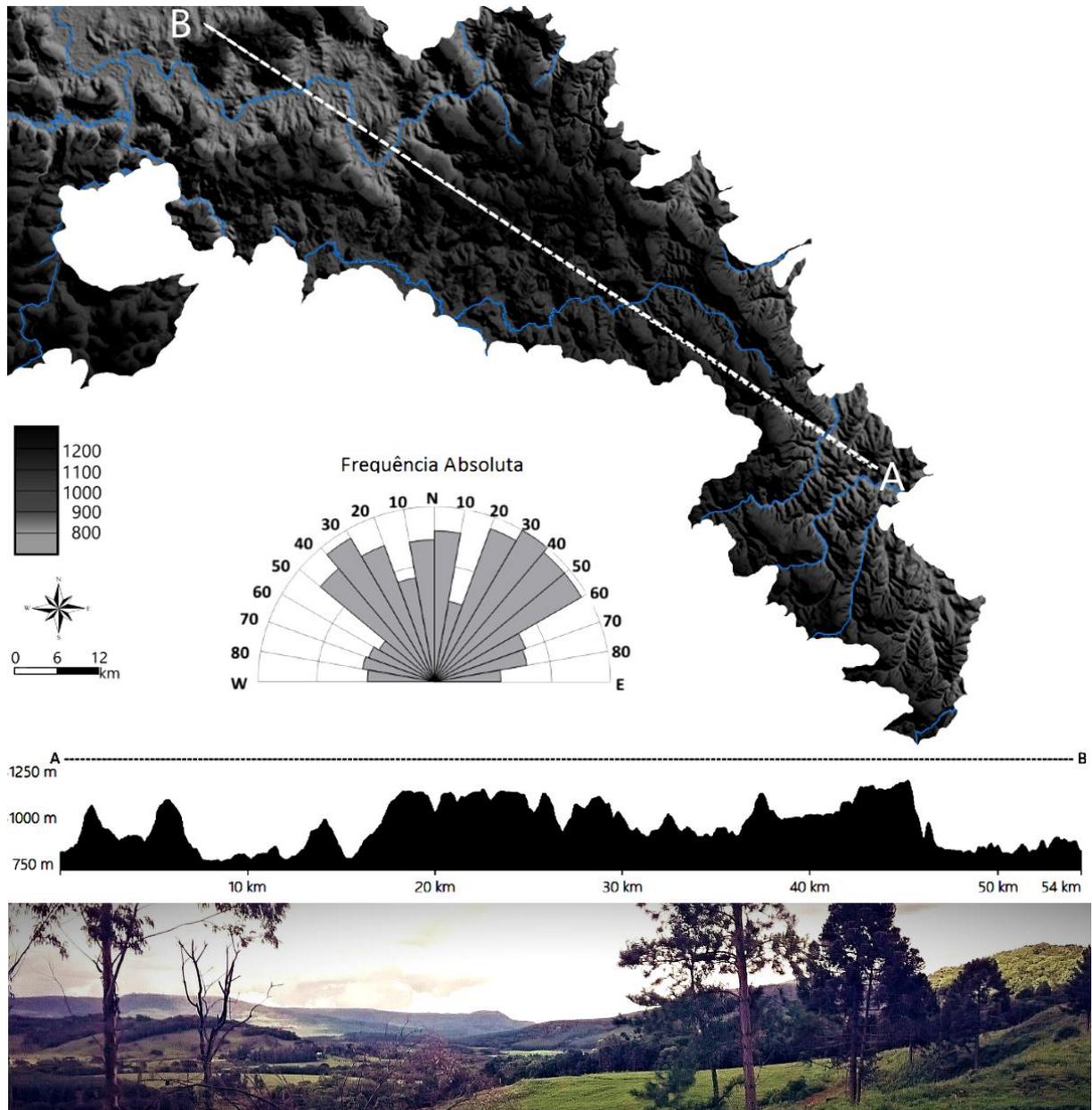


Figura 19: Perfil transversal, diagramas de roseta dos lineamentos e modelo de elevação digital do Planalto intermediário interior

3.2.4 Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu

O Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu está localizado no centro-oeste da área de estudo. Nessa área ocorrem rochas ácidas e básicas da Formação Serra Geral e arenitos da formação Botucatu. A altitude varia entre 750 e 1.436m (Figura 20) e a declividade média é de 11,4%. Logo, trata-se de uma área de dissecação baixa a média. Já as encostas planas são

raras e as formas côncavas (Figura 20) são mais comuns que as convexas. Estas últimas, embora menos comuns, possuem ocorrência recorrente na paisagem nos segmentos superiores das encostas (convexo-côncavas). Esse planalto é drenado pelos afluentes do rio Timbó a norte e pelos afluentes do rio Correntes a sul. Predominam lineamentos de direção NE – SW (Figura 20).

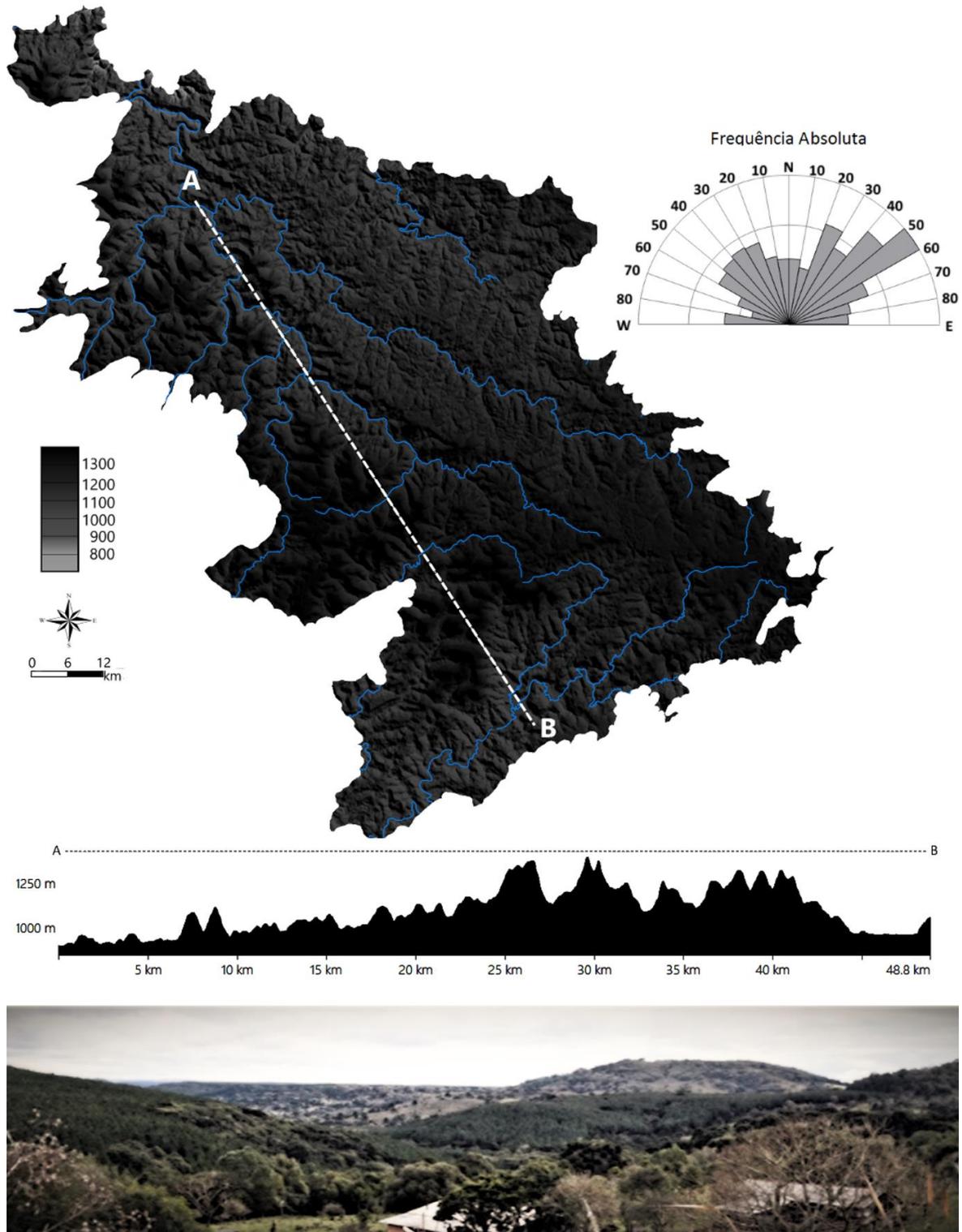


Figura 20: Perfil transversal, diagramas de roseta dos lineamentos, modelo de elevação digital e paisagem típica do Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu

Ocorrem nessa unidade formas muito particulares, destacando a existência de feições dômicas onde se desenvolvem drenagens radiais e cristas simétricas alongadas. Estas feições ocorrem associadas a intrusões vulcânicas, onde se desenvolve um padrão de drenagem paralelo. As cristas exibem direção predominante NW – SE (Figura 20), porém com direções N – S e E – W também representativas. Notam-se alinhamentos muito profundos e bem marcados, porém em menor densidade e intensidade em relação ao Planalto de Caçador.

3.2.5 Planalto de Caçador – Superfície Somital

Planalto localizado no extremo oeste da área de estudo sustentado por rochas ácidas e básicas da Formação Serra Geral. Apresenta altitudes entre 986 e 1.337 m (Figura 21), com declividade média de 8% e pouco dissecada.

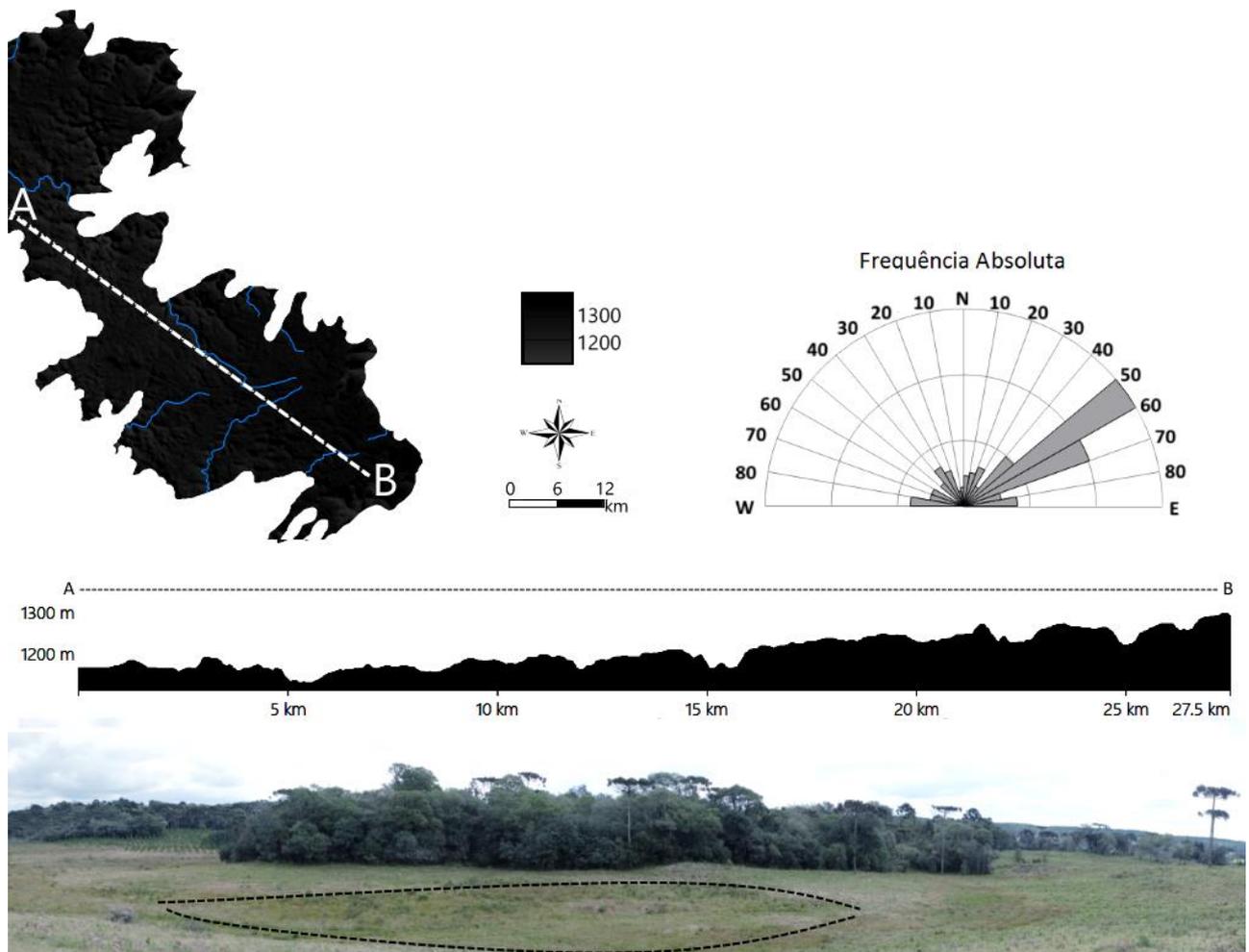


Figura 21: Perfil transversal, diagramas de roseta dos lineamentos, modelo de elevação digital e paisagem típica do Planalto de Caçador. Destaque para zonas depressionárias nas áreas de cimeira. Foto: Paisani, 2015.

Nessa unidade se localizam apenas cabeceiras de drenagem e cursos d'água de pequena extensão. As formas côncavas são as mais comuns junto aos cursos d'água, porém os

segmentos convexos (nas faixas de média e encosta) e áreas planas (principalmente nos topos) (Figura 21) ocorrem em proporção semelhante. Trata-se de uma superfície de topo, pouco acidentada, porém muito fraturada, com alinhamentos profundos e alongados, quase sempre dispostos na direção NE – SW, com direções N, S e NW secundárias (Figura 21).

Os alinhamentos estruturais são abundantes e profundos, com direção preferencial NE. Exibem formas concêntricas, provavelmente associadas às juntas de resfriamento dos derrames. A maioria deles origina drenagens paralelas e retilíneas e também ocorrem cristas simétricas nas áreas de divisores. Esse Planalto é correlato ao Planalto de Palmas/Água Doce descrito por Paisani et al. 2008; 2013.

3.2.6 Planalto do Rio Canoas

Trata-se do Planalto localizado no sudoeste da área de estudo. O substrato corresponde a rochas vulcânicas da Formação Serra Geral e sedimentares mesozoicas do Grupo São Bento no extremo leste. Contempla altitudes entre 450 m no vale do rio Canoas a 1.303 m (Figura 22). Apresenta declividade média de 11% e uma dissecação baixa (nas áreas de topo) a média (junto aos vales principais) (Figura 22).

A nordeste, a transição com o compartimento Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu se dá pela Serra do Repartimento (Figura 22), muito erodida e intensamente festonada. As formas côncavas são as mais comuns, com setores retilíneos e convexos mais raros, limitados a média e alta encosta. Os canais principais apresentam padrão meandrante, porém mais encaixados em relação àqueles canais da bacia hidrográfica do rio Iguaçu (Paraná). Neles as planícies de inundação são pontuais. A principal drenagem (do rio Canoas) controla a direção dos afluentes principais, que se distribuem de NW para SE e NE para SW. Os lineamentos se orientam preferencialmente para NE, mas não há grande concentração espacial (Figura 22).

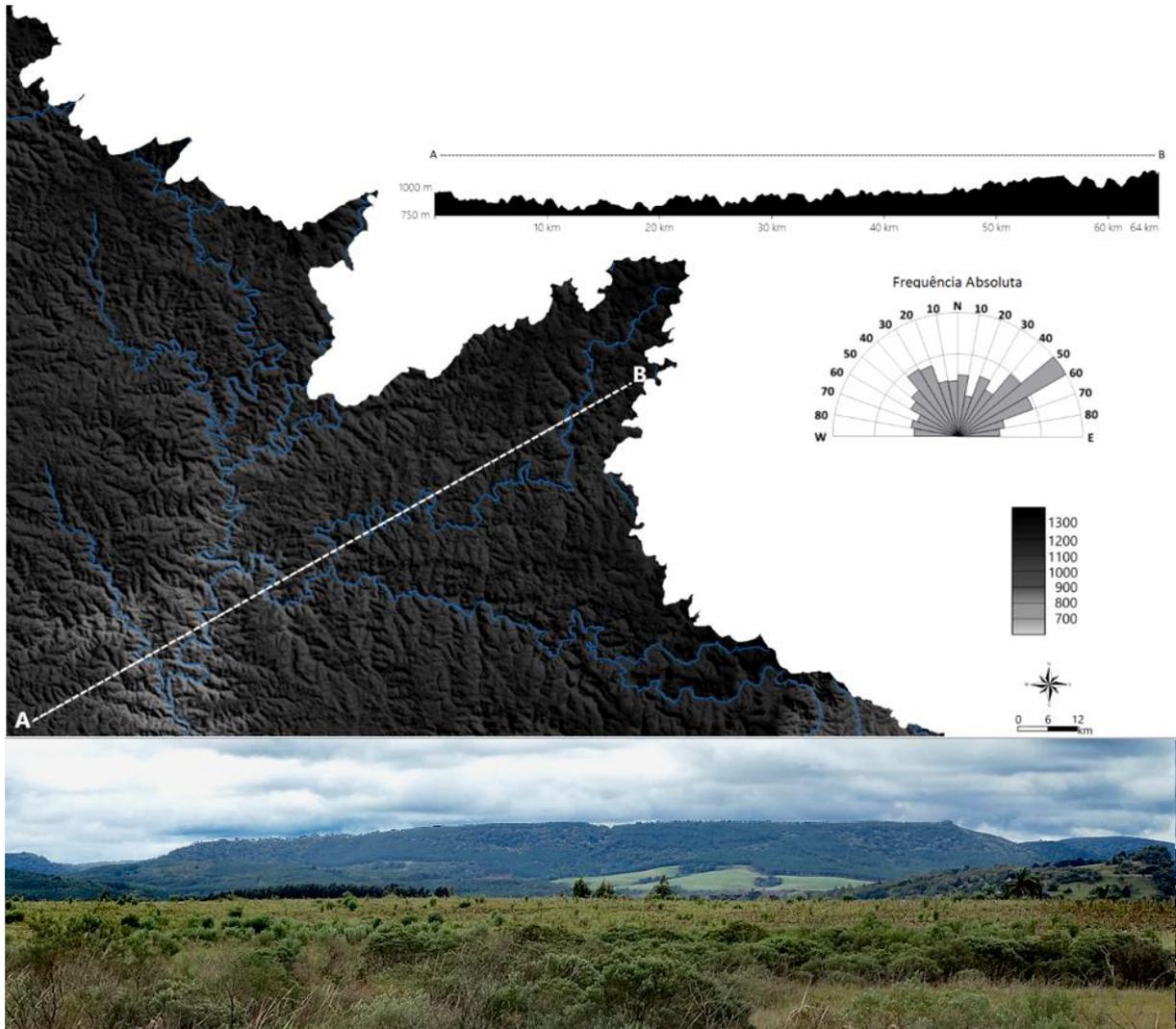


Figura 22: Perfil transversal, diagramas de roseta dos lineamentos, modelo de elevação digital e paisagem típica do Planalto do rio Canoas. Foto: Paisani, 2015.

3.3 DISCUSSÕES

Estudos anteriores (Peluso-Junior 1986 e Gaplan 1986, notadamente) haviam realizado compartimentações que contemplavam o tríplice divisor Itajaí-Açu, Iguaçu e Uruguai. Peluso-Junior (1986) delimita nove unidades em Santa Catarina, sendo três delas no rio Uruguai, uma no rio Iguaçu e cinco no rio Itajaí-Açu, utilizando critérios hidrográficos principalmente. No mapeamento feito pela Gaplan (1986) é interessante a diferenciação entre os derrames ácidos e intermediários dos básicos na bacia do rio Uruguai, porém só há uma unidade no rio Iguaçu e uma unidade no rio Itajaí-Açu, ou seja, há pouco detalhamento.

Nesse estudo, a análise geomorfológica da área resultou na delimitação de oito unidades morfoestruturais, sendo dessas, uma classificada como Depressão e outras sete classificadas como planaltos, cujos últimos se encontram com diferentes graus de dissecação pelos sistemas de drenagem locais. Essa nomenclatura está associada a altimetria (média) e os

patamares de relevo que foram determinados para a área: quatro patamares (entre 0 – 700 m; 700 – 950 m; 950 – 1200 m, < 1200 m).

O estudo revelou cinco comportamentos estruturais característicos: (i) áreas que drenam rochas vulcânicas ácidas, com alinhamentos concêntricos profundos, alinhados a NE – SW e apresentam forte controle estrutural (Planalto de Caçador); (ii) áreas que drenam rochas vulcânicas e sedimentares, e apresentam padrões de lineamentos diversos e elevada densidade de feições lineares (Planalto intermediário interior, Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu e Planalto intermediário no limite entre bacias oceânicas e continentais); (iii) áreas que drenam para o rio Uruguai, sustentados por rochas vulcânicas, apresentam controle estrutural médio a baixo, com baixa densidade de fraturas/falhas e estruturas principalmente alinhadas segundo NE – SW (Planalto do rio Canoas); (iv) as áreas do rio Iguaçu (Paraná) que drenam rochas sedimentares apresentam controle estrutural baixo a médio e se caracterizam por alinhamentos na direção N – S e secundariamente NE – SW (Planalto do rio Negro e Planalto do rio Canoinhas); (v) a Depressão do Alto Itajaí-Açu, que drena rochas sedimentares horizontalizadas, apresenta elevada densidade de alinhamentos em várias direções e possui evolução morfológica controlada por forte controle estrutural (Sordi et al. 2015b).

O papel do controle litológico sobre a diferenciação dos compartimentos geomorfológicos está bem manifestado na área do tríplice divisor Itajaí-Açu – Uruguai – Iguaçu (Paraná) –. Além disso, parece que a evolução do relevo em longo-prazo e os diferentes níveis de dissecação presentes na área de estudo também respondem as variações regionais de litologia.

Essa diferenciação se reflete também altimetricamente e na forma do modelado, o que reforça a importância do emprego de parâmetros altimétricos para a compartimentação de unidades do relevo (MEIS et al. 1982). Na área de estudo é possível definir classes altimétricas que são determinadas de acordo com a resistência à erosão dos substratos: (i) áreas mais elevadas e planas são modeladas sobre rochas vulcânicas ácidas, mais resistentes – acima dos 1200 m, em média; (ii) As áreas de transição, onde ocorrem as escarpas e áreas adjacentes, com alta declividade e mostram uma complexa disposição do substrato geológico onde ocorrem rochas vulcânicas e sedimentares mesozoicas, com altitudes médias entre 1200 – 950 m; (iii) as rochas vulcânicas básicas, principalmente basaltos, que sustentam os compartimentos de declividade média, com altitudes médias entre 700 – 950 m; (iv) rochas sedimentares mais friáveis, onde se encontram as áreas mais dissecadas e de maior declividade e mais baixas altimetricamente, abaixo dos 700 m, em média.

Por vezes, ocorrem também afloramentos de sills e diques de rochas vulcânicas entre as rochas sedimentares. Na depressão do rio Itajaí-Açu, essas soleiras de diabásio e estratos horizontais de rochas sedimentares são responsáveis por manter elevações residuais com topos planos (Figura 23). Esses níveis planos associados a acomodação das camadas litológicas podem ser encontrados em várias unidades formando extensos baixios ou superfícies em níveis mais baixos: (i) no Planalto intermediário no limite entre bacias oceânicas e continentais; na Depressão central do rio Itajaí (formando extensas superfícies planas sob rochas sedimentares); (ii) no Planalto do rio Negro e Planalto do rio Canoinhas (principalmente associado as planícies dos principais rios a partir de rochas sedimentares paleozoicas); (iii) no limite leste do Planalto do rio Canoas, onde formam depressões amplas e muito planas onde afloram rochas sedimentares mesozoicas.

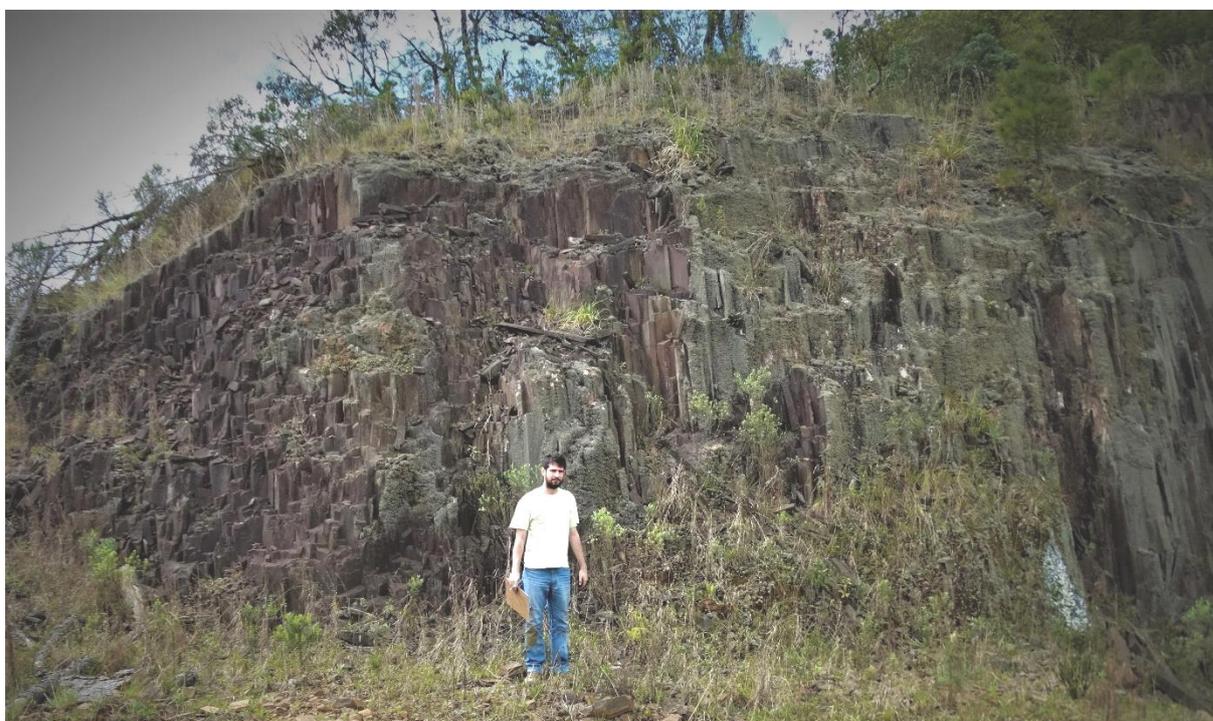


Figura 23: Disjunções colunares no topo dos derrames, bacia do rio dos Toldos (afluente do rio Rauem). Foto: Paisani 2015.

A influência estrutural na evolução da paisagem no Estado Catarinense já foi sugerida em estudos prévios (Jacques et al. 2014 e 2015; de Sordi et al. 2015b). O presente estudo revelou 5 comportamentos estruturais característicos, que podem ser associados a diferentes patamares altimétricos: O Patamar Superior, com altitudes médias acima dos 1200 m com alinhamentos concêntricos profundos, alinhados a NE – SW (Planalto de Caçador, unidade 1.2.5). O Patamar intermediário I com altitudes entre 950 – 1200 m, em média, nas áreas serranas e limites de bacias hidrográficas com lineamentos sem padrão de direção e

elevada densidade de feições lineares (Planalto intermediário interior (1.2.3) e Planalto intermediário no contato das bacias oceânicas e continentais (1.1.1)). O Patamar intermediário II, que se divide em dois: um deles com altitudes médias entre 700 – 950 m na bacia hidrográfica do Uruguai e parte do Iguaçu, com baixa densidade de fraturas/falhas e estruturas principalmente alinhadas segundo NE – SW (Planalto do rio Canoas (1.2.6) e Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu (1.2.4)). O outro segmento do Patamar intermediário II contempla altitudes médias entre 700 – 950 m na bacia hidrográfica do Iguaçu caracterizados por alinhamentos na direção N – S e secundariamente NE – SW (Planalto do rio Negro (1.2.1) e Planalto do rio Canoinhas (1.2.2)). Por fim, o Patamar Inferior, com altitudes abaixo dos 700 m, em média, apresenta alinhamentos em várias direções, sem padrão claro, porém com elevada densidade de feições (Depressão do rio Itajaí-Açu).

A existência de litologias diferentes em posição altimétrica semelhante sugere um possível desnivelamento tectônico, além de litologias mais recentes em posição altimétrica inferior a litologias mais antigas. Processos de basculamento seriam responsáveis por nivelar altimetricamente litologias diferentes. Isso é exemplificado em três locais: (i) formações areníticas mesozoicas e basaltos a altitudes de cerca de 1000 m próximo de Santa Cecília (no Planalto do rio Canoas); (ii) formações sedimentares nos Planaltos do rio Negro/Canoinhas, onde a leste formações sedimentares mais antigas ocorrem a elevações maiores – de 900 m em média – que as formações mais jovens a oeste – 700 m em média; e (iii) na Depressão Central do rio Itajaí onde as formações sedimentares mostram desnivelamentos da ordem de mais de 400 m – a Fm Teresina aflora a 1068 m no topo do Morro do Funil e menos de 650 m na comunidade de Passo Manso (Taió-SC), que distam cerca de 15 km. A influência tectônica foi ressaltada no desnivelamento de superfícies na área do SW do Paraná e NW de Santa Catarina por Paisani et al. 2008, a exemplo da área do Domo de Lages por Jacques et al. 2014;2015, o qual se situa a sudeste da área de estudo.

3.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A diferenciação geomorfológica da área de estudo resulta, principalmente, da ação diferencial do processo erosivo sobre substratos geológicos de diferentes composições, estruturas e gêneses, com uma possível componente tectônica. Contribuem para este processo características estruturais intrínsecas que atuam conjuntamente com a erosão diferencial oriunda dos diferentes níveis de base regionais: Itajaí-Açu, Iguaçu (Paraná) e Uruguai. Dessa forma, as ferramentas utilizadas ressaltam a importância da análise altimétrica e das formas de relevo para a compartimentação geomorfológica.

Por fim, salienta-se que o presente mapeamento identificou na área de estudo oito unidades do relevo (3º táxon) inseridas ou na Depressão do Itajaí-Açu (1.1.1. Planalto no limite entre bacias oceânicas e continentais; 1.1.2: Depressão do Alto Itajaí-Açu) ou no Planalto de Santa Catarina (1.2.1: Planalto do rio Negro; 1.2.2 Planalto do rio Canoinhas; 1.2.3 Planalto intermediário interior; 1.2.4 Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu; 1.2.5 Planalto de Caçador; 1.2.6 Planalto do rio Canoas).

CAPÍTULO 4: CARACTERIZAÇÃO MORFOESTRUTURAL

O presente capítulo representa uma contribuição à compreensão do papel da morfoestrutura sobre a dinâmica evolutiva em longo-prazo do Planalto de Santa Catarina na área de seu tríplice divisor hidrográfico: Itajaí-Açu/Uruguai/Paraná (Iguaçu). A influência morfoestrutural sobre a evolução da paisagem foi estudada a partir de dados de radar SRTM (Valeriano e Rosseti 2012) dos quais foram derivadas informações sobre: (i) migração de canais; (ii) knickpoints; (iii) lineamentos estruturais e (iv) cursos d'água de primeira e segunda ordem.

Na bacia hidrográfica do rio Itajaí-Açu, os rios Itajaí do Sul, Itajaí do Oeste e Itajaí do Norte são os tributários principais, orientados NW – SE e N – S, e os afluentes destes drenam de NE – SW, SW – NE e E – W. Os tributários principais do rio Iguaçu (sub-bacia do Paraná), dos quais se destacam os rios Negro, Timbó e Canoinhas (Figura 2), drenam, em sua maioria, NW – SE ou N – S, enquanto os afluentes desses canais têm direção geral E – W. Os canais pertencentes a bacia hidrográfica do rio Uruguai, que tem nos rios Canoas e Peixe (Figura 2) seus afluentes principais, possuem orientação NE – SW e secundariamente NW – SE, com tributários perpendiculares (E – W).

Os dados de (as)simetria mostram bacias hidrográficas desajustadas com canais migrando para NW e NE. Das 69 sub-bacias hidrográficas analisadas, apenas 15, ou cerca de 20% do total, apresentaram canais com baixo grau de migração, com índices de assimetria (FABD) entre 45 e 55 (Figura 24). A tendência mais comum é a de migração para margem direita: 33 cursos d'água (pouco menos de 50%) apresentam índices menores de 45. Também se registrou um número considerável de cursos d'água com deslocamento do canal para a margem esquerda (valores de assimetria maiores de 55) – essa tendência foi registrada em 25 canais (35% do total) (Figura 24).

Como a migração para a margem direita ou esquerda depende da orientação e da direção do canal, a obtenção do sentido preferencial de migração do canal fornece um dado mais preciso e de análise muito mais clara. Assim, no presente estudo analisou-se o fator de assimetria FABD e a direção de migração da drenagem. Ao analisar a assimetria (FABD) a partir de cada uma das três unidades hidrográficas nota-se uma diferenciação clara entre as bacias hidrográficas (Figura 24): na área do rio Itajaí-Açu, as sub-bacias demonstram uma tendência maior à aleatoriedade, com canais migrando ora para a margem esquerda (12 canais), ora para a margem direita (11 canais), ora canais equilibrados (6 canais). Na área do

rio Paraná (Iguaçu) é possível verificar, também, vários afluentes com alto grau de migração, porém com canais migrando tanto para a margem esquerda (nove (9) sub-bacias) e direita (oito (8) sub-bacias). Os afluentes do rio Uruguai apresentam a maior porcentagem de sub-bacias com valores de simetria anômalos, e quase sempre, com canais migrando para a margem direita (mais de 65%) (Figura 24).

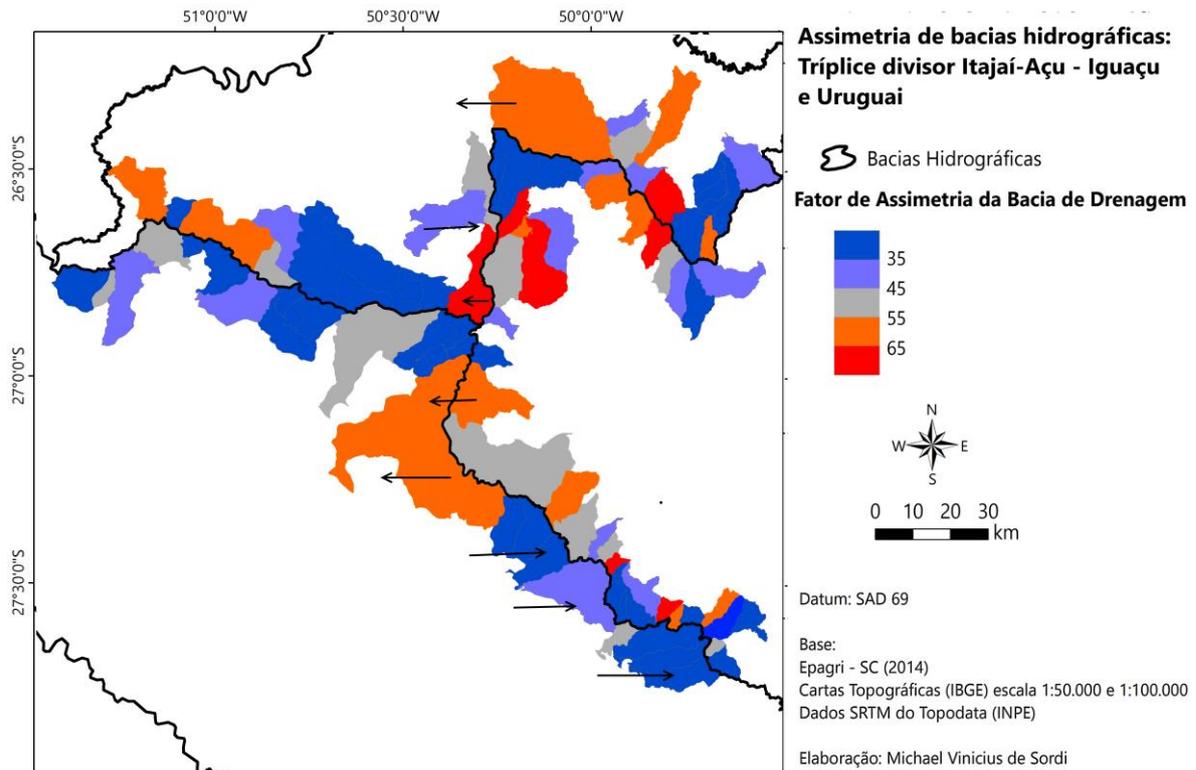


Figura 24: Mapa de intensidade do fator de assimetria da bacia de drenagem. Os valores mais baixos mostram canais com maior área da margem direita, e valores maiores áreas predominantes na margem esquerda. As sub-bacias em cinza são aquelas que demonstram maior simetria. As setas indicam a direção de migração dos canais principais

Quanto às direções de migração, nota-se, no diagrama de roseta principal, que em geral os canais possuem dois sentidos de migração principal: entre $40 - 30^\circ$ NW e $40 - 50^\circ$ NE (Figura 25). Analisando os diagramas de roseta para cada bacia do tríplice divisor, fica mais claro que a migração do canal possui uma direção predominante (Figura 25). A área do rio Itajaí-Açu possui sentidos de migração diversos, porém com uma tendência à migração NE. Nos afluentes do rio Paraná (Iguaçu) a tendência à migração é direcionada ao quadrante NE, entre $50 - 60^\circ$, com registros de migrações para $60 - 50^\circ$ e $30 - 20^\circ$ NW. No rio Uruguai a tendência é, em menor proporção a migração para $40 - 30^\circ$ NW, com forte tendência para $40 - 30^\circ$ NW, diferente das bacias hidrográficas do Itajaí-Açu e Paraná (Iguaçu).

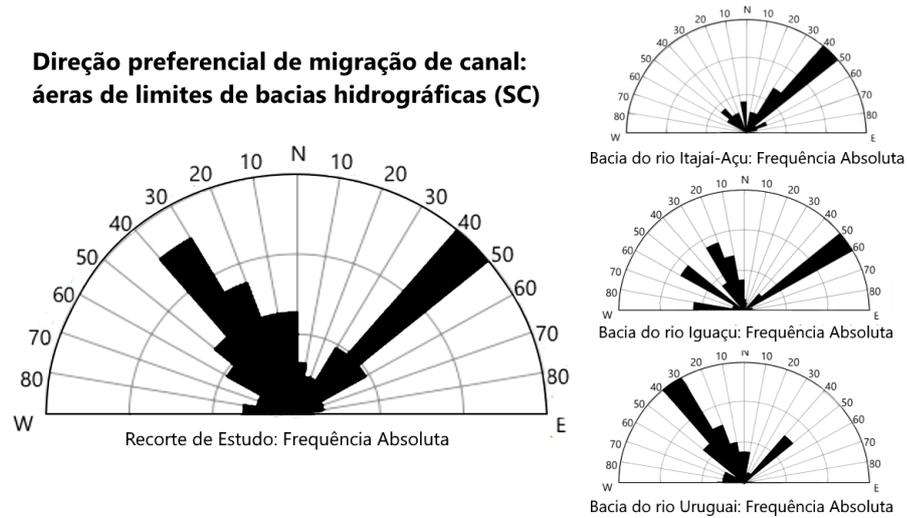


Figura 25: Diagramas de roseta mostrando a direção de migração dos canais na área de estudo (à esquerda) e tendência de migração para cada uma das três grandes bacias hidrográficas que drenam a região

No presente estudo, as anomalias no perfil longitudinal dos rios (índice RDE) são interpretadas como *knickpoints*. Os *knickpoints* podem se constituir áreas de mudanças de litologia, trechos de corredeiras ou soleiras (Figura 26A e B), ou grandes quedas d'água (Figura 26C e D) verticais.



Figura 26: Knickpoints associados à corredeiras (A e B) que correspondem a anomalias de primeira ordem. As quedas d'água (Figura C e D) correspondem a anomalias de 2ª ordem. A corredeira da Figura A está localizada no rio Novo; B) corredeira no rio São Pedro C) queda d'água no rio Pombinhas; D) queda d'água no Rio Passa-Quatro. Fonte: Google Earth Pro® (2015)

A densidade de *knickpoints* (total) é muito maior na bacia hidrográfica do rio Itajaí-Açu – são 14.391 *knickpoints*, o que corresponde a cerca de 60% do total da área (Figura 27). Nas bacias interiores, a distribuição é de 5.437 para a bacia hidrográfica do rio Paraná (Iguaçu) (22%) e 4.578 anomalias para a bacia hidrográfica do rio Uruguai (18%) (Figura 27). As áreas que concentram essas rupturas de declividade estão distribuídas, em sua maioria, ao longo do divisor da bacia do rio Itajaí-Açu e as drenagens interiores Paraná (Iguaçu) e Uruguai (Figura 27).

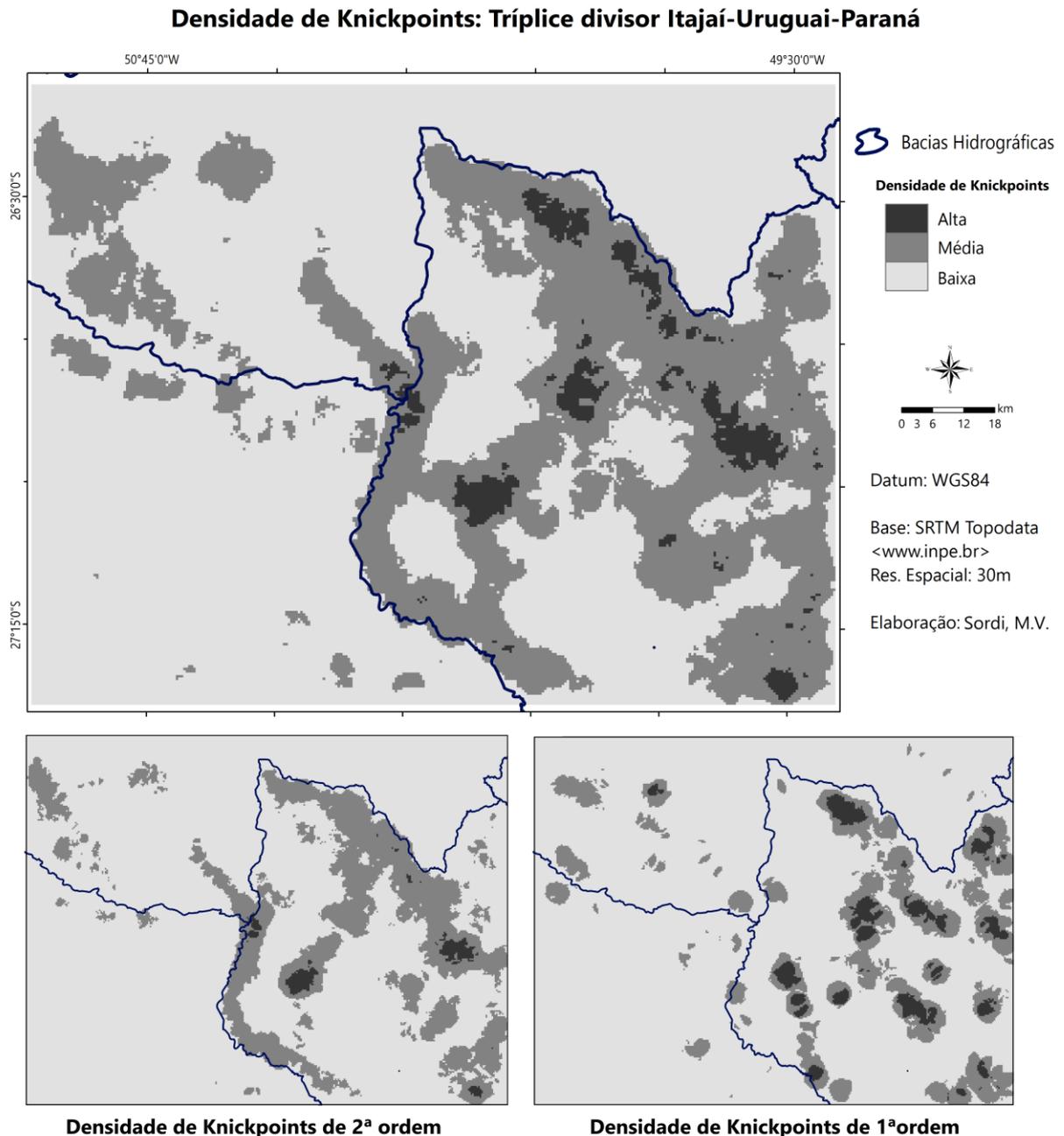


Figura 27: Densidade de *knickpoints* na área de estudo. São apresentadas as densidades totais e de anomalias de primeira e segunda ordem

No interior da bacia hidrográfica do rio Itajaí-Açu, as rupturas aparecem junto a elevações residuais e os vales dos seus principais afluentes, Itajaí do Oeste e Itajaí do Norte (Figura 27). A oeste, as maiores densidades de *knickpoints* estão associadas à escarpa da Serra Geral, no setor em que esta se localiza no interior da bacia hidrográfica do Iguaçu (Paraná) e ao longo da Serra do Repartimento, que constitui o divisor Paraná (Iguaçu)/Uruguai a oeste. Também ocorrem áreas de densidade elevada a noroeste, na unidade do rio Iguaçu, no vale do rio Timbó e seis afluentes principais.

A densidade de lineamentos de relevo é elevada em toda a área de estudo (Figura 28). Os lineamentos estão associados a feições positivas (áreas elevadas) e negativas (áreas deprimidas). Em geral, as feições positivas correspondem a cristas alinhadas e as feições negativas são falhas e fraturas onde as drenagens encaixam seus leitos e os escavam, formando vales encaixados.

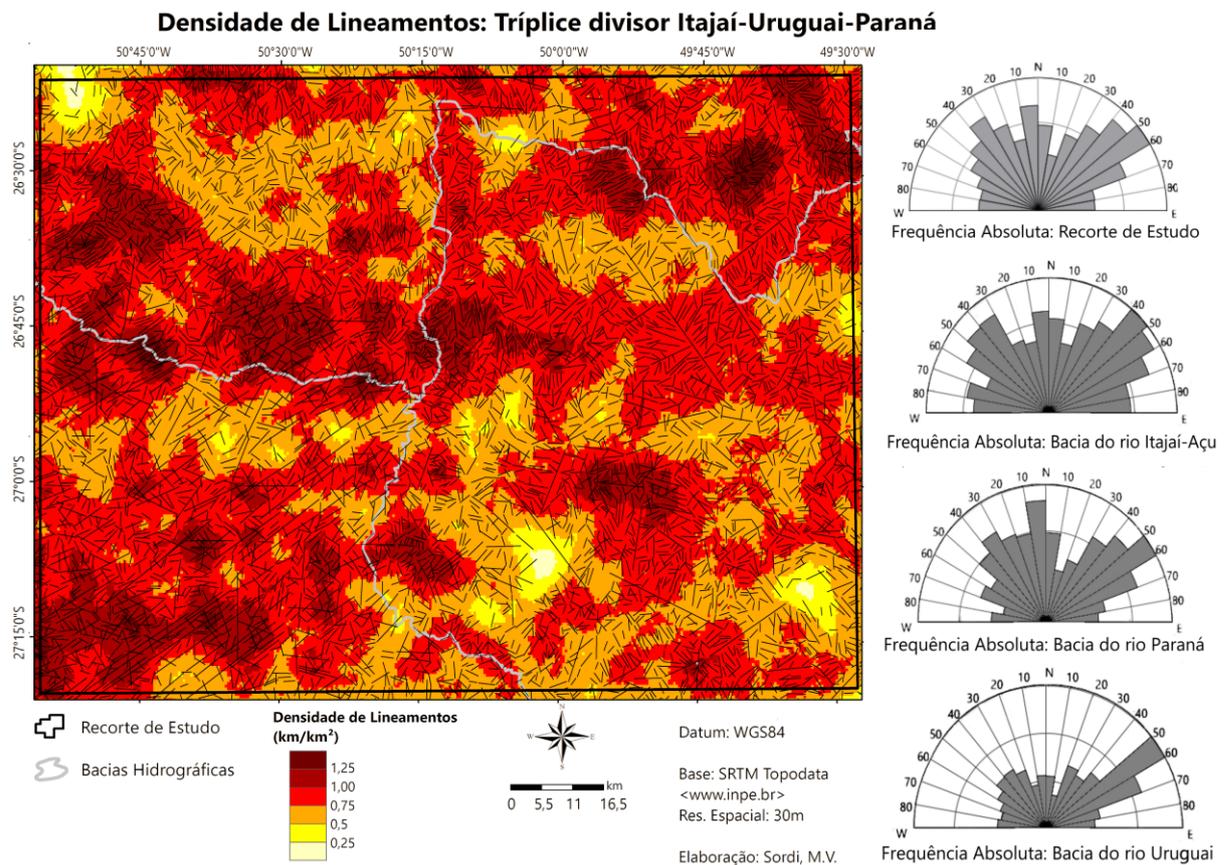


Figura 28: Lineamentos estruturais obtidos a partir de dados de radar SRTM. À direita são apresentadas as rosetas com as direções de acordo com a unidade hidrográfica pertencente

As maiores densidades de lineamentos ocorrem (i) na faixa a nordeste, na hidrográfica do rio Negro (afluente do rio Paraná/Iguaçu); (ii) ao longo das Escarpas da Serra Geral (interior da bacia do rio Paraná (Iguaçu) e divisor Uruguai/Itajaí), da Serra do Repartimento (divisor Paraná/Uruguai) e Serra da Moema (divisor Paraná/Itajaí-Açu); (iii) a

Sudoeste da área, na bacia do rio das Marombas e; (iv) em pontos mais elevados – elevações residuais – na depressão do rio Itajaí-Açu (Figura 28).

Na área da bacia hidrográfica do rio Itajaí-Açu os lineamentos aparecem em maior quantidade, porém não há uma direção preferencial desses segmentos. Os mesmos ocorrem nas direções NW – SE e NE – SW, com destaque para 40 – 60 NE e 50 – 30 NW, principalmente. As direções N – S e E – W tem menor representatividade (Figura 28). Nos afluentes do rio Paraná (Iguaçu) a direção NE – SW (50 – 60° e 40 – 30°) – é a predominante, porém os alinhamentos N – S (0-10° NW) são muito representativos. Na bacia hidrográfica do rio Uruguai, os lineamentos apresentam maior comprimento absoluto, formando longos alinhamentos, que formam faixas bem delineadas. Os feixes de direção NE – SW, principalmente entre 50-60°, são claramente predominantes (Figura 28). É importante também ressaltar a variação litológica nas bacias hidrográficas que ajuda a explicar a diferenciação no comportamento estrutural: (i) na bacia do rio Itajaí-Açu o embasamento corresponde a rochas sedimentares paleozoicas, em geral mais friáveis que o substrato vulcânico que ocorre a oeste da Escarpa da Serra Geral; (ii) na bacia do rio Uruguai, ocorrem rochas vulcânicas da Serra Geral, com variação de membros ácidos/básicos; (iii) na bacia do rio Iguaçu ocorrem rochas sedimentares paleozoicas a leste da Serra Geral e rochas vulcânicas a oeste.

Para complementar estes resultados, a análise da direção dos canais mais jovens (de primeira e segunda ordem, de acordo com a classificação de Strahler) aponta os controles estruturais recentes. Os canais de primeira ordem demonstraram controle estrutural, onde se distinguem as direções W – E (80 – 90°) e N – S (10 – 0°) como principais. Quanto aos canais de segunda ordem, inúmeras direções são representativas, com destaque para a direção NE (predomínio 40 – 50°) e também 50 – 40° NW no rio Uruguai (Figura 29).

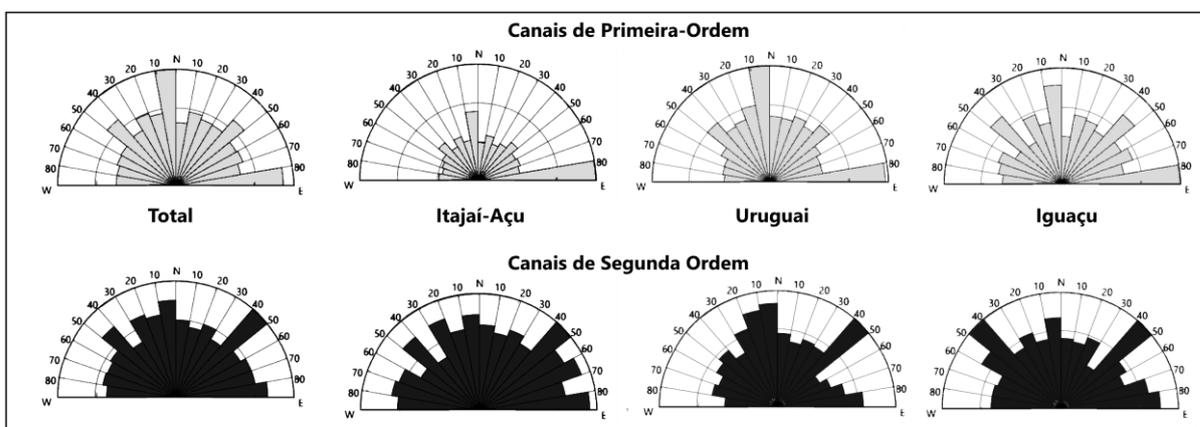


Figura 29: Direções das drenagens de primeira e segunda ordem na área de estudo, de acordo com a bacia hidrográfica

A análise das drenagens de primeira ordem foi setorizada por bacias hidrográficas. Na bacia do rio Itajaí-Açu, a direção principal é W – E, sendo esta a única direção representativa. Na bacia do rio Uruguai as direções N – S, E – W, NW – SE e NE – SW são as mais importantes, nesta ordem sequencial. Na bacia do rio Iguaçu, duas direções aparecem como principais: N – S e W – E.(Figura 29).

Como previamente citado, nas bacias de segunda ordem não foi possível verificar uma direção predominante, principalmente no rio Itajaí. Na bacia do Uruguai as direções NE – SW e NW – SE são as preferenciais, enquanto na bacia do Iguaçu os segmentos NE – SW e N – S parecem ser os mais importantes (Figura 29).

Além de variações nos controles estruturais, ocorrem importantes variações em relação aos níveis de base regionais. As bacias oceânicas são controladas pelo rio Itajaí-Açu que tem o nível de base mais baixo, próximo ao nível do Mar. Já os cursos d'água afluentes do rio Uruguai representa o nível de base para seus afluentes, enquanto os afluentes do rio Iguaçu tem nesta drenagem seu nível de base. Para esses dois últimos, o nível de base é muito mais elevado do que é para o rio Itajaí-Açu.

4.1 DISCUSSÕES

Os resultados do Fator de Assimetria da Bacia Hidrográfica e Fator de Simetria Topográfica Transversal podem ser vistos como sendo produto de dois processos: (i) a migração de canal propriamente dita, devido aos mais diversos processos, incluindo a tectônica e, (ii) em áreas de processos de reorganização fluvial, como no recorte do estudo (Sordi et al. 2015a) podem estar associadas à perda de áreas para outro canal. No Planalto de Santa Catarina, parece que os dois processos ocorrem, com maior influência de processos tectônicos na bacia do rio Paraná (Iguaçu), e a perda de área por avanço remontante dos canais costeiros na área do tríplice divisor. A erosão remontante é um processo complexo influenciado pelas características estruturais da área, como será detalhado a seguir.

A elevada densidade de anomalias RDE (ou *knickpoints*, como tratado no presente artigo) possui significado geomorfológico importante, ao indicar processos de retomada erosiva e aumento na intensidade de dissecação do relevo. As áreas de maior concentração de *knickpoints* (Figura 27) estão associadas à Escarpa da Serra Geral e aos afluentes do rio Itajaí-Açu que estão capturando canais das bacias continentais (SORDI et al. 2015a). É importante lembrar que o índice RDE dificilmente registra valores elevados próximos à cabeceira dos cursos d'água, então as áreas de anomalias estão associadas ao sopé da escarpa ou a área da depressão do rio Itajaí, e não diretamente aos cotovelos de captura.

A partir da comparação entre os mapas de densidade de *knickpoints* (Figura 27) e o mapa de concentração de lineamentos (Figura 28) pode-se afirmar que os *knickpoints* estão, em sua maioria, associados a zonas de concentração de falhas e fraturas. Esse fato também foi observado por Lima e Binda (2013) no Terceiro Planalto Paraense, embasado por rochas vulcânicas da Formação Serra Geral.

A direção dos lineamentos mapeados neste estudo coincide com a direção dos grandes alinhamentos mapeados por Scheibe e Furtado, (1989) em Santa Catarina: 1) Alinhamento Ponte Alta (N – S); 2) Rio do Sul (NE – SW); 3) Rio Canoas (NW – SE); 4) Serra Geral (NE – SW); 5) Rio Hercílio (NW – SE); 6) Corupá (NE – SW); 7) Porto União (NW – SE). Os grandes lineamentos estão associados à escarpa da Serra Geral: O alinhamento Porto União (7), no segmento norte – na bacia hidrográfica do rio Iguaçu (Paraná) e a sul o Lineamento Ponte Alta (1), no limite entre a bacia do rio Itajaí-Açu e Uruguai. A sul da área de estudo, a Escarpa da Serra Geral continua sendo controlada por falhas, como a Falha da Serra Geral e do rio Canoas (3). O lineamento Rio Hercílio (5) acompanha o eixo onde se encontra o atual curso do Itajaí do Norte, enquanto o lineamento Corupá (6) se associa ao rio Itajaí do Sul. Essas duas áreas – do Itajaí do Sul e do Itajaí do Norte – também são as áreas que concentram feições associadas à reorganização fluvial (Sordi et al. 2015b), o que reforça a ideia da influência estrutural nesse processo.

As direções principais de alinhamentos nas unidades hidrográficas NW – SE e NE – SW para o rio Itajaí-Açu N – S e NE – SW para o rio Paraná (Iguaçu) e NE – SW no rio Uruguai revelam que as estruturas que controlam o processo erosivo nessa área são muito antigas. Segundo Soares et al. (1982) e Zalán et al. (1990) os lineamentos NE – SW e NW – SE têm sua origem relacionada ao Brasiliano e à gênese da Bacia Sedimentar do Paraná (750-650 Ma), porém sofreram reativações, mais pronunciadas após a separação América do Sul – África. Segundo Freitas et al. (2006) as estruturas N – S são neoformadas, e sua origem relacionada à flexura crustal da Placa Sul-americana (150 Ma).

As áreas onde ocorre maior concentração de capturas de drenagem (Sordi et al. 2015a), correspondem aquelas áreas onde há maior densidade de lineamentos estruturais e *knickpoints*. A direção dos canais de primeira ordem mais comum em todas as bacias hidrográficas, e, especialmente na bacia hidrográfica do rio Itajaí-Açu, é E – W. Esta direção é correlata a direção predominante de avanço da frente de captura e de recuo da escarpa da Serra Geral. Assim, estes dados sugerem que o mecanismo principal de evolução na área do tríplice divisor é o recuo paralelo da escarpa através de capturas fluviais. Estas capturas

fluviais por sua vez se aproveitam de lineamentos estruturais e são controladas por knickpoints.

Outra direção importante das drenagens de primeira ordem N – S, como supracitado, teria, segundo Freitas et al. (2006), relação direta com os eventos que originaram as estruturas E – W. Assim, no presente estudo, as direções dos cursos d'água confirmam a influência dessas estruturas mais recentes para a evolução da rede hidrográfica.

Controles estruturais também atuam no Planalto Basáltico, drenado pelos afluentes rio Uruguai, ao sul e do rio Iguaçu ao norte. Entretanto, devido à resistência do material e a menor amplitude altimétrica/declividade, nessa área os processos de avanço remontante dos canais são mais lentos, e os knickpoints parecem recuar a taxas mais lentas que nas áreas de contato com a bacia hidrográfica do rio Itajaí-Açu. Em outras palavras, a evolução de longo prazo dessas áreas se processa a taxas mais lentas que na área da Escarpa da Serra Geral.

A área de maior intensidade do processo erosivo na bacia hidrográfica do rio Uruguai – o vale dos rios dos Patos e Correntes, que em sua confluência formam o rio das Marombas – coincide com a área de maior concentração de lineamentos. Da mesma forma, a nordeste, na bacia do rio Iguaçu, as áreas mais dissecadas – próximo ao vale do rio Negro – são as que possuem as maiores densidades de lineamentos. A noroeste, as áreas de maior dissecção coincidem com alta densidade de lineamentos, onde são muito comuns morros testemunhos.

Hasui (1990) define que a neotectônica atuante na Plataforma Sul-americana é cenozoica, e, a partir do Neógeno, apresenta eixos de máxima tensão com direções gerais E – W a NNW – SSE. Freitas et al. (2006) relacionam lineamentos – na bacia do rio Paraná (Iguaçu) – de direção próximo a E – W, à rotação associada à Placa Sul-americana durante a abertura do Oceano Atlântico (Assumpção 1992; Riccomini e Assumpção 1999), ou ainda a um terceiro episódio tectônico. Essas afirmações são reforçadas pelo estudo de Jacques et al. (2014) que contempla a extremidade sul da área de estudo, na região de Lages (SC). Estes autores encontram evidências de movimentos tectônicos nas direções N – S e E – W. Jacques et al. (2014) atribuem os movimentos E – W a expansão do Oceano Atlântico Sul e os movimentos N – S a compressão entre a Placa Sul Americana e de Nazca. Essas ideias encontram apoio em Assumpção (1992) que mostrou que os eventos sísmicos na região sub-andina tem compressão máxima próxima a E – W.

Tendo por base a estrutura regional e considerando que a área de estudo é diretamente afetada pelos processos responsáveis pelo rompimento da Serra do Mar e a integração das drenagens interiores (afluentes do rio Itajaí-Açu) ao nível de base oceânico (Sordi et al. 2015a), é possível atestar que a partir desse rompimento os processos fluviais se

tornaram mais agressivos. Ao se tornarem mais agressivos e seguirem linhas de fraqueza do embasamento – lineamentos, que são falhas e fraturas – ocorreram processos ascendentes de reorganização fluvial por captura, responsável pela extensão da bacia do rio Itajaí-Açu para Oeste.

Concomitante ao avanço remontante dos cursos d'água também ocorrem processos de movimento de massa que contribuem para o recuo da escarpa, como estudado por Potter et al. (2013). A partir da instalação da drenagem na escarpa aumenta a susceptibilidade da encosta a esses processos de movimento de massa (escorregamentos, quedas de blocos e corridas de massa).

Assim, o processo erosivo comandado pelo avanço remontante dos canais de primeira ordem mostra alinhamento com o processo tectônico mais recente, reforçando a ideia da influência da tectônica e da estrutura sobre a evolução de longo prazo na área do Planalto de Santa Catarina. Em suma, a evolução de longo-prazo das áreas da Serra do Repartimento e Serra do Espigão, mas principalmente da Serra Geral é influenciada diretamente pelas estruturas tectônicas cenozoicas. Desta forma, parece ser difícil conciliar a proposta de uma morfogênese puramente erosiva, baseada apenas na erosão diferencial para estas escarpas.

4.2 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os dados de migração de canais, *knickpoints*, lineamentos e de drenagens de primeira e segunda ordem demonstram que há um controle estrutural no processo erosivo no Planalto de Santa Catarina. O controle estrutural atua de modo diferenciado em cada uma das três bacias hidrográficas, com diferentes características, densidades e direções. A morfoestrutura influencia claramente nos processos denudacionais, inclusive nos processos relativos a reorganização fluvial. E essa reorganização fluvial leva a um rearranjo de toda a morfologia, que resulta em intensos processos erosivos nas áreas limítrofes das unidades hidrográficas.

Essa influência morfoestrutural é confirmada no presente artigo pelos dados de lineamentos e principalmente pelas drenagens de primeira ordem. A direção das drenagens de primeira ordem no rio Itajaí-Açu (E – W) é coincidente com a direção de rotação da Placa Sul-Americana, bem como com a direção dos movimentos tectônicos mais recentes reconhecidos em território nacional, de direção relacionada à abertura do Oceano Atlântico Sul.

A dinâmica evolutiva do Planalto de Santa Catarina, onde ocorre o tríplice divisor Itajaí-Açu/Uruguai/Iguaçu, é resultado do estabelecimento da configuração atual do rio Itajaí-Açu, com seu nível de base passando a se configurar como o Oceano Atlântico. A partir desse

momento, a evolução da paisagem resulta da interação entre (i) erosão diferencial; (ii) estrutura (falhas e fraturas); (iii) processos hidrográficos, que dependem diretamente de níveis de base locais e regionais e da estrutura (falhas e fraturas).

CAPÍTULO 5: MORFOLOGIA DOS VALES E O PAPEL LITOESTRUTURAL

O atual capítulo objetiva investigar a morfogênese dos vales na área do rebordo da Serra Geral no estado de Santa Catarina, buscando estudar a importância dos sistemas estruturais para o estabelecimento da morfologia dos canais e das vertentes na região do rebordo da Serra Geral no estado de Santa Catarina.

Na área da Serra Geral Catarinense encostas convexas ocorrem tanto no rebordo, onde aforam rochas mantidas pelos derrames vulcânicos, quanto na depressão do rio Itajaí-Açu, mantida pelas rochas sedimentares. Isso se observa nos vales de baixa ordem com forma em ‘V’, encaixados, buscando equilíbrio com seu nível de base. Ao promoverem o aprofundamento do talvegue esses canais conduzem o sistema em direção a um novo estado de equilíbrio que envolve a adaptação da forma das encostas. Da mesma forma, alvéolos de drenagem - vales abertos de fundo chato - ocorrem em toda a região de estudo. Na figura 30 são representados cinco exemplos: (A) vale aberto do rio Bonito e (B) Arroio da Chave, em vale confinado, ambos drenando rochas vulcânicas e afluentes do rio Correntes (bacia do rio Uruguai); (C) afluentes do rio do Rauem, ou do Corisco, confinados (bacia do rio Uruguai), em contraste com o vale principal, aberto, que drena rochas sedimentares; (D) rio dos Toldos, modelado sobre rochas sedimentares – afluente do rio Taió; (e) rio Taió, um importante curso d’água afluente do rio Itajaí do Oeste (Figura 30).

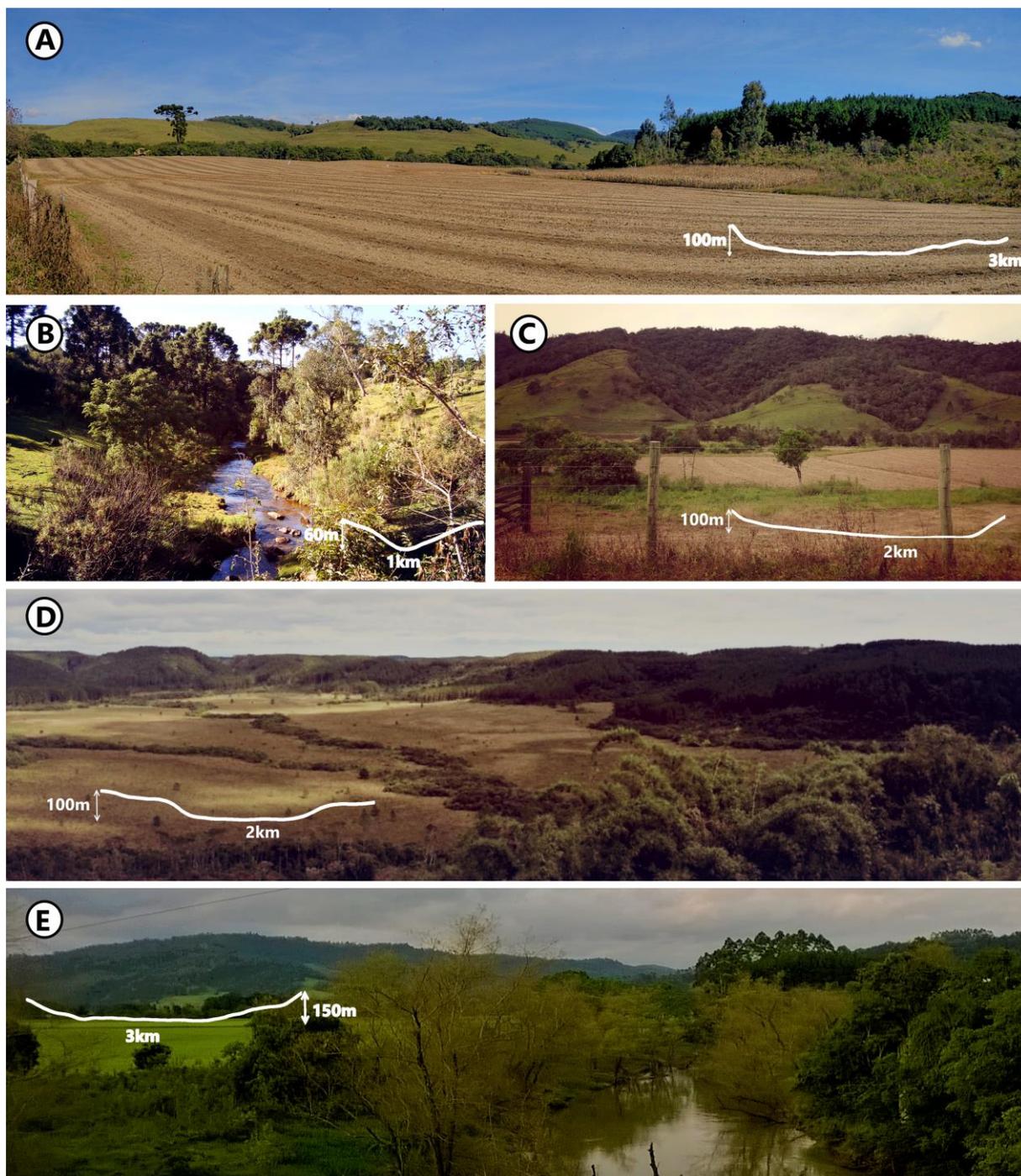


Figura 30: Formas dos vales: A) vale aberto sob rochas vulcânicas, em rio de baixa ordem hierárquica; em B) vale confinado do arroio da Chave, sobre rochas vulcânicas; C) afluentes confinados de baixa ordem hierárquica do rio do Rauen contrastando com o vale principal de fundo chato modelado sobre rochas sedimentares; D) vale de fundo chato sobre rochas sedimentares do rio dos Toldos (rio de primeira ordem) E) vale aberto do rio Itajaí do Oeste em segmento de sexta ordem

Apesar das diferenças marcantes, a forma geral dos vales, considerando-se a classificação de Hamblin e Howard (1971), se repete ao longo de toda a área de estudo: Vales abertos e de fundo plano, e confinados, em V (vales fechados), se desenvolvem tanto sobre rochas vulcânicas (Figura 2A e B) quanto sedimentares (Figura 2C, D e E). Foram mapeados 384 trechos de vales abertos em toda a área estudada. Estes englobam desde canais próximos

a áreas de cabeceiras até extensos vales acima de 5ª ordem hierárquica como os rios Canoas, Itajaí do Oeste e Itajaí-Açu.

Em um mesmo rio ocorrem trechos abertos e fechados no mesmo canal. A forma do vale tampouco obedece a controles hidrológicos: existem setores de vales abertos em áreas próximas a cabeceiras (Figura 30A e D), em canais de baixa ordem hierárquica e em rios de hierarquia fluvial mais elevada, de expressiva importância regional (Figura 30E). Da mesma forma, os vales confinados ocorrem tanto em canais de baixa ordem hierárquica (Figura 30B) quanto em vales de maior ordem hierárquica (Figura 30A). Entretanto, existe uma tendência de que os cursos fluviais de maior ordem apresentem, proporcionalmente, maior ocorrência de segmentos com fundos abertos, já que estes tendem a apresentar maior equilíbrio com seu nível de base local. Os trechos de vales de 1ª ordem da área de estudo são, predominantemente, confinados ($n=11.111$ em relação aos vales abertos, $n = 22$) e essa proporção se mantém para trechos de 2ª ordem hierárquica ($n = 2.253/63$). Em trechos de canais de 3ª ordem hierárquica a proporção entre os trechos de vales abertos e confinados é menos discrepante ($n = 400/90$). Valores mais semelhantes são encontrados nos segmentos de vales de 4ª ordem, pois nessa ordem hierárquica são 118 trechos de vales confinados e 83 de vales abertos. Os segmentos de canais correspondentes a maior grandeza hierárquica, acima de 5ª ordem, são predominantemente abertos ($n=42/55$) (Figura 33). Mesmo assim, a forma dos vales não pode ser explicada unicamente pelo grau de hierarquia fluvial, o qual é um importante *proxy* do controle hidrológico.

Os vales confinados em bacias de 1ª ordem sobre rochas vulcânicas apresentam orientação predominante E – W (principalmente 80 – 90° NE) e N – S (com destaque para 0-10° NW) (Figura 3). Para segmentos de canais de 2ª ordem as direções principais são N – S (10° NE a 10° NW); NE – SW (40 – 50°) e NW – SE (40 – 50°) (Figura 31). Os vales em trechos de canais de 3ª ordem se orientam predominantemente a N – S (10° NE a 10° NW); NE – SW (40 – 50°) e NW – SE (40 – 50°) (Figura 5). De modo semelhante, os vales de 4ª ordem têm moda 40 – 60° NW e secundariamente 40 – 60° NE e E – W (80 – 90°) (Figura 31), enquanto para a 5ª ordem, a direção principal está entre 30 – 50° NW.

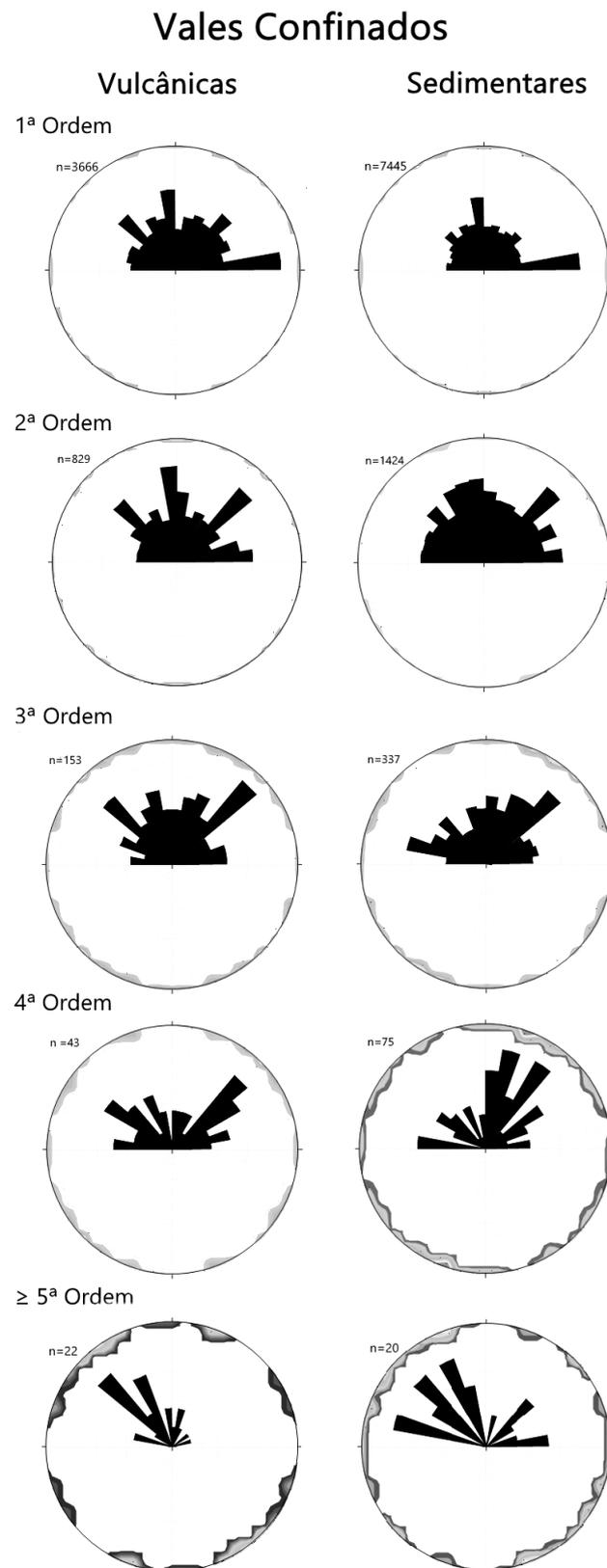


Figura 31: Direção dos vales confinados de acordo com a hierarquia fluvial do segmento considerado

Sobre as rochas sedimentares, os vales confinados em bacias de 1ª ordem se orientam para E – W (principalmente 80 – 90° NE) e N – S (destaque para 0 – 10NW) (Figura 31). Por

outro lado, os vales em trechos de canais de 2ª ordem não exibem orientação predominante, mas existe uma fraca concentração entre 0 – 30° NW e 40 – 50°NE (Figura 31). Os segmentos de 3ª ordem têm modas 20 – 40° NE e 70 – 80° NW (Figura 3). A direção NE (20 – 40°) é a principal para os trechos de 4ª ordem. Os segmentos avaliados de 5ª ordem se orientam predominantemente para NW – SE (10 – 30°; 50 – 60° e 70 – 80°).

Já que uma variedade de litologias de origem sedimentar afloram na área de estudo, com características diferentes, foram construídos diagramas rosetas para todas as litologias estudadas (dos grupos São Bento, Passa Dois, Guatá e Itararé) (Figura 32). Esses dados revelaram que essas direções (N – S e E – W) se repetem (Figura 32) para os vales confinados e abertos.

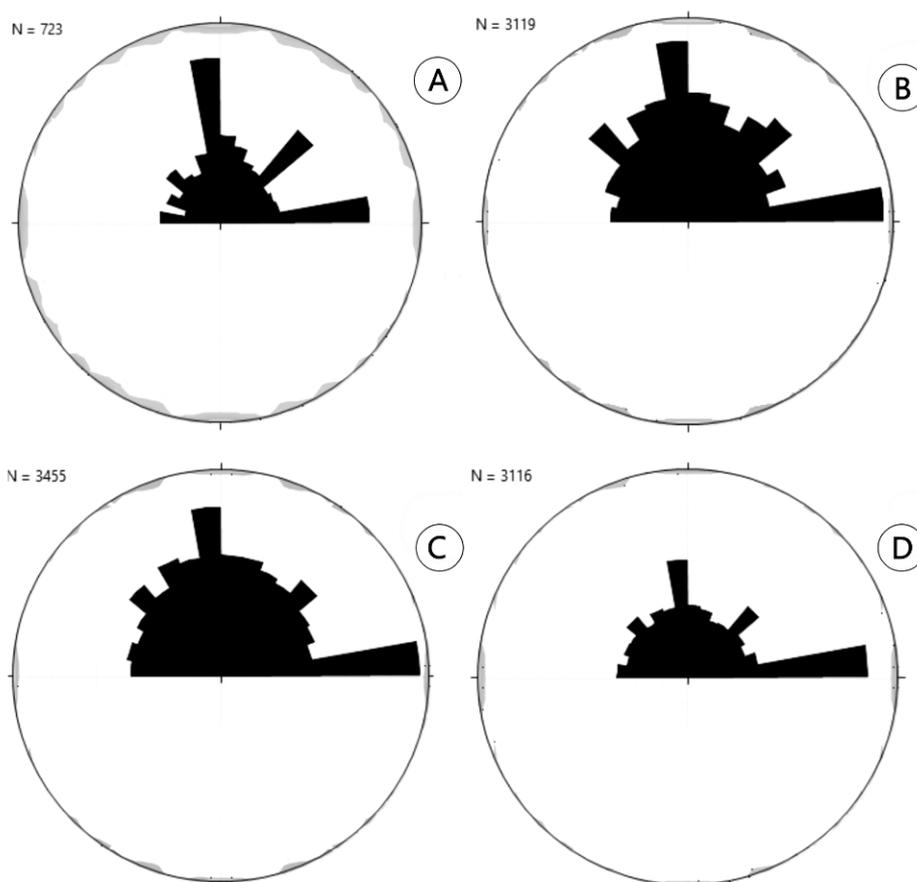


Figura 32: Vales confinados de acordo com o Grupo litológico (rochas sedimentares) em que eles estão situados. A) Grupo São Bento (Formação Botucatu); B) Grupo Passa Dois (Formação Rio do Rasto, Teresina, Serra Alta e Irati); C) Grupo Guatá (Palermo e Rio Bonito); D) Grupo Itararé (Formação Rio do Sul e Campo do Tenente)

Especificamente a Formação Botucatu (Grupo São Bento – Mesozoico) apresenta outra direção (40 – 50° NE – SW) além das principais N – S e E – W (Figura 32A). A importância das direções de fraturas E – W para a fácies eólica da Formação Botucatu foi destacada por Strugale et al. (2004) no norte do Estado do Paraná. Os autores também relatam

a importância das fraturas NE – SW na fácies torrencial do arenito Botucatu. Sobre as formações Gondwânicas, do Paleozoico, pertencentes aos grupos Passa Dois (Figura 32B), Guatá (Figura 32C) e Itararé (Figura 32D), além da moda principal E – W e N – S, as direções NE – SW (40 – 50°) e NW – SE (40 – 50°) se mostram como direções complementares importantes.

Para os vales abertos em bacias de 1ª ordem desenvolvidos em rochas vulcânicas, as direções predominantes são NE – SW (40 – 50° e 70 – 80°) e NW – SE (20 – 30°; 40 – 50°; 60 – 70°) (Figura 33). Os trechos localizados em segmentos de 2ª ordem se alinham entre 30 – 60° NW e 70 – 80° NE, secundariamente 30° – 60NE, N – S (0 – 10° NE) e E – W (80 – 90° NW) (Figura 33). Segmentos de 3ª ordem se orientam para NW (entre 30 – 50° e 60 e 70°), N – S (0 – 10° NW) e NE – SW (30 – 70°) (Figura 33). Os vales abertos em segmentos de 4ª ordem exibem orientação modal para E – W (70 – 90° NW) e 30 – 40 NW; 10 – 60 NE) (Figura 33). Em segmentos de 5ª ordem, os canais fluviais estão alinhados majoritariamente para E – W (80 – 90° NE e 80 – 90 NW) e NW (30 – 50° e 60 – 70°) (Figura 33). De modo geral, as direções predominantes dos vales abertos em rochas vulcânicas são NW (entre 30 – 70°) e NE (entre 30 e 70°).

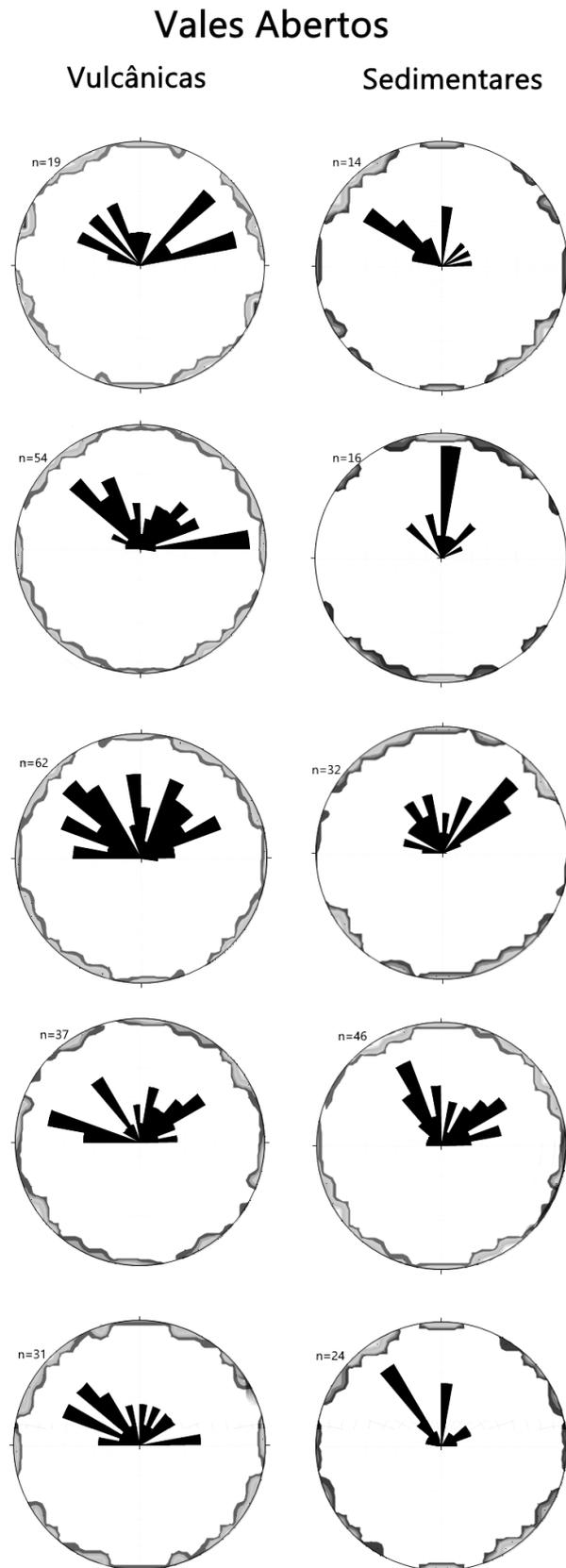


Figura 33: Direção dos vales confinados e abertos de acordo com a hierarquia fluvial (Strahler, 1957)

Sobre as rochas sedimentares vales abertos em bacias de 1ª ordem têm direção predominante NW – SE (20 – 30° e 50 – 70° (Figura 33). Para os segmentos de vales de 2ª ordem a orientação principal é N – S (0 – 10NW) (Figura 33). Em vales de canais de 3ª ordem a direção modal obtida foi 40 – 60° NW (Figura 33). Para segmentos de cursos d'água de 4ª ordem a direção principal é NW – SE (entre 20 e 40) e NE – SW entre 40 e 60 NW. Os vales de segmentos de 5ª ordem e acima se apresentam nas direções NW (30 – 40°) e N – S (0 – 10° NE) (Figura 33). Os vales abertos modelados sobre as rochas sedimentares possuem duas direções principais: NW – SE (entre 20 e 40°) e NE – SW (entre 40 e 70°) e uma direção secundária N – S (entre 10° NW e 10° NE). Como na área com rochas sedimentares, uma série de diferentes litologias ocorre, foram construídos diagramas de rosetas para todas as litologias estudadas (dos grupos São Bento, Passa Dois, Guatá e Itararé) (Figura 34).

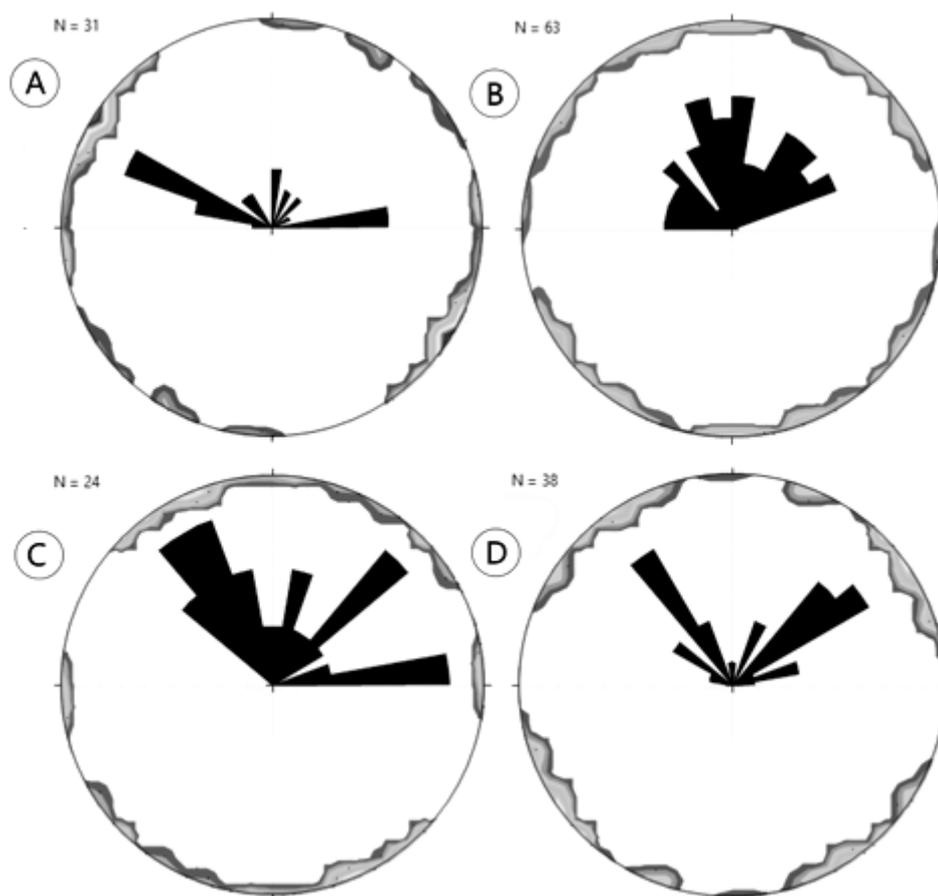


Figura 34: Vales abertos de acordo com o Grupo litológico (rochas sedimentares) em que eles estão situados. A) Grupo São Bento (Formação Botucatu); B) Grupo Passa Dois (Formação Rio do Rasto, Teresina, Serra Alta e Irati); C) Grupo Guatá (Palermo e Rio Bonito); D) Grupo Itararé (Formação Rio do Sul e Campo do Tenente)

Os vales abertos, de fundo chato, ao contrário dos vales confinados, apresentam direções significativamente diferentes nos diferentes grupos litológicos aflorantes na área de estudo (Figura 34). Sobre a Formação Botucatu, a direção mais importante é a NW – SE (60

– 70°) e complementarmente E – W (80 – 90° NE) (Figura 34A). Na área de afloramento do Grupo Passa Dois, não há uma direção principal, destacando-se N – S (10° NW a 10° NE) e NE – SW (30 – 70°) (Figura 34).

Sobre o Grupo Guatá, os vales abertos se orientam para NW – SE, E – W e NE – SW (Figura 34C), sendo esta última direção a menos importante. As rochas do grupo Itararé, por sua vez, controlam a evolução de vales orientados para NE – SW e NW – SE (Figura 34D).

Também foram comparadas as direções dos vales (abertos e confinados) com as fraturas e falhas. Foram efetuadas 322 medidas de fraturas na área do rebordo da Serra Geral Catarinense (Figura 35). Para a área de afloramento das rochas vulcânicas foram efetuadas 186 medidas de fraturas verticais onde obteve-se como direção principal NE – SW (entre 40 e 60°). Secundariamente predominam direções N – S (0-20°NE), NW – SE (30 – 60°) (Figura 35). A direção E – W é pouco expressiva. No domínio sedimentar, de um total de 95 medidas de fraturas verticais, a direção predominante das fraturas é NE – SW (60 – 80°) e, em menor densidade N – S (0 – 10 NW) e NW – SE (entre 20 – 60 NW e 70 – 80 NW) (Figura 35).

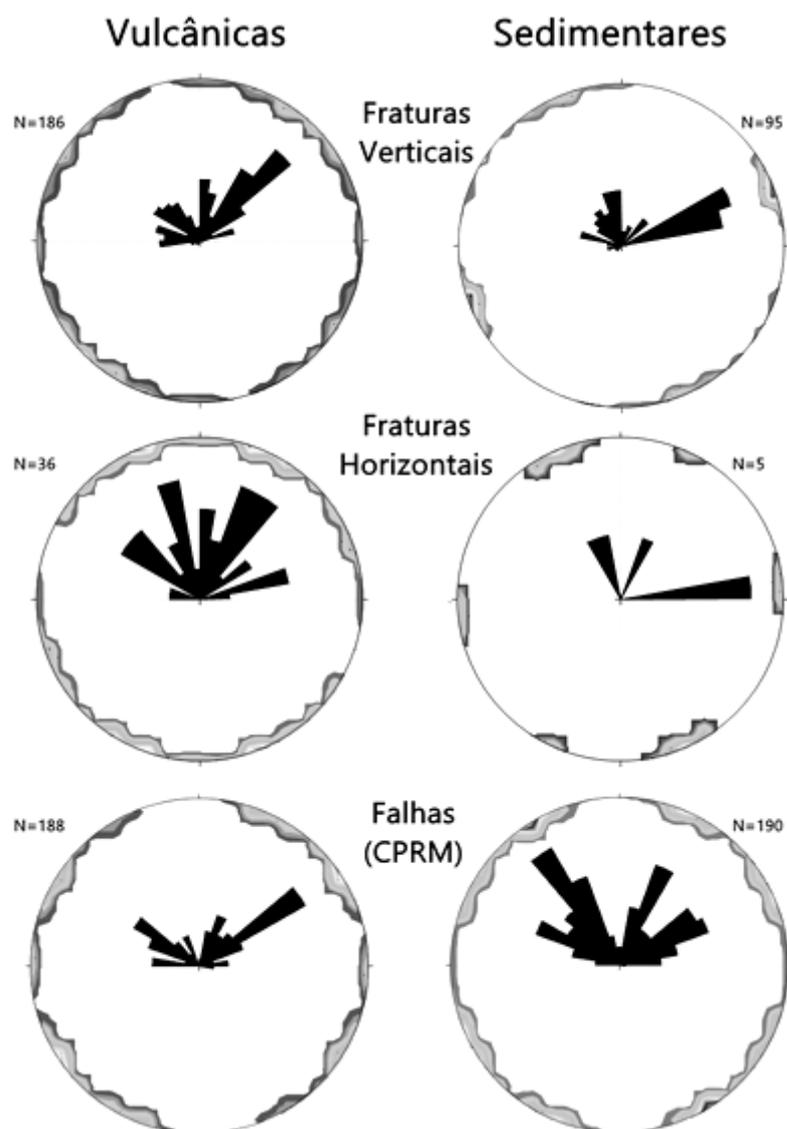


Figura 35: Diagramas de roseta e estereogramas (área = 1%) das fraturas (horizontais e verticais) e fraturas e falhas (CPRM) no domínio das rochas vulcânicas e sedimentares

As orientações das fraturas horizontais foram medidas obtendo-se para a área de afloramento das rochas vulcânicas as direções principais NW – SE ($10 - 20^\circ$) e NE – SW ($30 - 50^\circ$). As direções subordinadas são NW – SE ($40 - 60^\circ$), N – S ($0 - 10^\circ$ NE) e NE – SW ($70 - 80^\circ$). Sob as rochas sedimentares a direção principal é E – W ($80 - 90^\circ$ NE) e orientações subordinadas são NW – SE ($10 - 30^\circ$) e NE – SW ($20 - 30^\circ$) (Figura 35). O mergulho predominante dessas rochas é de 1 a 2° , a exemplo de medições efetuadas em outros estudos (BIGARELLA et al. 1967; AMARAL 1971).

Como a maioria das fraturas possui extensão regional limitada, a orientação das falhas e fraturas mapeadas pela CPRM também foi levada em consideração. Sobre o embasamento vulcânico, $n= 188$, a direção predominante é NE ($50-60^\circ$) com direções NW ($50 - 70^\circ$) e E – W ($0 - 10^\circ$ NW) secundárias. No embasamento sedimentar, a direção

principal ($n = 190$) é NW – SE ($20 - 40^\circ$), com importantes direções NE – SW ($10 - 30^\circ$). As direções subordinadas são NW – SE ($40 - 70^\circ$) e NE – SW ($50 - 70^\circ$) (Figura 35).

No domínio das rochas vulcânicas nota-se um controle estrutural das direções dos vales N – S ($0 - 10^\circ$ NW) de baixa ordem hierárquica, enquanto que, para os vales de maior ordem hierárquica, o controle estrutural é mais claro, sendo que as direções de vales predominantes $40-50^\circ$ (NE – SW e NW – SW) são comuns também para as fraturas mapeadas. Essas direções foram encontradas em fraturas medidas nos estados do Paraná (STRUGALE et al. 2004; LIMA, 2012) e Santa Catarina (JACQUES et al. 2014). Jacques et al.(2015) em estudo no centro-leste catarinense apontaram predominância de fraturas nas direções N – S e NW – SE e, secundariamente NE – SW.

Sobre as rochas sedimentares, o controle é menos pronunciado, e novamente a direção E – W (mais importante (Strugale et al.2004)) não está representada nas fraturas mapeadas. A direção N – S, muito importante para os vales, também se manifesta para as fraturas. A orientação NE, que para os vales têm como ângulo principal $20-50^\circ$, nas fraturas se manifesta mais fortemente entre 50° e 80° . A direção NW – SE $70-80^\circ$ dos vales também é encontrada nas fraturas. Strugale et al. (2004) também relatam a importância das fraturas NE – SW na fácies torrencial do arenito Botucatu. Figueira (2004) demonstra a predominância de fraturas NE – SW e NW – SE nas rochas do Grupo Guatá no Estado do Paraná. A autora ainda mostra que no Grupo Itararé (Formações Taciba e Campo Mourão) as direções N – S e E – W são importantes, e coincidentes com a direção dos vales confinados mapeados nessa unidade litológica.

Os vales abertos vulcânicos apresentam direção semelhante aos vales confinados – predomínio NW – SE ($30 - 70^\circ$) e NE – SW ($30 - 70^\circ$). Essa também é a direção predominante das fraturas horizontais mapeadas ($40 - 60$ NW – SE e $20 - 40^\circ$ NE – SW). A orientação dos vales abertos sedimentares não coincide com as direções mapeadas no estudo. Porém as direções dos vales na Formação Rio do Rasto são consistentes com a direção obtida para Bigarella et al. (1967) para as estratificações dessa formação na Bacia do Paraná ($20 - 30^\circ$ NW e NE e $0 - 10^\circ$ NW). Da mesma forma, as direções obtidas para os vales dos Grupos Guatá e Itararé ($10 - 20$ NW – SE e $10 - 20$ NE – SW) é consistente com a direção das paleocorrentes (N – S, de 10° NW a 10° NE para a Formação Rio Bonito e $10 - 20$ NW – SE e $10 - 20$ NE – SW para o Grupo Guatá) dessas formações medidas por Bigarella et al.(1967) e Saad (1977).

5.1 DISCUSSÕES

Analisando os vales, sua direção, dimensão e morfologia, seja eles vales confinados com formato em ‘V’ ou vales abertos com fundo chato, verifica-se que tais direções, dimensões e morfologias são independentes das características hidrológicas, litológicas ou altimétricas. Isso é reforçado pela análise da localização dos setores dos vales abertos com fundo chato, distribuídos ao longo de toda a área de estudo, sob diferentes substratos geológicos, em diferentes níveis altimétricos e canais com diferente estágio de desenvolvimento (diferente ordem hierárquica) (Figura 36).

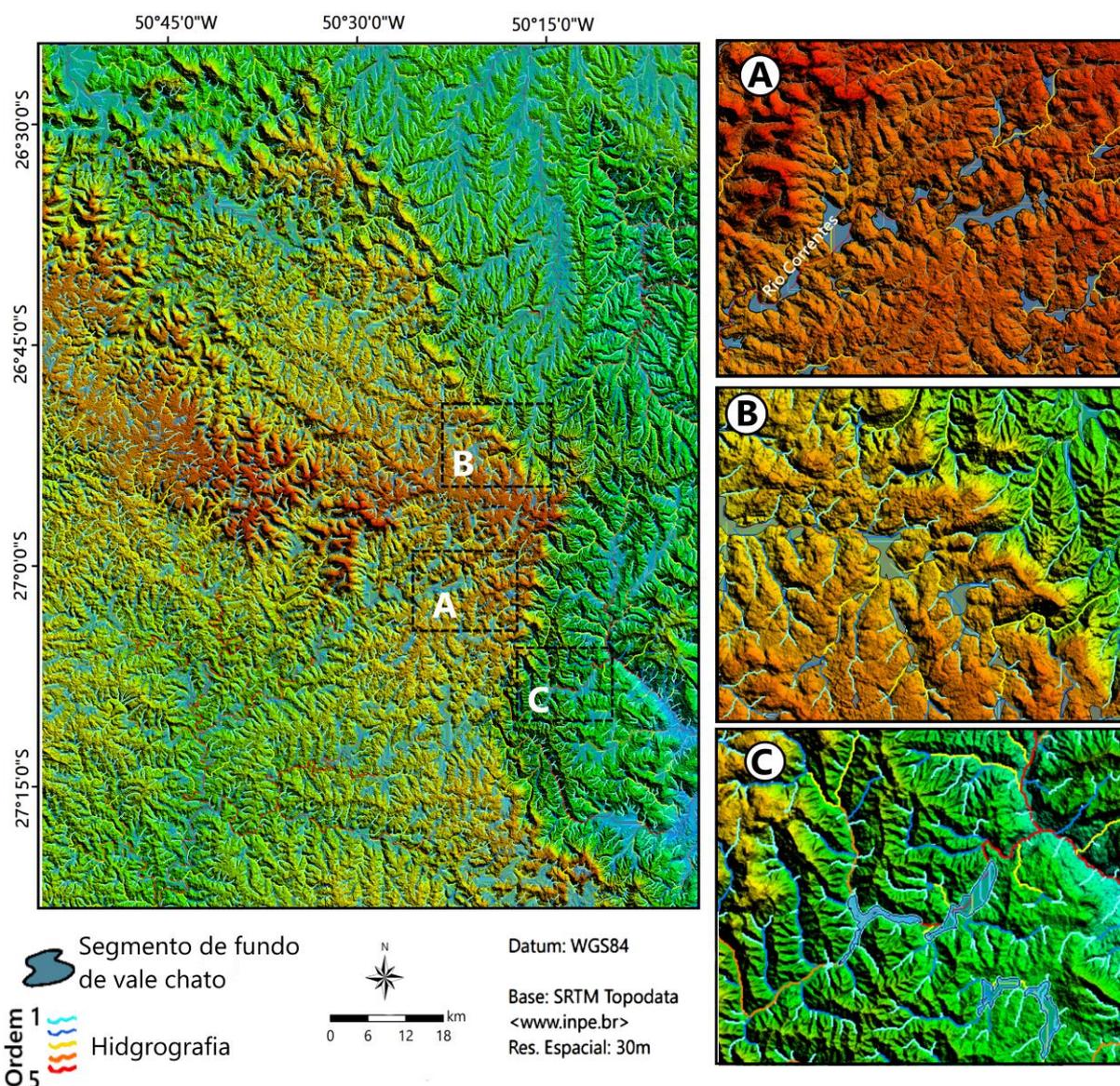


Figura 36: Localização dos segmentos de vale que apresentam fundo chato, sob diferentes substratos geológicos, diferentes altitudes e sistemas hidrográficos. Em A) morfologias ao longo do vale do rio Correntes, afluente do rio Canoas; em B) morfologias ao longo do vale do rio Timbó, afluente do rio Iguaçu e C) morfologias de vale na bacia do rio Taió, afluente do rio Itajaí do Oeste.

Além disso, ao longo de um mesmo canal, sobre a mesma formação litológica, em seus diferentes trechos (alto, médio, baixo, os quais exibem diferentes ordens hierárquicas e elevações) a morfologia do vale alterna entre confinado e aberto (Figura 36). Da mesma forma, não foram encontradas evidências para associar os alvéolos ou trechos de vales abertos ao paleoclima. A estrutura emerge assim como fator condicionante da morfologia dos vales.

Para a área de afloramento das rochas vulcânicas a direção principal das fraturas é NE – SW (entre 40 e 60°). Secundariamente predominam direções N – S (0 – 20° NE), NW – SE (30 – 60°) (Figura 35), cuja direção E – W é pouco representativa. No domínio sedimentar, a direção predominante das fraturas é NE – SW (60 – 80°) com menor densidade N – S (0-10° NW) e NW – SE (entre 20 – 60° NW e 70 – 80° NW) (Figura 35). As orientações das fraturas horizontais foram medidas obtendo-se para a área de afloramento das rochas vulcânicas as direções principais NW – SE (10 – 20°) e NE – SW (30 – 50°). As direções subordinadas são NW – SE (40 – 60°), N – S (0 – 10° NE) e NE – SW (70 – 80°). Sob as rochas sedimentares a direção principal é E – W (80 – 90° NE). Tais resultados mostram a coincidência entre a direção das fraturas e dos vales encaixados, o que sugere uma influência litoestrutural sobre a forma dos vales.

Os vales confinados modelados sobre as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral apresentam duas direções principais nos vales de baixa ordem hierárquica ($\leq 3^{\text{a}}$ ordem): N – S e E – W. Os vales de maior ordem hierárquica apresentam direções NW – SE e NE – SW como predominantes. Essas direções foram encontradas em fraturas medidas nos estados do Paraná (Strugale et al. 2004; Lima 2012) e Santa Catarina (Jacques et al. 2014). As medidas efetuadas em campo revelam a importância da direção NE – SW como principal e N – S, NW – SE e E – W como secundárias. Jacques et al.(2015) em estudo no centro-leste catarinense apontaram para a importância das fraturas de direções N – S e NW – SE e, secundariamente NE – SW.

A morfologia dos canais modernos, de 1ª e 2ª ordens hierárquicas, se caracterizam por canais encaixados, isso se comprova pela correlação apresentada entre estruturas verticais e canais de baixa ordem hierárquica. Estudos anteriores já apontavam para uma íntima associação entre a evolução dos canais de baixa hierárquica e a presença de falhas e fraturas (Sordi et al.2015b). É possível, desta forma, que essas direções reflitam tensões ou eventos tectônicos mais modernos, posteriores a deposição das rochas no paleozoico e mesozoico.

Os vales abertos, por outro lado, exibem tendências diferentes dessas: as direções NE e NW, além da E – W são as mais importantes. Os vales abertos mais jovens se orientam para NE e NW. A direção E – W é mais representativa para os vales de 2ª ordem, assim como a

direção NW supramencionada. Para trechos de canais de 3ª ordem, aquela que possui maior densidade de vales abertos, as direções NW e NE são as principais. Além dessas duas direções, a direção E – W é recorrente no direcionamento dos vales. Acima de trechos de 5ª ordem, os vales estão orientados principalmente para NW e E – W.

Estas direções também são consistentes com as direções de fraturas horizontais obtidas durante os trabalhos de campo. As fraturas horizontais demonstraram a importância das estruturas de direções E – W e falhas regionais com direções principais NE – SW e NW – SE. De modo complementar, Curti (2011) mediu direções de fraturas horizontais em afloramentos de rochas vulcânicas em áreas de construção de hidrelétricas obtendo E – W como direção principal. Essa direção teria relação com a direção de fluxo das lavas durante a Reativação Waldeniana (ALMEIDA 1967) ou o evento Sul-Atlântico (SCHOBENHAUS et al.1984).

O controle estrutural se manifesta por meio de dois comportamentos litoestruturais distintos: i) rochas vulcânicas que podem apresentar fraturas verticais, horizontais ou setores amigdaloides, de acordo com a posição intra-derrame (37A e 38A e B); ii) rochas sedimentares, com planos de acamamento horizontal, típicos do empacotamento normal das rochas (Figuras 37B e 38B) e fraturas verticais pós-deposicionais.



Figura 37: Fraturas verticais em derrame da zona central dos basaltos da Formação Serra Geral (A) e fraturas horizontais em afloramento da Formação Rio do Sul (B).

Os vales abertos representam um dos estágios evolutivos dos vales controlados pela litoestrutura, a partir de processos de recuo lateral das encostas e modelagem de vales abertos com fundo chato. Comparando as direções das fraturas e das falhas regionais, observa-se que esses vales de maior ordem hierárquica se associam com lineamentos regionais. A influência se verifica sobre as direções NW – SE e NE – SW para as rochas vulcânicas e NE – SW para as rochas sedimentares. Estes vales também são aqueles com maior extensão areal.

Como as fraturas verticais apresentam limitação de extensão (Singhal e Gupta, 2010), quando estas não encontram mais continuidade, a tendência é o alargamento do vale, o que nas rochas sedimentares é facilitado pelo aspecto horizontalizado das estruturas. Situação similar ocorre em derrames vulcânicos, sobretudo para o basalto, em que há passagem abrupta da zona central, com predomínio de fraturas verticais, para a zona basal, caracterizada pela presença prevalecte de fraturas horizontais (LEINZ 1949; MAACK 1947) (Figura 37). Tal constatação sugere uma influência da litoestrutura sobre a forma dos vales. Este controle estrutural se manifesta regionalmente por meio de dois comportamentos distintos: i) rochas vulcânicas que podem apresentar fraturas verticais, horizontais ou setores amigdaloides, de acordo com a posição intra-derrame (Figura 37A e 38A e B); ii) rochas sedimentares, com planos de acamamento horizontal, típicos do empacotamento normal das rochas (Figura 38B).

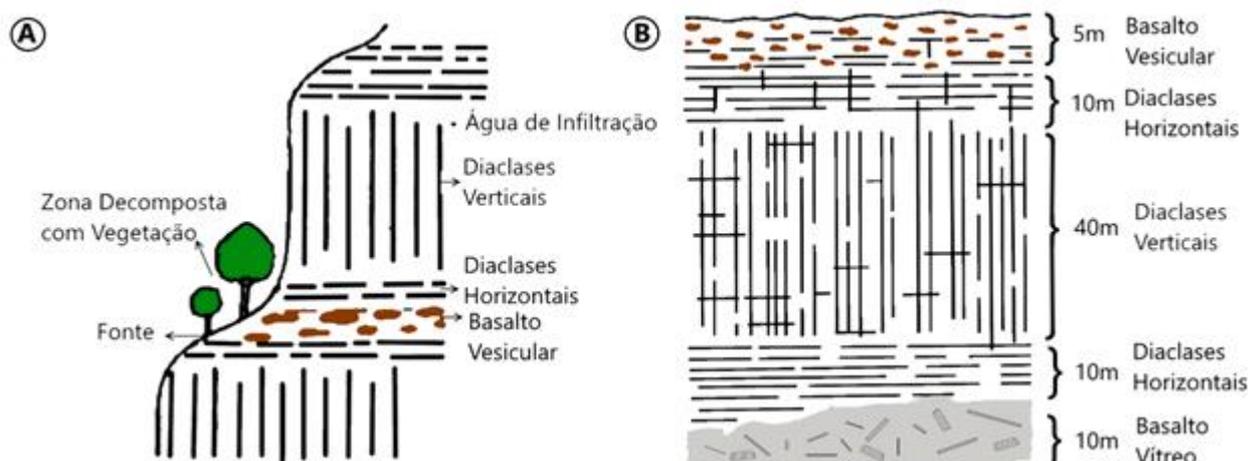


Figura 38: Esquema litoestrutural de um derrame em “patamares” (A) e as variações da textura de um derrame basáltico (B). Modificado de Leinz (1949).

Quando a drenagem encontra mudança no padrão de fraturas de vertical para horizontal, condição comum tanto para os derrames vulcânicos quanto para as rochas sedimentares, a taxa de aprofundamento dos talvegues é subitamente reduzida. Nessas condições as taxas de recuo das encostas passam a se sobressair. Como efeito, registra-se abertura dos vales e o desenvolvimento de vales de fundo chato (planos) com amplas planícies de inundação. Da mesma forma, nas áreas embasadas por rochas sedimentares, o acamamento horizontal das camadas favoreceria o desenvolvimento de fundos de vales planos.

As zonas de fraqueza, onde existe maior concentração de fraturas verticais, determinarão os locais preferenciais de expansão da rede de drenagem de baixa ordem hierárquica, como verificado em campo. Esses canais, geralmente retilíneos, controlados

estruturalmente, são responsáveis pela expansão da rede de drenagem e respondem mais rapidamente e facilmente, as pequenas movimentações tectônicas.

Assim, a evolução dos vales abertos e fechados, nessa perspectiva, seria resultado de períodos de maior/menor atividade erosiva, onde o comportamento estrutural, manifesto por fraturas e falhas verticais e horizontais, favoreceriam a incisão ou a abertura lateral. Nessa perspectiva pode-se propor o seguinte modelo evolutivo para os vales confinados e para os com fundo chato da área de estudo: 1º) os vales, ao encontrar uma área de fraqueza no embasamento (maior densidade de fratura ou falha), passam a escavar seus leitos e aprofundar suas calhas, independentemente da litoestrutura associada (Figura 39A e 39C). A partir do momento em que o canal encontra o limite da estrutura vertical, e após restabelecido o equilíbrio dinâmico, o canal passa a abrir lateralmente o vale, aproveitando também a característica horizontal da litologia (Figura 39B e 39D).

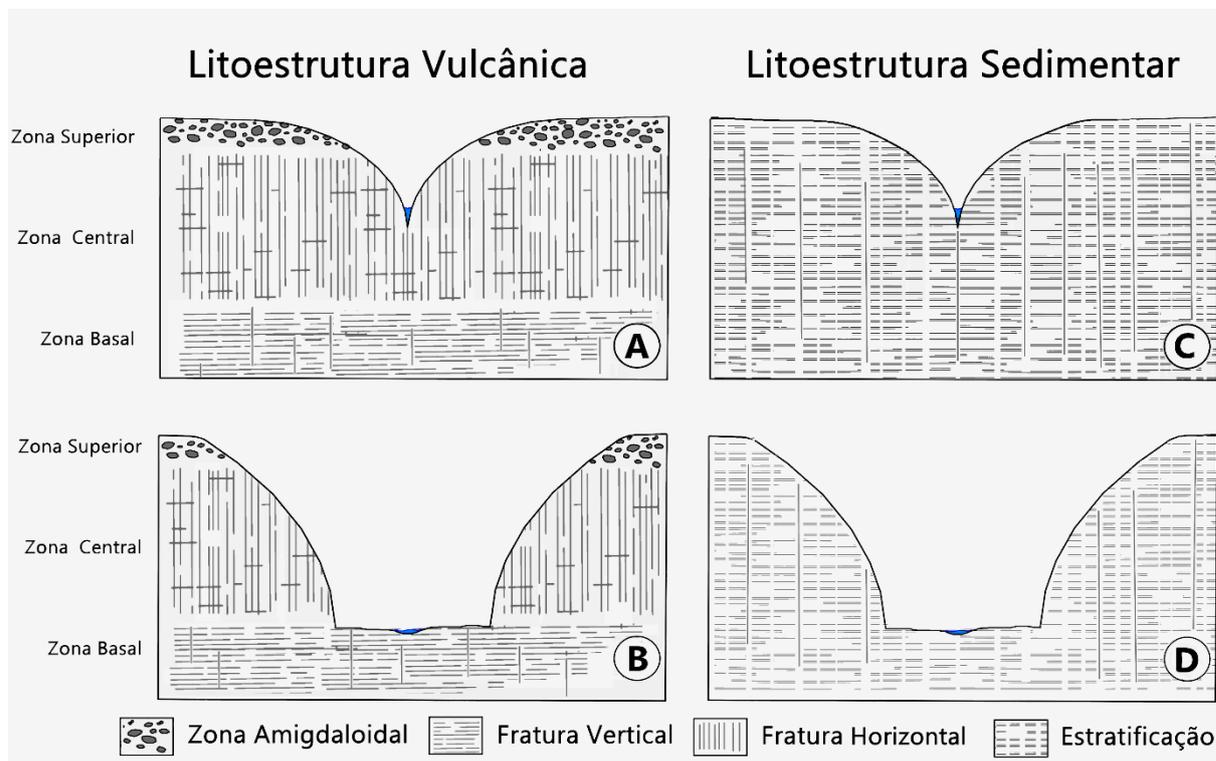


Figura 39: Evolução de Vales confinados e de fundo chato sobre controle litoestrutural.

Da mesma forma, esse processo terá continuidade enquanto a energia no sistema se manter mais ou menos semelhante ou até que o vale consiga se encaixar sobre outra fratura, ou falha, vertical, quando o processo é reiniciado. A sucessiva variação nas taxas de movimentação tectônica ao longo do tempo e a modificação das zonas de fraqueza disponíveis durante o aprofundamento dos talwegues dos canais contribuiria para o estabelecimento das morfologias dos vales (confinados ou abertos) que hoje existe na

paisagem. Tais morfologias podem ser modeladas tanto a partir de substrato vulcânico quanto sedimentar, na área de estudo. Neste contexto, as variações climáticas que ocorreram na área não poderiam ter sua importância descartada. Elas seriam importantes para a evolução dos vales fluviais, mas subordinadas ao comportamento tectônico e do controle estrutural.

5.2 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os trabalhos de campo – onde foram realizadas medidas de fraturas e observações sobre a morfologia da paisagem – complementados por observações em produtos de sensoriamento remoto revelaram a importância do controle litoestrutural no desenvolvimento de vales na área do rebordo da Bacia do Paraná em Santa Catarina e sobre a evolução das formas de relevo de um modo geral. A rede de drenagem se caracteriza por exibir dois tipos de vales mais frequentemente: i) vales em ‘V’ confinados e profundos, sem planície de inundação, onde geralmente os rios correm diretamente sobre as rochas; ii) outro tipo comum de vales de fundos chatos, planos, e com amplas áreas inundáveis, que se mostram como vales muito abertos. Os pressupostos clássicos sobre a geomorfologia das zonas tropicais e subtropicais no Brasil advogam para uma evolução dos vales comandada por variações paleoclimáticas. Entretanto, na área do rebordo da Bacia do Paraná em Santa Catarina, localizada em uma zona climática subtropical, a forma transversal dos vales possui íntima relação com as características estruturais das rochas: (i) vales em V, confinados, estão associados as zonas de fraqueza estruturais (verticais) e (ii) vales de fundo chato majoritariamente ocorrem nos locais onde o canal encontrou o limite da estrutura vertical e, aproveitando das zonas de fraqueza horizontais, alargou seu leito e vale. Tais características, principalmente o padrão de fraturas e acamamento e secundariamente os falhamentos, associados a períodos de maior ou menor *input* de energia e as conseqüentes variações do nível de base, parecem ser, predominantemente, os fatores condicionantes da morfologia dos fundos de vale.

CAPÍTULO 6: MECANISMO EVOLUTIVO: A REORGANIZAÇÃO FLUVIAL

Este capítulo representa uma contribuição à compreensão dos mecanismos evolutivos do Planalto de Santa Catarina na área de seu tríplice divisor hidrográfico através de análises morfométricas e morfológicas. Essas análises envolvem parâmetros morfométricos, como a relação declividade-extensão (RDE) (Hack, 1973) e perfis topográficos longitudinais dos canais, além de análises morfológicas das áreas limítrofes das bacias por meio de cartas topográficas e dados de radar SRTM, buscando encontrar feições anômalas. A identificação de evidências de reorganização fluvial permitiu mostrar a importância dessas para a dinâmica evolutiva quaternária da rede hidrográfica e para a morfogênese regional.

A relação declividade-extensão ou índice RDE revelou grande variação na área de estudo, de 6,2 a 73,6. Os valores baixos estão associados a canais bem ajustados em relação a seus perfis topográficos longitudinais, e a perfis mais suaves. Valores elevados retratam perfis longitudinais mais íngremes e canais desajustados, com rupturas de declive (*knickpoints*) (Figura 40).

Os afluentes do rio Itajaí-Açu exibiram índices de RDE mais elevados (Figura 40). Isso demonstra cursos d'água com alta declividade, desajustados em relação a seus perfis longitudinais. O índice variou entre 14,2 e 73,6, com média de 50,3. Os valores mais baixos estão associados a canais que não estão localizados junto à escarpa (Rio da Prata, Rio Taiozinho, Ribeirão Dollman), além do rio Iraputã, que drena o patamar superior do Planalto. Os maiores valores dessa unidade hidrográfica se localizam a sudeste, no limite com a bacia hidrográfica do rio Uruguai (Rio Taio, Rio do Rauen) e na área a nordeste, no limite com a bacia hidrográfica do rio Iguaçu (Rio do Bispo, Rio do Veado, Rio do Toldo, Rio da Louza, Rio Platê). Na região central, onde se localiza o tríplice divisor, os valores são menores (Rio Guarani, rio Itajaí do Norte).

Os menores valores são encontrados nos canais que fluem para o rio Iguaçu, refletindo cursos d'água com menor declividade e maior extensão, e canais em relativo 'equilíbrio-dinâmico' (Figura 40). Nesse caso, o índice RDE apresentou valores entre 6,8 e 34,6, com média de 18,39. Além disso, dos 19 canais analisados, 14 deles apresentam valores abaixo de 21 (Figura 40). Os valores mais baixos estão associados a áreas embasadas pelas formações Itararé e Guatá, drenadas pelo rio Preto, no leste do estado. Na área central do estado, área drenada pelos rios da Ponte e da Serra, entre outros, mostram que na área embasada pelas rochas do Grupo Passa Dois os valores do RDE estão dentro da média dessa

unidade hidrográfica. Na área mais a oeste, no limite entre as bacias hidrográficas do rio Iguazu (Paraná) e Uruguai, onde aparecem as vulcânicas da Serra Geral, os valores de RDE são maiores (ribeirão Santa Maria, ribeirão São Miguel, córrego Gravatá).

Para os afluentes do rio Uruguai, os valores do índice RDE também apresentaram uma tendência uniforme, com mínimo de 6,2 e máximo de 37,6, porém com valores se concentrando entre 23 e 35 e média de 28,35 (Figura 40). Os maiores valores do índice RDE estão no limite entre as unidades hidrográficas Iguazu (Paraná)/Uruguai, onde o índice é quase sempre maior que 25. Os valores mais baixos, por outro lado, estão na área a sudeste, no limite com a bacia do rio Itajaí-Açu.

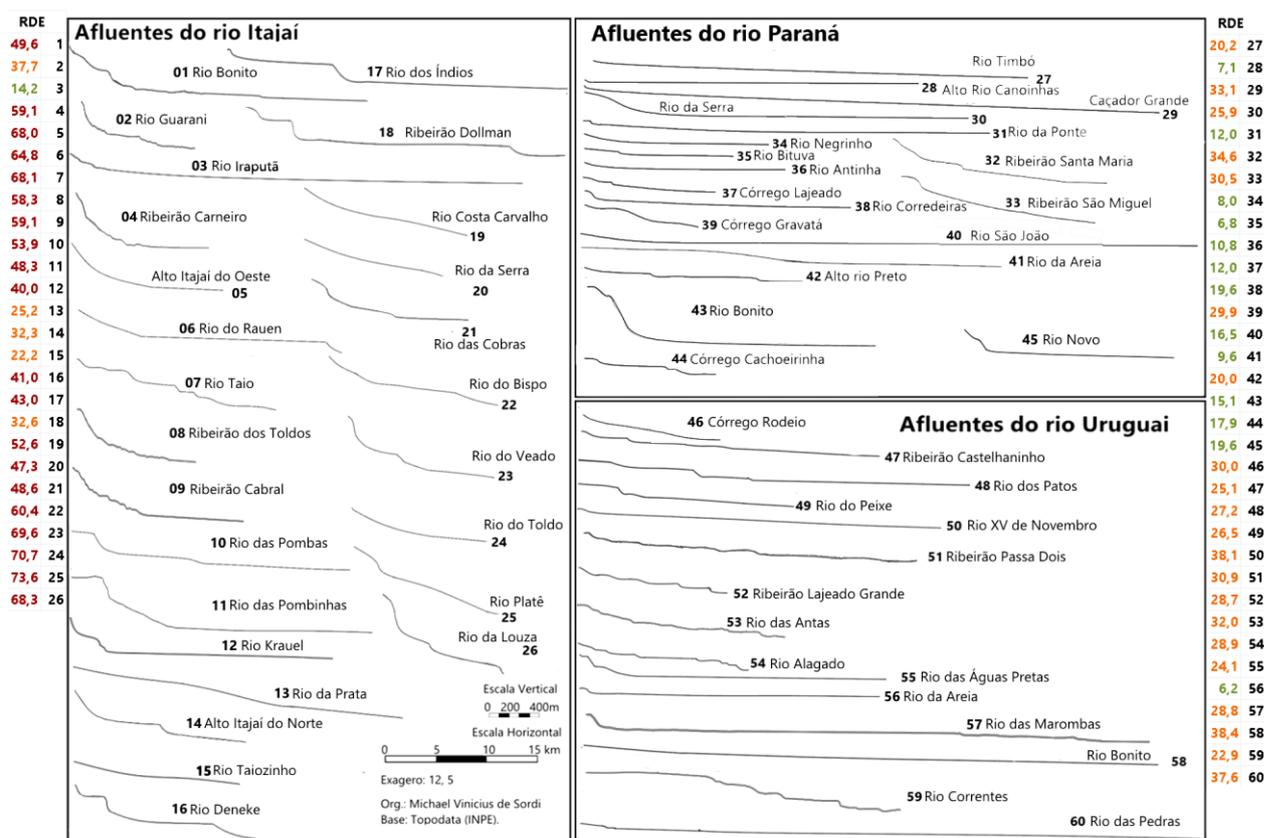


Figura 40: Perfis topográficos longitudinais dos canais por unidade hidrográfica pertencente. Ao lado os valores de RDE para os respectivos cursos d'água. Ver apêndice D para localizar as drenagens

Os perfis topográficos longitudinais dos canais (Figura 40) são a expressão gráfica dos resultados do RDE, confirmando que o perfil apresentado pelos cursos d'água tem características diferenciadas de acordo com a unidade hidrográfica a qual ele pertence. Os afluentes do rio Itajaí-Açu são aqueles que apresentam perfis mais íngremes, frequentemente apresentando escalonamento (perfil em escadaria), principalmente os rios que nascem junto à escarpa. As maiores declividades estão no terço superior desses rios onde, na transição entre o setor da escarpa e o planalto, normalmente ocorrem *knickpoints* (Figura 40). Outra

característica dos perfis dessa unidade hidrográfica é apresentar pequenas porções, nas áreas de cabeceiras, muito planas, isso porque alguns canais já transgrediram a escapa que delimita as bacias interiores e costeiras e instalaram suas nascentes junto ao patamar superior do Planalto de Santa Catarina, a oeste da Serra Geral, drenando os derrames vulcânicos da formação homônima. (Figura 40). Já os afluentes do rio Iguaçu exibem perfis longos e suaves, de baixa declividade. Em geral, possuem baixa amplitude altimétrica e são contínuos, não apresentam rupturas de declividade, o que reforça o argumento construído a partir do RDE que esses canais apresentam-se equilibrados. Já os tributários do rio Uruguai apresentam levemente maior declividade e perfis mais íngremes, demonstrando menor equilíbrio em relação aos canais do rio Paraná.

Além disso, a rede de drenagem da área de estudo apresenta morfologias típicas de reorganização fluvial (Bishop 1995), nesse caso predominantemente aquelas associadas à captura fluvial. Destacam-se (Figura 41): o cotovelo (*elbow*) (i), aos quais estão também associadas feições como baixos divisores (ii) e vales secos (iii), além de vales decapitados superdimensionados (iv) e do o padrão de drenagem ortogonal (*barbed*) (v). O cotovelo se forma devido à mudança de direção do canal capturador, que passa a fluir na direção do canal capturado, podendo deixar parte do vale deste seco e formando um baixo divisor (i). Devido à captura, pode ocorrer diminuição da vazão e da capacidade erosiva dos rios, que passam a apresentar formas (vales, terraços) incompatíveis com a sua capacidade atual (Figura 41). O padrão de drenagem ortogonal, por sua vez, reflete a mudança da direção da drenagem, onde, os canais que geralmente apresentam confluências em ângulos menores que 90° passam a apresentar ângulos maiores que 90°.

Ressalta-se que os vales superdimensionados estão todos localizados nas bacias hidrográficas dos rios Iguaçu e Uruguai (Figura 41), geralmente em áreas próximas ao limite entre essas bacias e a do rio Itajaí-Açu. Já os cotovelos se localizam principalmente na bacia do rio Itajaí-Açu em área próxima aos seus divisores com as dos rios Uruguai e Iguaçu e, secundariamente, na bacia do rio Iguaçu em área próxima a do rio Uruguai. Por fim, a figura 41 demonstra que os baixos divisores se concentram principalmente no limite entre a bacia do rio Itajaí-Açu e as drenagens interiores e, secundariamente no divisor Uruguai/Iguaçu. Os cotovelos foram classificados de acordo com sua área de influência sobre a paisagem em locais e regionais. Estes últimos se referem a processos de maior magnitude, que marcam a captura de extensas áreas, enquanto os cotovelos de captura local marcam eventos com abrangência restrita, sobre áreas menores.

Elementos de rearranjo fluvial no divisor hidrográfico Itajaí - Paraná - Uruguai (SC)

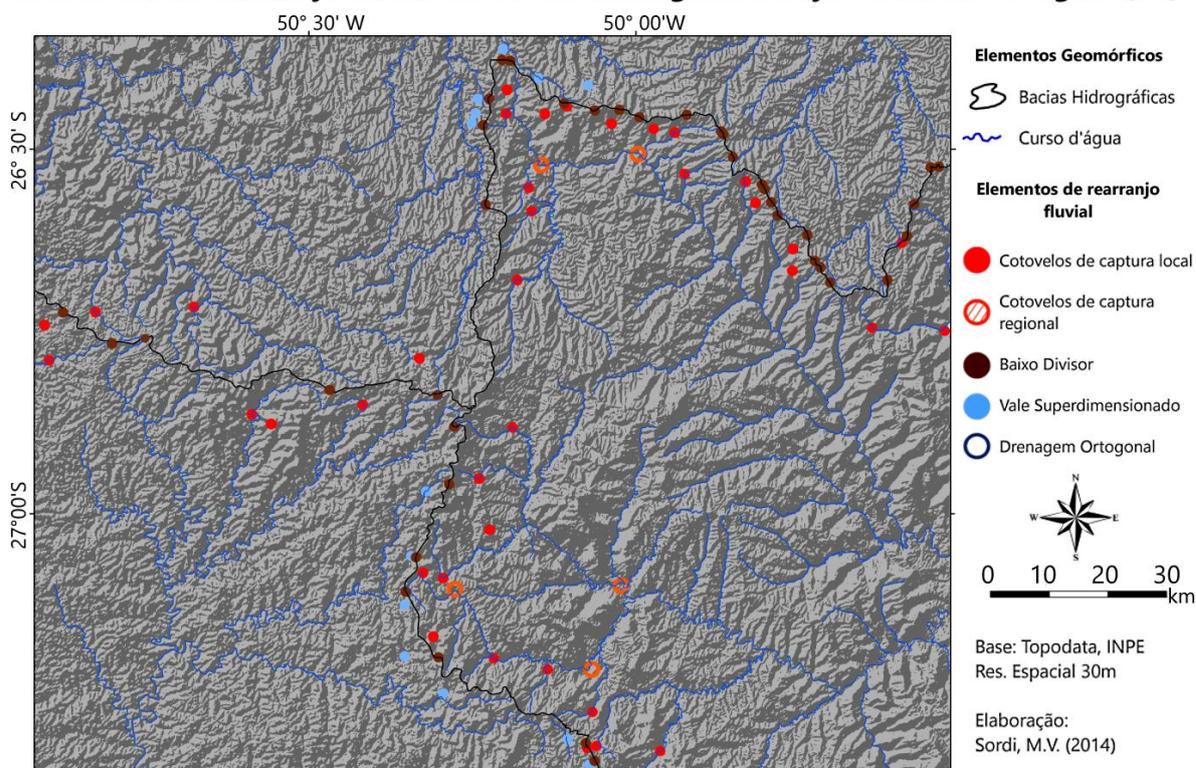


Figura 41: Evidências morfológicas de reorganização fluvial mapeadas a partir de produtos de sensoriamento remoto

Os perfis transversais mostram vales encaixados, contrastando com a altimetria no topo do Planalto de Santa Catarina (identificadas pelos círculos azuis nos perfis 1, 2, 3 e 4 da Figura 42). Essas áreas estão distribuídas especialmente no interior da bacia hidrográfica do rio Itajaí-Açu e nos limites entre a bacia hidrográfica do Itajaí-Açu e as bacias interiores. Além dos canais encaixados, foram destacadas também as elevações residuais (identificadas pelos círculos marrons – Figura 42), que contrastam com as altitudes médias das unidades hidrográficas. Essas feições estão presentes em todos os perfis, mas mais marcadamente na bacia hidrográfica do Itajaí-Açu, onde as amplitudes são de mais de 500 m (Figura 42). Em contraste as amplitudes se tornam menores na bacia do rio Iguaçu – da ordem de até 300 m (Figura 42 – perfil 1) e do rio Uruguai – também de cerca de 300 m. Outra característica é o escalonamento entre e nas bacias hidrográficas, que ocorre principalmente na bacia hidrográfica do rio Itajaí-Açu (perfis 2 e 4 – Figura 42) e também no limite entre as unidades hidrográficas costeiras e continentais (perfis 1 e 3 – Figura 42). Em suma os valores do índice RDE, bem como o perfil transversal dos canais e dados de radar SRTM demonstram que os afluentes do rio Itajaí-Açu possuem suas cabeceiras em patamares altimétricos e topográficos típicos de suas bacias vizinhas – Iguaçu e Uruguai – sendo, portanto, plausível atestar que

essas cabeceiras drenam áreas morfologicamente pertencentes a essas outras duas bacias e apenas aqueles setores das drenagens localizados a leste do escarpamento apresentam paisagem típica da bacia hidrográfica do rio Itajaí-Açu (Figuras 40, 41 e 42).

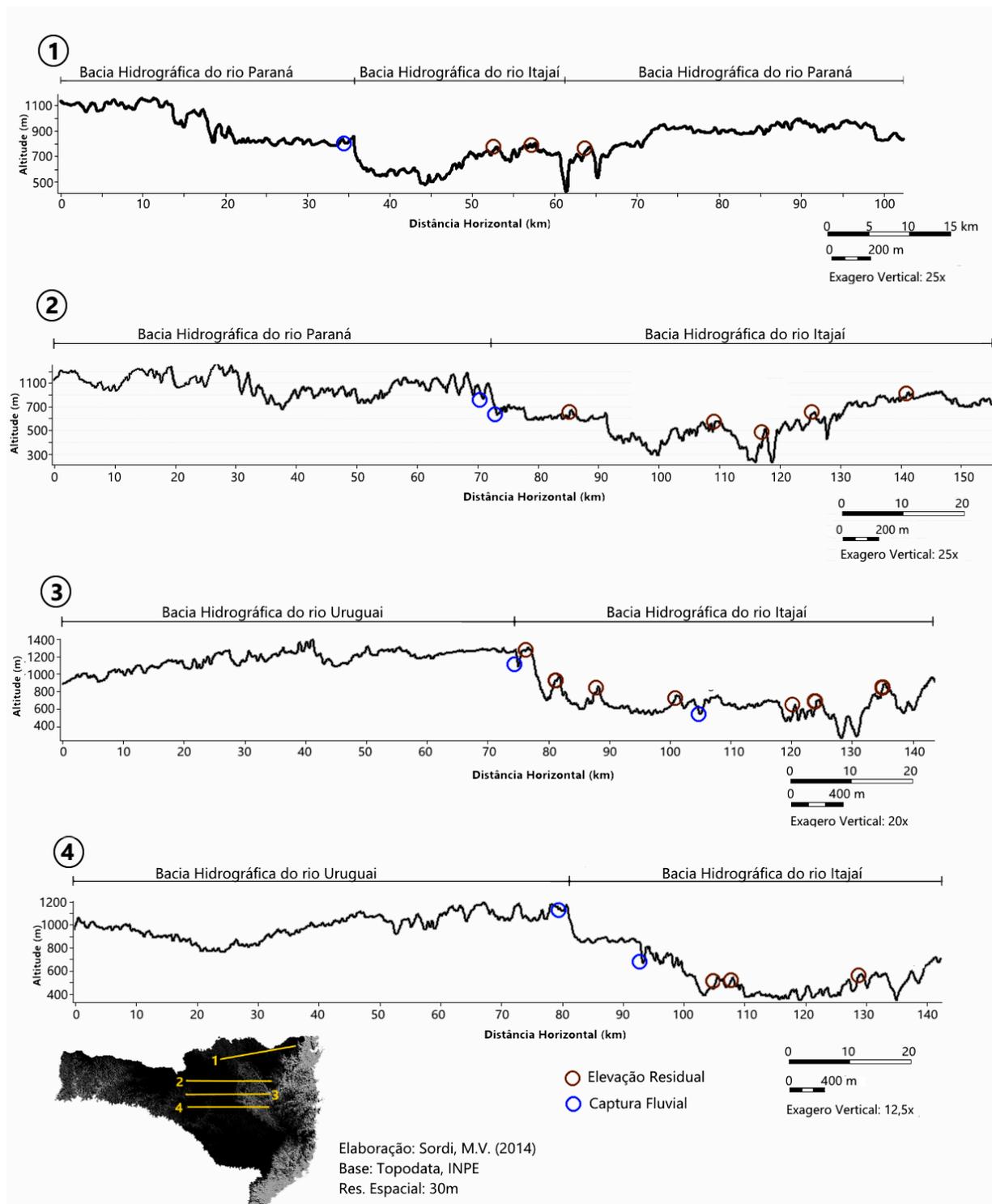


Figura 42: Perfis topográficos transversais cruzando a área de estudo de W – E, mostrando os diferentes compartimentos morfoestruturais existentes

6.1 DISCUSSÕES

Os dados morfométricos e morfológicos apresentados mostram que os cursos d'água na área do tríplice divisor hidrográfico Itajaí – Iguaçu (Paraná) – Uruguai – estão em processo contínuo de reorganização fluvial. Há uma clara diferenciação da dinâmica evolutiva das três grandes bacias hidrográficas estudadas. Essa diferença pode ser percebida ao se analisar o índice RDE e os perfis longitudinais (Figura 40), que demonstram a existência de três padrões diferenciados quanto à declividade, amplitude altimétrica e o nível de base. Desta forma, é possível estabelecer uma hierarquia no grau de dissecação: (i) as porções do planalto pertencentes à bacia hidrográfica do rio Itajaí correspondem àquelas áreas mais dissecadas (relevo movimentado) com maior amplitude altimétrica, maior densidade de drenagem e nível de base mais baixo, com perfis mais íngremes e altos valores de RDE; (ii) àquelas menos dissecadas (topograficamente mais homogêneas), com menor amplitude altimétrica e densidade drenagem e nível de base mais elevado pertencem bacia hidrográfica do rio Iguaçu, onde os perfis topográficos são mais suaves e os valores de RDE são mais baixos e (iii) as que pertencem à bacia hidrográfica do rio Uruguai, apresentam níveis de dissecação, amplitude altimétrica e densidade de drenagem intermediárias, assim como seus perfis e os valores de RDE.

As feições existentes (cotovelos, baixos divisores, vales superdimensionados e padrões de drenagem ortogonal) (Figura 41) indicam a rede de drenagem evolui através de processos de rearranjos fluviais. Fato que é sugerido pela existência de vales encaixados (Figura 42 – perfis 2 e 3) no alto das serras, contrastando com as altitudes típicas do planalto. Essa diferença altimétrica ilustra a intensidade do processo de dissecação e incisão vertical dessas drenagens, e só é possível de ser explicada por um processo atípico, tal qual a reorganização da rede de drenagem, como também demonstraram Cherem et al.(2013); Rezende et al. (2013) para o Sudeste Brasileiro.

Os cotovelos se localizam sempre nas bacias hidrográficas com maior poder de dissecação e incisão. Esse fato leva a pensar que a bacia do rio Itajaí-Açu está ganhando áreas em detrimento das bacias do Iguaçu e Uruguai (Figura 41), isto porque, todos os cotovelos no limite entre a bacia do rio Itajaí e àquelas do interior, estão localizados na bacia que drena para o oceano. Em menor proporção, na área limítrofe entre a bacia do rio Iguaçu (Paraná) e Uruguai, também são observados cotovelos, sendo que estes estão localizados em ambas as unidades hidrográficas, a primeira vista devido a aspectos geomorfológicos ainda não suficientemente compreendidos. A existência de baixos divisores é outro indicativo das capturas. Estes se concentram nas áreas limítrofes das bacias, especialmente no limite entre o

rio Itajaí as bacias interiores. Já os vales superdimensionados estão localizados nas bacias hidrográficas capturadas, pois indicam canais decapitados. Desta forma, a localização dos vales superdimensionados nas bacias interiores (Iguaçu (Paraná) e Uruguai) confirma a existência do processo de reorganização de drenagem comandado pela bacia do rio Itajaí-Açu.

A presença de compartimentos escalonados próxima ao limite atual do tríplice divisor hidrográfico (figuras 40 e 42) mostra que a evolução da área se deu em diferentes pulsos erosivos, que marcam eventos de reorganização fluvial. Os canais capturadores, ao incorporar áreas e drenagens fazem aumentar o *input* de energia do processo erosivo, devido à diminuição do nível de base e aumento da vazão dos canais (Figura 43). Após um período de processos erosivos acelerados estes tenderiam a se estabilizar, até um input de energia reiniciar o processo (Figura 43, momento 4).

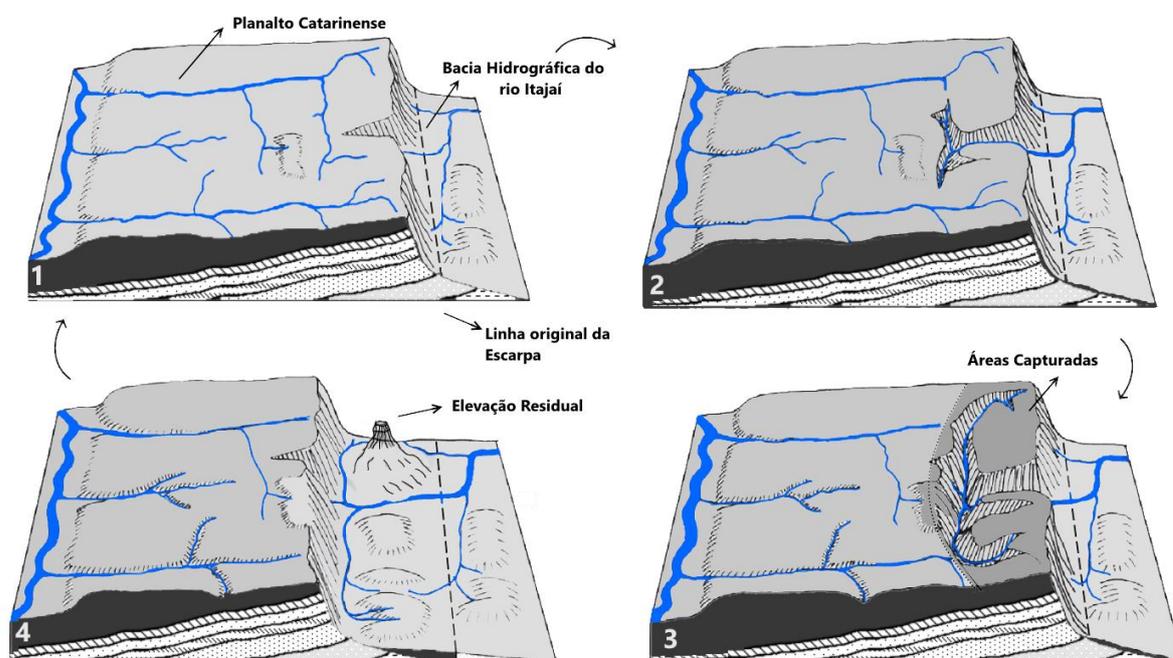


Figura 43: Mecanismo de evolução das áreas adjacentes à escarpa da Serra Gera. Adaptado de Prince et al. 2010

Em suma, o mecanismo de evolução da rede de drenagem, e em consequência do relevo na área do tríplice divisor de águas de estudo assemelha-se aquele descrito por Prince et al. (2010) para o *Blue Ridge Scarpment*, nos Estados Unidos, também descrito no sudeste brasileiro por Salgado et al. (2012). Apesar do padrão de evolução da rede de drenagem proposto por Prince et al. (2010) retratar a evolução de drenagens subsequentes em níveis altimétricos mais elevados, típica de relevos dobrados rejuvenescidos, o padrão das capturas no Planalto Catarinense, mesmo sobre estrutura fortemente homoclinal, gera morfologias de relevo semelhantes. Assim, de acordo com esse modelo, no momento 1, as cabeceiras de

drenagem localizadas no escarpamento que delimita as bacias do interior em relação a do rio Itajaí-Açu (bacia do litoral) recuariam por erosão remontante, seguindo linhas de fraqueza estrutural, como falhas e fraturas, emprestando aspecto festonado para a linha de escarpa (Figura 43). Nessa etapa a escarpa está em sua posição original e representa o divisor hidrográfico entre os sistemas costeiros (rio Itajaí) e continentais (rios Paraná e Uruguai). No momento 2 a escarpa mantém sua posição original, mas não corresponde mais ao divisor hidrográfico principal, pois as drenagens com maior poder erosivo já se instalaram no alto da escarpa (Figura 43). A partir desse momento, por meio de processos de reorganização da rede de drenagem, os cursos fluviais formariam uma unidade no alto planalto, além da escarpa, que drena em direção ao oceano, como indica o momento 3 (Figura 43) e as áreas capturadas do mapa (Figura 44). A partir da reorganização fluvial todo o relevo tende a ser rebaixado, estabelecendo-se o equilíbrio com o novo nível de base – como mostra o momento 4 – onde apenas elevações residuais marcariam a existência de um antigo planalto naquele local. Apesar disso, é importante ressaltar que as drenagens estabelecidas sobre o planalto (etapa 3), mesmo aquelas que drenam para o oceano, devem apresentar taxas de dissecação menos intensas que aquelas posicionadas sobre a escarpa (etapa 1). A existência de cotovelos de captura a leste da posição atual da escarpa é um indicativo da ciclicidade do fenômeno, onde a etapa 1 sucede a 4.

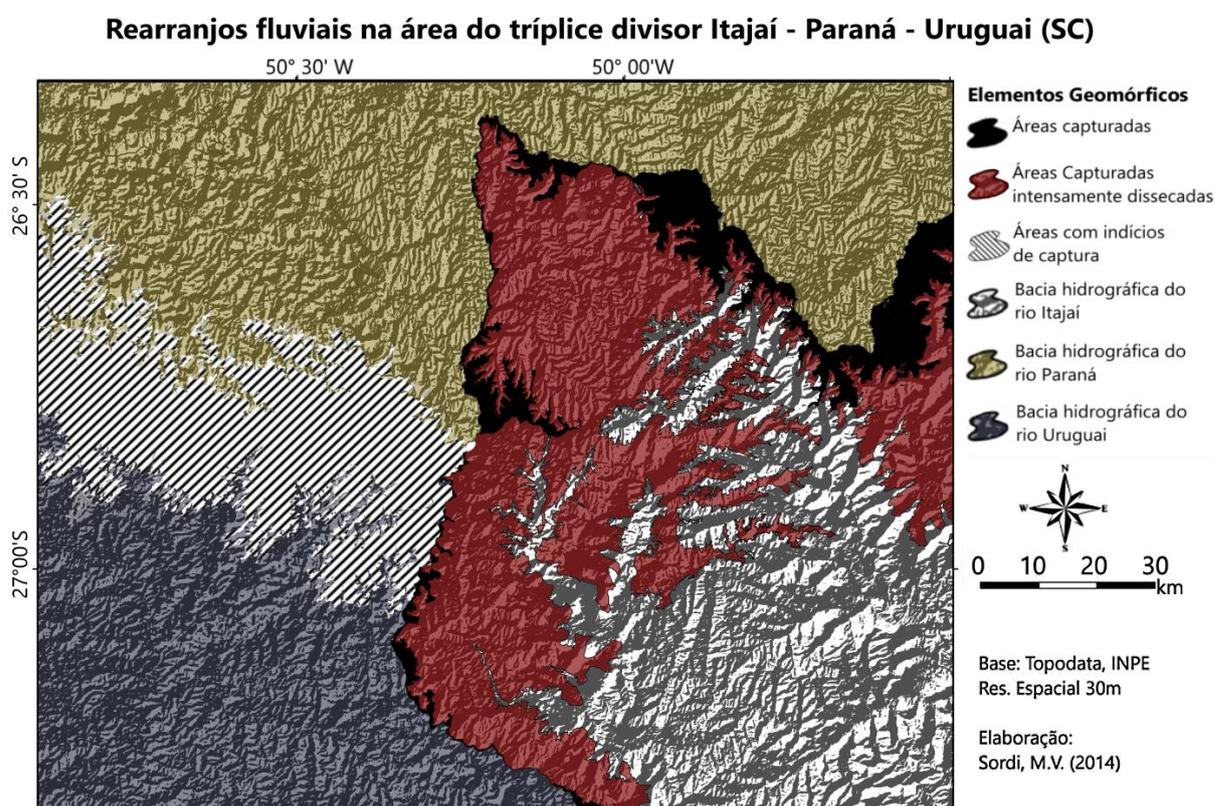


Figura 44: Rearranjos fluviais na área de estudo, destacando as terras capturadas em cada uma das unidades (representadas pelas áreas em preto) e as áreas de possíveis capturas com hachuras

Na área de estudo as diferentes etapas descritas são encontradas na paisagem atual, isso porque o processo de reorganização não é único e uniforme. Ele ocorre em taxas e intensidades diferentes de acordo com as especificidades locais e a etapa em que se encontra o processo. Além disso, podem ocorrer capturas que significam um aumento na área drenada pela bacia do rio Itajaí-Açu áreas em alguns km², áreas que só são consumidas pela retração da escarpa após algumas dezenas de milhares de anos.

O processo de reorganização fluvial não é recente, trata-se de um processo recorrente ao longo dos últimos milhões de anos. Prova disso, são cotovelos de captura em áreas distantes do divisor hidrográfico atual, em rios de 4^a e 5^a ordem, como o Itajaí do Norte e o Itajaí do Oeste, dois dos principais afluentes do rio Itajaí-Açu (Figura 41). Esses cotovelos de captura marcam inversões na direção dos canais, inversões essas associadas a processos de captura fluvial. Essas capturas antigas marcam eventos de importância regional, já que a partir dessas capturas áreas expressivas foram integradas pela bacia hidrográfica do rio Itajaí em detrimento de áreas das bacias hidrográficas interiores.

Desta forma, enquanto algumas áreas capturadas – classificadas no mapa como áreas capturadas – encontram-se altimetricamente associadas com as unidades hidrográficas originais, e o processo é relativamente recente, em outros locais onde o processo é mais antigo, expresso por capturas de cunho regional (Figura 41), o relevo mostra-se intensamente dissecado, formando patamar intermediário. Nestes locais as altitudes já não são mais aquelas da unidade capturada, sendo classificadas como áreas capturadas intensamente dissecadas (Figura 44).

Como resultado, na unidade hidrográfica do rio Itajaí-Açu, são comuns morros elevados com altitudes muitas vezes semelhantes e, por vezes até superiores, aquelas do planalto existente nas bacias dos rios Iguaçu e Uruguai (figuras 41 e 42). Isso reforça que, em algum momento do passado, tais áreas estiveram conectadas a rede de drenagem das bacias do interior. Diante disso, devido ao fato da bacia do rio Itajaí-Açu possuir nível de base mais baixo, perfil topográfico mais declivoso e, conseqüentemente, maior poder de dissecção, seus canais recuaram por erosão remontante em direção ao planalto (a oeste) e essas áreas passaram a drenar em direção ao oceano (Figura 44). Logo, as áreas do planalto de Santa Catarina (nível altimétrico dos rios Paraná e Uruguai) que drenam em direção ao rio Itajaí são, de fato, áreas capturadas por essa bacia hidrográfica e tendem, devido ao recuo erosivo da escarpa a serem rebaixadas ao longo da escala de tempo (Cenozoico). Além disso, a presença de afluentes do rio Itajaí sobre o Planalto de Santa Catarina demonstra que, em muitos locais,

o divisor hidrográfico não mais corresponde à linha da escarpa porque foi, nesses casos, deslocado para oeste devido a reorganização fluvial e está atualmente localizado no Planalto (Figura 44). O rompimento da escarpa por esses canais é um processo geomorfológico determinante para a evolução regional do relevo (Figura 43 – momento 2).

Áreas ricas em elevações residuais, com características diferentes daquelas típicas de sua unidade hidrográfica, não ocorrem apenas na bacia hidrográfica costeira (rio Itajaí), mas também em uma extensa faixa no limite entre a bacia hidrográfica do rio Paraná e Uruguai, inclusive com maior expressão nessas unidades hidrográficas (Figura 44). Este fato leva a considerar um importante processo de rompimento desse divisor, possivelmente por capturas fluviais. Diferenças locais de intensidade de dissecação, declividade, nível de base e a existência de feições como baixos divisores e alguns cotovelos de captura permitem considerar que o processo de capturas fluviais também ocorre, em menor intensidade, na área limite entre as bacias hidrográficas do Iguaçu e Uruguai (Figura 44). Além disso, estudos recentes de Paisani et al. (2012; 2013) apontam para possíveis processos de reorganização fluvial, inclusive com paleocanais abandonados em ambas as unidades hidrográficas (Paraná e Uruguai). Em estudo de caso, Paisani et al. (2013) identificaram processos locais de captura subterrânea, onde a bacia hidrográfica do rio Uruguai tem roubado áreas do rio Paraná durante o Quaternário tardio.

Comparando tais informações com as apresentadas neste artigo, percebe-se uma variabilidade de fatos que apontam para a presença na paisagem de abandonos de diferentes gerações que podem expressar variações locais, setoriais e regionais entre os divisores dos rios Paraná e Uruguai. De todo modo, tais resultados vão ao encontro daqueles desta pesquisa em que o abandono de canais é um fato relevante na compreensão da competição entre grandes bacias hidrográficas por aumento de área drenada ao longo de sua história evolutiva.

6.2 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os tributários do rio Itajaí, por: i) apresentar nível de base bem mais rebaixado em relação à bacia hidrográfica do rio Paraná (Iguaçu) e do rio Uruguai; ii) possuir maior amplitude altimétrica e; iii) e maior declividade, tem dissecado com muito mais intensidade o Planalto de Santa Catarina. Claramente, essa maior capacidade de dissecar o planalto se reflete na erosão remontante das suas cabeceiras o que promove a captura de áreas pertencentes às bacias hidrográficas interiores – do rio Iguaçu e rio Uruguai – que também capturam áreas entre si. Sendo assim, os afluentes do rio Itajaí-Açu capturam áreas e drenagens das bacias hidrográficas interiores (que drenam para os rios Iguaçu e Uruguai),

fazendo com que a escarpa recue para oeste, porém mantendo – dadas as devidas proporções – uma feição escarpada no limite entre as unidades. Tal processo geomorfológico provavelmente teve início quando o rio Itajaí-Açu rompeu as escarpas da Serra do Mar e tem recorrência até o presente.

CAPÍTULO 7: QUANTIFICAÇÃO DAS TAXAS DE DENUDAÇÃO VIA ISÓTOPO COSMOGÊNICO ^{10}Be

No presente capítulo os resultados dos capítulos anteriores são analisados à luz das taxas de denudação obtidas a partir das concentrações do isótopo cosmogênico ^{10}Be em amostras de sedimentos coletadas em 10 pequenas bacias hidrográficas distribuídas no recorte de estudo. Tal análise objetiva uma abordagem a respeito dos mecanismos evolutivos do relevo quaternários, da velocidade/intensidade do processo denudacional em longo-prazo e seus condicionantes. Uma melhor compreensão da morfogênese quaternária dessa importante escarpa brasileira passa por: (1) caracterização do relevo e análise morfoestrutural; (2) identificação de processos de reorganização fluvial e, (3) quantificação das taxas de denudação quaternárias em bacias hidrográficas a partir de concentrações de ^{10}Be produzidas *in-situ* em sedimentos fluviais.

A denudação na Serra Geral Catarinense, área do tríplice divisor Uruguai – Paraná – Itajaí-Açu é comandada pela rede de hidrográfica a partir dos afluentes dos rios: i) Canoas e Peixe (afluentes do rio Uruguai), situados no quadrante sudoeste; Rio Negro, Canoinhas e Timbó (afluentes do rio Paraná) localizados a noroeste e norte; iii) Itajaí do Norte e Itajaí do Oeste (afluentes do Itajaí-Açu) a leste (Sordi et al. 2017). A Serra Geral consiste no divisor hidrográfico principal entre as drenagens oceânicas (drenam para leste) e continentais (drenam oeste). Escarpamentos de extensão local, como a Serra da Moema e a Serra do Iraputã representam o divisor entre o rio Itajaí-Açu (drenagem costeira) e o rio Paraná. No Planalto, a Serra do Repartimento ou Serra do Espigão representa o divisor entre o rio Uruguai e o rio Paraná.

A escarpa da Serra Geral separa dois patamares de diferente elevação: o planalto, a oeste, e a depressão, a leste. Tais patamares estão associados a diferentes níveis de base das bacias hidrográficas aqui estudadas (Itajaí-Açu, Uruguai e Iguaçu) e mostram características intrínsecas de relevo e drenagem que aqui foram materializadas pela associação entre valores de RDE (já apresentados no capítulo anterior, aqui mostrando apenas o curso d'água principal da bacia onde se realizaram medidas de taxas de denudação) (Figura 45); perfis longitudinais (Figura 45); evidências morfológicas de rearranjo fluvial (Figura 46), valores de χ (Figura 46) e diferentes morfologias nos perfis de *Swath* (Figura 48). Esses dados mostram que as áreas pertencentes aos afluentes do Rio Itajaí-Açu são aquelas mais dissecadas, com menores elevações e maiores valores do índice RDE, enquanto aquelas menos dissecadas, com maior

elevação e menores valores de RDE pertencem à bacia do Uruguai. Os afluentes do rio Iguaçu exibem nível de dissecação, elevação e valores de RDE intermediários.

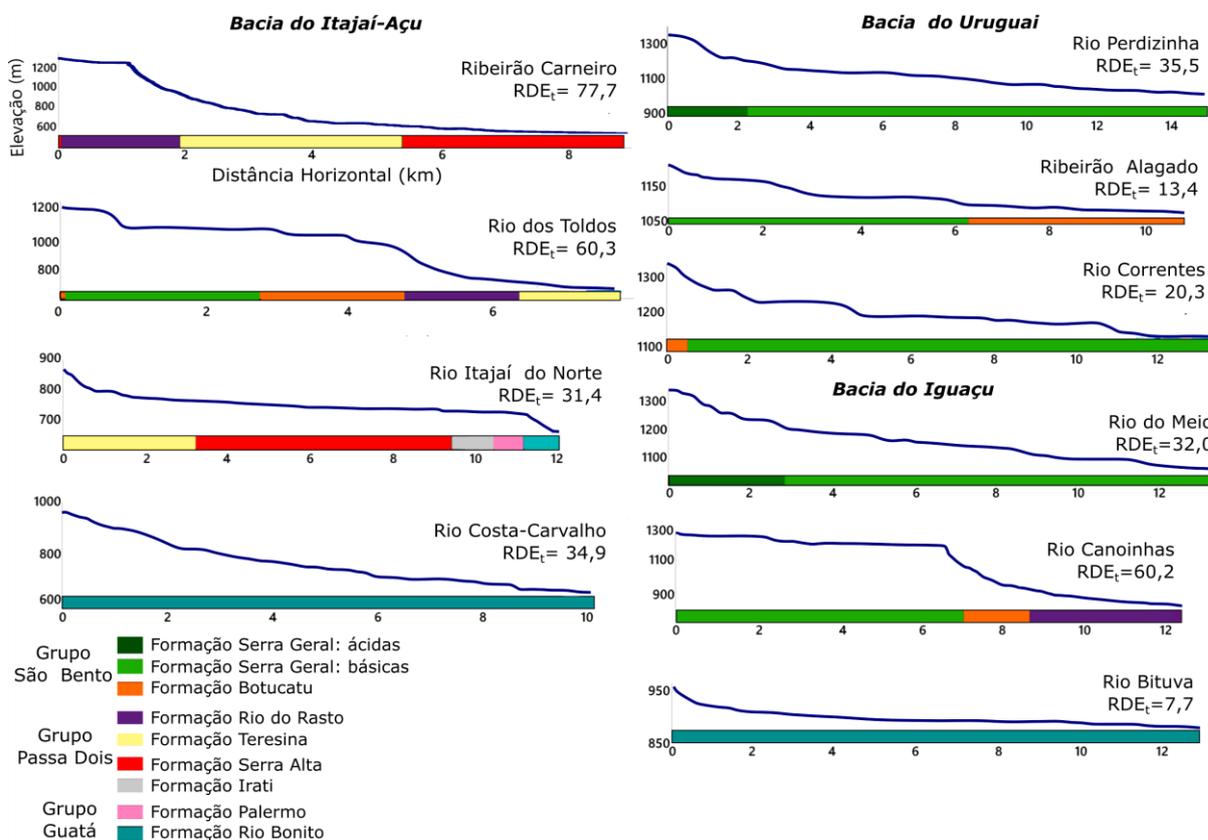


Figura 45: Perfis longitudinais e valores de RDE totais dos canais (RDE_t) (Hack, 1973). As taxas de denudação mais agressivas foram mensuradas nos rios com quebras de relevo mais proeminentes (ribeirão Carneiro, rio dos Toldos e Canoinhas). Enquanto isso, perfis mais suaves e contínuos correspondem às áreas onde as taxas de denudação mais lentas foram mensuradas (rios Bituva e Alagado)

Além disso, evidências de reorganização fluvial como cotovelos, baixos divisores e canais com vales superdimensionados são comumente encontrados ao longo dos divisores Itajaí-Açu/Uruguai e Itajaí-Açu/Iguaçu. Os cotovelos estão localizados nas bacias oceânicas, enquanto os vales secos e canais com vales super-dimensionados se localizam nos rios pertencentes às bacias continentais. Feições típicas de pirataria fluvial como canais abandonados, vales secos, depósitos correlativos ou outros tipos de evidências de curto-prazo não foram observadas. Para reforçar a caracterização dos rearranjos fluviais em escala regional, valores de χ foram mapeados a partir dos dados topográficos ALOS-PALSAR (ARS DAAC 2015). Diferenças nos valores de χ mapeados se localizam principalmente nos divisores entre as bacias oceânicas (tributários dos rios Itajaí do Oeste e do Norte) e bacias interiores (rios Uruguai e Iguaçu) (Figura 46). As maiores diferenças nos valores de χ , de até uma ordem de magnitude, se localizam ao longo do divisor Itajaí do Norte/Canoinhas (tributário do rio Iguaçu). Também ao longo da Serra Geral no divisor entre os afluentes do

Itajaí do Oeste e Uruguai são notados importantes contrastes nos valores de χ , porém com menor magnitude e abrangência local. Finalmente, diferenças significantes existem no divisor Uruguai/Iguaçu ao longo da Serra do Repartimento. Nessa área os mapas de χ mostram que o processo de reorganização fluvial não é um processo simples, onde uma bacia avança sobre a outra. Localmente, as bacias hidrográficas se comportam de forma dinâmica de forma que uma bacia hidrográfica pode ganhar ou perder áreas e o divisor não possui uma única direção de migração. Esse é o caso não só da Serra do Repartimento, mas também da Serra do Iraputã (no divisor Itajaí do Norte/Iguaçu).

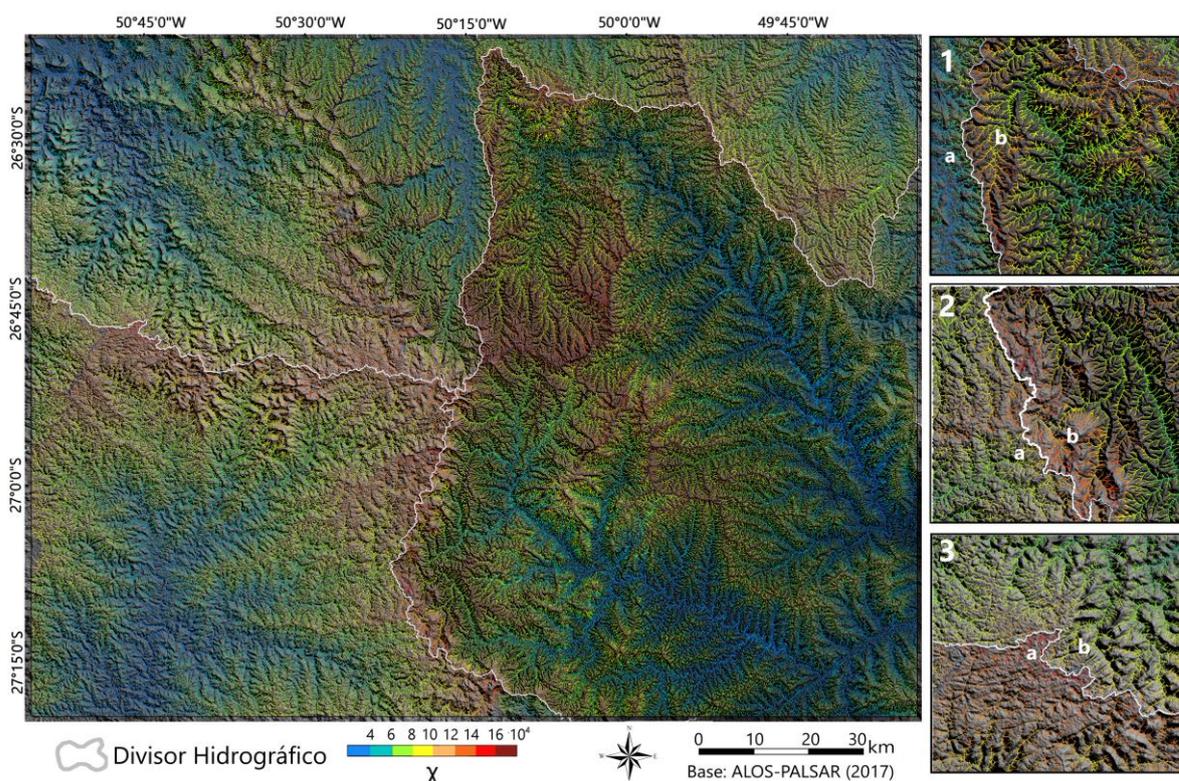


Figura 46: Valores de χ mapeados a partir de dados de radar Alos-Palsar (ARS DAAC 2015) para o tríplice divisor Itajaí-Açu – Uruguai – Iguaçu (Paraná), em Santa Catarina. O Exemplo 1 mostra o divisor entre os rios Canoinhas (Paraná) (a) e Itajaí do Norte (b); no exemplo 2 o foco é sobre a dinâmica erosiva entre os rios Toldos e Taió (b - afluentes do rio Itajaí do Oeste) em um lado do divisor e o rio Alagado e outros afluentes do rio das Pedras (afluentes do rio Uruguai) (a) no outro lado do divisor. Por fim, o exemplo 3 mostra a dinâmica entre afluentes dos rios Iguaçu (b - a norte) e Uruguai (a - a sul) no Planalto de Caçador, e, mesmo com uma agressividade menor da denudação, o processo de rearranjo é evidenciado pelos contrastes nos valores de χ .

Valores contrastantes de χ não são exclusividades dos divisores de grandes bacias hidrográficas. Por exemplo, nota-se um importante processo de rearranjo fluvial em curso entre os rios Itajaí do Norte e Itajaí do Oeste, ambos tributários do rio Itajaí-Açu (Figura 46). Portanto, processos regionais e locais mostram que o rearranjo fluvial ocorre em diferentes escalas temporais e espaciais. Para uma melhor caracterização desses processos, três exemplos específicos são apresentados na Figura 46 (caso 1, 2 e 3). No caso 1, o rio Itajaí do

Norte (os perfis longitudinais estão representados na figura 45) estabeleceu suas cabeceiras a mesma elevação que os afluentes do rio Canoinhas, constituindo o melhor exemplo de contraste entre valores de χ na área de estudo – que evidencia os processos de disputa entre as bacias hidrográficas. O caso de estudo 2 (Figura 46) mostra os rios Toldos e Taió (tributários do rio Itajaí do Oeste) drenando o planalto que inicialmente pertenceu aos tributários do rio Uruguai (tal é o caso do rio Alagado, perfil longitudinal na figura 45). Em ambos os exemplos, os rios que drenam diretamente para o Atlântico têm nível de base mais baixo, maior declividade e relevo que as bacias continentais do outro lado do divisor. Por fim, o estudo de caso número 3 (Figura 46) retrata rearranjos fluviais na Serra do Repartimento. Apesar de o nível de base, relevo e declividade ser semelhante, morfologias e valores contrastantes de χ indicam que rearranjos fluviais também ocorrem nessa área (Figura 46).

Como anteriormente reportado, perfis topográficos e evidências morfológicas sugerem uma persistência dos processos de rearranjo fluvial em longo-prazo. Cotovelos situados a diferentes distâncias dos divisores também sugerem diferentes gerações de capturas. Grandes capturas regionais foram responsáveis pelo desenvolvimento de patamares morfológicos, com o melhor exemplo sendo o da captura de parte da bacia do rio Canoinhas pelo rio Itajaí do Norte (Figura 47). Tentou-se reconstruir a antiga morfologia da bacia e assim calcular a variação de assimetria utilizando-se do fator de assimetria de Hare e Gardner (1985). Se considerarmos a morfologia atual a assimetria é bem marcada ($AF = 25$) (Figura 47). Entretanto, considerando a parte da bacia do rio Itajaí do Norte que antes pertencia ao rio Canoinhas, o fator de assimetria passa a $AF = 52$), ou seja, um valor característico de uma bacia simétrica. Esse parâmetro, em conjunto com os valores de χ e perfis longitudinais permitiu destacar esse processo de captura.

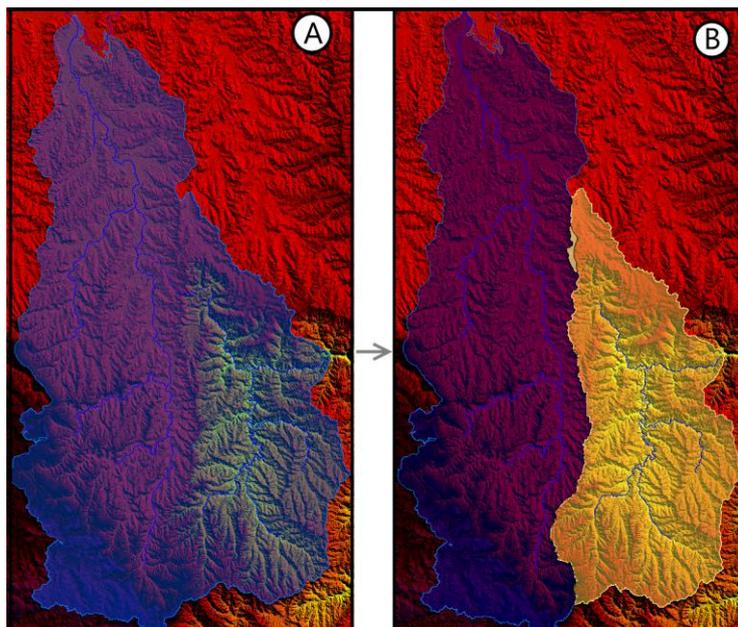


Figura 47: Processo de captura de parte da bacia do rio Canoinhas pelo rio Itajaí do Norte. Como consequência dessa captura, atualmente a bacia do rio Canoinhas apresenta forte assimetria (valores de $AF = 25$). Uma reconstrução do antigo limite da bacia e a nova aplicação do índice mostra que este originalmente mostrava uma bacia simétrica, com fator AF de 52

Perfis topográficos mostram que atualmente vales encaixados ocorrem na Depressão, contrastando com vales localizados em altitudes muito superiores no Planalto (linhas pretas nos perfis 1,2 e 3 da Figura 48). Vales confinados estão localizados especialmente na bacia do Itajaí-Açu e ao longo do limite dessa unidade com as bacias continentais. Tais feições estão associadas com altas declividades e elevações residuais (Figura 48). Essas feições de relevo podem ser encontradas ao longo de toda a área estudada, mas de modo marcante na bacia do Itajaí-Açu onde a amplitude altimétrica pode exceder os 500 metros (Figura 48). Essas amplitudes são menores no limite entre as bacias continentais – Iguaçu e Uruguai – mesmo assim podem atingir os 300 metros. Morfologias em escadaria atestam para pulsos de rejuvenescimento da erosão por rebaixamento do nível de base e incisão da rede fluvial. Em resumo, valores de RDE, perfis topográficos e fluviais mostram que as cabeceiras dos afluentes dos rios Itajaí do Oeste e do Norte se localizam em altimetrias típicas das drenagens do Uruguai e Iguaçu. É razoável, então, sugerir que essas cabeceiras pertencem morfologicamente a bacias continentais e foram ‘roubadas’ pelas drenagens oceânicas. Apenas aquelas áreas localizadas a leste do escarpamento da Serra Geral representam, assim, paisagens típicas da bacia do Itajaí-Açu (Figura 48).

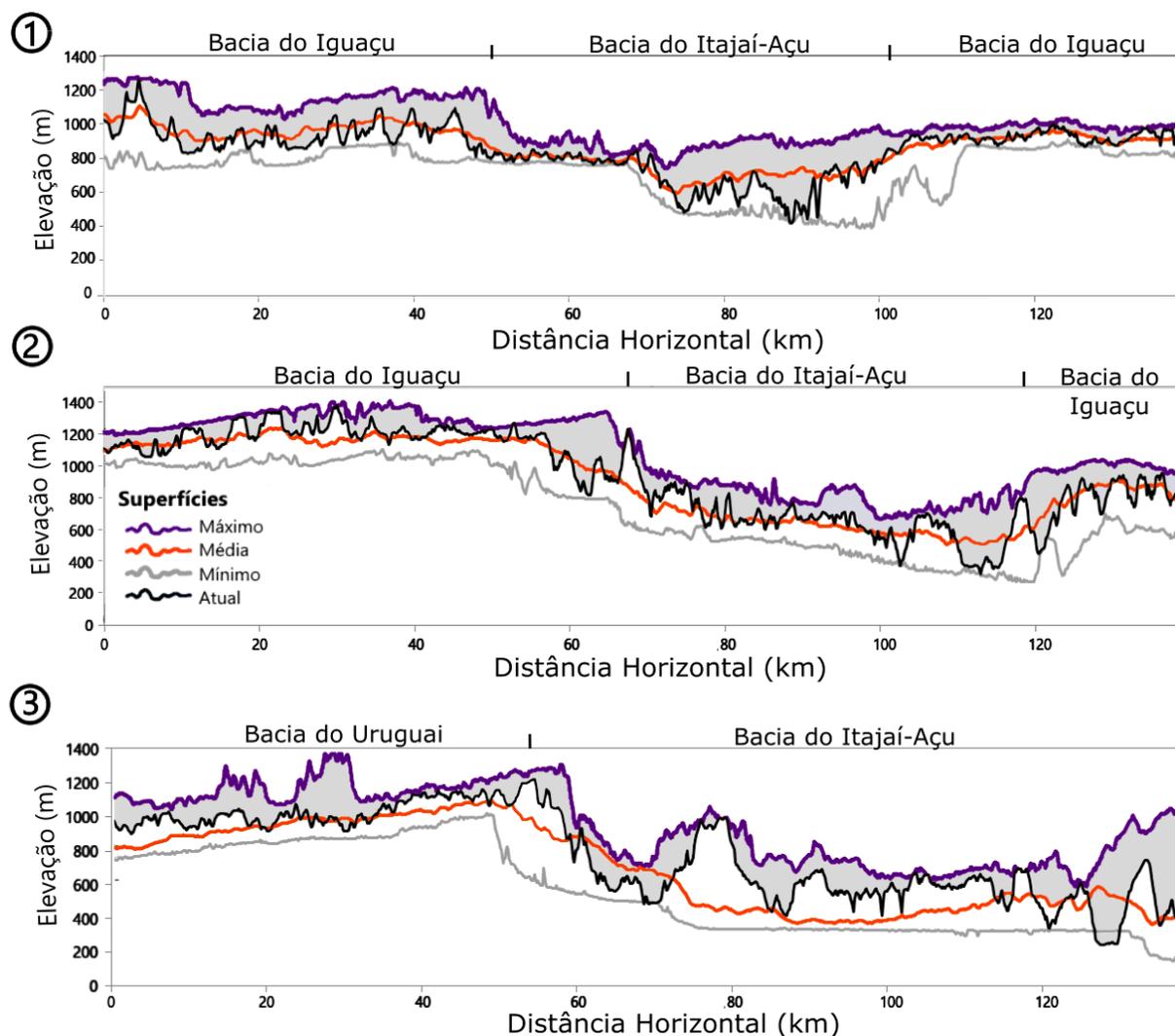


Figura 48: Perfis de *Swath* construídos a partir de uma janela móvel de 10 km. A superfície elaborada a partir das elevações máximas (em roxo) corresponde às cristas e pode ser utilizada para identificar feições da paleotopografia, tais como paleosuperfícies. As linhas laranja representam a elevação média ao longo da janela considerada, enquanto a linha preta representa a superfície atual. A linha cinza representa as elevações mínimas que correspondem aos fundos dos vales. A área pintada em cinza representa o relevo geofísico (Champagnac et al. 2014) e é um importante proxy para incisão (consiste na área contida entre a linha de elevação máxima e a linha da topografia atual)

Para caracterizar o paleorelevo e destacar as mudanças na morfologia da paisagem, três perfis de *Swath* foram organizados para a área de estudo (Figura 48). Localizado na parte norte do recorte de estudo, o perfil 1 sugere uma maior extensão inicial do Planalto de Caçador (Sordi et al. 2016). Isso se evidencia pela distribuição dos valores máximos de elevação (cerca de 1.300m), a presença de um proto vale do rio Timbó e uma escarpa da Serra Geral mais proeminente (Figura 48). Ao longo desse perfil de *Swath*, os rios Canoinhas e Itajaí do Norte exibiam elevações semelhantes (cerca de 1.000 m) indicando incisão pouco pronunciada dos seus vales e a ausência de diferenças marcantes de elevação entre as duas bacias hidrográficas. De fato, o perfil de mínima elevação (superfície de dissecação) projeta

uma continuidade desses processos com a conseqüente formação de dois patamares, marcados por uma superfície plana e um aumento na diferença da elevação entre esses patamares (drenados pelas bacias do Iguaçu e Itajaí-Açu) (Figura 48).

Ao longo do perfil 2 (Figura 48) as elevações máximas permitem identificar duas superfícies que mergulham para oeste na bacia do rio Iguaçu (situadas a 1.300 e 1.200 m, respectivamente) (Figura 48). Isso sugere que: (a) a bacia do rio Iguaçu exibia diferentes elevações no passado; e (b) a incisão dos tributários do rio Itajaí-Açu já era um processo importante no passado. Nesse cenário, a incisão do rio Itajaí do Norte teria sido maior, por fim, seria responsável pela assimetria na bacia, onde o curso principal do rio Itajaí do Norte estaria confinado à sua margem esquerda (lado direito no perfil de *Swath*) (Figura 48). O perfil de dissecação por sua vez projeta a formação de uma nova superfície plana na bacia do rio Iguaçu com uma diminuição da amplitude altimétrica entre as bacias do Iguaçu e Itajaí-Açu.

A linha de máxima elevação no perfil de *Swath* 3 (Figura 48) sugere terem ocorrido processos de inversão de relevo e, em alguns locais, aplainamento do relevo. A Serra Geral marcaria um contato abrupto (cerca de 300 m) entre as bacias interiores e costeiras e que provavelmente exibia uma amplitude maior no passado que no presente. Os rios Itajaí do Oeste e Itajaí do Norte já haviam cravado seus vales, mesmo que em altitudes superiores as atuais. O perfil de elevação mínima revela uma tendência de continuidade do aplainamento no limite entre as bacias do Uruguai e Itajaí-Açu. Além disso, nesse cenário futuro, o divisor entre os rios Itajaí do Oeste e Itajaí do Norte seria erodido, e uma superfície plana conectaria essas bacias hidrográficas.

No tríplice divisor hidrográfico Uruguai, Paraná (Iguaçu) e Itajaí-Açu, taxas de denudação derivadas de isótopos cosmogênicos variam entre $2,8 \pm 0,3$ e $58,8 \pm 7,6$ m/Ma (Tabela 6). Três grupos de amostras foram considerados para análise estatística: 1) o Planalto de Caçador 2) O planalto das Araucárias; e 3) o Escarpamento. Nos planaltos de Caçador e Araucárias, o agrupamento das amostras resultou em médias ponderadas de $3,1 \pm 0,2$ m/Ma e $6,5 \pm 0,4$ m/Ma, respectivamente. Para as amostras localizadas ao longo dos escarpamentos, a média ponderada foi quase oito (8) vezes maior, ou seja, $46,8 \pm 3,6$ m/Ma (Tabelas 5 e 6). Essas taxas de denudação cosmogênicas são caracterizadas por tempos de integração que variam de 10^4 anos (rio Carneiro) a $2 \cdot 10^5$ anos (rio Perdizinha). Períodos de integração longos como os supramencionados indicam que as taxas de denudação derivadas de ^{10}Be cosmogênico produzido *in-situ* são representativas para o estudo da evolução de longo-prazo da paisagem no sul/sudeste do Brasil.

Tabela 5: Características das amostras e concentrações ^{10}Be produzidas in-situ

Identificação da Amostra	Localização da Amostra		Fatores de Escala			Taxas de Produção Média						
	Lat (°)/ Lon (°)	Elevação Média	Proteção do Relevo	Fator de Stone*	Pressão Atm (mbar)	Média P _n *	Média P _{μs} **	Média P _{μf} **	^{10}Be Mensurado (at./g)	Erro ^{10}Be (at./g)	Taxa de Den. (m/Ma)	Tempo de Integração (a) Lal 1991
2.1 Rio do Meio	26°46' 0.0"S/ 50°33'56.9"W	1237	0.997	1.98	873	7.7	0.021	0.052	1200822	50631	3.8±0.4	140217±14354
2.2 Ribeirão Perdizinha	26°52'2.8"S/ 50°43'53.9"W	1199	0.997	1.93	877	7.7	0.020	0.052	1550350	86765	2.8±0.3	204630±22261
3.1 Rio Correntes	26°54'7.8"S/ 50°19'20.8"W	1229	0.999	1.97	874	7.7	0.021	0.052	757181	25696	6.3±0.7	94899±9420
3.2 Rio Canoinhas	26°46'6.0"S/ 50°16'36.9"W	1191	0.996	1.92	878	7.9	0.020	0.052	132433	16245	38.7±6.0	16080±2478
5.1 Ribeirão Carneiro	26°56'09.5"S/ 50°13'03.9"W	891	0.986	1.56	911	6.2	0.017	0.048	79264	6537	58.8±7.6	10620±1366
6.3 Rio dos Toldos	27°07'02.5"S/ 50°22'41.2"W	1029	0.994	1.72	896	7.4	0.019	0.050	93621	8305	54.7±7.3	11400±1513
6.1 Córrego do Alagado	27°09'8.8"S/ 50°16'39.3"W	1130	1.000	1.85	885	6.9	0.020	0.051	758035	23358	5.9±0.6	101213±9943
7.2 Rio Itajaí do Norte	26°26'46.9"S/ 50°11'07.8"W	754	0.998	1.38	926	5.5	0.017	0.047	108434	20717	38.2±8.2	16272±3500
8.1 Ribeirão Costa-Carvalho	26°29'12.3"S/ 49°56'42.1"W	831	0.999	1.46	917	5.9	0.017	0.048	247362	7774	17.1±1.8	36135±3788
8.2 Rio Bituva	26°28'30.3"S/ 49°46'10.8"W	926	1.000	1.57	907	6.3	0.018	0.049	494653	28182	8.7±1.0	69682±7944

*Como definido por Stone (2000); **de acordo com Braucher et al. (2011). P_n é a taxa de produção de espalação média da bacia hidrográfica e P_{μs} e P_{μf} representam a produção total de nêutrons e múons rápidos e lentos (BRAUCHER et al. 2011)

Tabela 6: Atributos de relevo e características geológicas das bacias hidrográficas amostradas

Amostra	Litologia	Densidade Média (g/cm ³)	Relevo (m)	Amplitude Alt. (m)	Elev. Mínima (m)	Declividade (°)	Área da Bacia (km ²)
2.1 Rio do Meio	basalto, riolito (Grupo São Bento)	2.8±0.2	189	365	1048	11	33
2.2 Ribeirão Perdizinha	basalto, riolito (Grupo São Bento)	2.8±0.2	183	350	1016	10	68
3.1 Rio Correntes	basalto, arenito intertrapp (Grupo São Bento)	2.8±0.2	95	200	1134	6	29
3.2 Rio Canoinhas	basalto, arenito (Grupo São Bento) e rochas sedimentares do Grupo Passa Dois	2.6±0.2	388	502	803	8	35
5.1 Ribeirão Carneiro	basalto, arenito (Grupo São Bento) e rochas sedimentares do Grupo Passa Dois	2.6±0.2	303	754	561	19	29
6.3 Rio dos Toldos	basalto, arenito intertrapp (Grupo São Bento)	2.8±0.2	61	144	1069	5	14
6.1 Córrego do Alagado	basalto, arenito (Grupo São Bento) e rochas sedimentares do Grupo Passa Dois	2.6±0.2	378	537	650	11	18
7.2 Rio Itajaí do Norte	rochas sedimentares do Grupo Passa Dois	2.6±0.2	195	358	559	9	80
8.1 Ribeirão Costa-Carvalho	rochas sedimentares do Grupo Guatá	2.6±0.2	205	343	626	9	27
8.2 Rio Bituva	rochas sedimentares do Grupo Guatá	2.6±0.2	45	122	881	4	50

Com base na litologia as bacias amostradas podem ser divididas em: riolitos e basaltos da formação Serra Geral, Grupo São Bento (n = 4); rochas sedimentares (n = 6). Ainda é possível subdividir essas categorias entre bacias que drenam riolitos e basaltos (Grupo São Bento) (n = 2), bacias que drenam basaltos e por vezes camadas *intertrapp* (n = 2), bacias que drenam rochas sedimentares do Grupo Passa Dois (n = 4) e rochas sedimentares do Grupo Guatá (n = 2) (Figura 49). Taxas de denudação significativamente mais baixas foram registradas em áreas de afloramento de rochas vulcânicas (riolitos e basaltos) cuja média ponderada é $3,1 \pm 0,2$ m/Ma, em relação àquelas situadas em áreas de basalto e arenitos *intertrapp*, nas quais a média ponderada é $6,5 \pm 0,4$ m/Ma. Taxas de denudação ainda mais agressivas foram mensuradas em bacias drenando rochas sedimentares dos grupos Guatá e Passa Dois nas quais a média ponderada é $10,6 \pm 0,9$ m/Ma e $46,8 \pm 3,6$ m/Ma, respectivamente (Tabela 6). Essa diferença também pode ser explicada pela respectiva posição topográfica e os valores de declividade (Tabela 5).

As taxas de denudação evidenciam correlação positiva com os atributos de relevo ($r^2 = 0,8$), declividade ($r^2 = 0,7$), e elevação mínima ($r^2 = 0,6$) (Figura 49). Amostras retiradas do

Planalto de Caçador, que se desenvolvem sobre substrato riolítico, experienciam denudação muito mais lenta que as demais não foram consideradas nas relações de regressão por serem *outliers*. Atributos de relevo mostram valores mais elevados ao longo das escarpas (especialmente a Serra Geral) (n = 5) e valores mais baixos nos planaltos (n = 5). Ao longo da Serra do Repartimento, apesar dos índices elevados de relevo, amplitude altimétrica e declividade, as taxas de denudação são baixas. Finalmente, não há correlação entre área drenada e as taxas de denudação (Figura 49).

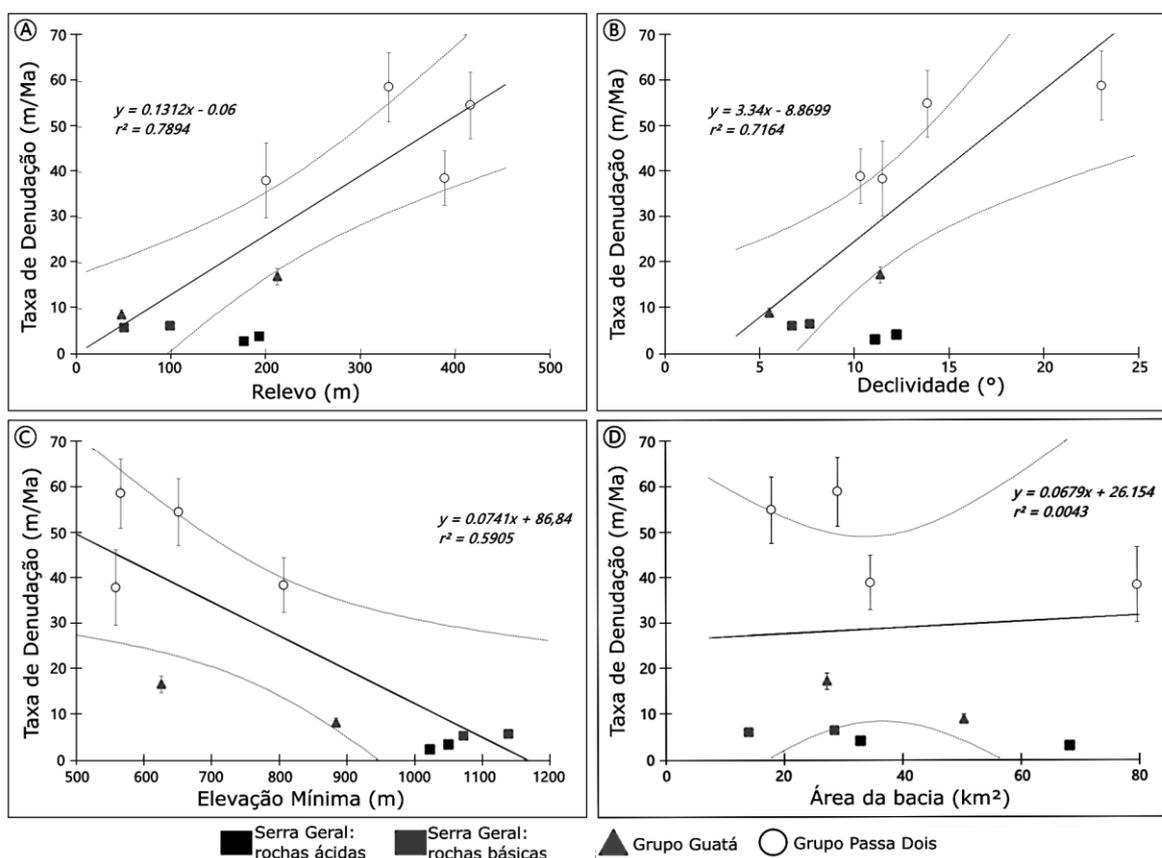


Figura 49: Gráficos de regressão relacionando as taxas de denudação e parâmetros geomorfológicos: (A) relevo; (B) declividade; (C) elevação mínima; (D) área de drenagem. Gráficos estão distribuídos em ordem decrescente de correlação: correlação mais forte em 'A' e ausência de correlação em 'D'. Círculos brancos se referem a amostras do Grupo Passa Dois (sedimentar); Triângulos cinza são amostras onde predominam materiais pertencentes ao Grupo Guatá (sedimentar). Quadrados cinza representam predominância de basaltos/arenitos do Grupo São Bento, enquanto os quadrados pretos se referem a amostram onde prevalecem basaltos e riolitos da Formação Serra Geral (Grupo São Bento)

Taxas de denudação mais aceleradas são encontradas nas bacias hidrográficas com perfis longitudinais mais íngremes e com quebras de relevo mais proeminentes (rios Carneiro, Toldos e Canoinhas) (Figura 49) como também observado na Serra do Mar por Salgado et al. (2014). Por outro lado perfis longitudinais suaves e contínuos são relacionados a bacias onde as taxas de denudação são mais lentas (rios Bituva, Alagado e Correntes) (tabela 5 e 6; Figura 49). Os rios que mostram perfis mais complexos e taxas de denudação mais aceleradas

também correspondem àqueles situados em áreas que concentram anomalias de drenagem e feições de rearranjo fluvial, além de exibirem os valores mais contrastantes de χ (Figura 46).

7.1 DISCUSSÃO

Na Serra Geral, taxas de denudação derivadas das concentrações do ^{10}Be cosmogênico produzido *in-situ* em conjunto com parâmetros geomorfométricos indicam que o mecanismo evolutivo principal é o recuo paralelo do escarpamento em direção oeste devido à erosão remontante das drenagens oceânicas. Apesar de Potter et al. (2013) relacionarem o recuo da Serra Geral no Rio Grande do Sul a movimento de massa, isso não foi evidenciado na Serra Geral Catarinense. Tal recuo se dá na direção E – W facilitada por linhas de fraqueza estrutural (lineamentos). A influência morfoestrutural no processo de denudação se manifesta nas áreas onde há elevada concentração de feições associadas ao rearranjo fluvial: cotovelos de captura, canais decapitados e vales superdimensionados (SORDI et al. 2015a). Por sua vez, tais áreas exibem maior densidade de lineamentos e *knickpoints*. A litoestrutura também possui um importante papel na diferenciação da forma dos vales e, em última análise, da morfologia da paisagem, devido a diferentes padrões de fraturamento e acomodação das camadas (Sordi et al. 2017).

Devido a maior homogeneidade litoestrutural e das menores amplitudes altimétricas/declividades, a erosão fluvial remontante é menos eficiente a oeste da Serra Geral. De fato, os rios com perfis mais íngremes, maiores valores de índice RDE (Figura 45) se localizam em áreas com maior densidade de elementos estruturais, tais como *knickpoints* e lineamentos. Tais drenagens se localizam nas bacias hidrográficas onde os processos de denudação são mais ativos (Tabela 5 e 6). Esse conjunto compõe forte evidência da atuação de processos fluviais de rearranjo na área (Figura 46). Em outras palavras, a evolução do Planalto das Araucárias ocorre mais lentamente que no limite entre bacias oceânicas e interiores.

Além disso, os dados apresentados ressaltam a importância dos níveis de base regionais no controle das taxas de denudação. Os tributários dos rios Iguazu e Uruguai – que drenam o planalto em direção oeste - têm seus níveis de base controlados pelos rios Iguazu e Canoas, respectivamente. Apesar de altimetricamente mais elevados, esses terrenos se caracterizam por taxas de denudação mais lentas. Enquanto isso, os tributários do rio Itajaí-Açu, que drenam um degrau mais baixo de relevo a leste da escarpa diretamente para o Oceano Atlântico são caracterizados por taxas de denudação até dez vezes mais rápidas.

Perfis longitudinais, topográficos e de *Swath*, assim como os valores mapeados de χ e as taxas de denudação contrastantes nas margens opostas dos divisores – quase dez vezes mais agressivas na face oceânica do divisor Itajaí-Açu/Uruguai – mostram que as anomalias locais e regionais resultam de uma série de rearranjos fluviais. Como o mecanismo principal envolvido é a decapitação, algumas feições típicas de pirataria fluvial estão ausentes (canais abandonados, vales secos, depósitos correlativos ou outras evidências que geralmente se produzem em curto prazo). Processo comum em escarpamentos, a decapitação é muito difícil de ser evidenciada já que as maiores provas desse processo são apagadas da paisagem (SCHMIDT 1989; BISHOP 1995; PRINCE et al. 2010; CHEREM et al. 2012; SALGADO et al. 2016). Mesmo assim, a decapitação pode ser evidenciada por parâmetros morfométricos (anomalias no índice RDE, perfis longitudinais e topográficos e os valores de χ mapeados) (Figura 45, 46, 47 e 48).

No Planalto das Araucárias, indícios de rearranjos fluviais quaternários por expansão e recuo dos tributários do rio Uruguai e do rio Iguaçu (Paisani et al 2012; 2013) também evidenciam desequilíbrios nesse divisor hidrográfico. Os processos geomorfológicos resultam de variações locais de litoestrutura, nível de base e da tectônica. Não obstante, na Serra Geral, tais registros são mais raros devido a maior agressividade da denudação, que apagou do registro estratigráfico a maioria das evidências.

Elevações residuais, outro importante *proxy* para mudanças de nível de base e rearranjos fluviais, existem em toda a área do tríplice divisor hidrográfico (Sordi et al. 2015a). Na bacia do rio Itajaí-Açu, tais elevações residuais mostram altitude semelhante aquela do planalto existente nas bacias dos rios Uruguai e Iguaçu. Como já observado no capítulo anterior, tal observação reforça que, em algum momento do passado, tais áreas estiveram conectadas a rede de drenagem das bacias interiores (rios Paraná e Uruguai). Entretanto, a dinâmica denudacional mudou essa configuração: devido ao fato dos afluentes do Itajaí-Açu possuírem nível de base mais baixo, perfil topográfico mais declivoso e, conseqüentemente, maior poder de dissecação, esses canais recuaram por erosão remontante em direção ao planalto de Santa Catarina (a oeste). Depois de capturadas, essas áreas passaram a drenar em direção ao Oceano Atlântico. Uma denudação cerca de dez (10) vezes mais agressiva a leste da escarpa $56,6 \pm 5,2$ m/Ma na Serra Geral) que no planalto ($6,1 \pm 0,4$ m/Ma na bacia do Uruguai) reforça tal ideia. Na Serra do Iraputã, entre os tributários dos rios Itajaí-Açu e o Iguaçu, as bacias do Itajaí do Norte e do Canoinhas as taxas de denudação são similares, $38,2 \pm 8,2$ m/Ma e $38,7 \pm 6,0$ m/Ma, respectivamente. A leste na Serra da Moema, as taxas de denudação são duas vezes mais aceleradas a leste do escapamento ($17,1 \pm 1,8$ m/Ma na bacia

do rio Costa-Carvalho) que sobre o planalto ($8,7 \pm 1,0$ m/Ma na bacia do rio Bituva). Áreas ricas em elevações residuais, não ocorrem apenas na bacia hidrográfica costeira (rio Itajaí), mas também em uma extensa faixa no interior da bacia do rio Paraná (Iguaçu) inclusive com maior expressão nessas unidades hidrográficas (Figura 47). Este fato leva a considerar um importante processo de recuo da Serra Geral também de nordeste (NE) para sudoeste (SW), na bacia do rio Paraná (Iguaçu), reforçado pela acelerada taxa de denudação encontrada na bacia do alto rio Canoinhas ($38,7 \pm 6,0$ m/Ma).

Processos de rearranjo fluvial ao longo de escarpamentos de margem passiva também foram reportados nos Western Goats (Índia) por Harbor e Gunnell (2007) e no escarpamento Blue Ridge, nos Estados Unidos por Prince et al. 2010, além de estudos na Serra do Mar brasileira Oliveira e Queiroz-Neto 2007, Cherem et al. 2012; Salgado et al. 2014 e 2016). Além disso, Harbor e Gunnell (2007), Prince et al. (2010) e Cherem et al. (2012) retrataram processos de rearranjo fluvial, que, em última análise resultam em um recuo paralelo dos divisores hidrográficos e dos escarpamentos de margem passiva.

A paleomorfologia do relevo inferida a partir dos perfis de *Swath* é consistente com as análises morfométricas e as taxas de denudação apresentadas aqui, as quais mostram o avanço progressivo da denudação por meio da ação da rede hidrográfica. Além disso, o processo de captura do rio Canoinhas pelo Itajaí do Norte (Figura 47) representado no perfil 1 da Figura 48 ilustra o processo incisão através de pulsos episódicos do nível de base devido a reorganização fluvial. Tal processo é recorrente como mostra o encaixado vale do rio Itajaí do Norte. Não obstante, as reconstruções do paleorelevo e projeções de cenários futuros indicam um equilíbrio dinâmico da morfologia paisagem, já que o escarpamento se mantém ao longo do tempo. A partir dos perfis de *Swath* (Figura 48) é possível inferir a persistência de processos de rearranjo fluvial no futuro, nesse caso no divisor Itajaí do Oeste/Itajaí do Norte, como também sugerido pelos mapas de χ . Assim, mesmo que as formas de relevo de maior magnitude, a exemplo da Serra Geral, sejam persistentes na paisagem, o relevo está sendo continuamente modificado por processos de rearranjo fluvial.

A significativa correlação entre os atributos geomorfológicos, litologia e as taxas de denudação mostram que a topografia, nível de base e erosão diferencial controlam a evolução do relevo em longo-termo. Tais resultados são compatíveis com as conclusões de outros estudos realizados na Serra do Mar brasileira, mesmo que nenhum deles tenha medido diferenças tão significativas entre as faces opostas do divisor, como na Serra Geral. As taxas de denudação mensuradas nesse estudo variam entre $2,8 \pm 0,3$ e $58,8 \pm 7,6$ m/Ma) e são similares aquelas determinadas por Salgado et al. (2013) no Estado do Paraná (8,3 a 47,7

m/Ma); por Salgado et al. (2016) no Estado do Rio de Janeiro (6,1 a 48,8 m/Ma); e por González et al. (2016) na Serra do Mar nos estados do Rio de Janeiro e Santa Catarina (13,0 a 90,0 m/Ma). Além disso, esses resultados evidenciam taxas de denudação mais agressivas na Serra Geral catarinense (55 ± 7 e 59 ± 8 m/Ma) que na Serra do Mar no mesmo estado (27 ± 13 m/Ma). Essa diferença por ser explicada pela menor resistência à erosão oferecida pelas rochas vulcânicas e sedimentares existentes na Serra Geral em relação aquelas rochas metamórficas aflorantes na Serra do Mar (Pães – de – açúcar) (Macedo 1989; Gilchrist e Summerfield 1994, Salgado et al. 2013). Tal distinção reforça a importância da litoestrutura e da erosão diferencial para a evolução de longo-prazo no sul e sudeste do Brasil.

Estudos em diferentes contextos geológico-geomorfológicos têm demonstrado que a correlação positiva entre os atributos de relevo e as taxas de denudação está relacionada ao rebaixamento do nível de base, que, por sua vez, tem relação com a tectônica (Matmon et al. 2003; Von Blanckenburg, 2005; Sullivan et al. 2007; Vanacker et al. 2007; Cherem et al. 2012). Por outro lado, valores baixos de denudação regionais observados em escarpamentos são interpretados como resultantes de uma condição de equilíbrio dinâmico (Cockburn et al. 2000; Bierman e Caffee 2000; Hancock e Kirwan 2007; Sullivan et al. 2007).

Apesar de alguns estudos de termocronologia, notavelmente traços de fissão de apatita, terem sido realizados na costa leste Brasileira, apenas dois deles se focaram sobre o Estado de Santa Catarina (Jelinek et al. 2003; Karl et al. 2013). Jelinek et al. 2003 sugerem que o último evento tectônico que se refletiu em considerável aceleração das taxas de denudação ocorreu entre ~70 e 50 Ma. A área de estudo está localizada entre os blocos sul e central de Karl et al. (2013). O bloco central esteve em equilíbrio entre 100 – 40 Ma, com uma lenta exumação de 1.2 m/Ma, que se intensificou rapidamente, atingindo 75 m/Ma desde 30 Ma. O bloco sul se divide entre parte leste e parte oeste. A leste, lentas taxas de exumação são registradas nos últimos 140 Ma: 4 m/Ma entre 140 e 70 Ma; e 5 m/Ma nos últimos 70 Ma. A leste, oeste, por outro lado, uma rápida exumação (50 m/Ma) foi registrada entre 90 – 80 Ma a qual se seguiu uma longa fase de estabilidade (de 80 a 10 Ma) caracterizada por taxas de exumação da ordem de 4 m/Ma.

Em adição, a taxa de denudação aqui reportada para o Planalto das Araucárias – amostra 8.2, rio Bituva, 8 m/Ma – na margem esquerda do rio Iguaçu é similar a taxa de denudação de 9 m/Ma para os últimos 35 Ma mensuradas a partir de dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U–Th)/He em lateritas no Segundo Planalto Paranaense, a norte da área de estudo (Riffel et al. 2015). Esses dados de traços de fissão de apatita e geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e (U–Th)/He indicam que, no Planalto das Araucárias, a intensidade do processo denudacional, em média,

não mudou significativamente nos últimos 30 Ma, concordando com as conclusões de Potter et al. 2013, os quais consideram que a paisagem atual começou a ser modelado durante o Mioceno. Tal compatibilidade nas taxas de denudação reforça a consistência em longo-prazo das taxas de denudação obtidas a partir da concentração de ^{10}Be em sedimentos fluviais, como já sugerido pelas taxas de integração de $10^4 - 10^5$ anos.

Por sua vez, os perfis de *Swath* fornecem um *proxy* para rebaixamento das superfícies por meio do ‘relevo geofísico’, o qual representa a diferença entre a linha de máximas elevações e a topografia atual. Como os perfis de *Swath* permitem integrar volumes, é possível relacionar o relevo geofísico ao volume mínimo erodido (Champagnac et al. 2014). Portanto, ao relacionar as taxas de denudação derivadas do ^{10}Be com o relevo geofísico é possível estimar uma data inicial para os processos de denudação (ver discussão em Siame et al. 2015). Se taxas de denudação podem ou não ser propagadas para escalas de tempo maiores de 100 ka é uma importante questão (ver debate em Siame et al. 2015). Entretanto, como as taxas de denudação nessa região brasileira são, aparentemente, relativamente estáveis ao longo dos últimos 30 Ma (Riffel et al. 2015), se assume que as taxas de denudação calculadas a partir da concentração de isótopos cosmogênicos em pequenas bacias hidrográficas podem ser expandidas para o longo-prazo. Nesse contexto, é possível fazer inferências a respeito de períodos de operação dos processos de degradação dos planaltos.

O Planalto de Caçador, que se constitui como a superfície somital, tem sido erodido desde 61 ± 7 Ma e pode, desta forma, ser considerada a superfície mais antiga na região (profile 1, Figura 7). Em uma elevação mais baixa, o Planalto das Araucárias, em sua parte pertencente a bacia do rio Iguaçu (ao longo e a leste da Serra Geral) tem sido rapidamente erodido e a linha máxima no perfil de *Swath* corresponde a uma superfície de erosão datada entre 5 ± 1 e 7 ± 1 Ma (profile 1, Figura 4). Ao longo do divisor entre bacias oceânicas e continentais as idades de início da denudação (3 ± 1 Ma), são as mais jovens da área estudada. No interior da bacia do Itajaí-Açu as idades aumentam para 15 ± 2 Ma. Estudos clássicos no Brasil (Ab’Saber, 1949; Bigarella e Andrade, 1965; Bigarella et al. 1965 a, b; Maack, 2001) retratavam uma superfície terciária quase plana conectando o Planalto das Araucárias e a área a leste da Serra Geral – a depressão do rio Itajaí (Sordi et al. 2016). Também advogam para esta hipótese, numerosas elevações residuais na área da depressão do rio Itajaí-Açu. Dito isso, se esta superfície de fato existiu, ela deve datar entre 25 ± 3 e 30 ± 1 Ma. A sul, o relevo geofísico na bacia do rio Itajaí-Açu (perfil 3, Figura 7) sugere datas de entre 8 ± 1 e 20 ± 2 Ma. A paleosuperfície terciária que hoje é drenada pelos rios Itajaí do Oeste e Itajaí do Norte, tributários do rio Itajaí-Açu, deveriam datar entre 35 ± 4 e 43 ± 5 Ma.

Aplicando a relação de Heimsath et al. (2006) na qual o recuo do escarpamento é igual à taxa de denudação dividida pela tangente do ângulo médio do escarpamento, pode-se estimar a taxa de recuo do mesmo. Aqui as taxas estimadas são aproximadamente 160 m/Ma na área do rio dos Toldos e por volta de 120 m/Ma próximo ao tríplice divisor. A norte, próximo as cabeceiras do rio Itajaí do Norte, o escarpamento recua a cerca de 140 m/Ma e a leste, na bacia do rio Costa-Carvalho 80 m/Ma. Mesmo ao longo de seu setor noroeste a Serra Geral parece recuar. Nessa área, no interior da bacia do rio Iguaçu, onde a Serra Geral não representa o divisor hidrográfico entre grandes bacias, o escarpamento recua a taxas de cerca de 85 m/Ma. Tais taxas de recuo são similares aquelas propostas por Heimsath et al. (2006) e Vanacker et al. (2007) para as escarpas de margem passiva na Austrália e Sri Lanka, respectivamente.

A morfogênese da paisagem regional resulta, regionalmente, de uma complexa evolução dinâmica capitaneada pela rede hidrográfica por meio de processos de rearranjo fluvial. Por meio da erosão remontante, bacias oceânicas evoluem expandindo suas áreas em detrimento das bacias interiores, que drenam para oeste. Em última análise, tais rearranjos fluviais levaram a uma modificação de toda a paisagem, onde a incisão da rede hidrográfica e a dissecação fluvial tendem a rebaixar o relevo como um todo. Tal processo provavelmente teve início quando o rio Itajaí-Açu, antes apenas outro pequeno rio costeiro, erodiu a Serra do Mar e começou a drenar o que antes era o Planalto das Araucárias, modificando completamente a sua dinâmica erosiva e evolutiva. A partir desse momento, processos fluviais se tornaram mais agressivos, e a partir de linhas de fraqueza estrutural do substrato, processos ascendentes de rearranjos fluviais, principalmente por decapitação, foram responsáveis pela extensão da bacia do rio Itajaí-Açu para oeste, integrando ao nível de base oceânico os segmentos que antes pertenciam às bacias continentais.

7.2 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A maior área capturada na margem passiva leste Sul-Americana, aquela do rio Itajaí-Açu, continua evoluindo por meio da intensa dissecação promovida por rearranjos de drenagem. Os rios avançam por erosão remontante seguindo zonas de fraqueza estrutural: falhas, fraturas e planos de acamamento, que também condicionam a morfologia dos vales. Ao longo da área estudada, a dissecação é mais agressiva e as taxas de denudação são mais aceleradas que em outras partes da margem passiva leste da América do Sul. A partir do momento em que o rio Itajaí-Açu rompeu a Serra do Mar e começou a drenar as terras altas, os planaltos são consumidos muito mais rapidamente por processos de rearranjos de

drenagem a medida que as bacias oceânicas incorporam áreas pertencentes a bacias continentais. Assim, o escarpamento de margem passiva não é mais o principal divisor hidrográfico entre as bacias oceânicas e continentais.

O modelo geomorfológico evolutivo proposto aqui para a Margem Passiva Sul-Americana é consistente com outros modelos anteriormente previstos para outras escarpas de margem passiva ao redor do globo, onde a rede de drenagem da face oceânica exhibe taxas de denudação mais elevadas que bacias da face continental. Nos planaltos, amostras resultam em médias ponderadas de $3,1 \pm 0,2$ m/Ma a $6,5 \pm 0,4$ nos planaltos de Caçador e Araucárias, enquanto taxas 8 vezes mais aceleradas foram determinadas ao longo dos escarpamentos, $46,8 \pm 3,6$ m/Ma (Tabela 5 e 6). Tal diferença é a maior registrada na Margem Passiva Sul-Americana e resulta de processos de superfície em um relevo de grande amplitude e clima úmido, assim como a menor resistência das rochas sedimentares e vulcânicas que sustentam esses planaltos. Entretanto, resultados reportados nesse estudo demonstram que o escarpamento da Serra Geral recuou em direção oeste a uma taxa significativamente mais lenta que previsto em modelos clássicos de evolução, apesar desse recuo lento ser esperado em uma margem passiva antiga e estável. Além disso, as evidências fornecidas aqui atestam para estabilidade do Planalto das Araucárias, no mínimo ao longo dos últimos 30 Ma.

CAPÍTULO 8: CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente capítulo busca uma síntese das conclusões obtidas em cada um dos capítulos anteriormente apresentados. Aqui, as principais ideias são analisadas em conjunto num esforço para esboçar um quadro atual e da evolução do Planalto Catarinense ao longo do Quaternário e parte do Terciário. Além disso, futuros desafios para o estudo e compreensão da dinâmica evolutiva quaternária e atual no Planalto de Santa Catarina são apontados como sugestões para futuras pesquisas na área de estudo.

Nos capítulos anteriores, a compartimentação de relevo na área de estudo revelou a existência de oito unidades do relevo (terceiro táxon de relevo para Ross (1992)) entre a Depressão do Itajaí-Açu (1.1.1. Planalto no limite entre bacias oceânicas e continentais; 1.1.2: Depressão do Alto Itajaí-Açu) e o Planalto de Santa Catarina (1.2.1: Planalto do rio Negro; 1.2.2 Planalto do rio Canoinhas; 1.2.3 Planalto intermediário interior; 1.2.4 Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu; 1.2.5 Planalto de Caçador; 1.2.6 Planalto do rio Canoas). Por sua vez, os parâmetros morfométricos mostram agrupamentos coincidentes com as diferentes litoestruturas e morfoestruturas, no interior dos compartimentos supracitados. Além disso, a correlação direta entre a morfologia da paisagem e a litoestrutura contrapõe os estudos clássicos em áreas tropicais e subtropicais que relegam a litoestrutura papel secundário (AB'SABER e BIGARELLA 1961, BIGARELLA et al. 1961; BIGARELLA e ANDRADE 1965; BIGARELLA et al. 1965). Não obstante, esses resultados reforçam estudos modernos de geocronologia no sudeste/sul do Brasil (Salgado et al. 2012; 2014; 2016; Gonzalez et al. 2016) ao mostrar a importância da erosão diferencial controlando as taxas de denudação no longo-prazo.

Dados de migração de canais, *knickpoints*, lineamentos e a direção das drenagens de baixa ordem hierárquica reforçam, que, tanto em escala regional quanto local, o nível de base e a litoestrutura controlam o processo denudacional. O controle morfoestrutural sobre os processos de reorganização fluvial se manifesta principalmente através de áreas de fraqueza estrutural (lineamentos). Por sua vez, essas áreas de fraqueza são preferenciais para o desenvolvimento da rede de drenagem – essencialmente aquela mais jovem, de baixa hierarquia hidrográfica, inclusive facilitando e, por vezes, controlando a denudação e processos relativos à reorganização fluvial. Tal reorganização fluvial é responsável por acelerada erosão nas áreas limítrofes das unidades hidrográficas, especialmente no limite entre as unidades oceânicas e continentais.

Cabe destacar, no entanto, que a litoestrutura e a morfoestrutura não influenciam a paisagem somente na escala regional. O controle litoestrutural se manifesta também no desenvolvimento de vales na área do rebordo da Bacia do Paraná em Santa Catarina. Na área estudada, a rede de drenagem se caracteriza por exibir dois tipos de vales mais frequentemente, independentemente de sua capacidade hidráulica, posição altimétrica, embasamento geológico ou hierarquia fluvial. Os mais comuns são vales em ‘V’ confinados e profundos, sem planície de inundação, onde geralmente os rios correm diretamente sobre as rochas. Também muito representativos e com trechos que podem chegar a vários quilômetros de extensão, existem vales de fundos chatos, planos, e com amplas áreas inundáveis, que se mostram como vales abertos. Outra vez, os resultados supramencionados contrapõem os pressupostos clássicos sobre a geomorfologia das zonas tropicais e subtropicais no Brasil, os quais advogam para uma evolução dos vales comandada por variações paleoclimáticas.

A forma transversal dos vales possui íntima relação com as características estruturais das rochas: (i) vales em V, confinados, estão associados às zonas de fraqueza estruturais (verticais) e (ii) vales de fundo chato majoritariamente ocorrem nos locais onde o canal encontrou o limite da estrutura vertical e, aproveitando das zonas de fraqueza horizontais, alargou seu leito e vale. Tais características, principalmente o padrão de fraturas e acamamento e secundariamente as falhas, associados a períodos de maior ou menor *input* de energia e as conseqüentes variações do nível de base, parecem ser, predominantemente, os fatores condicionantes da morfologia dos fundos de vale. Esse processo de evolução da rede hidrográfica não é totalmente independente do clima. Apesar de não ser o fator principal, o clima influenciará na vazão e conseqüentemente na energia e no potencial erosivo da rede hidrográfica. Alternam-se fases onde os canais estão em relativa estabilidade e fases onde o processo de dissecação está mais ativo, com energia, e os vales se encaixam. Além disso, a repetição desse processo é responsável pelo escalonamento e quebras de relevo. As quebras de relevo revelam eventos de retomada erosiva. Por sua vez a retomada erosiva está associada a pulsos de aprofundamento do talvegue. Esse é outro indício que a reorganização fluvial é um processo recorrente em longo-prazo na região estudada

Na região central de Santa Catarina a rede hidrográfica comanda o processo de denudação por meio dos afluentes dos rios: i) Canoas e Peixe (afluentes do rio Uruguai) situados no quadrante sudoeste; Rio Negro, Canoinhas e Timbó (afluentes do rio Paraná) localizados a noroeste e norte; iii) Itajaí do Norte e Itajaí do Oeste (afluentes do Itajaí-Açu) a leste (Sordi et al. 2017). Os tributários do rio Itajaí-Açu, por: i) apresentar nível de base bem mais rebaixado em relação à bacia hidrográfica do rio Paraná (Iguaçu) e do rio Uruguai; ii)

possuir maior amplitude altimétrica e; iii) e maior declividade, tem dissecado com muito mais intensidade o Planalto de Santa Catarina – cerca de oito vezes mais rápido, em média que seus vizinhos (Sordi et al. 2018). Uma denudação cerca de dez (10) vezes mais agressiva a leste da escarpa (55 ± 7 m/Ma na Serra Geral) que no planalto (6 ± 1 m/Ma na bacia do Uruguai) reforça tal ideia. Na Serra do Irapatã, entre os tributários dos rios Itajaí-Açu e Iguazu, as bacias do Itajaí do Norte e Canoinhas exibem taxas de denudação similares - 38 ± 8 m/Ma e 39 ± 6 m/Ma, respectivamente. A leste, na Serra da Moema, as taxas de denudação são duas vezes mais aceleradas na face escarpada a leste (17 ± 2 m/Ma na bacia do rio Costa-Carvalho) que sobre o planalto a oeste (9 ± 1 m/Ma na bacia do rio Bituva).

Em última análise, os diferentes compartimentos de relevo da área de estudo estão sendo dissecados, no mínimo, ao longo dos últimos 200.000 anos: as taxas de denudação obtidas a partir da concentração de ^{10}Be em sedimentos fluviais, exibem taxas de integração de $10^4 - 10^5$ anos. Essa data, pode, provavelmente ser estendida para até algumas dezenas de milhões de anos, reforçando que o Planalto das Araucárias começou a ser modelado durante o Mioceno, entre 30 e 20 Ma (Potter et al. 2013; Riffel et al. 2015). A similaridade entre as taxas de denudação aqui reportadas para o Planalto das Araucárias – amostra 8.2, rio Bituva, ~ 8 m/Ma – na margem esquerda do rio Iguazu e a taxa de denudação estimada de ~ 9 m/Ma para os últimos 35 Ma a partir de dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U–Th)/He em lateritas no Segundo Planalto Paranaense, a norte da área de estudo (Riffel et al. 2015) nos permite fazer tais inferências. De fato, a compatibilidade dos dados aqui apresentados (taxas de denudação provenientes da concentração de ^{10}Be em sedimentos fluviais) com dados de traços de fissão de apatita e geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e (U–Th)/He indicam que, no Planalto das Araucárias, o ritmo denudacional se manteve mais ou menos estável. Fato comprovado é que, ao longo do Terciário na região meridional da América do Sul o clima foi marcado por maior estabilidade climática, com longos períodos de climas úmidos e secos alternados (Le Roux 2012a e b), ao contrário da instabilidade climática que marca o período quaternário. Tal estabilidade é evidenciada por espessos perfis de alteração encontrados ao longo de todo o Planalto das Araucárias (Figura 50), especialmente a partir da alteração das rochas basálticas. Esses perfis espessos de alteração denotam um longo período de pedogênese, cujos remanescentes ainda se encontram na paisagem. Períodos de climas úmidos, por outro lado, foram responsáveis pelo desmonte do planalto, onde predominaram processos de dissecção, por meio da expansão da rede de drenagem e aprofundamento do talvegue dos canais. Não obstante, esses processos não são uniformes e operam em diferentes intensidades nas diferentes unidades de paisagem da área estudada.



Figura 50: Espesso perfil de alteração (~10 m) sobre rochas basálticas da Fm Serra Geral. Foto: Julio César Paisani, 2015.

Claramente, essa maior capacidade de dissecar o planalto se refletiu na erosão remontante dos setores de cabeceiras. A erosão remontante promove o avanço das bacias da face oceânica em direção ao interior e o roubo de áreas em detrimento às bacias hidrográficas interiores – do rio Iguaçu e rio Uruguai – que também pirateiam áreas entre si. Sendo assim, os afluentes do rio Itajaí-Açu ganham áreas e drenagens das bacias hidrográficas interiores (que drenam para os rios Iguaçu e Uruguai), fazendo com que a escarpa recue para oeste (mesmo que a taxas muito lentas), porém mantendo – dadas as devidas proporções – uma feição escarpada no limite entre as unidades. Tal processo geomorfológico provavelmente teve início quando o rio Itajaí-Açu rompeu os contrafortes da escarpa da Serra do Mar. Esse processo tem recorrência até o presente.

A drenagem interior na região sudeste/sul do Brasil, com destaque para os rios Paraná e o Uruguai, se desenvolve logo após a deposição das rochas vulcânicas da Serra Geral, há cerca de 100 Ma (Potter 1997). Nesse período, sucedido pelo soerguimento das porções litorâneas e o surgimento do escarpamento Serra Geral, se desenvolveram as principais drenagens costeiras do leste brasileiro, entre elas a do rio Itajaí-Açu. Inicialmente, o rio Itajaí-Açu era apenas mais um curso d'água costeiro, drenando uma pequena área no rebordo da Serra do Mar (Figura 51 – 1). Nesse momento, a Serra do Mar se configurava como o divisor hidrográfico principal entre as bacias costeiras e continentais em Santa

Catarina (Figura 51 - 1). A partir de então o rio Itajaí-Açu começa, por erosão remontante, a romper a Serra do Mar (Figura 51 - 2). Após lograr romper a Serra do Mar, o rio Itajaí-Açu começa a drenar o planalto, e o processo de desmonte erosivo torna-se ainda mais acelerado (Figura 51 - 2). Tal aceleração, registrada nas taxas de denudação atuais, se deve, em boa parte, a menor resistência das rochas que compõe a Bacia do Paraná. Atualmente o divisor hidrográfico entre as bacias hidrográficas costeiras e continentais situa-se na Serra Geral (Figura 51 - 3, 4), o que faz com que as taxas de denudação mais agressivas estejam localizadas nessa escarpa e não na Serra do Mar (Gonzalez et al. 2016; Sordi et al. 2018). À medida que os canais recuam para oeste, e a drenagem oceânica se estabelece sobre o planalto, todo o relevo passa a ser dissecado. O volume de sedimentos e materiais que sustentavam esse planalto é erodido, formando-se uma depressão, aqui denominada Depressão do Alto Itajaí-Açu (Sordi et al. 2016). Tal depressão é uma unidade expressiva em todo o reverso da Serra do Mar, nos estados do Paraná e São Paulo, também no Rio Grande do Sul, onde recebe diferentes denominações. Esse recuo não é totalmente uniforme e elevações residuais, muitas vezes a alturas semelhantes aquelas do planalto, testemunham esse processo de desmonte do planalto (Figura 51 - 3, 4). Atualmente, pequenas porções no Planalto foram capturadas pelos afluentes dos rios Itajaí do Norte e Itajaí do Oeste e estão conectadas ao nível de base oceânico, mostrando que esse processo é recorrente no presente. Níveis ou camadas de rochas mais resistentes são responsáveis também por manter quedas d'água. Essas feições são produtos de processos de reorganização fluvial. Soleiras ou camadas mais resistentes mantêm níveis de base locais, constituindo *knickpoints*. Quando o *knickpoint* é rompido e migra para montante, ocorre uma progressiva dissecação no alto do planalto, que possui baixo gradiente e será continuamente aberto. Como consequência, escarpa recuará para oeste. Nesse momento se registra uma mudança no perfil longitudinal do canal, que, de uma situação de desequilíbrio, manifestada por suas quebras de declive, tenderá a assumir uma nova condição de equilíbrio com um perfil longitudinal contínuo até que o processo erosivo atinja outro *knickpoint* e o rompa, em um processo que vai se repetindo continuamente.

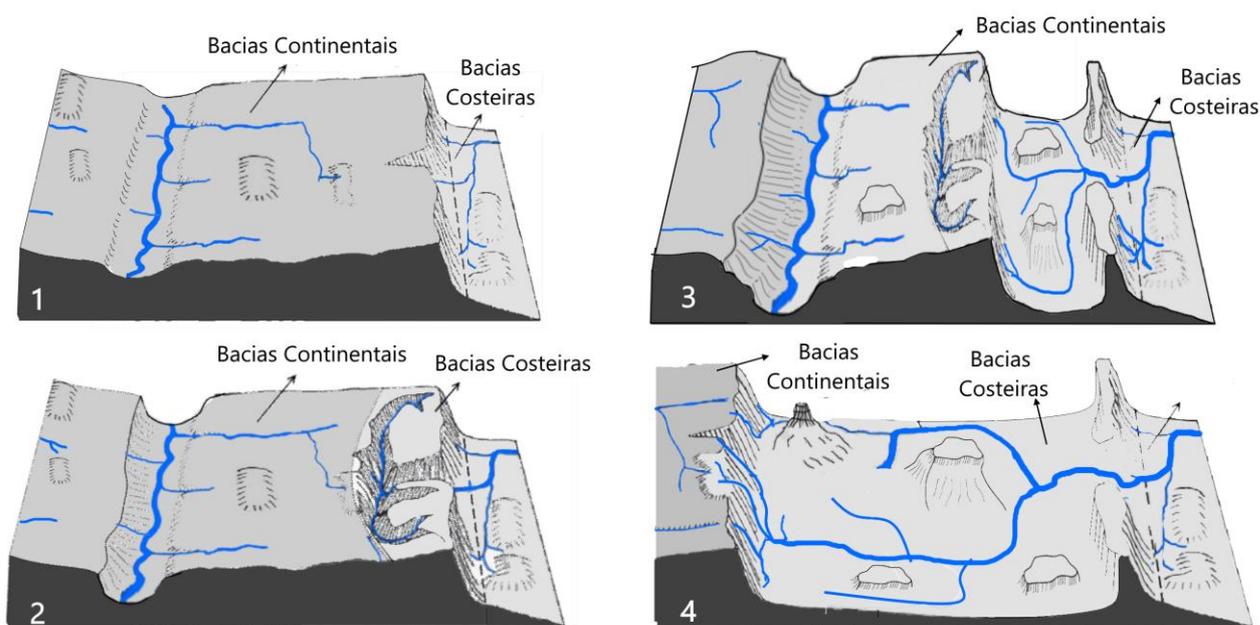


Figura 51: Blocos-diagrama mostrando a evolução geomorfológica do Escarpamento de Margem Passiva no estado de Santa Catarina, modificado a partir de Prince et al. 2010

Portanto, a reorganização fluvial é o processo mais importante para a modelagem do relevo regional, já que ela influencia a dinâmica evolutiva de grande parte do Planalto de Santa Catarina, e, de modo mais pronunciado, no tríplice divisor Itajaí-Açu/Uruguai/Iguaçu. A configuração atual paisagem regional (Figura 51 – 4) começou a tomar forma a partir do estabelecimento da atual bacia do rio Itajaí-Açu, quando um pequeno curso fluvial que drenava diretamente em direção ao Oceano Atlântico (Figura 51 – 1) rompeu as escarpas da Serra do Mar e começou a erodir o planalto interior (Figura 51 – 2). A partir desse momento, a evolução da paisagem resulta da interação entre (i) erosão diferencial; (ii) estrutura (falhas e fraturas); (iii) processos hidrográficos, que dependem diretamente de níveis de base locais e regionais e da estrutura (falhas e fraturas).

A principal contribuição da presente tese é no sentido de abrir espaço para pesquisas em escarpas de margem passiva secundárias, como é o caso da Serra Geral Catarinense. Aqui os mesmos processos que foram responsáveis por soerguer a Serra do Mar – principal escarpa passiva do sudeste do Brasil – também afetaram a Serra Geral. É possível concluir, que, após a ruptura da Serra do Mar os processos de recuo da escarpa e de erosão remontante dos canais foram mais ativos na Serra Geral que na própria Serra do Mar. Isto porque estes rios com seus perfis mais agressivos passam a erodir litologias sedimentares que são menos resistentes frente à erosão que os granitos e gnaisses da Serra do Mar. Dito isso, a Serra Geral também se torna o local que concentra os processos de rearranjo fluvial, onde os canais costeiros, aqui

representados pelos afluentes do rio Itajaí-Açu, ganham área das drenagens continentais, dos afluentes dos rios Uruguai e Iguaçu. Finalmente, se reforça a tendência já verificada em outros estudos na Serra do Mar brasileira e em outras escarpas de margens passiva em que, grandes divisores hidrográficos marcados por relevo, litoestruturas e níveis de base contrastantes, têm sua evolução comandada por pulsos de rearranjo fluvial.

Considerando que as taxas de denudação são representativas no longo-prazo, é possível inferir datas para a abertura do Planalto das Araucárias e o rompimento da Serra do Mar. É importante ressaltar que é a primeira vez que se tenta estimar uma data para tal processo a partir de dados geocronológicos. Aqui apenas as taxas de denudação foram consideradas, ignorando a componente isostática e flexural. Dito isso, a superfície Terciária que se estendia sobre o Planalto das Araucárias (Ab'Saber 1949; Bigarella e Andrade 1965; Bigarella et al. 1965; Maack 2001), e hoje corresponde ao piso da Depressão do rio Itajaí-Açu começou a ser erodida algum tempo entre 25 ± 3 e 30 ± 1 Ma. Já o processo de abertura da Serra do Mar e o início do desmonte do Planalto, comandado pela erosão remontante dos proto rios Itajaí do Oeste e Itajaí do Norte deve datar entre 35 ± 4 e 43 ± 5 Ma.

Como a escarpa ou a borda do planalto do interior recuou muitas vezes das linhas de falhas pela ação da erosão, a extensão total da frente da Serra Geral em Santa Catarina tomou o caráter fisionômico de uma legítima escarpa de recuo de falha, originada pela tectônica, mas que hoje ocupa uma posição totalmente diferente da original. Além da rede de drenagem, movimentos de massa parecem ter um importante papel na retração da escarpa, como já documentaram Potter et al. 2013, na área da Serra Geral no sudeste de Santa Catarina e no Rio Grande do Sul. Porém, na área de estudo, os movimentos de massa parecem representar um mecanismo secundário, onde a retração da escarpa é um produto direto das capturas fluviais.

Dentre alguns dos desdobramentos de pesquisa e desafios futuros para a compreensão da dinâmica evolutiva da Serra Geral Catarinense destacam-se:

- 1) Estabelecer com maior precisão a data de abertura da Serra do Mar Catarinense através de depósitos correlativos e quais os impactos iniciais da mudança de nível de base para os rios a oeste da Serra do Mar;

- 2) Esclarecer os processos de decapitação na área da Serra Geral e tentar estabelecer uma relação – se existente – com os abandonos de canais observados por Paisani et al. 2013 no divisor hidrográfico Uruguai/Iguaçu. Assim, para os autores os pulsos de incisão dos cursos d'água seriam responsáveis por “decapitar” os canais de baixa ordem, que perderiam conexão com os segmentos jusantes e não teriam energia suficiente para dissecar. Na Serra

Geral, esses segmentos abandonados seriam incorporados pelos afluentes do rio Itajaí-Açu já que estes possuem maior energia e recuam por erosão remontante;

3) Estudar os terraços e depósitos correlativos associados aos grandes afluentes do rio Itajaí-Açu: Itajaí do Oeste, Itajaí do Norte, Itajaí do Sul e seus afluentes como o Taió e o Corisco, em busca de evidências de movimentações tectônicas recentes;

4) Apesar de as taxas de longo-prazo estimadas por Riffel et al. (2015) e aquelas mensuradas no presente estudo através da concentração de ^{10}Be em sedimentos fluviais serem semelhantes – escalas de 10^6 e 10^5 anos, respectivamente – não se sabe quais os impactos das mudanças climáticas quaternárias (estádios glaciais e interglaciais) e do antropogênico sobre as taxas de denudação;

REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, A.N. **Regiões de Circundesnudação Pós-Cretácea no Planalto Brasileiro.** Boletim Paulista de Geografia, v. 1, p. 3-21, 1949.
- AB'SABER, A. N. **O problema das conexões antigas e da separação da drenagem do Paraíba e do Tietê.** Geomorfologia, São Paulo, Instituto de Geografia da USP, v. 26, p. 38-49, 1957.
- AB'SÁBER, A. N. **Nem todas as escarpas basálticas brasileiras são cuestras.** Notícia Geomorfológica, Campinas, v. 2, n. 4, p. 47-48, 1959
- AB'SÁBER, A.N. **Um conceito de Geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário.** Geomorfologia (Instituto de Geografia/USP), n. 18. 23 p. 1969.
- AB'SABER, A. N.; BIGARELLA, J. J. **Superfícies aplainadas do primeiro planalto do Paraná.** Boletim Paranaense de Geografia, v. 4/5, p. 116-125, 1961
- ALMEIDA, F.F.M. **Relevo de Cuesta na bacia sedimentar do Rio Paraná.** Boletim Paulista de Geografia, v. 3, p. 21-33, 1949.
- ALMEIDA, F. F. M. **Contribuição à geomorfologia da região oriental de Santa Catarina.** Boletim Paulista de Geografia, n. 10, 1952.
- ALMEIDA, F.F.M. **O Planalto basáltico da Bacia do Paraná.** Boletim Paulista de Geografia, n. 24, p. 3-34, 1956.
- ALMEIDA, F.F.M. **Fundamentos geológicos do relevo paulista.** Boletim do Instituto Geográfico e Geológico, v. 41, p. 167-263, 1964.
- ALMEIDA, F.F.M. **Origem e evolução da Plataforma Brasileira.** Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Boletim 241, p. 1-36, 1967.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI Y.; PONÇANO W. L.; DANTAS A. S. L., CARNEIRO C. D. R.; MELO M. S.; BISTRICHI C. A. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo**, escala 1:500.000, Nota Explicativa. São Paulo, IPT, Monografias 6, v. 1, p.126. (Publ. 184), 1981.
- ALMEIDA, F. F. M. **Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós – paleozóico no Brasil.** Revista Brasileira de Geociências, v. 16, n. 4, p.325-349, 1986.
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. **Origem e evolução da Serra do Mar.** Revista Brasileira de Geociências, v. 28, n. 2, p. 135-150, 1998.
- AMARAL, S.E. **Geologia e Petrologia da Formação Irati (Permiano) no Estado de São Paulo.** Tese de Livre Docência. Departamento de Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1971, 81p.
- ANDREANI, L.; STANEK, K.P.; GLOAGUEN, R.; KRENTZ, O.; DOMÍNGUEZ-GONZÁLEZ, L. **DEM-Based Analysis of Interactions between Tectonics and Landscapes**

in the Ore Mountains and Eger Rift (East Germany and NW Czech Republic). Remote Sensing v.6, n. 9, p. 7971-8001, 2014. DOI: 10.3390/rs6097971

ARNOLD, M.; MERCHEL, S.; BOURLÈS, D.L.; BRAUCHER, R.; BENEDETTI, L.; FINKEL, R.C.; AUMAÎTRE, G.; GOTTDANG, A.; KLEIN, M. 2010. **The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: improved performance and developments.** Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, v. 268, n. 11-12, p. 1954-1959, 2010. DOI:10.1016/j.nimb.2010.02.107

ARS DAAC. **ALOS PALSAR Radiometric Terrain Corrected high res.** Includes Material © JAXA/METI 2007. 2015. Accessed through ASF DAAC 15 April 2017. DOI: 10.5067/Z97HFCNKR6VAJ

ASMUS, H.E. **Controle Estrutural da Deposição Mesozóica nas Bacias da Margem Continental Brasileira.** Revista Brasileira de Geociências, v. 5, n. 3, p. 160-175, 1975.

ASMUS, H.E.; FERRARI, A.L. **Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil.** In: PETROBRÁS. Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES/DINTEP. p.75-88, 1978. (Projeto REMAC 4).

ASSUMPÇÃO, M. **The regional intraplate stress field in South America.** Journal of Geophysical Research, v. 97, n. B8, p. 11889 – 11903, 1992.

BANNER, J.L. **Radiogenic isotopes: systematics and applications to earth surface processes and chemical stratigraphy.** Earth-Science Reviews, v. 65, p. 141-194, 2004.

BARRETO, H. N.; VARAJAO, C. A. C.; BRAUCHER, R.; BOURLÈS, D.; SALGADO, A. A. R. **Denudation rates of the Southern Espinhaço Range, Minas Gerais, Brazil, determined by in situ-produced cosmogenic beryllium-10.** Geomorphology, v. 191, p. 1-13, 2013

BARTORELLI, A. **Origem das grandes cachoeiras do Planalto Basáltico da Bacia do Paraná: evolução quaternária e geomorfologia.** In: V.Mantesso Neto; A. Bartorelli; C. D. R. Carneiro; B. B. B. Neves (Orgs.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Editora Beca, São Paulo: p. 95-103, 2004.

BEHLING, H; PILLAR, V.; ORLÓCI, L.; BAUERMAN, S.G. **Late Quaternary Araucaria forest, grassland (Campos), fire and climate dynamics, studied by high resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Cambará do Sul core in southern Brazil.** Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology, v. 203, p. 277-297, 2004. DOI: 10.1016/S0031-0182(03)00687-4

BIERMAN P. R.; CAFFEE M. **Slow rates of rock surface erosion and sediment production across the Namib desert and escarpment, southern Africa.** American Journal of Science v. 301, p. 326 - 358, 2001.

BIERMAN, P.R.; NICHOLS, K.K. **Rock to sediment— slope to sea with ^{10}Be — rates of landscape change.** Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, v. 32, p. 215–255, 2004.

BIGARELLA J.J., MARQUES FILHO, P.; AB'SÁBER A.N. **Ocorrências de pedimentos remanescentes nas fraldas da serra do Iqueririm (Garuva-SC).** Boletim Paranaense de Geografia, v. 4 e 5, p.71-85, 1961.

BIGARELLA, J.J.; ANDRADE, G.O. **Contribution to the study of the Brazilian Quaternary.** In: WRIGHT, H.E. Jr.; FREY, D.G. (eds.) International Studies on the Quaternary. Geol. Soc. Am. Spec. Papers. New York, v.84, p. 433-451, 1965.

BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. **Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil.** Boletim Paranaense de Geografia, v. 16 e 17, p. 117-151. 1965.

BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; PINTO, I.D. **Problems in Brazilian Gondwana Geology: Brazilian Contribution to the I International Symposium on the Gondwana Stratigraphy and Paleontology,** Curitiba (PR), 1967, 317p.

BISHOP, P. **Stability or change: a review of ideas on ancient drainage in eastern New South Wales.** Australian Geographer, v. 15, p. 219-30, 1982.

BISHOP, P. **Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion.** Progress in Physical Geography, v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995.

BISHOP, P.; HOEY, T.B.; JANSEN, J.D.; ARTZA, I.L. **Knickpoint recession rates and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland.** Earth Surface Processes and Landforms, v. 30, p. 767–778, 2005.

BISHOP, P. **Long-term landscape evolution: Linking tectonics and surface processes.** Earth Surface Processes and Landforms, v. 32, p. 329–365, 2007.

BJORNBERG, A. J. S.; GANDOLFI, N; PARAGUASSU, A. B. **Basculamentos tectônicos modernos no Estado de São Paulo.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo, Anais..., São Paulo, SBG, v.2, 1971, p.159-174.

BORCHERS, B.; MARRERO, S.; BALCO, G.; CAFFEE, M.; GOEHRING, B.; LIFTON, N.; STONE, J. 2016. **Geological calibration of spallation production rates in the CRONUS-Earth project.** Quaternary Geochronology 31: 188-198. DOI: 10.1016/j.quageo.2015.01.009

BRAUCHER, R.; BOURLÈS, D.L.; COLIN, F.; BROWN, E.T.; BOULANGÈ, B. **Brazilian laterite dynamics using in situ-produced ^{10}Be .** Earth and Planetary Science Letters v. 163, p. 197 – 205. 1998.

BRAUCHER, R; LIMA, C.V.; BOURLÈS, D.L.; GASPAR, J.C.; ASSAD, M. L. L. **Stone-line formation processes documented by in situ-produced ^{10}Be ditribution, Jardim River Basin, DF, Brasil.** Earth and Planetary Science Letters, v. 222. p., 645- 651, 2004.

BRAUCHER, R.; MERCHEL, S.; BORGOMANO, J.; BOURLÈS D.L. **Production of cosmogenic radionuclides at great depth: A multi element approach.** Earth and Planetary Science Letters, v. 309, n. 1, p. 1-9, 2011. DOI: 10.1016/j.epsl.2011.06.036

BRAUCHER, R.; GUILLOU, V.; BOURLÈS, D.L.; ARNOLD, M.; AUMAÎTRE, G.; KEDDADOUCHE, K.; NOTTOLI, E. **Preparation of ASTER In-House $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ Standard Solutions.** Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, v. 361, p. 335-340, 2015. DOI: 10.1016/j.nimb.2015.06.012

BRAUN, J.; VAN DER BEEK, P. **Evolution of passive margin escarpments: What can we learn from low-temperature thermochronology?** Journal of Geophysical Research, v. 109, p> F04009, 2004. DOI:10.1029/2004JF000147.

BRAUN, J. 2017. **A review of numerical modeling studies of passive margin escarpments leading to a new analytical expression the rate of escarpment migration velocity.** Gondwana Research. DOI: 10.1016/j.gr.2017.04.012

BROWN, L.; PAVIC, M.J.; HICKMAN, R.E.; KLEIN, J.; MIDDLETON, R. **Erosion of the Eastern United States observed with ^{10}Be ,** Earth Surface Processes and Landforms, v. 13, p. 441 – 457, 1988.

BROWN, E.T.; STALLARD, R.F.; LARSEN, M.C.; RAISBECK, G.M.; YIOU, F. **Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced ^{10}Be in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico.** Earth and Planetary Science Letters v. 129, p. 193 - 202, 1995.

BROWN, E.T.; STALLARD, R.F.; LARSEN, M.C.; BOURLES, D.L.; RAISBECK, G.M.; YIOU, F. **Determination fo predevelopment denudation rates of an agricultural watershed (Cayaguas River, Puerto Rico) using in-situ-produced ^{10}Be in river-borne quartz.** Earth and Planetary Science Letters, v. 160, n. 3-4, 723 - 728, 1998.

BROWN, R.W.; SUMMERFIELD, M.A.; GLEADOW, A.J.W. **Denudational history along a transect across the Drakensberg Escarpment of southern Africa derived from apatite fission track thermochronology.** Journal of Geophysical Research, v. 107, n. B12, p.2350, 2002. DOI:10.1029/2001JB000745.

BURBANK, D.; LELAND, J.; FIELDING, E.; ANDERSON, R.; BROZOVIC, N.; REID, M.; DUNCAN, C. **Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas.** Nature, v. 379, p. 505-510, 1996. DOI : 10.1038/379505a0

CHAMBAUDET, R.; BARILLON, R.; GRIVET, M.; FROMM, M.; REBETEZ, M.; KLEIN, D.; KHALIL, A. Applications of nuclear tracks in geoscience. Radiation Measurements, v.25, n. 1-4, p. 487- 494, 1995.

CHAMPAGNAC, J.D.; VALLA, P.G.; HERMAN, F. 2014. **Late-Cenozoic relief evolution under evolving climate: A review.** Tectonophysics 614: 44–65. DOI: 10.1016/j.tecto.2013.11.037

CHEN, Y.W.; SHYU, J.B.H.; CHANG, C.P. **Neotectonic characteristics along the eastern flank of the Central Range in the active Taiwan orogen inferred from fluvial channel morphology.** *Tectonics*, v. 34, p. 2249–2270, 2015. DOI:10.1002/2014TC003795.

CHEREM L. F.; VARAJAO, C. A. C.; BRAUCHER, R.; BOURLÈS D.; SALGADO, A. A. R.; VARAJÃO, A. F. D. **Long-term evolution of denudational escarpments in southeastern Brazil.** *Geomorphology (Amsterdam)*, v. 173 – 174, n. 1, p. 118-127, 2012.

CHEREM, L.F.S; VARAJAO, C. A. C. ; MAGALHAES JUNIOR, A. P. ; VARAJAO, A. F. D. C. ; SALGADO, A. A. R. ; OLIVEIRA, L. A. F. ; BERTOLINI, W. Z. . **O papel das capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas do sudeste do Brasil.** *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 14, n. 4, p. 299-308, 2013

CHMELEFF, J.; VON BLANCKENBURG, F.; KOSSERT, K.; JAKOB, D. **Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting.** *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, v. 268, n. 2, p. 192-199, 2010. DOI:10.1016/j.nimb.2009.09.012

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia fluvial.** 2ª ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1981, 313 p.

COGNÉ, N.; GALLAGHER, K.; COBBOLD, P.R. **Post-rift reactivation of the onshore margin of southeast Brazil: evidence from apatite (UeTh)/He and fission-track data.** *Earth Planetary Science. Letters* v. 309, p.118 – 130, 2011.

COX, R. T. **Analysis of Drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment.** *Geological Society of American Bulletin, University of Columbia (Missouri)*, v. 106, p 571-581, 1994.

CROSBY B.T.; WHIPPLE, K.X. **Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand.** *Geomorphology*, v. 82, p. 16–38, 2006.

COCKBURN, H.A.P.; BROWN, R.W.; SUMMERFIELD, M.A.; SEIDL, M.A. **Quantifying passive margin denudation and landscape development using a combined fission-track thermo-chronology and cosmogenic isotope analysis approach.** *Earth and Planetary Science Letters* v. 179, p. 429-435, 2000. DOI: 10.1016/S0012-821X(00)00144-8

COCKBURN H.A.P.; SUMMERFIELD, M.A. **Geomorphological applications of cosmogenic isotope analysis.** *Progress in Physical Geography*, v. 28, n. 1–42, 2004.

CODILEAN, A.T. **Calculation of the cosmogenic nuclide production topographic shielding scaling factor for large areas using DEMs.** *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 31, p. 784–795, 2006. DOI: 10.1002/esp.1336

COTTON, C.A. **Landscape.** London: Cambridge University Press (2nd edition), 1948.

- CURTI, D. K. **Tipologia e origem das fraturas sub-horizontais em basaltos da Formação Serra Geral, Brasil**. Dissertação (Mestrado em Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011. doi:10.11606/D.44.2011.tde-16082011-164931.
- DAVIS, W. M. The geographical cycle. **Geographical Journal**, [s.l.], v. 14, n. 5, p. 481-504, 1899.
- DAVIS, G.H.; S.J., REYNOLDS. Fractures and shear fractures. In: **Structural Geology**, p. 204-265. 1996.
- DUNAI, T.. **Cosmogenic Nuclides: Principles, concepts and applications in the earth surface sciences**. Cambridge University Press, Cambridge., 2010, 187p.
- EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária **Solos do estado de Santa Catarina**. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento: Rio de Janeiro, n. 46, 2004, 745p.
- EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Rio de Janeiro, 2006. 306p.
- ETCHEBEHERE, M. L. C. ; SAAD, A. R. ; PERINOTTO, J. A. J. ; FULFARO, V. J. . **Aplicação do Índice "Relação Declividade-Extensão - RDE" na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas**. Revista do Instituto de Geociências - USP - Série Científica, São Paulo, v. 4, n.2, p. 43-56, 2004.
- FAY, C.C. **Influência das rochas da Bacia do Paraná sobre os dados gravimétricos**. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, 1979, 44p.
- FERNANDES, L.A. **A cobertura cretácea suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá**. Programa de pós-Graduação IGC-USP. Dissertação de Mestrado. 1992, 129p.
- FIGUEIRA, I. F. R. **Caracterização estrutural - estratigráfica para seleção de alvos de reservatórios análogos no Sistema Petrolífero Ponta Grossa- Itararé na Bacia do Paraná**. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná - Setor de Ciências da Terra, Curitiba, 2004.
- FRANCO-MAGALHÃES, A.O.B.; HACKSPACHER, P.C.; GLASMACHER, U.A.; SAAD, A.R. **Rift to post-rift evolution of a "passive" continental margin: the Ponta Grossa Arch, SE Brazil**. International Journal of Earth Sciences, v. 99, p. 1599–1613, 2010. DOI: 10.1007/s00531-010-0556-8
- FREITAS, R. O. **Sedimentação, estratigrafia e tectônica da Série Bauru (Estado de São Paulo)**. Geologia (FFCL/USP), v.194, n.14, 1955. 185p
- FREITAS, R. C. **Análise estrutural multitemática do Sistema Petrolífero Irati-Rio Bonito, Bacia do Paraná**. Curitiba, 2005. 116 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal do Paraná.

FREITAS, R.C.; ROSTIROLLA, S.P.; FERREIRA, F.J.F. Geoprocessamento multitemático e análise estrutural no Sistema Petrolífero Irati - Rio Bonito, Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 14, n. 1, p. 71-93, nov. 2005/maio 2006

FUJITA, R.H.; GON, P. P.; STEVAUX, J.C.; SANTOS, M.L.; ETCHEBEHERE, M.L. **Perfil longitudinal e a aplicação do índice de gradiente (RDE) no rio dos Patos, bacia hidrográfica do rio Ivaí, PR**. Revista Brasileira de Geociências, v. 41, n. 4, p. 597-603, 2011.

FULFARO, V.J.; LANDIM, P.M.B., ELLERT, N. **A tectônica das serras de Santana e São Pedro (Serra Geral)**. In: XXI Congresso Brasileiro de Geologia, Curitiba, Anais..., p.198 – 205, 1967.

GALLAGHER, K., HAWKESWORTH, C.J., MANTOVANI, M.S.M. **The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data**. Journal of Geophysical Research, v. 99, n B9, p. 18.117 – 18.145, 1994. .

GALLAGHER, K.; BROWN, R.; JOHNSON, C. **Fission track analysis and its applications to geological problems**. Annual Review of Earth Planetary Science, v. 26, n.519, p.72, 1998.

GALLAGHER, K.; BROWN, R.W. **The Mesozoic denudation history of the Atlantic margins of southern Africa and southeast Brazil and the relationship to offshore sedimentation**. Geol. Soc. Spec. Publ, v. 153, p. 41- 53, 1999.

GAPLAN - Gabinete de Planejamento e Coordenação Geral. Subchefia de Estatística, Geografia e Informática. **Atlas de Santa Catarina**. Rio de Janeiro : Aerofoto Cruzeiro, 1986. 173p.

GARDNER, T. W. **Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material**. Geological Society of America Bullutin, v. 94,p. 664–672, 1983.

GILCHRIST, A.R.; SUMMERFIELD, M.A. **Tectonic models of passive margin evolution and their implications for theories of long-term landscape development**. In: Process Models and Theoretical Geomorphology (ed. M.J. Kirby), Wiley, Chichester p.55-84, 1994.

GILETYCZ, S.; LOGET, N.; CHANG, CP.; MOUTHEREAU, F. **Transient fluvial landscape and preservation of low-relief terrains in an emerging orogen: Example from Hengchun Peninsula, Taiwan**. Geomorphology, v. 231, p. 169-181, 2015.
DOI:10.1016/j.geomorph.2014.11.026

GOLDSTEIN, A.; MARSHAK, S. **Analysis of fracture array geometry**. In: MARSHAK, S. & MITRA, G. (org.). Basic methods of Structural Geology. Prentice Hall: Englewood Cliffs, 1988, p. 249-268.

GONTIJO, A. H. F.. **Morfotectônica do médio vale rio Paraíba do Sul: região da Serra da Bocaina, estados de São Paulo e Rio de Janeiro**. Tese de Doutorado em Geociências-Universidade Estadual Paulista, Rio ClaroSão Paulo.1999, 259p.

GONZALEZ, V.S.; BIERMAN, P.R.; FERNANDES, N.F.; HOOD, D.H. 2016. **Long-term background denudation rates of southern and southeastern Brazilian watersheds estimated with cosmogenic ^{10}Be** . *Geomorphology*, v. 268, p. 54-63. DOI: 10.1016/j.geomorph.2016.05.024

GRANGER D.; SMITH A. L. **Dating buried sediments using radioactive decay and muogenic production of ^{26}Al and ^{10}Be** . *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B. Beam Interactions with Materials and Atoms*, v. 172, p. 822-826, 2000.

GRANGER D.; FABEL D. **Cosmogenic Isotope Dating of Cave Sediments**. In: *Encyclopedia of Caves (Second Edition)*, p. 172-177, 2012.

HAYAKAWA, Y; MATSUKURA, Y. **Recession rates of waterfalls in Boso Peninsula, Japan, and a predictive equation**. *Earth Surf. Proc. Land.*, 28, 675–684, 2003

HACK, J.T. **Stream-profile analysis and stream-gradient index**. U.S. Geol. Survey, Jour. Research, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

HACKSPACHER, P.C.; RIBEIRO, L.F.B.; RIBEIRO, M.C.S.; FETTER, A.H.; HADLERN, J.C.; TELLO SAENZ, C.A.; DANTAS, E.L. **Consolidation and break-up of the South American platform in southeastern Brazil: tectonothermal and denudation histories**. *Gondwana Research*, v. 1, p. 91–101, 2004. DOI: 10.1016/S1342-937X(05)70308-7

HAMBLIN, W. K.; HOWARD, J. D. **Exercises in Physical Geology**, 3^a Ed., Burgess Publishing Company, Minneapolis, 1971, 188 p.

HANCOCK G. S.; ANDERSON R.S.; CHADWICK O.A.; FINKEL R.C. **Dating fluvial terraces with ^{10}Be and ^{26}Al profiles: Application to Wind river Wyoming**. *Geomorphology*, v. 27, n. 41-60, 1999

HANCOCK, G.; KIRWAN, M. **Summit erosion rates deduced from ^{10}Be : implications for relief production in the central Appalachians**. *Geology*, v. 35, n. 1, p. 89–92, 2007. DOI: 10.1130/G23147A.1

HARE, P. W; GARDNER, I. W. **Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins**. In: *Annual Binghamton Geomorphology Symposium*. Boston, 1985.

HARBOR, D.; GUNNEL, Y. **Along-strike escarpment heterogeneity of the Western Ghats: a synthesis of drainage and topography using digital morphometric tools**. *Journal of the Geological Society of India*, v. 70, p. 411–426, 2007.

HASUI, Y. **Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo Minas Gerais**, Boletim, n. 11, p. 71-93 (Anais do Workshop sobre Tectônica e Sedimentação Cenozóica Continental no Sudeste Brasileiro, Belo Horizonte), 1990.

JACQUES, P.D.; SALVADOR, E.D.; MACHADO, R.; GROHMANN, C.H.; NUMMER, A.R. **Application of morphometry in neotectonic studies at the eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil.** *Geomorphology*, v. 213, p. 13-23, 2014.

JACQUES, P.D.; MACHADO, R.; NUMMER, A.R. **Análise estrutural da Formação Serra Geral na porção Centro-Sul do estado de Santa Catarina, Brasil.** São Paulo, *Geociências (UNESP)*, v. 34, n. 3, p.390-401, 2015.

JELINEK, A.R.; BASTOS NETO, A.C.; POUPEAU, G. **Análise por Traço de Fissão do Distrito Fluorítico de Santa Catarina: Relações entre hidrotermalismo e Evolução da Margem Continental.** *Revista Brasileira de Geociências*, v. 33: 289–298, 2003.

KARL, M.; GLASMACHER, U.A.; KOLLENZ, S.; FRANCO-MAGALHAES, A.O.B.; STOCKLI, D.F.; HACKSPACHER, P.C. **Evolution of the South Atlantic passive continental margin in southern Brazil derived from zircon and apatite (U–Th–Sm)/He and fission-track data.** *Tectonophysics*, v. 604, p. 224–244, 2013. DOI: 10.1016/j.tecto.2013.06.017

KORSCHINEK, G.; BERGMAIER, A.; FAESTERMANN, T.; GERSTMANN, U.C.; KNIE, K.; RUGEL, G.; WALLNER, A.; DILLMANN, I.; DOLLINGER, G.; VON GOSTOMSKI, C.H.; KOSSERT, K.; MAITI, M.; POUTIVTSEV, M.; REMMERT, A. **A new value for the half-life of ^{10}Be by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting,** *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, v. 268, n. 2, p. 187-191, 2010 .DOI:10.1016/j.nimb.2009.09.020

KING, L.C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia (Rio de Janeiro)**, v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.

KUBIK, P.W.; IVY-OCHS, S.; SCHLÜCHTER, C.; MASARIK, J.; FRANK, M. **^{10}Be and ^{26}Al production rates deduced from an instantaneous event within the dendro-calibration curve, the landslide of the Köfels Otz Valley Austria.** *Earth and Planetary Science Letters*, v. 161, p. 231–41, 1998.

LADEIRA, F.S.B.; SANTOS, M. **O uso de paleossolos e perfis de alteração para a identificação e análise de superfícies geomórficas regionais: o caso da Serra de Itaqueri (SP).** *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 6, p. 3-20, 2005

LAL D. **In situ-produced cosmogenic isotopes in terrestrial rocks.** *Annual Review of Earth and Planetary Science*, v. 16, p. 355–388, 1988.

LAL D. **Cosmic ray labeling of erosion surfaces; in situ nuclide production rates and erosion models.** *Earth and Planetary Science Letters*, v. 104, p. 424–439, 1991.

LAL D; PETERS, B. **Cosmic ray produced radioactivity on the earth.** In: *Handbuch der Physik*, SITTE, K. (ed.). Springer: New York; p. 51–612, 1967.

LANGEREIS, C.G.; KRIJGSMAN, W.; MUTTONI, G.; MANFRED, M. **Magnetostratigraphy – concepts, definitions, and applications.** *Newsletters on Stratigraphy*, v.43, n. 3, p. 207-233, 2010. DOI: 10.1127/0078-0421/2010/0043-0207

LAUDER, W. R. **Stream capture**. In: Fairbridge, R. W. (Ed.) *The encyclopedia of Geomorphology*. New York.Reinhold Book Corporation,IV, p. 1054-1057, 1968.

LEBATARD A.E.; BOURLÈS D.L.; BRAUCHER R.; ARNOLD M.; DURINGER P.; JOLIVET M.; MOUSSA A.; DESCHAMPS P.; ROQUIN C.; CARCAILLET J.; SCHUSTER M.; LIHOREAU F.; LIKIUS A.; MACKAYE H.T.; VIGNAUD P.; BRUNET M.
Application of the authigenic $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ dating method to continental sediments: Reconstruction of the Mio-Pleistocene sedimentary sequence in the early hominid fossiliferous areas of the northern Chad Basin. *Earth and Planetary Science Letters* v. 297, n. 1–2, p. 57-70, 2010

LEITE, P.E. **As diferentes unidades fitoecológicas da região sul do Brasil - proposta de classificação**. *Caderno de Geociências IBGE*, n.15, p.73-164, 1994.

LEINZ, V. **Contribuição à geologia dos derrames basálticos do sul do Brasil**. *Geologia, Boletim CIII*, n. 5, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, USP, 1949, 61p

LIMA, A.G. **Controle geológico e hidráulico na morfologia do perfil longitudinal em rio sobre rochas vulcânicas básicas da Formação Serra Geral no Estado do Paraná**. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2009, 240p.

LIMA, A. G. **Erosão fluvial sobre rochas vulcânicas: algumas inferências a partir de segmentos côncavos de perfis longitudinais**. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 42, p. 34-41, 2012.

LIMA, A. G.; BINDA, A.L. **Lithologic and structural controls on fluvial knickzones in basalts of the Paraná Basin, Brazil**. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 48, p. 262-270, 2013.

HEIMSATH A. M., CHAPPELL, J. FINKEL R.C., FIFIELD K., ALIMANOVIC A.
EscarPMENT erosion and landscape evolution in southeastern Australia. *GSA Special Papers*, n. 398, p. 173-190, 2006.

HOWARD, A. D. **Drainage analysis in geologic interpretation: summation**. *Bulletin American Association of Petroleum Geologist*, v. 51, n. 11, p. 2246-2259, 1967.

KLEIN, R.M. **Mapa fitogeográfico do Estado de Santa Catarina**. Itajaí: Herbário Barbosa Rodrigues, 1978, 24 p

MAACK, R. **Breves Notícias Sobre a Geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina**. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, v.2, pp. 63-154, 1947.

MAACK, R. **Breves Notícias Sobre a Geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina**. *Brazilian Archives of Biology and Technology*, jubilee, p. 169-288, 2001. DOI: 10.1590/S1516-89132001000500010

MACEDO, J.M. **Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes**. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 3, n. 3, p. 159-173, 1989.

- MARRENT, B.; SALGADO, A.A.R.; SANTOS, L.J.C. **Modelos de evolução em margens passivas**. Revista Brasileira de Geomorfologia, v.14, n.2, p.235-240, 2013.
- MATMON A, BIERMAN P, ENZEL Y. **Pattern and tempo of great escarpment erosion**. Geology, v. 30, p. 1135–1138, 2002.
- MATMON, A.; BIERMAN, P.R.; LARSEN, J.; SOUTHWORTH, S.; PAVICH, M.; CAFFEE, M. **Temporally and spatially uniform rates of erosion in the Southern Appalachian Great Smoky Mountains**. Geology, 31: 155–158, 2003.
- MEIS, M.R.; MIRANDA, L.H.G.; FERNANDES, N.F. **Desnívelamento eaAltitude como parâmetro para a compartimentação do relevo: bacia do médio-baixo Paraíba do Sul**. In : 32º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador. **Anais...**, 1982.
- MELO, M.S.; RICCONIMI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M.; COIMBRA, A.M. **Geologia e evolução do sistema de bacias tectônicas continentais do sudeste do Brasil**. Revista Brasileira de Geociências, v. 15, p. 193-201, 1985.
- MERCHEL, S.; HERPERS, U. **An Update on Radiochemical Separation Techniques for the Determination of Long-Lived Radionuclides via Accelerator Mass Spectrometry**. Radiochimica Acta, v. 84, n. 4, p. 215-219, 1999. DOI:10.1524/ract.1999.84.4.215
- MERCHEL, S.; ARNOLD, M.; AUMAÎTRE, G.; BENEDETTI, L.; BOURLÈS, DL.; BRAUCHER, R. ; ALFIMOV, V.; FREEMAN, S.P.H.T.; STEIER, P.; WALLNER, A. **Towards more precise 10Be and 36Cl data from measurements at the 10-14 level: Influence of sample preparation**. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, v. 266, p. 4921–4926, 2008. DOI:10.1016/j.nimb.2008.07.031
- MILANI, E.J.; MELO, J.H.G.; SOUZA, P.A.; FERNANDES, L.A.; FRANÇA, A.B. **Bacia do Paraná**. Boletim de Geociências da Petrobrás, v. 15, n. 2, p. 265-287, 2007.
- MOLINA, E.C.; USSAMI, N.; SÁ, N.C.; BLITZKOW, D. **Interpretação dos dados gravimétricos da parte norte da bacia do Paraná**. Revista. Brasileira de Geociências, v. 19, n.2, p. 187–196, 1989.
- MORALES, N. **Neotectônica em ambiente intraplaca: exemplos da região Sudeste do Brasil**. Rio Claro, Tese (Livre Docência em Geologia Estrutural e Geotectônica), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. 2005. 201p.
- NARDY, A.J.R.; MACHADO, F.B.; OLIVEIRA, M.A.F. **As rochas vulcânicas mesozoicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráfica**. Revista Brasileira de Geociências, v. 38, n.1, p. 178-195, 2008.
- NIMER, E. **Clima**. In: IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) (Ed.), Geografia do Brasil/Região Sul, IBGE, v. 2, p.151-187,1990.
- OLIVEIRA, M.A.T.; BEHLING, H.; PESSENDA, L.C.R. **Late-Pleistocene and mid-Holocene environmental changes in highland valley head areas of Santa Catarina state,**

Southern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, v. 26, p. 55-67, 2008.
DOI:10.1016/j.jsames.2008.03.001

OLIVEIRA, D.; QUEIROZ NETO, J.P. **Estudo da evolução do relevo na Serra do Mar no Estado de São Paulo a partir de um caso de captura fluvial.** Geosp, São Paulo, v. 22, p. 73-88, 2007. DOI: 10.11606/issn.2179-0892.geosp.2007.74067

OLLIER, C. D. **Tectonics and Landforms.** Longman: London. 1981.

PAISANI, J. C.; PONTELLI, M.E. ; ANDRES, J. **Superfícies aplainadas em zona morfoclimática subtropical úmida no planalto basáltico da bacia do paraná (SW Paraná / NW Santa Catarina): primeira aproximao.** Geociências (UNESP), v. 27, n. 4, p. 541-553, 2008.

PAISANI, J.C., PONTELLI, M.E., CALEGARI, M.R. **Evoluo de bacias de baixa ordem nos 41.000 anos AP - Brasil Meridional.** Revista Mercator, v. 11, n. 26, p.131 – 148, 2012.

PAISANI, J.C.; CALEGARI, M.R.; PONTELLI, M.E.; PESSENDA, L.C.R.; CORREA, A.C.B.; PAISANI, S.D.L.; RAITZ, E. **O papel das mudanças climáticas do Quaternário Superior na dinâmica evolutiva de paleovale de segunda ordem (Sul do Brasil).** Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 14, n. 1, p.103 -116, 2013.

PAISANI, J. C. ; PONTELLI, M. E. ; OSTERRIETH, M.L. ; PAISANI, S. D. L. ; FACHIN, A. ; GUERRA, S. ; OLIVEIRA, L. . **Paleosols in low-order streams and valley heads in the Araucaria Plateau - Record of continental environmental conditions in southern Brazil at the end of MIS 3.** Journal of South American Earth Sciences, v. 54, p. 57-70, 2014.

PAIVA FILHO, A. **Estratigrafia e tectônica do nível de riodacitos pórfiros da Formao Serra Geral.** Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro,2000. 184 p.

PELUSO JUNIOR, V. A. **O Relevo do Território Catarinense.** Revista Geosul, n.2, v. 1, p. 7-69, 1986.

PENCK, W. **Morphological analysis of landforms: a contribution to physical geology.** Macmilan and Co., London, 1953.

PENTEADO, M. M. **Geomorfologia do setor centro-ocidental da Depressão Periférica Paulista.** IGEOG/USP, SP, Serie teses e monografias, n. 22, 1976, 86p.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de geomorfologia.** Rio de Janeiro. Editora IBGE, 1983. 186p.

PEPPE, D. J.; DEINO, A. L. **Dating rocks and fossils using geologic methods.** Nature Education Knowledge, Cambridge, v. 4, n. 10, p. 1, 2013

PERRON, J.; ROYDEN, L. **An integral approach to bedrock river profile analysis.** Earth Surface Processes and Landforms, v. 38, p. 570-576, 2013. DOI: 10.1002/esp.3302.

PERSANO, C.; STUART, F.M.; BISHOP, P.; BARFOD, D.N. **Apatite (U-Th)/He age constraints on the development of the Great Escarpment on the southeastern Australian passive margin.** *Earth and Planetary Science Letters*, v. 200, n.1-2, p. 79-90, 2002. DOI:10.1016/S0012-821X(02)00614-3.

PETRY, K.; ALMEIDA, D.P.M.; ZERFASS, H. **O vulcanismo Serra Geral em Torres, Rio Grande do Sul, Brasil: empilhamento estratigráfico local e feições de interação vulcano-sedimentar.** *Journal of Geoscience*, v1, n.1, p. 36-47, j2005

PINTO, E. J. de A.; AZAMBUJA, A. M. S. de; FARIAS, J. A. M.; SALGUEIRO, J. P. de B.; PICKBRENNER, K. (Coords.). **Atlas pluviométrico do Brasil: isoietas mensais, isoietas trimestrais, isoietas anuais, meses mais secos, meses mais chuvosos, trimestres mais secos, trimestres mais chuvosos.** Brasília: CPRM, 2011. 1 DVD. Escala 1.5:000.000. Programa Geologia do Brasil; Levantamento da Geodiversidade, 2011.

PORTENGA, E.; BIERMAN, P.R. **Understanding Earth's eroding surface with 10Be.** *Geology*, v. 21, n. 8, p. 4- 10, 2011.

POTTER, P.E. **The Mesozoic and Cenozoic paleodrainage of South America: a natural history.** *Journal of South American Earth Sciences*, v. 10, n. 5/6, p, 331–344, 1997.

POTTER, P.E.; VERDUM, R.; HOLZ, M.; MARTINS, D.B.; LISBOA, N. **Três Forquilhas Valley in Southern Brazil - evidence for the uplift of the volcanic plateau.** *Pesquisas em Geociências*, v. 40, n. 3, p. 189-208, 2013.

POUPEAU, G. **Precision, accuracy and meaning of fission track ages.** *Proceedings of the Indian Academy of Sciences - Earth and Planetary Sciences*, v. 90, n. 3, p, 403 – 436, 1981. DOI: 10.1007/BF03029218

POUPEAU, G. **Recent advances in quaternary geochronology.** *Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador (BA)*, v. 4, p. 1442 – 1450, 1982.

PRINCE, P.S.; SPOTILA, J.A.; HENIKA, W.S. **New physical evidence of the role of stream capture in active retreat of the Blue Ridge escarpment, southern Appalachians.** *Geomorphology*, n. 123, n. 3-4, p. 305–319, 2010.

PUTZER, J. **Geologia da Folha de Tubarão, Estado de Santa Catarina.** Rio de Janeiro, DNPM-DFPM (Relatório 96), 46 p, 1955.

QUEIROZ, G.L.; SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E.R. **Knickpoint finder: A software tool that improves neotectonic analysis.** *Computers & Geosciences*, v. 76, p. 80-87, 2015.

REGARD, V. ; BELLIER, O. ;BRAUCHER, R. ; GASSE,F. ; BOURLES, D. et al.. **10Be dating of alluvial deposits from Southeastern Iran (the Hormoz Strait area).** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 242, n. 1–2, p.36 – 53, 2006.

REZENDE, E. A. ;SALGADO, A. A. R. ; SILVA, J. R. **Fatores controladores da evolução do relevo no flanco N-NW do rift continental do sudeste do Brasil: uma análise baseada na mensuração dos processos denudacionais de longo-prazo.** *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 14, p. 219-232, 2013.

RICCOMINI C. **O Rift continental do sudeste do Brasil**. Tese de Doutorado, IGc/USP, São Paulo, 1989, 256 p.

RICCOMINI, C. **Tectonismo Gerador e Deformador dos Depósitos Sedimentares Pós-Gondvânicos da Porção Centro Oriental do Estado de São Paulo e Áreas Vizinhas**. Tese (Livre-Docência), IG/USP. São Paulo/SP, 1995, 100 p.

RICCOMINI, C.; ASSUMPÇÃO, M. **Quaternary tectonics in Brazil**. Episodes, v. 22, n. 3, p. 221–225, 1999.

RICCOMINI, C.; VELÁZQUEZ, V. F.; GOMES, C. B. **Tectonic controls of the mesozoic and cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform**. In: COMIN-CHIARAMONTI, P.; GOMES, C. B. (Ed.) Mesozoic to cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. São Paulo: Edusp-Fapesp, 2005. p. 31-56

RIEBE C. S.; KIRCHNER J. W.; FINKEL R. C. **Erosional and climatic effects in long-term chemical weathering rates in granitic landscapes spanning diverse climate regimes**. Earth and Planetary Science Letters, v. 224, p. 547-562, 2004.

RIFFEL, S.B.; VASCONCELOS, P.M.; CARMO, I.O.; FARLAY, K.A. **Combined $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U–Th)/He geochronological constraints on long-term landscape evolution of the Second Paraná Plateau and its ruiniform surface features, Paraná, Brazil**. Geomorphology, v. 233, p. 52–63, 2015. DOI: 10.1016/j.geomorph.2014.10.0410169-555X

ROLDAN, L.F. **Tectônica rúptil meso-cenozóica na região do Domo de Lages, SC**. 2007. Dissertação (Mestrado em Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007. doi:10.11606/D.44.2007.tde-31072007-155414.

ROSS, J. L.S. **Registro cartográfico dos fatos geomorfológicos e a questão da taxonomia do relevo**. Revista de Geografia - IG-USP, n. 6, p. 17 – 29, 1992.

SAAD, A.R. **Estratigrafia do Subgrupo Itararé no Centro e Sul do Estado de São Paulo**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1977. 107 p.

SALAMUNI, E.; EBERT, H. D. ; BORGES, M. S. ; HASUI, Y. ; COSTA, J. B. S. ; SALAMUNI, R. . **Tectonics and sedimentation of the Curitiba Basin**. Journal of South American Earth Sciences, v. 15, n.8, p. 901-910, 2003.

SALAMUNI, E.; EBERT, H. D. ; HASUI, Y. **Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba**. Revista Brasileira de Geociências, v. 34, n. 4, p. 469 – 478, 2004.

SALGADO A.A.R.; BRAUCHER R.; COLIN F.; NALINI-JR H.A.; VARAJAO A.F.D.C.; VARAJAO C.A.C. **Denudation rates of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil): Preliminary results from measurements of solute fluxes in rivers and in situ-produced cosmogenic ^{10}Be** . Journal of Geochemical Exploration, v. 88, p. 313-317, 2006.

SALGADO, A. A. R.; VARAJÃO, C.A.C.; COLIN, F.; BRAUCHER, R.; VARAJÃO, A.F.D.; NALINI JUNIOR, H.A. **Study of the erosion rates in the upper Maracujá Basin (Quadrilátero Ferrífero/MG, Brazil) by the in situ produced cosmogenic ^{10}Be method.** Earth Surface Processes and Landforms (London), v. 32, p. 905-911, 2007a.

SALGADO, A. A. R. ; VARAJÃO, C.A.C.; COLIN, F.; BRAUCHER, R.;VARAJÃO, A.F.D.; NALINI JUNIOR, H.A.; CHEREM L. F. ; MARENT B. R. ; BRINDUSA, C. B. . **Estimativa das taxas de erosão das terras altas da alta bacia do rio das Velhas no Quadrilátero Ferrífero: implicações para a evolução do relevo.** Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 8, p. 1-8, 2007b.

SALGADO, A. A. R.; BRAUCHER, R.; VARAJÃO, C.A.C.; COLIN, F.; VARAJÃO, A.F.D.; NALINI JUNIOR, H.A. **Relief evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil) by means of (^{10}Be) cosmogenic nuclei.** Zeitschrift für Geomorphologie, v. 52, p. 317-323, 2008.

SALGADO, A. A. R.; SOBRINHO, L.C.; CHEREM, L. F.; VARAJÃO, C. A. C.; VARAJÃO, C. A. C.; BOURLÈS, DIDIER L.; BRAUCHER, R.; MARENT, B. R. **Estudo da evolução da escarpa entre as bacias do Doce/Paraná em Minas Gerais através da quantificação das taxas de desnudação.** Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 13, p. 213-222, 2012.

SALGADO, A. A. R. ; MARENT B. R. ; CHEREM L. F. ; BOURLÈS, D. ; SANTOS, L. J. C. ; BRAUCHER, R ; BARRETOS, H. N. **Denudation and retreat of the Serra do Mar escarpment in southern Brazil derived from in situ-produced ^{10}Be concentration in river sediment.** Earth Surface Processes and Landforms (Print), v. 39, n. 3, p. 311 – 319, 2014.

SARTORI, P.L.P.; BORTOLOTTI, O.J. **Os principais tipos de rochas vulcânicas da Bacia do Paraná no Planalto de Santa Catarina.** Ciência e Natura, n. 4, p. 71-84, 1982.

SCHALLER M.; EHLERS T.A. **Limits to quantifying climate driven changes in denudation rates with cosmogenic radionuclides.** Earth and Planetary Science Letters, v. 248, n. 153-167, 2006.

SCHEIBE, L. F. **Geologia de Santa Catarina.** Revista Geosul, n.1, v.1, p. 7 – 38, 1986.

SCHEIBE, L. F.; FURTADO, S.M.A. **Proposta de alinhamentos Estruturais pra um Esboço Geotectônico de Santa Catarina.** Revista Geosul, n.8, v.4, p. 78 – 91, 1989.

SCHOBENHAUS C., CAMPOS D.A., DERZE G.R., ASMUS H.E. **Geologia do Brasil.** Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais - escala 1:2.500.000. Brasília, MME/DNPM, 1984, 502p.

SCHMIDT, K.H. **The significance of scarp retreat for Cenozoic landform evolution on the Colorado Plateau, USA.** Earth Surface Processes and Landforms, v. 14, n. 2, 1989, p. 93-105.

SCHNEIDER, R.L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F.; NOGUEIRA, A.A. **Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná**. XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Anais..., Porto Alegre, p.47-65, 1974.

SCHUMM, S.A. **The fluvial system**. London:Wiley, 1977.

SCHWANGHART, W.; SCHERLER, D. **TopoToolbox 2 – MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences**. Earth Surface Dynamics, v. 2, p.1-7, 2014. DOI:10.5194/esurf-2-1-2014

SEEBER, L.; GORNITZ, V. **River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics**. Tectonophysics, v. 92, p. 335-467, 1983

SEIDL, M.A.; WEISSEL, J.K.; PRATSON, L.F. **The kinematics and pattern of escarpment retreat across the rifted continental margin of SE Australia**. Basin Research, v. 8, n. 301–316, 1996. DOI:10.1046/j.1365-2117.1996.00266.x

SIAME, L.L.; BRAUCHER, R.; BOURLÈS, D.L. **Les nucléides cosmogéniques produits in situ: de nouveaux outils en géomorphologie quantitative**. Bull. Soc. Géol. France, v. 171, n. 4, p. 383-396, 2000.

SIAME, L.; SÉBRIER, M.; BELLIER, O.; BOURLÈS, D.; COSTA, C.; AHUMADA, E. A.; GARDINI, C.E.; CISNEROS, H. **Active basement uplift of Sierra Pie de Palo (Northwestern Argentina): Rates and inception from ^{10}Be cosmogenic nuclide concentrations**. Tectonics, v. 34, p. 1129–1153, 2015. DOI:10.1002/2014TC003771.

SIMINSKI, A.; FANTINI, A. C.; REIS, M. S. **Classificação da vegetação secundária em estágios de regeneração da Mata Atlântica em Santa Catarina**. Ciência Florestal, Santa Maria, v.23, n. 3, p. 369 – 378, 2013.

SINGHAL, B.B.S.; GUPTA, R.P. **Applied Hydrology of Fractured Rocks**. 2ª edição, Springer, 2010, 401p.

SOARES, P.C.; LUZ, M. E. R.; REDAELLI, R.; GUERRA, S. M. S. **Análise morfoestrutural em fotos aéreas: aplicação na prospecção de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná**. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Brasília, Anais... Brasília, DF: CNPQ, v. 1, p.157-168, 1982

SORDI, M.V.; SALGADO, A.A.R.; PAISANI, J.C. **Evolução do relevo em áreas de tríplice divisor de águas regional - o caso do Planalto de Santa Catarina: análise da rede hidrográfica**. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 16, n. 3, p.435 – 447, 2015a. DOI: 10.20502/rbg.v16i3.653

SORDI, M.V.; SALGADO, A.A.R.; PAISANI, J.C. **Evolução do relevo em áreas de tríplice divisor de águas regional - o caso do Planalto de Santa Catarina: análise morfoestrutural**. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 16, n. 4, p.579-592, 2015b. DOI: 10.20502/rbg.v16i4.791

SORDI, M.V.; SALGADO, A.A.R.; PAISANI, J.C. **Compartimentação geomorfológica em áreas de tríplice divisor de águas regional - o caso do planalto de Santa Catarina.** *Geociências*, v. 35, n. 4, p. 623-64, 2016.

SORDI, M.V.; SALGADO, A.A.R.; PAISANI, J.C.; PAGOTTO, D. **Controle litoestrutural no desenvolvimento de vales na área do rebordo da Bacia do Paraná no Estado de Santa Catarina, Sul do Brasil.** *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 18, n. 4, p. 671-687, 2017. DOI: 10.20502/rbg.v18i4.1189

SORDI, M. V.; SALGADO, A. A. R.; SIAME, L.; BOURLÈS, D.; PAISANI, J. C.; LÉANNI, L.; BRAUCHER, R.; DO COUTO, E.V.; AND ASTER TEAM. **Implications of drainage rearrangement for passive margin escarpment evolution in southern Brazil.** *Geomorphology*, v. 306, p. 155-169, 2018

STOKES, S. **The timing of OSL sensitivity changes in a natural quartz.** *Radiation Measurements*, v. 23, p. 601–605, 1994.

STOKES, S. **Luminescence dating applications in geomorphological research.** *Geomorphology*, v. 29, n. 1-2, p. 153-171, 1999.

STONE, J.O. **Air pressure and cosmogenic isotope production.** *Journal of Geophysical Research*, v. 105, n. 23753–23759, 2000. DOI:10.1029/2000JB900181.

STRUGALE, M., ROSTIROLLA, S. P.; MANCINI, F., PORTELA FILHO, C. V. **Compartimentação Estrutural das Formações Pirambóia e Botucatu na Região de São Jerônimo da Serra, Estado do Paraná.** *Revista Brasileira de Geociências*, v. 34, p.303-316, 2004.

SULLIVAN C, BIERMAN PR, REUSSER L, PAVICH M, LARSEN J, FINKEL RC. 2007. **Cosmogenic erosion rates and landscape evolution of the Blue Ridge escarpment, southern Appalachian Mountains.** In: Geological Society of America (Ed.), *Geological Society of America Abstracts with Programs*, Colorado Convention Center, p. 512

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology.** John Wiley and Sons, New York, 1991, 537p.

TELLO SAENZ, C.A.; HACKSPACHER, P.C.; HADLER, N.J.C.; IUNES, P.J.; GUEDES, S.; PAULO S.R.; RIBEIRO L.F.B. **Recognition of cretaceous, Paleocene and neogene tectonic reactivation, through apatite fission-track analysis in Precambrian areas of the Southeast Brazil: association with the South Atlantic Ocean Opening.** *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 137–142, 2003. DOI: 10.1016/S0895-9811(02)00131-1

THOMAS, D.S.G.; SHAW, P.A. **The Zambezi River: tectonism, climatic change and drainage evolution — is there really evidence for a catastrophic flood? A discussion.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 91, p. 175-178, 1992.

THOMAZ, S.L. **Sinopse sobre a Geologia do Paraná.** *Boletim de Geografia*, v.2, n. 2, p 76 - 90. 1984.

THOMPSON, H.D. **Drainage evolution in the southern Appalachians**. Geological Society of America Bulletin, v. 50, 1323-56, 1939

THOMPSON R.N.; GIBSON S.A.; MITCHELL J.G.; DICKIN A.P.; LEONARDOS O.H.; BROD J.A.; GREENWOOD J.C. **Migrating Cretaceous-Eocene Magmatism in the Serra do Mar Alkaline Provinces, SE Brazil: Melts from the Deflected Trindade Mantle Plume?**

Journal of Petrology, v. 39, n. 8, p. 493-1526, 1998.

VALERIANO, M. M. **Modelo digital de variáveis morfométricas com dados SRTM para o território nacional: o projeto TOPODATA**. In: XII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2005, Goiânia. Anais, 2005, p. 3595-3602

VALERIANO, M.M.; ROSSETTI, D.F. **Topodata: Brazilian full coverage refinement of SRTM data**. Applied Geography, v. 32, n. 2, p. 300–309, 2012. DOI: 10.1016/j.apgeog.2011.05.004

VANACKER V.; VON BLANCKENBURG F.; HEWAEASAM T. **Constraining landscape development of the Sri Lankan Escarpment with cosmogenic nuclides in river sediment**. Earth and Planetary Science Letters v. 253, p. 402-414, 2007.

VAN DER BEEK, P.; SUMMERFIELD, M A.; J. BRAUN, J.; BROWN, R.W.; FLEMING, A. **Modeling postbreakup landscape development and denudational history across the southeast African (Drakensberg Escarpment) margin**. Journal of Geophysical Research, v.107, n. B12, p. 2351,2002. DOI:10.1029/2001JB000744

VAN DER WATERREN, F.M.; DUNAI. T.J. **Late Neogene passive margin denudation history—cosmogenic isotope measurements from the central Namib desert**. Global and Planetary Change, v. 30, n. 3-4, p. 271 – 307, 2001.

VARAJÃO, C.A.C.; SALGADO, A. A. R. ; VARAJÃO, A.F.D.; BRAUCHER, R.; COLIN, F.; NALINI JUNIOR, H.A. **Estudo da Evolução da Paisagem do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brasil) Através da Mensuração das Taxas de Erosão (10Be) e da Pedogênese**. Revista Brasileira de Ciência do Solo (Online), v. 33, p. 1409-1425, 2009.

VELOSO, H.P., OLIVEIRA FILHO, L.C., VAZ, A.M.S.F., LIMA, M.P.M., MARQUETE, R.; BRAZÃO, J.E.M. (orgs.). **Manual técnico da vegetação brasileira**. IBGE, Rio de Janeiro, v.1, 1992.

VIEIRA, P.C. **Hipótese sobre a origem da Depressão Periférica Paulista**. Revista Instituto Geológico, v. 3, n. 2, p. 61-67, 1982

VIGNOL-LELARGE, M.L.M.; SOLIANI, E. JR.; POUPEAU, G. **Datação pelos traços de fissão do Domínio Meridional da Serra do Mar (Arco de Ponta Grossa, Brasil)**. In: SBG: Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário Camboriú, Anais 38:379–380, 1994.

VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L. J. **Planície Costeira do Rio Grande do Sul: gênese e paisagem atual**. In: Becker, F.G.; Ramos, R.A.; Moura, L.A. (Org.). Biodiversidade. Regiões da Lagoa do Casamento e dos Butiazais de Tapes, planície costeira do Rio Grande do Sul. 1ªed.Brasília: Ministério do Meio Ambiente/SBF, 2007, v. 1, p. 1-388.

VOLKMER, S. **Mineralogia e morfologia de coberturas de alteração desenvolvidas em rochas vulcânicas ácidas: os exemplos de Palmas e Pinhão, PR.**. Tese de Doutorado (Geoquímica e Geotectônica). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999. 184 p.

VON BLANCKENBURG, F. **The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment.** *Earth and Planetary Science Letters*, v. 23, n. 7, p. 462–479, 2005.

WAGNER, G.; VAN DEN HAUTE, P. 1992. **Fission Track Dating.** Kluwer Academic Publishers, 1992, 285p.

WARD D. J.; SPOTILA J.A.; HANCOCK G. S.; GALBRAITH J. M. **New constraints on the late Cenozoic incision history of the New River, Virginia.** *Geomorphology* v.72, n. 1-4, p. 54-72, 2005.

WARREN, L. V.; ALMEIDA, R. P.; HACHIRO, J.; MACHADO, R.; ROLDAN, L. F.; STEINER, S. S.; CHAMANI, M. A. C. **Evolução sedimentar da Formação Rio do Rastro (Permo-Triássico da Bacia do Paraná) na porção centro sul do estado de Santa Catarina, Brasil.** *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38, n. 2, p. 213-227, 2008.

WILDNER, W.; ORLANDO FILHO, V.; GIFFONI, L.E. **Itaimbezinho and Fortaleza, state of Rio Grande do Sul and Santa Catarina. Magnificent canyons sculpted in the Apartados scarps of the volcanic plateau of the Paraná Basin.** In: Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Berbert-Born, M.; Queiroz, E.T.; Campos, D.A.; Souza, C.R.G.; Fernandes, A.C.S.. (Org.). *Geological and Paleontological Sites of Brasil*. Brasília: SIGEP, v. 02, 2006.

WEISSEL, J. K.; SEIDL, M. A. **Inland propagation of erosional escarpments and river profile evolution across the southeast Australian passive continental margin.** In: *Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*. Geophys. Monogr. Ser (AGU, Washington, D. C.) edited by K. J. Tinkler; E. E. Wohl, v. 107, p. 189–206, 1998.

WILLETT, S.D.; MCCOY, S.W.; PERRON, J.T.; GOREN, L.; CHEN, C.Y. **Dynamic reorganization of river basins.** *Science*, v. 343, p.1248765-1 - 1248765-9, 2014. DOI: 10.1126/science.1248765.

YOUNG, R.W.; MCDUGALL, I. **Long-term landscape evolution: Early Miocene and modern rivers in southern New South Wales, Australia.** *Journal of Geology*, v. 101, p. 35–49, 1993.

YU, B.; CHAPPELL, J.M.A.; FITCHETT, K. **Natural diversion of the ramu river in Papua New Guinea.** *Australian Geographer*, v. 22, n. 2, p. 161 – 167, 1991.

ZALÁN, P.V.; WOLFF, M.A.M.; ASTOLFI, I.S.; VIEIRA, J.C.J.; CONCEIÇÃO, V.T.; APPI, E.V.S.; NETO, J.R.; CERQUEIRA, A. M. **The Paraná Basin, Brazil**, AAPG Memoir, v. 51, p. 681–708, 1990.

ZALAN, P.V.; OLIVEIRA, J.A.B. 2005. **Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil.** *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 12, p. 269–300, 2005.

APÊNDICE A - COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA EM ÁREAS DE TRÍPLICE DIVISOR DE ÁGUAS REGIONAL - O CASO DO PLANALTO DE SANTA CATARINA

COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA EM ÁREAS DE TRÍPLICE DIVISOR DE ÁGUAS REGIONAL - O CASO DO PLANALTO DE SANTA CATARINA

Michael Vinicius de SORDI¹; André Augusto Rodrigues SALGADO²; Julio Cesar PAISANI³

- (1) Programa de Pós-graduação em Geografia - Universidade Federal de Minas Gerais – 31 3409 5462. Av. Antônio Carlos, 6.627, Campus Pampulha, Belo Horizonte, MG – Brasil – CEP: 31.270-901. Endereço eletrônico: michael.sordi@gmail.com.
 (2) Departamento de Geografia - Universidade Federal de Minas Gerais – 31 3409 5462. Av. Antônio Carlos, 6.627, Campus Pampulha, Belo Horizonte, MG – Brasil – CEP: 31.270-901. Endereço eletrônico: aarsalgadoufmg@gmail.com.
 (3) Universidade Estadual do Oeste do Paraná (UNIOESTE)/Campus Francisco Beltrão - Núcleo de Estudos (Paleo) ambientais (NEPA) - Rua Maringá 1.200, bairro Vila Nova, Francisco Beltrão (PR) - CEP 85.605.010. Endereço eletrônico: juliopaisani@hotmail.com.

Introdução
 Caracterização da área de estudo
 Metodologia
 Resultados
 Discussões
 Considerações finais
 Agradecimentos
 Referências

RESUMO - O presente artigo objetivou o mapeamento das unidades de relevo na área do tríplice divisor hidrográfico Uruguai – Iguaçu (Paraná) – Itajaí-Açu, na região central do estado de Santa Catarina. Para tanto, foram utilizados dados de radar SRTM, imagens aéreas e de infravermelho, bases cartográficas e trabalhos de campo. A delimitação das unidades seguiu a metodologia de Ross (1992), utilizando-se nesse estudo, o terceiro táxon. Foram mapeadas oito unidades geomorfológicas divididas em dois compartimentos: Depressão do Itajaí-Açu, onde os compartimentos são o Planalto intermediário no limite entre bacias oceânicas e continentais e a Depressão do Alto Itajaí-Açu; e o Planalto de Santa Catarina, onde foram delimitadas seis unidades: Planalto do rio Negro; Planalto do rio Canoinhas; Planalto intermediário interior; Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu; Planalto de Caçador; Planalto do rio Canoas. Os diferentes compartimentos resultam da ação diferencial do processo erosivo sobre substratos geológicos de diferentes composições, estruturas e gênese; diferentes níveis de base regionais: Itajaí-Açu, Iguaçu (Paraná) e Uruguai e diferentes características morfoestruturais.

Palavras chave: Tríplice divisor; unidades de relevo; erosão diferencial.

ABSTRACT - The present paper aimed the mapping of relief units in the triple water boundary of Itajaí-Açu, Paraná (Iguaçu) and Uruguai, in central region of Santa Catarina state. To do so, were utilized SRTM radar data, aerial and infrared imagery, cartographic basis e fieldwork. The delimitation of the units followed Ross' (1992) methodology, utilizing, in this study, the third taxon. Eight geomorphological units were mapped divided into two compartments: Depressão do Itajaí-Açu, where the compartments are the Planalto intermediário no limite entre bacias oceânicas e continentais and the Depressão do Alto Itajaí-Açu; and the Planalto de Santa Catarina, were 6 units were delimited : Planalto do rio Negro; Planalto do rio Canoinhas; Planalto intermediário interior; Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu; Planalto de Caçador; Planalto do rio Canoas. The different compartments result of differential action of erosion processes over geological substrata of different composition, structure and genesis; different regional base-levels: Itajaí-Açu, Iguaçu (Paraná) and Uruguai and different morphostructural characteristics.

Keywords: Triple boundary; relief units; differential erosion.

INTRODUÇÃO

A importância da compartimentação geomorfológica para o estudo da evolução da paisagem em escala mesoregional, baseando-se tanto em fatores morfoclimáticos quanto morfoestruturais, foi um assunto recorrente nas últimas décadas na geomorfologia brasileira (ALMEIDA, 1956; AB'SABER, 1970; 1998; ROSS, 1995). A região sul do Brasil, por se situar em zona subtropical, se diferencia das demais regiões do ponto de vista climático e morfológico. Do ponto de vista estrutural esta

região apresenta estruturas de bacia sedimentar e de escudo: a oeste a unidade geotectônica é a Bacia Sedimentar do Paraná, capeada em parte por derrames; a leste ocorrem dobramentos antigos, além de sedimentos costeiros próximo à costa. A maioria das classificações supracitadas consideram esse limite (entre a Bacia Sedimentar do Paraná e o Escudo Atlântico), grosso modo, como limite entre as macrounidades.

No Sul do Brasil, há compartimentações em escala regional que levam em consideração as

unidades da federação. No Paraná destaca-se a clássica classificação de Maack (1981) em litoral, Serra do Mar, Primeiro Planalto Paranaense, Segundo Planalto Paranaense e Terceiro Planalto Paranaense. As pesquisas de Maack (1947), Almeida, (1952) e Peluso Jr. (1986) constituíram os primeiros trabalhos que investigaram a morfogênese do relevo do estado de Santa Catarina. Apesar de antigas, continuam sendo, até os dias de hoje, algumas das poucas contribuições científicas acerca desse tema nesse estado. No Rio Grande do Sul destacam-se os estudos de Muller Filho, 1970; Carraro *et al.*, 1974 e IBGE, 1986. Por vezes estes estudos levam em conta nomenclatura e metodologia seguindo diferentes critérios.

Trabalhos em escala regional têm sido elaborados no limite dos estados do Paraná e Santa Catarina buscando identificar superfícies geomórficas (Paisani *et al.*, 2008; 2013; Guerra e Paisani, 2013). Apesar disso importantes superfícies se concentram ao longo do Planalto Basáltico/ das Araucárias, ainda carecendo da individualização na faixa de transição da Serra Geral para a depressão periférica e entre a depressão periférica e a Serra do Mar. Diante disso, este estudo tenta preencher essa lacuna, juntamente com outras pesquisas que estão sendo desenvolvidas no tríplice divisor (de Sordi *et al.*, 2015a e b). O presente trabalho traz o mapeamento das unidades do relevo, considerando-se o terceiro táxon (Ross, 1992), na região de transição das bacias costeiras/continentais do estado de Santa Catarina. Enfoca a contribuição dos diferentes controles lito-estruturais para a diferenciação da paisagem nessa área e assim objetiva cooperar para a superação da lacuna científica acima destacada. A área investigada é, mais especificamente, aquela onde se delimitam as três principais bacias hidrográficas do estado de Santa Catarina (Figura 1): (i) bacias costeiras, aqui representadas pelo rio Itajaí-Açu, maior rio costeiro da região sul do Brasil; (ii) rio Paraná, representado pelo seu afluente o rio Iguazu e; (iii) o rio Uruguai, representado pelos seus afluentes: rio Canoas e do Peixe.

Caracterização da área de estudo

Duas unidades geotectônicas são identificadas no embasamento lito-estrutural do

estado Catarinense: i) Escudo Atlântico e ii) Bacia Sedimentar do Paraná (Almeida e Carneiro, 1998). A área estudada se encontra quase que inteiramente na Bacia do Paraná onde afloram rochas vulcânicas e sedimentares do mesozoico e paleozoico (Figura 2).

No extremo oeste da área de estudo afloram rochas ácidas (dacitos e riolitos) da Fm Serra Geral (Sartori e Bortolotto, 1982). Nesta área, a oeste da Serra Geral, afloram ainda os basaltos da Fm Serra Geral. No front da escarpa da Serra Geral, afloram, sotopostas as rochas mesozoicas do Grupo São Bento, do qual também fazem partes os arenitos das Fms Botucatu e Pirambóia, uma sequência de rochas paleozoicas do Grupo Passa Dois (Fm Rio do Rasto, Teresina, Serra Alta e Irati). A leste afloram rochas dos Grupos Guatá (Fms Palermo e Rio Bonito) e Itararé (Fm Rio do Sul, Mafra e Campo do Tenente) (SCHNEIDER *et al.* 1974; SCHEIBE, 1986).

As rochas sedimentares paleozoicas acima descritas se constituem principalmente de argilitos, siltitos, lamitos, ritmitos e outras rochas, que possuem como principal característica a laminação horizontal (SCHEIBE, 1986). A área interior do estado Catarinense, sofre influência do Arco de Ponta Grossa e do Sinclinal de Torres, com inúmeros alinhamentos estruturais importantes, como os alinhamentos Serra Geral (NW-SE), do rio Uruguai (NE-SW), rio Canoas (NW-SE), Ponte Alta (N-S), rio Engano (ENE-WNW) e Porto União (NW-SE) (SCHEIBE e FURTADO, 1989) (Figura 2). Estudos recentes de Jacques *et al.*, 2014 e Jacques *et al.*, 2015 mostram a importância de estruturas E-W e N-S na área do Domo de Lages e entorno.

O relevo do estado de Santa Catarina é caracterizado pela existência de duas grandes unidades morfoestruturais separadas entre si pela Serra do Mar e pela Serra Geral (PELUSO-JÚNIOR, 1986): (i) um altiplano levemente inclinado para oeste, desde os planaltos da Serra do Mar ou Serra Geral e (ii) uma área que se desenvolve a leste do planalto até o mar, denominados Região do Planalto e Região do Litoral e Encostas (Figura 2). No compartimento de planalto aflora uma sucessão de rochas sedimentares gondwânicas e os derrames de lavas básicas, intermédias e ácidas da Serra Geral (SCHIEBE, 1986).

Uma compartimentação geomorfológica do estado de Santa Catarina foi elaborada pelo RADAMBRASIL (hoje incorporado ao IBGE) e constituiu a base do levantamento geomorfológico constante do Atlas de Santa Catarina (GAPLAN, 1986) (Figura 4). Segundo este mapeamento, na área de estudo se distinguem 5 compartimentos geomorfológicos, a saber: (i) Patamares do Alto Itajaí, à leste; (ii)

Planície colúvio-aluvionar, restrita a uma pequena área na planície do rio Itajaí; (iii) Patamar de Mafra, ocupando uma faixa no norte da área de estudo (pertencente a unidade hidrográfica do rio Paraná); (iv) Planalto Dissecado do rio Uruguai e Iguaçú, à oeste; e (v) Planalto dos Campos Gerais, que ocupa quase toda a área a oeste, das bacias hidrográficas do Paraná e Uruguai.

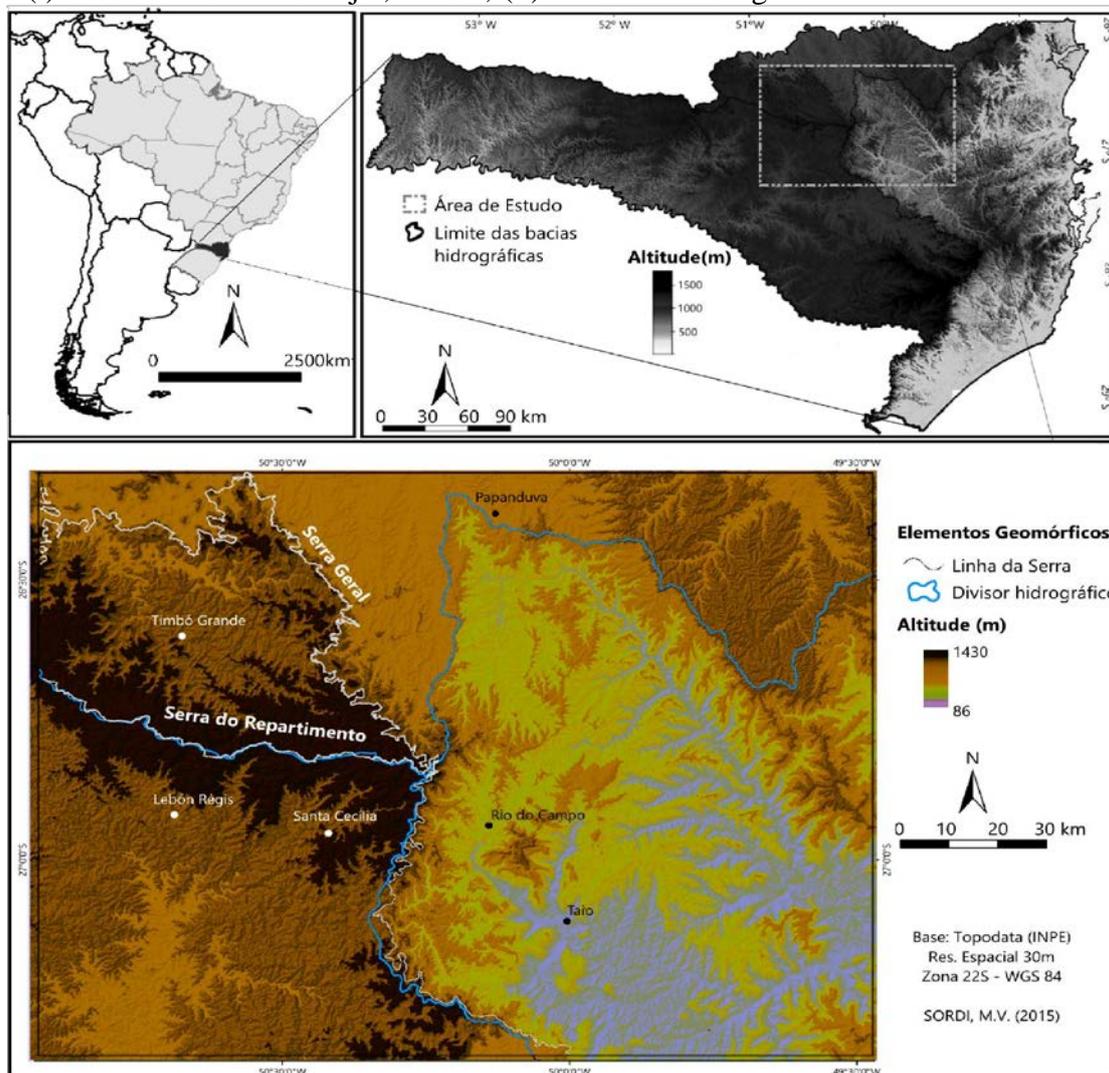


Figura 1. Localização e Modelo Digital de Elevação da área de estudo, abrangendo parte do Estado de Santa Catarina na área do tríplice divisor entre as bacias hidrográficas do Itajaí-Açu, Paraná e Uruguai.

Em termos hidrográficos, as áreas todo o oeste catarinense e a parte centro-sul do drenadas pelos afluentes do rio Uruguai Estado (Figura 1). A área pertencente ao rio totalizam 47.785 km² (50,25%) e abrangem Iguaçú (sub-bacia do rio Paraná) se restringe à porção norte-nordeste de Santa Catarina, com mais importante, com uma

área de 15.112 km². uma área total de 10.904 km² (11,5%). As No total são 36.358 km² (38,25%) de áreas com bacias litorâneas se localizam a leste do Estado cursos d'água que desaguam diretamente no e tem no rio Itajaí-Açu seu curso de drenagem Oceano Atlântico (Figura 1).

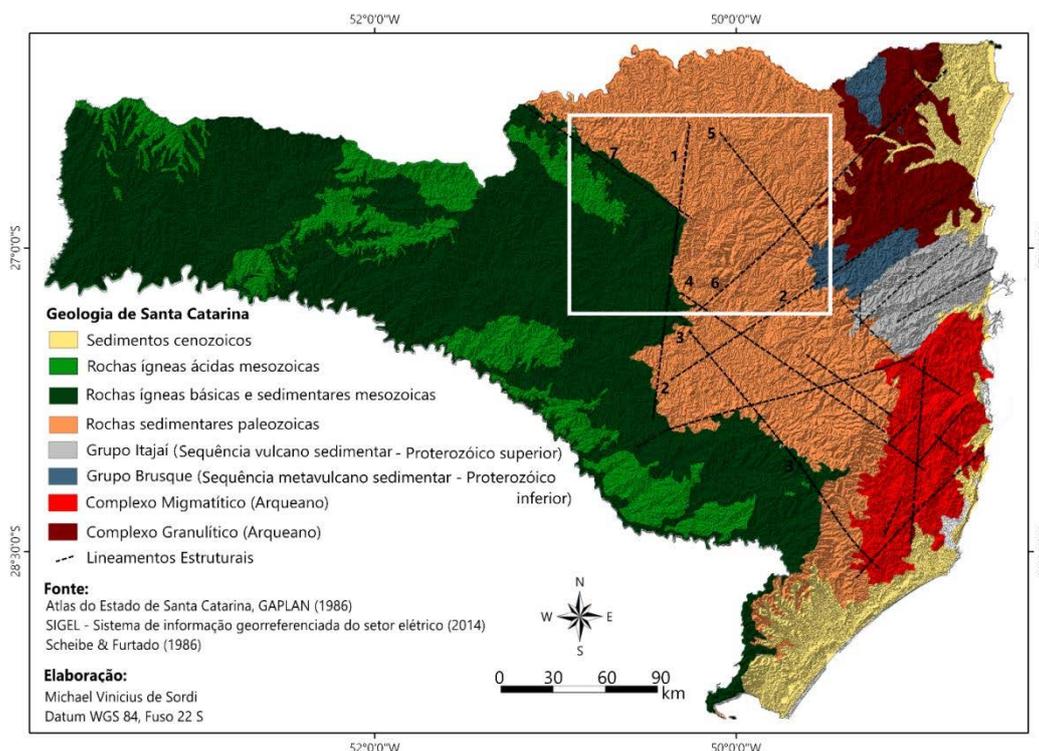


Figura 2. Mapa geológico do Estado de Santa Catarina. Os alinhamentos com influência na área de estudo se referem a: 1) Alinhamento Ponte Alta (N-S); 2) Rio do Sul (NE-SW); 3) Rio Canoas (NW-SE); 4) Serra Geral (NE-SW); 5) Rio Hercílio (NW-SE); 6) Corupá (NE-SW); 7) Porto União (NW-SE). **Fonte:** de Sordi et al., 2015b.

Cinco formações vegetais ocorrem em Santa Catarina (Leite, 1994): (i) Floresta Ombrófila Densa; (ii) Floresta Ombrófila Mista; (iii) Estepe Ombrófila; (iv) Floresta Estacional Semidecídua e (v) Floresta Estacional Decídua. Todas elas, na atualidade, já foram profundamente afetadas pela ação antrópica. O clima do estado é mesotérmico segundo a classificação climática de Köppen. No litoral e áreas de menor altitude do Oeste Catarinense, o clima é o Cfa, que se caracteriza por

precipitações bem distribuídas ao longo ano, embora, durante o verão, as mesmas sejam mais concentradas. Nessa região a média de temperatura do mês mais quente está acima dos 22°C. Já nas regiões mais elevadas e serras, o Cfb é o clima predominante, com verões mais úmidos que os invernos, chuvas abundantes e bem distribuídas ao longo do ano. Nessas áreas, no mês mais quente, a temperatura média é inferior a 22°C (NIMER, 1990).

METODOLOGIA

A presente pesquisa se baseou em dados de sensoriamento remoto e trabalhos de campo: (i) dados de radar SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) re-amostrados, com resolução espacial 30m, obtidos do Projeto TOPODATA (VALERIANO, 2005); (ii) imagens aéreas e de infravermelho do levantamento aéreo do SDS-SC (Secretaria de Desenvolvimento de Santa Catarina), em escala 1:10.000, além de (iii) bases cartográficas presentes em cartas topográficas em escala 1:50.000 e 1:100.000, de onde foram retiradas

informações sobre hidrografia; (iv) por fim foram realizados trabalhos de campo.

A partir de dados topográficos obtidos por cenas SRTM, foram elaborados modelos digitais de elevação, com os quais foram derivados mapas de Hipsometria e Declividade que embasaram a compartimentação morfológica. Os dados SRTM foram importados no Software Quantum Gis®, versão 2.8, onde foram geradas imagens raster, sombreadas, com variados exauros de relevo e azimutes de iluminação, para ajudar a delimitar

as unidades de relevo e também para extração de lineamentos.

Os compartimentos do relevo foram definidos com base nas variáveis topográficas e morfológicas da paisagem, mapeadas considerando-se o terceiro táxon definido por Ross (1992). Segundo este autor esse táxon se caracteriza por formas de relevo observadas de avião, em imagens de radar ou satélite que apresentam o mesmo aspecto fisionômico quanto a rugosidade topográfica e a dissecação de relevo. A altimetria e o desnivelamento

altimétrico também foram outros critérios levados em consideração na definição dos limites dos compartimentos (MEIS *et al.*, 1982).

Foram realizados dois trabalhos de campo na área investigada em Abril de 2015 e Agosto de 2015 com intuito de verificar a aderência do mapeamento realizado com a realidade da paisagem e efetuar registro fotográfico dos diferentes compartimentos mapeados.

RESULTADOS

Seguindo a hierarquia definida por Ross (1992) podem-se identificar, em Santa Catarina, duas Unidades Morfoestruturais, que correspondem ao primeiro táxon: (i) Bacia Sedimentar do Paraná e (ii) Escudo Atlântico. Na área de estudo, totalmente inserida no primeiro domínio, podem se identificar duas Unidades Morfoesculturais, de leste para oeste: (i) Depressão do rio Itajaí-Açu e (ii) Planalto de Santa Catarina.

O recorte de estudo compreende elevações entre 151 e 1441m que diminuem de oeste para leste, em direção ao Oceano Atlântico. As maiores altitudes estão localizadas no setor centro-oeste, na área da Serra do Repartimento, no divisor entre as bacias hidrográficas do rio Iguazu (Paraná) e Uruguai. As menores elevações, a leste, ocorrem nos vales dos principais afluentes do rio Itajaí (Itajaí do Sul, do Oeste e do Norte) e na confluência entre os rios Itajaí do Norte e Itajaí do Oeste, que formam o rio Itajaí-Açu. Em virtude as características morfológicas da área de estudo (altimetria, declividade, gradiente de relevo, dissecação) foi realizada a compartimentação geomorfológica da área, da qual resultou a delimitação de oito unidades de relevo dissecadas associadas aos sistemas hidrográficos dos rios que drenam para o continente e aqueles que drenam diretamente em direção ao Oceano Atlântico, assim designados: Depressão do Itajaí-Açu (1.1), subdividida em Planalto intermediário no limite entre bacias oceânicas e continentais (1.1.1) e Depressão do Alto Itajaí-Açu (1.1.2). As drenagens interiores pertencem ao Planalto de Santa Catarina (1.2), onde as unidades

existentes são: Planalto do rio Negro (1.2.1); Planalto do rio Canoinhas (1.2.2); Planalto intermediário interior (1.2.3); Planalto do divisor Uruguai/Iguazu (1.2.4); Planalto de Caçador (1.2.5); Planalto do rio Canoas (1.2.6) (Figura 3 e 4).

As maiores altitudes ocorrem nos compartimentos Planalto de Caçador (1.2.5); Planalto do divisor Uruguai/Iguazu (1.2.4) e Planalto intermediário interior (1.2.3), quase sempre acima dos 1.200m (Figura 3). No Planalto de Caçador (1.2.5) estão associadas a uma superfície plana e de baixa dissecação. No Planalto do divisor Uruguai/Iguazu (1.2.4) os principais divisores estão alçados a grandes elevações, enquanto no Planalto intermediário interior (1.2.3) as maiores altitudes estão associados a elevações residuais, pontuais. No Planalto do rio Canoas (1.2.6) e no Planalto intermediário no limite entre bacias oceânicas e continentais (1.1.1) as altitudes médias estão compreendidas entre 1.000 – 1.200m, enquanto no Planalto do rio Negro (1.2.1) e no Planalto do rio Canoinhas (1.2.2) as classes predominantes estão entre 800 – 1000m (Figura 3). As menores elevações, na Depressão do Alto Itajaí-Açu (1.1.2) ocorrem ao longo dos principais vales, do rio Itajaí-Açu e seus principais afluentes.

A declividade média da área de estudo é 15% (Figura 4). As maiores declividades – acima dos 45% - estão localizadas no limite entre as bacias hidrográficas continentais e oceânicas na área central do recorte estudado e no quadrante noroeste (Figura 4). As menores declividades ocorrem no extremo centro-oeste da área de estudo e centro-norte.

As menores declividades estão associadas aos principais vales – nos compartimentos Planalto do rio Negro (1.2.1), Planalto do rio Canoinhas (1.2.2) e Depressão do Alto Itajaí-Açu (1.1.2) – e topos – no Planalto de Caçador (1.2.5). As maiores declividades, por sua vez, se relacionam as escarpas das serras – compartimentos Planalto

intermediário interior (1.2.3) e Planalto intermediário no limite entre bacias oceânicas e continentais (1.1.1) - e elevações residuais – comuns nos compartimentos Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu (1.2.4) e Depressão do Alto Itajaí-Açu (1.1.2) (Figura 4).

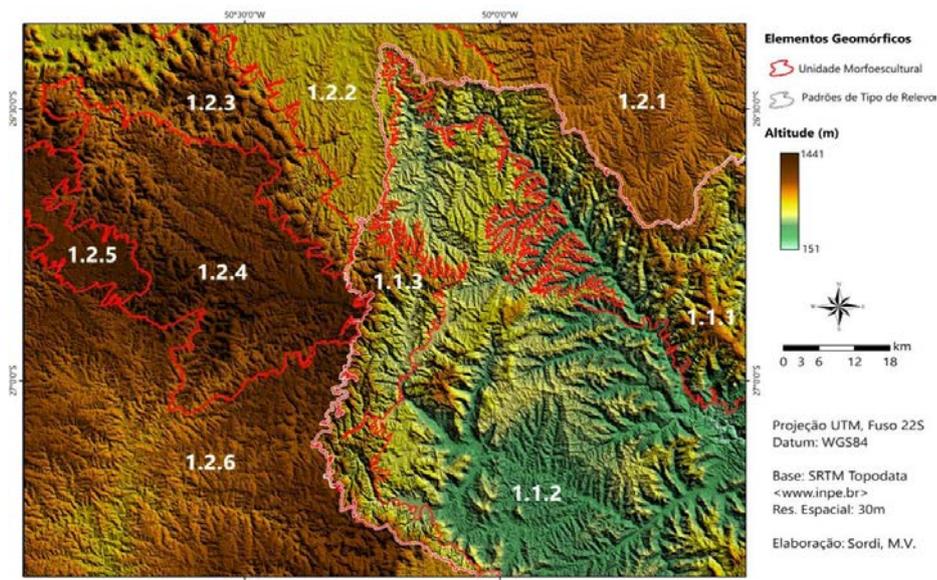


Figura 3. Modelo digital de elevação da área de estudo. Unidade Morfoescultural 1.1 Depressão do Itajaí-Açu: 1.1.1. Planalto intermediário no limite entre bacias oceânicas e continentais; 1.1.2: Depressão do Alto Itajaí-Açu. 1.2: Planalto de Santa Catarina: 1.2.1: Planalto do rio Negro; 1.2.2 Planalto do rio Canoinhas; 1.2.3 Planalto intermediário interior; 1.2.4 Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu; 1.2.5 Planalto de Caçador; 1.2.6 Planalto do rio Canoas

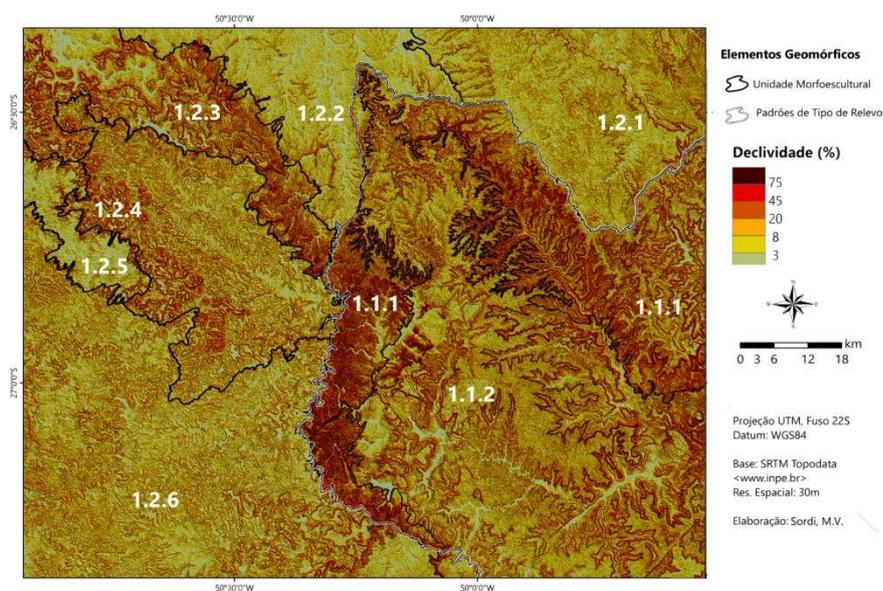


Figura 4. Mapa de declividade da área de estudo. Unidade Morfoescultural 1.1 Depressão do Itajaí-Açu: 1.1.1. Planalto intermediário no limite entre bacias oceânicas e continentais; 1.1.2: Depressão do Alto Itajaí-Açu. 1.2: Planalto de Santa Catarina: 1.2.1: Planalto do rio Negro; 1.2.2 Planalto do rio Canoinhas; 1.2.3 Planalto intermediário interior; 1.2.4 Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu; 1.2.5 Planalto de Caçador; 1.2.6 Planalto do rio Canoas

A seguir são apresentadas as características dessas unidades:

1.1.1 PLANALTO INTERMEDIÁRIO NO LIMITE ENTRE BACIAS OCEÂNICAS E CONTINENTAIS

A unidade Planalto intermediário no limite entre bacias oceânicas e continentais subdivide-se em dois compartimentos – um a leste e outro a oeste (figuras 3 e 4) - e se estende ao longo da Serra Geral para sul, na transição entre a bacia do rio Itajaí-Açu e as bacias interiores (Iguaçu e Uruguai). É embasada por rochas das Fms Serra Geral (a oeste da Escarpa), Botucatu, Pirambóia e Rio do Rasto, Serra Alta, Irati, Palermo, Rio Bonito e Taciba (na área da bacia do Itajaí-Açu). Apresenta paisagem escarpada com altitudes variando entre os 460 e 1350m e declividade de 27% em média – a forte dissecação constitui uma característica (Figura 5) desta unidade do relevo. As formas côncavas predominam na baixa encosta, porém, de forma geral, o aspecto das mesmas é marcadamente convexo. Os principais cursos d'água são os rios Itajaí do Oeste e Itajaí do Norte (a leste). Canais bem encaixados contrastam com as colinas altas, que exibem numerosas cicatrizes deixadas por ravinas e canais de baixa ordem hierárquica. O encaixamento dos canais é visto inclusive no canal do Itajaí do Norte, onde não há formação de planície de inundação considerável. A densidade de lineamentos é elevada, com direções predominantes N-S, NE-SW e NW-SE (Figura 5).

Os afluentes do rio Itajaí-Açu que drenam diretamente para o Oceano Atlântico e possuem grande poder de dissecação avançam remontantemente em direção as bacias dos rios Iguaçu (Paraná) e Uruguai (de Sordi *et al.*, 2015). Esses afluentes apresentam várias inflexões, registrando possíveis processos de reorganização fluvial. Outras anomalias de drenagem ocorrem na área, como curvaturas anômalas e meandros comprimidos.

1.1.2 DEPRESSÃO DO ALTO ITAJAÍ-AÇU

A Depressão do Alto Itajaí-Açu é a maior dentre as unidades mapeadas e localiza-se no centro-leste da área de estudo. É embasada por diferentes substratos rochosos (Fms Teresina, Serra Alta, Irati, Palermo e rio Bonito e Taciba

(Figura 6). Possui altitudes variando entre os 150 e 1060m, com elevada declividade (16% em média) (Figura 6). Tal unidade possui como característica principal a intensa dissecação do relevo, comandada pelas drenagens de menor ordem hierárquica (até 3ª ordem) que se apresentam bem encaixadas. As encostas se orientam para sul principalmente. As encostas ou segmentos de encosta côncavos predominam nas baixas encostas e as áreas planas mais amplas estão associadas à planície de inundação do rio Itajaí-Açu (que constitui o nível de base regional) e de seus principais afluentes nesse compartimento (rio Itajaí do Oeste, Rio Itajaí do Sul e Rio Itajaí do Norte) (Figura 6). Grandes alinhamentos a partir dos quais o rio Itajaí-Açu e seus afluentes se instalaram ocorrem nas direções NW-SE e NE-SW, principalmente sobre as rochas da Fm Rio Bonito. A frequência absoluta indica que a direção principal é NW-SE, porém com importante ocorrência de feixes E-W e NE-SW, secundariamente (Figura 6).

Importantes elevações residuais (cerca de 800m de altitude) se destacam na paisagem (Figura 6) que, em sua maior parte, apresenta altitudes abaixo dos 500m. Estas altitudes chegam a cerca de 100m junto a confluência entre o Itajaí do Norte e Itajaí do Oeste. Os cursos d'água exibem inflexões que parecem apontar para prováveis processos de reorganização fluvial (de Sordi *et al.*, 2015).

1.2.1 PLANALTO DO RIO NEGRO

Situado no extremo nordeste da área de estudo onde afloram rochas do Grupo Itararé (Fms Campo de Tenente, Mafra e Rio do Sul) o Planalto do rio Negro apresenta altimetria variando entre 750 e 1050m (Figura 7); a declividade média é 10% e a dissecação varia de baixa a média. Predominam encostas retilíneas, porém ocorrem setores convexos, principalmente nas áreas de topos. A principal drenagem regional é o rio Negro. Os cursos d'água se dispõem de S-N, SE-NW e SW-NE, tendo como exutório regional (e nível de base) o rio Iguaçu. Verifica-se uma possível tendência de migração dos canais, já que parece haver um padrão, onde os canais estão confinados à margem esquerda. A leste os vales são mais encaixados e a dissecação é maior, com grande quantidade de drenagens de primeira ordem que comandam o processo

erosivo. Em direção a oeste diminui a declividade e a amplitude dos vales.

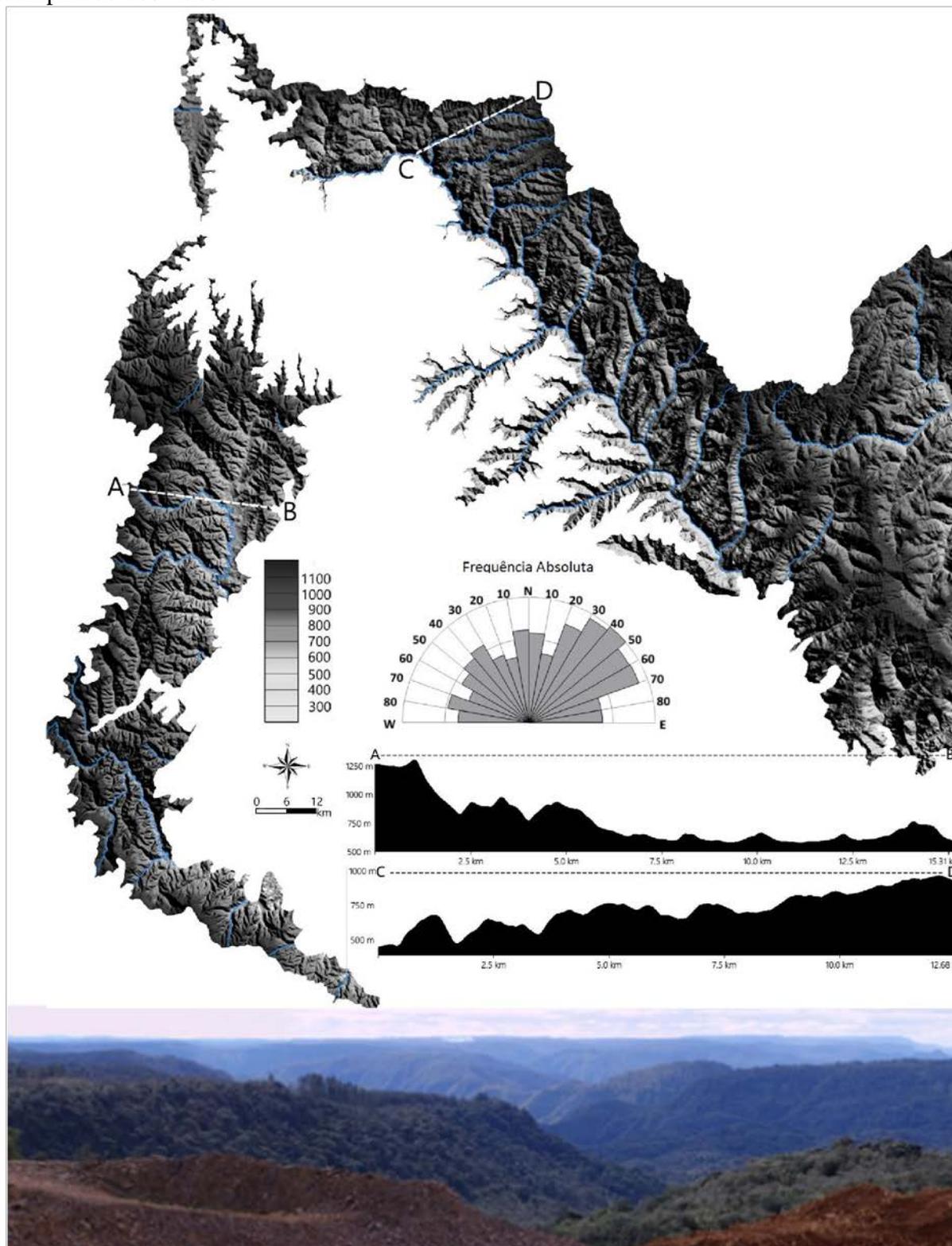


Figura 5. Perfil transversal, diagramas de roseta dos lineamentos, modelo de elevação digital do Planalto intermediário no limite entre bacias oceânicas e continentais

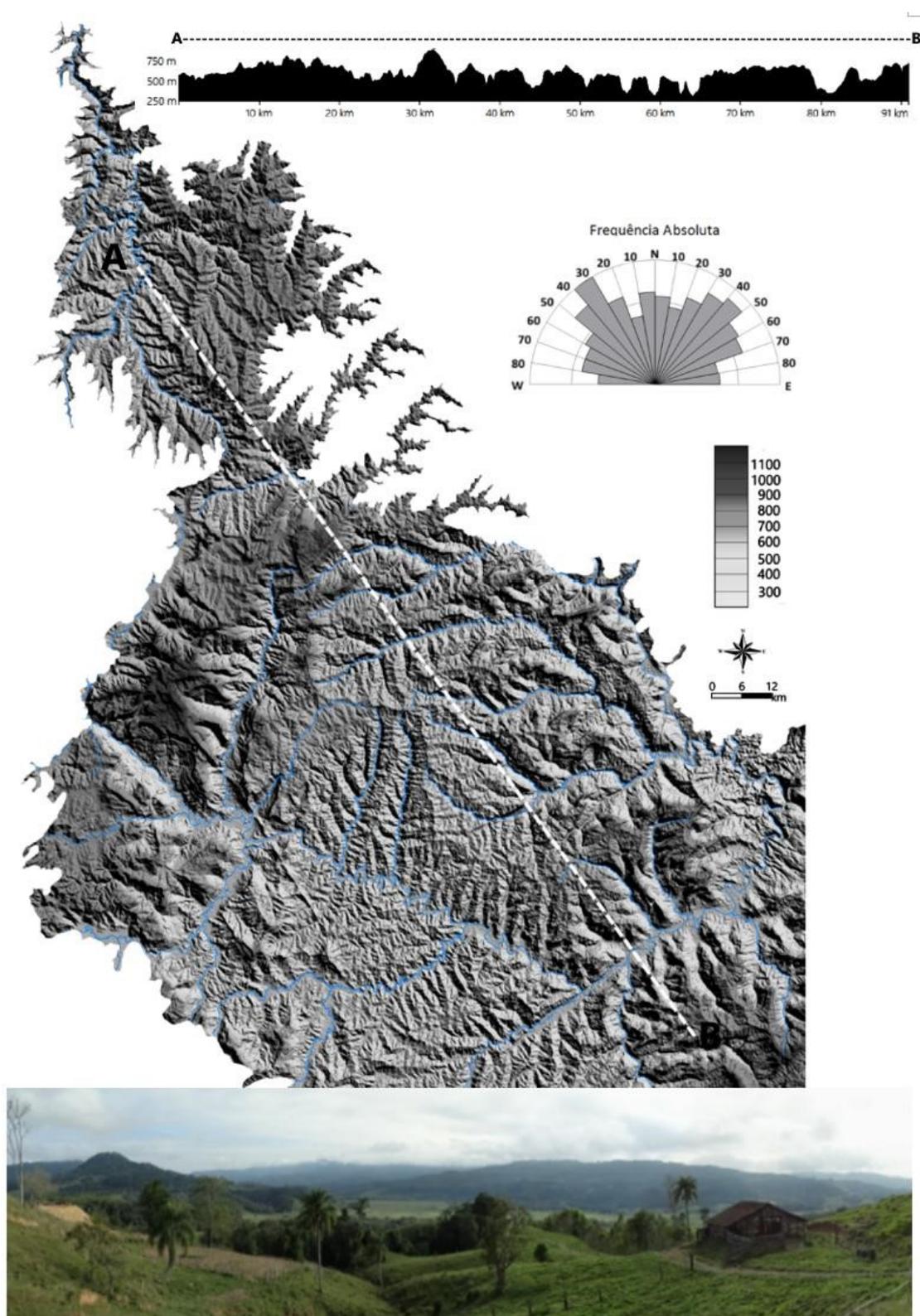


Figura 6. Perfil transversal, diagramas de roseta dos lineamentos, modelo de elevação digital e paisagem típica da Depressão central do rio Itajaí

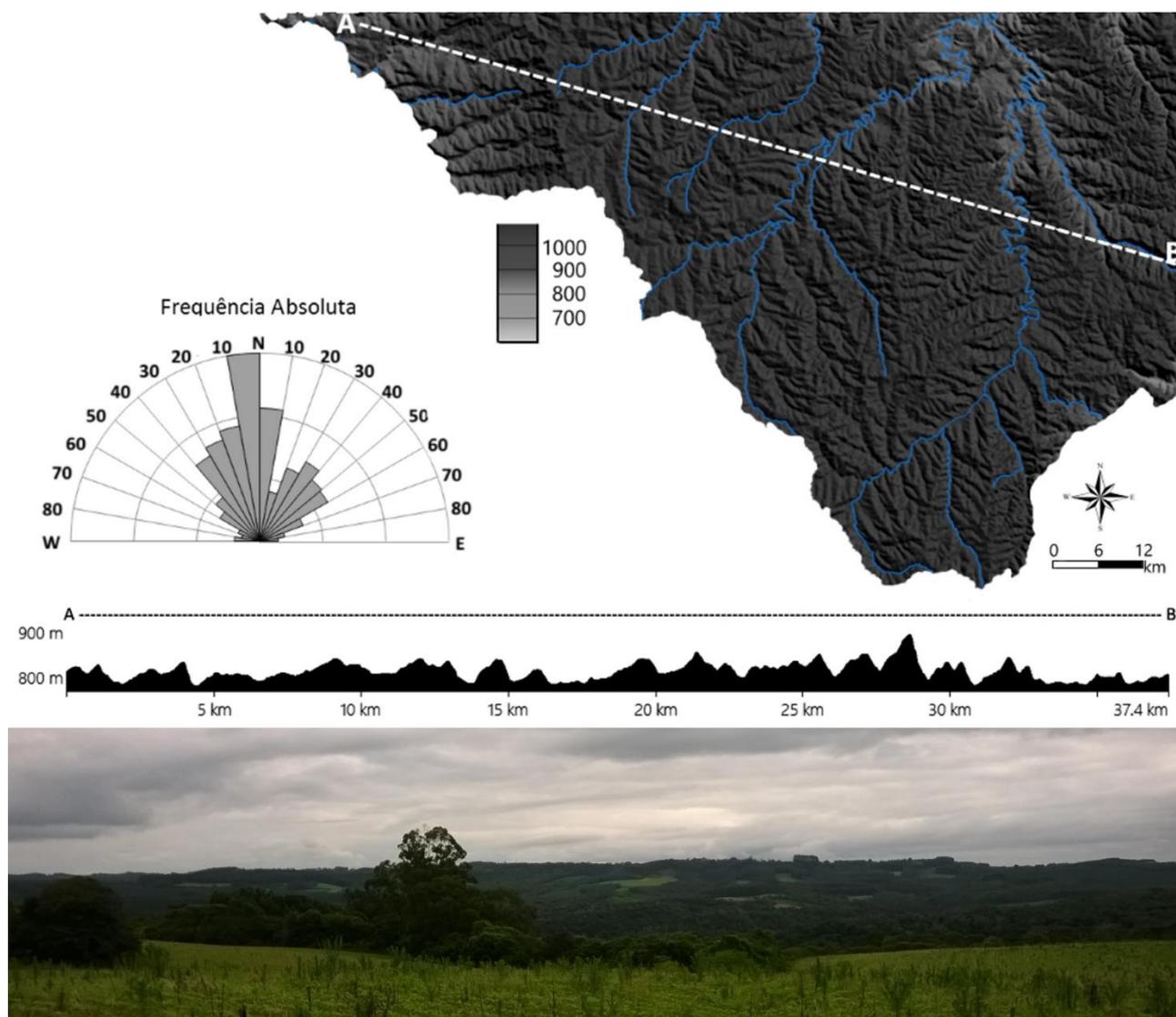


Figura 7. Perfil transversal, diagramas de roseta dos lineamentos e modelo de elevação digital do Planalto do rio Negro

Exibe forte controle estrutural, com direções de alinhamentos principais N-S, e secundariamente e NE-SW (Figura 7). Ocorrem cristas alinhadas, e, em sua maioria elas se dispõem à NW-SE e N-S. A leste são numerosas as cristas alongadas e alinhadas de E-W, que exibem patamares escalonados ao longo das encostas. As encostas opostas as cristas possuem mergulho para norte e baixa declividade.

1.2.2 PLANALTO DO RIO CANOINHAS

O Planalto do rio Canoinhas está localizado no centro-norte da área de estudo e encontra-se embasado per rochas dos grupos Guatá (Fms Palermo e Rio Bonito) e Passa Dois (Fms Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto). Apresenta-se como um patamar inferior entre o Planalto do rio Negro e o Planalto intermediário interior. Imponentes escarpas dividem esta unidade e a Depressão do Alto Itajaí-Açú, onde as altitudes

médias variam pouco, entre os 800 e 900m (Figura 8), com uma declividade média de 6% e de baixa dissecação. Predominam encostas amplas, de baixa declividade e retilíneas (Figura 8), com trechos convexos e côncavos raros, mas em proporções semelhantes. Compreende parte da bacia hidrográfica do rio Iguazu, onde o rio Canoinhas (afluente direto do rio Iguazu) é o principal curso d'água.

O relevo desse compartimento é homogêneo, predominando, nos rios de grande porte, padrão meandrante típico, com planícies extensas e vales amplos (Figura 8). Esse planalto mostra maiores altitudes à oeste e não junto ao divisor com o rio Itajaí do Norte, o que pode indicar um basculamento a oeste, junto à escarpa da Serra Geral.

A direção dos lineamentos é A direção dos lineamentos é predominantemente N-S (Figura 8). Acompanhando esse padrão, as principais drenagens têm direção S-N e W-E (Figura 8).

São comuns inflexões nos cursos d'água, com mudanças abruptas de direção seguindo a orientação dos lineamentos.

declividade (18% em média) e forte dissecação. As encostas ou segmentos de encosta côncavos predominam nas baixas

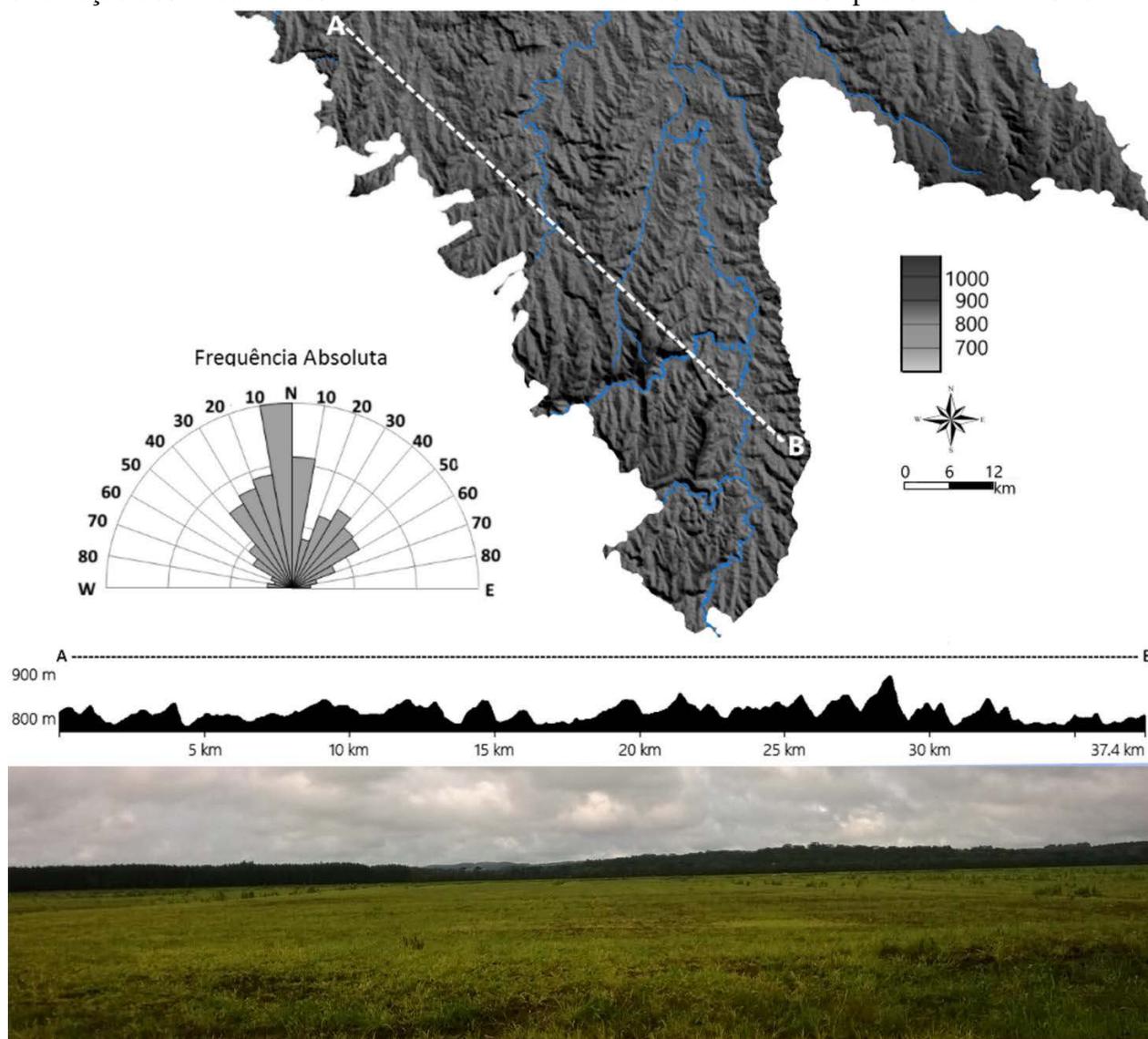


Figura 8. Perfil transversal, diagramas de roseta dos lineamentos, modelo de elevação digital e paisagem típica do Planalto do rio Canoinhas

1.2.3 PAMATAR INTERMEDIÁRIO INTERIOR

No limite oeste do Planalto do rio Canoinhas, um patamar mais elevado representa o Planalto intermediário interior. Nos fundos de vales e áreas mais baixas ocorrem rochas sedimentares da Fm Rio do Rasto e Teresina (Grupo Passa Dois) e sustentando as principais elevações arenitos da Fm Botucatu e rochas vulcânicas da Fm Serra Geral (Grupo São Bento). A elevação dos topos, que atingem os 1.200m, contrasta com os vales dos rios, bem dissecados, a cerca de 750m (Figura 9), refletindo em alta

encostas e áreas planas estão associadas às amplas planícies aluviais. Este planalto é drenado pelos afluentes dos rios Timbozinho e Timbó. As principais elevações se dispõem paralelamente na direção NW-SE e N-S, com falhas perpendiculares NE-SW, o que se reflete na análise dos lineamentos que apresenta uma concentração à NE e a NW (Figura 9). Apresenta topos planos e encostas com formas arredondadas em virtude de processos erosivos.

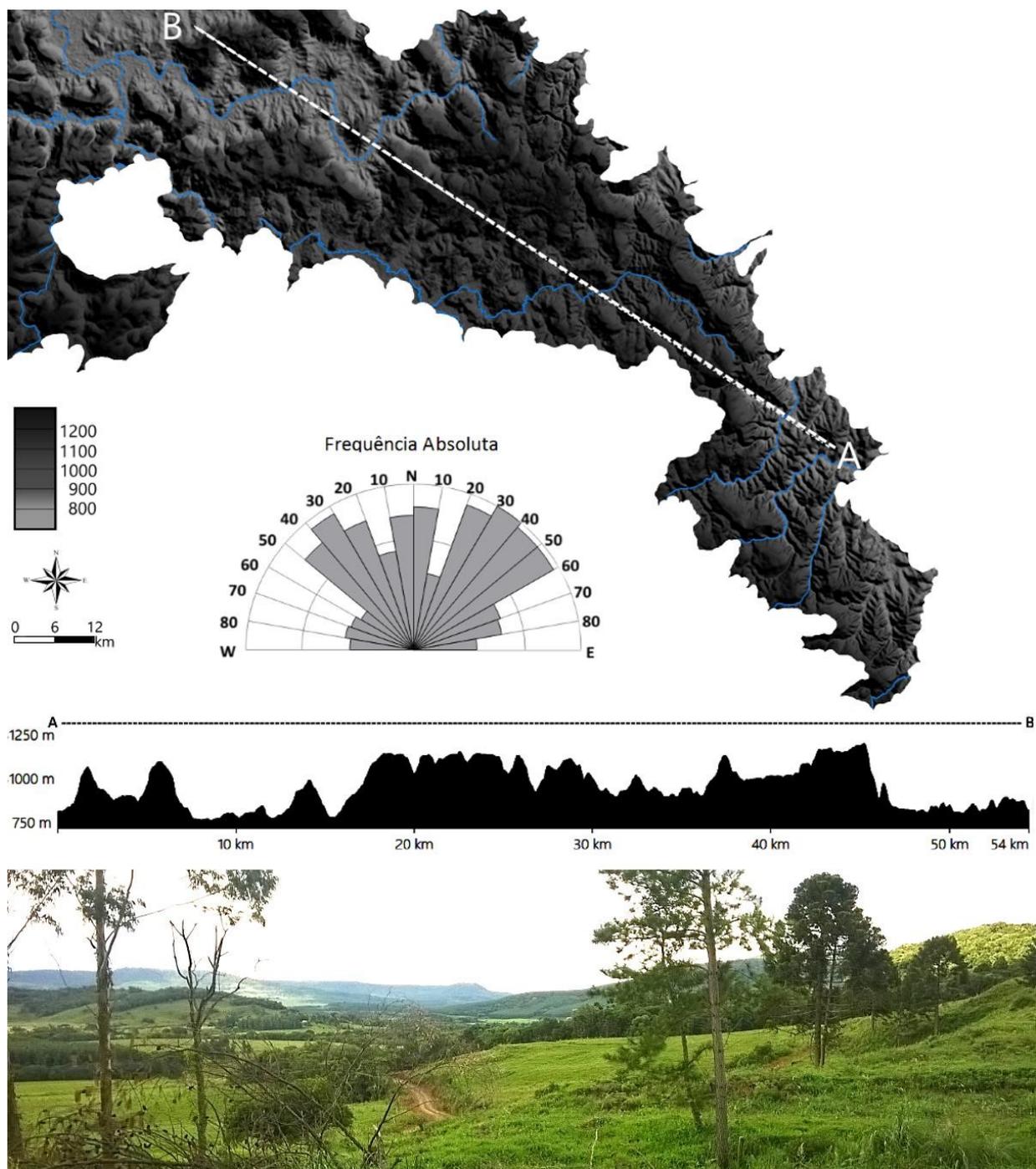


Figura 9. Perfil transversal, diagramas de roseta dos lineamentos e modelo de elevação digital do Planalto intermediário interior

1.2.4 PLANALTO DO DIVISOR URUGUAI/IGUAÇU

O Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu está localizado no centro-oeste da área de estudo. Nessa área ocorrem rochas ácidas e básicas da Fm Serra Geral e arenitos da Fm Botucatu. A altitude varia entre 750 e 1.436m (Figura 10) e a declividade média é de 11,4%. Logo, trata-se de uma área de dissecação baixa a média. Já as encostas planas são raras e as formas côncavas (Figura 10) são mais comuns que as convexas.

Estas últimas, embora menos comuns, possuem ocorrência recorrente na paisagem nos segmentos superiores das encostas (convexo-côncavas). Esse planalto é drenado pelos afluentes do rio Timbó a norte e pelos afluentes do rio Correntes a sul. Predominam lineamentos de direção NE-SW (Figura 10).

Ocorrem nessa unidade formas muito particulares, destacando a existência de feições dômicas onde se desenvolvem drenagens radiais

e cristas simétricas alongadas. Estas feições ocorrem associadas a intrusões vulcânicas, onde se desenvolve um padrão de drenagem paralelo. As cristas exibem direção predominante NW-SE (Figura 10), porém com

direções N-S e E-W também representativas. Notam-se alinhamentos muito profundos e bem marcados, porém em menor densidade e intensidade em relação ao Planalto de Caçador.

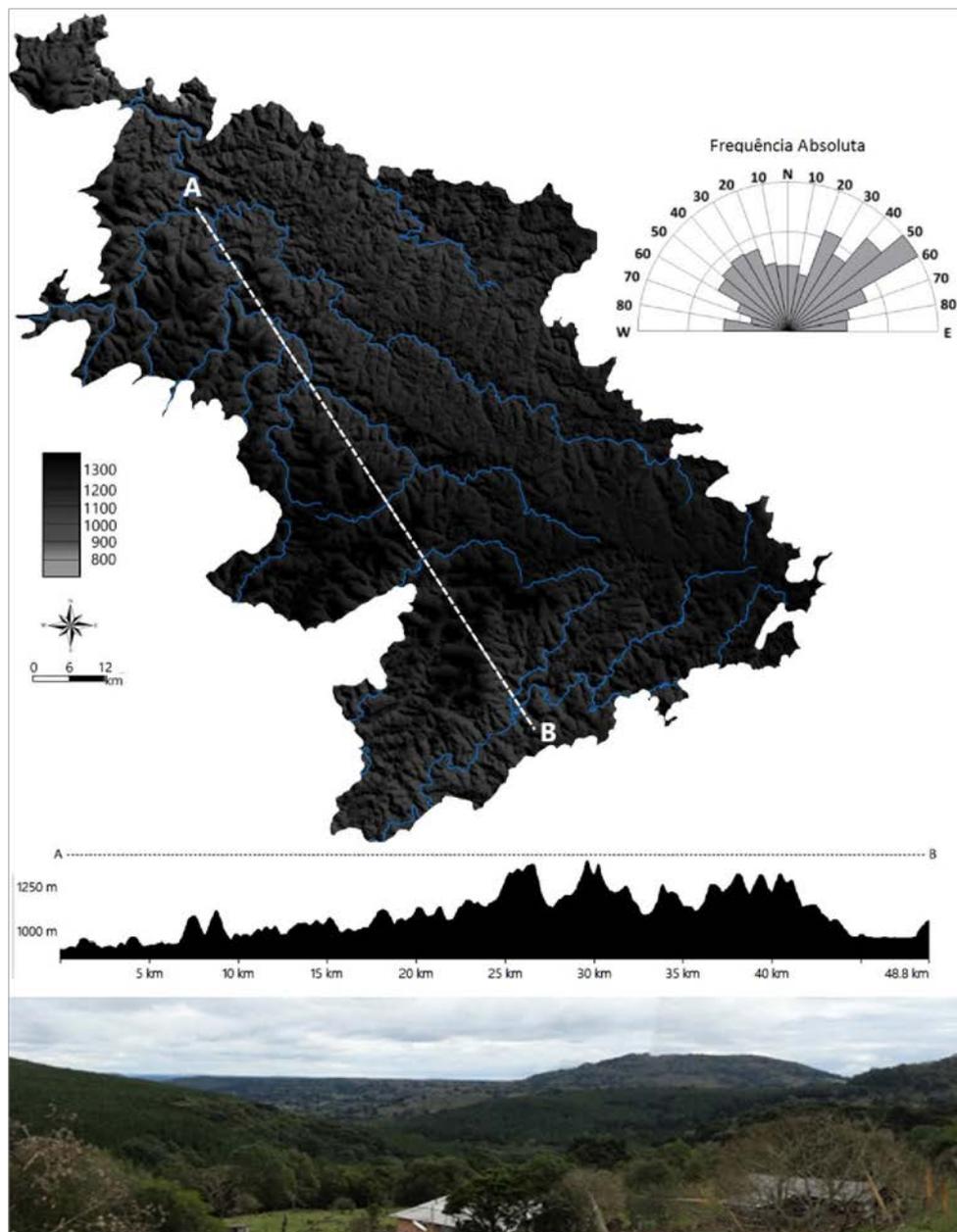


Figura 10. Perfil transversal, diagramas de roseta dos lineamentos, modelo de elevação digital e paisagem típica do Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu

1.2.5 PLANALTO DE CAÇADOR – SUPERFÍCIE DE CIMEIRA

Planalto localizado no extremo oeste da área de estudo sustentado por rochas ácidas e básicas da Fm Serra Geral. Apresenta altitudes entre 986 e 1.337 m (Figura 11), com declividade média de 8% e pouco dissecada. Nessa unidade se localizam apenas cabeceiras de drenagem e

cursos d'água de pequena extensão. As formas côncavas são as mais comuns junto aos cursos d'água, porém os segmentos convexos (nas faixas de média e encosta) e áreas planas (principalmente nos topos) (Figura 11) ocorrem em proporção semelhante. Trata-se de uma superfície de topo, pouco acidentada, porém muito fraturada, com alinhamentos profundos e

alongados, quase sempre dispostos na direção NE-SW, com direções N, S e NW secundárias (Figura 11).

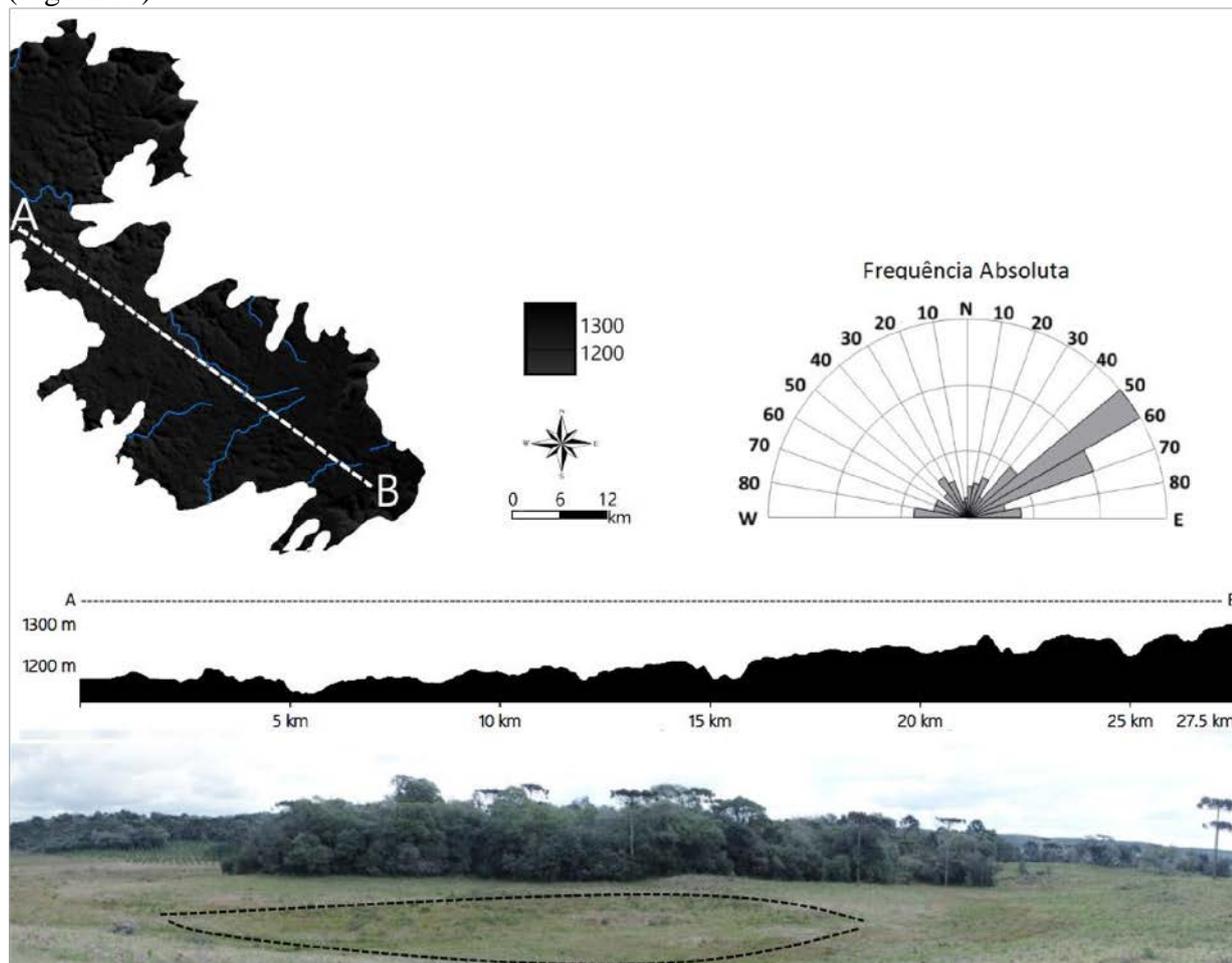


Figura 11. Perfil transversal, diagramas de roseta dos lineamentos, modelo de elevação digital e paisagem típica do Planalto de Caçador. Destaque para zonas depressionárias nas áreas de cimeira. Foto: Paisani, 2015.

Os alinhamentos estruturais são abundantes e profundos, com direção preferencial NE. Exibem formas concêntricas, provavelmente associados a juntas de resfriamento dos derrames. A maioria deles origina drenagens paralelas e retilíneas e também ocorrem cristas simétricas nas áreas de divisores. Esse Planalto é correlato ao Planalto de Palmas/Água Doce descrito por Paisani *et al.*, 2008;2013.

1.2.6 PLANALTO DO RIO CANOAS

Trata-se do Planalto localizado no sudoeste da área de estudo. O substrato corresponde a rochas vulcânicas da Fm Serra Geral e sedimentares mesozoicas do Grupo São Bento no extremo leste. Contempla altitudes entre 450m no vale do rio Canoas a 1.303m na Serra da Fatura (Figura 12). Apresenta declividade média de 11% e uma dissecação baixa (nas

áreas de topo) a média (junto aos vales principais) (Figura 12). No extremo leste ocorrem planícies bem desenvolvidas onde afloram rochas sedimentares mesozoicas.

A nordeste, a transição com o compartimento Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu se dá pela Serra do Repartimento (Figura 12), muito erodida e intensamente festonada. As formas côncavas são as mais comuns, com setores retilíneos e convexos mais raros, limitados a média e alta encosta. Os canais principais apresentam padrão meandrante, porém mais encaixados em relação aqueles canais da bacia hidrográfica do rio Iguaçu (Paraná). Neles as planícies de inundação são pontuais. A principal drenagem (do rio Canoas) controla a direção dos afluentes principais, que se distribuem de NW para SE e NE para SW. Os lineamentos se orientam preferencialmente para NE, mas não há grande concentração espacial (Figura 12).

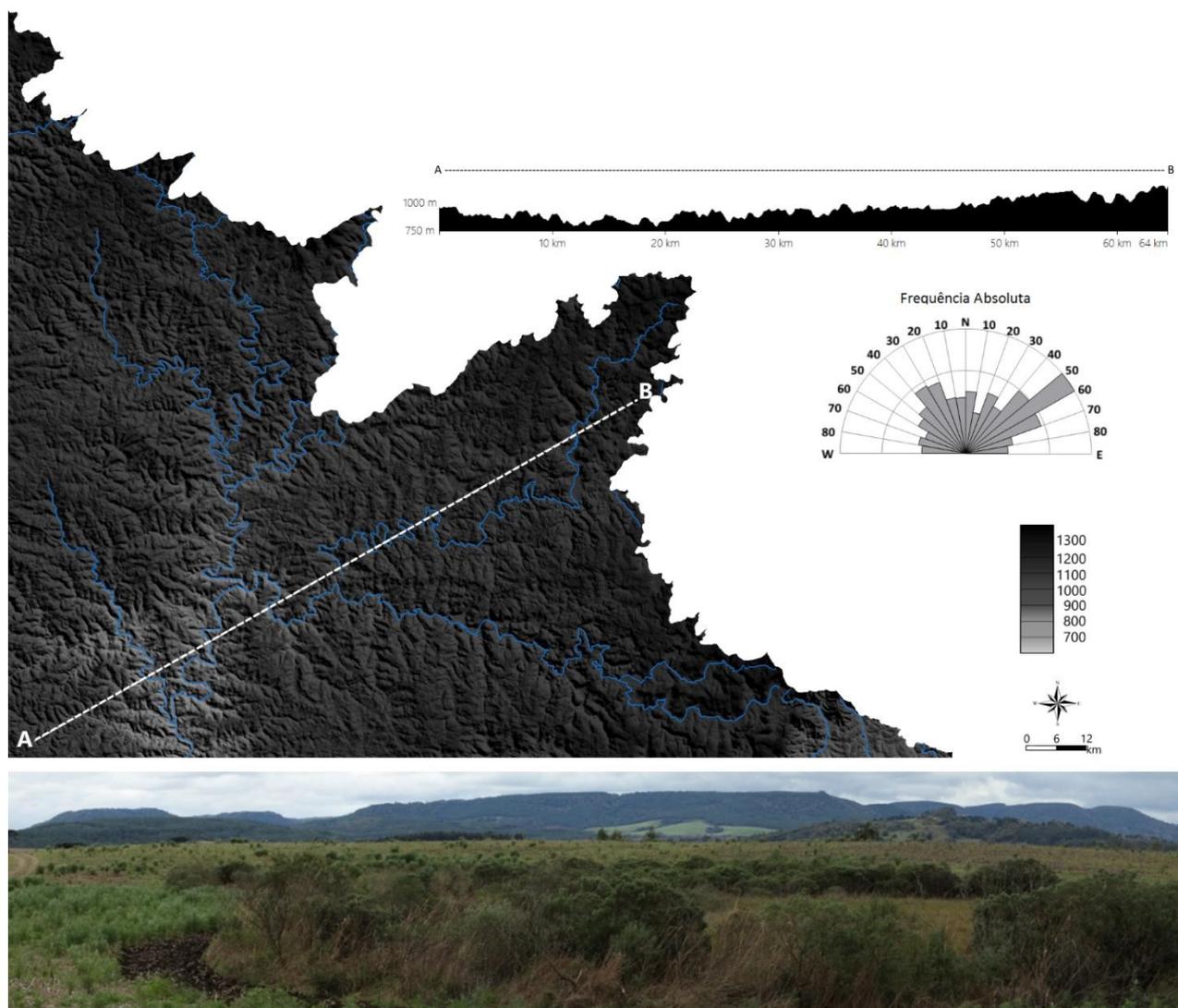


Figura 12. Perfil transversal, diagramas de roseta dos lineamentos, modelo de elevação digital e paisagem típica do Planalto do rio Canoas. Foto: Paisani, 2015.

DISCUSSÕES

Estudos anteriores (Peluso-Junior, 1986 e Gaplan, 1986) haviam realizado compartimentações que contemplavam o tríplice divisor Itajaí-Açu, Iguaçu e Uruguai. Peluso-Junior (1986) delimita 9 unidades em Santa Catarina, sendo 3 delas no rio Uruguai, 1 no rio Iguaçu e 5 no rio Itajaí-Açu, utilizando critérios hidrográficos principalmente. No mapeamento feito pela Gaplan (1986) é interessante a diferenciação entre os derrames ácidos e intermediários dos básicos na bacia do rio Uruguai, porém só há uma unidade no rio Iguaçu e uma unidade no rio Itajaí-Açu, ou seja, há pouco detalhamento.

Nesse estudo, a análise geomorfológica da área resultou na delimitação de oito unidades

morfoestruturais, sendo dessas, uma classificada como Depressão e outras sete classificadas como planaltos, cujos últimos se encontram com diferentes graus de dissecação pelos sistemas de drenagem locais. Essa nomenclatura está associada a altimetria (média) e os patamares de relevo que foram determinados para a área: quatro patamares (entre 0 -700m; 700 – 950m; 950– 1200m, < 1200m).

O estudo revelou cinco comportamentos estruturais característicos: i) áreas que drenam rochas vulcânicas ácidas, com alinhamentos concêntricos profundos, alinhados a NE-SW e apresentam forte controle estrutural (Planalto de Caçador); ii) áreas que drenam rochas vulcânicas e sedimentares, e apresentam padrões de lineamentos diversos e elevada densidade de

feições lineares (Planalto intermediário interior, Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu e Planalto intermediário no limite entre bacias oceânicas e continentais); iii) áreas que drenam para o rio Uruguai, sustentados por rochas vulcânicas, apresentam controle estrutural médio a baixo, com baixa densidade de fraturas/falhas e estruturas principalmente alinhadas segundo NE-SW (Planalto do rio Canoas); iv) as áreas do rio Iguaçu (Paraná) que drenam rochas sedimentares apresentam controle estrutural baixo a médio e se caracterizam por alinhamentos na direção N-S e secundariamente NE-SW (Planalto do rio Negro e Planalto do rio Canoas); v) a Depressão do Alto Itajaí-Açu, que drena rochas sedimentares horizontalizadas, apresenta elevada densidade de alinhamentos em várias direções e possui evolução morfológica controlada por forte controle estrutural (de Sordi *et al.*, 2015b).

O papel do controle litológico sobre a diferenciação dos compartimentos geomorfológicos está bem manifestado na área do tríplex divisor Itajaí-Açu – Iguaçu (Paraná) – Uruguai. Além disso, parece que a evolução do relevo em longo-termo e os diferentes níveis de dissecação presentes na área de estudo também respondem as variações regionais de litologia.

Essa diferenciação se reflete também altimetricamente e na forma do modelado, o que reforça a importância do emprego de parâmetros altimétricos para a compartimentação de unidades do relevo (MEIS *et al.*, 1982). Na área de estudo é possível definir classes altimétricas que são determinadas de acordo com a resistência à erosão dos substratos: (i) áreas mais elevadas e planas são modeladas sobre rochas vulcânicas ácidas, mais resistentes – acima dos 1200m, em média; (ii) As áreas de transição, onde ocorrem as escarpas e áreas adjacentes, com alta declividade e mostram uma complexa disposição do substrato geológico onde ocorrem rochas vulcânicas e sedimentares mesozoicas, com altitudes médias entre 1200 – 950m; (iii) as rochas vulcânicas básicas, principalmente basaltos, que sustentam os compartimentos de declividade média, com altitudes médias entre 700 – 950m; (iv) (v) rochas sedimentares mais friáveis, onde se encontram as áreas mais dissecadas e de maior

declividade e mais baixas altimetricamente, abaixo dos 700m, em média.

Por vezes, ocorrem também afloramentos de sills e diques de rochas vulcânicas entre as rochas sedimentares. Na depressão do rio Itajaí-Açu, essas soleiras de diabásio e estratos horizontais de rochas sedimentares são responsáveis por manter elevações residuais com topos planos (Figura 13). Esses níveis planos associados a acomodação das camadas litológicas podem ser encontrados em várias unidades formando extensos baixios ou superfícies em níveis mais baixos: (i) no Planalto intermediário no limite entre bacias oceânicas e continentais; na Depressão central do rio Itajaí (formando extensas superfícies planas sob rochas sedimentares); (ii) nos no Planalto do rio Negro e Planalto do rio Canoas (principalmente associado as planícies dos principais rios a partir de rochas sedimentares paleozoicas); (iii) no limite leste do Planalto do rio Canoas, onde formam depressões amplas e muito planas onde afloram rochas sedimentares mesozoicas.

Embora a dissecação da paisagem esteja associada ao substrato geológico e estrutural, ela também obedece aos níveis de base regionais: (i) nas áreas que drenam para as bacias litorâneas a dissecação é mais intensa (bacia do rio Itajaí-Açu); (ii) as regiões que drenam para o rio Iguaçu (Paraná) (nível de base no rio Iguaçu) apresentam nível de dissecação intermediário e; (iii) as áreas que drenam para o rio Uruguai e possuem seu nível de base no rio homônimo são, de forma geral, as que apresentam o relevo menos dissecado. A importância dos níveis de base locais e regionais para o grau de dissecação da paisagem, expresso por meio de mudanças de litologia e *knickpoints*, já foi, inclusive, discutida por outros trabalhos (de Sordi *et al.*, 2015a e b). Sendo assim, os resultados obtidos nessa pesquisa corroboram os estudos já realizados na área de estudo (de Sordi *et al.*, 2015a e b) que indicam que a paisagem vem evoluindo por processos comandados pela rede hidrográfica (nível de base) com um importante componente lito-estrutural.

A influência estrutural na evolução da paisagem no Estado Catarinense já foi sugerida em estudos prévios (Jacques *et al.*, 2014 e 2015; de Sordi *et al.*, 2015b). O presente estudo revelou 5 comportamentos estruturais característicos, que



Figura 13. Disjunções colunares no topo dos derrames - bacia do rio dos Toldos (afluente do rio Rauen). Foto: Paisani, 2015.

podem ser associados a diferentes patamares altimétricos: O Patamar Superior, com altitudes médias acima dos 1200m com alinhamentos concêntricos profundos, alinhados a NE-SW (Planalto de Caçador, unidade 1.2.5). O Patamar intermediário I com altitudes entre 950 – 1200m, em média, nas áreas serranas e limites de bacias hidrográficas com lineamentos sem padrão de direção e elevada densidade de feições lineares (Planalto intermediário interior (1.2.3) e Planalto intermediário no contato das bacias oceânicas e continentais (1.1.1)). O Patamar intermediário II, que se divide em dois: um deles com altitudes médias entre 700 – 950m na bacia hidrográfica do Uruguai e parte do Iguaçu, com baixa densidade de fraturas/falhas e estruturas principalmente alinhadas segundo NE-SW (Planalto do rio Canoas (1.2.6) e Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu(1.2.4). O outro segmento do Patamar intermediário II contempla altitudes médias entre 700 – 950m na bacia hidrográfica do Iguaçu caracterizados por alinhamentos na direção N-S e secundariamente NE-SW (Planalto do rio Negro (1.2.1) e Planalto do rio

Canoinhas (1.2.2). Por fim, o Patamar Inferior, com altitudes abaixo dos 700m, em média, apresenta alinhamentos em várias direções, sem padrão claro, porém com elevada densidade de feições (Depressão do rio Itajaí-Açu).

A existência de litologias diferentes em posição altimétrica semelhante sugere um possível desnivelamento tectônico, além de litologias mais recentes em posição altimétrica inferior a litologias mais antigas. Processos de basculamento seriam responsáveis por nivelar altimetricamente litologias diferentes. Isso é exemplificado em três locais: (i) formações areníticas mesozoicas e basaltos a altitudes de cerca de 1000m próximo de Santa Cecília (no Planalto do rio Canoas); (ii) formações sedimentares nos Planaltos do rio Negro/Canoinhas, onde a leste formações sedimentares mais antigas ocorrem a elevações maiores – de 900m em média - que as formações mais jovens à oeste – 700m em média; e (iii) na Depressão Central do rio Itajaí onde as formações sedimentares mostram desnivelamentos da ordem de mais de 400m – a Fm Teresina aflora a 1068m no topo do Morro do Funil e menos de

650m na comunidade de Passo Manso (Taió-SC), que distam cerca de 15km. A influência tectônica foi ressaltada no desnivelamento de superfícies na área do SW do Paraná e NW de

Santa Catarina por Paisani et al., 2008, a exemplo da área do Domo de Lages por Jacques et al., 2014;2015, o qual se situa à sudeste da área de estudo.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A diferenciação geomorfológica da área de estudo resulta, principalmente, da ação diferencial do processo erosivo sobre substratos geológicos de diferentes composições, estruturas e gêneses, com uma possível componente tectônica. Contribuem para este processo características estruturais intrínsecas que atuam conjuntamente com a erosão diferencial oriunda dos diferentes níveis de base regionais: Itajaí-Açu, Iguaçu (Paraná) e Uruguai. Dessa forma, as ferramentas utilizadas ressaltam a importância da análise altimétrica e das formas de relevo para a compartimentação geomorfológica.

Por fim, salienta-se que o presente mapeamento identificou na área de estudo oito unidades do relevo (táxon 3) inseridos ou na Depressão do Itajaí-Açu (1.1.1. Planalto no limite entre bacias oceânicas e continentais; 1.1.2: Depressão do Alto Itajaí-Açu) ou no Planalto de Santa Catarina (1.2.1: Planalto do rio Negro; 1.2.2 Planalto do rio Canoinhas; 1.2.3 Planalto intermediário interior; 1.2.4 Planalto do divisor Uruguai/Iguaçu; 1.2.5 Planalto de Caçador; 1.2.6 Planalto do rio Canoas).

AGRADECIMENTOS

Os autores gostariam de agradecer a Secretaria de Estado do Desenvolvimento Sustentável pelos produtos cartográficos disponíveis no site <www.sigsc.sc.gov.br>; a CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela bolsa de doutorado concedida ao primeiro autor; ao programa CAPES-COFECUB (869/15) pelo apoio financeiro; a UNIOESTE (Universidade Estadual do Oeste do Paraná) e a UTFPR (UNIVERSIDADE TECNOLÓGICA FEDERAL DO PARANÁ) – Campus Campo Mourão por disponibilizar o veículo utilizado para campanhas de campo. Gostaria também de agradecer a UEM (UNIVERSIDADE ESTADUAL DE MARINGÁ), especialmente o GEMA (GRUPO DE ESTUDOS MULTIDISCIPLINAR DO MEIO AMBIENTE) pelo apoio e suporte para o desenvolvimento da pesquisa.

REFERÊNCIAS

1. AB'SÁBER A.N. Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil. **Geomorfologia**, v. 20, p. 125, 1970.
2. AB'SÁBER, A. N. Megageomorfologia do território brasileiro. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (eds.) **Geomorfologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p. 71-106, 1998..
3. ALMEIDA, F. F. M. Contribuição à geomorfologia da região oriental de Santa
4. Catarina. **Boletim Paulista de Geografia**, v. 10, p. 3 – 32, 1952.
5. ALMEIDA, F. F. M. O Planalto Basáltico da Bacia do Paraná. **Boletim Paulista de Geografia**, v. 24, p. 3 – 34, 1956.
6. ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 2, p. 135-150, 1998.
7. CARRARO, C.C.; GAMERMANN, N.; EICK, N.C.; BORTOLUZZI, C.A.; JOST, H.; PINTO, L.E.. Mapa Geomorfológico do Estado do Rio Grande do Sul. **FAPERGS – UFRGS/Instituto de Geociências**, 1: 1.000.000, 1974.
8. DE SORDI, M.V.; SALGADO, A.A.R.; PAISANI, J.C. Evolução do relevo em áreas de tríplex divisor de águas regional - o caso do Planalto de Santa Catarina: análise de rede hidrográfica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 3, p. 435 – 447, 2015a.
9. DE SORDI, M.V.; SALGADO, A.A.R.; PAISANI, J.C. Evolução do relevo em áreas de tríplex divisor de águas regional - o caso do Planalto de Santa Catarina: análise morfoestrutural. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 4, p. 579-592, 2015b.
10. GAPLAN. **Atlas de Santa Catarina**. Gabinete de Planejamento e Coordenação Geral, 173p., 1986.
11. GUERRA, S. ; PAISANI, J. C. Abrangência espacial e temporal da morfogênese e pedogênese no Planalto de Palmas (PR) e Água Doce (SC): subsídio ao

- estudo da evolução da paisagem quaternária. **Geociências (São Paulo. Online)**, v. 32, n.3, p. 501-515, 2013.
12. INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. (IBGE). Levantamento de Recursos Naturais, **Folha SH 22 Porto Alegre e parte das folhas SH 21 Uruguaiana e SI 22 Lagoa Mirim. Projeto RADAMBRASIL**. Rio de Janeiro. Levantamento de recursos naturais, v.33, 796p. 1986.
 13. JACQUES, P.D.; SALVADOR, E.D.; MACHADO, R.; GROHMANN, C.H.; NUMMER, A.R. Application of morphometry in neotectonic studies at the eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, **Brazil. Geomorphology**, v. 213, p. 13-23, 2014.
 14. JACQUES, P. D.; MACHADO, R.; NUMMER, A. R. Análise Estrutural da Formação Serra Geral na Porção Centro-Sul do Estado de Santa Catarina, Brasil. **Geociências (São Paulo. Impresso)**, v. 34, n. 3, p. 390-401, 2015.
 15. LEITE, P.E. As diferentes unidades fitoecológicas da região sul do Brasil - proposta de classificação. **Caderno de Geociências IBGE:RJ**, v. 15, p.73-164, 1994.
 16. MAACK, R. Breves Notícias Sobre a Geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, v. 2, p. 63-154, 1947.
 17. MAACK, R. **Geografia Física do Estado do Paraná**. 2. ed. Curitiba: Ed. Olympio, 1981. 450p.
 18. MEIS, M.R.; MIRANDA, L.H.G.; FERNANDES, N.F.. Desnívelamento e Altitude como Parâmetro para a Compartimentação do Relevo: bacia do médio-baixo Parafba do Sul. *In* : 32º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador. **Anais...**, 1982.
 19. Müller Filho, I. L. 1970. Notas para o Estudo de Geomorfologia do Rio Grande do Sul, Brasil. **Publicação Especial** (1). Santa Maria: Imprensa Universitária. UFSM.
 20. NIMER, E. Clima. *In*: IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) (Ed.), **Geografia do Brasil/Região Sul**, IBGE, v. 2, p.151-187, 1990.
 21. PAISANI, J. C; PONTELLI, M. E.; ANDRES, J. Superfícies aplainadas em zona morfoclimática subtropical úmida no planalto basáltico da Bacia do Paraná (SW Paraná / NW Santa Catarina): Primeira Aproximação. **Geociências. (São Paulo)**, v. 27, n. 4, p. 541-553, 2008.
 22. PAISANI, J.C.; CALEGARI, M.R.; PONTELLI, M.E.; PESSENDA, L.C.R.; CÔRREA, A.C.B.; PAISANI, S.D.L.; RAITZ, E. O papel das mudanças climáticas do Quaternário Superior na dinâmica evolutiva de paleovale de segunda ordem (Sul do Brasil). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 1, p. 103 -116, 2013.
 23. PELUSO JR., V. A. O Relevo do Território Catarinense. **Revista Geosul**, v. 2, n. 1, p.7-69, 1986.
 24. ROSS, J. L.S. Registro cartográfico dos fatos geomorfológicos e a questão da taxonomia do relevo. **Revista de Geografia - IG-USP**, v. 6, p. 17 – 29, 1992.
 25. ROSS, J.L.S. (org). **Geografia do Brasil**. Sao Paulo: EDUSP, 1995. 546p.
 26. SARTORI, P.L.P.; BORTOLOTTI, O.J. Os principais tipos de rochas vulcânicas da Bacia do Paraná no Planalto de Santa Catarina. **Ciência e Natura**, v. 4, 71-84, 1982.
 27. SCHNEIDER, R.L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F.; NOGUEIRA, A.A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. *In*: 28º Congresso Brasileiro De Geologia, Porto Alegre. **Anais ...** Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 41-65.
 28. SCHEIBE, L. F. Geologia de Santa Catarina. **Revista Geosul**, v. 1, n. 1, p. 7 – 38, 1986.
 29. SCHEIBE, L. F.; FURTADO, S.M.A. 1989. Proposta de alinhamentos Estruturais para um Esboço Geotectônico de Santa Catarina. **Revista Geosul**, v. 8, n. 4, p. 78 – 91, 1989.
 30. VALERIANO, M. M. 2005. Modelo digital de variáveis morfométricas com dados SRTM para o território nacional: o projeto TOPODATA. *In*: 13º Simpósio Brasileiro De Sensoriamento Remoto, Goiânia. **Anais...**, p. 3595-3602.

*Manuscrito recebido em: 31 de Março de 2016
Revisado e Aceito em: 09 de Agosto de 2016*

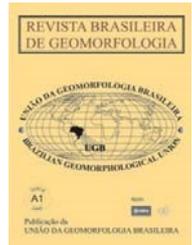
**APÊNDICE B – EVOLUÇÃO DO RELEVO EM ÁREAS DE TRÍPLICE DIVISOR DE
ÁGUAS REGIONAL - O CASO DO PLANALTO DE SANTA CATARINA: UMA
ANÁLISE MORFOESTRUTURAL**



www.ugb.org.br
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 16, nº 4 (2015)



EVOLUÇÃO DO RELEVO EM ÁREAS DE TRÍPLICE DIVISOR DE ÁGUAS REGIONAL - O CASO DO PLANALTO DE SANTA CATARINA: UMA ANÁLISE MORFOESTRUTURAL

RELIEF EVOLUTION IN REGIONAL TRIPLE WATER DIVISOR AREAS – THE CASE OF SANTA CATARINA PLATEAU: A MORPHOSTRUCTURAL ANALYSIS

Michael Vinicius de Sordi

Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais
Av. Antônio Carlos, 6.627, Belo Horizonte, Minas Gerais, CEP: 31.270-901, Brasil
Email: michael.sordi@gmail.com

André Augusto Rodrigues Salgado

Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais
Av. Antônio Carlos, 6.627, Belo Horizonte, Minas Gerais, CEP: 31.270-901, Brasil
Email: aarsalgadoufmg@gmail.com

Julio Cesar Paisani

Campus Francisco Beltrão, Universidade Estadual do Oeste do Paraná
Rua Maringá 1.200, Francisco Beltrão, Paraná, CEP 85.605.010, Brasil
Email: juliopaisani@hotmail.com

Informações sobre o Artigo

Data de Recebimento:
25/06/2015
Data de Aprovação:
28/06/2015

Palavras-chave:

Morfoestrutura; Evolução de Longo-Termo do Relevo; Planalto Catarinense.

Keywords:

Morpho-Structure; Long-Term Landform Evolution; Santa Catarina Plateau

Resumo

O Planalto Catarinense concentra as áreas serranas do estado de Santa Catarina - Serra Geral e a Serra do Repartimento/Espigão - e é a região onde se localiza o tríplice divisor das bacias hidrográficas dos rios Itajaí-Açu, Paraná (Iguaçu) e Uruguai. Devido à importância da morfoestrutura para a evolução do relevo em longo-termo, buscou-se analisar e discutir a influência dos aspectos estruturais nessa área. Para atender esses objetivos foram investigados aspectos relacionados à migração de canais; knickpoints; lineamentos estruturais e cursos d'água de primeira e segunda ordem. Os resultados demonstraram a influência da morfoestrutura sobre os processos erosivos por meio do direcionamento do processo de migração de canais, da elevada densidade de falhas/fraturas e knickpoints e pela direção dos canais de primeira ordem que se mostram orientados segundo sistemas de falhas bem conhecidos para a Bacia Sedimentar do Paraná: E-W e N-S. As áreas que apresentam maior densidade de elementos estruturais (knickpoints e lineamentos) coincidem com as áreas de maior intensidade do processo erosivo e que

se mostram preferenciais para processos de reorganização fluvial, principal mecanismo evolutivo regional. Assim, conclui-se que a evolução do relevo em escala regional em algum momento do Quaternário foi controlada pela interação entre níveis de base locais e regionais; processos hidrográficos de rearranjo fluvial e da estrutura (falhas e fraturas).

Abstract:

The Santa Catarina Plateau concentrates the range areas of Santa Catarina State - Serra Geral and Serra do Repartimento/Espigão - and is the area where is located the triple water boundary of Itajaí-Açu, Paraná (Iguaçu) and Uruguai hydrographic catchments. Due morpho-structural importance for long-term landform evolution, it searched to analyze and discuss influence of morpho-structure importance in this area. To attend these objectives were investigated aspects related to channel migration; knickpoints; structural lineaments and first and second order streams. The results showed morpho-structural influence on erosion process through the directing of channel migration process, the high density of faults/ fractures and knickpoints, and direction of first order-streams – that shows guidance by faults systems well known in Paraná Sedimentary Basin: E-W and N-S. Areas that presented high structural elements density area (knickpoints and lineaments) are coincident with areas of higher intensity of erosion process and show preference for drainage rearrangement process, main regional evolutionary mechanism. Thus, it has concluded that quaternary dynamic evolution of Santa Catarina Plateau on a regional scale was controlled by interaction between local and regional base levels and structures; hydrographic processes of drainage rearrangement and structure (faults and fractures).

Introdução

O presente trabalho representa uma contribuição à compreensão do papel da morfoestrutura sobre a dinâmica evolutiva em longo-termo do Planalto Catarinense na área de seu tríplice divisor hidrográfico: Itajaí-Açu/ Paraná(Iguaçu)/Uruguai. A influência morfoestrutural sobre a evolução da paisagem foi estudada a partir de dados de radar SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*), da NASA, dos quais foram derivadas informações sobre: (i) migração de canais; (ii) *knickpoints*; (iii) lineamentos estruturais e (iv) cursos d'água de primeira e segunda ordem.

Estudos têm demonstrado a importância de fatores estruturais na evolução do relevo de longo-termo, em escarpas de margens passivas, até mesmo em áreas de tectônica pouco ativa (SUMMERFIELD, 1991; YOUNG e MCDUGALL, 1993; BISHOP *et al.*, 2005; CROSBY e WHIPPLE, 2006; BISHOP, 2007). Esses estudos têm provado a importância da resiliência e dos processos de retração de *knickpoints* (BISHOP *et al.*, 2005; CROSBY e WHIPPLE, 2006). Diversos trabalhos no sul do Brasil ratificam o forte controle estrutural exercido sobre a evolução da paisagem, até mesmo no interior dos planaltos (PAISANI *et al.*, 2006; FORTES *et al.*, 2008; PONTELLI e PAISANI, 2008; LIMA, 2012; LIMA e BINDA, 2013; POTTER *et al.*, 2013; JACQUES *et al.*, 2014). SALGADO *et al.*, 2013

demonstraram que a evolução da paisagem a longo-termo na área da Serra do Mar Paranaense está associada à erosão diferencial e aos níveis de base regionais. Ainda assim, o sul do Brasil carece de estudos específicos nas áreas de tríplice divisores de água regional que permitam compreender o papel da morfoestrutura e da rede de drenagem ao longo do Quaternário, sobretudo no Estado Catarinense.

A área estudada situa-se no contexto de duas das principais áreas serranas do estado de Santa Catarina: A Serra Geral e a Serra do Repartimento/Espigão (Figura 1). Essas duas feições orográficas possuem grande importância para a dinâmica morfológica, hídrica e até mesmo urbana e social no estado de Santa Catarina. Entretanto, constituem porções do território cientificamente pouco discutidas. Sobretudo em termos geomorfológicos, pois poucos estudos buscaram, de fato, elucidar a gênese e evolução de longo-termo dessa região. É importante destacar que essas duas Serras constituem o divisor entre três das maiores bacias hidrográficas da região sul do Brasil: i) a Serra Geral se constitui no limite entre as bacias costeiras e oceânicas (Itajaí-Açu/Paraná (Iguaçu) e Itajaí-Açu/ Uruguai) e ii) as Serras do Repartimento e Espigão dividem as bacias hidrográficas do Paraná(Iguaçu)/ Uruguai. Nesse contexto, tenta-se estudar a evolução quaternária dessas áreas, com enfoque no papel da influência da morfoestrutura para evolução da rede hidrográfica.

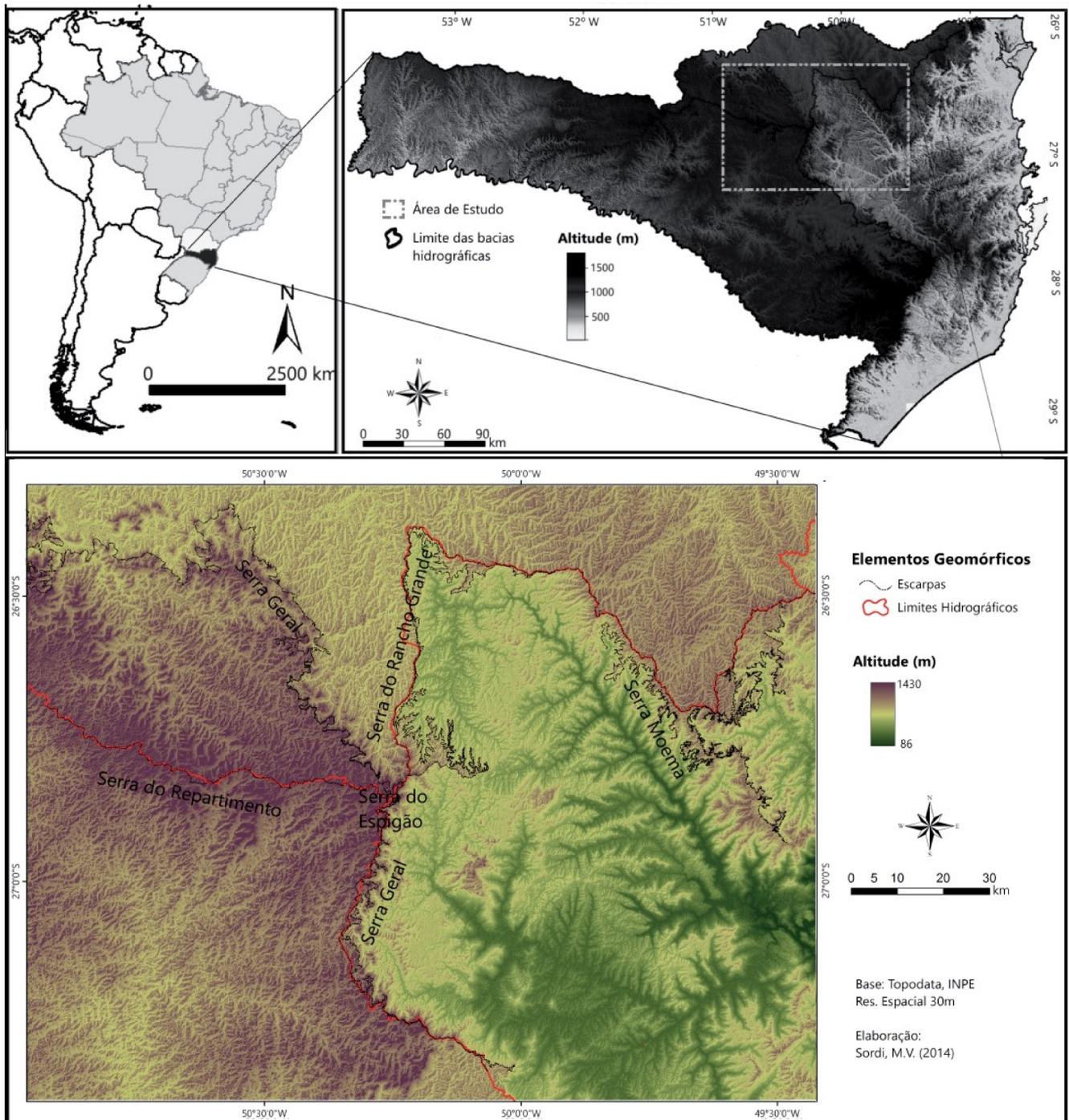


Figura 1 - Localização e Modelo Digital de Elevação da área de estudo, abrangendo parte do Estado de Santa Catarina na área do tríplice divisor entre as bacias hidrográficas do Itajaí-Açu (à leste), Paraná (à noroeste e extremo nordeste) e Uruguai (à sudoeste).

Caracterização da Área de Estudo

O relevo do estado de Santa Catarina é caracterizado pela existência de duas grandes unidades morfoestruturais separadas entre si pela Serra do Mar e pela Serra Geral (PELUSO-JÚNIOR, 1986): (i) o litoral, onde estão localizadas a planície litorânea e as escarpas das serras e, (ii) a área do planalto, que pode ser dividida entre região nordeste (onde os canais drenam para o rio Iguaçu, afluente do rio Paraná) e região sudeste e oeste

(onde os rios drenam para o Uruguai). No compartimento litorâneo afloram os sedimentos quaternários na faixa litorânea e uma faixa de rochas magmáticas e metamórficas mais antigas no centro-leste (Figura 2). No compartimento do planalto aflora uma sucessão de rochas sedimentares gondwânicas e os derrames de lavas básicas, intermediárias e ácidas das

Serra Geral (SCHEIBE, 1986) No interior do Estado Catarinense, onde a unidade estrutural correspondente é a Bacia do Paraná, há influência do Arco de Ponta Grossa e do Sinclinal de Torres, com inúmeros

alinhamentos estruturais importantes, como os alinhamentos Serra Geral, do rio Uruguai, rio Canoas, Ponte Alta, rio Engano e Porto União (SCHEIBE e FURTADO, 1989) (Figura 2).

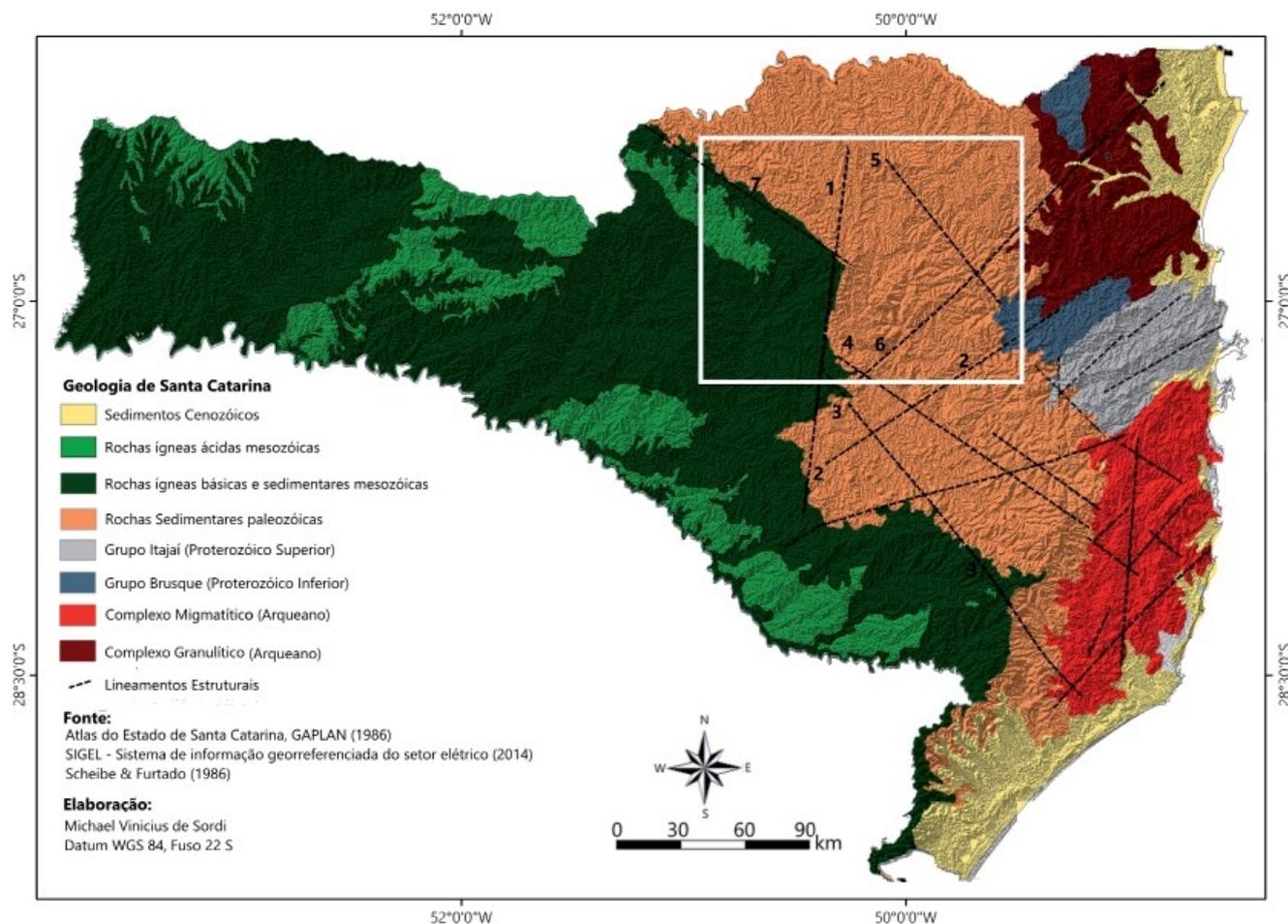


Figura 2 - Mapa geológico do Estado de Santa Catarina. Os alinhamentos com influência na área de estudo se referem a: 1) Alinhamento Ponte Alta (N-S); 2) Rio do Sul (NE-SW); 3) Rio Canoas (NW-SE); 4) Serra Geral (NE-SW); 5) Rio Hercílio (NW-SE); 6) Corupá (NE-SW); 7) Porto União (NW-SE).

Em termos hidrográficos, as áreas drenadas pelo rio Uruguai totalizam 47.785 km² (50,25%) e abrangem todo o oeste catarinense e a parte centro-sul do Estado (Figura 1). A área pertencente ao rio Iguaçu (sub-bacia do Paraná) se restringe à porção norte-nordeste de Santa Catarina, com uma área total de 10.904 km² (11,5%) nesse Estado. As bacias litorâneas estão situadas no leste do Estado (Figura 1) e tem na bacia hidrográfica do rio Itajaí-Açus seu curso de drenagem mais importante, com uma área de 15.112 km². No total são 36.358 km² (38,25%) de áreas drenadas por cursos d'água que desaguam diretamente no Oceano Atlântico.

Vale ressaltar que o território catarinense enquadra-se no clima mesotérmico da classificação climática de Köppen. No litoral e partes baixas do

Oeste Catarinense, o clima é o Cfa, que se caracteriza por chuvas bem distribuídas ao longo do ano, concentradas no verão, com média de temperatura do mês mais quente acima dos 22°C. Nas áreas mais altas e serras, de clima mais ameno, o Cfb é o clima predominante, caracterizado por verão mais úmido que o inverno, chuvas abundantes e bem distribuídas ao longo do ano e mês mais quente com temperatura média inferior a 22°C (NIMER, 1990). Estes climas ajudam a sustentar cinco diferentes formações vegetais principais em boa parte já alteradas pela ação antrópica (Leite, 1994): (i) floresta ombrófila densa; (ii) floresta ombrófila mista; (iii) estepe ombrófila; (iv) floresta estacional semidecídua e (v) floresta estacional decídua.

Materias e Métodos

A presente pesquisa se baseou em dados de sensoriamento remoto: (i) dados de radar SRTM reamostrados, com resolução espacial 30m, obtidos do Projeto TOPODATA (VALERIANO, 2005); (ii) o levantamento aéreo do SDS-SC (Secretaria de Desenvolvimento de Santa Catarina), em escala 1:10.000, além de; (iii) bases cartográficas presentes em cartas topográficas em escala 1:50.000 e 1:100.000.

As técnicas empregadas para análise morfoestrutural podem ser divididas em quatro grupos: 1) fatores utilizados para investigar a migração de canal: o fator de assimetria de bacia de drenagem (FABD) e o fator de simetria topográfica transversal (FSTT); 2) extração de *knickpoints* e análise da distribuição espacial; 3) análise da distribuição espacial e da direção dos lineamentos estruturais; 4) direção das drenagens de primeira e segunda ordem.

O fator de assimetria da bacia de drenagem (FABD) e o fator de simetria topográfica transversal (FSTT) foram construídos a partir dos pressupostos presentes em Hare & Gardner (1984) e em Cox (1994). Além dos mapas, foram organizadas rosetas com a direção da migração dos canais, utilizando-se do software Spring 5.2®.

A partir de dados topográficos obtidos por cenas SRTM, foram elaborados modelos digitais de elevação, dos quais foram derivados mapas de densidade de *knickpoints*, lineamentos estruturais, além de rosetas da direção dos canais de primeira e segunda ordem, e dos lineamentos. Os dados SRTM foram importados no *Software Quantum Gis*®, versão 2.6.1, onde foram geradas imagens raster, sombreadas, em variados exageros de relevo e azimutes de iluminação, para ajudar na extração de lineamentos. As iluminações utilizadas (Tabela 1) seguiram MINEROPAR (2001) e FREITAS (2005). Já os dados sobre *knickpoints* foram gerados a partir da ferramenta *Knickpoint Finder* (Queiroz *et al.*, 2014), que se trata de um *script* para o *software ArcGis* 9.3®. O *Knickpoint Finder* calcula automaticamente o índice RDE por trechos (SEEBER e GORNITZ, 1983). São gerados dados sobre anomalias na rede de drenagem de 1ª e 2ª ordem, com valores maiores de 10 e entre 2 e 10, respectivamente. Estas anomalias são associadas aos *knickpoints*. Os diagramas de roseta dos lineamentos e das drenagens de primeira e segunda ordem foram gerados no *software Spring* 5.2®.

Tabela 1: Relação de Dados Utilizados para Geração de Imagens Sombreadas do Relevo

Exagero do Relevo	Azimute de Iluminação	Elevação
1	90	30
3	120	45
5	315	20
10	200	40
15	45	45

Resultados

Na bacia hidrográfica do rio Itajaí-Açu, os rios Itajaí do Sul, Itajaí do Oeste e Itajaí do Norte são os tributários principais, orientados NW-SE e N-S, e os afluentes destes drenam de NE-SW, SW-NE e E-W. Os tributários principais do rio Iguaçu (sub-bacia do Paraná), dos quais se destacam os rios Negro, Timbó e Canoinhas, drenam, em sua maioria, NW-SE ou N-S, enquanto os afluentes desses canais têm direção geral E-W. Os canais pertencentes a bacia hidrográfica do rio Uruguai, que tem nos rios Canoas e Peixe seus afluentes principais, possuem orientação NE-SW e secundariamente NW-SE, com tributários perpendiculares (E-W). Os dados de (as)simetria mostram bacias hidrográficas desajustadas com canais migrando para NW e NE. Das 69 sub-bacias hidrográficas analisadas, apenas 15, ou cerca de 20% do total, apresentaram canais com baixo grau de migração, com índices de assimetria (FABD) entre 45 e 55 (Figura 3). A tendência mais comum é a de migração para margem direita: 33 cursos d'água (pouco menos de 50%) apresentam índices menores de 45. Também se registrou um número considerável de cursos d'água com deslocamento do canal para a margem esquerda (valores de assimetria maiores de 55) – essa tendência foi registrada em 25 canais (35% do total) (Figura 3).

Ao analisar a assimetria (FABD) a partir de cada uma das três unidades hidrográficas nota-se uma diferenciação clara entre as bacias hidrográficas (Figura 3): na área do rio Itajaí-Açu, as sub-bacias demonstram uma tendência maior à aleatoriedade, com canais migrando ora para a margem esquerda (12 canais), ora para a margem direita (11 canais), ora canais equilibrados (6 canais). Na área do rio Paraná (Iguaçu) é possível verificar, também, vários afluentes com alto grau de migração, porém com canais migrando tanto para a margem esquerda (9 sub-bacias) e direita (8 sub-

bacias). Os afluentes do rio Uruguai apresentam a maior porcentagem de sub-bacias com valores de simetria

anômalos, e quase sempre, com canais migrando para a margem direita (mais de 65%) (Figura 3).

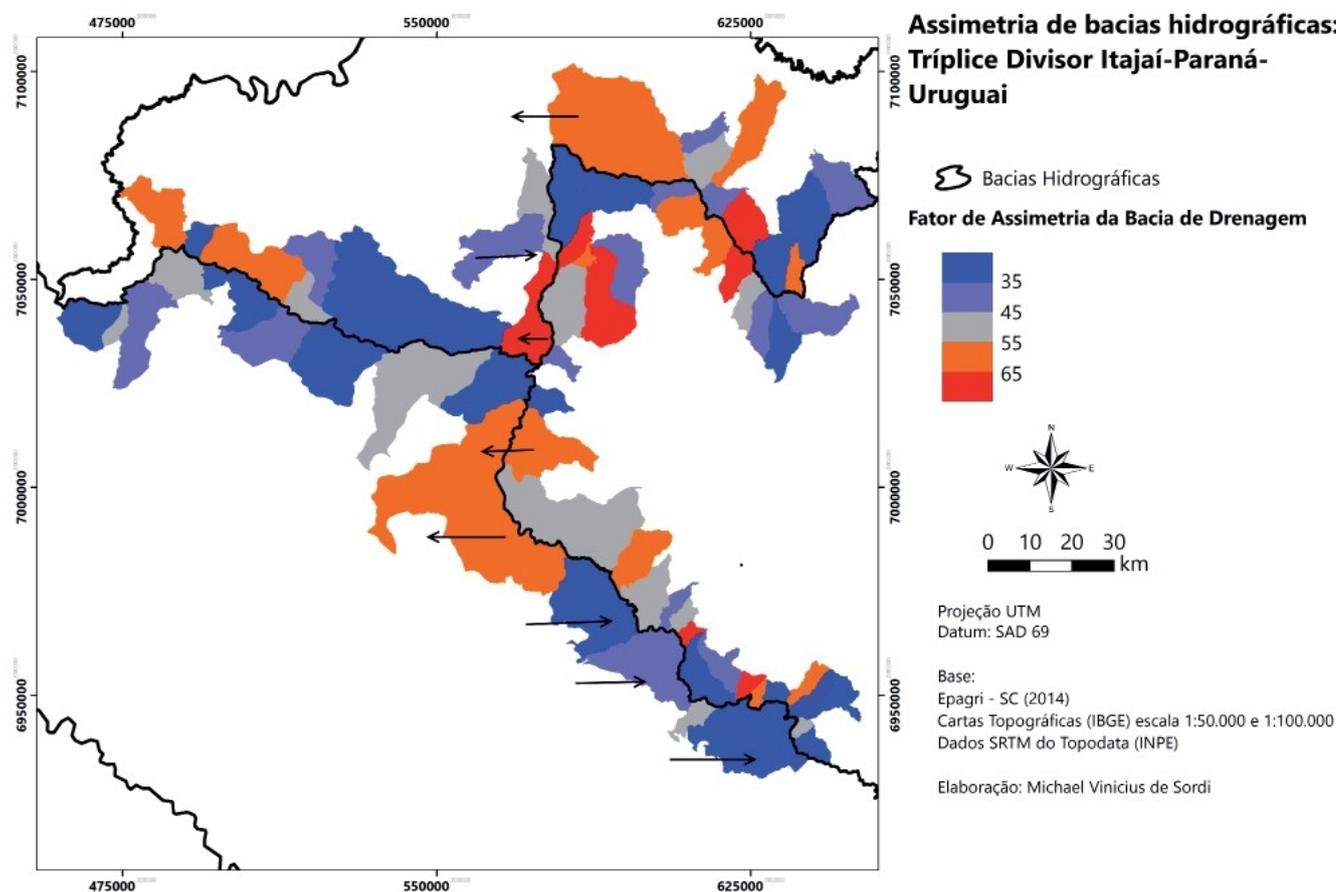


Figura 3 - Mapa de intensidade do fator de assimetria da bacia de drenagem. Os valores mais baixos mostram canais com maior área da margem direita, e valores maiores áreas predominantes na margem esquerda. As sub-bacias em cinza são aquelas que demonstram maior simetria

Como a migração para a margem direita ou esquerda depende da orientação e da direção do canal, a obtenção do sentido preferencial de migração do canal fornece um dado mais preciso e de análise muito mais clara. A partir dessa metodologia, nota-se, no diagrama de roseta principal, que em geral os canais possuem dois sentidos de migração principal: entre 40 – 30° NW e 40 – 50° NE (Figura 4). Analisando os diagramas de roseta para cada bacia do tríplice divisor, fica mais claro que a migração do canal possui uma direção predominante (Figura 4). A área do rio Itajaí-Açu possui sentidos de migração diversos, porém com uma tendência à migração NE. Nos afluentes do rio

Paraná (Iguaçu) a tendência à migração é direcionada ao quadrante NE, entre 50 - 60°, com registros de migrações para 60-50° e 30-20° NW. No rio Uruguai a tendência é, em menor proporção a migração para 40-30° NW, com forte tendência para 40-30° NW, diferente das bacias hidrográficas do Itajaí-Açu e Paraná (Iguaçu).

No presente estudo, as anomalias no perfil longitudinal dos rios (índice RDE) são interpretadas como knickpoints. Os knickpoints podem se constituir áreas de mudanças de litologia, trechos de corredeiras ou soleiras (Fig. 5a e b), ou grandes quedas d'água (Fig. 5c e d) verticais.

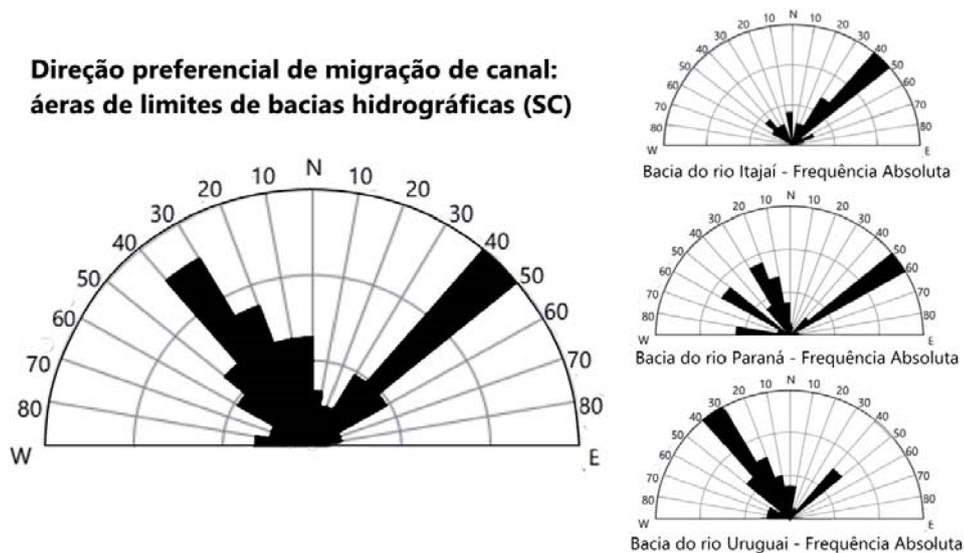


Figura 4 - Diagramas de roseta mostrando a direção de migração dos canais na área de estudo (à esquerda) e tendência de migração para cada uma das 3 grandes bacias hidrográficas que drenam a região

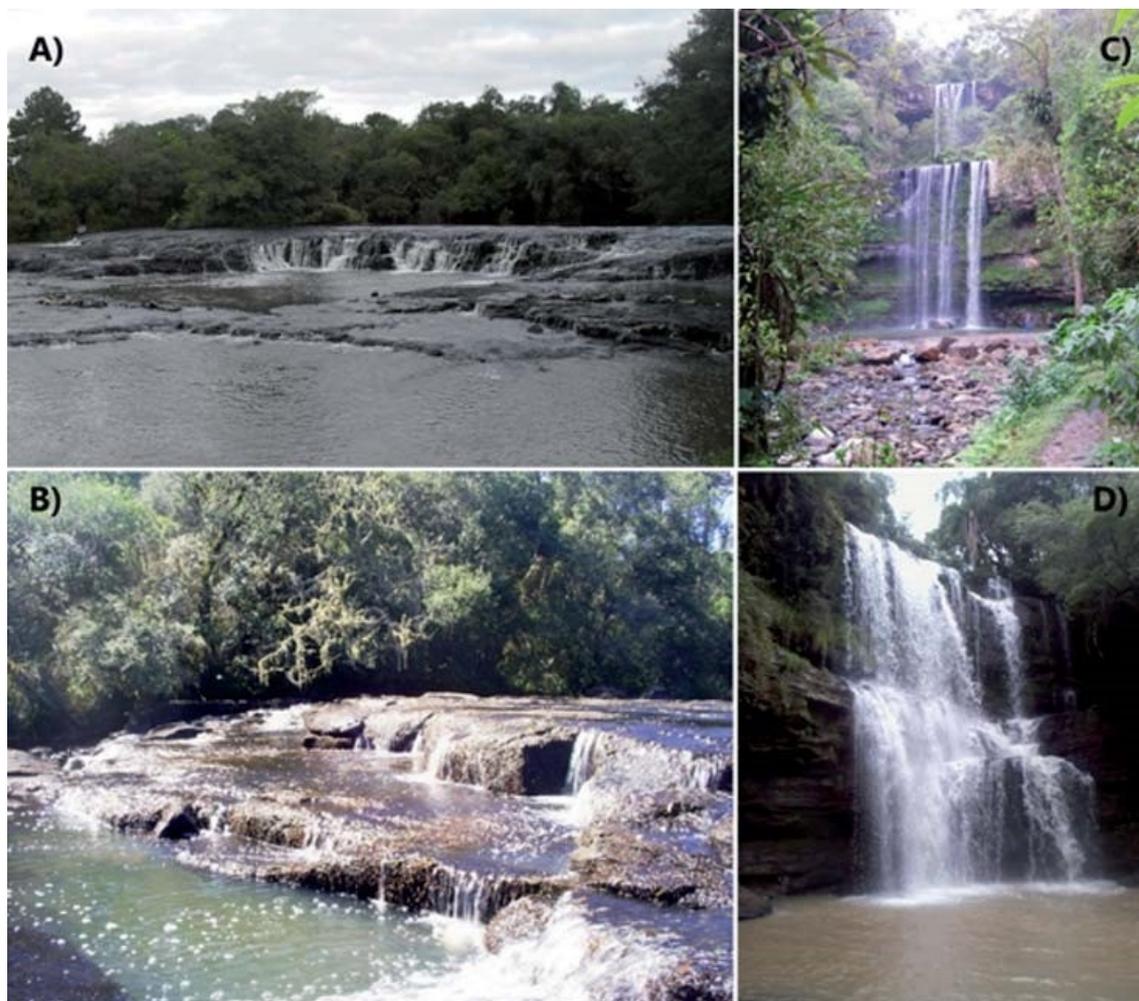


Figura 5 - Knickpoints associados à corredeiras (A e B) que correspondem a anomalias de primeira ordem. As quedas d'água (Figura C e D) correspondem a anomalias de 2ª ordem. A corredeira da Figura A está localizada no rio Novo; B) corredeira no rio São Pedro C) queda d'água no rio Pombinhas; D) queda d'água no Rio Passa-Quatro. Fonte: Google Earth Pro® (2015).

A densidade de *knickpoints* (total) é muito maior na bacia hidrográfica do rio Itajaí-Açu— são 14.391 *knickpoints*, o que corresponde a cerca de 60% do total da área (Figura 6). Nas bacias interiores, a distribuição é de 5.437 para a bacia hidrográfica do rio Paraná (Iguaçu)

(22%) e 4.578 anomalias para a bacia hidrográfica do rio Uruguai (18%) (Figura 6). As áreas que concentram essas rupturas de declividade estão distribuídas, em sua maioria, ao longo do divisor da bacia do rio Itajaí-Açu e as drenagens interiores Paraná (Iguaçu) e Uruguai (Figura 6).

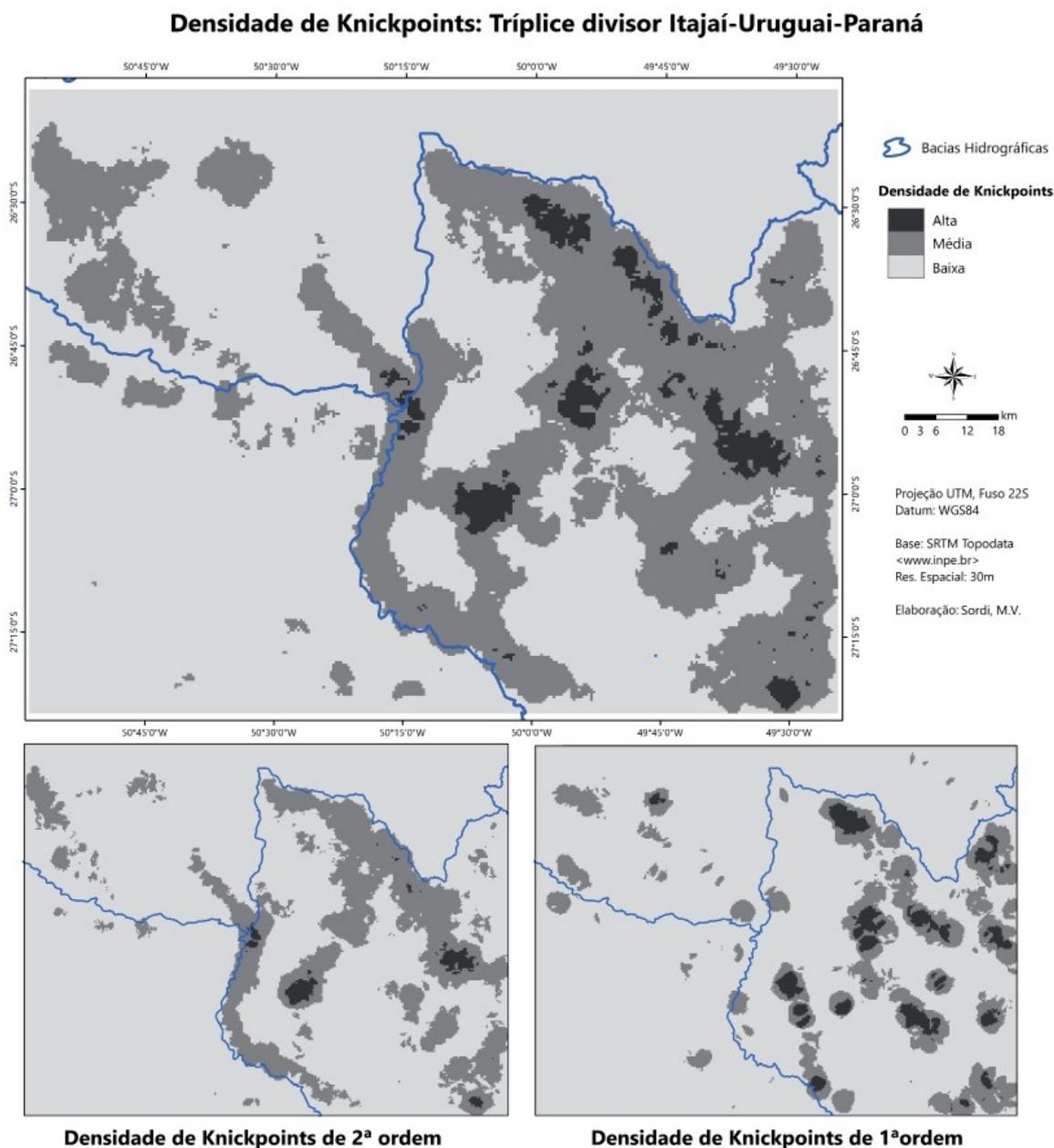


Figura 6 - Densidade de Knickpoints na área de estudo. São apresentadas as densidades totais e de anomalias de primeira e segunda ordem

No interior da bacia hidrográfica do rio Itajaí-Açu, as rupturas aparecem junto a importantes elevações residuais, como a Serra da Abelha (Vitor Meireles-SC) e o Morro do Funil (Mirim Doce-SC) (Figuras 1 e 6). A oeste, as maiores densidades de knickpoints estão associadas à escarpa da Serra Geral, no setor em que esta

se localiza no interior da Bacia Hidrográfica do Iguaçu (Paraná) e ao longo da Serra do Repartimento, que constitui o divisor Paraná (Iguaçu)/Uruguai a oeste. Também ocorrem áreas de densidade elevada a noroeste, na unidade do rio Paraná, na bacia hidrográfica do rio Timbó, ao longo dos rios

Timbózinho e Tamanduá, dois dos seus principais afluentes.

A densidade de lineamentos é elevada em toda a área de estudo (Figura 7). Os lineamentos estão associados a feições positivas (áreas elevadas) e negativas (áreas deprimidas). Em geral, as feições positivas correspondem a cristas alinhadas e as feições negativas são falhas e fraturas onde as drenagens encaixam seus leitos e os escavam, formando vales bem encaixados.

As maiores densidades de lineamentos ocorrem (i) na faixa a nordeste, na bacia hidrográfica do rio Negro (afluente do rio Paraná/Iguaçu); (ii) ao longo das Escarpas da Serra Geral (interior da bacia do rio Paraná (Iguaçu) e divisor Uruguai/Itajaí), da Serra do Espigão e Serra do Repartimento (divisor Paraná/Uruguai) e Serra do Rancho Grande (divisor Paraná/Itajaí-Açu); (iii) a Sudoeste da área, na bacia do rio das Marombas e; (iv) em pontos mais elevados – elevações residuais – na depressão do rio Itajaí-Açu (Figura 7).

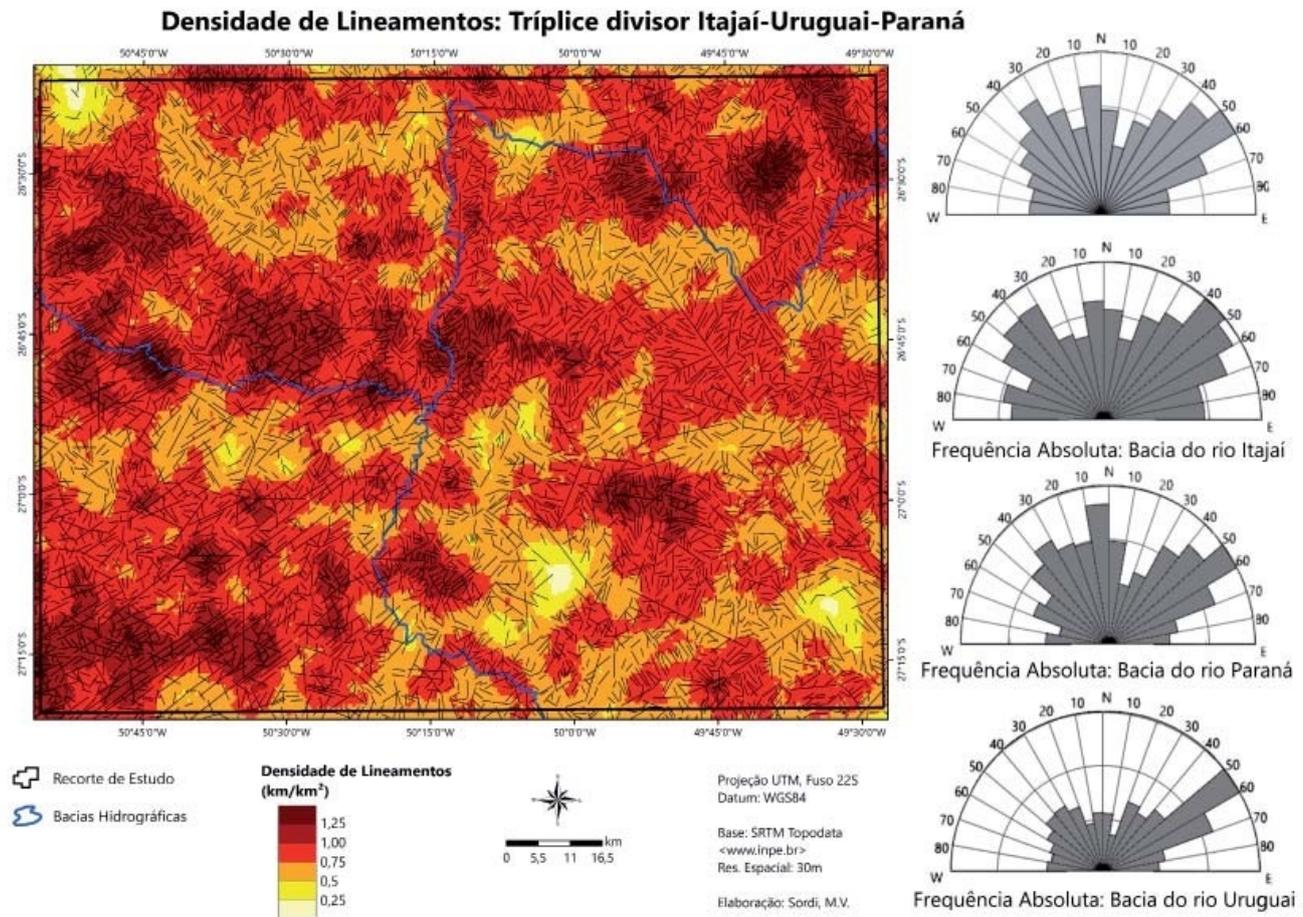


Figura 7 - Lineamentos estruturais obtidos a partir de dados de radar SRTM. À direita são apresentadas as rosetas com as direções de acordo com a unidade hidrográfica pertencente

Na área da bacia hidrográfica do rio Itajaí-Açu os lineamentos aparecem em maior quantidade, porém não há uma direção preferencial desses segmentos. Os mesmos ocorrem nas direções NW-SE e NE-SW, com destaque para 40-60 NE e 50-30 NW, principalmente. As direções N-S e E-W tem menor representatividade (Figura 7). Nos afluentes

do rio Paraná (Iguaçu) a direção NE-SW – 50-60° e 40-30° - é a predominante, porém os alinhamentos N-S (0-10° NW) são muito representativos. Na bacia hidrográfica do rio Uruguai, os lineamentos apresentam maior comprimento absoluto, formando longos alinhamentos, que formam faixas bem delineadas. Os feixes de direção NE-SW, principalmente entre 50-60°, são claramente predominantes (Figura 7). É importante

também ressaltar a variação litológica nas bacias hidrográficas que ajuda a explicar a diferenciação no comportamento estrutural: (i) na bacia do rio Uruguai, ocorrem rochas vulcânicas da Serra Geral, com variação de membros ácidos/básicos; (ii) na bacia do rio Paraná (Iguaçu) ocorrem rochas sedimentares paleozoicas à leste da Serra Geral e rochas vulcânicas a oeste; (iii) na bacia do rio Itajaí-Açu o embasamento corresponde a rochas sedimentares paleozoicas, em geral mais friáveis que o substrato vulcânico que ocorre à oeste da Escarpa da Serra Geral.

Para complementar estes resultados, a análise da direção dos canais mais jovens (de primeira e segunda ordem, de acordo com a classificação de Strahler) aponta os controles estruturais recentes. Os canais de primeira ordem demonstraram controle estrutural, onde se distinguem as direções W-E (80-90°) e N-S (10-0°) como principais. Quanto aos canais de segunda ordem, inúmeras direções são representativas, com destaque para a direção NE (predomínio 40-50°) e também 5040°NW no rio Uruguai (Figura 8).

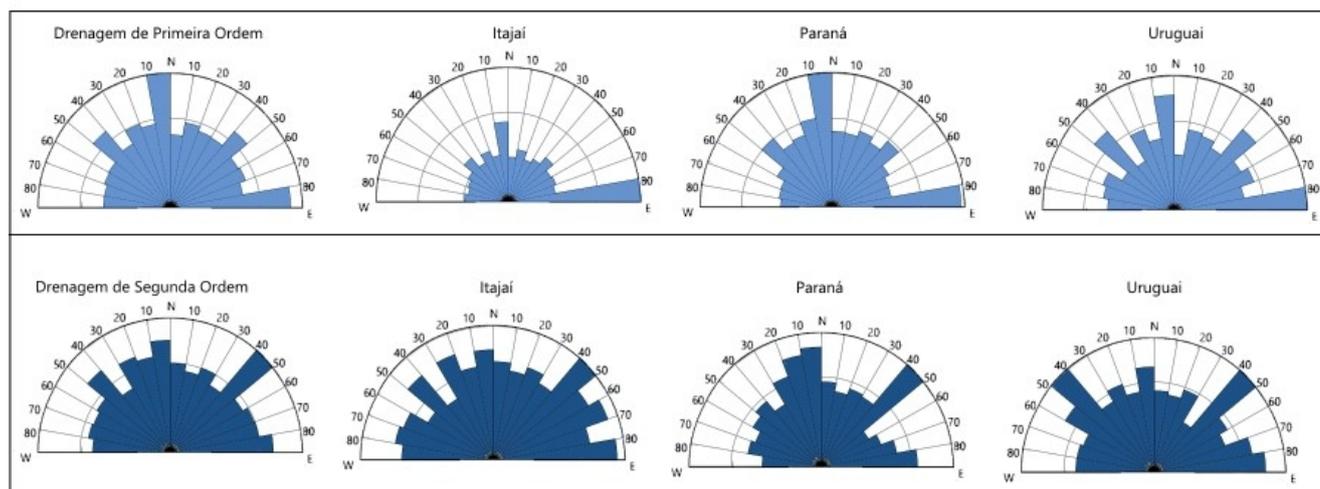


Figura 8 - Direções das drenagens de primeira e segunda ordem na área de estudo, de acordo com a bacia hidrográfica

A análise das drenagens de primeira ordem foi setorizada por bacias hidrográficas. Na bacia do rio Itajaí-Açu, a direção principal é W-E, sendo esta a única direção representativa. Na bacia do rio Paraná (Iguaçu), duas direções aparecem como principais: N-S e W-E. Na bacia do rio Uruguai as direções N-S, E-W, NW-SE e NE-SW são as mais importantes, nesta ordem sequencial (Figura 8).

Como previamente citado, nas bacias de segunda ordem não foi possível verificar uma direção predominante, principalmente no rio Itajaí. Na bacia do rio Paraná (Iguaçu) os segmentos NE-SW e N-S parecem ser os mais importantes, enquanto na bacia do rio Uruguai as direções NE-SW e NW-SE são as preferenciais (Figura 8).

Além de variações nos controles estruturais, ocorrem importantes variações em relação aos níveis de base regionais. As bacias oceânicas são controladas pelo rio Itajaí-Açu que tem o nível de base mais baixo, próximo ao nível do Mar. Já os cursos d'água afluentes

do rio Iguaçu tem nesta drenagem seu nível de base, enquanto o rio Uruguai representa o nível de base para seus afluentes. Para esses dois últimos, o nível de base é muito mais elevado do que é para o rio Itajaí-Açu.

Discussões

Os resultados do Fator de Assimetria da Bacia Hidrográfica e Fator de Simetria Topográfica Transversal podem ser vistos como sendo produto de dois processos: (i) a migração de canal propriamente dita, devido aos mais diversos processos, incluindo a tectônica e, (ii) em áreas de processos de reorganização fluvial por capturas, como no recorte do estudo (De Sordi *et al.*, no prelo) podem estar associadas à perda de áreas para outro canal. No Planalto Catarinense, parece que os dois processos ocorrem, com maior influência de processos tectônicos na bacia do rio Paraná (Iguaçu), e a perda de área por avanço remontante dos canais costeiros na área do tríplice divisor. A erosão remontante é um

processo complexo influenciado pelas características estruturais da área, como será detalhado a seguir.

A elevada densidade de anomalias RDE (ou *knickpoints*, como tratado no presente artigo) possui significado geomorfológico importante, ao indicar processos de retomada erosiva e aumento na intensidade de dissecação do relevo. As áreas de maior concentração de *knickpoints* (Figura 6) estão associadas à Escarpa da Serra Geral e aos afluentes do rio Itajaí-Açu que estão capturando canais das bacias continentais (DE SORDI *et al.*, no prelo). É importante lembrar que o índice RDE dificilmente registra valores elevados próximos a cabeceira dos cursos d'água, então as áreas de anomalias estão associadas ao sopé da escarpa ou a área da depressão do rio Itajaí, e não diretamente aos cotovelos de captura.

A partir da comparação entre os mapas de densidade de *knickpoints* (Figura 6) e o mapa de concentração de lineamentos (Figura 7) pode-se afirmar que os *knickpoints* estão, em sua maioria, associados a zonas de concentração de falhas e fraturas. Esse fato também foi observado por Lima e Binda (2013) no Terceiro Planalto Paraense, embasado por rochas vulcânicas da Formação Serra Geral.

A direção dos lineamentos mapeados neste estudo coincide com a direção dos grandes alinhamentos mapeados por Scheibe e Furtado, (1989) em Santa Catarina: 1) Alinhamento Ponte Alta (N-S); 2) Rio do Sul (NE-SW); 3) Rio Canoas (NW-SE); 4) Serra Geral (NE-SW); 5) Rio Hercílio (NW-SE); 6) Corupá (NE-SW); 7) Porto União (NW-SE) (Figura 2). Os grandes lineamentos estão associados à escarpa da Serra Geral: O alinhamento Porto União (7), no segmento norte – na bacia hidrográfica do rio Iguaçu (Paraná) e a sul o Lineamento Ponte Alta (1), no limite entre a bacia do rio Itajaí-Açu e Uruguai. A sul da área de estudo, a Escarpa da Serra Geral continua sendo controlada por falhas, como a Falha da Serra Geral e do rio Canoas (3). O lineamento Rio Hercílio (5) acompanha o eixo onde se encontra o atual curso do Itajaí do Norte, enquanto o lineamento Corupá (6) se associa ao rio Itajaí do Sul. Essas duas áreas – do Itajaí do Sul e do Itajaí do Norte – também são as áreas que concentram feições associadas à reorganização fluvial (De Sordi *et al.*, no prelo), o que reforça a ideia da influência estrutural nesse processo. As direções principais de alinhamentos nas unidades hidrográficas NW-SE e NE-SW para o rio Itajaí-Açu N-S e NE-SW para o rio Paraná (Iguaçu) e

NE-SW no rio Uruguai revelam que as estruturas que controlam o processo erosivo nessa área são muito antigas. Segundo Soares *et al.*, (1982) e Zalán *et al.* (1990) os lineamentos NE-SW e NW-SE têm sua origem relacionada ao Brasileiro e à gênese da Bacia Sedimentar do Paraná (750-650 Ma), porém sofreram reativações, mais pronunciadas após a separação América do Sul – África. Segundo Freitas *et al.*, (2006) as estruturas N-S são neoformadas, e sua origem relacionada à flexura crustal da Placa Sul-americana (150 Ma).

As áreas onde ocorre maior concentração de capturas de drenagem (De Sordi *et al.*, no prelo), correspondem aquelas áreas onde há maior densidade de lineamentos estruturais e *knickpoints*. A direção dos canais de primeira ordem mais comum em todas as bacias hidrográficas, e, especialmente na bacia hidrográfica do rio Itajaí-Açu, é E-W. Esta direção é correlata a direção predominante de avanço da frente de captura e de recuo da escarpa da Serra Geral. Assim, estes dados sugerem que o mecanismo principal de evolução na área do tríplice divisor é o recuo paralelo da escarpa através de capturas fluviais. Estas capturas fluviais por sua vez se aproveitam de lineamentos estruturais e são controladas por *knickpoints*.

Outra direção importante das drenagens de primeira ordem N-S, como supracitado, teria, segundo Freitas *et al.*, (2006), relação direta com os eventos que originaram as estruturas E-W. Assim, no presente estudo, a direção dos cursos d'água confirmam a influência dessas estruturas mais recentes para a evolução da rede hidrográfica.

Controles estruturais também atuam no Planalto Basáltico, drenado pelos afluentes do rio Paraná (Iguaçu) ao norte e do rio Uruguai, ao sul. Entretanto, devido à resistência do material e a menor amplitude altimétrica/declividade, nessa área os processos de avanço remontante dos canais são mais lentos, e os *knickpoints* parecem recuar a taxas mais lentas que nas áreas de contato com a bacia hidrográfica do rio Itajaí-Açu. Em outras palavras, a evolução de longo termo dessas áreas se processa a taxas mais lentas que na área da Escarpa da Serra Geral.

A área de maior intensidade do processo erosivo na bacia hidrográfica do rio Uruguai – o vale dos rios dos Patos e Correntes, que em sua confluência formam o rio das Marombas – coincide com a área de maior concentração de lineamentos. Da mesma forma, à

nordeste, na bacia do rio Paraná (Iguaçu), as áreas mais dissecadas – próximo ao vale do rio Negro – são as que possuem as maiores densidades de lineamentos. A noroeste, as áreas de maior dissecção coincidem com alta densidade de lineamentos, onde são muito comuns morros testemunhos.

Hasui (1990) define que a neotectônica atuante na Plataforma Sul-americana é cenozoica, e, a partir do Neógeno, apresenta eixos de máxima tensão com direções gerais E-W a NNW-SSE. Freitas *et al.*, (2006) relaciona lineamentos – na bacia do rio Paraná (Iguaçu) – de direção próximo a E-W, à rotação associada à Placa Sul-americana durante a abertura do Oceano Atlântico (Assumpção, 1992; Riccomini e Assumpção, 1999), ou ainda a um terceiro episódio tectônico. Essas afirmações são reforçadas pelo estudo de Jacques *et al.*, (2014) que contempla a extremidade sul da área de estudo, na região de Lages (SC). Estes autores encontram evidências de movimentos tectônicos nas direções N-S e E-W. Jacques *et al.*, (2014) atribuem os movimentos E-W a expansão do Oceano Atlântico Sul e os movimentos N-S a compressão entre a Placa Sul Americana e de Nazca. Essas ideias encontram apoio em Assumpção (1992) que mostrou que os eventos sísmicos na região sub-andina têm compressão máxima próximo a E-W.

Tendo por base a estrutura regional e considerando que a área de estudo é diretamente afetada pelos processos responsáveis pelo rompimento da Serra do Mar e a integração das drenagens interiores (afluentes do rio Itajaí-Açu) ao nível de base oceânico (De Sordi *et al.*, no prelo), é possível atestar que a partir desse rompimento os processos fluviais se tornaram mais agressivos. Ao se tornarem mais agressivos e seguirem linhas de fraqueza do embasamento – lineamentos, que são falhas e fraturas – ocorreram processos ascendentes de reorganização fluvial por captura, responsável pela extensão da bacia do rio Itajaí-Açu para Oeste.

Concomitante ao avanço remontante dos cursos d'água também ocorrem processos de movimento de massa que contribuem para o recuo da escarpa, como estudado por Potter *et al.*, (2013). A partir da instalação da drenagem na escarpa aumenta a susceptibilidade da encosta à esses processos de movimento de massa (escorregamentos, quedas de blocos e corridas de massa). Assim, o processo erosivo comandado pelo avanço remontante dos canais de primeira ordem mostra alinhamento com o processo tectônico mais recente, reforçando a ideia da influência da tectônica e da

estrutura sobre a evolução de longo termo na área do Planalto Catarinense. Em suma, a evolução de longo-termo das áreas da Serra do Repartimento e Serra do Espigão, mas principalmente da Serra Geral é influenciada diretamente pelas estruturas tectônicas cenozoicas. Desta forma, parece ser difícil conciliar a proposta de uma morfogênese puramente erosiva, baseada apenas na erosão diferencial para estas escarpas.

Considerações Finais

Os dados de migração de canais, knickpoints, lineamentos e de drenagens de primeira e segunda ordem demonstram que há um controle estrutural no processo erosivo no Planalto Catarinense. O controle estrutural atua de modo diferenciado em cada uma das três bacias hidrográficas, com diferentes características, densidades e direções. A morfoestrutura influencia claramente nos processos denudacionais, inclusive nos processos relativos a reorganização fluvial. E essa reorganização fluvial leva a um rearranjo de toda a morfologia, que resulta em intensos processos erosivos nas áreas limítrofes das unidades hidrográficas.

Essa influência morfoestrutural é confirmada no presente artigo pelos dados de lineamentos e principalmente pelas drenagens de primeira ordem. A direção das drenagens de primeira ordem no rio Itajaí-Açu (E-W) é coincidente com a direção de rotação da Placa Sul-Americana, bem como com a direção dos movimentos tectônicos mais recentes reconhecidos em território nacional, de direção relacionada à abertura do Oceano Atlântico Sul.

A dinâmica evolutiva do Planalto Catarinense, onde ocorre o tríplice divisor Itajaí-Açu/Paraná/Uruguai, é resultado do estabelecimento da configuração atual do rio Itajaí, com seu nível de base passando a se configurar como o Oceano Atlântico. A partir desse momento, a evolução da paisagem resulta da interação entre (i) erosão diferencial; (ii) estrutura (falhas e fraturas); (iii) processos hidrográficos, que dependem diretamente de níveis de base locais e regionais e da estrutura (falhas e fraturas).

Agradecimentos

Os autores agradecem a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), em especial ao Programa CAPES/COFECUB

(869/15), pelo apoio financeiro. Agradecem também aos pareceristas por suas observações oportunas que ajudaram a enriquecer o conteúdo da presente publicação.

Referências Bibliográficas

ASSUMPCÃO, M. The regional intraplate stress field in South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. B8, p. 11889 – 11903, 1992.

BISHOP, P.; HOEY, T.B.; JANSEN, J.D.; ARTZA, I.L. Knickpoint recession rates and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 30, p. 767–778, 2005.

BISHOP, P. Long-term landscape evolution: Linking tectonics and surface processes. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, p. 329–365, 2007.

COX, R. T. Analysis of Drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. **Geological Society of American Bulletin, University of Columbia**, v. 106, Missouri, 1994, p. 571-581.

CROSBY B.T.; WHIPPLE, K.X. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. **Geomorphology**, v. 82, p. 16–38, 2006.

DE SORDI, M.V.; SALGADO, A.A.R.; PAISANI, J.C. Evolução do relevo em áreas de tríplice divisor de águas regional - o caso do Planalto de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, (no prelo), 2015.

FORTES, E.; CAVALINI, A.; VOLKMER, S.; MANIERI, D. D.; SANTOS, F. R. Controles Morfoestruturais da Compartimentação da Serra Geral: Uma Abordagem Preliminar. **Terr@Plural, Ponta Grossa**, v.2, n. 2, p. 279-292, 2008.

FREITAS, R. C. **Análise estrutural multitemática do Sistema Petrolífero Irati-Rio**

Bonito, Bacia do Paraná. Curitiba, 2005. 116 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) -Universidade Federal do Paraná.

FREITAS, R.C.; ROSTIROLLA, S.P.; FERREIRA, F.J.F. Geoprocessamento multitemático e análise estrutural no Sistema Petrolífero Irati - Rio Bonito, Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 14, n. 1, p. 71-93, nov. 2005/maio 2006.

HARE, P. W; GARDNER, I. W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. *In*: Annual Binghamton Geomorphology Symposium, **Anais**. Boston, 1985.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo Minas Gerais, Boletim, n. 11, p. 71-93 (**Anais do Workshop sobre Tectônica e Sedimentação Cenozóica Continental no Sudeste Brasileiro**, Belo Horizonte), 1990.

JACQUES, P.D.; SALVADOR, E.D.; MACHADO, R.; GROHMANN, C.H.; NUMMER, A.R. Application of morphometry in neotectonic studies at the eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil. **Geomorphology**, v. 213, p. 13-23, 2014.

LEITE, P.E. As diferentes unidades fitoecológicas da região sul do Brasil - proposta de classificação. **Caderno de Geociências IBGE:RJ**, n.15, p.73-164, 1994.

LIMA, A. G. Erosão fluvial sobre rochas vulcânicas: algumas inferências a partir de segmentos côncavos de perfis longitudinais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 42, p. 34-41, 2012.

LIMA, A. G.; BINDA, A.L. Lithologic and structural controls on fluvial knickzones in basalts of the Paraná Basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 48, p. 262-270, 2013.

MINEROPAR: Minerais do Paraná S/A. **Mapa geológico do Estado do Paraná, escala 1:1.000.000 (meio digital)**. Curitiba, 2001.

NIMER, E. Clima. *In*: IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) (Ed.), **Geografia do Brasil/Região Sul**, IBGE, v. 2, p.151-187,1990.

PAISANI, J. C.; PONTELLI, M.E.; GEREMIA, F. Cabeceiras de drenagem da Bacia do Rio Quatorze - Formação Serra Geral (SW do Paraná): distribuição espacial, propriedades morfológicas e controle estrutural. **Ra'e ga (UFPR)**, v. 12, p. 211-219, 2006.

PELUSO JR., V. A. O Relevo do Território Catarinense. **Revista Geosul**, n.2, v. 1, p. 7-69, 1986.

PONTELLI, M.E.; PAISANI, J. C. Controle de fraturas na organização da drenagem da bacia do rio Quatorze - sudoeste do Paraná. **Perspectiva Geográfica (Impresso)**, v. 4, p. 129-138, 2008.

POTTER, P.E.; VERDUM, R.; HOLZ, M.; MARTINS, D.B.; LISBOA, N. Três Forquilhas Valley in Southern Brazil - evidence for the uplift of the volcanic plateau. **Pesquisas em Geociências**, v. 40, n. 3, p. 189-208, 2013.

- QUEIROZ, G.L.; SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E.R. Knickpoint finder: A software tool that improves neotectonic analysis. **Computers & Geosciences**, v. 76, p. 80-87, 2014.
- RICCOMINI, C.; ASSUMPÇÃO, M. Quaternary tectonics in Brazil. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 221–225, 1999.
- SALGADO, A. A. R.; MARENT B. R.; CHEREM L. F.; BOURLÉS, D.; SANTOS, L. J. C.; BRAUCHER, R.; BARRETOS, H. N. Denudation and retreat of the Serra do Mar escarpment in southern Brazil derived from in situ-produced ¹⁰Be concentration in river sediment. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 39, n. 3, p. 311-319, 2013.
- SCHEIBE, L. F. Geologia de Santa Catarina. **Revista Geosul**, n.1, v.1, p. 7 – 38, 1986.
- SCHEIBE, L. F.; FURTADO, S.M.A. Proposta de alinhamentos Estruturais pra um Esboço Geotectônico de Santa Catarina. **Revista Geosul**, n.8, v.4, p. 78 – 91, 1989.
- SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v. 92, p. 335-467, 1983.
- SOARES, P.C.; LUZ, M. E. R.; REDAELLI, R.; GUERRA, S. M. S. Análise morfoestrutural em fotos aéreas: aplicação na prospecção de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná. *In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Brasília, Anais...* Brasília, DF: CNPQ, v. 1, p.157-168, 1982.
- SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. John Wiley and Sons, New York, 1991, 537p.
- VALERIANO, M. M. Modelo digital de variáveis morfométricas com dados SRTM para o território nacional: o projeto TOPODATA. *In: XII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2005, Goiânia. Anais*, 2005, p. 3595-3602
- YOUNG, R.W.; MCDUGALL, I. Long-term landscape evolution: Early Miocene and modern rivers in southern New South Wales, Australia. **Journal of Geology**, v. 101, p. 35–49, 1993.
- ZALÁN, S.; WOLFF, M.A.M.; ASTOLFI, I.S.; VIEIRA, J.C.J.; CONCEIÇÃO, V.T.; APPI, E.V.S.; NETO, J.R.; CERQUEIRA, A. M. The Paraná Basin, Brazil, **AAPG Memoir**, v. 51 p. 681–708, 1990

APÊNDICE C - CONTROLE LITOESTRUTURAL NO DESENVOLVIMENTO DE VALES NA ÁREA DO REBORDO DA BACIA DO PARANÁ NO ESTADO DE SANTA CATARINA, SUL DO BRASIL

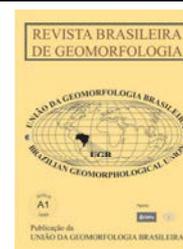


www.ugb.org.br
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 18, nº 4 (2017)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v18i4.1189>



CONTROLE LITOSTRUTURAL NO DESENVOLVIMENTO DE VALES NA ÁREA DO REBORDO DA BACIA DO PARANÁ NO ESTADO DE SANTA CATARINA, SUL DO BRASIL

LITHO-STRUCTURAL CONTROL ON VALLEY DEVELOPMENT IN THE PARANÁ BASIN EDGE, SANTA CATARINA STATE, SOUTHERN BRAZIL

Michael Vinicius de Sordi

Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais
Av. Antônio Carlos, 6.627, Belo Horizonte, Minas Gerais. CEP: 31.270-901. Brasil
Email: michael.sordi@gmail.com

André Augusto Rodrigues Salgado

Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais
Av. Antônio Carlos, 6.627, Belo Horizonte, Minas Gerais. CEP: 31.270-901. Brasil
Email: geosalgado@yahoo.com.br

Julio Cesar Paisani

Departamento de Geografia, Universidade Estadual do Oeste do Paraná
Rua Maringá 1.200, Francisco Beltrão, Paraná. CEP 85.605.010. Brasil
Email: juliopaisani@hotmail.com

Dayane Pagotto

Departamento de Geografia, Universidade Estadual do Oeste do Paraná
Rua Maringá 1.200, Francisco Beltrão, Paraná. CEP 85.605.010. Brasil
Email: dayanne_pagotto@hotmail.com

Informações sobre o Artigo

Recebido (Received):
30/11/2016
Aceito (Accepted):
17/06/2017

Palavras-chave:

Evolução geomorfológica de Vales; Rebordo da Bacia do Paraná; Controle Estrutural; Planalto Catarinense.

Keywords:

Geomorphological valley evolution; Paraná Basin Edge; Structural control; Catarinense Plateau.

Resumo:

Este artigo investiga a evolução de vales em zona morfoclimática subtropical úmida, no rebordo da Bacia do Paraná, no estado de Santa Catarina por meio de: i) descrições e observações de campo a respeito da morfologia dos vales; ii) medição da direção de fraturas em afloramentos e iii) levantamento de informações sobre extensão, orientação, elevação média dos vales em produtos de sensoriamento remoto (imagens Landsat e dados SRTM). Os resultados obtidos indicam que, na área do rebordo da Bacia do Paraná em Santa Catarina, a dissecação é comandada pela rede de drenagem a partir dos afluentes dos rios: i) Canoas e Peixe (afluentes do rio Uruguai), a sudoeste e ii) Itajaí-Açú, a leste. A rede de drenagem se caracteriza por exibir dois tipos de vales frequentemente: i) vales em 'V' profundos, sem planície de inundação, onde geralmente os rios correm diretamente sobre as rochas e; ii) vales de fundo chato, planos e com amplas áreas inundáveis (vales muito abertos). Na área estudada a morfologia dos

vales é resultado das características estruturais das rochas, principalmente atitude/fraturamento e falhamentos. Sendo assim, o presente trabalho demonstra ser importante considerar a litoestrutura como fator controlador da morfologia de vales para melhor compreender a morfogênese e morfodinâmica das áreas de rebordo de bacia sedimentar, sobretudo sob clima subtropical úmido.

Abstract:

This paper investigates valley evolution in a subtropical humid morphoclimatic zone, in the edge of Paraná Basin, Santa Catarina state through: i) descriptions and field observations of valley morphologies; ii) measurements of fractures direction in outcrops and iii) information survey about valleys in remote sensing products (Landsat imagery and SRTM data). The obtained results indicate that in the edge of Paraná Basin in Santa Catarina relief striping is captained by drainage network from tributaries of: Canoas and Peixe (Uruguay river tributaries) in southwest and Itajaí-Açu, eastwards. Drainage network is characterized by showing two shapes of valleys more frequently: i) 'V' shaped profound valleys, without floodplains, where generally river runs over bedrocks and ii) wide-open valleys, with flat bottoms, and great floodplains. In the studied area valley morphology results from structural characteristics of rocks, mainly attitude/fracturing and faults. Therefore, the present study shows the importance of considering lithostructure as a controlling factor of valley morphology for better understanding morphogenesis and morphodynamics of sedimentary basins edge areas, especially under humid subtropical climate.

Introdução

Desde Gilbert (1877) e Davis (1899) a erosão fluvial é considerada como o principal agente modificador da paisagem. Para estes autores o sistema hidrográfico é o responsável fundamental pela esculturação do modelado e tende a ser muito ativo até que este entre em equilíbrio com o seu nível de base, fato que sinalizaria a maturidade de uma paisagem. Este processo desenvolve, segundo Hamblin e Howard (1971), quatro tipos de vales de acordo com a forma do seu perfil transversal: (i) vale em 'V'; (ii) vale em 'VU'; (iii) vale em 'UV' e; (iv) vales em 'U'. Durante o último século, no entanto, outros autores propuseram a existência de outros fatores que contribuem na evolução dos vales que não os puramente fluviais como, por exemplo, os fatores climáticos, paleoclimáticos, morfoestruturais e tectônicos. Especialmente no Brasil a influência paleoclimática foi considerada como primordial, levando em conta a teoria de pediplanação de King (1956). Tal teoria se desenvolveu especialmente no Sul/Sudeste com os estudos de Ab'Saber e Bigarella (Ab'Saber, 1959; 1965; 1969; Bigarella et al. (1961; 1965); Bigarella e Andrade (1965); Bigarella e Mousinho, (1965); Barbosa e Rodrigues (1965; 1967); Barbosa (1980)).

Na Região Sul do Brasil, Maack (1947) ressalta a importância da erosão diferencial, da morfoestrutura e da tectônica no processo de desenvolvimento dos vales localizados nos estados do Paraná e Santa Catarina. Já Leinz (1949) ressaltou a diferenciação da paisagem em

terrenos modelados sobre rochas vulcânicas, o qual se caracteriza pela existência das zonas lito-estruturais: nível amigdaloidal, vítreo, de fraturamento vertical e horizontal as quais seriam responsáveis pelo estabelecimento de níveis em escadaria que marcam a paisagem regional.

Logo, a forma dos vales resulta da associação entre fatores climáticos e a influência da morfoestrutura. Além disso, há de se ressaltar o papel do nível de base que controla não só a expansão e (re)organização da rede de drenagem, mas também a evolução das encostas (GILBERT, 1877; DAVIS, 1899; PENCK, 1953). Independentemente do clima predominante, as encostas se adaptam ao controle erosivo comandado pelo nível de base e a sua morfologia é resultado dessa dinâmica. Nesse contexto, o desenvolvimento de encostas convexas ocorre quando há taxas de erosão mais intensas nos fundos de vales do que em suas partes mais elevadas, pois, a acelerada incisão fluvial cria uma situação de desajuste entre encostas e vales (PENCK, 1953). Por outro lado, taxas erosivas mais intensas nas partes superiores dos vales do que em seu fundo, indicam uma baixa taxa de incisão do mesmo e uma tendência a suavização as vertentes e o surgimento de formas côncavas e suavizadas.

Na área da Serra Geral Catarinense encostas convexas ocorrem tanto no rebordo, onde afloram rochas mantidas pelos derrames vulcânicos, quanto na depressão do rio Itajaí-Açu, mantida pelas rochas sedimentares. Isso se observa nos vales confinados de

baixa ordem hierárquica, que estão em desequilíbrio, os quais ao promoverem o aprofundamento do talvegue conduzem o sistema em direção a um novo estado de equilíbrio que envolve a adaptação da forma das encostas. Verifica-se também um importante componente tectônico que intensifica a ação do mecanismo de recuo de escarpamento, típico de áreas de rebordo de bacias sedimentares, nesse caso da Bacia Sedimentar do Paraná (ALMEIDA, 1956; VOLKMER, 1999; PAIVA FILHO, 2000). Desta forma, em primeira análise, as componentes mais importantes no controle evolutivo dos vales são: 1) lito-estrutura; 2) nível de base (decorrente da tectônica) e 3) tectônica.

No entanto, apesar dessa ampla ocorrência, a gênese das mesmas nunca foi objeto de estudo mais aprofundado. As publicações na área da ciência geomorfológica têm mostrado sucessivamente a

importância de fatores litológicos, climáticos e tectônicos no controle da evolução e morfologia dos vales. Por outro lado, poucos estudos se voltaram para a importância das fraturas no condicionamento da morfologia de vales. Assim a presente pesquisa busca estudar a importância dos sistemas estruturais para o estabelecimento da morfologia dos canais e das vertentes na região do rebordo da Serra Geral no estado de Santa Catarina.

Caracterização da Área de Estudo

No estado de Santa Catarina ocorrem duas províncias tectônicas principais: província Mantiqueira e Província Paraná (ALMEIDA et al., 1981). A província Mantiqueira se situa a leste, composta essencialmente por rochas metamórficas do Escudo Atlântico. A oeste, as rochas sedimentares e vulcânicas

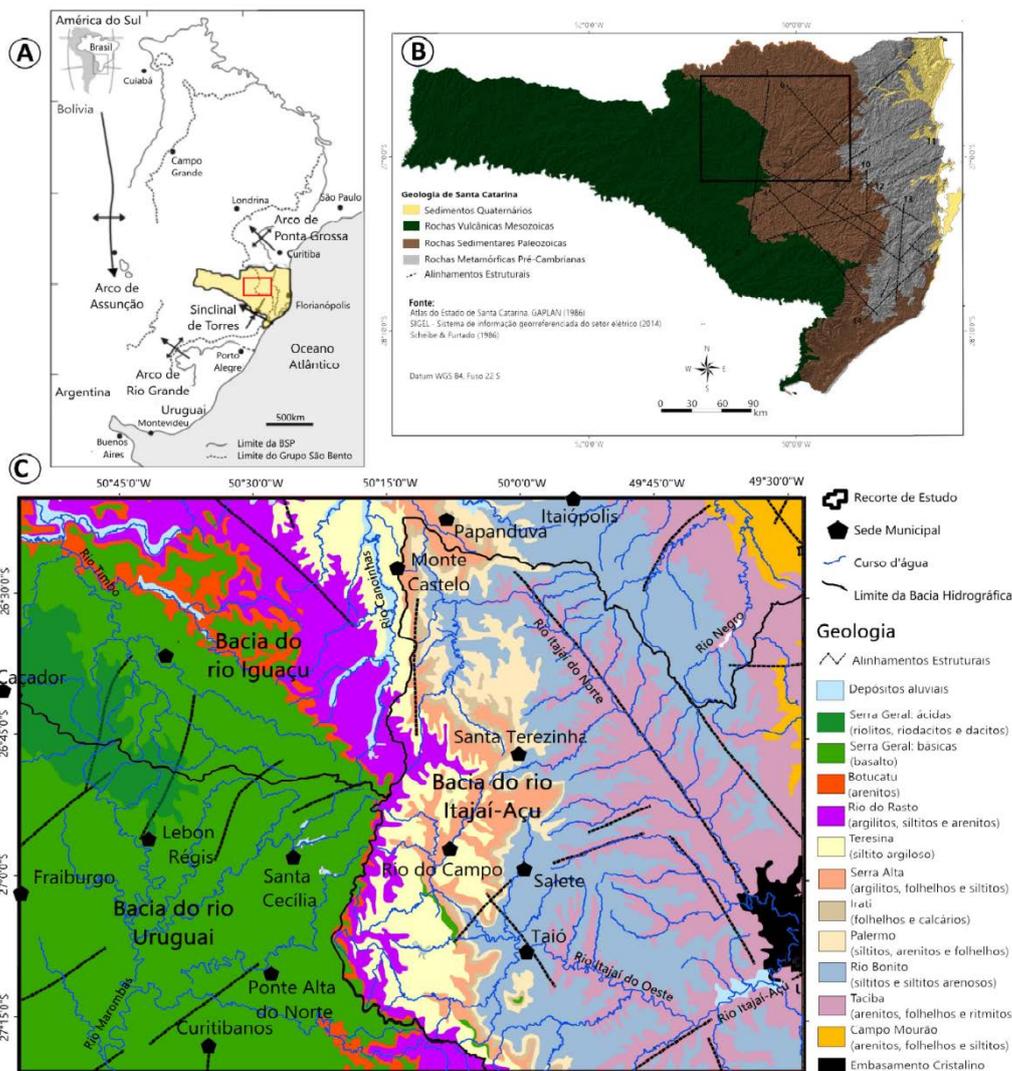


Figura 1 - A) Localização da área de estudo no contexto da Bacia Sedimentar do Paraná e suas principais estruturas. Mapa geológico do estado de Santa Catarina e C) mapa específico da área de estudo com a indicação das unidades levadas em consideração nesse estudo.

da bacia sedimentar compõem a Província Paraná. A área de estudo corresponde a Serra Geral Catarinense e seu entorno, e se insere na borda leste da Bacia Sedimentar do Paraná (BSP) (Figura 1A).

A Serra Geral Catarinense se encontra sob influência de duas importantes estruturas da BSP: o Arco de Ponta Grossa, a norte, e o Sinclinal de Torres, a sul (Figura 1A). Na área de estudo, alinhamentos estruturais com influência regional ocorrem com direções N-S, NW-SE e NE-SW (Figura 1B e 1C). Os alinhamentos NE-SW correspondem ao alinhamento rio Engano, Rio do Sul e Corupá, enquanto os alinhamentos rio Canoas, Serra Geral, rio Hercílio e Porto União tem direção NW-SE. Já o alinhamento Ponte Alta tem direção N-S (Figura 1B). Os alinhamentos Ponta Alta, Rio Canoas e Porto União acompanham o divisor hidrográfico entre as bacias hidrográficas costeiras e interiores. Para Soares et al., (1982) e Zálan et al. (1990), os lineamentos NE e NW tem sua origem relacionada ao brasileiro e a gênese da Bacia Sedimentar do Paraná (~750-650 Ma) e sofreram reativações mais pronunciadas após a separação entre a Placa Sul-Americana e Africana. Os lineamentos E-W, assim como as estruturas N-S neofornadas, possuem associação com a abertura do oceano Atlântico Sul (~130 Ma) e com a flexura crustal da Placa Sul-americana (FREITAS et al., 2006).

Nas áreas a oeste afloram rochas ácidas (dacitos e riolitos) da Formação Serra Geral (Sartori e Bortolotto, 1982) que estão associadas, próximo a região de Caçador/ SC (Figura 1C), a uma morfologia plana e com altitudes acima dos 1.400m. A leste de Caçador/SC afloram os basaltos da Formação Serra Geral e, na área do reverso da Serra Geral, ocorrem os arenitos mesozoicos das formações Botucatu e Pirambóia. Já no front da escarpa, no limite das bacias hidrográficas do Uruguai com a do Itajaí-Açu (Figura 1), afloram, sotopostas as rochas mesozoicas, as formações paleozoicas constituídas principalmente de argilitos, siltitos, lamitos, ritmitos e outras rochas com laminação horizontal (Scheibe, 1986). Tais rochas compõem os grupos Passa Dois (Formações Rio do Rasto, Teresina, Serra Alta e Irati), Guatá (Formações Palermo e Rio Bonito) e Itararé (Formações Rio do Sul, Mafra e Campo do Tenente) (SCHNEIDER et al., 1974; SCHEIBE, 1986) (Figura 1C).

O relevo do estado de Santa Catarina é caracterizado pela existência de duas grandes unidades morfoestruturais separadas entre si pela Serra do Mar e pela Serra Geral (Peluso-Júnior, 1986): (i) O Planalto, que consiste de um altiplano levemente inclinado para

oeste, desde os planaltos da Serra do Mar ou Serra Geral, desenvolvido em patamares com mergulho em direção ao nível de base regional representado pelos rios Iguazu e Uruguai e (ii) uma área que se desenvolve a leste do planalto até o mar, denominados Região do Litoral e Encostas, onde as extensas planícies contrastam com as Serras e elevações residuais que ocorrem nesse local. A Região do Litoral e Encostas corresponde à área do Escudo Catarinense e parte da Bacia Sedimentar do Paraná, e a região do Planalto insere-se inteiramente na área da Bacia Sedimentar do Paraná.

Em termos de hidrografia, é possível definir três sistemas principais em Santa Catarina: bacias costeiras, bacia do Paraná e bacia do Uruguai. A área do Planalto pode ser dividida entre região nordeste (onde os canais drenam para o rio Iguazu, afluente do Paraná, via rios Negro, Canoinhas e Timbó (Figura 1C) e a região sudeste e oeste (onde os rios drenam para o rio Uruguai através dos afluentes Canoas, Peixe e Marombas). À leste do planalto os canais desembocam diretamente no Oceano Atlântico após passarem entre as escarpas das Serras do Mar e Geral. O principal curso d'água costeiro é o rio Itajaí-Açu, que, na área em destaque (Figura 1C) têm como principais afluentes o rio Itajaí do Oeste e o rio Itajaí do Norte. O rio Itajaí-Açu é o único dentre os rios costeiros que rompe a Serra do Mar e drena áreas significativas dos terrenos localizados a oeste dessa serra, ou seja, no interior do Planalto Catarinense.

O clima do litoral de Santa Catarina é mesotérmico (Cfa) segundo a classificação climática de Köppen. Se caracteriza por precipitações bem distribuídas ao longo ano, embora, durante o verão, as mesmas sejam mais concentradas, com médias anuais acima dos 1.800mm, a exceção da área a sudeste, onde a média de precipitação anual não alcança os 1.500mm (PINTO et al., 2011). Nessa região a média de temperatura do mês mais quente está acima dos 22°C. A exemplo da área do litoral, no Oeste Catarina as precipitações são bem distribuídas ao longo do ano com médias anuais entre 2.200 e 1.800mm anuais. Já nas regiões mais elevadas e serras (na região central e centro-leste de Santa Catarina), o Cfb é o clima predominante, com verões mais úmidos que os invernos, chuvas abundantes (entre 1600 e 1.400mm anuais) e bem distribuídas ao longo do ano. Nessas áreas, no mês mais quente, a temperatura média é inferior a 22°C (NIMER, 1990). Já no que se refere a vegetação, desde a década de 1960, o intenso desenvolvimento agrícola e agropecuário modificou profundamente seu aspecto. Entretanto, as unidades fitogeográficas originais da área de estudo são: (i)

Floresta Ombrófila Densa e (ii) Floresta Ombrófila Mista (LEITE, 1994).

Materiais e Métodos

O presente estudo tem como procedimentos básicos: (i) o mapeamento dos vales abertos com fundo chato e vales fechados em produtos de sensoriamento remoto; (ii) a obtenção da direção dos vales em sistemas de informações geográficas (SIG's); (iii) a identificação das formas de vales em trabalhos de campo; (iv) a análise e mensuração de direção de fraturas de rochas em cortes de estradas e pedreiras durante expedições de campo e (v) a complementação desses dados com pesquisas bibliográficas.

O mapeamento de vales com fundo chato se deu por meio da análise de dados SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) do TOPODATA, resolução espacial de 30 m, tratados pelo INPE banda C, obtidos do endereço eletrônico: <<http://www.dsr.inpe.br/topodata>> (Valeriano, 2005), além de imagens LANDSAT reprojatadas, em alta resolução, da área de estudo, escala 1:10.000 obtidas a partir do site da Secretaria de Desenvolvimento de Santa Catarina (SDS-SC) <www.sigsc.sds.sc.gov.br>.

A direção principal dos vales (n= 384) foi mensurada a partir da rede hidrográfica gerada automaticamente no ambiente do software Quantum GIS® 2.8 a partir dos dados SRTM. Posteriormente, com base na direção dos vales, foram gerados diagramas de roseta (Christofolletti, 1981) e estereogramas no software StereoNet®.

Os trabalhos de campo se basearam em (a) observações em sessões de cortes de estrada, e em cursos d'água, (b) medição de direção de estruturas e (c) registro fotográfico. A partir do registro dos pontos através de GPS, as observações de campo foram confrontadas com dados de radar SRTM (Topodata, resolução espacial 30m) e imagens aéreas e infravermelho do SIGSC (escala 1:10.000). Em campo, para medição das fraturas (n = 285), os procedimentos metodológicos foram baseados em Davis e Raynolds (1996); Goldstein e Marshak (1988). A técnica consiste na delimitação de uma área amostral de diâmetro predefinido, dentro da qual são medidos os comprimentos e atitudes de todas as fraturas. No presente estudo optou-se por utilizar áreas retangulares, variando de 1 a 8 m², a exemplo de Lima (2009) e obedecendo ao limite definido por Goldstein e Marshak (1988) de 10m. Esta técnica permite, além da obtenção das direções principais das fraturas, a obtenção de sua densidade.

Para o cálculo da densidade de fraturas, dividiu-se o comprimento total de fraturas pela área amostrada.

Para complementar esses dados foram obtidas as direções das falhas localizadas na área de estudo. Essas falhas foram obtidas do mapeamento realizado pela CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – Serviço Geológico do Brasil (n = 378) e estão disponíveis no site <www.cprm.gov.br>. Os diagramas de roseta e estereogramas das direções de falhas também foram gerados no StereoNet®.

Por fim, para atingir os objetivos propostos, houve a integração dos dados obtidos. Foram feitas comparações entre as medidas de direções dos vales (por geoprocessamento); de fraturas (medidas em campo), de falhas (previamente mapeadas pela CPRM) nas diferentes litologias aflorantes na área de estudo; com a forma dos vales fluviais.

Resultados

Os vales abertos de fundo chato ocorrem em toda a região de estudo. Na figura 2 são representados cinco exemplos: (A) vale aberto do rio Bonito e (B) Arroio da Chave, em vale confinado, ambos drenando rochas vulcânicas e afluentes do rio Correntes (bacia do rio Uruguai); (C) afluentes do rio do Rauen, ou do Corisco, confinados (bacia do rio Uruguai), em contraste com o vale principal, aberto, que drena rochas sedimentares; (D) rio dos Toldos, modelado sobre rochas sedimentares – afluente do rio Taió; (e) rio Taió, um importante curso d'água afluente do rio Itajaí do Oeste (Figura 2).

Apesar das diferenças marcantes, a forma geral dos vales, considerando-se a classificação de Hamblin e Howard (1971), se repete ao longo de toda a área de estudo: Vales abertos, em U (com fundo plano); e confinados, em V (vales fechados), se desenvolvem tanto sobre rochas vulcânicas (Figura 2A e B) quanto sedimentares (Figura 2C, D e E). Foram mapeados 384 trechos de vales abertos em toda a área estudada. Estes englobam desde canais próximos a áreas de cabeceiras até extensos vales acima de 5ª ordem hierárquica como os rios Canoas, Itajaí do Oeste e Itajaí-Açú.

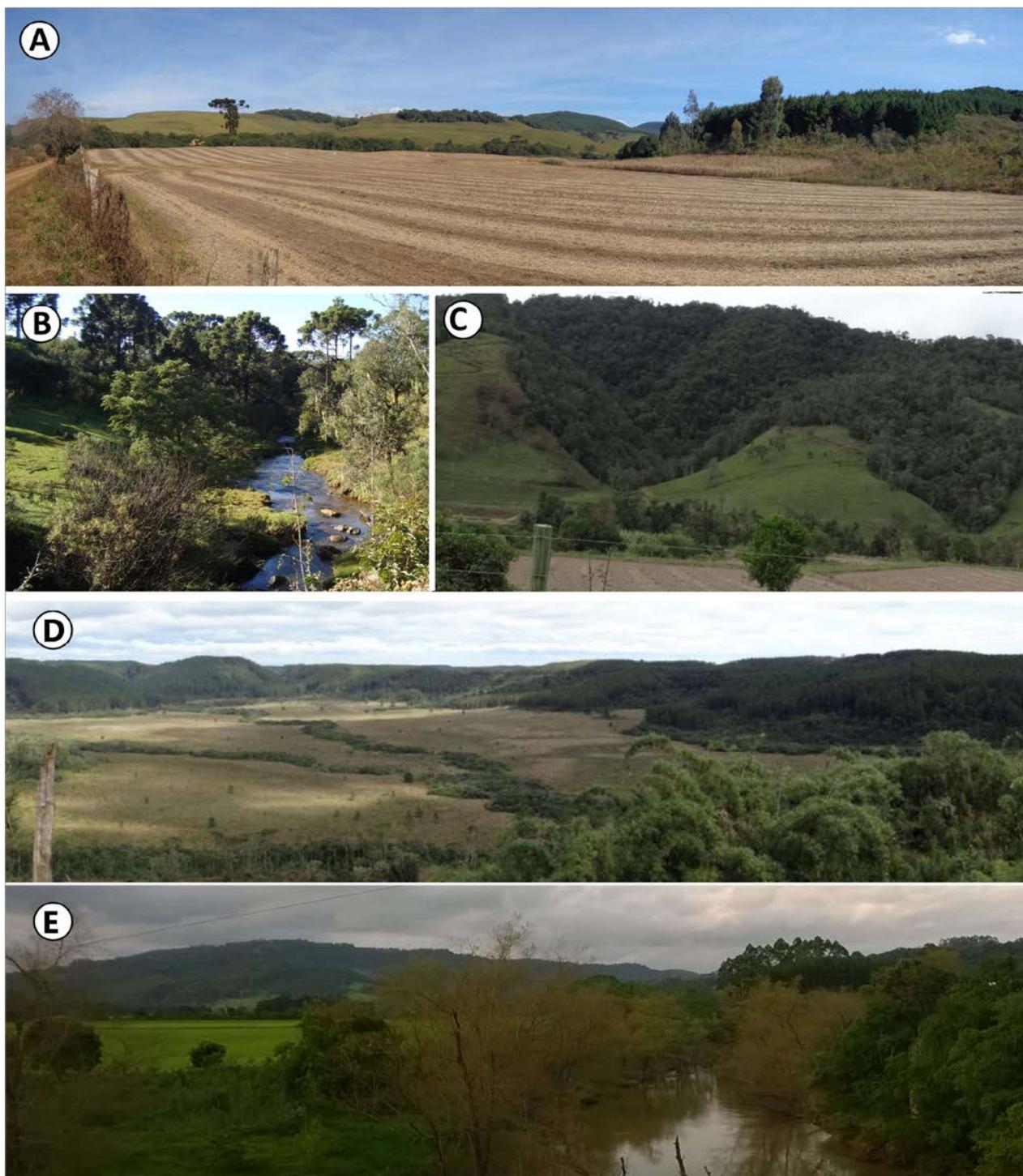


Figura 2 - Formas dos vales: A) vale aberto sob rochas vulcânicas, em rio de baixa ordem hierárquica; em B) vale confinado do arroio da Chave, sobre rochas vulcânicas; C) afluentes confinados de baixa ordem hierárquica do rio do Rauem contrastando com o vale principal de fundo chato modelado sobre rochas sedimentares; D) vale de fundo chato sobre rochas sedimentares do rio dos Toldos (rio de primeira ordem) E) vale aberto do rio Taió, em segmento de quinta ordem

Em um mesmo rio ocorrem trechos abertos e fechados no mesmo canal. A forma do vale tampouco obedece a controles hidrológicos: existem setores de vales abertos em áreas próximas a cabeceiras (Figura 2A e D), em canais de baixa ordem hierárquica e em rios de

hierarquia fluvial mais elevada, de expressiva importância regional (Figura 2E). Da mesma forma, os vales confinados ocorrem tanto em canais de baixa ordem hierárquica (Figura 2B) quanto em vales de maior ordem hierárquica (Figura 2A). Entretanto, existe

uma tendência de que os cursos fluviais de maior ordem apresentem, proporcionalmente, maior ocorrência de segmentos com fundos abertos, já que estes tendem a apresentar maior equilíbrio com seu nível de base local. Os trechos de vales de 1ª ordem da área de estudo são, predominantemente, confinados ($n=11.111$ em relação aos vales abertos, $n = 22$) e essa proporção se mantém para trechos de 2ª ordem hierárquica ($n = 2.253/63$). Em trechos de canais de 3ª ordem hierárquica a proporção entre os trechos de vales abertos e confinados é menos discrepante ($n = 400/90$). Valores mais semelhantes são encontrados nos segmentos de vales de 4ª ordem, pois nessa ordem hierárquica são 118 trechos de vales confinados e 83 de vales abertos. Os segmentos de canais correspondentes a maior grandeza hierárquica, acima de 5ª ordem, são predominantemente abertos ($n=42/55$) (Figura 5). Mesmo assim, a forma dos vales não pode ser explicada unicamente pelo grau de hierarquia fluvial, o qual é um importante proxy do controle hidrológico.

Os vales confinados em bacias de 1ª ordem sobre rochas vulcânicas apresentam orientação predominante E-W (principalmente $80-90^\circ$ NE) e N-S (com destaque para $0-10^\circ$ NW) (Figura 3). Para segmentos de canais de 2ª ordem as direções principais são N-S (10° NE a 10° NW); NE-SW ($40 - 50^\circ$) e NW-SE ($40 - 50^\circ$) (Figura 3). Os vales em trechos de canais de 3ª ordem se orientam predominantemente a N-S (10° NE a 10° NW); NE-SW ($40 - 50^\circ$) e NW-SE ($40 - 50^\circ$) (Figura 5). De modo semelhante, os vales de 4ª ordem têm moda $40 - 60^\circ$ NW e secundariamente $40 - 60^\circ$ NE e E-W ($80 - 90^\circ$) (Figura 3), enquanto para a 5ª ordem, a direção principal está entre $30 - 50^\circ$ NW.

Sobre as rochas sedimentares, os vales confinados em bacias de 1ª ordem se orientam para E-W (principalmente $80-90^\circ$ NE) e N-S (destaque para $0-10^\circ$ NW) (Figura 3). Por outro lado, os vales em trechos de canais de 2ª ordem não exibem orientação predominante, mas existe uma fraca concentração entre $0 - 30^\circ$ NW e $40 - 50^\circ$ NE (Figura 3). Os segmentos de 3ª ordem têm modas $20 - 40^\circ$ NE e $70 - 80^\circ$ NW (Figura 3). A direção NE ($20 - 40^\circ$) é a principal para os trechos de 4ª ordem. Os segmentos avaliados de 5ª ordem se orientam predominantemente para NW-SE ($10 - 30^\circ$; $50 - 60^\circ$ e $70 - 80^\circ$).

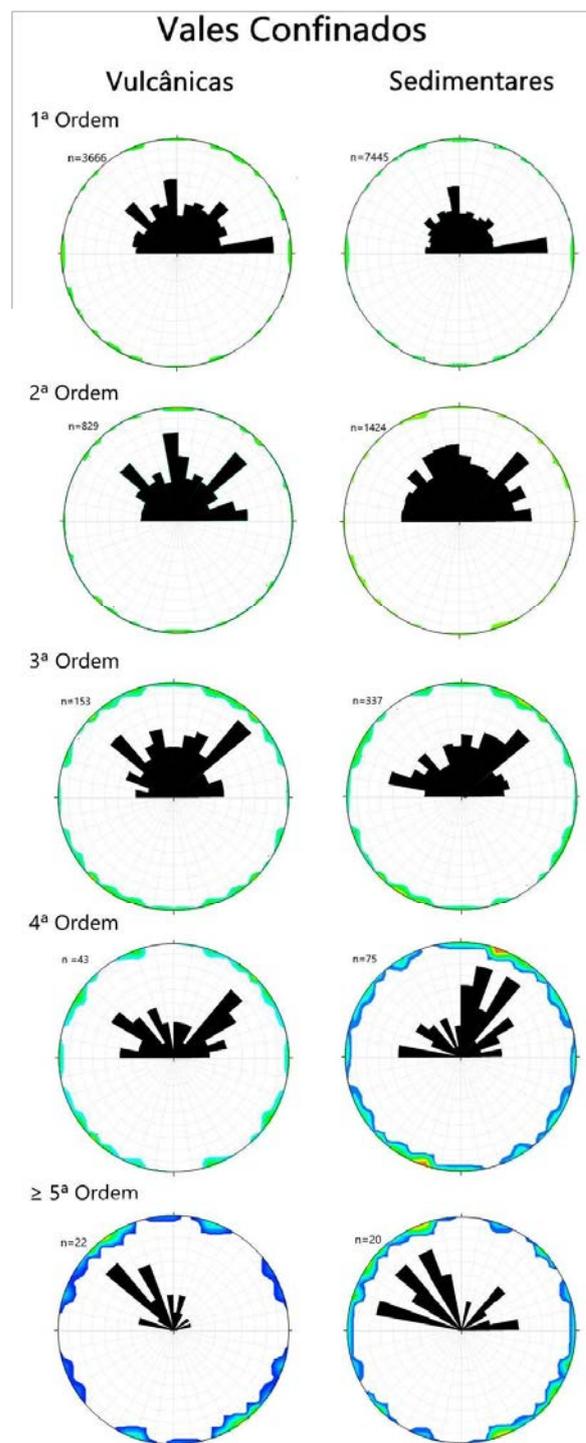


Figura 3 - Direção dos vales confinados de acordo com a hierarquia fluvial do segmento considerado

Já que uma variedade de litologias de origem sedimentar afloram na área de estudo, com características diferentes, foram construídos diagramas rosetas para todas as litologias estudadas (dos Grupos São Bento, Passa Dois, Guatá e Itararé) (Figura 4). Esses dados revelaram que essas direções (N-S e E-W) se repetem (Figura 4) para os vales confinados e abertos.

Especificamente a Formação Botucatu (Grupo São Bento – Mesozoico) apresenta outra direção (40 – 50° NE-SW) além das principais N-S e E-W (Figura 4A). A importância das direções de fraturas E-W para a fácies eólica da Formação Botucatu foi destacada por Strugale et al. (2004) no norte do estado do Paraná. Os autores também relatam a importância das fraturas NE-SW na fácies torrencial do arenito Botucatu. Sobre as formações Gondwânicas, do Paleozoico, pertencentes aos grupos Passa Dois (Figura 4B), Guatá (Figura 4C) e Itararé (Figura 4D), além da moda principal E-W e N-S, as direções NE-SW (40-50°) e NW-SE (40-50°) se mostram como direções complementares importantes.

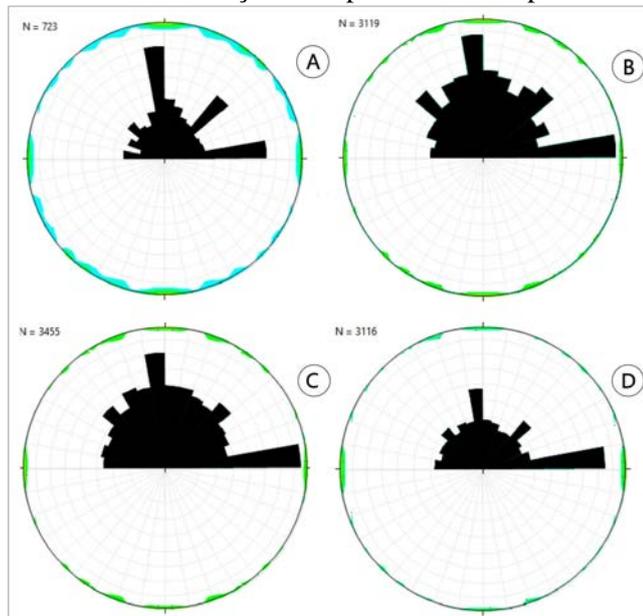


Figura 4 - Vales confinados de acordo com o Grupo litológico (rochas sedimentares) em que eles estão situados. A) Grupo São Bento (Formação Botucatu); B) Grupo Passa Dois (Formação Rio do Rasto, Teresina, Serra Alta e Irati); C) Grupo Guatá (Palermo e Rio Bonito); D) Grupo Itararé (Formação Rio do Sul e Campo do Tenente)

Para os vales abertos em bacias de 1ª ordem desenvolvidos em rochas vulcânicas, as direções predominantes são NE-SW (40 – 50° e 70 – 80°) e NW-SE (20 – 30°; 40 – 50°; 60 - 70°) (Figura 5). Os trechos localizados em segmentos de 2ª ordem se alinham entre 30 – 60° NW e 70 – 80° NE, secundariamente 30° - 60°NE, N-S (0 – 10° NE) e E-W (80 – 90° NW) (Figura 5). Segmentos de 3ª ordem se orientam para NW (entre 30 – 50° e 60 e 70°), N-S (0 – 10° NW) e NE-SW (30 – 70°) (Figura 5). Os vales abertos em segmentos de 4ª ordem exibem orientação modal para E-W (70 – 90° NW) e 30 – 40 NW; 10 – 60 NE) (Figura 5). Em segmentos de 5ª ordem, os canais fluviais estão alinhados majoritariamente para E-W (80 – 90° NE e 80

– 90 NW) e NW (30 – 50° e 60 – 70°) (Figura 5). De modo geral, as direções predominantes dos vales abertos em rochas vulcânicas são NW (entre 30-70°) e NE (entre 30 e 70°).

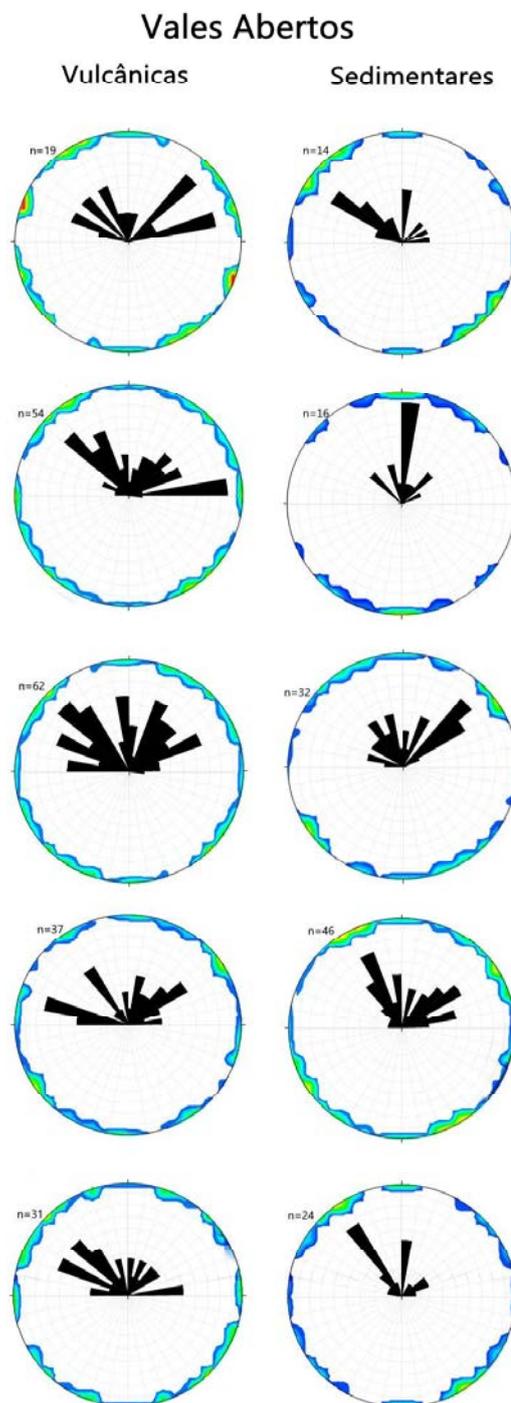


Figura 5 - Direção dos vales confinados e abertos de acordo com a hierarquia fluvial (Strahler, 1957)

Sobre as rochas sedimentares vales abertos em bacias de 1ª ordem têm direção predominante NW-SE (20-30° e 50-70° (Figura 5). Para os segmentos de vales de 2ª ordem a orientação principal é N-S (0 – 10°NW) (Figura 5). Em vales de canais de 3ª ordem a direção

modal obtida foi 40 – 60° NW (Figura 5). Para segmentos de cursos d'água de 4ª ordem a direção principal é NW-SE (entre 20 e 40) e NE-SW entre 40 e 60 NW. Os vales de segmentos de 5ª ordem e acima se apresentam nas direções NW (30 – 40°) e N-S (0 – 10° NE) (Figura 5). Os vales abertos modelados sobre as rochas sedimentares possuem duas direções principais: NW-SE (entre 20 e 40°) e NE-SW (entre 40 e 70°) e uma direção secundária N-S (entre 10°NW e 10°NE). Como na área com rochas sedimentares, uma série de diferentes litologias ocorre, foram construídos diagramas de rosetas para as litologias estudadas, de acordo com o grupo a qual elas pertencem (dos grupos São Bento, Passa Dois, Guatá e Itararé) (Figura 6). Sobre a Formação Botucatu, a direção mais importante é a NW-SE (60-70°) e complementarmente E-W (80-90° NE) (Figura 6A). Na área de afloramento do Grupo Passa Dois, não há uma direção principal destacando-se N-S (10° NW a 10° NE) e NE-SE (30 a 70°) (Figura 6B).

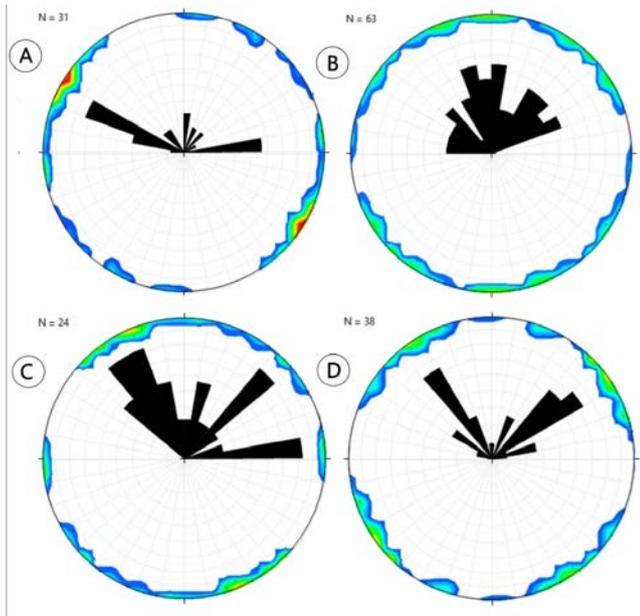


Figura 6 - Vales abertos de acordo com o Grupo litológico (rochas sedimentares) em que eles estão situados. A) Grupo São Bento fraturas (horizontais e verticais) e fraturas e falhas (CPRM) no (Formação Botucatu); B) Grupo Passa Dois (Formação Rio do domínio das rochas vulcânicas e sedimentares Rasto, Teresina, Serra Alta e Irati); C) Grupo Guatá (Palermo e Rio Bonito); D) Grupo Itararé (Formação Rio do Sul e Campo do Tenente)

Sobre o Grupo Guatá, os vales abertos se orientam para NW-SE, E-W e NE-SW (Figura 6C), sendo esta última direção a menos importante. As rochas do grupo Itararé, por sua vez, controlam a evolução de vales orientados para NE-SW e NW-SE (Figura 6D).

Também foram comparadas as direções dos vales (abertos e confinados) com as fraturas e falhas. Foram efetuadas 322 medidas de fraturas na área do rebordo da Serra Geral Catarinense (Figura 7). Para a área de

afloramento das rochas vulcânicas foram efetuadas 186 medidas de fraturas verticais onde obteve-se como direção principal NE-SW (entre 40 e 60). Secundariamente predominam direções N-S (0-20°NE), NW-SE (30-60°) (Figura 7). A direção E-W é pouco expressiva. No domínio sedimentar, de um total de 95 medidas de fraturas verticais, a direção predominante das fraturas é NE-SW (60-80°) e em menor densidade N-S (0-10°NW) e NW-SE (entre 20-60°NW e -80°NW) (Figura 7).

As orientações das fraturas horizontais foram medidas obtendo-se para a área de afloramento das rochas vulcânicas as direções principais NW-SE (10 – 20°) e NE-SW (30 – 50°). As direções subordinadas são NW-SE (40-60°), N-S (0-10°NE) e NE –SW (70 - 80°). Sob as rochas sedimentares a direção principal é E-W (80 – 90° NE) e orientações subordinadas são NW-SE (10 – 30°) e NE-SW (20 – 30°) (Figura 7). O mergulho predominante dessas rochas é de 1 a 2°, a exemplo de medições efetuadas em outros estudos (BIGARELLA et al., 1967; AMARAL, 1971).

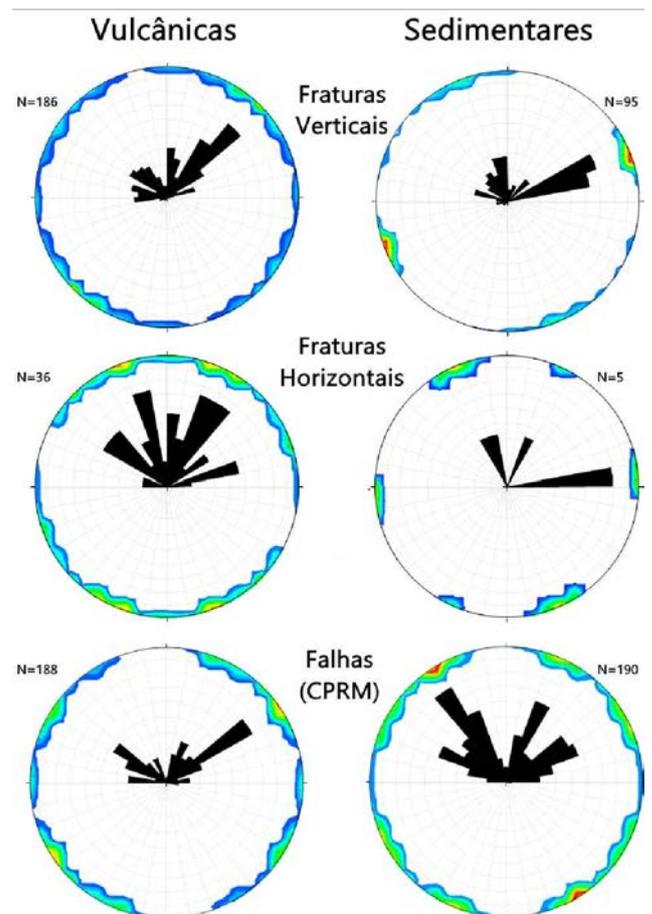


Figura 7 - Diagramas de roseta e estereogramas (área = 1%) da fraturas (horizontais e verticais) e fraturas e falhas (CPRM) no domínio das rochas vulcânicas e sedimentares

Como a maioria das fraturas possui extensão regional limitada, a orientação das falhas e fraturas mapeadas pela CPRM também foi levada em consideração. Sobre o embasamento vulcânico, $n=188$, a direção predominante é NE (50-60°) com direções NW (50-70°) e E-W (0-10° NW) secundárias. No embasamento sedimentar, a direção principal ($n=190$) é NW-SE (20-40°), com importantes direções NE-SW (10-30°). As direções subordinadas são NW-SE (40-70°) e NE-SW (50-70°) (Figura 7).

No domínio das rochas vulcânicas nota-se um controle estrutural das direções dos vales N-S (0-10°NW) de baixa ordem hierárquica, enquanto que, para os vales de maior ordem hierárquica, o controle estrutural é mais claro, sendo que as direções de vales predominantes 4050° (NE-SW e NW-SW) são comuns também para as fraturas mapeadas. Essas direções foram encontradas em fraturas medidas nos estados do Paraná (STRUGALE et al., 2004; LIMA, 2012) e Santa Catarina (JACQUES et al.,2014). Jacques et al.(2015) em estudo no centro-leste catarinense apontaram predominância de fraturas nas direções N-S e NW-SE e, secundariamente NE-SW.

Sobre as rochas sedimentares, o controle é menos pronunciado, e novamente a direção E-W (mais importante (Strugale et al., 2004)) não está representada nas fraturas mapeadas. A direção N-S, muito importante para os vales, também se manifesta para as fraturas. A orientação NE, que para os vales têm como ângulo

principal 20-50°, nas fraturas se manifesta mais fortemente entre 50° e 80°. A direção NW-SE 70-80° dos vales também é encontrada nas fraturas. Strugale et al. (2004) também relatam a importância das fraturas NE-SW na fácies torrencial do arenito Botucatu. Figueira (2004) demonstra a predominância de fraturas NE-SW e NW-SE nas rochas do Grupo Guatá no Estado do Paraná. A autora ainda mostra que no Grupo Itararé (Formações Taciba e Campo Mourão) as direções N-S e E-W são importantes, e coincidentes com a direção dos vales confinados mapeados nessa unidade litológica.

Os vales abertos vulcânicos apresentam direção semelhante aos vales confinados – predomínio NW-SE (30 – 70°) e NE-SW (30 – 70°). Essa também é a direção predominante das fraturas horizontais mapeadas (40 – 60° NW-SE e 20-40° NE-SW). A orientação dos vales abertos sedimentares não coincide com as direções mapeadas no estudo. Porém as direções dos vales na Formação Rio do Rasto são consistentes com a direção obtida para Bigarella et al. (1967) para as estratificações dessa formação na Bacia do Paraná (20 – 30° NW e NE e 0-10° NW). Da mesma forma, as direções obtidas para os vales dos Grupos Guatá e Itararé (10-20° NW-SE e 10-20° NE-SW) é consistente com a direção das paleocorrentes (N-S, de 10° NW a 10°NE para a Formação Rio Bonito e 10-20° NW-SE e 10-20° NE-SW para o Grupo Guatá) dessas formações medidas por Bigarella et al.(1967) e Saad (1977).

Discussões

Analisando os vales, sua direção, dimensão e morfologia, sejam eles vales confinados com formato em 'V' ou vales abertos com fundo chato, verifica-se que tais direções, dimensões e morfologias são independentes das características hidrológicas, litológicas ou altimétricas. Isso é reforçado pela análise da localização dos setores dos vales abertos com fundo chato, distribuídos ao longo de toda a área de estudo, sob diferentes substratos geológicos, em diferentes níveis altimétricos e canais com diferente estágio de desenvolvimento (diferente ordem hierárquica) (Figura 8). Além disso, ao longo de um mesmo canal, sobre a mesma formação litológica, em seus diferentes trechos (alto, médio, baixo, os quais exibem diferentes ordens hierárquicas e elevações) a morfologia do vale alterna entre confinado e aberto (Figura 8). A estrutura emerge assim como fator condicionante da morfologia dos vales.

Para a área de afloramento das rochas vulcânicas a direção principal das fraturas é NE-SW (entre 40 e 60°). Secundariamente predominam direções N-S (0-20°NE), NW-SE (30-60°) (Figura 7), cuja direção E-W é pouco representativa. No domínio sedimentar, a direção predominante das fraturas é NE-SW (60-80°) com menor densidade N-S (0-10°NW) e NW-SE (entre 20-60°NW e 70-80°NW) (Figura 7). As orientações das fraturas horizontais foram medidas obtendo-se para a área de Os vales confinados modelados sobre as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral apresentam duas direções principais nos vales de baixa ordem hierárquica ($\leq 3^{\text{a}}$ ordem): N-S e E-W. Os vales de maior ordem hierárquica apresentam direções NW-SE e NE-SW como predominantes. Essas direções foram encontradas em fraturas medidas nos estados do Paraná (STRUGALE et al., 2004; LIMA, 2012) e Santa Catarina (JACQUES et al.,2014). As medidas efetuadas em campo revelam a importância da direção NE-SW como principal e N-S, NW-SE e E-

W como secundárias. Jacques et al.(2015) em estudo no centro-leste catarinense apontaram para a importância das fraturas de direções N-S e NW-SE e, secundariamente NE-SW. A morfologia dos canais modernos, de 1ª e 2ª ordens hierárquicas, se caracterizam por canais encaixados, isso se comprova pela correlação apresentada entre estruturas verticais e canais de baixa ordem hierárquica. Estudos anteriores já apontavam para uma íntima associação entre a evolução dos canais de baixa hierárquica e a presença de falhas e fraturas (Sordi et al., 2015). É possível, desta forma, que essas direções reflitam tensões ou eventos tectônicos mais

modernos, posteriores a deposição das rochas no paleozoico e mesozoico.

Os vales abertos, por outro lado, exibem tendências diferentes dessas: as direções NE e NW, além da E-W são as mais importantes. Os vales abertos mais jovens se orientam para NE e NW. A direção E-W é mais representativa para os vales de 2ª ordem, assim como a direções NW supramencionada. Para trechos de canais de 3ª ordem, aquela que possui maior densidade de vales abertos, as direções NW e NE são as principais. Além dessas duas direções, a direção E-W é recorrente no direcionamento dos vales. Acima de trechos de 5ª

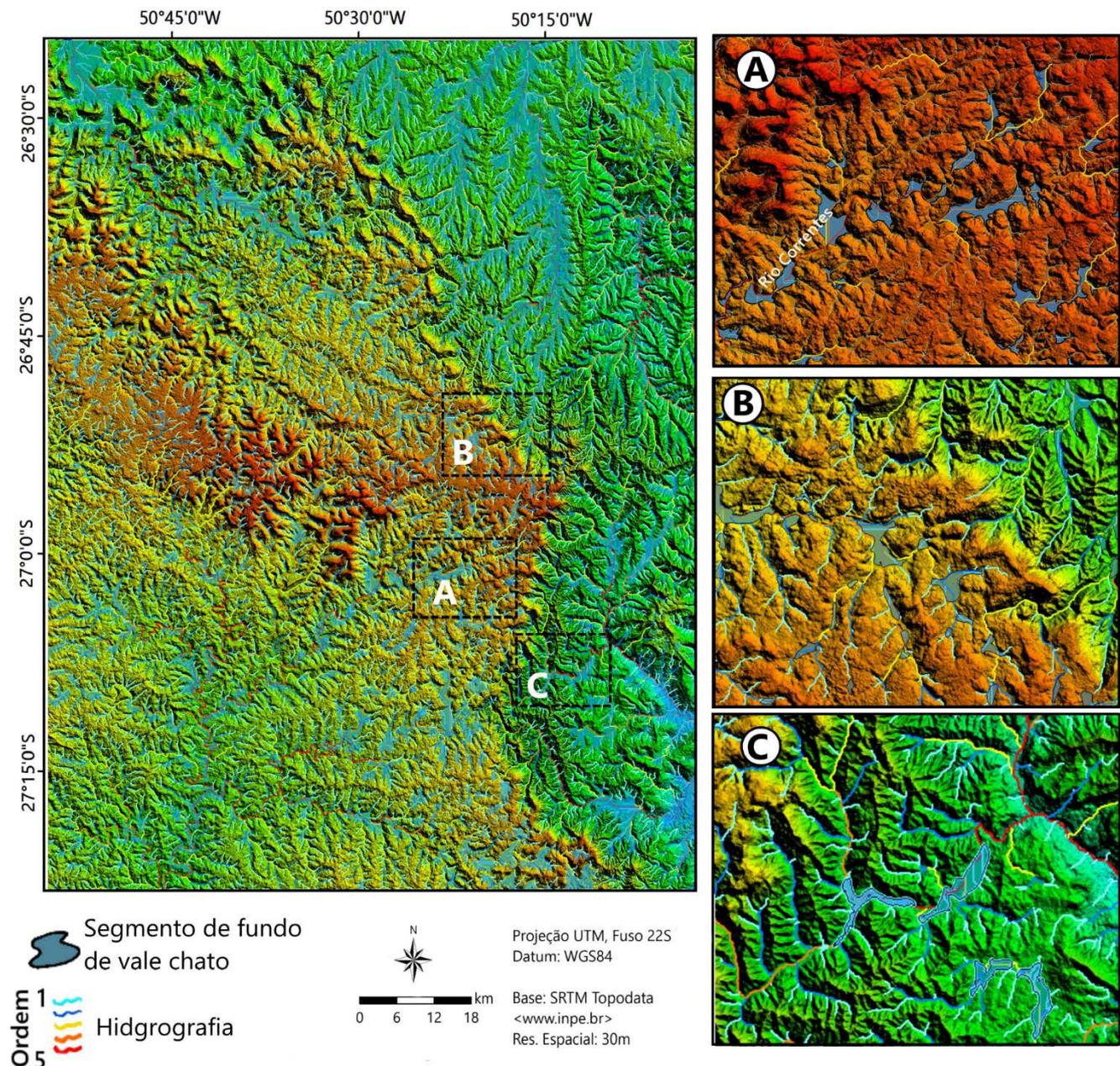


Figura 8 - Localização dos segmentos de vale que apresentam fundo chato, sob diferentes substratos geológicos, diferentes altitudes e sistemas hidrográficos. Em A) morfologias ao longo do vale do rio Correntes, afluente do rio Canoas; em B) morfologias ao longo do vale do rio Timbó, afluente do rio Iguaçú e C) morfologias de vale na bacia do rio Taió, afluente do rio Itajaí do Oeste.

ordem, os vales estão orientados principalmente para NW e E-W.

Estas direções também são consistentes com as direções de fraturas horizontais obtidas durante os trabalhos de campo. As fraturas horizontais demonstram a importância das estruturas de direções E-W e falhamentos regionais que tem como direções principais NE-SW e NW-SE. De modo complementar, Curti (2011) mediu direções de fraturas horizontais em afloramentos de rochas vulcânicas em áreas de construção de hidrelétricas obtendo E-W como direção principal. Essa direção teria relação com a direção de fluxo das lavas durante a Reativação Waldeniana (ALMEIDA, 1967) ou o evento Sul-Atlântico (SCHOBENHAUS et al., 1984).

O controle estrutural se manifesta por meio de dois comportamentos lito-estruturais distintos: i) rochas vulcânicas que podem apresentar fraturas verticais,

horizontais ou setores amigdaloides, de acordo com a posição intra-derrame (9A e 10A e B); ii) rochas sedimentares, com planos de acamamento horizontal, típicos do empacotamento normal das rochas (Figuras 9B e 10B) e fraturas verticais pós-deposicionais.

Os vales abertos representam um dos estágios evolutivos dos vales controlados pela lito-estrutura, a partir de processos de recuo lateral das encostas e modelagem de vales abertos com fundo chato. Comparando as direções das fraturas e das falhas regionais, observa-se que esses vales de maior ordem hierárquica se associam com lineamentos regionais. A influência se verifica sobre as direções NW-SE e NE-SW para as rochas vulcânicas e NE-SW para as rochas sedimentares. Estes vales também são aqueles com maior extensão areal.



Figura 9 - Fraturas verticais em derrame da zona central dos basaltos da Formação Serra Geral (A) e fraturas horizontais em afloramento da Formação Rio do Sul (B).

Como as fraturas verticais apresentam limitação de extensão (Singhal e Gupta, 2010), quando estas não encontram mais continuidade, a tendência é o alargamento do vale, o que nas rochas sedimentares é facilitado pelo aspecto horizontalizado das estruturas. Situação similar ocorre em derrames vulcânicos, sobretudo para o basalto, em que há passagem abrupta da zona central, com predomínio de fraturas verticais, para a zona basal, caracterizada pela presença prevalecte de fraturas horizontais (LEINZ, 1949;

MAACK, 1947) (Figura 10). Tal constatação sugere uma influência da lito-estrutura sobre a forma dos vales. Este controle estrutural se manifesta regionalmente por meio de dois comportamentos distintos: i) rochas vulcânicas que podem apresentar fraturas verticais, horizontais ou setores amigdaloides, de acordo com a posição intra-derrame (Figura 9A e 10A e B); ii) rochas sedimentares, com planos de acamamento horizontal, típicos do empacotamento normal das rochas (Figura 10B).

Quando a drenagem encontra mudança no padrão de fraturas de vertical para horizontal, condição comum tanto para os derrames vulcânicos quanto para as rochas sedimentares, a taxa de aprofundamento dos talvegues é subitamente reduzida. Nessas condições as taxas de recuo das encostas passam a se sobressair. Como efeito, registra-se abertura dos vales e o desenvolvimento de vales de fundo chato (planos) com amplas planícies de inundação. Da mesma forma, nas áreas embasadas por rochas sedimentares, o acamamento horizontal das camadas favorecerá o desenvolvimento de fundos de vales planos.

As zonas de fraqueza, onde existe maior concentração de fraturas verticais, vão determinar os locais preferenciais de expansão da rede de drenagem de baixa ordem hierárquica, como verificado em campo. Esses canais, geralmente retilíneos, controlados estruturalmente, são responsáveis pela expansão da rede de drenagem e respondem mais rapidamente e facilmente, a pequenas movimentações tectônicas.

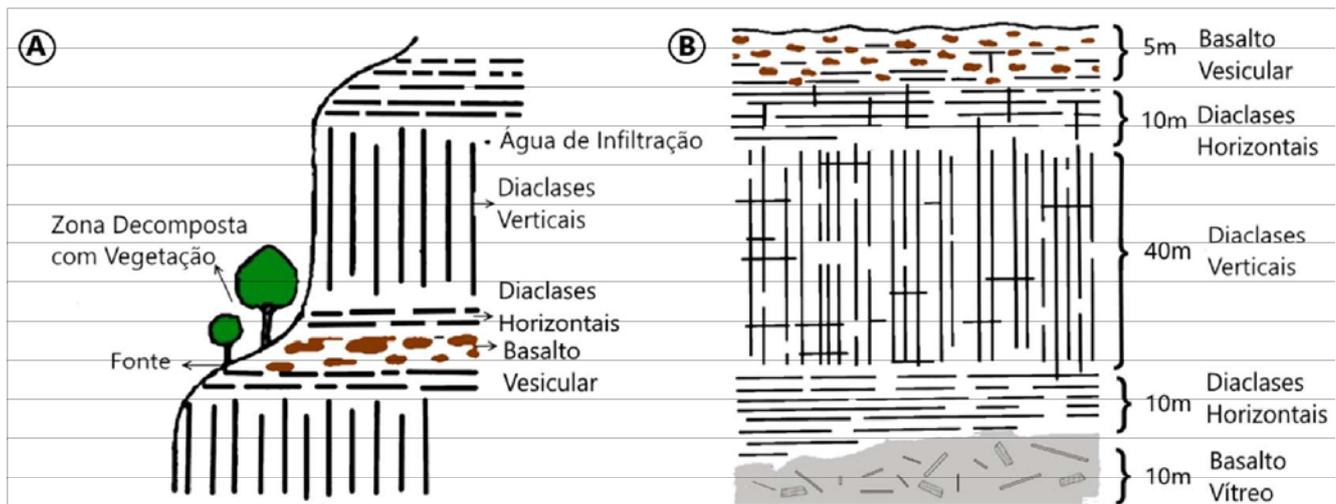


Figura 10 - Esquema litoestrutural de um derrame em "patamares" (A) e as variações da textura de um derrame basáltico (B). Modificado de Leinz (1949).

Assim, a evolução dos vales abertos e fechados, nessa perspectiva, seria resultado de períodos de maior/menor atividade erosiva, onde o comportamento estrutural, manifesto por fraturas e falhas verticais e horizontais, favoreceriam a incisão ou a abertura lateral. Nessa perspectiva pode-se propor o seguinte modelo evolutivo para os vales confinados e para os com fundo chato da área de estudo: 1º) os vales, ao encontrar uma área de fraqueza no embasamento (maior densidade de fraturas ou falhas), passam a escavar seus leitos e aprofundar suas calhas, independentemente da litoestrutura associada (Figura 11A e 11C). A partir do momento em que o canal encontra o limite da estrutura vertical, e após restabelecido o equilíbrio dinâmico, o canal passa a abrir lateralmente o vale, aproveitando também a característica horizontal da litologia (Figura 11B e D). Da mesma forma, esse processo terá

continuidade enquanto a energia no sistema se manter mais ou menos semelhante ou até que o vale consiga se encaixar sobre outra fratura, ou falha, vertical, quando o processo é reiniciado. A sucessiva variação nas taxas de movimentação tectônica ao longo do tempo e a modificação das zonas de fraqueza disponíveis durante o aprofundamento dos talvegues dos canais contribuiria para o estabelecimento das morfologias dos vales (confinados ou abertos) que hoje existe na paisagem. Tais morfologias podem ser modeladas tanto a partir de substrato vulcânico quanto sedimentar, na área de estudo. Neste contexto, as variações climáticas que ocorreram na área não poderiam ter sua importância descartada. Elas seriam importantes, para a evolução dos vales fluviais, mas subordinadas ao comportamento tectônico e do controle estrutural.

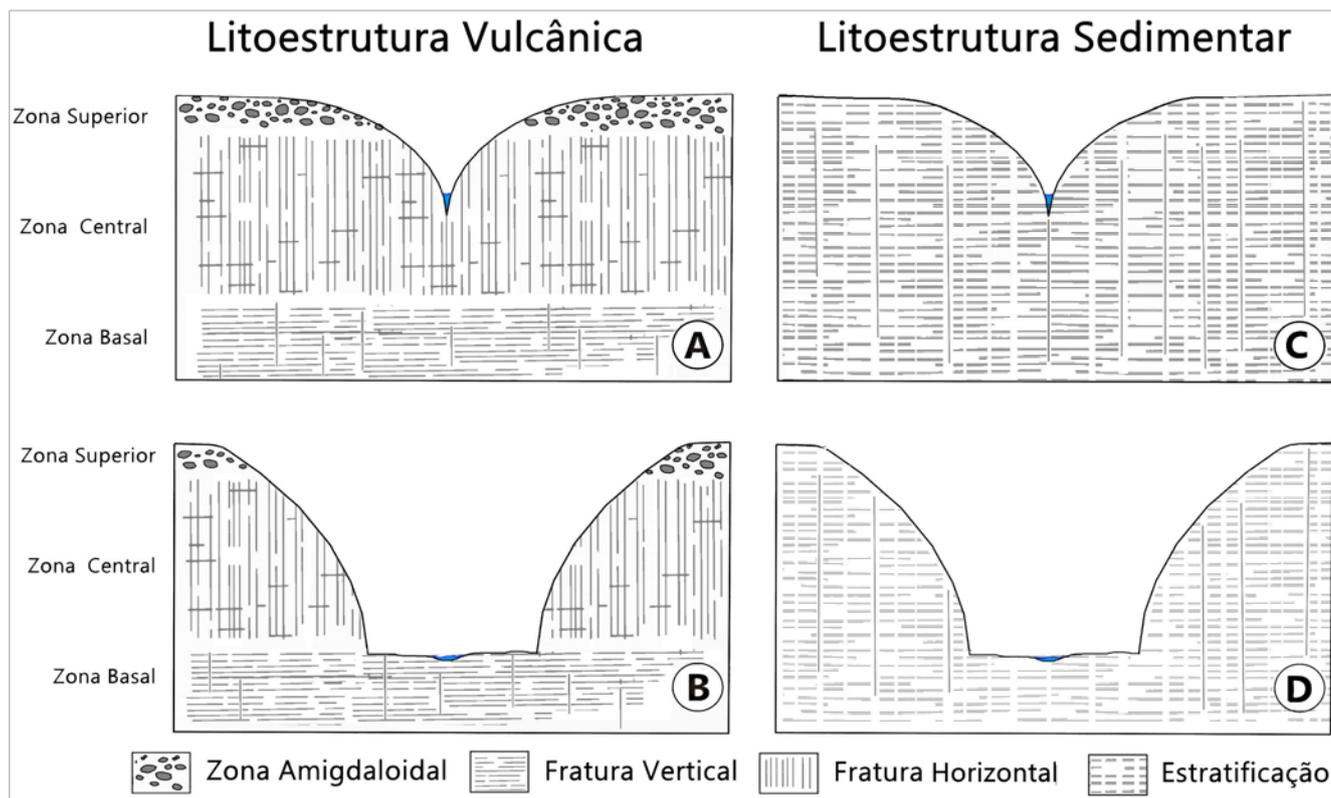


Figura 11: Evolução de Vales confinados e de fundo chato sobre controle litoestrutural

Conclusões

Os trabalhos de campo - onde foram realizadas medidas de fraturas e observações sobre a morfologia da paisagem - complementados por mapeamentos em produtos de sensoriamento remoto revelaram a importância do controle litoestrutural no desenvolvimento de vales na área do rebordo da Bacia do Paraná em Santa Catarina e sobre a evolução das formas de relevo de um modo geral. A rede de drenagem se caracteriza por exibir dois tipos de vales mais frequentemente: i) vales em ‘V’ confinados e profundos, sem planície de inundação, onde geralmente os rios correm diretamente sobre as rochas; ii) outro tipo comum de vales de fundos chatos, planos, e com amplas áreas inundáveis, que se mostram como vales muito abertos. Os pressupostos clássicos sobre a geomorfologia das zonas tropicais e subtropicais no Brasil advogam para uma evolução dos vales comandadas por variações paleoclimáticas. Entretanto, na área do rebordo da Bacia do Paraná em Santa

Catarina, localizada em uma zona climática subtropical, a forma transversal dos vales possui íntima relação com as características estruturais das rochas: (i) vales em V, confinados, estão associados as zonas de fraqueza estruturais (verticais) e (ii) vales de fundo chato majoritariamente ocorrem nos locais onde o canal encontrou o limite da estrutura vertical e, aproveitando das zonas de fraqueza horizontais, alargou seu leito e vale. Tais características, principalmente o padrão de fraturamentos e acamamento e secundariamente os falhamentos, associados a períodos de maior ou menor inputs de energia e as conseqüentes variações do nível de base, parecem ser, predominantemente, os fatores condicionantes da morfologia dos fundos de vale.

Agradecimentos

Os autores gostariam de agradecer a CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela bolsa de doutorado concedida ao primeiro autor; ao programa CAPES-COFECUB

(869/15) pelo apoio financeiro e bolsa de doutorado sanduíche concedida ao primeiro autor; ao CNPQ (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) (Projetos 441501/2014-1 e 441647/2014-6); a Secretaria de Estado do Desenvolvimento Sustentável de Santa Catarina pelos produtos cartográficos disponíveis no site <www.sigsc.sc.gov.br>.

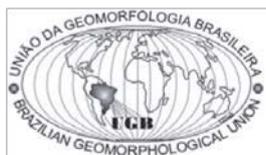
Referências Bibliográficas

- AB'SÁBER, A. N. Nem todas as escarpas basálticas brasileiras são cuestas. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v. 2, n. 4, p. 47-48, 1959
- AB'SÁBER, A.N. Da participação das depressões periféricas e superfícies aplainadas na compartimentação do Planalto Brasileiro. Tese de Livre-Docência. Faculdade de Filosofia e Ciências e Letras, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1965, 180 p.
- AB'SÁBER, A.N. Um conceito de Geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. *Geomorfologia (Instituto de Geografia/USP)*, n. 18. 23 p. 1969.
- ALMEIDA, F.F.M. O Planalto basáltico da Bacia do Paraná. *Boletim Paulista de Geografia*, n. 24, p. 3-34, 1956.
- ALMEIDA, F.F.M. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Boletim 241, p. 1-36, 1967.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI Y.; PONÇANO W. L.; DANTAS A. S. L., CARNEIRO C. D. R.; MELO M. S.; BISTRICHI C. A. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000, Nota Explicativa. São Paulo, IPT, Monografias 6, v. 1, p.126. (Publ. 184), 1981.
- AMARAL, S.E. Geologia e Petrologia da Formação Irati (Permiano) no Estado de São Paulo. Tese de Livre Docência. Departamento de Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1971, 81p.
- BARBOSA, G. V. Superfícies de Erosão no Quadrilátero Ferrífero. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 10, n.1, p. 89-101, 1980.
- BARBOSA, G. V.; RODRIGUES, D. M. S. O Quadrilátero Ferrífero e seus problemas Geomorfológicos. *Boletim Mineiro de Geografia*, v. 10/11, p. 3-35, 1965.
- BARBOSA, G. V.; RODRIGUES, D. M. S. Quadrilátero Ferrífero. Belo Horizonte, IGC/UFMG, 130pp, 1967.
- BIGARELLA J.J., MARQUES FILHO, P.; AB'SÁBER A.N. Ocorrências de pedimentos remanescentes nas fraldas da serra do Iqueririm (Garuva-SC). *Boletim Paranaense de Geografia*, v. 4 e 5, p.71-85, 1961.
- BIGARELLA, J.J.; ANDRADE, G.O. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. In: WRIGHT, H.E. Jr.; FREY, D.G. (eds.) *International Studies on the Quaternary*. Geol. Soc. Am. Spec. Papers. New York, v.84, p. 433-451, 1965.
- BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvios e várzeas. *Boletim Paranaense de Geografia*, Curitiba, v. 16 e 17, p.153- 197. 1965.
- BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. *Boletim Paranaense de Geografia*, v. 16 e 17, p. 117-151. 1965.
- BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; PINTO, I.D. Problems in Brazilian Gondwana Geology: Brazilian Contribution to the I International Symposium on the Gondwana Stratigraphy and Paleontology, Curitiba (PR), 1967, 317p.
- CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia fluvial. 2ª ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1981, 313 p.
- CURTI, D. K. Tipologia e origem das fraturas subhorizontais em basaltos da Formação Serra Geral, Brasil. Dissertação (Mestrado em Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011. doi:10.11606/D.44.2011.tde-16082011-164931.
- DAVIS, W. M. The geographical cycle. *Geographical Journal*, [s.l.], v. 14, n. 5, p. 481-504, 1899.
- DAVIS, G.H.; S.J., REYNOLDS. Fractures and shear fractures. In: *Structural Geology*, p. 204-265. 1996.
- FIGUEIRA, I. F. R. Caracterização estrutural - estratigráfica para seleção de alvos de reservatórios análogos no Sistema Petrolífero Ponta Grossa- Itararé na Bacia do Paraná. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná - Setor de Ciências da Terra, Curitiba, 2004.
- FREITAS, R.C.; ROSTIROLLA, S.P.; FERREIRA, F.J.F. Geoprocessamento multitemático e análise estrutural no Sistema Petrolífero Irati - Rio Bonito, Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 14, n. 1, p. 71-93, nov. 2005/ maio 2006
- GILBERT, G.K. Report on the Geology of the Henry Mountains. US Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountain Region, Department of the Interior, 1877.

- GOLDSTEIN, A. & MARSHAK, S. Analysis of fracture array geometry. In: MARSHAK, S. & MITRA, G. (org.). Basic methods of Structural Geology. Prentice Hall: Englewood Cliffs, 1988, p. 249-268.
- HAMBLIN, W. K.; HOWARD, J. D. Exercises in Physical Geology, 3ª Ed., Burgess Publishing Company, Minneapolis, 1971, 188 p.
- JACQUES, P.D.; SALVADOR, E.D.; MACHADO, R.; GROHMANN, C.H.; NUMMER, A.R. Application of morphometry in neotectonic studies at the eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil. *Geomorphology*, v. 213, p. 13-23, 2014.
- JACQUES, P.D.; MACHADO, R.; NUMMER, A.R. Análise estrutural da Formação Serra Geral na porção Centro-Sul do estado de Santa Catarina, Brasil. São Paulo, *Geociências (UNESP)*, v. 34, n. 3, p.390-401, 2015.
- KING, L.C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia (Rio de Janeiro)*, v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.
- LEITE, P.E. As diferentes unidades fitoecológicas da região sul do Brasil - proposta de classificação. *Caderno de Geociências IBGE*, n.15, p.73-164, 1994.
- LEINZ, V. Contribuição à geologia dos derrames basálticos do sul do Brasil. *Geologia, Boletim CIII*, n. 5, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, USP, 1949, 61p
- LIMA, A.G. Controle geológico e hidráulico na morfologia do perfil longitudinal em rio sobre rochas vulcânicas básicas da Formação Serra Geral no Estado do Paraná. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2009, 240p.
- LIMA, A. G. Erosão fluvial sobre rochas vulcânicas: algumas inferências a partir de segmentos côncavos de perfis longitudinais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 42, p. 34-41, 2012.
- MAACK, R. Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, v. 2, p. 99-200, 1947.
- NIMER, E. Clima. In: IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) (Ed.), *Geografia do Brasil/Região Sul*, IBGE, v. 2, p.151-187,1990.
- PAISANI, J. C.; PONTELLI, M.E. ; ANDRES, J. Superfícies aplainadas em zona morfoclimática subtropical úmida no planalto basáltico da bacia do paraná (SW Paraná / NW Santa Catarina): primeira aproxima . *Geociências (UNESP)*, v. 27, n. 4, p. 541-553, 2008.
- PAISANI, J.C., PONTELLI, M.E., CALEGARI, M.R. Evolu  de bacias de baixa ordem nos 41.000 anos AP - Brasil Meridional. *Revista Mercator*, v. 11, n. 26, p.131 – 148, 2012.
- PAISANI, J.C.; CALEGARI, M.R.; PONTELLI, M.E.; PESSENDA, L.C.R.; CÔRREA, A.C.B.; PAISANI, S.D.L.; RAITZ, E. O papel das mudanças climáticas do Quaternário Superior na dinâmica evolutiva de paleovale de segunda ordem (Sul do Brasil). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 14, n. 1, p.103 -116, 2013.
- PAIVA FILHO, A. Estratigrafia e tectônica do nível de riocitos pórfiros da Forma o Serra Geral. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro,2000. 184 p.
- PELUSO JR., V. A. O Relevo do Território Catarinense. *Revista Geosul*, n.2, v. 1, p. 7-69, 1986.
- PENCK, W. Morphological analysis of landforms: a contribution to physical geology. Macmilan and Co., London, 1953.
- PINTO, E. J. de A.; AZAMBUJA, A. M. S. de; FARIAS, J. A. M.; SALGUEIRO, J. P.de B.; PICKBRENNER, K. (Coords.). Atlas pluviométrico do Brasil: isoietas mensais, isoietas trimestrais, isoietas anuais, meses mais secos, meses mais chuvosos, trimestres mais secos, trimestres mais chuvosos. Brasília: CPRM, 2011. 1 DVD. Escala 1.5:000.000. Programa Geologia do Brasil; Levantamento da Geodiversidade, 2011.
- SAAD, A.R. Estratigrafia do Subgrupo Itararé no Centro e Sul do Estado de São Paulo. Disserta o de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1977. 107 p.
- SARTORI, P.L.P.; BORTOLOTTTO, O.J. Os principais tipos de rochas vulcânicas da Bacia do Paraná no Planalto de Santa Catarina. *Ciência e Natura*, n. 4, p. 71-84, 1982.
- SCHEIBE, L. F. Geologia de Santa Catarina. *Revista Geosul*, n.1, v.1, p. 7 – 38, 1986.
- SCHOBENHAUS C., CAMPOS D.A., DERZE G.R., ASMUS H.E. Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais - escala 1:2.500.000. Brasília, MME/DNPM, 1984, 502p.

- SCHNEIDER, R.L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F.; NOGUEIRA, A.A. Revisão estratiográfica da Bacia do Paraná. XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Anais..., Porto Alegre, p.47-65, 1974.
- SINGHAL, B.B.S.; GUPTA, R.P. Applied Hydrology of Fractured Rocks. 2ª edição, Springer, 2010, 401p.
- SOARES, P.C.; LUZ, M. E. R.; REDAELLI, R.; GUERRA, S. M. S. Análise morfoestrutural em fotos aéreas: aplicação na prospecção de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Brasília, Anais... Brasília, DF: CNPQ, v. 1, p.157-168, 1982.
- SORDI, M.V.; SALGADO, A.A.R.; PAISANI, J.C. Evolução do relevo em áreas de tríplice divisor de águas regional - o caso do Planalto de Santa Catarina: análise morfoestrutural. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 16, n. 4, 2015.
- STRUGALE, M., ROSTIROLLA, S. P.; MANCINI, F., PORTELA FILHO, C. V. Compartimentação Estrutural das Formações Pirambóia e Botucatu na Região de São Jerônimo da Serra, Estado do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, v. 34, p.303-316, 2004.
- VALERIANO, M. M. Modelo digital de variáveis morfométricas com dados SRTM para o território nacional: o projeto TOPODATA. In: XII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2005, Goiânia. Anais, 2005, p. 3595-3602
- VOLKMER, S. Mineralogia e morfologia de coberturas de alteração desenvolvidas em rochas vulcânicas ácidas: os exemplos de Palmas e Pinhão, PR.. Tese de Doutorado (Geoquímica e Geotectônica). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.184 p.
- ZALÁN, S.; WOLFF, M.A.M.; ASTOLFI, I.S.; VIEIRA, J.C.J.; CONCEIÇÃO, V.T.; APPI, E.V.S.; NETO, J.R.; CERQUEIRA, A. M. The Paraná Basin, Brazil, AAPG Memoir, v. 51, p. 681-708, 1990.

**APÊNDICE D – EVOLUÇÃO DO RELEVO EM ÁREAS DE TRÍPLICE DIVISOR DE
ÁGUAS REGIONAL - O CASO DO PLANALTO DE SANTA CATARINA: ANÁLISE
DA REDE HIDROGRÁFICA**



www.ugb.org.br
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 16, nº 3 (2015)



EVOLUÇÃO DO RELEVO EM ÁREAS DE TRÍPLICE DIVISOR DE ÁGUAS REGIONAL - O CASO DO PLANALTO DE SANTA CATARINA: UMA ANÁLISE DA REDE HIDROGRÁFICA

RELIEF EVOLUTION IN REGIONAL TRIPLE WATER DIVISOR AREAS – THE CASE OF SANTA CATARINA PLATEAU: ANALYSIS OF HIDOGRAPHIC NETWORK

Michael Vinicius de Sordi

Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais
Av. Antônio Carlos, 6.627, Belo Horizonte, Minas Gerais, CEP: 31.270-901, Brasil
Email: michael.sordi@gmail.com

André Augusto Rodrigues Salgado

Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais
Av. Antônio Carlos, 6.627, Belo Horizonte, Minas Gerais, CEP: 31.270-901, Brasil
Email: aarsalgadoufmg@gmail.com

Julio Cesar Paisani

Campus Francisco Beltrão, Universidade Estadual do Oeste do Paraná
Rua Maringá 1.200, Francisco Beltrão, Paraná, CEP 85.605.010, Brasil
Email: juliopaisani@hotmail.com

Informações sobre o Artigo

Data de Recebimento:
17/12/2014
Data de Aprovação:
15/07/2015

Palavras-chave:

Evolução do relevo; Capturas Fluviais; Planalto de Santa Catarina

Keywords:

Relief Evolution; River Capture; Santa Catarina Plateau.

Resumo

No Planalto interior de Santa Catarina se localiza o divisor hidrográfico entre três das principais bacias hidrográficas da região sul do Brasil: Uruguai, Paraná (Iguaçu) e Itajaí-Açu-Açu. Considerando-se que a evolução do relevo em áreas de tríplíce divisor regional está intimamente relacionada à dinâmica erosiva dos cursos fluviais, o presente trabalho investiga a importância dos processos de dissecação do relevo e de capturas fluviais para a configuração do modelado dessa região. Para isso, foram aplicadas técnicas de análise morfométricas e morfológicas. Os resultados permitiram estabelecer uma hierarquização do grau de dissecação: (i) áreas pertencentes à bacia do rio Itajaí-Açu são as mais dissecadas, com maior amplitude altimétrica, maior densidade de drenagem e nível de base regional mais baixo; os perfis são mais íngremes e os valores de RDE são elevados; (ii) áreas menos dissecadas, de baixa amplitude altimétrica e densidade drenagem e nível de base regional mais elevado pertencem bacia do rio Paraná (Iguaçu); os perfis topográficos são mais suaves e os valores de RDE mais baixos e (iii) áreas pertencentes à bacia do rio Uruguai, apresentam níveis de dissecação, amplitude altimétrica, densidade de drenagem e nível de base regional intermediário

assim como seus perfis e os valores de RDE. Deste modo o principal processo de evolução do relevo regional é a erosão diferencial entre as bacias hidrográficas que, graças a erosão remontante dos afluentes do rio Itajaí-Açu, rebaixam todo o relevo e capturam áreas pertencentes às bacias hidrográficas interiores – do rio Paraná (Iguaçu) e rio Uruguai – que também capturam áreas entre si.

Abstract:

In the Santa Catarina Plateau is located the triple hydrographic boundary between three of the main hydrographic basins of the south Brazil region: Uruguai, Paraná (Iguaçu) and Itajaí-Açu. Considering that relief evolution in areas of regional triple boundary is intimately related to the erosive dynamics of the fluvial channels, the present paper investigates the importance of relief dissection processes and fluvial captures to relief evolution of this region. For this, morphometric and morphological analysis technics were applied. The results allowed to establish an hierarchy of dissection degree: (i) areas belonging to Itajaí-Açu river basin are the most dissected, with higher altimetric amplitude, higher drainage density and lowest regional base level; the profiles are steep and RDE values are elevated; (ii) less dissected areas with low altimetric amplitude and drainage density and highest regional base level belongs to Paraná (Iguaçu) river; topographic profiles are smoother and RDE values are lower and (iii) areas belonging to Uruguai hydrographic basin has intermediary dissection, altimetric amplitude, drainage density and regional base level; as the topographic profiles and RDE values. Thus, the main process of regional relief evolution is the differential erosion between the hydrographic basins that, thanks to headward erosion of the Itajaí-Açu river tributaries, lowers all surface relief and capture areas of the Paraná and Uruguai basins – that also capture areas each other.

Introdução

Os grandes divisores hidrográficos constituem áreas-chave para a compreensão da evolução do relevo continental (PRINCE *et al.*, 2010). Isto ocorre, pois as bacias hidrográficas delimitadas nessas áreas normalmente possuem diferentes graus de dissecação. Tal fato faz com que essas áreas sejam, portanto, os locais onde preferencialmente ocorrem processos de rearranjos ou reorganizações fluviais (BISHOP, 1995) por decapitação (SCHIMIDT, 1989) e capturas fluviais (PRINCE *et al.*, 2010; CHEREM *et al.*, 2013; REZENDE *et al.*, 2013), visto que as bacias hidrográficas com maior poder de dissecação tendem a erodir suas áreas de cabeceiras com maior intensidade que suas vizinhas e, conseqüentemente incorporam área dessas últimas. Logo, essas são importantes áreas para se compreender a dinâmica evolutiva regional do relevo, pois suas paisagens são uma síntese da inter-relação de forças presentes em cada uma das diferentes bacias hidrográficas que ali se delimitam.

Estudos sobre áreas de grandes divisores são comuns na região Sudeste do Brasil (VALADÃO, 1998; CHEREM *et al.*, 2012; SALGADO *et al.*, 2012) Porém, apesar da importância que os grandes divisores hidrográficos possuem para a elucidação e

compreensão da evolução do relevo, poucos foram os estudos que, mesmo tangencialmente, se dedicaram a esse tema na região sul do Brasil. Tal lacuna é ainda mais evidente no interior do Planalto de Santa Catarina (Figura 1). A denominação Planalto de Santa Catarina foi adotada inicialmente por Maack (1947) para se referir ao planalto desenvolvido a partir das rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. No presente artigo o Planalto de Santa Catarina se refere a toda área planáltica do oeste e centro-oeste catarinense. Essa é a área onde se delimitam três das principais bacias hidrográficas da região sul do Brasil: (i) rio Itajaí-Açu-Açu, maior rio costeiro do estado de Santa Catarina; (ii) rio Paraná, representado pela sua sub-bacia do rio Iguaçu e; (iii) o rio Uruguai, representado pelas suas sub-bacias dos rios Canoas e do Peixe (Figura 1).

Neste contexto, apresenta-se aqui uma contribuição à compreensão dinâmica evolutiva do Planalto de Santa Catarina na área de seu tríplice divisor hidrográfico através de análises morfométricas e morfológicas. Essas análises envolvem parâmetros morfométricos, como a relação declividade-extensão (RDE) (HACK, 1973) e perfis topográficos longitudinais dos canais, além de análises morfológicas das áreas limítrofes das bacias por meio de cartas topográficas e dados de radar SRTM, buscando encontrar feições anômalas. A

identificação de evidências de reorganização fluvial permitiu mostrar a importância dessas para a dinâmica

evolutiva quaternária da rede hidrográfica e para a morfogênese regional.

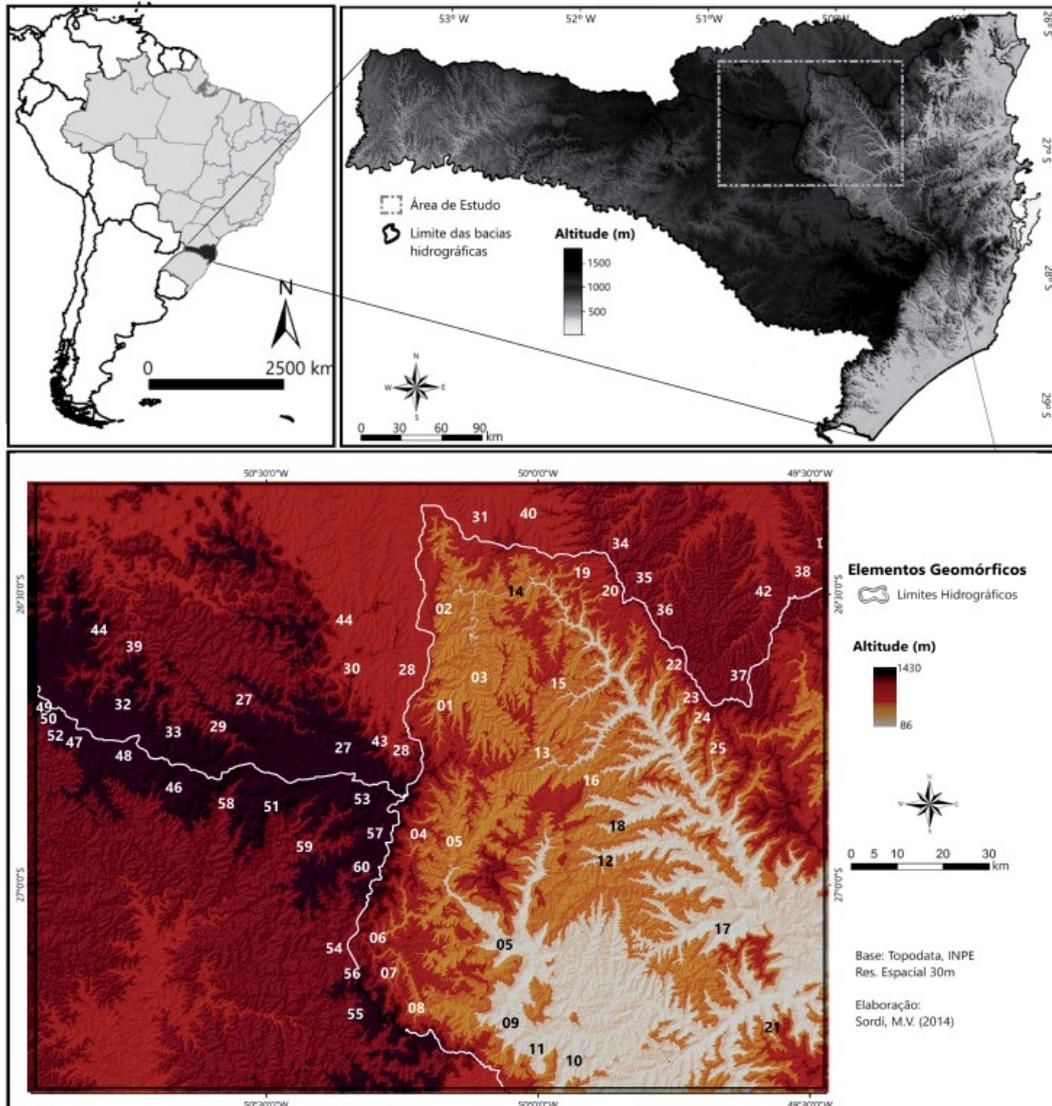


Figura 1 - Localização e Modelo Digital de Elevação da porção noroeste de Santa Catarina onde se encontra o tríplice divisor entre as bacias hidrográfica dos rios Itajaí-Açu, Paraná e Uruguai. Os números indicam a localização dos canais para os quais foi calculado o índice RDE.

Caracterização da Área de Estudo

O estado de Santa Catarina é embasado por duas unidades geotectônicas principais: o Cinturão Atlântico e a Bacia Sedimentar do Paraná. No Cinturão Atlântico (ALMEIDA; CARNEIRO, 1998) afloram os sedimentos quaternários na faixa litorânea e uma faixa de rochas magmáticas e metamórficas pré-cambrianas no centro-leste, que constituem a Serra do Mar. Em direção a oeste, em contato erosivo/tectônico com o Cinturão Atlântico, a unidade tectônica é a Bacia

Sedimentar do Paraná. A área de estudo se localiza na borda leste da Bacia do Paraná, onde aflora uma sucessão de rochas sedimentares gondwânicas e os derrames de lavas básicas, intermédias e ácidas da Serra Geral (MARQUES; ERNESTO, 2004). A área interior do estado Catarinense, onde a unidade estrutural correspondente é a Bacia do Paraná, sofre influência do Arco de Ponta Grossa e do Sinclinal de Torres, com inúmeros alinhamentos estruturais importantes, como

os alinhamentos Serra Geral (NW-SE), do rio Uruguai (NE-SW), rio Canoas (NW-SE), Ponte Alta (N-S), rio Engano (ENE-WNW) e Porto União (NW-SE) (SCHEIBE; FURTADO, 1989) (Figura 2).

O relevo do estado de Santa Catarina é caracterizado pela existência de duas grandes unidades morfoestruturais separadas entre si pela Serra do Mar e pela Serra Geral (PELUSO-JÚNIOR, 1986). O litoral abrange a planície litorânea e as escarpas das serras. A área do planalto, por sua vez, pode ser dividida entre região nordeste (onde os canais drenam para o rio Iguaçú) e região sudeste e oeste (onde os rios drenam para o Uruguai).

A rede de drenagem pode ser compartimentada a partir dos principais sistemas hidrográficos. As bacias costeiras estão situadas no leste do Estado e tem na bacia do rio Itajaí-Açu seu curso de drenagem mais importante, com uma área de 15.112 km². No total são 36.358 km² (38,25 % do território do estado de Santa Catarina) de áreas com cursos d'água que desaguam diretamente no Oceano Atlântico (Figura 1). A área pertencente ao rio Paraná (Iguaçu) se restringe à porção

norte-nordeste de Santa Catarina, com um total de 10.904 km² (11,5%) nesse Estado. As áreas drenadas pelo rio Uruguai totalizam 47.785 km² (50,25%) e abrangem todo o oeste catarinense e a parte centro-sul do Estado.

No estado de Santa Catarina ocorrem 5 formações vegetais principais (LEITE, 1994): (i) Floresta Ombrófila Densa; (ii) Floresta Ombrófila Mista; (iii) Estepe Ombrófila; (iv) Floresta Estacional Semidecídua e (v) Floresta Estacional Decídua. O território catarinense enquadra-se no clima mesotérmico segundo a metodologia de classificação climática de Köppen. No setor litorâneo e partes de menor altitude do Oeste Catarinense, o clima é o Cfa, caracterizado por regime de precipitações bem distribuídas ao longo ano, concentradas no verão, com média de temperatura do mês mais quente acima dos 22°C. Nas regiões mais elevadas e serras, o Cfb é o clima predominante, com verões mais úmidos que os invernos, chuvas abundantes e bem distribuídas ao longo do ano, no mês mais quente a temperatura média é inferior a 22°C (NIMER, 1990).

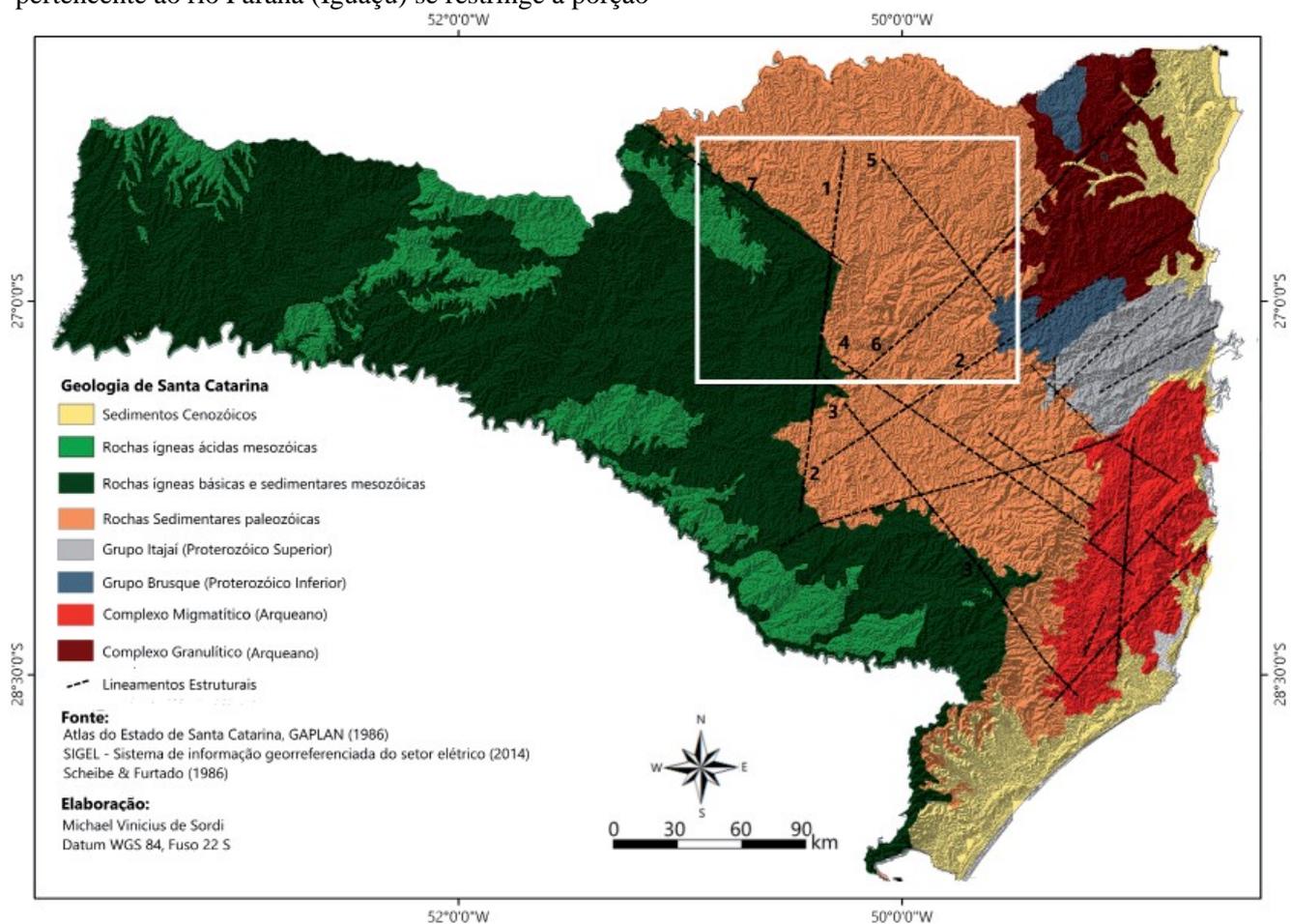


Figura 2 - Mapa geológico do Estado de Santa Catarina. Os alinhamentos com influência na área de estudo se referem a: 1) Alinhamento Ponte Alta; 2) Rio Engano; 3) Rio do Sul; 4) Rio Canoas; 5) Serra Geral; 6) Rio Hercílio; 7) Corupá; 8) Porto União).

Metodologia

Para verificar as causas da reorganização da drenagem da área do Planalto de Santa Catarina foram utilizados parâmetros morfométricos e informações morfológicas. Para análise altimétrica, de declividade e do grau de dissecação das bacias hidrográficas foram utilizados dados morfométricos: o índice RDE (relação declividade-extensão), perfis topográficos longitudinais dos canais e perfis transversais, atravessando a área de estudo. Por meio de mapeamentos em imagens aéreas e dados de radar foram obtidas informações morfológicas. Evidências morfológicas foram condensadas em um mapa de arranjos fluviais, no qual foram plotados, além dos cotovelos de captura, áreas com drenagem ortogonal, baixos divisores e vales superdimensionados.

O índice RDE ou índice relação declividade-extensão (HACK, 1973) consiste basicamente na análise do perfil longitudinal do rio, em sua totalidade ou em trechos específicos, relacionando a declividade e a extensão do canal com possíveis anomalias no perfil do curso d'água. No Brasil, alguns estudos têm utilizado o RDE para indicar áreas de anomalias e desequilíbrios dos cursos d'água (ETCHEBERE *et al.*, 2004; 2011; FUJITA *et al.*, 2011).

Devido às grandes dimensões espaciais da área de estudo as análises realizadas se limitaram a bacias hidrográficas de terceira ordem e superior. Desta forma, foram utilizados dados de elevação, obtidos a partir do radar SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), por meio do site do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) <www.inpe.br>, com resolução de 30m. Também foram utilizados dados vetoriais da rede de drenagem, extraídos de cartas topográficas do IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) e do Exército, disponibilizados pelo site da EPAGRI (Empresa de pesquisa agropecuária e extensão rural de Santa Catarina). Imagens aéreas (escala 1:10.000) disponibilizadas *on-line* pelo site <<http://sigsc.sds.sc.gov.br>> auxiliaram as análises. Os perfis topográficos e mapas foram confeccionados através dos *softwares* Global Mapper 10®, Spring 5.2.6® e ArcGis 10.1®.

As análises supramencionadas forneceram um conjunto de dados morfométricos e morfológicos sobre a rede hidrográfica que, quando inter-

relacionado, possibilitou realizar interpretações. Estas objetivaram a compreensão dos mecanismos de evolução da drenagem na área do tríplice divisor hidrográfico na área do Planalto de Santa Catarina ao longo do Cenozoico.

Resultados

A relação declividade-extensão ou índice RDE revelou grande variação na área de estudo, de 6,2 a 73,6. Os valores baixos estão associados a canais bem ajustados em relação a seus perfis topográficos longitudinais, e a perfis mais suaves. Valores elevados retratam perfis longitudinais mais íngremes e canais desajustados, com rupturas de declive (*knickpoints*) (Figura 3).

Os afluentes avaliados do rio Itajaí-Açu possuem índices de RDE mais elevados (Figura 3). Isso demonstra cursos d'água com alta declividade, desajustados em relação a seus perfis longitudinais. O índice variou entre 14,2 e 73,6, com média de 50,3. Os valores mais baixos estão associados a canais que não estão localizados junto à escarpa (Rio da Prata, Rio Taiózinho, Ribeirão Dollman), além do rio Iraputã que drena o patamar superior do Planalto de Santa Catarina. Os maiores valores dessa unidade hidrográfica se localizam a sudeste, no limite com a bacia do rio Uruguai (Rio Taió, Rio do Rauen) e na área nordeste, no limite com a bacia do rio Iguazu (Rio do Bispo, Rio do Veado, Rio do Toldo, Rio da Louza, Rio Platê). Na região central, onde se localiza o tríplice divisor, os valores são menores (Rio Guarani, rio Itajaí do Norte).

Os menores valores são encontrados nos canais que fluem para o rio Iguazu, refletindo cursos d'água com menor declividade e maior extensão, e canais em relativo 'equilíbrio' (Figura 3). Nesse caso, o índice RDE apresentou valores entre 6,8 e 34,6, com média de 18,39. Além disso, dos 19 canais analisados, 14 deles apresentam valores abaixo de 21 (Figura 3). Os valores mais baixos estão associados a áreas embasadas pelas rochas dos Grupos Itararé e Guatá, drenadas pelo rio Preto, mais a leste no estado. Na área central do estado, drenada pelos rios da Ponte e da Serra, entre outros, embasada pelas rochas do Grupo Passa Dois, os valores do RDE estão dentro da média dessa unidade hidrográfica. Na área mais a oeste, no limite entre as bacias dos rios Paraná e Uruguai, onde aparecem as rochas vulcânicas da Formação Serra

Geral, os valores de RDE são maiores (ribeirão Santa Maria, ribeirão São Miguel, córrego Gravatá).

Para os afluentes do que pertencem à bacia do rio Uruguai, os valores do índice RDE também apresentaram uma tendência uniforme, com mínimo de 6,2 e máximo de 37,6, porém com valores se concentrando entre 23 e 35 e média de 28,35 (Figura 3). Os maiores valores do índice RDE estão no limite entre as unidades hidrográficas Paraná/Uruguai, onde

planalto, normalmente ocorrem knickpoints (Figura 3). Outra característica dos perfis dessa unidade hidrográfica é apresentar pequenas porções, nas áreas de cabeceiras, muito planas, isso porque alguns canais já transgrediram a escarpa que delimita as bacias interiores e costeiras e instalaram suas nascentes junto ao patamar superior do Planalto de Santa Catarina, a oeste da Serra Geral, drenando os derrames vulcânicos da formação homônima (Figuras 1, 2 e 3). Já os

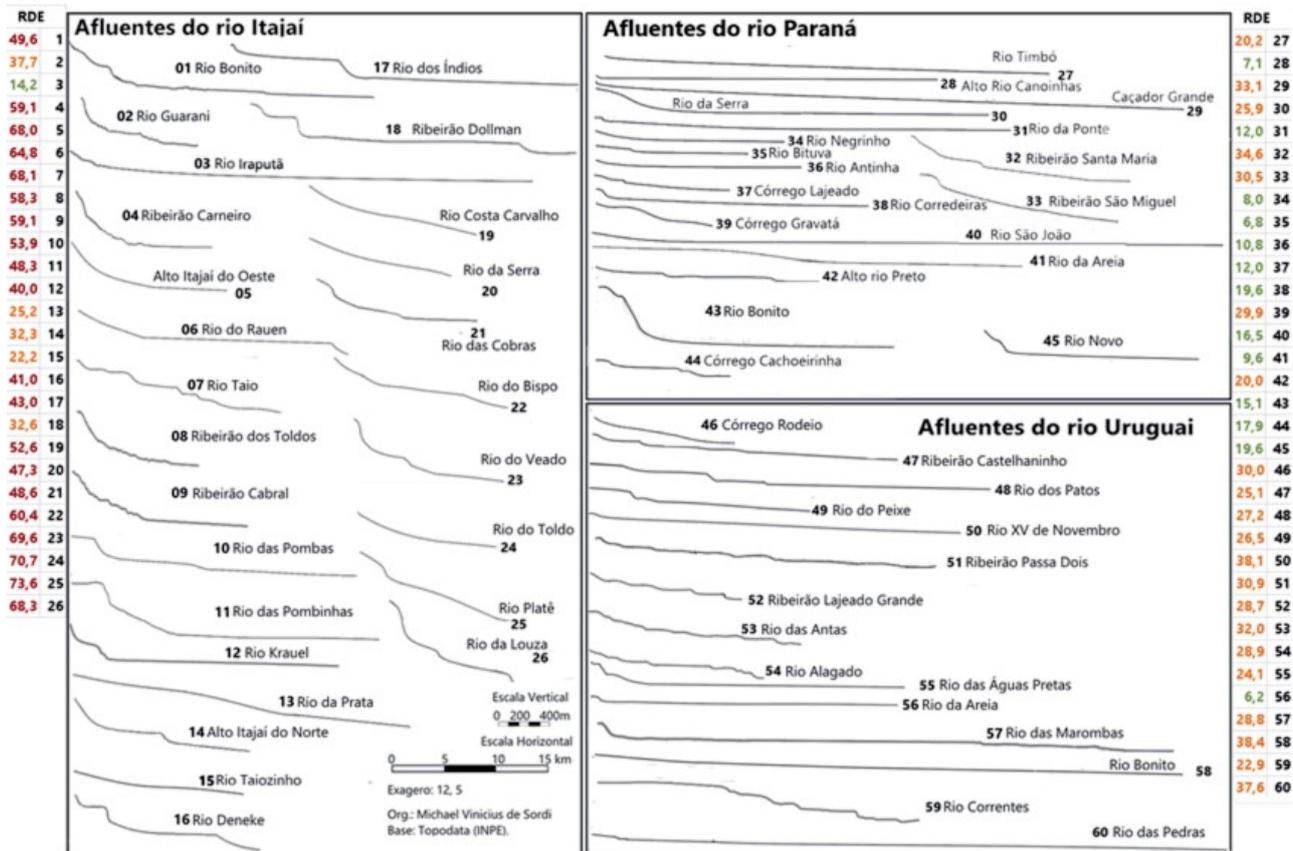


Figura 3: Perfis topográficos longitudinais dos canais por unidade hidrográfica pertencente. Ao lado os valores de RDE para os respectivos cursos d'água. A localização dos perfis se encontra na Figura 1

o índice é quase sempre maior que 25. Os valores mais baixos, por outro lado, estão no setor sudeste, no limite com a bacia do rio Itajaí-Açu.

Os perfis topográficos longitudinais dos canais (Figura 3) são a expressão gráfica dos resultados do RDE, confirmando que o perfil apresentado pelos cursos d'água tem características diferenciadas de acordo com a unidade hidrográfica a qual ele pertence. Os afluentes do rio Itajaí-Açu são aqueles que apresentam perfis mais íngremes, frequentemente apresentando escalonamento (perfil em escadaria) que nascem junto à escarpa, que nascem junto à escarpa. As maiores declividades estão no terço superior desses rios onde, na transição entre o setor da escarpa e o

afluentes do rio Paraná exibem perfis longos e suaves, de baixa declividade. Em geral, possuem baixa amplitude altimétrica e são contínuos, não apresentam rupturas de declividade, o que reforça o argumento construído a partir do RDE que esses canais se apresentam bem equilibrados. Já os tributários do rio Uruguai apresentam levemente maior declividade e perfis mais íngremes, demonstrando menor equilíbrio em relação aos canais do rio Paraná.

Além disso, a rede de drenagem da área de estudo apresenta morfologias típicas de reorganização fluvial (BISHOP, 1995), nesse caso predominantemente aquelas associadas à captura fluvial. Destacam-se (Figura 4): o cotovelo de captura (*elbow*) (i), aos quais estão também associadas feições como baixos

divisores (ii), vales secos (iii), além de vales decapitados superdimensionados (iv) e padrão de drenagem ortogonal (*barbed*) (v). O cotovelo se forma com a mudança de direção do canal capturador, que passa a fluir na direção de fluxo do canal capturado, podendo deixar parte do vale deste seco e formando um baixo divisor (i). Devido à captura, pode ocorrer diminuição da vazão e da capacidade erosiva dos rios, que passam a apresentar formas (vales, terraços) incompatíveis com a sua capacidade atual (Figura 4 - vale superdimensionado). A formação do padrão de drenagem ortogonal, por sua vez, se deve à mudança da direção do canal, pela qual, os canais que geralmente apresentam confluências em ângulos menores que 90° passam a apresentar ângulos maiores que 90°.

Ressalta-se que os valões superdimensionados estão localizados nas bacias dos rios Paraná e Uruguai (Figura 4), geralmente em áreas próximas ao limite

Itajaí-Açu em área próxima aos seus divisores com as dos rios Uruguai e Paraná e, secundariamente, na bacia do rio Paraná em área próxima à do rio Uruguai.

Por fim, a figura 4 demonstra que os baixos divisores se concentram principalmente no limite entre a bacia do rio Itajaí-Açu com as dos rios Uruguai e Paraná e, secundariamente no limite entre essas duas últimas bacias hidrográficas. Os cotovelos foram classificados de acordo com sua área de influência sobre a paisagem em locais e regionais. Estes últimos se referem a cotovelos de captura de maior destaque, que marcam a captura de extensas áreas, enquanto os cotovelos de captura local marcam eventos com abrangência mais restrita, sobre áreas menores.

Os perfis transversais (Figura 5) mostram uma série de trechos de vales muito encaixados, contrastando com as altitudes no topo do Planalto de Santa Catarina (identificadas pelos círculos azuis nos perfis 1, 2, 3 e 4 da Figura 5). Essas áreas estão

Elementos de rearranjo fluvial no divisor hidrográfico Itajaí - Paraná - Uruguai (SC)

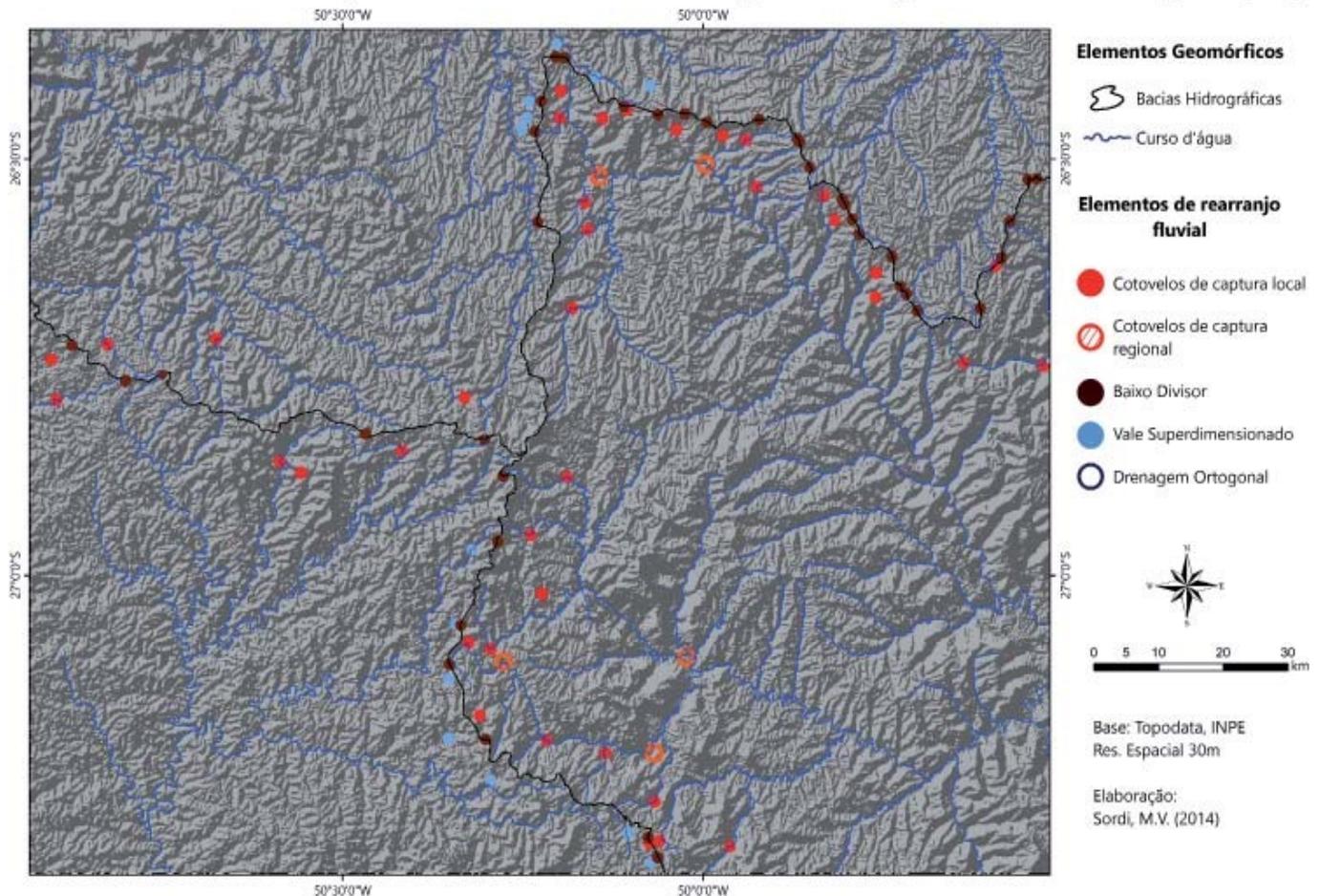


Figura 4 - Evidências morfológicas de reorganização fluvial, apedadas a partir de produtos de sensoriamento remoto

distribuídas especialmente no interior da bacia do rio Itajaí-Açu e nos limites entre a bacia do Itajaí-Açu e as bacias interiores. Além dos vales encaixados, foram destacadas também as elevações residuais (identificadas pelos círculos marrons – Figura 5), que contrastam com as altitudes médias das unidades hidrográficas. Essas feições estão presentes em todos os perfis, mas mais marcadamente na bacia do rio Itajaí-Açu, onde as amplitudes são de mais de 500m (Figura 5). Em contraste as amplitudes se tornam menores na bacia do rio Paraná – da ordem de até 300m (Figura 5 – perfil 1) e do rio Uruguai – também de cerca de 300m. Outra característica é o escalonamento entre e nas bacias hidrográficas, que ocorre principalmente na bacia do rio Itajaí-Açu

(perfis 2 e 4 – Figura 5) e também entre as unidades hidrográficas costeiras e continentais (perfis 1 e 3 – Figura 5). Em suma os valores do índice RDE, bem como o perfil transversal dos canais e dados de radar SRTM demonstram que os afluentes do rio Itajaí-Açu, na área examinada, possuem suas cabeceiras em patamares altimétricos e topográficos típicos de suas bacias vizinhas localmente: Paraná e Uruguai. Desta forma, torna-se plausível atestar que essas cabeceiras drenam áreas morfologicamente pertencentes anteriormente a essas outras duas bacias e apenas aqueles setores das drenagens localizados a leste do escarpamento apresentam paisagem típica da bacia do rio Itajaí-Açu (Figuras 1, 3, 4 e 5).

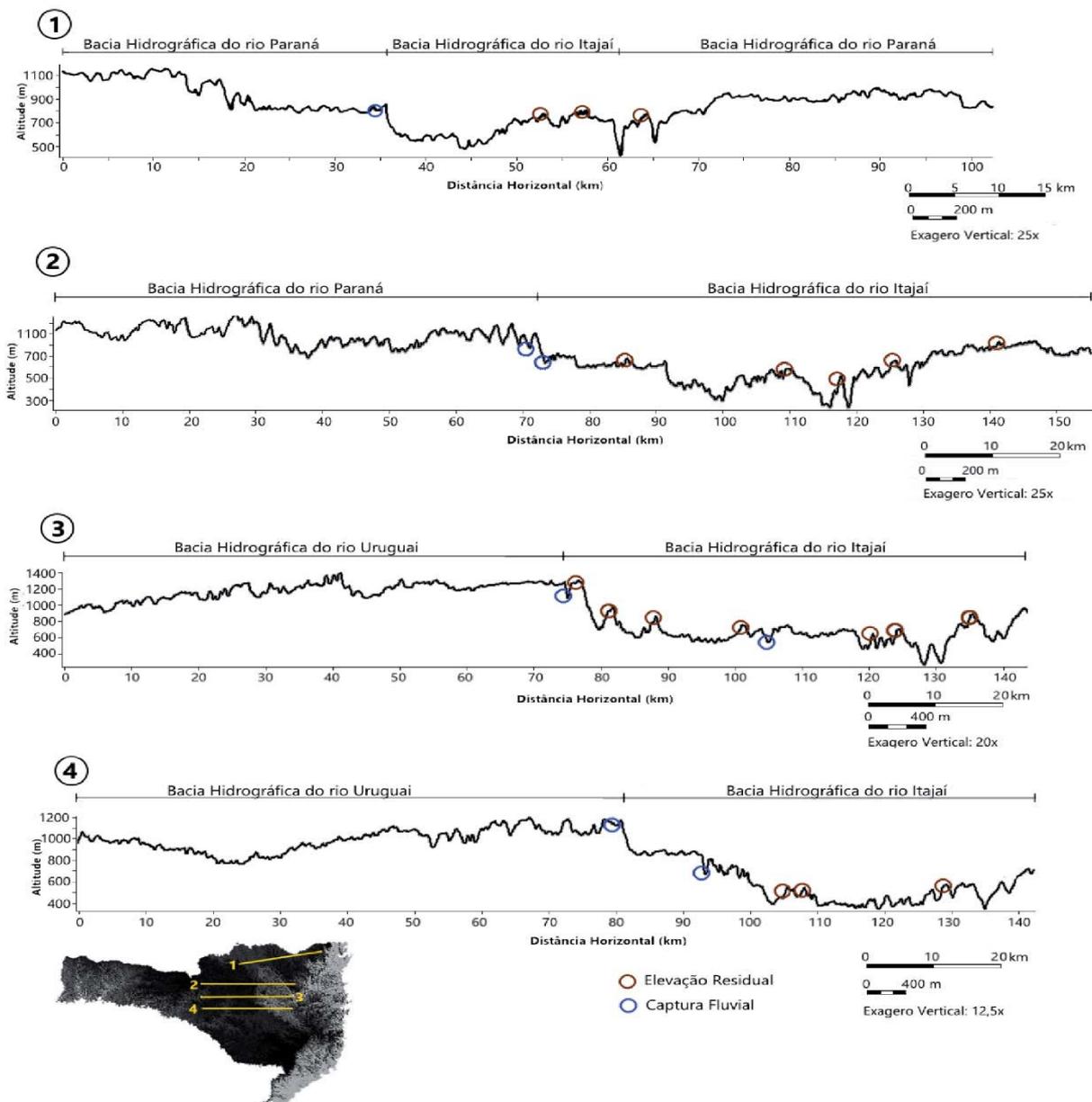


Figura 5 - Perfis topográficos transversais cruzando a área de estudo de W-E e as respectivas bacias hidrográficas

Discussões

Os dados morfométricos e morfológicos apresentados mostram que os cursos d'água na área do tríplice divisor hidrográfico Itajaí-Açu – Paraná–Uruguai – estão em processo contínuo de reorganização fluvial. Há uma clara diferenciação da dinâmica evolutiva das três grandes bacias hidrográficas estudadas. Essa diferença pode ser percebida ao se analisar o RDE e os perfis longitudinais (Figura 3), pois os mesmos demonstram a existência de três padrões diferenciados quanto à declividade, amplitude altimétrica e o nível de base. Desta forma, é possível estabelecer uma hierarquia no grau de dissecação (Figura 1): (i) as porções do planalto pertencentes à bacia do rio Itajaí-Açu correspondem àquelas áreas mais dissecadas (relevo movimentado) com maior amplitude altimétrica, maior densidade de drenagem e nível de base regional mais baixo, com perfis mais íngremes e altos valores de RDE; (ii) àquelas menos dissecadas (topograficamente mais homogêneas), com menor amplitude altimétrica e densidade drenagem e nível de base regional mais elevado pertencem bacia do rio Paraná, onde os perfis topográficos são mais suaves e os valores de RDE são mais baixos e; (iii) as que pertencem à bacia hidrográfica do rio Uruguai, apresentam níveis de dissecação, amplitude altimétrica, densidade de drenagem e nível de base regional intermediários, assim como seus perfis e os valores de RDE.

As feições existentes (cotovelos de captura, baixos divisores, vales superdimensionados e padrões de drenagem ortogonal) (Figura 4) indicam que o mecanismo evolutivo da rede de drenagem predominante foi o de capturas fluviais. Fato que é sugerido pela existência de vales encaixados (Figura 5 - perfis 2 e 3) no alto das serras Geral, Rancho Grande e Moema, contrastando com as altitudes típicas do planalto uma vez que os segmentos de rios presentes nestes vales ganham mais energia com a captura, em função do maior gradiente do rio captor. A diferença altimétrica entre os vales e o topo das Serras (Figura 5) ilustra a intensidade do processo de dissecação e incisão vertical dessas drenagens, e só é possível de ser explicada por um processo atípico, tal qual a reorganização da rede de drenagem por processos de capturas fluviais, como também demonstraram Cherem *et al.*, (2013); Rezende *et al.*, (2013) para o Sudeste Brasileiro.

Os cotovelos de captura se localizam sempre nas bacias hidrográficas captadoras. Esse fato leva a pensar que a bacia do rio Itajaí-Açu está capturando áreas das bacias do Paraná e Uruguai (Figura 4), isto porque, todos os cotovelos de captura no limite entre a bacia do rio Itajaí-Açu e àquelas do interior, estão localizados na bacia que drena diretamente para o oceano. Em menor proporção, na área limítrofe entre a bacia do rio Paraná e Uruguai, também são observados cotovelos de captura, sendo que estes estão localizados em ambas as unidades hidrográficas, a primeira vista devido a aspectos geomorfológicos ainda não suficientemente compreendidos. A existência de baixos divisores é outro indicativo das capturas. Estes se concentram nas áreas limítrofes das bacias, especialmente no limite entre o rio Itajaí-Açu e as bacias interiores. Já os vales superdimensionados estão localizados nas bacias hidrográficas que tiveram parte de suas áreas capturadas, pois indicam canais decapitados. Desta forma, a localização dos vales superdimensionados nas bacias interiores (Paraná e Uruguai) confirma a existência do processo de captura fluvial pela drenagem da bacia do rio Itajaí-Açu.

A presença de compartimentos escalonados próxima ao limite atual do tríplice divisor hidrográfico (figuras 1, 3 e 5) mostram que a evolução da área se deu em diferentes pulsos erosivos, que marcam eventos de reorganização fluvial. Os canais capturadores, ao incorporar áreas e drenagens fazem aumentar o *input* de energia do processo erosivo, devido ao aumento do poder de erosão e aumento da vazão dos canais (Figura 6). Após um período de processos erosivos acelerados estes tenderiam a se estabilizar, até um *input* de energia reiniciar o processo (Figura 6, momento 4).

Em suma, o mecanismo de evolução da rede de drenagem, e em consequência do relevo na área do tríplice divisor de águas de estudo assemelha-se aquele descrito por Prince *et al.*, (2010) para o *Blue Ridge Escarpment*, nos Estados Unidos, também descrito no sudeste brasileiro por Salgado *et al.* (2012). No momento 1 (Figura 6), as cabeceiras de drenagem localizadas no escarpamento que delimita as bacias do interior em relação a do rio Itajaí-Açu (bacia costeira) recuariam por erosão remontante, seguindo linhas de fraqueza estrutural, como falhas e fraturas, emprestando aspecto festonado para a linha de escarpa (Figura 6). Nessa etapa a escarpa está em sua posição original e representa o divisor hidrográfico entre os sistemas

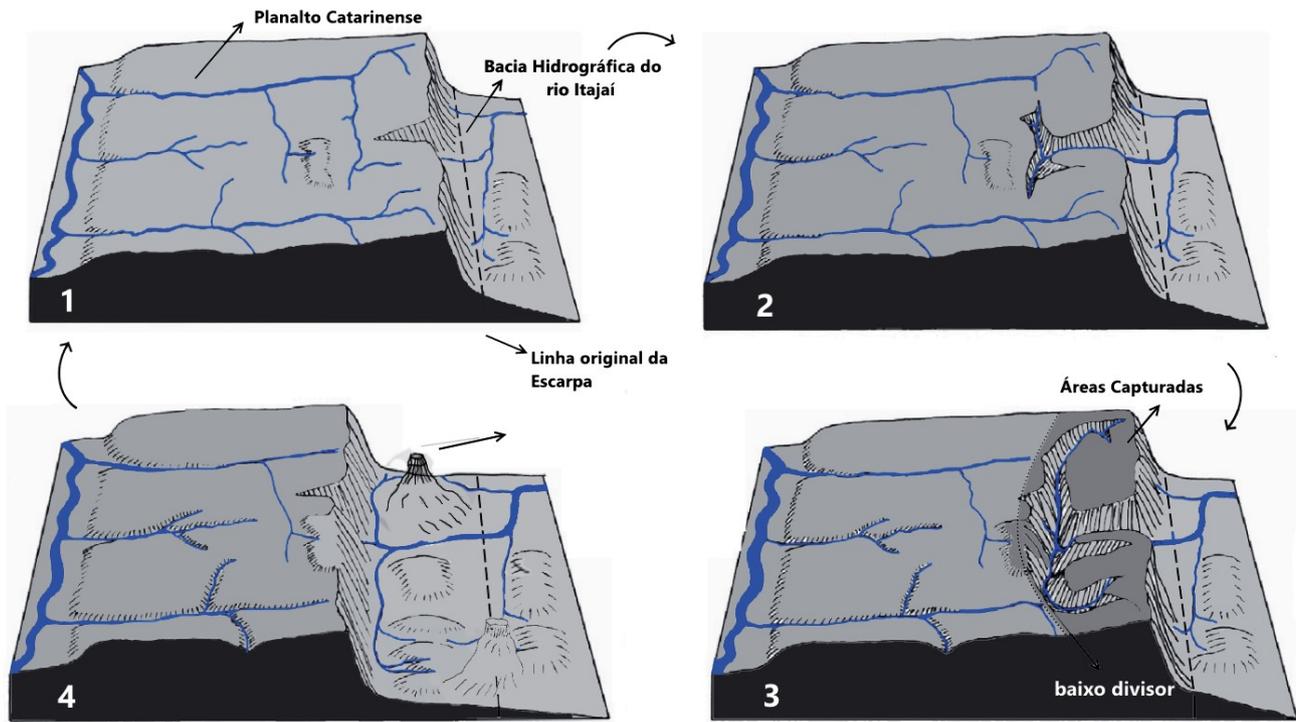


Figura 6 - Mecanismo de evolução das áreas adjacentes à escarpa que delimita os canais do rio Itajaí-Açu e os canais interiores (rio Paraná e Uruguai). Adaptado de Prince et al., 2011

costeiros (rio Itajaí-Açu) e continentais (rios Paraná e Uruguai). No momento 2 a escarpa mantém sua posição original, mas não corresponde mais ao divisor hidrográfico principal, pois as drenagens com maior poder erosivo já se instalaram no alto da escarpa (Figura 6). A partir desse momento, por meio de processos de reorganização da rede de drenagem, os cursos fluviais formariam uma unidade no alto planalto, além da escarpa, que fluem no sentido leste, diretamente para o oceano, como indica o momento 3 (Figura 6) e as áreas capturadas do mapa (Figura 7). A partir da reorganização fluvial todo o relevo tende a ser rebaixado, estabelecendo-se o equilíbrio com o novo nível de base – como mostra o momento 4 – onde apenas elevações residuais marcariam a existência de um antigo planalto naquele local. Apesar disso, é importante ressaltar que as drenagens estabelecidas sobre o planalto (etapa 3), mesmo aquelas que drenam diretamente para o oceano, devem apresentar taxas de dissecação menos intensas que aquelas posicionadas sobre a escarpa (etapa 1). A existência de cotovelos de captura a leste da posição atual da escarpa é um indicativo da ciclicidade do fenômeno, onde a etapa 1 sucede a 4.

Na área de estudo as diferentes etapas descritas são encontradas na paisagem atual, isso porque o processo

de captura não é único e uniforme. Ele ocorre em taxas e intensidades diferentes de acordo com as especificidades locais e a etapa em que se encontra cada captura fluvial. Além disso, algumas capturas significam um aumento em alguns km² na área drenada pela bacia do rio Itajaí-Açu, que só serão consumidos pela retração da escarpa após algumas dezenas de milhares de anos.

O processo de reorganização fluvial não é recente, trata-se de um processo recorrente ao longo dos últimos milhões de anos. Prova disso, são cotovelos de captura em áreas distantes do divisor hidrográfico atual, em rios de 4ª e 5ª ordem, como o Itajaí do Norte e Itajaí do Oeste, dois dos principais afluentes do rio Itajaí-Açu (Figura 4). Esses cotovelos de captura marcam inversões na direção dos canais, associadas a processos de captura fluvial. Essas capturas antigas marcam eventos de importância regional, uma vez que a partir das mesmas áreas expressivas foram integradas à bacia do rio Itajaí-Açu em detrimento daquelas das bacias hidrográficas interiores.

Rearranjos fluviais na área do tríplex divisor Itajaí - Paraná - Uruguai (SC)

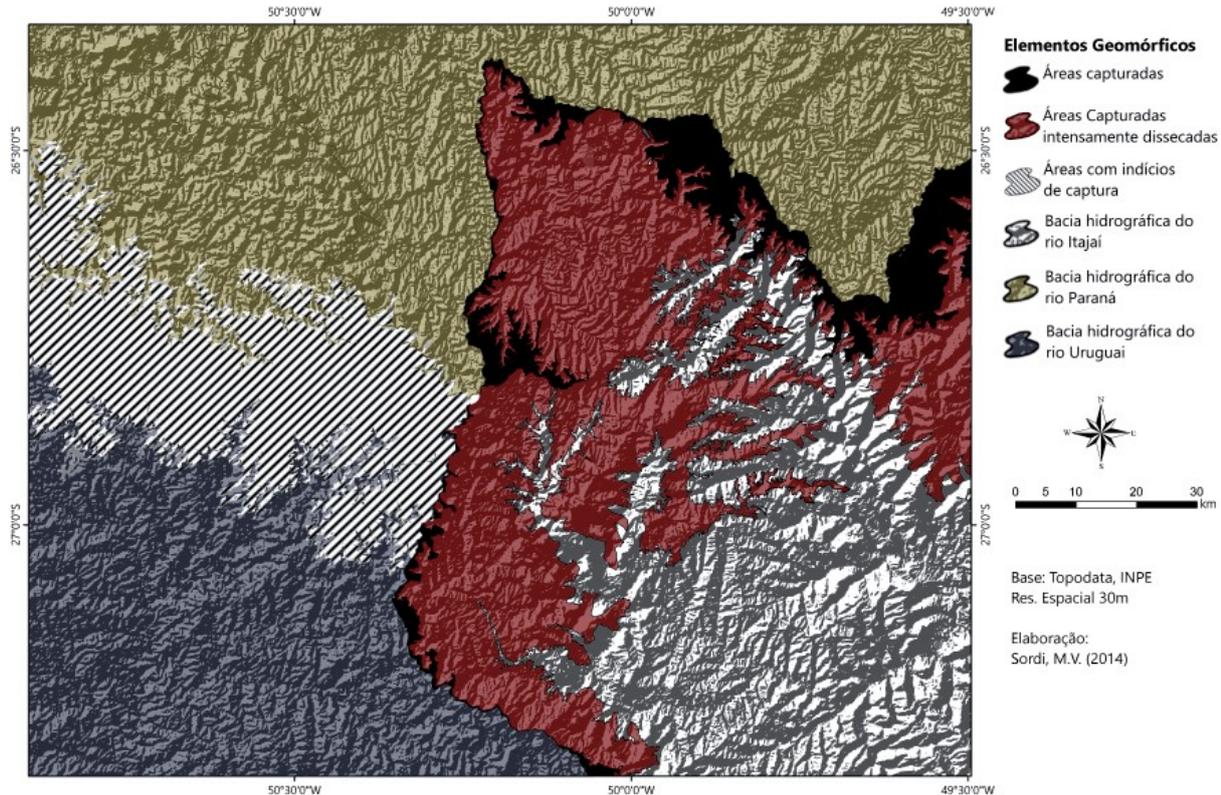


Figura 7 - Rearranjos fluviais na área de estudo, destacando as terras capturadas em cada uma das unidades (representadas pelas áreas em preto), as áreas capturadas intensamente dissecadas em vermelho e as áreas de possíveis capturas com hachuras

Desta forma, enquanto algumas áreas capturadas – classificadas no mapa como áreas capturadas – encontram-se altimetricamente associadas com as unidades hidrográficas originais, e o processo de captura é relativamente recente, em outros locais onde o processo de captura é mais antigo, expresso por capturas de cunho regional (Figura 4), o relevo mostra-se intensamente dissecado, formando patamar intermediário. Nestes locais as altitudes já não são mais aquelas da unidade capturada, sendo classificadas como “áreas capturadas intensamente dissecadas” (Figura 7).

Como resultado, na unidade hidrográfica do rio Itajaí-Açu, são comuns morros elevados com altitudes muitas vezes semelhantes e, por vezes até superiores, àquelas do planalto existente nas bacias dos rios Paraná e Uruguai (na área do tríplex divisor) (figuras 1, 4 e 5). Isso reforça que, em algum momento do passado, tais áreas estiveram conectadas à rede de drenagem das bacias do interior (rios Paraná e Uruguai). Diante disso, devido ao fato dos afluentes do rio Itajaí-Açu possuírem nível de base mais baixo na área de estudo, perfil topográfico com maior declividade e,

consequentemente, maior poder de dissecação, seus canais recuaram por erosão remontante em direção ao planalto de Santa Catarina (a oeste) e essas áreas passaram a drenar em direção ao oceano (Figura 7).

Logo, as áreas do Planalto de Santa Catarina (nível altimétrico dos rios Paraná e Uruguai) que drenam em direção ao rio Itajaí-Açu são, de fato, áreas capturadas por essa bacia hidrográfica e tendem, devido ao recuo erosivo da escarpa a serem rebaixadas ao longo da escala de tempo (Cenozoico). Além disso, a presença de afluentes do rio Itajaí-Açu sobre o Planalto de Santa Catarina demonstra que, em muitos locais, o divisor hidrográfico não mais corresponde à linha da escarpa porque foi, nesses casos, deslocado para oeste devido a capturas fluviais e está atualmente localizado no Planalto de Santa Catarina (Figura 7). O rompimento da escarpa por esses canais é um processo geomorfológico determinante para a evolução regional do relevo (Figura 6 – momento 2).

Áreas ricas em elevações residuais, com características altimétricas diferentes daquelas típicas de sua unidade hidrográfica, não ocorrem apenas na bacia hidrográfica costeira (rio Itajaí-Açu), mas também

em uma extensa faixa no limite local entre as bacias dos rios Paraná e Uruguai, inclusive com maior expressão nessas unidades hidrográficas (Figura 7). Este fato leva a considerar um importante processo de rompimento desse divisor, possivelmente por capturas fluviais. Diferenças locais de intensidade de dissecação, declividade, nível de base e a existência de feições tais como baixos divisores e alguns cotovelos de captura permitem considerar que o processo de capturas fluviais também ocorre, em menor intensidade, na área limite entre as bacias dos rios Paraná e Uruguai (Figura 7). Além disso, estudos recentes de Paisani *et al.*, (2012; 2013) apontam para possíveis processos de reorganização fluvial, inclusive com paleocanais abandonados em ambas as unidades hidrográficas (Paraná e Uruguai). Em estudo de caso, Paisani *et al.* (2013) identificaram processos locais de captura subterrânea, pelos quais a bacia do rio Uruguai tem “roubado” áreas que pertenciam a bacia do rio Paraná durante o Quaternário tardio.

Comparando tais informações com as apresentadas neste artigo, percebe-se uma variabilidade de fatos que apontam para a presença na paisagem de abandonos de canais de diferentes gerações que podem expressar variações locais, setoriais e regionais entre os divisores dos rios Paraná e Uruguai. De todo modo, tais resultados vão ao encontro daqueles desta pesquisa em que o abandono de canais é um fato relevante na compreensão da competição entre grandes bacias hidrográficas por aumento de área drenada ao longo de sua história evolutiva.

Assim, a morfogênese da paisagem regional é reflexo da dinâmica evolutiva complexa comandada pela rede hidrográfica através de processos de rearranjo da rede de drenagem. O mecanismo predominante é a captura fluvial. Por erosão remontante, as cabeceiras de drenagem – dos canais fluviais da zona costeira – evoluem expandindo suas áreas em detrimento das bacias hidrográficas interiores. A reorganização da rede drenagem leva, em última análise, a uma modificação de toda a geomorfologia regional, onde o encaixamento da rede de drenagem e a dissecação fluvial tendem a conduzir a um rebaixamento do relevo como um todo. Tal processo provavelmente teve início quando o rio Itajaí-Açu que, no passado era apenas mais um curso fluvial costeiro, rompeu a Serra do Mar e, graças ao seu maior poder erosivo - consequência de possuir nível de base regional mais baixo - começou a erodir de forma

acelerada o Planalto de Santa Catarina, alterando completamente sua dinâmica erosiva e evolutiva.

Conclusões

Os tributários do rio Itajaí-Açu: i) por apresentar na região nível de base bem mais rebaixado em relação à bacia hidrográfica do rio Paraná (Iguaçu) e do rio Uruguai; ii) por possuir maior amplitude altimétrica e; iii) apresentar maior declividade e, conseqüentemente, maior energia; tem dissecado com muito mais intensidade o Planalto de Santa Catarina. Claramente, essa maior capacidade de dissecar o planalto se reflete na erosão remontante das suas cabeceiras o que promove a captura de áreas pertencentes às bacias hidrográficas interiores – do rio Paraná e rio Uruguai – que também capturam áreas entre si. Sendo assim, os afluentes do rio Itajaí-Açu capturam áreas e drenagens das bacias hidrográficas interiores (que drenam para os rios Paraná e Uruguai), rebaixando altimetricamente o relevo e fazendo com que a escarpa recue para oeste, porém mantendo – dadas as devidas proporções – uma feição escarpada no limite entre as unidades. Tal processo geomorfológico provavelmente teve início quando o rio Itajaí-Açu rompeu as escarpas da Serra do Mar e tem recorrência até o presente.

Agradecimentos

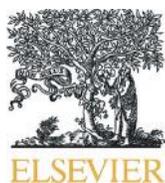
Os autores agradecem a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), em especial ao Programa CAPES/COFECUB (869/15), pelo apoio financeiro. Agradecem também aos pareceristas por suas observações oportunas que ajudaram a enriquecer o conteúdo da presente publicação.

Referências Bibliográficas

- ALMEIDA, F.F.M. & CARNEIRO, C.D.R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 2, p. 135-150, 1998.
- BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995.
- CHEREM L. F.; VARAJAO, C. A. C.; BRAUCHER, R.; BOURLÈS D.; SALGADO, A. A. R.; VARAJÃO, A. F. D. Long-term evolution of denudational escarpments in

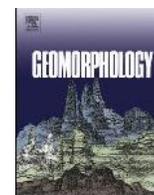
- southeastern Brazil. **Geomorphology (Amsterdam)**, v. 173 – 174, n. 1, p. 118-127, 2012.
- CHEREM, L.F.S.; VARAJAO, C. A. C.; MAGALHAES JUNIOR, A. P.; VARAJAO, A. F. D. C.; SALGADO, A. A. R.; OLIVEIRA, L. A. F.; BERTOLINI, W. Z. O papel das capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas do sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 4, p. 299-308, 2013.
- ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; PERINOTTO, J. A. J.; FULFARO, V. J. Aplicação do Índice “Relação Declividade Extensão - RDE” na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Revista do Instituto de Geociências - USP - Série Científica**, São Paulo, v. 4, n.2, p. 43-56, 2004.
- HACK, J.T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **U.S. Geol. Survey, Jour. Research**, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.
- LEITE, P.E. As diferentes unidades fitoecológicas da região sul do Brasil - proposta de classificação. **Caderno de Geociências IBGE:RJ**, n.15, p.73-164.
- FUJITA, R.H.; GON, P. P.; STEVAUX, J.C.; SANTOS, M.L.; ETCHEBEHERE, M.L. Perfil longitudinal e a aplicação do índice de gradiente (RDE) no rio dos Patos, bacia hidrográfica do rio Ivaí, PR. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 4, p. 597-603, 2011.
- MAACK, R. Breves Notícias Sobre a Geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, v.2, pp. 63-154, 1947.
- MARQUES L.S.; ERNESTO, M. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. In: MANTESSO-NETO V, BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (eds.). **Geologia do Continente Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Becca Produções Culturais, São Paulo, p. 245-263, 2004.
- NIMER, E. Clima. In: IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) (Ed.), **Geografia do Brasil/Região Sul**, IBGE, v. 2, p.151-187,1990.
- PAISANI, J.C., PONTELLI, M.E., CALEGARI, M.R. Evolução de bacias de baixa ordem nos 41.000 anos AP - Brasil Meridional. **Revista Mercator**, v. 11, n. 26, p.131 – 148, 2012.
- PAISANI, J.C.; CALEGARI, M.R.; PONTELLI, M.E.; PESSENDA, L.C.R.; CÔRREA, A.C.B.; PAISANI, S.D.L.; RAITZ, E. O papel das mudanças climáticas do Quaternário Superior na dinâmica evolutiva de paleovale de segunda ordem (Sul do Brasil). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 1, p.103 -116, 2013.
- PELUSO JR., V. A. O Relevo do Território Catarinense. **Revista Geosul**, n.2, v. 1, p. 7-69, 1986.
- PRINCE, P.S.; SPOTILA, J.A.; HENIKA, W.S. New physical evidence of the role of stream capture in active retreat of the Blue Ridge escarpment, southern Appalachians. **Geomorphology**, n. 123, n. 3-4, p. 305-319, 2010.
- REZENDE, E. A.; SALGADO, A. A. R.; SILVA, J. R. Fatores controladores da evolução do relevo no flanco N-NW do rift continental do sudeste do Brasil: uma análise baseada na mensuração dos processos denudacionais de longo-termo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n.2, p. 219-232, 2013.
- SALGADO, A. A. R.; SOBRINHO, L.C.; CHEREM, L. F.; VARAJÃO, C. A. C.; VARAJÃO, C. A. C.; BOURLÈS, DIDIER L.; BRAUCHER, R.; MARENT, B. R. Estudo da evolução da escarpa entre as bacias do Doce/Paraná em Minas Gerais através da quantificação das taxas de desnudação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 2, p. 213-222, 2012.
- SCHEIBE, L. F.; FURTADO, S.M.A. Proposta de alinhamentos Estruturais pra um Esboço Geotectônico de Santa Catarina. **Revista Geosul**, n.8, v.4, p. 78 – 91, 1989.
- SCHMIDT, K.H. The significance of scarp retreat for Cenozoic landform evolution on the Colorado Plateau, USA. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 14, n. 2, 1989, p. 93-105.
- VALADÃO, R. C. **Evolução de longo termo do relevo do Cráton do São Francisco (desnudação, paleosuperfícies e movimentos crustais)**. 343 p. Tese (Doutorado) – UFBA, Salvador, 1998.

**APÊNDICE E - IMPLICATIONS OF DRAINAGE REARRANGEMENT FOR
PASSIVE MARGIN ESCARPMENT EVOLUTION IN SOUTHERN BRAZIL**



Contents lists available at ScienceDirect

Geomorphology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/geomorph

Implications of drainage rearrangement for passive margin escarpment evolution in southern Brazil



Michael Vinicius de Sordi ^{a,*}, André Augusto Rodrigues Salgado ^a, Lionel Siame ^b, Didier Bourlès ^b, Julio Cesar Paisani ^c, Laëtitia Léanni ^b, Régis Braucher ^b, Edivando Vítor do Couto ^d, ASTER Team (Georges Aumaître and Karim Keddadouche) ^b

^a Geography Department of Minas Gerais Federal University, 6.627 Antônio Carlos Avenue, Pampulha, CEP 31270-901 Belo Horizonte, MG, Brazil

^b Aix Marseille Univ, CNRS, IRD, INRA, Coll France, CEREGE, Aix-en-Provence, France

^c State University of Western Paraná, Francisco Beltrão Campus, 1200 Maringá Street, Francisco Beltrão, PR, Brazil

^d Environmental Academic Department of Paraná Federal Technological University, 1233 Via Rosalina Maria dos Santos, CEP, 87301-899 Campo Mourão, PR, Brazil

article info

Article history:

Received 16 September 2017

Received in revised form 8 January 2018

Accepted 8 January 2018

Available online 31 January 2018

Keywords:

Passive margin escarpment
Southern Brazil Serra Geral
Cosmogenic nuclide
Drainage rearrangement

abstract

Although several authors have pointed out the importance of earth surface process to passive margin escarpments relief evolution and even drainage rearrangements, the dynamics of a consolidated capture area (after a drainage network erodes the escarpment, as the one from the Itajaí-Açu River) remain poorly understood. Here, results are presented from radar elevation and aerial imagery data coupled with in-situ-produced ¹⁰Be concentrations measured in sand-sized river-born sediments from the Serra Geral escarpment, southern Brazil. The Studied area's relief evolution is captured by the drainage network: while the Itajaí-Açu watershed relief is the most dissected and lowest in elevation, it is significantly less dissected in the intermediate elevation Iguaçú catchment, an important Paraná River tributary. These less dissected and topographically higher areas belong to the Uruguai River catchment. These differences are conditioned by (i) different lithology compositions, structures and genesis; (ii) different morphological configurations, notably slope, range, relief; and (iii) different regional base levels. Along the Serra Geral escarpment, drainage features such as elbows, underfitted valleys, river profile anomalies, and contrasts in mapped χ -values are evidence of the rearrangement process, mainly beheading, where ocean-facing tributaries of the Itajaí-Açu River capture the inland catchments (Iguaçu and Uruguai). The ¹⁰Be derived denudation rates reinforced such processes: while samples from the Caçador and Araucárias Plateaus yield weighted means of 3.1 ± 0.2 and 6.5 ± 0.4 m/Ma respectively, samples from along the escarpment yield a weighted mean of 46.8 ± 3.6 m/Ma, almost 8 times higher. Such significant denudation rate differences are explained by base-level control, relief characteristics, and the geology framework. The main regional morphological evolutionary mechanism is headward denudation and piracy by the Itajaí-Açu River tributaries. As the escarpment moves from east to west, Itajaí-Açu River tributaries develop, leading to regional relief lowering and area losses within the Iguaçú and Uruguai catchments. Such processes were accelerated since Itajaí-Açu tributaries reached into sedimentary and volcanic rocks. From this moment on, Serra Geral became the main hydrographic divide between the ocean- and inland facing-catchments in the area.

© 2018 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Passive margin escarpments are among the most notable landforms worldwide and their origin is associated to extensional tectonics, which results from continental plate breakup, rift opening and oceanic expansion (Summerfield, 1991; Gilchrist and Summerfield, 1994; Matmon et al., 2002). Escarpments are typical features of passive margins, separating inland plateaus from coastal plains (Seidl et al., 1996). Over the last decades, significant advances in low-temperature thermochronological (zircon and apatite fission track) and in-situ-

produced cosmogenic nuclide techniques have reactivated discussions about the long-term evolution of passive margin escarpments (Seidl et al., 1996; Cockburn et al., 2000; Brown et al., 2002; Matmon et al., 2002; Persano et al., 2002; Braun and van der Beek, 2004; Vanacker et al., 2007; Roller et al., 2012; Salgado et al., 2014, 2016; Braun, 2018). Such studies have shown that after an initial phase of accelerated retreat, during the early stages of seafloor spreading, escarpments remain almost stationary, with their location being a function of the crustal structure and the distribution of the normal faults related to rifting and expansion. After stabilization, escarpments are then eroded mainly by surface processes, namely hydrographic and mass-wasting processes, in close relation to headward erosion and migration of knickpoints along river profiles.

* Corresponding author.

E-mail address: michael.sordi@gmail.com (M.V. de Sordi).

Along passive margin escarpments, the ocean-facing catchments are steeper and generally exhibit higher denudation rates than their continental counterparts (Summerfield, 1991; Gilchrist and Summerfield, 1994). Such is the case for the eastward South American passive margin, where high levels of precipitation are concomitant to increased denudation rates (Salgado et al., 2014, 2016; Gonzalez et al., 2016). But what exactly happens once the ocean-facing catchment finally crosses the escarpment and start to drain the highland plateaus? Along the South American margin of southern Brazil, it has already been documented that ocean-facing catchments can capture small channels from the continental highlands (Oliveira and Queiroz Neto, 2007; Cherem et al., 2012; Salgado et al., 2014, 2016). However, no studies have attempted to understand the relief evolution in a consolidated captured area; in other words, how relief evolves when the coastal rivers have established their headwaters within the highland plateaus. Our study thus focuses on the most consolidated capture of this type along the South American passive margin, where the Itajaí-Açu River, which broke through the Serra do Mar Range and set its headwaters at Serra

Geral escarpment, located roughly 200 km westward of the Atlantic coast (Fig. 1), is draining considerable areas in the Brazilian highlands.

During the last decades, long-term relief evolution investigations benefited from development of morphometric analyses and dating methods. For example, geomorphic indices and tools (Chi, Ksn index, surface index, Swath profiles) have been developed to assist geomorphologists in understanding tectonics and erosion dynamics over long-term landscape evolution in active mountain belts (Perron and Royden, 2013; Andreani et al., 2014; Willett et al., 2014; Chen et al., 2015; Giletycz et al., 2015). Though meaningful, such parameters are not commonly applied to the study of passive margins and intraplate tectonic contexts marked by the subtle influence of tectonics (Jelinek et al., 2003; Tello Saenz et al., 2003; Hackspacher et al., 2004; Franco-Magalhães et al., 2010; Karl et al., 2013). These are powerful tools when coupled with denudation rates derived from in-situ-produced cosmogenic nuclide or low-temperature chronological data. The strength of this methodology is because of a process-dating duality. While geomorphic indices and remote sensing tools allow an analysis

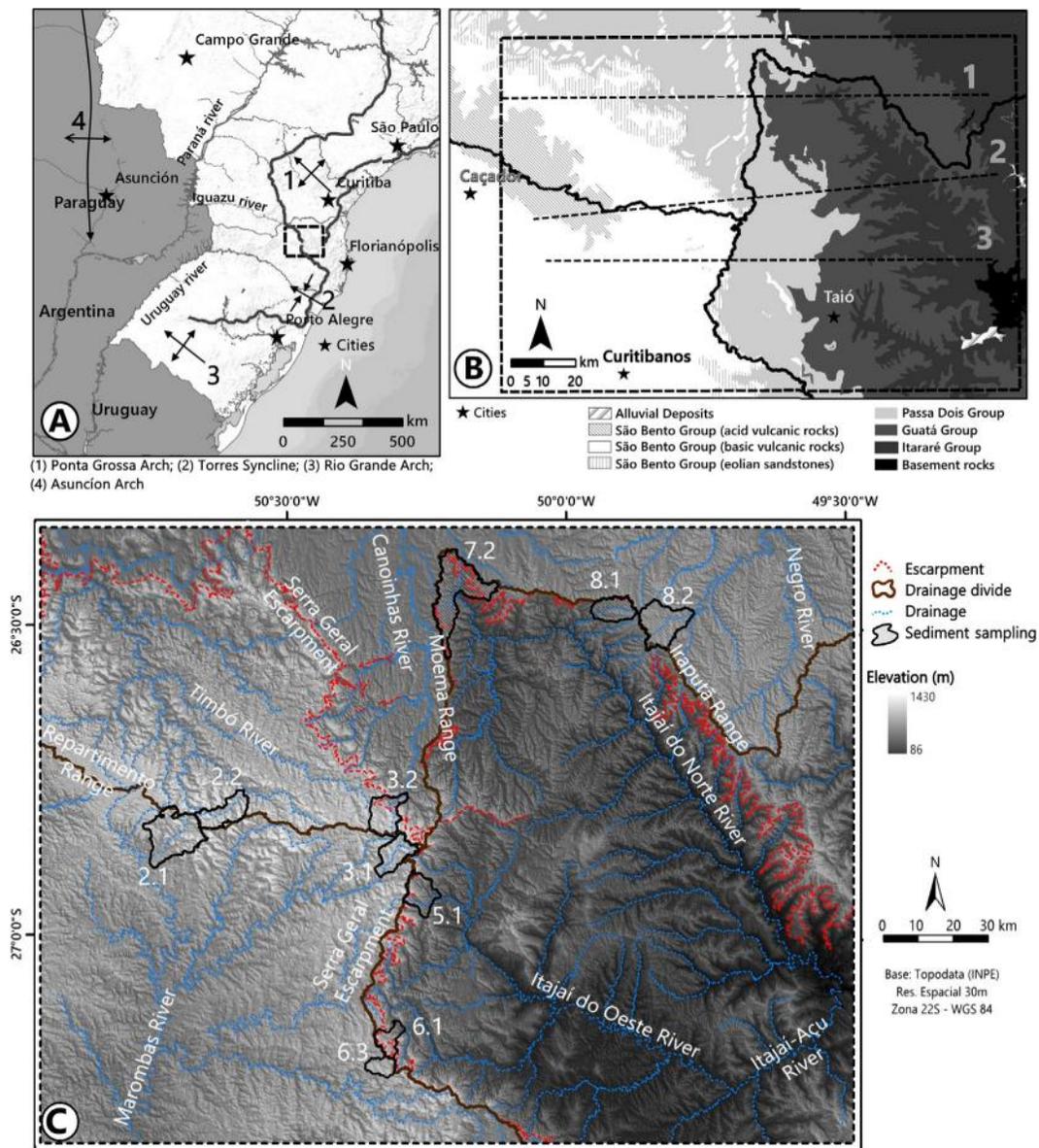


Fig. 1. (A) Localization of the study area in central Santa Catarina State, at the triple divide between Itajaí-Açu, Iguazu (Paraná), and Uruguai watersheds. (B) Geological map of the studied area. Black dashed lines identified by numbers (1, 2, and 3) localize swath profiles shown in Fig. 7. (C) Digital elevation model of the studied area, indicating catchments sampled for measuring in-situ-produced cosmogenic ¹⁰Be concentrations in river-borne sediments. White numbers refer to the ¹⁰Be samples list detailed in Tables 1 and 2.

of the surface evolutionary mechanisms, the ^{10}Be cosmogenic nuclides method allows for dating of materials and making inferences about operation time of such surface processes. Geomorphic indices and in-situ-produced ^{10}Be -derived denudation rates were therefore combined to apprehend the intraplate, tectonically quiescent area of the South American Passive Margin Escarpment (Fig. 1). Our study thus aims at better understanding how continental areas captured by ocean-facing catchments may have evolved, using Itajaí-Açu River (the greatest capture along South American Passive Margin) as a key example through: (i) relief characterization and morphostructural analyses; (ii) identification of drainage rearrangements; and, (iii) quantification of catchment-wide denudation rates derived from in-situ-produced ^{10}Be concentrations measured in river-borne sediments.

2. Geographic and geologic settings

The study area is located in southern Brazil where two major tectonic domains coexist: Mantiqueira and Paraná provinces (Almeida et al., 1981). Eastward, the Mantiqueira Province is mainly composed of strongly deformed Precambrian metamorphic rocks constituting the core of the Atlantic Shield. The Paraná Province covers 1.6 million km² and encompasses Brazil, Paraguay, Uruguay, and Argentina and is a typical intracratonic basin formed during the Silurian and constituted by sedimentary and volcanic rocks (Milani et al., 2007).

The Paraná sedimentary basin is characterized by large tectonic features, among which the Ponta Grossa Arch northward and the Torres Syncline southward (Fig. 1A) have regionally influenced the long-term relief evolution of the area. Such structural features are underlined by three lineament families trending N, NW, NE (Zalán et al., 1990). According to Soares et al. (1982) and Zalán et al. (1990), NE-SW and NW-SE directions represent old structures associated with the Brazilian Orogenic Cycle and the generation of the Paraná Basin (~750–650 Ma), although they have been reactivated, especially throughout the Gondwanaland breakup and the South Atlantic Ocean initial formation. Conversely, N-S and E-W directions are related to the Gondwanaland break-up and South Atlantic Ocean initial formation (~130 Ma) (Freitas et al., 2005). Throughout the Cenozoic, such structures have also been reactivated by three major events: (i) between ~90 and ~80 Ma in the Late Cretaceous; (ii) between ~70 and 60 Ma during the Paleocene; and (iii) in the Oligocene/Miocene transition (between ~30 and 20 Ma) (Jelinek et al., 2003; Tello Saenz et al., 2003; Hackspacher et al., 2004; Franco-Magalhães et al., 2010; Karl et al., 2013). These last events are associated with the Andean compression phases and the South American Plate rotation.

Where the Serra Geral divides three of the main hydrographic systems in this Brazilian region (Itajaí-Açu, Uruguai, and Paraná watersheds), relief is characterized by two large morphostructural units, the basaltic highlands and the coastal lowlands, that are separated by the Serra do Mar and the Serra Geral escarpments (Peluso-Júnior, 1986). The highlands encompass the Araucárias Plateau as stated by Almeida (1956) and correspond to the Paraná basin. Westward of Serra Geral escarpment, the basalt from the Serra Geral Formation prevails (Fig. 1B) leading to a smooth topography marked by low level of river dissection. In neighboring Caçador City (Fig. 1B), acid volcanic rocks, mainly dacites and rhyolites (Serra Geral from the São Bento Group, e.g., Sartori and Bortolotto, 1982), maintain flat surfaces above 1300 m, which were classified as Caçador Plateau by Sordi et al. (2016). The Araucárias Plateau is drained by the northeast-flowing Iguacu River, a Paraná tributary, and by the west-flowing Canoas and Peixe rivers, both tributaries of the Uruguai drainage system (Fig. 1). Eastwardly, after cutting through the Serra Geral and the Serra do Mar escarpments, rivers flow directly to the Atlantic Ocean. At the Serra Geral escarpment front eolian rocks from the São Bento Group dominate. To the east, the Itajaí-Açu depression (Sordi et al., 2016) is characterized by contrasting elevations where the Itajaí-Açu River and its tributaries are draining Paleozoic sedimentary rocks (claystone,

siltstone, mudstone, rhythmite, shale, sandstone; e.g., Scheibe, 1986) that belong to the Passa Dois, Guatá, and Itararé groups (e.g., Schneider et al., 1974; Scheibe, 1986) (Fig. 1B).

In a general manner, river valleys exhibit two predominant shapes regardless of stream ordering: (i) V shaped and deeply incised valleys, where there is no floodplain and rivers flow directly over bedrock, and (ii) flat bottom valleys with wide floodplains (Fig. 2). Such a valley distribution is mostly controlled by the structural variability observed in the bedrock. Indeed, if V shaped valleys are generally related to vertical weakness zones, flat bottom valleys dominate where the channel incised down to the limit of the vertical structure and, taking advantage of horizontal weakness, started to enlarge. In the studied region, most commonly found lithotypes are (i) volcanic rocks, which show three structural layers according to their intraflow position: vertical fractures, horizontal fractures, or amygdaloidal zone; and (ii) sedimentary rocks, where horizontal stratification joints are dominant.

At a regional scale, the modern climate is mesothermic and characterized by well-distributed rainfalls, averaging above 1800 mm and peaking during the summer period (Pinto et al., 2011). During the hottest month, the average temperature reaches up to 22 °C (Nimer, 1990). In the steepest range areas, with elevations higher than 1000 m, the summer period is more humid. However, rainfalls remain well distributed along the year with annuals ranging from 1400 to 1600 mm and temperature similar to regional averages. Within the Araucárias Plateau context, paleoclimate studies found evidence of a cold and dry climate during MIS (Marine Isotope Stage) 4 (Last Glacial), and moist and cool during MIS 3 (Behling et al., 2004). A change toward a colder and drier hydric regime occurred on a regional level during MIS 2 (Last Glacial Maximum) (Paisani et al., 2014). Hydromorphic changes took place at the end of MIS 2, and MIS 1 is therefore more humid (Behling et al., 2004; Oliveira et al., 2008; Paisani et al., 2014).

3. Materials and Methods

The data set presented here can be divided into three main groups: (i) analysis of regional and local lithostructures, which is based on geomorphic data analyses as well as on lithostructural and apatite fission-track data from published articles; (ii) morphometric and geomorphic analyses; and (iii) denudation rates derived from in-situ-produced cosmogenic ^{10}Be concentrations.

In order to proceed with lithostructural, morphometric, and geomorphic analysis, a geodatabase was built using QuantumGis (Qgis) 'Brighton' version 2.6®, SPRING®, version 5.0.6 from Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) and ArcGis 10.2®. The geodatabase consisted essentially of SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) data from TOPODATA (Valeriano and Rossetti, 2012) (bwww.dsr.inpe.br/topodata/N) and ALOS-PALSAR radar data (ARS DAAC, 2015). Besides radar elevation data images of the studied area, data from the aerophotogrametric survey performed in 2010 and orthoimagery from the Secretaria de Desenvolvimento de Santa Catarina (bsigsc.sc.gov.br/N) were used. Other cartographic data consist in shapefiles from the natural environment (hydrography, geology, geomorphology, and climate) and human/urban elements (cities and state limits, roads) from governmental agencies such as EPAGRI-SC (Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina) (<http://ciram.epagri.sc.gov.br/mapoteca/N>) and Instituto das Águas de Santa Catarina (bwww.aguas.sc.gov.br/N).

Morphometric indexes used in this study comprise (i) identification of knickpoints and anomalies along river profiles according to Hack's Stream Length-Gradient Index/ RSL index (Hack, 1973); (ii) asymmetry factor (AF, e.g., Hare and Gardner, 1985); (iii) swath profiles; and (iv) maps of χ -values (Perron and Royden, 2013; Willett et al., 2014). Relief features commonly associated with fluvial rearrangement (elbows, low divides, and underfitted valleys) were mapped using radar data and aerial imagery.

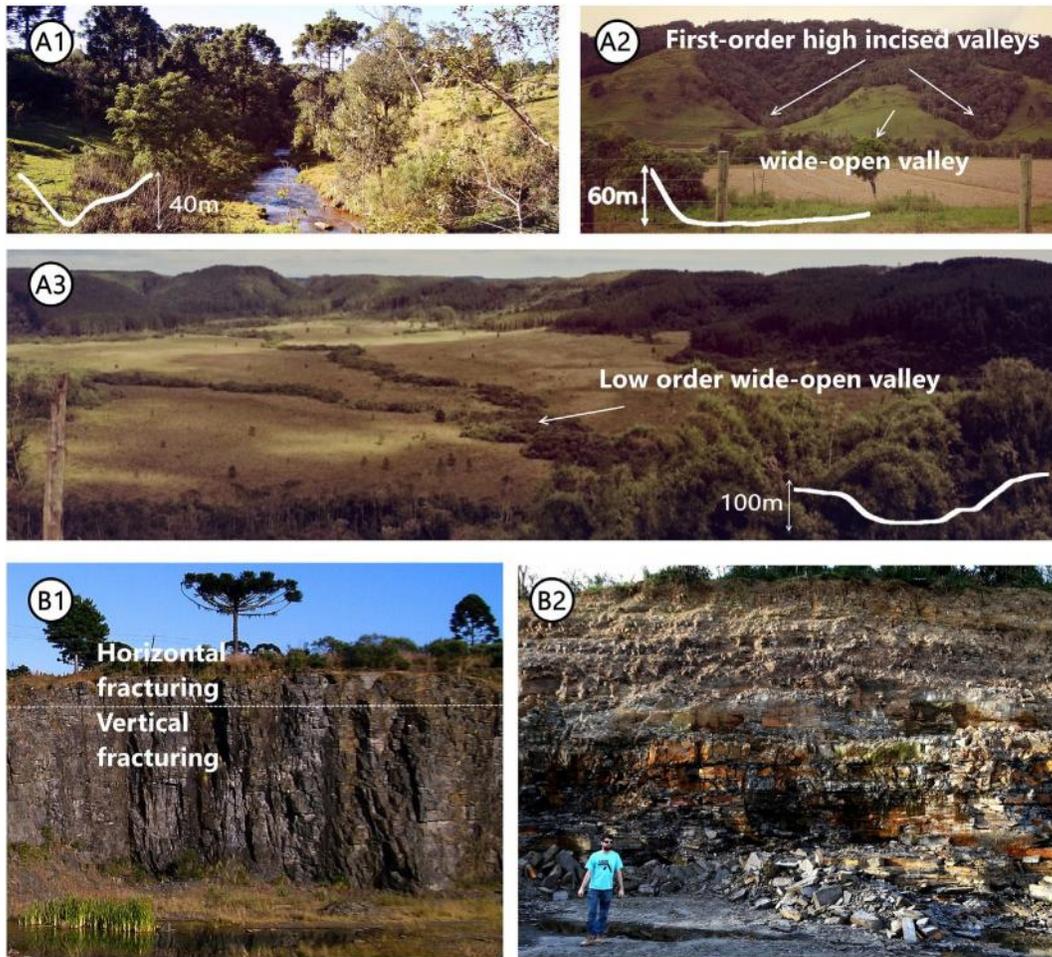


Fig. 2. River valley shape along studied area: (A1) confined valley of Chave Creek, over volcanic bedrock; (A2) confined low-order tributaries of the Rauem River in contrast with the wide-open sedimentary bedrock main trunk; (A3) flat-bottom shape valley of the Toldos River over sedimentary bedrock (low-order channel). (B1) Characteristic litho-structures of the study area: contact between horizontal fracture zone (higher layers) and vertical fracture zone (predominant in the outcrop) in the central Serra Geral Formation basalt zone (São Bento Group). In sedimentary rocks, horizontal fractures predominate, typical of normal packing of the rocks. Such characteristics are evidenced in this Rio do Sul Formation outcrop (Itararé Group) (B2). Modified from Sordi et al. (2017).

Hack's Stream Length-Gradient Index or SL index (Hack, 1973) consists of a relation between channel length and its slope. In this study we also used RSL index (relative slope-length) (RDE in Portuguese) (Seeber and Gornitz, 1983; Etchebehere et al., 2004). The RSL index can be calculated for different reaches of the river (RSL_s) and for the whole channel (RSL_t). Thus, through it is possible to relate the slope of the whole river and the slope of different reaches, which allow mapping anomalies in the river profile. This relation is calculated using the following relationship:

$$RSL_s = \frac{\Delta H_s}{\Delta L_s} \cdot L_s \quad (1)$$

$$RSL_t = \frac{\Delta H_t}{\Delta L_t} \cdot L_t$$

where the ΔH_s is elevation difference between the two extremities of a stretch along a river; ΔL_s is the length of the stretch considered; and L_s is the distance between the lower end of this stretch and the source of the river. The ΔH_t is elevation difference between the source and the mouth of the river; ΔL_t is the length of the river; and L_t is the distance between mouth and the outlet of the river.

The RSL values higher than two represent slope-breaks (knickpoints). Queiroz et al. (2015) built up a numerical tool to automate this calculation through the software ArcGis 10.2®. Such a tool improves accuracy and makes knickpoint mapping faster.

River profiles, drainage rearrangement features, and map of χ -values were used to identify areas of drainage anomalies and fluvial piracy. Also, the asymmetry factor (Hare and Gardner, 1985) was applied to highlight drainage asymmetry as a consequence of river network rearrangements. The asymmetry factor is a nondimensional index given by

$$A = 100 \left(\frac{A_r}{A_t} \right) \quad (2)$$

where A_r represents the right-side drainage area of the main trunk stream looking downstream, and A_t is the total drainage area. Values near 50 indicate a symmetric river, with drainages that are well developed on both sides of the basin. Higher or lower values indicate an asymmetry, possibly caused by tectonics or drainage rearrangements.

The χ -values are a spatial proxy for drainage elevation at equilibrium. Their mapping is based on the relation proposed by Perron and Royden (2013) using the Matlab script Topotoolbox 2 (Schwanghart and Scherler, 2014). Details about this morphometric approach are given by Willett et al. (2014). In short, mapping χ -values allows identifying areas where drainage networks are at topological and geometrical

equilibrium (no χ -values contrast on both sides of drainage divides) or, to the contrary, in a state of disequilibrium caused by drainage network reorganization (strongly contrasting χ -values on both sides of drainage divides). In this last case, the drainage divides are moving in the direction of growing χ -values, as the aggressing watersheds (lower χ -values) are cannibalizing the victim watersheds (high χ -values).

Swath profiles consist of considering a moving window when building a topographic profile (here, a 10-km moving window was used). Within this moving window maximum, minimum, and average values are extracted from the digital topography data set, contributing to the depiction of the long-term relief evolution analysis (e.g., [Andreani et al., 2014](#); [Giletycz et al., 2015](#); [Chen et al., 2015](#)). Also, swath profiles allow for the calculation of geophysical relief, which is a good proxy for incision, consisting of the topographic difference between maximum and present-day elevations (e.g., [Champagnac et al., 2014](#)).

Finally, in-situ-produced cosmogenic ^{10}Be concentrations were measured in the 0.25–1 mm grain size fraction of modern river-borne detrital sands sampled at the outlets of 10 different catchments ([Fig. 1](#)). Three sampled catchments are located close to the drainage divide between the Itajaí-Açu and Iguaçú watersheds, three along the divide between the Itajaí-Açu and Uruguai watersheds, and four others along the limit between the Uruguai and Iguaçú watersheds. Areas were chosen so that denudation rates on both sides of the divides could be compared. Also, catchments with drainage rearrangement evidence – Itajaí do Norte River (sample 7.1), Toldos River (sample 6.1) – are compared with areas with no drainage anomalies – Carneiro Creek (sample 5.1), Costa-Carvalho River (sample 8.1). Likewise, a catchment losing area was sampled at the outlet of the Bituva River (Sample 6.3). If stream ordering was not accounted for sampling the watersheds, targeted catchments have similar drainage areas, ranging from 14 to 80 km², as well as low anthropogenic influence and no landslide features. For comparison with the cosmogenic-derived denudation rates, geomorphic parameters of sampled catchments were obtained from ALOS-PALSAR digital elevation model ([ARSDAAC, 2015](#)) ([Table 1](#)). As for the target preparation for measurements of in-situ-produced cosmogenic ^{10}Be concentrations in river-borne sand samples, the first steps of the mechanical and chemical procedures (grinding, sieving, and initial cleaning phase) were undertaken at the Soil Laboratory of the Technological Federal University of Paraná, Campo Mourão Campus (Paraná). The subsequent chemical steps were processed at the National Laboratory of Cosmogenic Nuclides (LN2C), CEREGE (France). These later steps more specifically comprise (i) decontamination from meteoric ^{10}Be by three successively partial dissolutions with concentrated hydrofluoric acid; (ii) addition of ~100 μL of an in-house 3025 $\mu\text{g/g}$ ^9Be carrier solution manufactured from a phenakite crystal ([Merchel et al., 2008](#)); and (iii) decontaminated quartz total dissolution in hydrofluoric acid (HF). Following evaporation of the resulting solution, the samples were recovered in a hydrochloric acid solution and precipitated with ammonia before elution through an anionic exchange column (Dowex 1X8) to remove iron and then a cationic exchange column (Dowex 50WX8) to discard boron and to separate the Be from other elements ([Merchel and Hergers, 1999](#)). The purified Be was precipitated to $\text{Be}(\text{OH})_2$ with ammonia and oxidized to BeO at 700 °C. The final BeO targets were analyzed by accelerator mass spectrometry (AMS) to measure the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios. These analyses were performed at the French national facility Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement et Risques (ASTER) at CEREGE ([Arnold et al., 2010](#)). The measurements were calibrated against in-house standard STD-11, using an assigned $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of $(1.191 \pm 0.013) \times 10^{-11}$ ([Braucher et al., 2015](#)). Analytical 1σ uncertainties included uncertainties in AMS counting statistics, uncertainty in the standard $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio, an external AMS error of 0.5% ([Arnold et al., 2010](#)), and a chemical blank measurement whose value of $(2.05 \pm 0.38) \times 10^{-15}$ is one order of magnitude lower than the natural $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio measured in the samples ([Table 1](#)). A ^{10}Be half-life of $(1.387 \pm 0.012) \times 10^6$ years was used ([Chmeleff et al., 2010](#); [Korschinek et al., 2010](#)).

Table 1
Sample characteristics and ^{10}Be in-situ-produced concentrations.

Sample ID	Sample location	Scaling factors			Scaled mean production rates					Error ^{10}Be (at./g)	Den. rate (m/Ma)	Integration times (y)
		Shielding	Stone factor ^a	Avg elevation	Avg Alt ^a (mbar)	Avg Pn ^a (at./g/an)	Avg Pms ^b (at./g/an)	Avg Pmi ^b (at./g/an)	^{10}Be measured (at./g)			
2.1 Meio River	26°46' 0.0"S/50°33' 56.9"W	0.997	1.98	1237	873	7.7	0.021	0.052	1,200,822	50,631	3.8 ± 0.4	140,217 ± 14,354
2.2 Perdizinha River	26°52' 2.8"S/50°43' 53.9"W	0.997	1.93	1199	877	7.7	0.020	0.052	1,550,350	86,765	2.8 ± 0.3	204,630 ± 22,261
3.1 Correntes River	26°54' 7.8"S/50°19' 20.8"W	0.999	1.97	1229	874	7.7	0.021	0.052	757,181	25,696	6.3 ± 0.7	94,899 ± 9420
3.2 Canoinhas River	26°46' 6.0"S/50°16' 36.9"W	0.996	1.92	1191	878	7.9	0.020	0.052	132,433	16,245	38.7 ± 6.0	16,080 ± 2478
5.1 Carneiro River	26°56' 09.5"S/50°13' 03.9"W	0.986	1.56	891	911	6.2	0.017	0.048	79,264	6537	58.8 ± 7.6	10,620 ± 1366
6.3 Toldos River	27°07' 02.5"S/50°22' 41.2"W	0.994	1.72	1029	896	7.4	0.019	0.050	93,621	8305	54.7 ± 7.3	11,400 ± 1513
6.1 Alagado River	27°09' 8.8"S/50°16' 39.3"W	1.000	1.85	1130	885	6.9	0.020	0.051	758,035	23,358	5.9 ± 0.6	101,213 ± 9943
7.2 Itajaí do Norte River	26°26' 46.9"S/50°11' 07.8"W	0.998	1.38	754	926	5.5	0.017	0.047	108,434	20,717	38.2 ± 8.2	16,272 ± 3500
8.1 Costa-Carvalho River	26°29' 12.3"S/49°56' 42.1"W	0.999	1.46	831	917	5.9	0.017	0.048	247,362	7774	17.1 ± 1.8	36,135 ± 3788
8.2 Bituva River	26°28' 30.3"S/49°46' 10.8"W	1.000	1.57	926	907	6.3	0.018	0.049	494,653	28,182	8.7 ± 1.0	69,682 ± 7944

^a As stated by [Stone \(2000\)](#).

^b According to [Braucher et al. \(2011\)](#).

^c As de [Lal \(1991\)](#).

The denudation rates were calculated solving the following equation:

$$C_{(x,\nu,t)} = \frac{P_{spall.}}{\frac{\nu}{\Lambda_n} +} \cdot e^{-\frac{x}{\Lambda_n}} \left[1 - \exp\left\{-t\left(\frac{\nu}{\Lambda_n} + \right)\right\} \right] + \frac{P_{slow}}{\frac{\nu}{\Lambda_n} +} \cdot e^{-\frac{x}{\Lambda_{\mu s}}} \left[1 - \exp\left\{-t\left(\frac{\nu}{\Lambda_{\mu s}} + \right)\right\} \right] + \frac{P_{fast}}{\frac{\nu}{\Lambda_n} +} \cdot e^{-\frac{x}{\Lambda_{\mu f}}} \left[1 - \exp\left\{-t\left(\frac{\nu}{\Lambda_{\mu f}} + \right)\right\} \right] \quad (3)$$

where $C(x, \epsilon)$ is the concentration of in-situ-produced ^{10}Be (at./g); (x) is the depth (g/cm²); (ϵ) is the denudation rate (g cm⁻² y⁻¹); P_n , $P_{\mu s}$, and $P_{\mu f}$ are the average watershed production rates related to spallation and to slow and fast muons respectively; $\Lambda_{\mu s}$, and $\Lambda_{\mu f}$ are the effective apparent attenuation lengths regarding neutrons (150 g/cm²), slow muons (1500 g/cm²), and fast muons (4320 g/cm²) respectively (Braucher et al., 2011); λ is the ^{10}Be radioactive decay constant ($4.997 \pm 0.043 \times 10^{-7}$).

For each sampled catchment, average in-situ-produced ^{10}Be production rate was determined first by scaling a spallation production rate at sea level and high-latitude of 4.02 ± 0.26 at./g/y (Borchers et al., 2016), spatially integrated at the catchment scale using the Stone (2000) scheme. Muons contributions were only scaled relatively to the atmospheric pressure (Braucher et al., 2011). Then, according to the digital elevation model grid, relief shielding was taken into account following Codilean (2006), and calculations were performed using a rock density of 2.6 ± 0.2 g cm⁻³ for the sedimentary rocks from the Guatá and Passa Dois groups and of 2.8 ± 0.2 g cm⁻³ for the igneous and sedimentary rocks from the São Bento Group (Fay, 1979; Molina et al., 1989).

The time required to erode a thickness of rock corresponding to one neutron attenuation length, hereafter referred to as the integration period, is given by (Lal, 1991)

$$T = \Lambda_n \div \epsilon \times \rho \quad (4)$$

where, Λ is the spallation attenuation length, ϵ is the denudation rate, and ρ is the rock substrate density. Table 1 presents the cosmogenic production parameters as well as the AMS results used to derived the cosmogenic-derived denudation rates that are presented and discussed hereafter.

Table 2
Relief attributes and lithology characteristics of sampled catchments.

Sample	Lithology	Average rock density	Relief (m)	Range (m)	Minimum elevation (m)	Slope (°)	catchment area (km ²)
2.1 Meio River	Basalt. Rhyolite (São Bento Group)	2.8 ± 0.2	189	365	1048	11	33
2.2 Perdizinha River	Basalt. Rhyolite (São Bento Group)	2.8 ± 0.2	183	350	1016	10	68
3.1 Correntes River	Basalt. Intetrapp sandstone (São Bento Group)	2.8 ± 0.2	95	200	1134	6	29
3.2 Canoinhas River	Basalt. Sandstone (São Bento Group) and sedimentary rocks from Passa Dois Group	2.6 ± 0.2	388	502	803	8	35
5.1 Carneiro River	Basalt. Sandstone (São Bento Group) and sedimentary rocks from Passa Dois Group	2.6 ± 0.2	303	754	561	19	29
6.1 Alagado River	Basalt. Intetrapp sandstone (São Bento Group)	2.8 ± 0.2	61	144	1069	5	14
6.3 Toldos River	Basalt. Sandstone (São Bento Group) and sedimentary rocks from Passa Dois Group	2.6 ± 0.2	378	537	650	11	18
7.2 Itajaí do Norte River	Sedimentary rocks from Passa Dois Group	2.6 ± 0.2	195	358	559	9	80
8.1 Costa-Carvalho River	Sedimentary rocks from Guatá Group	2.6 ± 0.2	205	343	626	9	27
8.2 Bituva River	Sedimentary rocks from Guatá Group	2.6 ± 0.2	45	122	881	4	50

Results

4.1. Structural analysis

The Regional drainage network is configured to structures such as those mapped by Scheibe and Furtado (1989) (Fig. 3A). From the structural mapping by Scheibe and Furtado (1989), main alignments with importance to the study area are (1) Ponte Alta (N-S); (2) Rio do Sul (NE-SW); (3) Rio Canoas (NW-SE); (4) Serra Geral (NE-SW); (5) Rio Hercílio (NW-SE); (6) Corupá (NE-SW); (7) Porto União (NWSE) (Fig. 3A). The Serra Geral escarpment follows three main structures: Porto União (NW-SE); Ponte Alta (N-S); and Serra Geral (NE-SW) alignments. The Itajaí do Sul and Itajaí do Norte rivers also carved their valleys along prominent regional alignments: Rio do Sul (NE-SW) and Rio Hercílio (NW-SE), respectively. Scheibe and Furtado (1989) also stated that such structures limit different structural blocks.

In the studied region, structural control was evidenced through (i) knickpoints, which were mapped from anomalies along river profiles – RSL index anomalies were interpreted as knickpoints (Queiroz et al., 2015) (Fig. 3A); (ii) lineaments (Fig. 3B); and (iii) low-order channel orientation (Fig. 3C). Five high density knickpoint zones were identified (dark-gray zones in Fig. 3A): one at Serra Geral adjacent to the Porto União alignment (NW-SE) (Canoinhas and Timbó rivers' divide) (1; Fig. 3A), and along the Serra Geral at the Uruguai and Itajaí-Açu watershed limit that follows the Rio Canoas alignment (N/S) (2; Fig. 3A). Eastward, knickpoints are common in the Itajaí do Norte valley, at the divide with the Iguaçu River basin along the Rio Hercílio alignment (NW-SE) in the Moema Range (3; Fig. 3A). Other zones of high knickpoint density are located westward, at the transition from the high-flat Plateau of Caçador to the areas more dissected by the Canoas (southward) and the Timbó (northward) rivers (4; Fig. 3A). This is coincident with the contact between rhyolite and basalt of the Serra Geral Formation. Likewise, rivers draining residual hills in the Itajaí-Açu watershed exhibit high knickpoint densities (5; Fig. 3A).

The main direction of the structures varies within the different watersheds (Fig. 3B) (Sordi et al., 2015b). Within the Uruguai watershed, predominant structures are trending NE-SW (Fig. 3B), whereas N- and NE-trending directions are characteristic of the Iguaçu watershed. Within the ocean-facing watershed of Itajaí-Açu, structures are striking NW-SE and NE-SW (Fig. 3B).

Low-order channel directions were analyzed to understand the controlling factors of the modern expansion of drainage network. Contrasting with regional structuration, low-order channels, especially within the Itajaí-Açu Watershed, are trending E-W (Fig. 3C). Therefore low-order channel direction is controlled by smaller and younger structures generated during the late Cretaceous and Cenozoic events previously mentioned (Jelinek et al., 2003; Tello Saenz et al., 2003; Hackspacher et al., 2004; Franco-Magalhães et al., 2010; Karl et al., 2013).

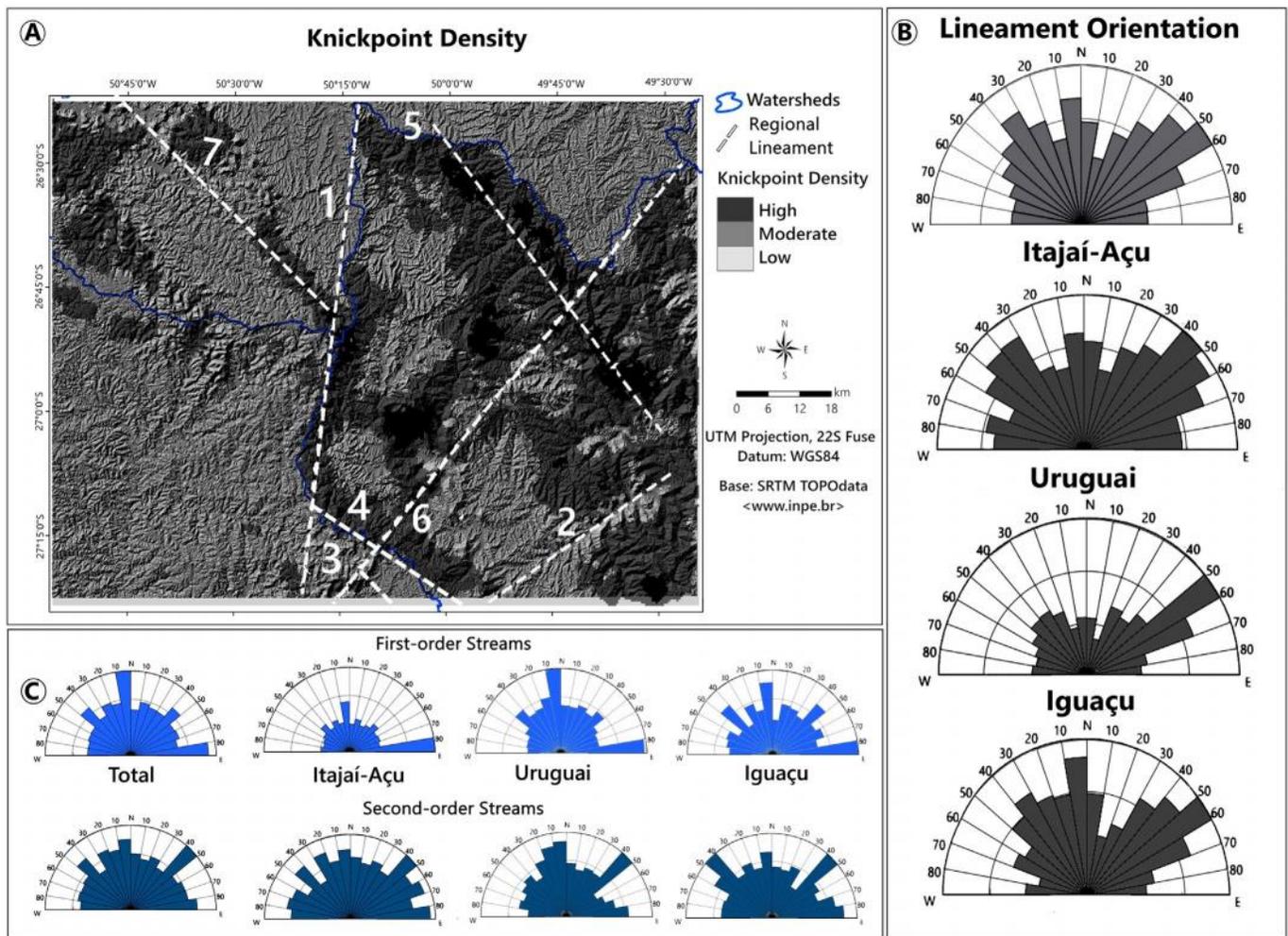


Fig. 3. (A) Knickpoint density in the studied region is represented by gray-scale variations (data from Knickpoint Finder, e.g., Queiroz et al., 2015) and white dashed lines represent main structural lineaments (Scheibe and Furtado, 1989). In (B) rose diagrams show directions of the linear structures mapped, for the whole area and divided by watersheds (Itajaí-Açu, Uruguai, and Iguaçu rivers). In (C) first- and second-order channel directions are shown for the whole area and for each watershed.

4.2. Geomorphic and morphometric analysis

The Serra Geral escarpment separates two elevation levels: highlands (westward) and depression (eastward). They are related to different base levels of the aforementioned watersheds and show contrasting intrinsic relief and drainage characteristics that are illustrated by SL values (Fig. 4), river profiles (Fig. 4), morphologic evidence of drainage rearrangements (Fig. 5), χ -values (Fig. 5), drainage asymmetry (Fig. 6), and swath profiles (Fig. 7). These data show that regions belonging to the Itajaí-Açu River's catchments are the most dissected, lowest in elevation, and higher in SL index; whereas those that are less dissected, higher in elevation, and with the lowest SL index values belong to the Uruguai River catchment. The Iguaçu River's catchments exhibit an intermediate level of dissection, elevation, and SL index values.

Moreover, evidence for drainage rearrangement such as elbows, low divides, and underfitted streams are commonly found along the Itajaí-Açu/Uruguai and the Itajaí-Açu/Iguaçu divides. Elbows are located within the ocean-facing catchments, whereas dry valleys and underfitted streams are observed within inland catchments. Typical features of fluvial piracy (such as abandoned channels, dry valleys, correlative deposits, or any other short-term evidences) are not observed. To reinforce characterization of drainage rearrangement at a regional scale, χ -values were mapped from Alos-Palsar topographic data (ARS DAAC, 2015). Differences in mapped χ -values are located mainly along divides between ocean-facing catchments (tributaries of the Itajaí do Norte and the Itajaí do Oeste rivers) and inland catchments

(the Uruguai and Iguaçu rivers) (Fig. 5). The larger χ -values differences, up to one order of magnitude, are located along the Itajaí do Norte and Canoinhas (tributary of Iguaçu River) divide and extend all along this divide. Also, significant differences at the Serra Geral escarpment between the Itajaí do Oeste tributaries and the Uruguai tributaries are noticed, although the differences are local and have lower magnitude in this last case. Finally, significant differences exist between the Uruguai and the Iguaçu watersheds. In this region, the Alos-Palsar derived χ -map allows revealing that drainage reorganization is not a simple, one-way process. Locally, catchments dynamically behave so that the same catchments can gain and lose areas and that the divide does not have a simple direction of migration. This is the case for the Repartimento Range (Uruguai-Iguaçu divide) and the Iraputã Range (Itajaí do Norte-Iguaçu divide).

Strongly contrasting χ -values are not exclusively located along the major drainage divides. For example, an important rearrangement process is occurring between the Itajaí do Norte and the Itajaí do Oeste rivers, both tributaries of the Itajaí-Açu River (Fig. 5). Therefore, local and regional processes point out that drainage rearrangement takes place at different spatial and temporal scales. For a better characterization of such processes, three zoomed examples are presented in Fig. 5 (focus 1, 2, and 3). In focus 1, the Itajaí do Norte River (see also river profiles shown in Fig. 4) has set its headwaters at the same elevation as the Canoinhas tributaries, yielding the best example of contrasting χ -values for the studied area. Focus 2 concerns the Toldos and Taió rivers (Itajaí do Oeste tributaries) draining the highlands that initially belonged to the Uruguai tributaries (such as the Alagado River, profile in Fig. 4). In both examples,

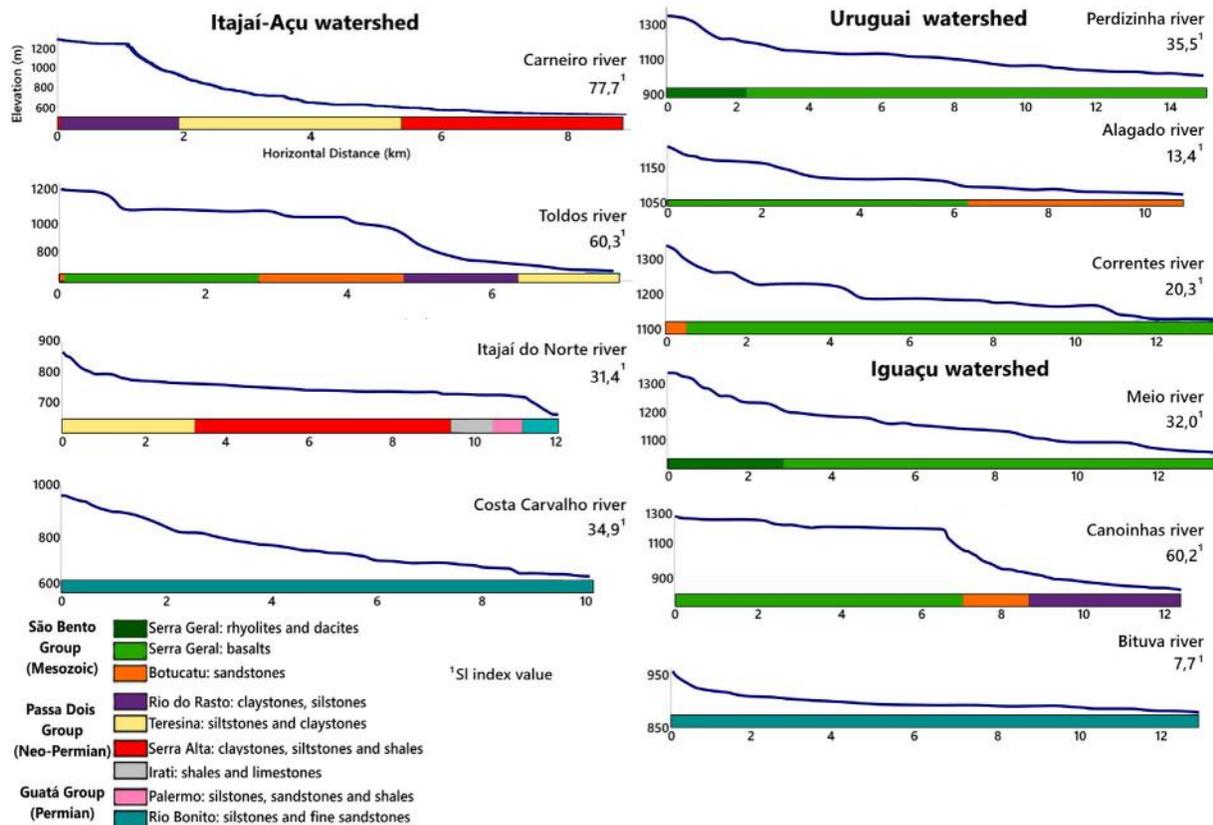


Fig. 4. River profiles and associated SL index values (Hack, 1973) of the sampled catchments. Stream-gradient values quantify morphology and slope breaks along river profiles. Slope breaks can be observed along all river profiles, especially in the Itajaí-Açu tributaries. Rivers draining the escarpment have profiles showing more prominent slope breaks (Carneiro, Toldos, and Canoinhas rivers). Meanwhile, continuous and smooth profiles are correlated to the highlands (Bituva and Alagado rivers).

ocean-facing rivers have a lower base level but higher slope and relief values than the inland catchments on the other side of drainage divide. Focus 3 regards the inland escarpment of the Serra do Repartimento, which divides the Uruguai and Iguaçú catchments. Although base level, slope, and relief differences are roughly similar, morphologies and contrasted χ -values indicate drainage rearrangement in this area as well (Fig. 5).

As previously reported, topographical profiles and morphological evidence suggest long-term persistence of drainage rearrangement processes. Elbows located at variable distances from drainage divides also argue for different generations of captures. Main regional captures were responsible for the development of morphological steps (Fig. 5), the best example being that of the Canoinhas River by the Itajaí do Norte (Fig. 6). We reconstructed the older basin morphology and calculated variation of asymmetry values induced by capture using the asymmetry factor (AF) (Hare and Gardner, 1985). The present-day watershed shape results in a high asymmetry factor (AF = 25) (Fig. 6). However, considering the part of the Itajaí do Norte River that once belonged to the Canoinhas watershed, asymmetry factor (AF = 52) becomes characteristic of a more symmetric watershed. This parameter, along with χ -values and long-river profile analysis, allows us to highlight this capture process.

Present-day topographic profiles show highly incised valleys in the depression, contrasting with valleys at higher elevations in the highlands (black lines in profiles 1, 2, 3; Fig. 7). Step valleys are especially distributed within the Itajaí-Açu watershed and along its borders with continental drainages. Such features are associated with highly incised channels and residual elevations (Fig. 7). These relief features can be found in the entire study area, but markedly within the Itajaí-Açu watershed where the elevation ranges exceed 500 m (Fig. 7). These

ranges are smaller in the Iguaçú and Uruguai watersheds, reaching up to 300 m. Step-like surfaces at different elevations is also notable and more commonly in the Itajaí-Açu catchments and along the divide between ocean and continental-facing catchments (Fig. 7). Steep-like surfaces attest for local base level rejuvenation and past river incision. In summary, SL values and topographic and river profiles indicate that the headwaters of the Itajaí-Açu tributaries are located at elevations characteristic of the Uruguai and Iguaçú catchments. It is therefore reasonable to suggest that such headwaters morphologically belong to continental-facing catchments. Only these areas located eastward of the Serra Geral escarpment thus represent the typical landscape of the Itajaí-Açu watershed (Fig. 7).

To characterize paleorelief and highlight changes in landscape morphology, three swath profiles were built across the studied region (Fig. 7). Located in the northern part of the studied region, profile 1 suggests a former larger extension of the Caçador Plateau. This is evidenced by the distribution of the maximum elevation values (at ~1300 m), the presence of a proto-valley of the Timbó River, and a more prominent Serra Geral escarpment (Fig. 7). Along this swath profile, the Canoinhas and Itajaí do Norte rivers exhibit similar distribution of elevation values (at ~1000 m), most likely indicating no significant incision of the valleys and no significant elevation differences between the Iguaçú (Negro and Canoinhas rivers) and Itajaí do Norte catchments. Indeed, the minimum elevation profiles project on a smooth topography and an increasing difference between Iguaçú and Itajaí-Açu elevation levels (Fig. 7).

Along profile 2, maximum elevations show two west-dipping surfaces within the Iguaçú Watershed (at ~1300 and ~1200 m) (Fig. 7). Besides, in the entire area, maximum elevation profile suggests different paleo-elevation levels, although incision of the Itajaí-Açu tributaries was already an undergoing process. In this scenario, incision by the Itajaí do Norte

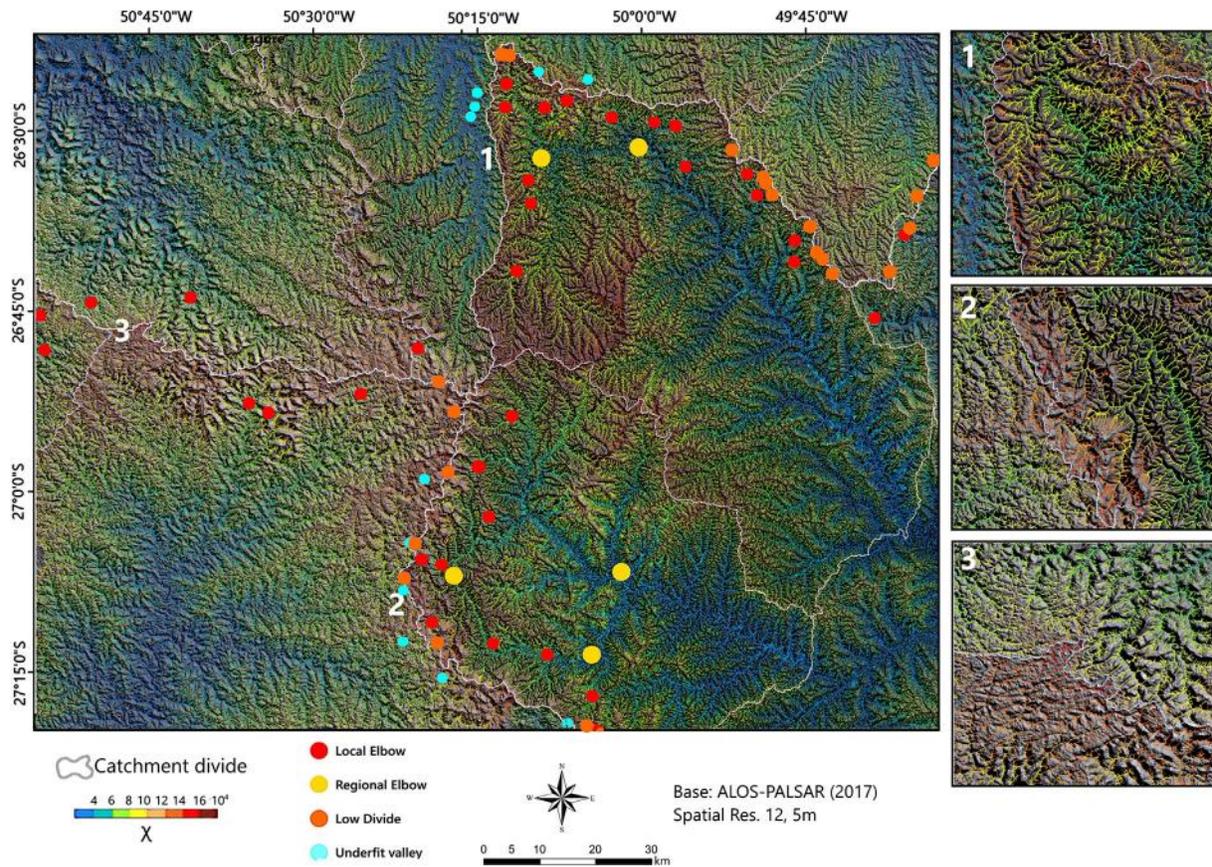


Fig. 5. Map of χ -values derived from ALOS-PALSAR topographic data (ARS DAAC, 2015) at the triple water divide between the Itajaí-Açu, Uruguai, and Paraná watersheds. Focus 1 is located between the Canoinhas (Iguaçu watershed) and the Itajaí do Norte rivers. Focus 2 shows dynamics along the drainage divide between the Bituva (Iguaçu watershed) and the Costa-Carvalho rivers (Itajaí-Açu Watershed). Focus 3 zooms in the drainage divide between the Taio River (Itajaí-Açu watershed) and the Pedras River (Uruguai watershed). Some features are commonly found in drainage rearrangement areas, such as elbows, low divides, and dry or underfitted valleys. In our study area, such features are mainly distributed along ocean- and inland-facing drainages.

River would be higher and would ultimately lead to an asymmetry in the basin, where the Itajaí-Açu main trunk would be located closer to the left side divide (right in the swath profiles). Minimum elevations project on a flat surface within the Iguaçu watershed with a decreasing elevation range between the Iguaçu and Itajaí-Açu watersheds.

Along swath profile 3 (Fig. 7), maximum elevations suggest a relief inversion process and a smoother local relief. Serra Geral marks an abrupt contact (~ 300 m) between inland- and ocean-facing drainages that probably had larger amplitude in the past than in the modern morphology. The Itajaí do Oeste and Itajaí do Norte rivers seemingly already had carved their valleys, yet at a higher elevation level. Minimum elevations show a smoothing tendency within the Uruguai and Itajaí-Açu watersheds. Moreover, in this projected scenario, a flat surface would also connect the Itajaí do Oeste and Itajaí do Norte river catchments (profile 3, Fig. 7).

4.3. Denudation and ^{10}Be rates in Serra Geral escarpment

Along the triple water boundary between the Uruguai, Paraná (Iguaçu), and Itajaí-Açu watersheds, cosmogenic-derived denudation rates vary from 2.8 ± 0.3 to 58.8 ± 7.6 m/Ma (Table 2). Three groups of samples were considered for statistical analyses: (i) the Caçador Plateau; (ii) the Araucárias Plateau; and (iii) the Escarpment. Along the Caçador and Araucárias plateaus, samples yield weighted means of 3.1 ± 0.2 and 6.5 ± 0.4 m/Ma respectively. Regarding the watersheds sampled along the topographic escarpments, their weighted mean is almost eight times higher, i.e., 46.8 ± 3.6 m/Ma (Tables 1 and 2). These cosmogenic-derived denudation rates are characterized by integration periods that vary from 10^4 years (Carneiro River) to $2 \cdot 10^5$

years (Perdizinha River). Such long-lasting integration periods indicate that cosmogenic-derived denudation rates are representative of long-term relief evolution in southern Brazil and the passive margin erosion.

Considering lithology, sampled catchments can be divided into several groups (Table 2): rhyolite and basalt of the Serra Geral Formation (São Bento Group) (four samples) and sedimentary rocks (six samples). Watersheds developing into the Serra Geral Formation can be distinguished between those that drain rhyolite and basalt (two samples) and those that drain basalt and intertrapp sandstone (two samples). Sedimentary basement catchments either drain the Passa Dois Group (four samples) or the Guatá Group (two samples). Significantly lower denudation rates are determined for watersheds developing into volcanic bedrock (rhyolite and basalt), whose weighted mean is 3.1 ± 0.2 m/Ma, than for those developing into basalt and intertrapp sandstone, whose weighted mean is 6.5 ± 0.4 m/Ma. More aggressive denudation rates are determined for watersheds that drain sedimentary rocks from the Guatá and the Passa Dois groups whose weighted means are 10.6 ± 0.9 and 46.8 ± 3.6 m/Ma respectively. This difference might also be explained by their respective topographic positions and slope values (Table 1). Denudation rates are evidence of positive correlation with attributes of relief ($r^2 = 0.8$), slope ($r^2 = 0.7$), and minimum elevation ($r^2 = 0.6$) (Fig. 8). Watersheds sampled at the top of the Caçador Plateau that develop onto rhyolitic bedrock and experience low denudation rates have been excluded from the regression relationships and considered as outliers. Relief attributes show high values along escarpments (especially Serra Geral) (five samples) and low values in the highland-draining catchments (five samples). Along the Repartimento Range, despite high values of relief, range, and slope, denudation rates

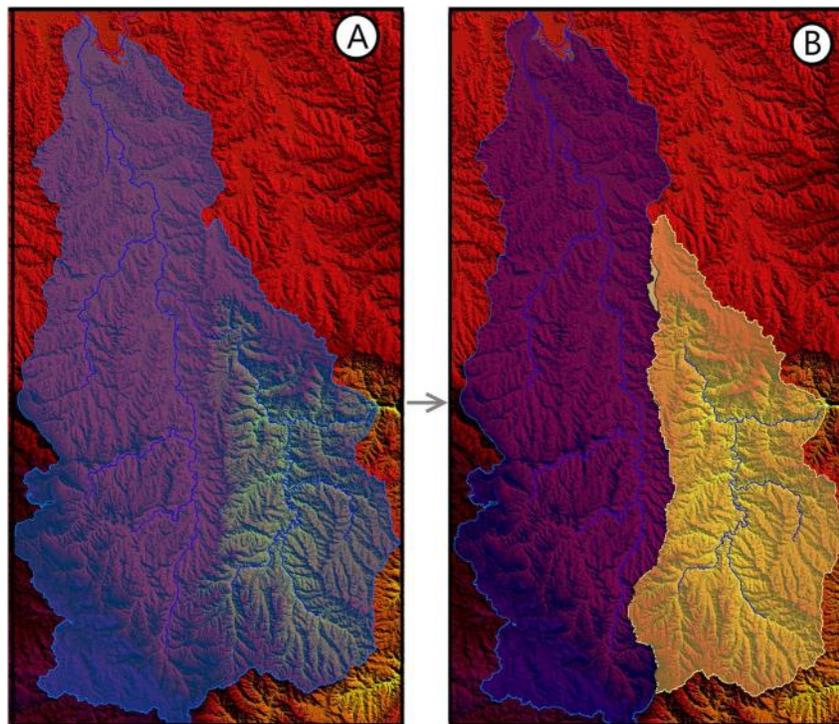


Fig. 6. River capture of the Canoinhas River's headwaters by the Itajaí do Norte River. (A) Present-day morphology shows an asymmetry factor of 25. (B) Projected, original shape of Canoinhas Basin with an inferred asymmetry factor of 52.

are low. Finally, no correlation exists between drainage area and denudation rates (Fig. 8).

Higher denudation rates are found for watersheds with steeper profiles and more prominent slope breaks (Carneiro, Toldos, and Canoinhas rivers) (Fig. 4), as also observed in Serra do Mar by Salgado et al. (2014). Conversely, smooth and continuous profiles are found in catchments where denudation rates are low (Bituva, Alagado, and Correntes rivers) (Tables 1 and 2; Fig. 4). The catchments showing complex trunk profiles (Fig. 4, Carneiro, Toldos, and Canoinhas rivers) and high denudation rates (Table 1) also correspond to areas that concentrate drainage rearrangement features and high differences in χ -values (Fig. 6).

5. Discussion

In the Serra Geral, cosmogenic-derived denudation rates together with geomorphic parameters indicate that the main evolutionary mechanism is westward, parallel retreat of the escarpment own to headward erosion of ocean-facing drainages. Although Potter et al. (2013) directly related Serra Geral retreat to mass wasting processes in Rio Grande do Sul State, this was not clearly in evidence in our studied area. Such a retreat would likely occur in an E-W direction, facilitated by the above described structural weakness lineaments. Because a drainage network tends to organize according to its structural framework, its influence on denudation manifests more clearly in areas where density of features associated with drainage rearrangements is high: elbows, channel beheading, and underfitted valleys (Sordi et al., 2015a). In turn, such areas exhibit higher lineament and knickpoint densities. Structuration of the lithotypes and the discontinuity configuration within it also plays an important role in differentiating valley shape and, ultimately, landscape shape, through fracturing and bedding plane patterns (Sordi et al., 2017).

Structural controls also act westward of the Serra Geral, where the Iguaçú (northward) and Uruguai (southward) watersheds drain the Araucárias Plateau. However, because of lithological resistance and lower range/slope, fluvial headward erosion is less efficient in this

area. Indeed, rivers with steeper profiles and higher values of SL index (Fig. 4) are located in areas of higher density of structural elements, such as knickpoints and lineaments. They are coincident with catchments where denudation processes are more active (Tables 1 and 2). This provides strong evidence of fluvial rearrangements in this area (Fig. 5). In other words, long-term evolution of the Araucárias Plateau occurs at lower rates than at the limit between ocean- and inland-draining catchments.

Furthermore, the presented data highlight the importance of regional base levels in controlling denudation rates. Indeed, located on the plateaus, the westward-draining Uruguai and Paraná watershed's tributaries have their base levels controlled by the Canoas and Iguaçú (Iguaçú) plateau rivers, respectively. Although morphologically higher, those watersheds are characterized by lower denudation rates than the Itajaí-Açu watershed's tributaries, which are draining the escarpment and the lower step eastwardly toward the Atlantic Ocean.

River profile morphology, topographic, and swath profiles as well as the spatial distribution of χ -values and the contrasting denudation rates on both sides of the drainage divide – almost 10-times more aggressive along the Itajaí-Açu/Uruguai divide – point out that regional anomalies result from a series of drainage rearrangements. Because the main mechanism involved is beheading, other typical features of fluvial piracy such as abandoned channels, dry valleys, correlative deposits, or any other short-term evidence are absent, and high denudation rates and escarpment retreat under a very humid climate also contribute. Therefore, although beheading is very likely to occur along escarpments, it is difficult to demonstrate to the extent that major proofs of evidence are erased from the landscape (Schmidt, 1989; Bishop, 1995; Prince et al., 2010; Cherem et al., 2012; Salgado et al., 2016). Nevertheless, beheading may also be evidenced by morphometric parameters (SL index values, river and topographical profiles, and χ -values) (Figs. 4, 5, 6, and 7).

Within the Araucárias Plateau, Quaternary drainage rearrangements via expansion and retreat of dry valleys in the Uruguai and Iguaçú watersheds' low-order tributaries revealed by Paisani et al. (2012, 2013) also are evidence of drainage disequilibrium along this major

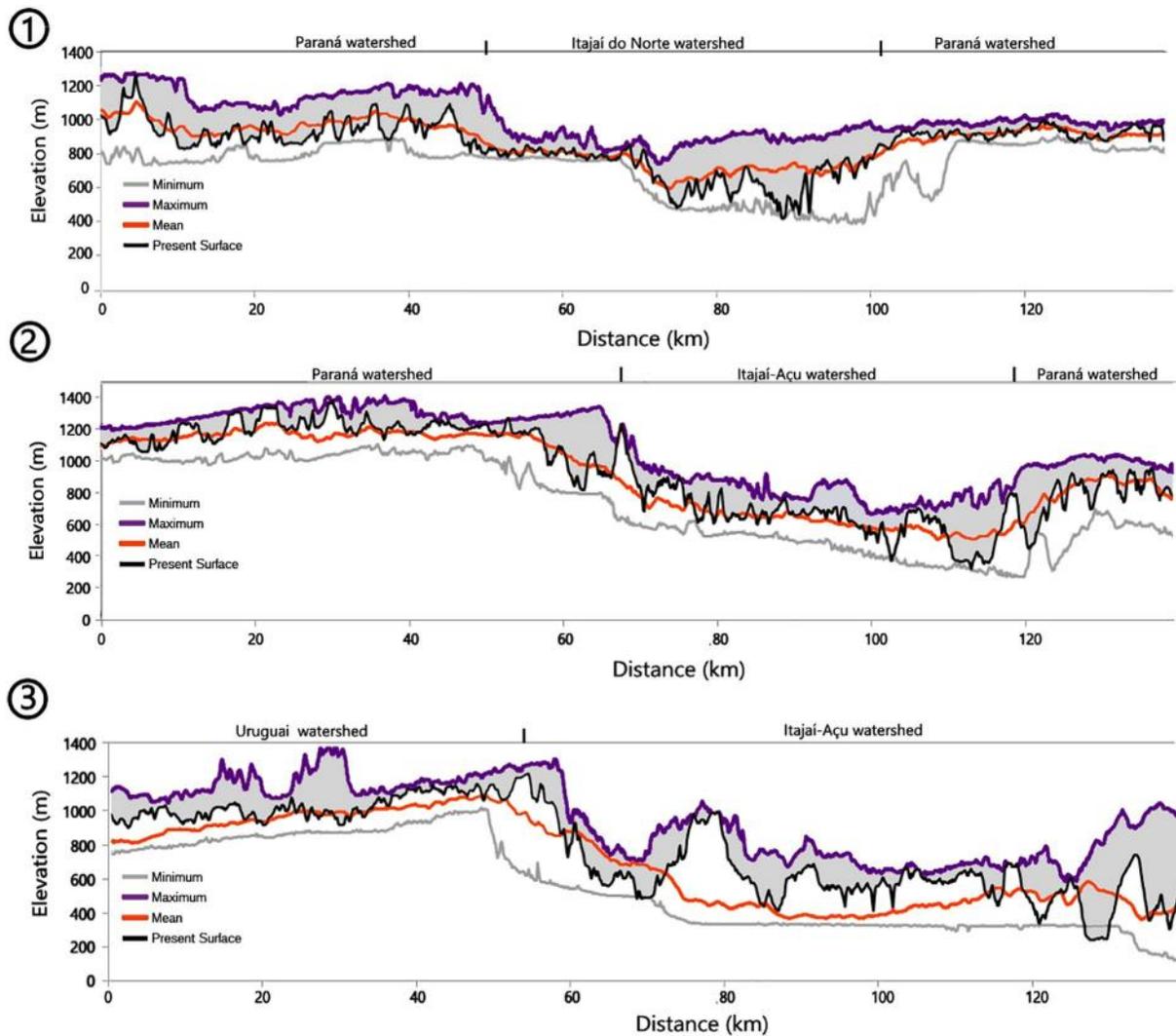


Fig. 7. Swath profiles determined within a 10-km square window. Localization of the profiles are found in the Fig. 1. Maximum elevation lines correspond to the ridgelines and can be used to identify perched paleosurfaces. Red lines represent average elevation along the swath window. Minimum elevation corresponds to valley floor. Gray area represents the geophysical relief (e.g., [Champagnac et al., 2014](#)).

hydrographic divide. They result from complex scenarios involving control by local variations of lithostructure, base level, and tectonics. Notwithstanding, at the Serra Geral, such records are rare owing to the aggressiveness of denudation, which erased most of the pieces of evidence from the geomorphic record.

Residual hills, another proxy for base-level changes and fluvial rearrangements, are likely to occur all over the triple water boundary area. In the Itajaí-Açu Watershed, residual hills show elevations comparable to those of the highlands in the Uruguai and Iguazu watersheds. Such observation suggests the contiguity of these areas sometime in the past, when these hills were connected to the inland catchments (the Uruguai and Iguazu rivers). However, denudation dynamics changed this setting. Therefore, because the Itajaí-Açu River has a lower base level, higher elevation range and consequently a higher dissection capability, its tributaries eroded backward (westwardly) up to the highlands and pirated these areas that started to drain toward the Atlantic Ocean. An almost 10-times more aggressive denudation rate eastwards of the escarpment (56.6 ± 5.2 m/Ma in the Serra Geral) than in the plateau (6.1 ± 0.4 m/Ma in the Uruguai watershed) underlines this process. At the Irapatã Range, the divide between the Itajaí-Açu and Iguazu river tributaries, the Itajaí do Norte River and the Canoinhas River watershed denudation rates are similar, i.e., 38.2 ± 8.2 and 38.7 ± 6.0 m/Ma respectively. Eastward, at the Moema Range, denudation rates are 2-

times higher in the escarpment (17.1 ± 1.8 m/Ma in the Costa-Carvalho River watershed) than in the highlands (8.7 ± 1.0 m/Ma). Residual hills do not occur only at the limit between the ocean- and inland-facing drainages, but also show significant extension along the Serra Geral in the Iguazu (Paraná) watershed. Namely, the Serra Geral escarpment retreat is likely to occur southwestwardly in the Iguazu catchment as denudation rates on the order of 38.7 ± 6.0 m/Ma registered in the Canoinhas catchment underline aggressiveness of the denudation processes in this area.

Drainage rearrangement processes along passive margin escarpments were documented in the Western Goats (India) by [Harbor and Gunnell \(2007\)](#) and at the Blue Ridge escarpment (USA) by [Prince et al. \(2010\)](#) besides Brazilian studies at Serra do Mar ([Oliveira and Queiroz Neto, 2007](#); [Cherem et al., 2012](#); [Salgado et al., 2014, 2016](#)). Moreover, [Harbor and Gunnell \(2007\)](#), [Prince et al. \(2010\)](#), and [Cherem et al. \(2012\)](#) reported that drainage rearrangements are leading, ultimately, to an overall parallel retreat of the drainage divides and the passive margin escarpments.

Paleorelief inferred from swath profiles is consistent with our morphometric analysis and cosmogenic-derived denudation rates, which show a progressive denudation by a hydrographic network following the evolutionary models proposed by [Prince et al. \(2010\)](#) and [Cherem et al. \(2012\)](#). Moreover, piracy of the Canoinhas River by

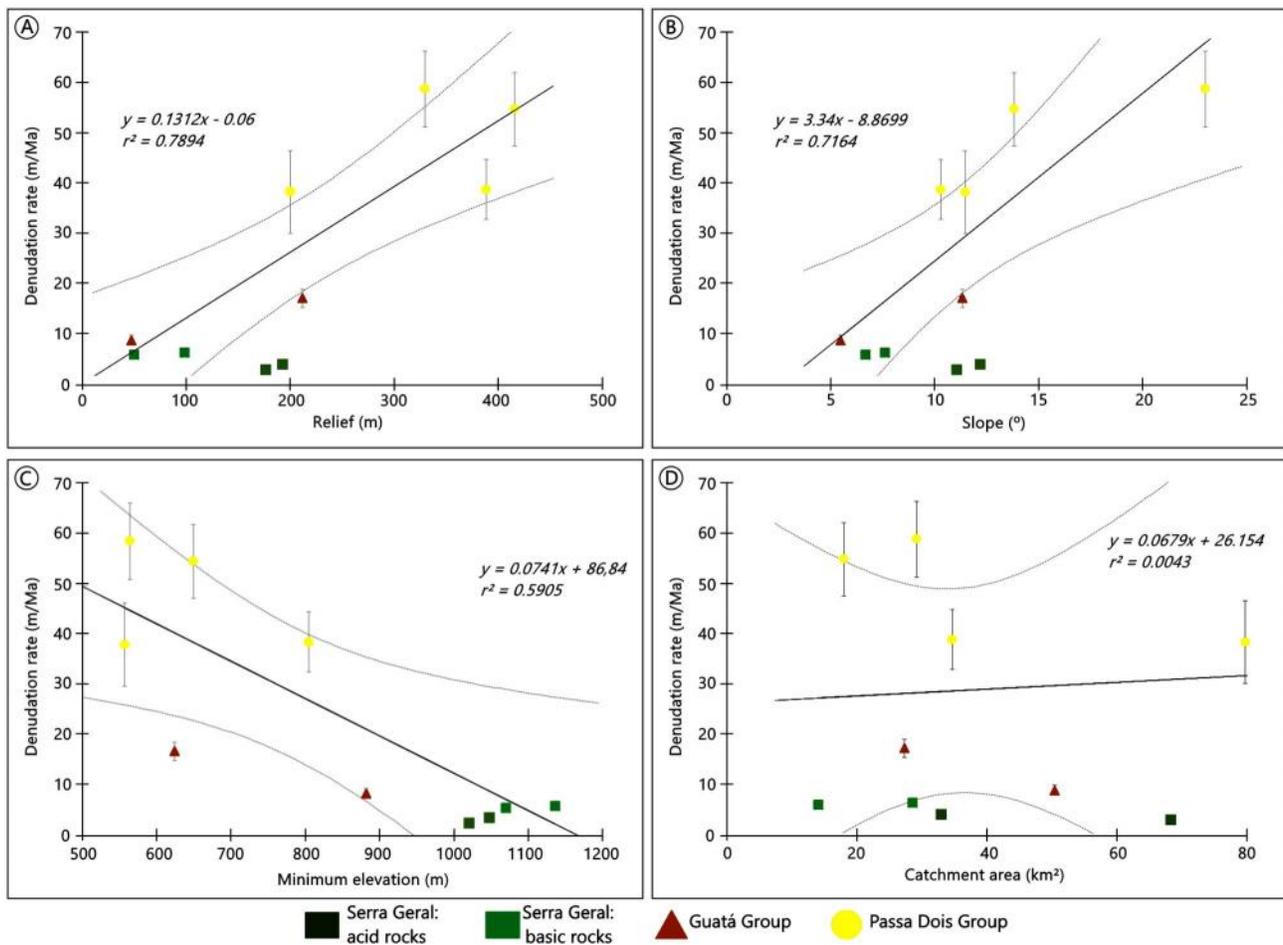


Fig. 8. Regression graphics relating denudation rates and geomorphic parameters: (A) relief, (B) slope, (C) minimum elevation, and (D) catchment area. Graphics are distributed in decreasing order of correlation: strong correlation in (A) and no correlation in (D).

the Itajaí do Norte River (Fig. 6) would control incision through episodic base-level drop as shown by the confined morphology of the Itajaí do Norte River valley (see profile 1 of Fig. 7). Drainage rearrangement processes observed within profiles 2 and 3 (Fig. 7), along Itajaí do Oeste/Itajaí do Norte divide as suggested by the χ -values map, is persistent through time. Therefore, drainage reorganization is most likely an old and continuous process as it maintains the main features of relief morphology such as the Serra Geral escarpment.

Relief, base level, and differential erosion control denudation rates as evidenced by the significant correlation between geomorphic attributes, lithology, and denudation rates. Such results are compatible with the conclusions of other studies performed in the Brazilian Serra do Mar, although none of these studies measured a 10-times difference between the two sides of the divide as in the Serra Geral. Denudation rates determined in this study range from 2.8 ± 0.3 to 58.8 ± 7.6 m/Ma and are similar to those determined by Salgado et al. (2014) in the Paraná State (8.3 to 47.7 m/Ma), by Salgado et al. (2016) in the Rio de Janeiro State (6.1 to 48.8 m/Ma), and by Gonzalez et al. (2016) in the Serra do Mar in the Rio de Janeiro and Santa Catarina states (13.0 to 90.0 m/Ma). Moreover, these results are evidence of higher denudation rates in the Serra Geral escarpment (54.7 ± 7.3 and 58.8 ± 7.6 m/Ma) than in the Serra do Mar in the Santa Catarina state (27.0 ± 13.0 m/Ma). This difference may be explained by the lower erosive resistance of volcanic and sedimentary rocks in the Serra Geral Plateau and escarpments, than that of metamorphic rocks outcropping in the Serra do Mar, mainly Sugar Loaf (Macedo, 1989; Gilchrist and Summerfield, 1994; Salgado et al., 2014). Such distinction highlights the lithostructure importance

on the differential erosion for long-term relief evolution in the south and southeastern Brazil.

In this study, denudation rates have a positive correlation with relief, slope, and minimum elevation (Fig. 8). Studies in different contexts have shown that positive correlation between average denudation rates and relief attributes is related to base-level lowering and associated with tectonic forces (Schaller et al., 2001; Matmon et al., 2002; Von Blanckenburg, 2005; Sullivan et al., 2007; Vanacker et al., 2007; Cherem et al., 2012). On the other hand, low values of regional long-term denudation rates observed on escarpments were interpreted as a condition of equilibrium (Cockburn et al., 2000; Bierman and Caffee, 2001; Hancock and Kirwan, 2007; Sullivan et al., 2007).

Although some fission-track studies have been performed along the Brazilian eastern coast, only two have data from the Santa Catarina State (Jelinek et al., 2003; Karl et al., 2013). Jelinek et al. (2003) suggested that the last important tectonic event of accelerating denudation in Santa Catarina State took place between ~ 70 and ~ 50 Ma. Our study area is located between the southern and central blocks defined by Karl et al. (2013). The central block shows a steady-state evolution between 100 and 40 Ma at an exhumation rate of 1.2 m/Ma and an acceleration of the exhumation rate to 75 m/Ma after 30 Ma. The southern block is divided in the western and eastern parts. Eastward, low exhumation rates are recorded over the last 140 Ma, 4 m/Ma between 140 and 70 Ma and 5 m/Ma for the last 70 Ma. Westward, conversely, fast exhumation (50 m/Ma) took place between 90 and 80 Ma, followed by a long stability phase (from 80 to 10 Ma) that is characterized by exhumation rates on the order of 4 m/Ma.

In addition, the 8 m/Ma ^{10}Be -derived denudation rate in the Araucárias Plateau, measured at the margin of the Iguaçú River (sample 8.2, from the Bituva river) is similar to the 9 m/Ma denudation rates derived for the last 35 Ma from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $(\text{U}/\text{Th})/\text{He}$ dating of laterites from the Second Paranaense Plateau, north of the studied area (Riffel et al., 2015). Apatite fission-track analysis and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $(\text{U}/\text{Th})/\text{He}$ geochronology indicate that within the plateau denudation has not significantly changed over the last 30 Ma, in good agreement with Potter et al. (2013) whom considered that the present landscape started to form during the Miocene. Such denudation rates and ages compatibility argue for a long-term consistency of the denudation rates obtained via ^{10}Be river-borne sediments, as suggested by the integration periods of 10^4 – 10^5 years.

In turn, swath profiles provide a proxy for surface lowering using geophysical relief (difference of maximum line and topography). Since swath profiles integrate volumes, geophysical relief yields to the minimum eroded volume (e.g., Champagnac et al., 2014). Therefore, relating ^{10}Be -derived denudation rates and geophysical relief allows us to estimate the starting date, i.e., to estimate the initiation of the denudation processes (see also Siame et al., 2015). Whether denudation rates integrated over durations larger than 100 ky can be propagated over much longer periods of time is an important issue (see the discussion in Siame et al., 2015). However, because denudation rates in this Brazilian region apparently have been relatively stable over the last 30 My (e.g. Riffel et al., 2015), we assume that catchment-wide cosmogenic-derived denudation rates can be extended over this rather long period of time. Within this context, making inferences about the operation time of a plateau degradation processes are possible.

At the Caçador Plateau, the higher surface has been eroded since 61 ± 7 Ma and can thus be regarded as the oldest surface in the region (profile 1, Fig. 7). At a lower altitude, the Iguaçú Plateau (along and eastwards of Serra Geral) has been rapidly eroded, and the maximum line of the swath profile may correspond to an erosional surface shaped sometime between 5 ± 1 and 7 ± 1 Ma (profile 1, Fig. 7). Along inland- and ocean-facing drainage divides, deduced starting dates are $\sim 3 \pm 1$ Ma. Within the Itajaí-Açu watershed, they are $\sim 15 \pm 2$ Ma. Considering that an almost-flat surface connecting the Araucárias Plateau and the Itajaí-Açu depression probably existed during the Paleocene/Neocene, as suggested by residual hills and classic geomorphic Brazilian studies (Ab'Saber, 1949; Bigarella and Andrade, 1965; Bigarella et al., 1965; Maack, 2001), this surface should date back to between 25 ± 3 and 30 ± 1 Ma. Southwardly, physical relief within the Itajaí-Açu watershed (in profile 3; Fig. 7) suggests starting dates between 8 ± 1 and 20 ± 2 Ma. The Paleocene/Neocene surface that is currently drained by the Itajaí do Oeste and the Itajaí do Norte rivers should thus date back to between 35 ± 4 and 43 ± 5 Ma.

Applying Heimsath et al.'s (2006) relationship according to which escarpment retreat rate equals the lowering rate divided by the tangent of the mean escarpment angle allows for estimating retreat rates of ~ 160 m/Ma near the Toldos catchment, and ~ 120 m/Ma near the triple water divide. Northward, near the Itajaí do Norte headwaters, the escarpment is retreating at ~ 140 m/Ma, and at ~ 80 m/Ma in the Costa-Carvalho catchment. Along its NW-trending inland segment, where it does not correspond to the main drainage boundary, the Serra Geral escarpment retreats at a rate of ~ 85 m/Ma. Such retreat rates are similar to those proposed by Heimsath et al. (2006) and Vanacker et al. (2007) along escarpments in Australia and Sri Lanka respectively.

Regional landscape morphogenesis results from a complex dynamic evolution captured by hydrographic network processes of drainage rearrangement. Through headward erosion, ocean-facing catchments evolve by expanding their areas to the detriment of inland, westward catchments. Ultimately, drainage rearrangements lead to a modification in the entire regional relief, where fluvial incision and dissection of the landscape tend to blur the entire relief. Such processes were probably initiated when the Itajaí-Açu River, which was just another ocean-facing river, eroded the Serra do Mar and started to drain the Araucárias

Plateau, completely modifying its erosive and evolutionary dynamics. From this moment onward, fluvial processes became more aggressive, and through weakened lines of the substrate, bottom-up processes of fluvial rearrangements mainly by beheading were responsible for the westward extension of the Itajaí-Açu drainage area, which integrated the highland segments of the catchment to the oceanic base level.

6. Conclusions

The greatest captured area of the South American Passive Margin, the Itajaí-Açu River, is still evolving through intense dissection promoted by drainage network rearrangements. Rivers advance backward following E-W structural weakness zones: faults, failures, and bedding planes, which also conditioned valley morphologies. Along the studied area, dissection is more aggressive and denudation rates are higher than in other parts of the Eastern South American Passive Margin. From the moment Itajaí-Açu tributaries broke through the Serra do Mar Range and started to drain the highlands, plateau consumption by erosion became much more aggressive throughout drainage rearrangements as ocean-facing catchments incorporated inland catchments. Thus, the main passive margin escarpment is no longer the main hydrographic divide between inland- and ocean-facing catchments.

The South American Passive Margin geomorphic evolution model proposed here is consistent with previous models for other passive margin escarpments around the world, where ocean-facing catchments show higher denudation rates than inland-facing catchments. At the highlands, samples yield weighted means of 3.1 ± 0.2 and 6.5 ± 0.4 m/Ma at Caçador and Araucárias plateaus; meanwhile an 8-times higher denudation rate was determined along the escarpment, 46.8 ± 3.6 m/Ma (Tables 1 and 2). Such is the greatest difference ever registered in the South American Passive Margin and results from surface processes in a high relief and humid climate, as well as the lower erosive resistance of sedimentary and igneous rocks outcropping along the highlands. However, results reported in this study demonstrate that the Serra Geral escarpment retreats westward at a significantly lower rate than previewed by classic evolutionary models, although such slow retreat is likely to occur in an old stable passive margin. Moreover, the provided pieces of evidence attest to stability of the Araucárias Plateau at least in the last 30 Ma.

Acknowledgements

The authors acknowledge CAPES (Brazilian Federal Agency for Support and Evaluation of Graduate Education within the Ministry of Education of Brazil) and CAPES/COFECUB, International Cooperation Program Foundation (Project 869/15), for providing a scholarship to the first author and financial support from CNPQ/Brazil projects 441501/2014-1 and 441647/2014-6. We are also thankful to Paraná Federal Technological University Campus Campo Mourão for the use of the Soil Laboratory during sample preparation. The French AMS national facility ASTER (CEREGE, Aix en Provence) is supported by the INSU/CNRS, the ANR through the "Projets thématiques d'excellence" program for the "Equipements d'excellence" ASTER-CEREGE action and IRD. Finally, we are very thankful to the reviewers of the paper for their contributions and for the editor for the considerations and attention.

References

- Ab'Saber, A.N., 1949. Regiões de Circundescudação Pós-Cretácea no Planalto Brasileiro. *Boletim Paulista de Geografia* 1, 3–21.
- Almeida, F.F.M., 1956. O Planalto basáltico da Bacia do Paraná. *Boletim Paulista de Geografia* 24, 3–34.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Ponçano, W.L., Dantas, A.S.L., Carneiro, C.D.R., Melo, M.S., Bstrichi, C.A., 1981. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1: 500.000, Nota Explicativa. São Paulo, IPT, Monografias. 6 (1) p. 126 (Publ. 184).
- Andreani, L., Stanek, K.P., Gloaguen, R., Krentz, O., Domínguez-González, L., 2014. DEM-based analysis of interactions between tectonics and landscapes in the Ore

- Mountains and Eger rift (East Germany and NW Czech Republic). *Remote Sens.* 6 (9): 7971–8001. <https://doi.org/10.3390/rs6097971>.
- Arnold, M., Merchel, S., Bourlés, D.L., Braucher, R., Benedetti, L., Finkel, R.C., Aumaitre, G., Gott dang, A., Klein, M., 2010. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: improved performance and developments. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B* 268 (11–12):1954–1959. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2010.02.107>.
- ARS DAAC. 2015. ALOS PALSAR Radiometric Terrain Corrected high res. Includes Material © JAXA/METI 2007. (Accessed through ASF DAAC) 15 April 2017. DOI: <https://doi.org/10.5067/Z97HFCNKR6VA>.
- Behling, H., Pillar, V., Orlóci, L., Bauermann, S.G., 2004. Late Quaternary Araucaria forest, grassland (Campos), fire and climate dynamics, studied by high resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Cambará do Sul core in southern Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 203:277–297. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00687-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00687-4).
- Bierman, P.R., Caffee, M., 2001. Slow rates of rock surface erosion and sediment production across the Namib desert and escarpment, southern Africa. *Am. J. Sci.* 301: 326–358. <https://doi.org/10.2475/ajs.301.4-5.326>.
- Bigarella, J.J., Andrade, G.O., 1965. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. In: Wright Jr., H.E., Frey, D.G. (Eds.), *International Studies on the Quaternary*. 84. Geol. Soc. Am. Spec. Papers, New York, pp. 433–451.
- Bigarella, J.J., Mousinho, M.R., Silva, J.X., 1965. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. *Bol. Paranaen. Geogr.* 16 (17), 117–151.
- Bishop, P., 1995. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Prog. Phys. Geogr.* 19 (4):449–473. <https://doi.org/10.1177/030913339501900402>.
- Borchers, B., Marrero, S., Balco, G., Caffee, M., Goehring, B., Lifton, N., Stone, J., 2016. Geological calibration of spallation production rates in the CRONUS-Earth project. *Quat. Geochronol.* 31:188–198. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.01.009>.
- Braucher, R., Merchel, S., Borgomano, J., Bourlés, D.L., 2011. Production of cosmogenic radionuclides at great depth: a multi element approach. *Earth Planet. Sci. Lett.* 309(1): 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.06.036>.
- Braucher, R., Guillou, V., Bourlés, D.L., Arnold, M., Aumaitre, G., Keddadouche, K., Nottoli, E., 2015. Preparation of ASTER in-house 10Be/9Be standard solutions. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B* 361:335–340. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2015.06.012>.
- Braun, J., 2018. A review of numerical modeling studies of passive margin escarpments leading to a new analytical expression the rate of escarpment migration velocity. *Gondwana Res.* 53:209–224. <https://doi.org/10.1016/j.jgr.2017.04.012>.
- Braun, J., van der Beek, P., 2004. Evolution of passive margin escarpments: what can we learn from low-temperature thermochronology? *J. Geophys. Res.* 109, F04009. <https://doi.org/10.1029/2004JF000147>.
- Brown, R.W., Summerfield, M.A., Gleadow, A.J.W., 2002. Denudational history along a transect across the Drakensberg Escarpment of southern Africa derived from apatite fission track thermochronology. *J. Geophys. Res.* 107 (B12):2350. <https://doi.org/10.1029/2001JB000745>.
- Champagnac, J.D., Valla, P.G., Herman, F., 2014. Late-Cenozoic relief evolution under evolving climate: a review. *Tectonophysics* 614:44–65. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.11.037>.
- Chen, Y.W., Shyu, J.B.H., Chang, C.P., 2015. Neotectonic characteristics along the eastern flank of the Central Range in the active Taiwan orogen inferred from fluvial channel morphology. *Tectonics* 34:2249–2270. <https://doi.org/10.1002/2014TC003795>.
- Cherem, L.F., Varajão, C.A.C., Braucher, R., Bourlés, D., Salgado, A.A.R., Varajão, A.F.D., 2012. Long-term evolution of denudational escarpments in southeastern Brazil. *Geomorphology* 173:118–127. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.06.002>.
- Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K., Jakob, D., 2010. Determination of the 10Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B* 268 (2):192–199. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.012>.
- Cockburn, H.A.P., Brown, R.W., Summerfield, M.A., Seidl, M.A., 2000. Quantifying passive margin denudation and landscape development using a combined fission-track thermo-chronology and cosmogenic isotope analysis approach. *Earth Planet. Sci. Lett.* 179:429–435. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00144-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00144-8).
- Codilean, A.T., 2006. Calculation of the cosmogenic nuclide production topographic shielding scaling factor for large areas using DEMs. *Earth Surf. Process. Landf.* 31: 784–795. <https://doi.org/10.1002/esp.1336>.
- Etchebehere, M.L.C., Saad, A.R., Fulfaro, V.J., Perinotto, J.A.J., 2004. Aplicação do Índice “Relação Declividade-Extensão-RDE” na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. *Revista do Instituto de Geociências (USP)* 4 (2): 43–56. <https://doi.org/10.5327/S1519-874X2004000200004>.
- Fay, C.C., 1979. Influência das rochas da Bacia do Paraná sobre os dados gravimétricos. M.S. Thesis, Federal Univ. of Paraná, Curitiba, p. 44.
- Franco-Magalhães, A.O.B., Hackspacher, P.C., Glasmacher, U.A., Saad, A.R., 2010. Rift to post-rift evolution of a “passive” continental margin: the Ponta Grossa Arch, SE Brazil. *Int. J. Earth Sci.* 99:1599–1613. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0556-8>.
- Freitas, R.C., Rostirolla, S.P., Ferreira, F.J.F., 2005. Geoprocessamento multitemático e análise estrutural no Sistema Petróleo Irati - Rio Bonito, Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 14, 71–93.
- Gilchrist, A.R., Summerfield, M.A., 1994. Tectonic models of passive margin evolution and their implications for theories of long-term landscape development. In: Kirby, M.J. (Ed.), *Process Models and Theoretical Geomorphology*. Wiley, Chichester, pp. 55–84.
- Giletycz, S., Loget, N., Chang, C.P., Mouthereau, F., 2015. Transient fluvial landscape and preservation of low-relief terrains in an emerging orogen: example from Hengchun Peninsula, Taiwan. *Geomorphology* 231:169–181. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.11.026>.
- Gonzalez, V.S., Bierman, P.R., Fernandes, N.F., Hood, D.H., 2016. Long-term background denudation rates of southern and southeastern Brazilian watersheds estimated with cosmogenic 10Be. *Geomorphology* 268:54–63. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.05.024>.
- Hack, J.T., 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *US Geol. Surv. J. Res.* 1 (4), 421–429.
- Hackspacher, P.C., Ribeiro, L.F.B., Ribeiro, M.C.S., Fetter, A.H., Hadlern, J.C., Tello Saenz, C.A., Dantas, E.L., 2004. Consolidation and break-up of the South American platform in southeastern Brazil: tectonothermal and denudation histories. *Gondwana Res.* (1): 91–101. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70308-7](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70308-7).
- Hancock, G., Kirwan, M., 2007. Summit erosion rates deduced from 10Be: implications for relief production in the central Appalachians. *Geology* 35 (1):89–92. <https://doi.org/10.1130/G23147A.1>.
- Harbor, D., Gunnell, Y., 2007. Along-strike escarpment heterogeneity of the western Ghats: a synthesis of drainage and topography using digital morphometric tools. *J. Geol. Soc. India* 70, 411–426.
- Hare, P.W., Gardner, T.W., 1985. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: Morisawa, M., Hack, J.T. (Eds.), *Tectonic Geomorphology*. Allen and Unwin, Boston, pp. 75–104.
- Heimsath, A.M., Chappell, J., Finkel, R.C., Field, K., Alimanic, A., 2006. Escarpment erosion and landscape evolution in southeastern Australia. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 398:173–190. [https://doi.org/10.1130/2006.2398\(10\)](https://doi.org/10.1130/2006.2398(10)).
- Jelinek, A.R., Bastos Neto, A.C., Poupeau, G., 2003. Análise por Traço de Fissão do Distrito Fluorítico de Santa Catarina: Relações entre hidrotermalismo e Evolução da Margem Continental. *Revista Brasileira de Geociências* 33, 289–298.
- Karl, M., Glasmacher, U.A., Kollenz, S., Franco-Magalhães, A.O.B., Stockli, D.F., Hackspacher, P.C., 2013. Evolution of the South Atlantic passive continental margin in southern Brazil derived from zircon and apatite (U–Th–Sm)/He and fission-track data. *Tectonophysics* 604:224–244. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.06.017>.
- Korschinek, G., Bergmaier, A., Faestermann, T., Gerstmann, U.C., Knie, K., Rugel, G., Wallner, A., Dillmann, I., Dollinger, G., von Gostomski, C.H., Kossert, K., Maiti, M., Poutivtsev, M., Remmert, A., 2010. A new value for the half-life of 10Be by heavy-ion elastic recoil detection and liquid scintillation counting. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B* 268 (2):187–191. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.020>.
- Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in-situ nuclide production rates and erosion models. *Earth Planet. Sci. Lett.* 104:424–438. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90220-C](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90220-C).
- Maack, R., 2001. Breves Notícias Sobre a Geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Braz. Arch. Biol. Technol. jubilee:169–288*. <https://doi.org/10.1590/S1516-89132001000500010>.
- Macedo, J.M., 1989. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 3 (3), 159–173.
- Matmon, A., Bierman, P., Enzel, Y., 2002. Pattern and tempo of escarpment retreat. *Geology (GSA – Geological Society of America)*. 30 (12) pp. 1135–1138 (DOI: 10.1130/0091-7613(2002)030b1135: PATOGEN2.0.CO;2).
- Merchel, S., Hergers, U., 1999. An update on radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides via accelerator mass spectrometry. *Radiochim. Acta* 84 (4):215–219. <https://doi.org/10.1524/ract.1999.84.4.215>.
- Merchel, S., Arnold, M., Aumaitre, G., Benedetti, L., Bourlés, D.L., Braucher, R., Alfimov, V., Freeman, S.P.H.T., Steier, P., Wallner, A., 2008. Towards more precise 10Be and 36Cl data from measurements at the 10–14 level: influence of sample preparation. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B* 266:4921–4926. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2008.07.031>.
- Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A., França, A.B., 2007. Bacia Do Paraná. In: Milani, E.J., Rangel, H.D., Bueno, G.V., Stica, J.M., Winter, W.R., Caixeta, J.M., Pessoa Neto, O.C. (Eds.), *Bacias Sedimentares Brasileiras - Cartas Estratégicas*. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro. 15(2), pp. 265–287.
- Molina, E.C., Ussami, N., Sá, N.C., Blitzkow, D., 1989. Interpretação dos dados gravimétricos da parte norte da bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 19 (2), 187–196.
- Nimer, E., 1990. Clima. In: IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) (Ed.), *Geografia do Brasil/Região Sul*, IBGE 2, pp. 151–187.
- Oliveira, D., Queiroz Neto, J.P., 2007. Estudo da evolução do relevo na Serra do Mar no Estado de São Paulo a partir de um caso de captura fluvial. *Geop. São Paulo*. 22: pp. 73–88. <https://doi.org/10.11606/issn.2179-0892.geop.2007.74067>.
- Oliveira, M.A.T., Behling, H., Pessenda, L.C.R., 2008. Late-Pleistocene and mid-Holocene environmental changes in highland valley head areas of Santa Catarina state, Southern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 26:55–67. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.03.001>.
- Paisani, J.C., Pontelli, M.E., Calegari, M.R., 2012. Evolução de bacias de baixa ordem nos 41.000 anos AP - Brasil Meridional. *Revista Mercator* 26 (11):131–148. <https://doi.org/10.4215/RM2012.1126.0009>.
- Paisani, J.C., Calegari, M.R., Pontelli, M.E., Pessenda, L.C.R., Côrrea, A.C.B., Paisani, S.D.L., Raitz, E., 2013. O papel das mudanças climáticas do Quaternário Superior na dinâmica evolutiva de paleovale de segunda ordem (Sul do Brasil). *Revista Brasileira de Geomorfologia* 14 (1):103–116. <https://doi.org/10.20502/rbg.v14i1.413>.
- Paisani, J.C., Pontelli, M.E., Osterrieth, M.L., Paisani, S.D.L., Fachine, A., Guerra, S., Oliveira, L., 2014. Paleosols in low-order streams and valley heads in the Araucaria Plateau – record of continental environmental conditions in southern Brazil at the end of MIS 3. *J. S. Am. Earth Sci.* 54:57–70. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.04.005>.
- Peluso-Júnior, V.A., 1986. O Relevo do Território Catarinense. *Revista Geosul* 2 (1):7–69. <https://doi.org/10.5007/%25x>.
- Perron, J., Royden, L., 2013. An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth Surf. Process. Landf.* 38:570–576. <https://doi.org/10.1002/esp.3302>.
- Persano, C., Stuart, F.M., Bishop, P., Barfod, D.N., 2002. Apatite (U–Th)/He age constraints on the development of the great escarpment on the southeastern Australian passive margin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 200 (1–2):79–90. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00614-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00614-3).
- Pinto, E.J.A., Azambuja, A.M.S., Farias, J.A.M., Salgueiro, J.P.B., Pickbrenner, K., 2011. Atlas pluviométrico do Brasil: isoietas mensais, isoietas trimestrais, isoietas anuais, meses mais secos, meses mais chuvosos, trimestres mais secos, trimestres mais chuvosos.

- Brasília: CPRM, 1 DVD. Escala 1:500.000. Programa Geologia do Brasil; Levantamento da Geodiversidade.
- Potter, P.E., Verdum, R., Holz, M., Martins, D.B., Lisboa, N., 2013. Três Forquilhas Valley in southern Brazil - evidence for the uplift of the volcanic plateau. *Pesquisas em Geociências* 40 (3), 189–208.
- Prince, P.S., Spotila, J.A., Henika, W.S., 2010. New physical evidence of the role of stream capture in active retreat of the Blue Ridge escarpment, southern Appalachians. *Geomorphology* 123:305–319. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.07.023>.
- Queiroz, G.L., Salamuni, E., Nascimento, E.R., 2015. Knickpointfinder: a software tool that improves neotectonic analysis. *Comput. Geosci.* 76:80–87. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2014.11.004>.
- Riffel, S.B., Vasconcelos, P.M., Carmo, I.O., Farlay, K.A., 2015. Combined $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U–Th)/He geochronological constraints on long-term landscape evolution of the Second Paraná Plateau and its ruiniform surface features, Paraná, Brazil. *Geomorphology* 233:52–63. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.10.0410169-555X>.
- Roller, S., Wittmann, H., Kastowski, M., Hinderer, M., 2012. Erosion of the Rwenzori Mountains, East African Rift, from in situ-produced cosmogenic ^{10}Be , *Journal of Geophysical Research* 117(F03003): 1–20. DOI: <https://doi.org/10.1029/2011JF002117>.
- Salgado, A.A.R., Marent, B.R., Cherem, L.F.S., Bourlès, D., Santos, L.J.C., Braucher, R., Barreto, H.N., 2014. Denudation and retreat of the Serra do Mar escarpment in southern Brazil derived from in situ-produced ^{10}Be concentration in river sediment. *Earth Surface Process and Landforms* 39:311–319. <https://doi.org/10.1002/esp.3448>.
- Salgado, A.A.R., Rezende, E.A., Bourlès, D., Braucher, R., DaSilva, J.R., Garcia, R.A., 2016. Relief evolution of the continental rift of Southeast Brazil revealed by in situ-produced ^{10}Be concentrations in river-borne sediments. *J. S. Am. Earth Sci.* 67: 89–99. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.02.002>.
- Sartori, P.L.P., Bortolotto, O.J., 1982. Os principais tipos de rochas vulcânicas da Bacia do Paraná no Planalto de Santa Catarina. *Ciência e Natureza* 4, 71–84.
- Schaller, M., von Blanckenburg, F., Hovius, N., Kubik, P.W., 2001. Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 188 (3–4):441–458. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00320-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00320-X).
- Scheibe, L.F., 1986. Geologia de Santa Catarina. *Revista Geosul* 1 (1):7–38. <https://doi.org/10.5007/%x>.
- Scheibe, L.F., Furtado, S.M.A., 1989. Proposta de alinhamentos Estruturais pra um Esboço Geotectônico de Santa Catarina. *Revista Geosul* 8 (4):78–91. <https://doi.org/10.5007/%25x>.
- Schmidt, K.H., 1989. The significance of scarp retreat for cenozoic landform evolution on the Colorado Plateau, U.S.A. *Earth Surf. Process. Landforms* 14:93–105. <https://doi.org/10.1002/esp.3290140202>.
- Schneider, R.L., Mühlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A., Daemon, R.F., Nogueira, A.A., 1974. Revisão estratiográfica da Bacia do Paraná. XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, Brazil, pp. 47–65.
- Schwanghart, W., Scherler, D., 2014. TopoToolbox 2 – MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in earth surface sciences. *Earth Surface Dynamics* 2:1–7. <https://doi.org/10.5194/esurf-2-1-2014>.
- Seeber, L., Gornitz, V., 1983. River profile along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics* 92:335–367. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90201-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90201-9).
- Seidl, M.A., Weissel, J.K., Pratson, L.F., 1996. The kinematics and pattern of escarpment retreat across the rifted continental margin of SE Australia. *Basin Res.* 8:301–316. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1996.00266.x>.
- Siame, L., Sébrier, M., Bellier, O., Bourlès, D., Costa, C., Ahumada, E.A., Gardini, C.E., Cisneros, H., 2015. Active basement uplift of Sierra Pie de Palo (Northwestern Argentina): rates and inception from ^{10}Be cosmogenic nuclide concentrations. *Tectonics* 34:1129–1153. <https://doi.org/10.1002/2014TC003771>.
- Soares, P.C., Luz, M.E.R., Redaelli, R., Guerra, S.M.S., 1982. Análise morfoestrutural em fotos aéreas: aplicação na prospeção de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná. *Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Brasília, DF*, pp. 157–168.
- Sordi, M.V., Salgado, A.A.R., Paisani, J.C., 2015a. Evolução do relevo em áreas de tríplex divisor de águas regional - o caso do Planalto de Santa Catarina: análise da rede hidrográfica. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 16 (3):435–447. <https://doi.org/10.20502/rbg.v16i3.653>.
- Sordi, M.V., Salgado, A.A.R., Paisani, J.C., 2015b. Evolução do relevo em áreas de tríplex divisor de águas regional - o caso do Planalto de Santa Catarina: análise morfoestrutural. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 16 (4):579–592. <https://doi.org/10.20502/rbg.v16i4.791>.
- Sordi, M.V., Salgado, A.A.R., Paisani, J.C., 2016. Compartimentação geomorfológica em áreas de tríplex divisor de águas regional - o caso do planalto de Santa Catarina. *Geociências* 35 (4), 623–664.
- Sordi, M.V., Salgado, A.A.R., Paisani, J.C., Pagotto, D., 2017. Controle litoestrutural no desenvolvimento de vales na área do rebordo da Bacia do Paraná no Estado de Santa Catarina, Sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 18 (4):671–687. <https://doi.org/10.20502/rbg.v18i4.1189>.
- Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *J. Geophys. Res.* 105: 23753–23759. <https://doi.org/10.1029/2000JB900181>.
- Sullivan, C., Bierman, P.R., Reusser, L., Pavich, M., Larsen, J., Finkel, R.C., 2007. Cosmogenic erosion rates and landscape evolution of the Blue Ridge escarpment, southern Appalachian Mountains. In: Geological Society of America (Ed.), *Geological Society of America Abstracts with Programs, Colorado Convention Center*, p. 512.
- Summerfield, M.A., 1991. *Global Geomorphology*. John Wiley and Sons, New York, p. 537.
- Tello Saenz, C.A., Hackspacher, P.C., Hadler, N.J.C., Lunes, P.J., Guedes, S., Paulo, S.R., Ribeiro, L.F.B., 2003. Recognition of cretaceous, Paleocene and neogene tectonic reactivation, through apatite fission-track analysis in Precambrian areas of the Southeast Brazil: association with the South Atlantic Ocean opening. *J. S. Am. Earth Sci.* 15:137–142. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00131-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00131-1).
- Valeriano, M.M., Rossetti, D.F., 2012. Topodata: Brazilian full coverage refinement of SRTM data. *Appl. Geogr.* 32 (2):300–309. <https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2011.05.004>.
- Vanacker, V., Von Blanckenburg, F., Hewawasam, T., Kubik, P.W., 2007. Constraining landscape development of the Sri Lankan escarpment with cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth Planet. Sci. Lett.* 253:402–414. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.11.003>.
- Von Blanckenburg, F., 2005. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth Planet. Sci. Lett.* 23 (7): 462–479. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.030>.
- Willett, S.D., McCoy, S.W., Perron, J.T., Goren, L., Chen, C.Y., 2014. Dynamic reorganization of river basins. *Science* 343 (1248765-1-1248765-9). <https://doi.org/10.1126/science.1248765>.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Conceição, J.C.J., Appi, V.T., Santos Neto, E.V., Cerqueira, J.R., Marques, A., 1990. The Paraná Basin, Brazil. In: Leighton, M.W., Kolata, D.R., Oltz, D.F., Eidel, J.J. (Eds.), *Interior Cratonic Basins: AAPG Memoir*. 51, pp. 681–708.