8. CONTROLE TECTONO-ESTRUTURAL DOS SISTEMAS DE DRENAGEM: REVISÃO LITERÁRIA E PROPOSTAS METODOLÓGICAS

Idjarrury Gomes Firmino[1], Karine Bueno Vargas[2] & Edison Fortes[1]

[1] Universidade Estadual de Maringá; id_gf@hotmail.com[1]; edison-fortes@hotmail.com[3]
[2] Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro; karinevargas@gmail.com[2]

Resumo: O estudo dos sistemas de drenagem se constitui em uma área importante da geomorfologia, sobretudo para compreender os mecanismos de controle estrutural e tectônico da paisagem. No Brasil, estes estudos ajudaram a reunir informações importantes sobre zonas de falhas e a neotectônica em escala nacional, o que ajudou a desmistificar a antiga teoria de que o Brasil é um território atectônico. Neste capítulo, foram abordados os principais exemplos de sistemas de drenagem em território brasileiro retratados pela literatura e como estes sistemas estão relacionados ao contexto tectônico e estrutural no qual estão inseridos. O Brasil praticamente fornece todos os exemplos possíveis em razão de sua grande dimensão territorial. Portanto, foram retratados exemplos em escala local, como sistemas radiais e anelares afetados por domos estruturais e crateras de impacto, sistemas em treliça, paralelo e retangular afetados por zonas de falhas, antigas faixas orogênicas e pela inclinação de bordas planálticas e sistemas distributários em áreas de acumulação sedimentar de escala regional. Também foram retratados exemplos de anomalias de drenagem em escalas locais e como estas estão relacionadas a estruturas tectônicas pré-existentes reativadas durante o Quaternário. Vários estudos indicam que inflexões e curvas anômalas estão associadas à reativação de falhas, enquanto assimetrias de drenagem possuem relações com o rearranjo de blocos estruturais e até mesmo com processos de capturas de drenagem. Como propostas de análise, foram sugeridos três indicadores da topologia da rede de drenagem, que se constitui em uma abordagem pouco explorada pela literatura geomorfológica brasileira. Estes estudos podem fornecer informações valiosas sobre o controle tectôno-estrututral das redes de drenagem.

Palavras-Chave: Anomalias de drenagem, lineamentos de drenagem, neotectônica, Leis de Horton, anomalia hierárquica

Abstract: The study of drainage systems has been established as an important area of geomorphology, especially to understand the mechanisms of structural and tectonic control of the landscape. In Brazil, these studies helped to gather important information about fault zones and neotectonics on a national scale, which helped to demystify the old theory that Brazil is an atectonic territory. In this chapter, the main examples of drainage systems in Brazil portrayed in

the literature were addressed and how these systems are related to the tectonic and structural context to which they are inserted. Brazil practically provides all possible examples due to its large territory. Therefore, examples of local scale were portrayed, such as radial and annular systems affected by structural domes and impact craters, trusses, parallel and rectangular systems affected by fault zones, old orogenic bands and by the inclination of plateau edges and distributional systems in areas of regional-scale sedimentary accumulation. Examples of drainage anomalies at local scales were also portrayed and how they are related to pre-existing tectonic structures reactivated during the Quaternary. Several studies indicate that inflections and anomalous curves are associated to fault reactivation, while drainage asymmetries are related to the rearrangement of structural blocks and even to drainage capture processes. As proposed analysis, three indicators of the topology of the drainage network were suggested, which constitutes a little explored approach in Brazilian geomorphologic literature. These studies can provide valuable information on the tectonic-structural control of drainage.
Keywords: Drainage anomalies, drainage lineaments, neotectonics, Horton's laws, hierarchical anomaly

Tema: Geomofologia Fluvial

---

1. INTRODUÇÃO

Os sistemas ou padrões de drenagem se constituem em assinaturas topográficas resultantes do controle exercido pela natureza e disposição das camadas rochosas, pela resistência litológica variável, pelas diferenças de declividade do terreno, pela evolução morfológica regional (CHRISTOFOLETTI, 1980) e pelos padrões regionais de lineamento.

De acordo com Hills (1963), uma das principais contribuições que a geomorfologia oferece à geologia estrutural é derivada dos estudos dos sistemas de drenagem. Além de ser um importante indicador dos elementos estruturais, como padrões de fratura e tipos de rochas, os padrões de drenagem também ajudam a desvendar a cronologia geológica regional (TWIDALE, 2004).

Estudos sobre sistemas de drenagem foram fundamentais para a determinação de padrões de lineamentos no território brasileiro, como por exemplo, os megalineamentos identificados na Bacia Sedimentar do Paraná, quase sempre associados às direções de grandes rios, como o Lineamento do Rio Camaquã (ASMUS, 1978), do Rio Uruguai (ASMUS, 1978), do Rio Piquiri (FERREIRA, 1982; SOARES et al., 1982; ZALÁN et al., 1990), do Rio Alonzo (VIEIRA, 1973), do Rio Paranapanema (FULFARO, 1974), do Médio Paraná e do Médio Ivaí (SOARES et al., 1982), entre outros. Estes estudos também demonstraram que a direção destes rios possuem paralelismo com zonas de fraturas oceânicas e que podem ser, portanto, continuidade destas falhas em regiões continentais, indicando que os mesmos foram nucleados ou reativados com a abertura do Atlântico Sul (ASMUS, 1978; LEINZ, 1949).

Foi a partir do século XXI que a maioria dos trabalhos que envolvem este tipo de análise foram publicados. Isto se deve à recente facilidade de acesso e processamento dos Modelos Digitais de Elevação (MDEs) globais, como SRTM e ASTER GDEM, a partir dos avanços da tecnologia de processamento destes dados em ambiente SIG, como o ArcGIS, QGIS, GvSIG, GRASS, Global Mapper, entre outros, que proporcionaram técnicas mais sofisticadas de análises geomórficas, sem falar na facilidade e velocidade em obter os resultados.

Com estes avanços, novos modelos de análise foram incorporados à literatura brasileira, como os índices geomórficos, que proporcionaram um maior entendimento sobre a neotectônica e seus efeitos sobre a rede de drenagem. Contudo, embora os estudos brasileiros tenham avançado nesta área, ainda são bastante limitados em relação aos estudos estrangeiros, que fazem uso de técnicas mais condizentes com os aspectos morfotectônicos regionais. Também existem hipóteses que podem ser testadas na geomorfologia brasileira e que são de importante contribuição para as geociências em escala global.

Este capítulo tem como objetivo apresentar uma revisão geral dos estudos de redes de drenagem associados ao controle estrutural e neotectônico. Portanto, serão abordados os principais sistemas de drenagem (de acordo com a literatura) e como estes são afetados pelo substrato, em escala nacional, além dos mecanismos que envolvem a geração de anomalias de drenagem mais comuns nos rios brasileiros. Também serão apresentados três índices geomórficos voltados para a topologia da rede de drenagem que podem fornecer dados valiosos e inovadores sobre o controle tectono-estrutural dos sistemas de drenagem.

2. OS PADRÕES DE DRENAGEM

Os padrões de drenagem podem ser analisados e classificados de acordo com diferentes perspectivas. Para Twidale (2004), os padrões podem ser classificados como ajustados ou anômalos. Os padrões ajustados são concordantes com a inclinação e a estrutura do terreno, enquanto os anômalos diferem destes dois fatores. Por vezes, a interpretação também depende da escala.

As classificações mais aceitas foram propostas por Zernitz (1932), Strandberg (1967), Howard (1967), entre outros, embora haja inconformidade em algumas classificações. Para Christofoletti (1980), esta inconformidade se deve ao interesse dos pesquisadores em formalizar uma determinada classificação, já que alguns se restringem aos tipos fundamentais de drenagem e outros aos tipos derivados mais complexos. Além disso, alguns autores incluem padrões de canal no conjunto de formas que descrevem a rede de drenagem, como é o caso de Howard (1967). Para Twidale (2004), a classificação de Howard (1967), uma das mais importantes e utilizadas pela literatura, é excessivamente elaborada e enganosa em alguns casos.

2.1. Padrão dendrítico e subdendrítico

O padrão de drenagem mais comum encontrado na natureza é o padrão dendrítico (ZERNITZ, 1932), primariamente influenciado apenas pela declividade do terreno e pelo mergulho das camadas. Sua morfologia é ramificada, com tributários de 1ª ordem que nascem em direções aleatórias e que acompanham a declividade do rio de ordem superior, de acordo com a classificação de Strahler (1957). Seus canais sempre confluem em ângulos agudos e o número de canais decresce de acordo com a hierarquia da drenagem em Progressão Geométrica de forma inversa. Ocorre principalmente em áreas de rochas homogêneas ou de camadas horizontais e uniformemente resistentes, com pouca ou quase nenhuma influência de estruturas (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Horton (1945) propôs que este padrão de drenagem se desenvolve a partir da nucleação de um sistema de sulcos subparalelos condicionados apenas pela declividade do terreno e pelo clima. Um destes sulcos se desenvolve para um curso fluvial, desencadeando um novo sistema de sulcos laterais por processos de capturas fluviais, progredindo com a evolução da rede de drenagem.

Embora o modelo de Horton (1945) não soubesse prever qual sulco se tornaria dominante em cada estágio, esta lacuna foi preenchida posteriormente por outros estudos, como o de Dunne (1980), que previa que o crescimento da rede de drenagem era resultante do fluxo abaixo da superfície e da erosão por infiltração. De acordo com o autor supracitado, as águas que surgem ao longo das margens do canal podem explorar zonas suscetíveis à erosão, como fraturas e juntas tectônicas, para formar tributários que eventualmente se ramificariam.

Twidale (2004) sugere que, para cada 10 canais em um determinado setor de declive, um se tornará o fluxo dominante, provavelmente porque seu curso coincide com uma fraqueza no substrato, como um afloramento menos permeável ou uma fratura, por exemplo. Este modelo de controle da rede de drenagem é amplamente aceito por pesquisadores brasileiros, que costumam relacionar a direção dos canais ao controle estrutural, sobretudo os canais de 1ª e 2ª ordem.

No Brasil, o padrão dendrítico é identificado em quase todas as províncias sedimentares e ígneas do território. A exceção ocorre apenas em faixas de dobramentos Proterozóicos, em regiões de escarpamento ou afetadas por estruturas intrusivas e em áreas submetidas a intensas zonas de falhas.

Em alguns locais, o padrão dendrítico pode alternar para um padrão subdendrítico em função do controle estrutural, como rochas intrusivas e zonas de falhas. Nesta variação de padrão, alguns canais apresentam segmentos retos por vários quilômetros, ou vários canais de 1ª e 2ª ordem apresentam setores alinhados ou rios colineares, como no Escudo das Guianas, em Roraima, e os já citados rios da margem esquerda da bacia hidrográfica do rio Paraná.

2.2. Padrão em treliça e subtipos

O padrão em treliça consiste em, ao menos, duas direções principais da rede de drenagem, geralmente com canais retilíneos e subparalelos e confluências com ângulos retos. O sistema principal é composto por canais consequentes, ressequentes e obsequentes, enquanto o sistema ortogonal é composto por canais subsequentes. Este tipo de padrão está associado ao controle estrutural, como por exemplo, um sistema de falhas subparalelos, ou pelo controle litológico, como devido a uma sequência de camadas sedimentares homoclinais (HOWARD, 1967). Também pode ocorrer em virtude do carreamento causado pelo degelo em ambientes glaciais.

Firmino e Souza Filho (2017) identificaram este tipo de padrão na bacia hidrográfica do rio Tibagi (PR), controlado pelos diques de direção NW-SE da Zona de Falha Curitiba-Maringá (ZALÁN et al., 1990). De acordo com Firmino e Souza Filho (2017), os rios de 2ª ordem, mais recentes, bem como o rio Tibagi (Figura 3B), são controlados pelos diques e possuem direção NW-SE, enquanto os rios de 4ª e 5ª ordem, mais antigos, são ortogonais (NE-SW) e refletem um segundo sistema de falhas regionais.

Alves e Rossetti (2015) identificaram uma grande frequência de rios em treliça na bacia hidrográfica do baixo curso do rio Paraíba e na bacia hidrográfica do rio Miriri (PB). Tais autores associaram o controle desta rede de drenagem a dobramentos recentes induzidos por esforços distensivos e compressivos no Pleistoceno Tardio. O mesmo padrão foi identificado por Silva e Maia (2017) na bacia hidrográfica do rio Jaguaribe (CE), em função do controle de estruturas tectônicas dúcteis e rúpteis condicionadas por *trends* estruturais de direções NE-SW e E-W.

Na região de Cáceres (MT), sobre os dobramentos Neoproterozóicos da Faixa Paraguai do ciclo Brasiliano (ALVARENGA e TROMPETTE, 1993), a drenagem em treliça é suavemente arqueada (Figura 1A) em função das sinclinais e anticlinais dentro das sequências sedimentares dobradas. Este é considerado um subtipo de padrão em treliça, denominado de treliça recurvada (HOWARD, 1967) ou padrão arqueado (TWIDALE, 2004).

O mesmo padrão ocorre na Faixa Brasília, entre Minas Gerais e Goiás (UHLEIN et al, 2012), os quais se diferem pela frequência e atividade tectônica das dobras e pelo nível de exumação das camadas dobradas, criando aspectos diferenciados na rede de drenagem.

2.3. Padrão paralelo e subparalelo

O padrão paralelo consiste em um sistema de canais orientados segundo a mesma direção e quase sempre com confluências com ângulos agudos. De acordo com Twidale (2004), este padrão está associado ao controle de fluxo pelo gradiente e pela ausência de interferência estrutural. Outros autores associam este padrão de drenagem ao controle de falhas paralelas ou regiões com lineamentos topográficos paralelos (CHRISTOFOLETTI, 1980; DEFFONTAINES e CHOROWICZ, 1991).

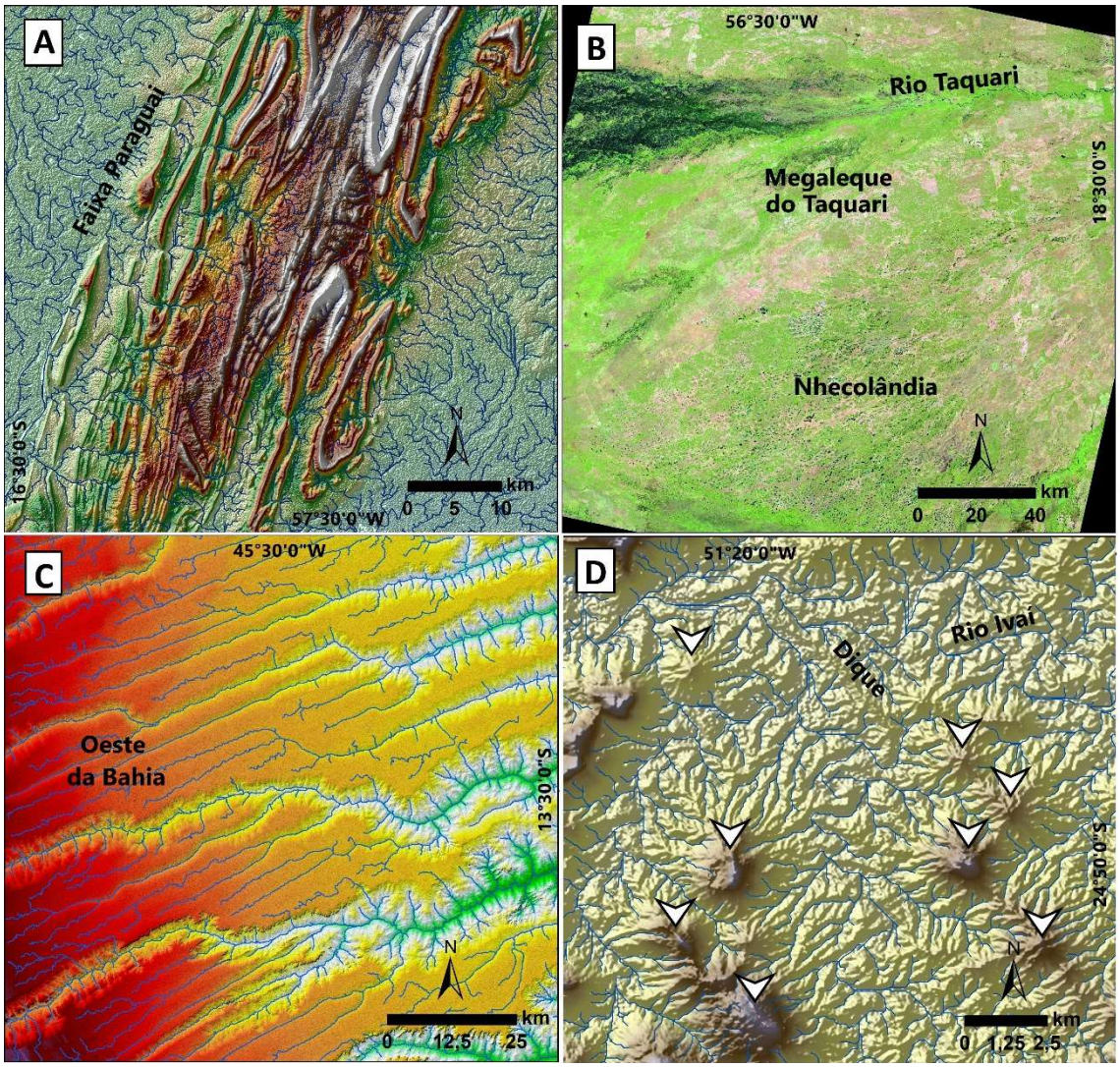


Figura 1. Em "A", os dobramentos Neoproterozóicos da Faixa Paraguai sustentam um sistema em treliça recurvada no estado do Mato Grosso. Em "B", o megaleque do rio Taquari (MS), o mais extenso leque aluvial do mundo. O rio Taquari é o rio ativo deste sistema. Nhecolândia é um complexo sistema de lagos situados na porção sul do megaleque. Em "C", o sistema paralelo de rios do oeste da Bahia, no Cráton do São Francisco. Estes rios são controlados por estruturas rúpteis subparalelas, por isso adquirem este padrão. Em "D", um sistema de domos estruturais alinhados com a direção dos diques da Zona de falha Curitiba-Maringá controlam um sistema de canais multirradiais centrífugos no estado do Paraná.

De acordo com Parker (1977), o padrão paralelo pode alternar para uma rede mais ramificada principalmente em função da diminuição da declividade e do aumento da rugosidade do terreno. Esta característica pode ser observada no reverso da *cuesta* da Serra de São Luiz do Purunã (PR), onde a rede adquiri um aspecto paralelo onde a inclinação do terreno é mais acentuada e ausente de falhas ortogonais, e depois alterna para o padrão em treliça, em função da diminuição da inclinação do terreno e do aumento do controle estrutural exercido sobre essa área (FIRMINO E SOUZA FILHO, 2017).

A região oeste do estado da Bahia, no Cráton do São Francisco, se destaca pela paisagem marcante de rios que fluem de forma paralela na direção NE-SW em uma área superior a 46 mil km², com canais extensos, superiores a 150 km de extensão (Figura 1C).

A região se encontra sobre o Chapadão Ocidental da Bahia e possui declividades <3%, com baixa rugosidade e relevo plano (SAMPAIO e AUGUSTIN, 2014, JANONI et al., 2016). Os rios são cataclinais e, portanto, nascem na depressão do São Francisco. Em alguns casos, os rios são ressequentes e nascem na superfície da chapada.

Para Janoni et al (2016), estes rios são controlados por um sistema de falhas dextrais de direção NE-SW, provavelmente atribuído a processos neotectônicos. Neste caso, o paralelismo dos canais foi influenciado pelo controle estrutural.

2.4. Padrão retangular

A geometria do padrão retangular é muito semelhante ao padrão em treliça. Contudo, se difere pelo controle dos rios principais. No padrão em treliça, os rios principais possuem uma única direção e certo paralelismo, enquanto um segundo padrão de lineamentos ortogonais controlam canais de ordens inferiores. No sistema retangular, o canal principal flui de acordo com o controle estrutural, tomando diferentes caminhos, sem seguir um padrão único, como na rede em treliça.

De acordo com Huggett (2007), o padrão retangular é menos regular que a rede em treliça e é controlado por juntas e falhas. Em certas condições, este padrão pode facilmente alternar para uma rede em treliça ou até mesmo para o sistema subdendrítico.

Na região de Rio Branco do Sul (PR), situada a noroeste da Bacia Sedimentar de Curitiba, a rede de drenagem possui forma retangular (CUNHA, 2008) em virtude do controle dos diques da Zona de Falha Curitiba-Maringá, de direção NW-SE, e da Zona de Falha Lancinha-Cubatão, de direção NE-SW, que afeta as rochas do embasamento Pré-Cambriano.

A região é composta por sucessões de rochas metamorfizadas e bandadas segundo a direção NE-SW e por corpos granitoides (MINEROPAR, 2001). Aparentemente, o padrão retangular está mais suscetível às zonas metamorfizadas, como nas rochas do Grupo Açungui (Figura 2A), enquanto no Grupo Setuva e nos corpos granitóides, a rede alterna sutilmente para o padrão dendrítico e, por vezes, em treliça. Contudo, existe uma clara relação entre o controle das duas zonas de falhas sobre o padrão retangular nestas áreas, já que, a medida que os rios se afastam da Zona de Falha da Lancinha, a rede alterna para outros padrões.

2.5. Padrão distributário

Embora em alguns casos seja classificado como um padrão dendrítico modificado (HOWARD, 1967), os sistemas distributários possuem características únicas, são bastante comuns e ocorrem em várias regiões do planeta, sobretudo em regiões de clima árido e semiárido, condicionados por enchentes episódicas ou periódicas. Estes sistemas se desenvolvem em passagens de ambientes de canais confinados, como um planalto escarpado, para planícies, formando leques aluviais ou lobos deltaicos (regiões litorâneas).

No Brasil, o sistema distributário mais conhecido é o megaleque do rio Taquari, no Pantanal Mato-Grossense. Este megaleque possui uma área aproximada de 49 mil km² (ASSINE e SOARES, 2004) e um diâmetro aproximado de 250 km, sendo, possivelmente, o mais extenso do mundo. O megaleque do Taquari é composto pelo sistema ativo do rio Taquari (Figura 1B), afluente do rio Paraguai, e por um sistema complexo de paleocanais. Além do megaleque do rio Taquiri, o sistema do Pantanal também é composto por outros leques aluviais, como os dos rios Paraguai, Cuiabá, São Lourenço, Taboco, Aquidauana e Nabileque (ASSINE e SOARES, 2004).

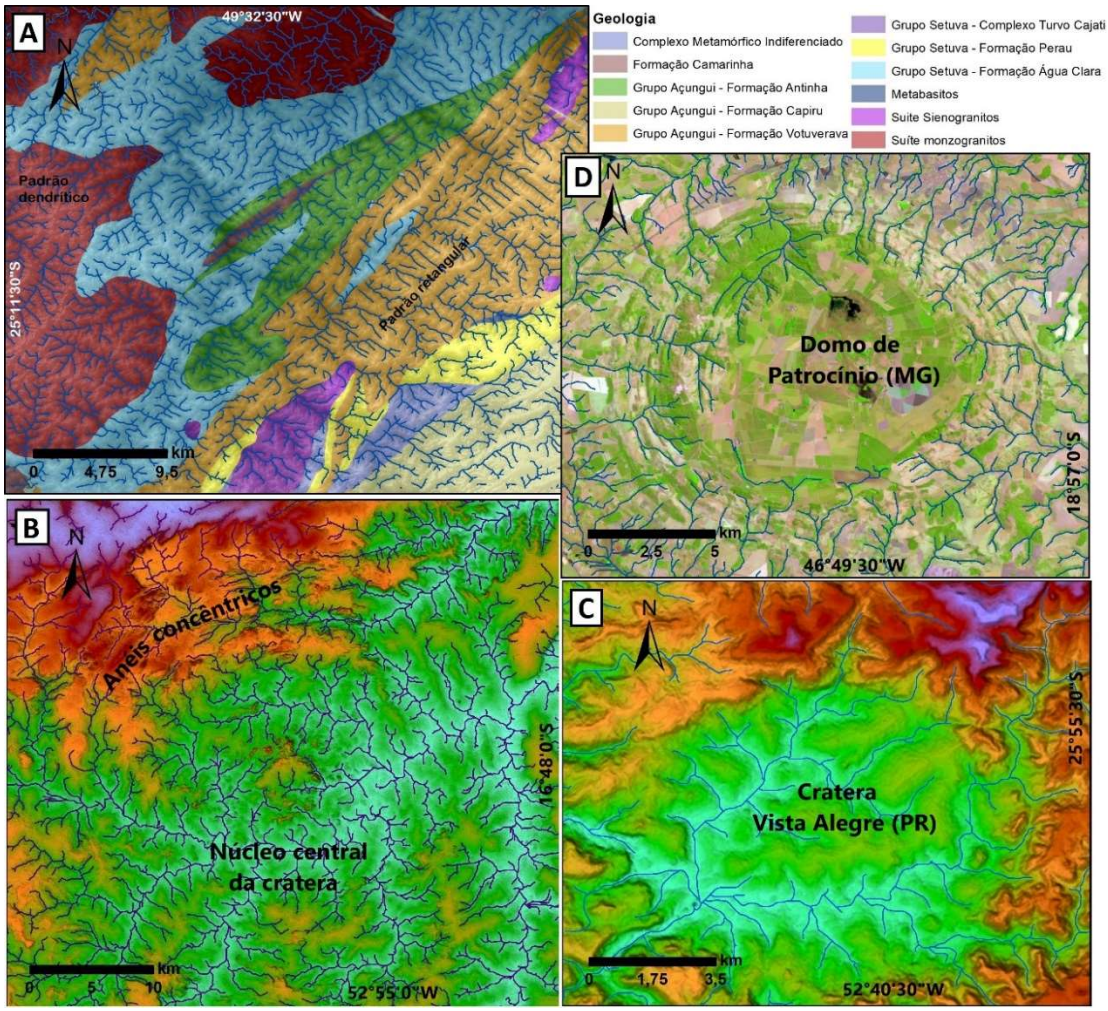


Figura 2. Em "A", o padrão retangular de Rio Branco do Sul (PR). Observar que o padrão é mais compatível com os afloramentos do Grupo Açungui, deformados pela Zona de Falha Lancinha-Cubatão e pelos diques da Zona de Falha Curitiba-Maringá, e alternam **para** um padrão subdendrítico nas rochas do Grupo Setuva e nos granitóides das Suítes Monzograníticas. Em "B", o domo de Araguainha (MS e GO), formado pelo impacto de um meteorito. Observar que os canais adquirem um padrão dendrítico-anelar em função dos anéis concêntricos formados pelo impacto do bólido, sobretudo na porção NO, onde os anéis estão mais preservados. Em "C", a cratera de Vista Alegre (PR), também formada pelo impacto de um meteorito. Neste caso, a denudação gerou uma depressão dentro da cratera, que condicionou o desenvolvimento de um padrão radial centrípeto de rios que nascem na borda em direção ao centro da cratera. Em "D", o domo de Patrocínio (MG), associado a intrusões vulcânicas. Neste caso, o nível de erosão permitiu a exumação de rochas sedimentares levemente arqueadas, que passaram a controlar o sistema anelar em alto grau.

Cremon (2016) demonstrou que, em razão de um clima sazonal com estações secas e úmidas bem definidas entre 100 e 42 mil anos AP, houve o desenvolvimento de sistemas de drenagem distributário na Bacia Hidrográfica do Rio Branco (RR), na Amazônia setentrional, com a formação dos megaleques Viruá e Caracaraí.

As condições necessárias para a formação de leques aluviais também podem estar ligadas às reativações de falhas e blocos estruturais, como nos leques do Rio Demini (CREMON, 2012) e do Córrego Dourado, no Rio Paraná (SOUZA JUNIOR et al., 2013).

2.6. Padrão radial centrífugo e centrípeto

O padrão radial possui aspectos peculiares em relação aos outros padrões de drenagem. Consiste em rios que divergem de uma mesma direção (centrífugo) ou convergem para uma mesma direção (centrípeto), sempre por meio de confluências com ângulos agudos e canais que não alternam sua direção principal controlados principalmente pela inclinação do terreno. No primeiro caso, os rios são consequentes e fluem de maciços cristalinos, cones vulcânicos ou, mais comumente no Brasil, de domos lacolíticos ou morros testemunhos. No segundo caso, os rios fluem para o interior de crateras vulcânicas ou depressões topográficas, a exemplo do Lago Eyre (TWIDALE, 2004), entre os EUA e o Canadá.

Em geral, no Brasil, este sistema de drenagem possui escala local e está associado a corpos encaixantes e intrusões magmáticas, como o Complexo Alcalino do Morro de São João, no Rio de Janeiro (MOTA et al., 2009), ou até mesmo por domos sustentados por rochas metamorfizadas, como o domo braquianticlinal da Serra de Caldas Novas (NAVARRO et al., 2017), no estado de Goiás.

Na Província Magmática do Paraná, Paiva Filho (2000) e Vargas (2017) relataram a existência de diversas feições dômicas associadas ao vulcanismo Serra Geral, localizadas nos Estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul.

Na depressão planáltica entre o Primeiro e o Segundo Planalto do Paraná, entre os municípios de Turvo e Prudentópolis (PR), existe um conjunto de morros testemunhos que possibilitaram o desenvolvimento de uma rede multirradial (HOWARD, 1967 – Figura 1D). Os morros são sustentados por arenitos do Grupo Bauru (Juro-Cretáceo) e, em alguns casos, por basaltos da Formação Serra Geral, e a base da depressão é constituída por pelitos da Formação Rio do Rasto (Permiano-Devoniano).

Contudo, o fato destes morros sustentarem um complexo sistema de canais radiais, indica que os mesmos podem ser constituídos por domos estruturais mais resistentes à erosão (TRATZ, 2017), como lacólitos não exumados, ou pela diferença da resistência litológica de diferentes tipos de cimentação do arenito Botucatu. Embora não haja estudos mais detalhados sobre a região, a forma dos morros testemunhos e a rede de drenagem indicam que a superfície depressionada apresenta um estágio evolutivo muito específico e momentâneo da história geológica, permitindo a sustentação de morros testemunhos.

O mesmo padrão foi identificado por Alves e Rossetti (2015) entre as bacias hidrográficas dos rios Mamanguape e Miriri (PB) em virtude de uma feição dômica

gerada por esforços compressivos no Pleistoceno tardio e no Holoceno. Na região do rio Uatumã, na Bacia Hidrográfica do rio Amazonas, Ibanez (2007) identificou um complexo sistema de canais multirradiais e anelares, aos quais associou a blocos basculados, domos falhados e estruturas dômicas.

Padrões convergentes são raros e ocorrem em condições muito específicas. Sua classificação também depende da interpretação do arranjo e da conjunção de canais. Para Twidale (2004), rios que nascem em escarpas de desfiladeiros de formato côncavo podem ser entendidos como padrões centrípetos incompletos, mas não seguem exatamente os critérios descritos pela literatura.

Na cratera de Vista Alegre (Figura 2C), no estado do Paraná, os córregos Quieto e Lambedor e seus tributários fluem em direção à depressão formada por um impacto meteorítico (CROSTA et al., 2018). Dentro da depressão, sobre brechas polimíticas de impacto, os rios adquirem um aspecto que alterna entre um padrão centrípeto para um padrão dendrítico, em função da escala. O mesmo ocorre parcialmente na cratera de Colônia, em São Paulo (RICCOMINI et al., 2011). Na literatura, Howard (1967) descreve este padrão como dendrítico com influência radial-anelar.

2.7. Padrão anelar

O padrão anelar se constitui em uma rede de canais principais dispostos em um padrão circular concêntrico, conectados por um segundo sistema de canais que divergem de um ponto central (HUGGETT, 2007). O principal sistema é constituído por canais ortoclinais ou subsequentes, enquanto o segundo sistema é constituído por tributários obsequentes ou ressequentes.

Este padrão se desenvolve em estágios mais avançados de exumação de domos estruturais, a exemplo da cratera do vulcão extinto em Patrocínio (Figura 2D), em Minas Gerais (CASSETI, 1977). É provável que no passado, esta cratera, semelhantemente ao que acontece no domo de Caldas Novas (NAVARRO et al., 2017), também tenha sustentado um sistema de canais radiais centrífugos. Contudo, a exumação do domo permitiu o afloramento de camadas alternadas de rochas metassedimentares, inclinadas em função do corpo encaixante. Este complexo sistema de afloramentos sustenta uma sucessão de canais anelares ortoclinais em volta do domo.

Sistemas anelares também foram identificados na Amazônia por Ibanez (2007), na região de Uatumã, e por Rossetti et al. (2017), na bacia hidrográfica do Rio Madeira.

O mesmo mecanismo de controle pode ser observado em crateras complexas (FRENCH, 1998), com diâmetros ≥4 km, formadas por impactos de maior expressão. Estes astroblemas possuem um núcleo central soerguido e sistemas anelares concêntricos de falhas de colapso ou colinas elevadas.

No Brasil, as crateras de Araguainha (CROSTA et al., 2018), entre Mato Grosso e Goiás, e da Serra da Cangalha (CROSTA et al., 2018), no Estado do Tocantins, possuem uma rede de drenagem com um aspecto dendrítico/anelar. No domo de Araguainha (Figura 2B), os tributários dos rios Araguainha, Araguaia e ribeirão São João são

influenciados pelos múltiplos anéis concêntricos formados por cristas, colinas, faixas deprimidas e vales. Contudo, estas cristas foram cortadas pelos sistemas de drenagem, desencadeando suas erosões. Embora estas feições se encontrem em estágios avançados de exumação, ainda preservam uma aparência anelar da rede de drenagem. Este aspecto morfológico é, certamente, o principal indicador destas estruturas de impacto na Terra.

3. ANOMALIAS DE DRENAGEM COMO INDICADORES NEOTECTÔNICOS

As anomalias de drenagem se constituem em trechos fluviais que destoam do padrão geral da rede de drenagem, como trechos retilíneos em sistemas dendríticos, por exemplo, ou trechos retos com direções incompatíveis com o arranjo do controle estrutural.

Para Howard (1967), uma anomalia de drenagem constitui um desvio local, em algum lugar, da drenagem regional e/ou padrão de drenagem, tendo por base sua conhecida estrutura regional e/ou topografia. As anomalias podem ser inflexões e curvas anômalas, meandros isolados e comprimidos, assimetrias de drenagem, rupturas de declive (*knickpoints*), bacias hidrográficas suspensas, decapitação e capturas de drenagem, entre outras. Portanto, as anomalias estão quase sempre associadas ao controle tectônico ou estrutural. Estas anomalias foram sistematizadas por Howard (1967), Ouchi (1985), Summerfield (1991), Bezerra (2003), Twidale (2004), entre outros.

O uso de sensores remotos e imagens de satélites para a identificação destes padrões de lineamentos são realizados desde a década de 1980. Contudo, a adoção de novos dados, como os Modelos Digitais de Elevação, a saber, o SRTM, ASTER GDEM e o ALOS AW3D30, contribuiu bastante com o aumento significativo do número de estudos que abordam este tema na geomorfologia, sobretudo nos últimos 15 anos, embora as principais interpretações ainda sejam feitas com o auxílio de imagens de satélite, que também avançaram e muito em qualidade e resolução, como os programas *CBERS-2B* (sensor *HRC*), *CBERS 4* e o *Landsat 8*.

O uso de SIGs para a sistematização de padrões de lineamentos por meio da confecção de diagramas de roseta (o que antes era feito de forma manual) também vem auxiliando bastante nestes estudos. A adoção de VANTs (Veículos Aéreos Não Tripulados) preencheu uma grande lacuna na geomorfologia, principalmente para identificar estruturas em leitos rochosos em áreas que antes eram inacessíveis. Estes procedimentos se definem como metodologias de análise nesta área.

3.1. Retilinearidades e lineamentos de drenagem

Lineamentos são descontinuidades estruturais associadas a falhas ou juntas e onde a rede de drenagem pode se adaptar de forma ativa ou passiva. No primeiro caso, a drenagem é contemporânea aos esforços que produziram a movimentação da estrutura. Ela é passiva quando a rede se adapta a estruturas herdadas de esforços que nuclearam falhas antigas. Para Twidale (2004), setores lineares curtos (até alguns quilômetros, mas

comumente apenas algumas dezenas de metros) podem estar relacionados a juntas ou falhas. Rios retilíneos e extensos são certamente devidos à influência de falhas.

De acordo com Russell (1935), as fraturas se desenvolvem pela continuação ou renovação do estresse dentro do canal em zonas lineares de tensão, isto porque os cristais em tensão estão em desequilíbrio e mais vulneráveis às intempéries e, consequentemente, à erosão do que os seus homólogos menos estressados. Exemplo disso ocorre em leitos de rochas vulcânicas máficas fraturadas preenchidas por veios de calcita, como nos basaltos da Formação Serra Geral (Figura 3A). Os cristais de calcita estão mais desgastados pela erosão fluvial do que os basaltos homólogos, criando condições para o desenvolvimento de trechos estruturalmente controlados.

Na literatura brasileira, trechos retilíneos estão quase sempre associados aos padrões de lineamentos e zonas de falhas, portanto são considerados indicadores neotectônicos, conforme estudos de Sternberg (1950), Souza Filho et al. (1999), Silva et al. (2007), Maia e Bezerra (2012; 2013), Paranhos Filho et al (2013), Alves e Rossetti (2015), entre outros, embora estes rios estejam situados em um domínio intraplaca.

Sistemas retilíneos compatíveis com zonas de falhas foram identificados no Pantanal Mato-grossense (PARANHOS FILHO et al., 2013), no sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira (SOUZA FILHO et al., 1999; HAYAKAWA e ROSSETTI, 2012), no rio Tapajós (SANTOS et al., 2011), na Ilha de Marajó (MANTELLI e ROSSETTI, 2009) e na Bacia Potiguar (MAIA e BEZERRA, 2012; 2013).

Padrões retilíneos de drenagem controlados por zonas de falhas também foram identificados na Bacia Sedimentar do Paraná por Fortes et al. (2005), no rio Ivinhema (MS), Fúlfaro et al. (2005), no rio Paraná, Souza Júnior et al. (2013), no rio Ivaí (PR), Guedes et al. (2015), no rio Pardo (SP) e seus tributários, Firmino e Souza Filho (2017), no rio Tibagi (PR) (Figura 3B), Firmino e Fortes (2018), no rio Goio-Erê (PR), Santos et al. (2019), nos rios Lava-Tudo e Pelotas (SC) e seus tributários, entre outros.

Aparentemente, existe uma clara relação entre lineamentos de drenagem e reativações Quaternárias no território brasileiro, embora essas reativações sejam sutis. Contudo, alguns cuidados devem ser tomados, já que nem todos os lineamentos estão associados a falhas ativas e podem refletir estruturas do embasamento, geradas ou reativadas em diferentes períodos geológicos.

Associar uma anomalia de drenagem a falhas ativas requer muito mais dados do que apenas a interpretação de imagens de satélite. O cuidado deve ser ainda maior para regiões afastadas dos cinturões orogênicos, como é para o território brasileiro. Portanto, análises da rede de drenagem devem ser conciliadas com estudos de geologia estrutural, como análises descritivas de cinemática e zonas de falhas, fraturas e bandas de deformação, além da aquisição de atitudes estruturais e a sistematização de paleotensões em escala regional.

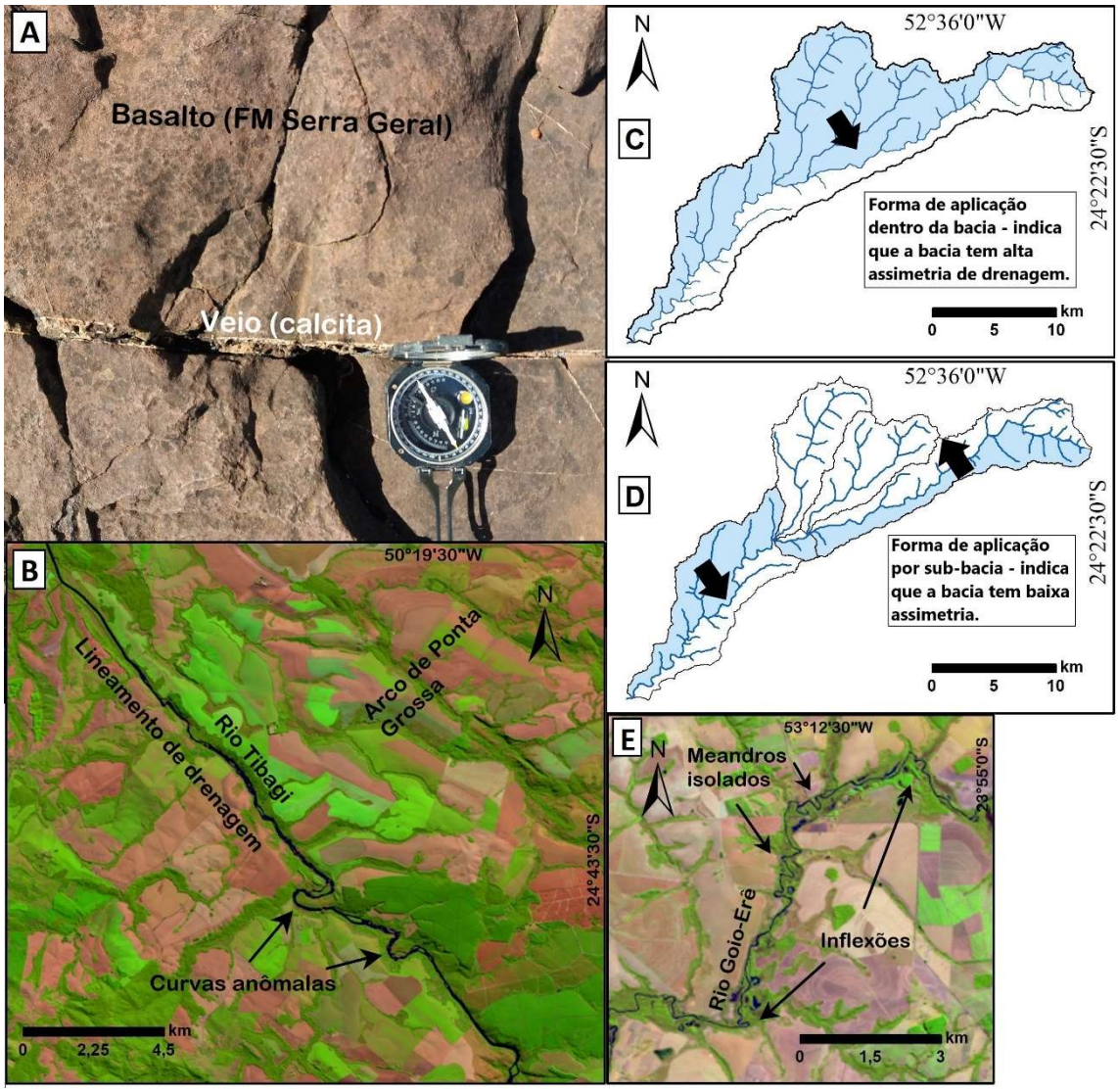


Figura 3: Em "A" é possível observar um veio de calcita em basaltos da Formação Serra Geral. O local corresponde ao leito do rio Piquiri, no Paraná, e os veios estão mais desgastados pela erosão fluvial do que os basaltos homólogos, indicando o início de um processo de controle estrutural. Em "B", um lineamento de drenagem com ~10 km no rio Tibagi (PR), de direção NW, compatível com a direção dos diques do Arco de Ponta Grossa. Estes segmento do curso do rio Tibagi demarca exatamente o flanco SW do arqueamento (FIRMINO, 2016) dentro da Bacia Sedimentar do Paraná. Também ocorrem curvas anômalas dentro deste lineamento, associadas ao cruzamento de estruturas rúpteis. Em "C' e "D", duas formas de aplicação do índice geomórfico de assimetria de drenagem, no qual é calculado a área dos dois lados da bacia. Em "C", o índice é empregado em toda a bacia, e indica um forte processo de assimetria homogênea, embora o curso esteja quase perfeitamente encaixado no eixo central de sua sub-bacia. Em "D", o índice é aplicado de forma correta, dentro da sub-bacia do curso principal por segmento e indica um processo de assimetria heterogênea. Em "E", meandros isolados e inflexões no rio Goio-Erê (PR), associados ao acúmulo de sedimentos dentro do canal, controlados por zonas de falhas.

3.2. Inflexões e curvas anômalas

As curvas anômalas são leves desvios do curso fluvial geralmente localizadas em trechos retilíneos, embora não alterem a direção do curso. Em contrapartida, as inflexões são desvios abruptos da drenagem que alteram a direção do curso fluvial geralmente por

um intervalo curto ou contínuo. Ocorrem geralmente quando o curso de um fluxo pré-existente é desviado por uma falha ou deformação (TWIDALE, 2004).

Contudo, algumas interpretações podem ser equivocadas. Deduz-se que, se o canal foi desviado de forma abrupta, formando ângulos retos ou obtusos, o desvio foi condicionado por controle estrutural ou tectônico. Contudo, a drenagem pode ser superimposta (TWIDALE, 2004) às estruturas do terreno, como ocorrem em sistemas em treliça e retangular, indicando que os desvios não foram gerados por processos neotectônicos, e sim pela exumação destas estruturas. Em todo caso, curvas e inflexões são fortes indicadores neotectônicos sobretudo em sistemas com ausência de controle estrutural.

Para Bishop (1995), um sistema de inflexões com ângulos obtusos se constituem em cotovelos de captura (*elbow*) e são assinaturas de processos de pirataria. Quase sempre envolvem a existência de drenagem farpada ou padrões de paleodrenagem com gancho de peixe. Além da curvatura, o processo de captura também inclui um vale seco com depósitos fluviais entre o cotovelo de captura e as novas cabeceiras do rio interrompido, formando um baixo divisor.

No Brasil, as inflexões são quase sempre associadas a reativações de falhas neotectônicas, como observado no baixo curso do Rio Apodi-Mossoró, no rio Grande do Norte (MAIA e BEZERRA, 2013), na porção norte da Bacia Paraíba (ALVES e ROSSETTI, 2015), em sistemas lacustres na Amazônia (SOUZA FILHO et al., 1999), na bacia hidrográfica do Rio Madeira (HAYAKAWA e ROSSETTI, 2012), na bacia do Rio Branco, em Roraima (CREMON, 2016) e na bacia do Rio Negro (ALVES et al., 2020).

No rio Tibagi (PR), curvas anômalas (Figura 3B) e inflexões foram associadas ao cruzamento de lineamentos no leito do rio e pelo controle de diques de diabásio (FIRMINO e SOUZA FILHO, 2017). No rio Paraná, a curva anômala situada próximo à desembocadura do rio do Peixe, em São Paulo, é concordante com o lineamento de Guapiara (NW-SE) e foi condicionada por uma falha antitética que mergulha para W em função de uma reativação neotectônica Quaternária (FULFARO et al., 2005).

Ainda no estado do Paraná, na sua região Noroeste, Couto (2015) associou as diversas inflexões de drenagem em tributários do rio Ivaí, sobretudo da sua margem esquerda, à cotovelos de capturas de drenagem, em decorrência do processo de reorganização da rede durante o Quaternário. Estudos feitos na confluência do rio Ivinhema com o rio Paraná por Fortes et al. (2005) indicam mudanças abruptas no padrão de drenagem, que foram associadas à atividade tectônica quaternária, a partir de esforços distensivos relacionados a um sistema de falhas antitéticas.

3.3. Assimetrias de drenagem e de vales confinados

As assimetrias de drenagem são interpretadas como cursos fluviais que fluem com maior frequência para um dos lados de sua bacia hidrográfica, gerando uma assimetria do curso dentro da bacia. Cox (1994) observou que este processo pode ser influenciado por forças externas, como basculamento de blocos estruturais causados por forças tectônicas,

ou por forças internas, ligadas à dinâmica do curso fluvial como o deslocamento progressivo do canal em função da erosão de diques marginais de paleocanais. No primeiro caso, o deslocamento é homoclinal e uniforme, enquanto no segundo caso, o deslocamento tende a ser aleatório para cada segmento do canal.

Hare e Gardner (1985) e Cox (1994) propuseram índices geomórficos para descrever as assimetrias de drenagem de forma quantitativa. Na literatura brasileira, esses índices são comumente utilizados, embora, muitas vezes, mal interpretados. Portanto, este é um dos indicadores que mais geram resultados duvidosos em análises geomorfológicas, principalmente porque são interpretados como basculamentos tectônicos e empregados de forma errada em diferentes padrões de drenagem. Por exemplo, em vários estudos (CAMOLEZI et al., 2012; FIRMINO, 2016; PEYERL et al., 2018; entre outros) este método de análise foi empregado em bacias dendrítica, geralmente compostas por rios de vales confinados. Contudo, este sistema de drenagem possui uma ramificação aleatória de canais dentro da bacia e qualquer canal de 1ª ordem pode ser interpretado como o curso principal (Figuras 3C e D).

Em alguns casos, a escolha do canal principal foi determinante para o resultado de assimetria dentro da bacia para a qual está sendo analisada, induzindo a um resultado duvidoso. Outro equívoco é aplicar estes índices em canais confinados, já que a proposta é identificar processos de migração do canal, o que dificilmente aconteceria nestas condições em razão do confinamento, levando em consideração os mecanismos mencionados por Cox (1994).

Em algumas condições, os resultados são bastante condizentes com um processo de basculamento tectônico geral, como nas planícies do sul da Amazônia (ROSSETTI et al., 2017) e na região central da Amazônia (IBANEZ et al., 2014), próximo à confluência dos rios Negro e Solimões, ou em virtude do controle de falhas e da movimentação de blocos estruturais, como na Bacia de Curitiba (SALAMUNI et al., 2004), os quais foram reativados durante o Pleistoceno, ou mesmo na região oeste do estado de Santa Catarina (JACQUES et al., 2014), em função do atual regime tectônico compressivo E-W.

Em cursos aluviais, o processo de migração lateral do canal é fácil de se interpretar em razão do abandono de terraços ao longo do deslocamento (SANTOS et al., 2019b), como o que ocorre para a margem esquerda do curso médio do rio Paraná, a jusante da confluência com o rio Paranapanema, o qual foi condicionado por uma falha lístrica que mergulha para NW (FORTES et al., 2005).

Como forma de identificar assimetrias geradas por esforços tectônicos em rios confinados, Firmino (2016) propôs uma variação do índice de Cox (1994), contudo, aplicado no vale principal, na porção média da bacia do rio Tibagi (PR), baseado na prerrogativa de que, sob influência de basculamento, os cursos passariam a erodir com maior intensidade a margem que está sofrendo subsidência. Contudo, outros fatores também podem influenciar na assimetria de vales, como a atitude das camadas (ARAÚJO et al., 2003) e a própria erosão marginal causada pelo deslocamento de meandros encaixados (CHRISTOFOLETTI, 1980), por exemplo.

Estudos mais recentes (WILLETT et al., 2014) indicam que as assimetrias de drenagem também podem ser resultado de processos de capturas de canais como consequência da reorganização da rede (BISHOP, 1995), aumentando a área de drenagem para um dos lados da bacia. Nestas condições, o emprego dos índices geomórficos citados podem ser viáveis para bacias com vales confinados, sobretudo para indicar de que forma estes mecanismos de captura alteram a hidrodinâmica dentro da bacia. Contudo, existem poucos estudos sobre estes processos na literatura brasileira (SALGADO et al., 2018).

3.4. Meandros isolados e comprimidos

Os meandros isolados e comprimidos se constituem em trechos de canais aparentemente influenciados pela estrutura do terreno com aumento de sinuosidade em trechos de planícies aluviais. Este processo pode ocorrer em rios de planície, com leito predominantemente aluvial ou em rios confinados de leitos rochosos, em áreas de acumulação de sedimentos coluvio-aluviais.

Para Deffontaines e Chorowicz (1990) os dois processos estão associados ao controle de domos estruturais como feições negativas no relevo. Thornbury (1985) associou este fenômeno, além da formação de ilhas fluviais e ramificação de canais, à subsidência local de blocos estruturais. Ouchi (1985) sugeriu o mesmo mecanismo, já que as mudanças na forma do canal estariam ligadas às forças tectônicas. Ramasamy et al. (2011) associou a existência de meandros isolados no sul da Índia ao controle por falhas transcorrentes, sendo considerado como critério anômalo apenas os meandros localizados nas intersecções de lineamentos de drenagem ou confinados em sistemas de lineamentos subparalelos.

Na literatura brasileira, poucos casos de meandramento isolado foram documentados, embora possivelmente existam vários exemplos. Em quase todos os estudos, também há pouco interesse em compreender os mecanismos que envolvem este processo. Meandros isolados foram relatados por Cremon (2016) nos tributários do rio Branco, por Hayakawa e Rossetti (2012) nos tributários do rio Madeira, por Alves e Rossetti (2015) na Bacia Paraíba, e por Firmino e Fortes (2018) no rio Goio-Erê (Figura 3E), no Paraná.

4. PROPOSTAS METODOLÓGICAS

Embora a geomorfologia tenha avançado bastante nos estudos dos padrões e anomalias de drenagem, principalmente com o intuito de entender as estruturas do terreno e deformações neotectônicas, existem estudos na literatura internacional em geomorfologia fluvial que são muito mais abrangentes e que avançam para áreas ainda pouco exploradas pela geomorfologia brasileira. Como exemplo, os estudos da topologia da rede de drenagem, que interessam não apenas a geomorfologia como ciência, mas também as ciências planetárias.

Neste momento serão abordados três métodos quantitativos da topologia da rede de drenagem e que também servem como indicadores estruturais ou neotectônicos ainda pouco explorados pela literatura brasileira.

4.1. Índice de Anomalia Hierárquica

Proposto por Avena et al. (1967), o índice de anomalia hierárquica é uma forma quantitativa de avaliar como a neotectônica afeta as confluências da rede de drenagem. O índice se baseia na classificação proposta por Strahler (1957), que consiste basicamente na hierarquização clássica em que todas as nascentes são considerados canais de 1ª ordem, e que dois fluxos de 1ª ordem formam um fluxo de 2ª ordem, dois fluxos de 2ª ordem formam um fluxo de 3ª ordem, e assim por diante, com um decréscimo de canais por hierarquia semelhante a uma Progressão Geométrica inversa.

De acordo com Bahrami (2013), o número de tipos de confluências dentro das bacias hidrográficas aumenta de acordo com a ordem do canal na desembocadura das bacias. Por exemplo, uma bacia hidrográfica com um rio de até 4ª ordem tem 6 tipos de confluências possíveis (1ª → 2ª, 1ª → 3ª, 1ª → 4ª, 2ª → 3ª, 2ª → 4ª e 3ª → 4ª ordem) enquanto que, uma bacia com um rio de até 5ª ordem tem até 10 tipos de confluências possíveis (1ª → 2ª, 1ª → 3ª, 1ª → 4ª, 1ª → 5ª, 2ª → 3ª, 2ª → 4ª, 2ª → 5ª, 3ª → 4ª, 3ª → 5ª e 4ª → 5ª ordem). As confluências geralmente têm organização hierárquica (isto é, 1ª → 2ª, 2ª → 3ª e 3ª → 4ª ordem de acordo com Strahler, 1957), enquanto algumas confluências têm anomalias hierárquicas (isto é, 1ª → 3ª, 1ª → 4ª, 2ª → 4ª ordem). Em geral, fluxos de ordem *i* que confluem para fluxos de ordens *i* + 2, *i* + 3 e etc são confluências anômalas.

Bahrami (2013) propôs uma equação para testar este modelo em bacias hidrográficas, que consiste no Índice de Anomalia Hierárquica (*Δa*). Este índice é obtido a partir da definição do número de anomalia hierárquica (*Ha*). O *Ha* consiste no número mínimo de segmentos de primeira ordem necessários para tornar a rede perfeitamente hierárquica (GUARNIERI e PIRROTTA, 2008). O modelo de Bahrami (2013) prevê o número de anomalia hierárquica para cada confluência (*Ha* $i_{\rightarrow}j$) e o número de anomalia hierárquica de toda a bacia (*Hat*).

O *Ha* $i_{\rightarrow}j$ é um valor padrão para cada nível de confluência hierárquica (Figura 4) e é calculado com base na seguinte equação:

$$Ha_{i\rightarrow j} = 2^{j-2} - 2^{i-1}$$

O número de correntes para cada confluência (*Ns* $i_{\rightarrow}j$) é obtido de forma manual e consiste no número de canais de ordem *i* que confluem para canais de ordem *j* (Figura 4).

O *Hat* é calculado a partir da soma de todos os valores de *Ha* $i_{\rightarrow}j$ multiplicado pelo valor de *Ns* $i_{\rightarrow}j$, conforme a seguinte equação:

$$Ha_t = \sum \left(Ha_{i\rightarrow j}\ X\ Ns_{i\rightarrow j}\right)$$

O índice *Δa* é calculado a partir de *Hat* dividido pelo número real de fluxos de primeira ordem (N_1) (GUARNIERI e PIRROTTA, 2008; BAHRAMI, 2013), conforme a seguinte equação:

$$\Delta a = \frac{Ha_t}{N_1}$$

Quanto maior for o número de confluências anômalas dentro de uma bacia hidrográfica, maior será o valor de Δa, o que pode significar que a bacia hidrográfica foi influenciada por estruturas ou esforços que impediram a instalação de uma drenagem hierárquica "perfeita".

Embora este método tenha sido pouco testado (AVENA et al., 1967; GUARNIERI e PIRROTTA, 2008; BAHRAMI, 2013), é uma proposta fácil de ser aplicada para avaliar a topologia da rede de drenagem e como a mesma é afetada pelas estruturas do terreno ou mesmo por uma atividade neotectônica.

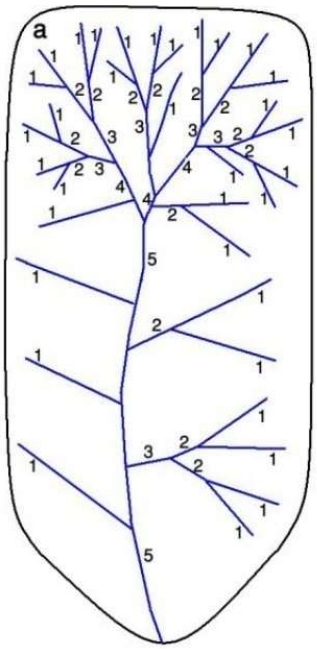
A geomorfologia ainda tem uma grande área para ser explorada, e neste contexto, seus interesses podem estar voltados em propor padrões topológicos da rede de drenagem em diferentes condições estruturais, através de métodos empíricos ou experimentais. Por exemplo, baseado na prerrogativa de que os canais de 1ª ordem são controlados pelas estruturas do terreno (DUNNE, 1980), de que forma este controle aumenta ou diminui este número de canais dentro da bacia de forma que afete a topologia da rede de drenagem? Ou de que forma as confluências anômalas são afetadas pelo padrão de drenagem predominante e como estes resultados se alternam para bacias que sofreram capturas de drenagem? Estas são questões pertinentes que podem ser respondidas pela literatura brasileira, baseado no fato de que o Brasil fornece muita área para ser testada.

Este também é um assunto pertinente para entender como as redes de drenagem se comportam em outros mundos (MARS CHANNEL WORKING GROUP, 1983; TOMASKO et al., 2005; DAVIS et al., 2019), levando em consideração que este é um interesse que vêm crescendo na literatura estrangeira, sobretudo na geomorfologia.

4.2. As Leis de Horton

As Leis de Horton (HORTON, 1945) ou "Leis de composição da rede de drenagem" foram pouco testadas na literatura geomorfológica brasileira (CHRISTOFOLETTI, 1980; FERNANDEZ et al., 2013), delegando, muitas vezes, estes estudos à hidrologia. Contudo, é um assunto bastante pertinente e que tem total relação com o controle estrutural ou tectônico. As leis de Horton se baseiam em três indicadores: a "lei do número de fluxos" (R_B), que também é chamada de "Razão de Bifurcação", a "lei dos comprimentos dos fluxos" (R_L) e a "lei das áreas dos fluxos" (R_A), proposta por Schumm (1956). Horton (1945) demonstrou que os canais estão distribuídos de forma geometricamente inversa por hierarquia dentro das bacias (R_B) e que o comprimento dos fluxos e as áreas das sub-bacias de drenagem (SCHUMM, 1956) estão distribuídas de forma geometricamente direta por hierarquia dentro das bacias de drenagem (R_L e R_A).

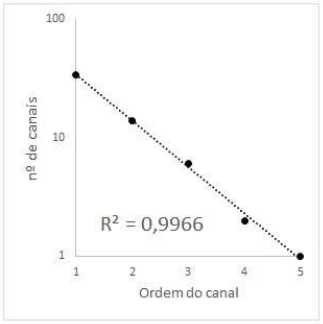
Kirchner (1993) testou as Leis de Horton para diferentes topologias da rede de drenagem pelo método de Monte Carlo (SHREVE, 1974) e concluiu que 96% das razões de bifurcação (R_B), 95% das relações de comprimento (R_L) e 98% das razões de área (R_A) se enquadram nas faixas consideradas típicas para as redes de fluxo natural ($3 \leq R_B \leq 5$; $1,5 \leq R_L \leq 3$; $3 \leq R_A \leq 6$). Kirchner (1993) também demonstrou que 96% das parcelas de R_B e R_A têm coeficientes de regressão $R^2 \geq 0,98$ e 95% das parcelas de R_L apresentam $R^2 \geq 0,80$. Em outras palavras, quase todas as redes possíveis obedecem às mesmas "leis" hortonianas observadas em estudos de redes de canais naturais.

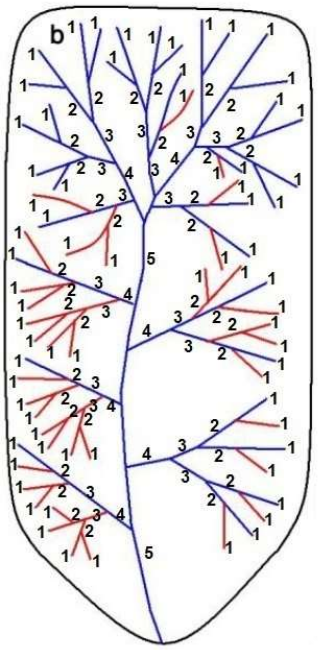


(i→j)	$Ha_{i\rightarrow j}$	$Ns_{i\rightarrow j}$	Ha_t	N1	Δa
1→3	1	2	2	34	1,1176471
1→4	3	1	3		
1→5	7	3	21		
2→4	2	1	2		
2→5	6	1	6		
3→5	4	1	4		
			38	34	

Ordem	nº de canais
1	34
2	14
3	6
4	2
5	1

Rb	Rbd	R
2,4404762	2,125	0,3154762





(i→j)	$Ha_{i\rightarrow j}$	$Ns_{i\rightarrow j}$	Ha_t	N1	Δa
1→3	1	0	0	72	0
1→4	3	0	0		
1→5	7	0	0		
2→4	2	0	0		
2→5	6	0	0		
3→5	4	0	0		
			0	72	

Ordem	nº de canais
1	72
2	36
3	17
4	7
5	1

Rb	Rbd	R
3,3865546	3,3865546	0

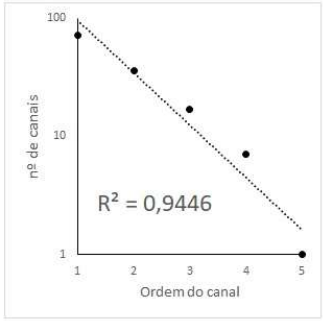


Figura 4. Duas bacias hidrográficas hipotéticas (modificado de Bahrami, 2013). A bacia da figura 4a indica uma situação mais condizente com a realidade, onde existe uma certa quantidade de canais com confluências anômalas. A ausência de ramificações de canais e diminuição de densidade de drenagem no curso baixo da bacia pode ser um indicativo de controle estrutural. Nestas condições, o valor de Δa foi de 1,11, R_B foi de 2,44 e R foi de 0,31, isso porque nem todos os canais confluem diretamente em seu canal de ordem imediatamente superior. Na figura 4b, houve a inclusão de 38 canais de 1ª ordem na bacia hidrográfica, para suprir o valor de Ha_t da bacia da figura 4a e tornar a bacia perfeitamente hierárquica. Esta bacia, hipoteticamente, estaria relacionada à ausência de controle estrutural no curso baixo e os canais teriam se desenvolvido de forma homogênea dentro da bacia de acordo com as Leis de Horton. Em função da ausência de confluências anômalas dentro desta bacia, os valores de Δa e R foram iguais a 0, isso porque todos os canais confluem diretamente para os canais de ordem imediatamente superior. Contudo, os valores de R^2 na bacia da figura 4a se aproximam mais das parcelas das leis de Horton (0,99) do que na bacia da figura 4b (0,94), principalmente por conta do aumento do número de canais de 3ª e 4ª ordens dentro da bacia, que aumentou os valores de R_B por confluência.

Kirchner (1993) também observou que apenas as redes de drenagem afetadas por controle estrutural não se enquadram nas faixas típicas hortonianas e que, portanto, este pode ser um método que pode revelar o grau de controle estrutural e tectônico da paisagem e como este afeta a rede de drenagem. Contudo, Kirchner também observou que se as redes de drenagem tiverem características estruturais únicas, é improvável que estas características sejam reveladas nos números. Portanto, essa proposta requer um certo cuidado com os resultados.

Uma proposta pouca estudada, mesmo na literatura estrangeira, é entender de que forma a distribuição hierárquica do número de canais dentro da bacia de drenagem é afetada por estruturas tectônicas, baseada nos resultados do coeficiente de regressão (R^2) dos valores de R_B. Estes valores implicam no desvio do número de canais de cada ordem dentro da bacia que afetam ou não as progressões hortonianas. Estes mesmos dados podem ser conciliados com os estudos do Índice de Anomalia Hierárquica. Afinal, como que a organização da rede de drenagem se distancia das Leis de Horton de acordo com o aumento ou a diminuição do Índice de Anomalia Hierárquica (Δa) (conforme pode ser visualizado na Figura 4)? Essa é uma proposta que pode fornecer dados valiosos ainda pouco compreendidos sobre o controle tectono-estrutural dos sistemas de drenagem.

4.3. O índice de Bifurcação

O Índice de Bifurcação (R), também empregado por Guarnieri e Pirrotta (2008) e Bahrami (2013), consiste na razão entre dois índices da rede de drenagem conhecidos: a Razão de Bifurcação (R_B) e a Razão de Bifurcação Direta (R_{DB}). De acordo com Guarnieri e Pirrotta (2008), este índice pode fornecer informações úteis sobre a tipologia dos processos erosivos ativos e sobre o grau de evolução de uma bacia hidrográfica.

A Razão de Bifurcação (R_B) é dada pela divisão do número de fluxos de ordem i pelo número de fluxos de $i + 1$ (HORTON, 1945), conforme a seguinte equação:

$$R_{B(i-i+1)} = N_i/N_{i+1}$$

O mesmo cálculo é feito para todas as ordens de drenagem de uma bacia hidrográfica. A Razão de Bifurcação final é dada pela razão entre todos os resultados (a soma de todos os resultados dividido pelo número de ordens de canais dentro da bacia), conforme a seguinte equação:

$$R_B = R_{B(1-2)} + R_{B(2-3)} + R_{B(3-4)}/3$$

A Razão de Bifurcação Direta (R_{DB}) consiste no número de canais de determinada ordem i que confluem diretamente para canais de ordem superior $i + 1$ dividido pelo número absoluto de canais de ordem $i + 1$:

$$R_{DB} = N_{di}/N_{i+1}$$

O Índice de Bifurcação (R) consiste na diferença entre a Razão de Bifurcação (R_B) e a Razão de Bifurcação Direta (R_{DB}), conforme a seguinte equação:

$$R = R_B - R_{DB}$$

Os limiares deste índice para sistemas de drenagem ainda foram pouco testados na literatura. Guarnieri e Pirrota (2008) obtiveram resultados entre 0,10 e 0,74 no lado Siciliano do Estreito de Messina, na Itália, região tectonicamente ativa. Bahrami (2013)

identificou valores entre 0,43 e 1,48 para as Montanhas de Zagros, no Irã, que consiste numa faixa de dobramentos modernos.

O valor de R_{DB} diminui conforme aumenta o número de confluências anômalas dentro da bacia, e R_B sempre vai ser maior que R_{DB}, isso porque R_B representa o número total de confluências, independente se são hierárquicas ou não. Consequentemente, quanto menor for o resultado de R_{DB}, maior será o valor de *R*.

Tecnicamente deve haver uma clara relação entre os valores de *R* e de *Hat*, por exemplo, ou de *Δa*, mas esta hipótese deve ser melhor testada. Portanto, questões norteadores podem ser propostas a partir deste índice, como por exemplo, de que forma o controle estrutural e tectônico afetam a rede de drenagem de modo que interfiram nos resultados do Índice de Bifurcação? Ou será que estes resultados estão ligados apenas às questões topológicas? Estes estudos também podem fornecer informações importantes para a geomorfologia fluvial e estrutural.

5. CONCLUSÃO

Este trabalho envolveu um conjunto de dados e exemplos de diferentes padrões de drenagem que ocorrem em todo o território nacional, sendo descritas as classificações mais aceitas (ZERNITZ, 1932, TWIDALE, 2004) sem considerar os sub-tipos de padrões de drenagem, muitas vezes associados às anomalias de drenagem ou padrões de canais (HOWARD, 1967). O reconhecimento e a classificação destes sistemas de drenagem tiveram grandes avanços na literatura geomorfológica brasileira, embora, muitas vezes, tenha sido delegado à geologia o seu entendimento. Estas informações também contribuem para o entendimento do comportamento da drenagem em diferentes litotipos, ou seja, estruturas geológicas distintas do terreno, em que os mecanismos de força, tensão e resistência atuam de formas distintas, bem como os eventos deformadores e os níveis de dissecação do relevo e exumação de estruturas.

Os estudos de anomalias de drenagem apresentados também tiveram grandes avanços na geomorfologia, principalmente para compreender os mecanismos de deformação que envolvem ambientes intraplaca. Estes estudos indicam que alguns setores do território brasileiro são intensamente afetados por estruturas neotectônicas. Contudo, também foi enfatizada a importância destas interpretações, devendo estas estar conciliadas com dados geológicos, sendo ainda uma lacuna que a geomorfologia necessita preencher.

Foi observado que os mecanismos que envolvem a formação de inflexões e curvas anômalas podem estar associados ao controle estrutural, a reativações de estruturas pré-existentes ou ao processo de capturas de drenagem. Também foi destacado que os índices de assimetria por vezes são mal empregados e fornecem resultados duvidosos. Estes devem ainda ser entendidos como mecanismos que envolvem a assimetria de vales confinados e de que forma estes afetam o desenvolvimento de solos em ambas as vertentes. Também são pouco compreendidos os processos que envolvem a geração de meandros isolados em diferentes contextos geomorfológicos, embora muitos casos sejam catalogados.

Por fim, foram propostos três índices geomórficos relacionados à topologia da rede de drenagem, que ainda é uma grande lacuna na geomorfologia brasileira, já que é uma área pouco explorada e de grande interesse internacional. O índice de Anomalia Hierárquica é uma proposta nova e ainda pouco testada, e pode estar relacionada ao controle tectônico. As Leis de Horton, embora não sejam inovadoras, também fornecem informações a respeito do controle estrutural e tectônico. Neste trabalho foi sugerido como a distribuição hierárquica da rede de drenagem é afetada em diferentes tipos de ambientes estruturais. Estes dados podem ser conciliados com o Índice de Bifurcação, que também está relacionado ao número de confluências anômalas dentro das bacias.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao GEMA (Grupo de Estudos Multidisciplinar do Ambiente) pelo apoio ao desenvolvimento de pesquisas voltadas à geomorfologia e pelo suporte físico fornecido para pesquisadores desta maravilhosa área de estudo.

Referências Bibliográficas

ALVARENGA C. J. S; TROMPETTE R. Evolução tectônica brasiliana da Faixa Paraguai: a estruturação da região de Cuiabá. Rev. Bras. Geociênc., 23:18-30, 1993.

ALVES, F. C.; ROSSETTI, D. F; VALERIANO, M. M. Detecting neotectonics in the lowlands of Amazonia through the analysis of river long profiles. JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES, v. 100, p. 1-11, 2020.

ALVES, F.C.; ROSSETTI, D. F. Análise morfoestrutural e neotectônica na porção norte da Bacia Paraíba (PB). Revista Brasileira de Geomorfologia, v.16, n.4, p.559-578, 2015.

ARAÚJO, C. C; YAMAMOTO, J. K; MADRUCCI, V. Análise morfoestrutural em área de ocorrência de arenito asfáltico, Bacia do Paraná, São Paulo. Revista do Instituto Geológico, v. 24, n. 1/2, p. 25-41, 2003.

ASMUS, H. E. Hipóteses sobre a origem dos sistemas de zonas de fratura oceânica; alinhamentos continentais que ocorrem nas regiões sudeste e sul do Brasil. In: Petrobrás. Centro de Pesquisas e Desenvolvimento. Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil. Rio de Janeiro. p. 39-73 (Série Projeto Remac, 4), 1978.

ASSINE M. L. & SOARES P. C. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. Quaternary International, 114:23-34, 2004.

AVENA, G.C., GIULIANO, G., LUPIA PALMIERI, E. Sulla valutazione quantitativa dela gerarchizzazione ed evoluzione dei reticoli fluviali. Bollettino della Societa Geologica Italiana 86, 81–796, 1967.

BAHRAMI, S. Analyzing the drainage system anomaly of Zagros basins: Implications for active tectonics. Tectonophysics, 914–928, 2013.

BEZERRA, P. E. L. Análise estrutural da drenagem. IBGE: Belém, 2003.

BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. Progress in Physical Geography, v. 19, n. 4, p. 449-73, 1995.

CAMOLEZI, B. A.; FORTES, E.; MANIERI, D. D. Controle estrutural da rede de drenagem com base na correlação de dados morfométricos e morfoestruturais: o caso da bacia do ribeirão São Pedro – Paraná. Revista Brasileira de Geomorfologia. v. 13, n. 2, p. 212 – 211, 2012.

CASSETI, V. Estrutura e gênese da compartimentação da paisagem da Serra Megra-MG. Dissertação de Mestrado. FFLCH-USP, S. Paulo:Cegraf, 1977.

CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia. São Paulo: Edgard Blucher, 1980.

COUTO, E. V. Evolução denudacional de longo prazo e a relação solo - relevo no noroeste do Paraná. Tese (doutorado em Geografia), Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 112 p, 2015.

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 America Bulletin, v. 106, p. 571-581, 1994.

CREMON, E. H. Caracterização morfológica do sistema fluvial do Rio Demini (Amazônia Setentrional) com base em sensoriamento remoto. Dissertação (mestrado em sensoriamento remoto), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 165 p, 2012.

CREMON, E. H. Evolução quaternária do rio Branco - norte da Amazônia - com base em dados orbitais e geológicos. Tese (doutorado em sensoriamento remoto), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 113 p, 2016.

CRÓSTA, A. P; REIMOLD, W. U; VASCONCELOS, M. A. R; HAUSER, N; OLIVEIRA, G. J. G; MAZIVIERO, M. V; GOES, A. M. Impact cratering: The South American record - Part 1. Chemie der erde-Geochemistry, v. 79, p. 1-61, 2018.

CUNHA, S. B. Geomorfologia Fluvial. In: GUERRA, A. J. T & CUNHA, S. B. Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos. Bertrand Brasil, 8ª Ed., Rio de Janeiro, RJ; 2008.

DAVIS, J. M., GUPTA, S., BALME, M., GRINDROD, P. M., FAWDON, P., DICKESON, Z. I., & WILLIAMS, R. M. E. A diverse array of fluvial depositional systems in Arabia Terra: Evidence for mid-Noachian to early Hesperian rivers on Mars. Journal of Geophysical Research: Planets, 124, 1913–1934, 2019.

DEFFONTAINES, B.; CHOROWICZ, J. Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of the Zaire Basin. Tectonophysics, v. 194, p. 237-263, 1991.

DUNNE, T. 1980: Formation and controls of channel networks. Progress in Physical Geography 4, 211–39.

FERNANDEZ, O. V. Q.; TIZ, G. J. ; JESUS, K. A. ; NACKE, S. M. M. . Caracterização Morfométrica da Rede de Drenagem Associada à Cratera de Impacto de Vista Alegre,

Município de Coronel Vivida, Sudoeste do Paraná. Revista Brasileira de Geografia Física, v. 6, p. 157-169, 2013.

FERREIRA, F. J. F. Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa. Dissertação (mestrado em Geociências), Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 170 pp. 1982.

FIRMINO I. G.; FORTES, E. Anomalias de drenagem da bacia do rio Goio-Erê - PR e significado tectônico. In: Nelson Vicente Lovatto Gasparetto; Marta Luzia de Souza. (Org.). Ambientes naturais: dinâmica e evolução. 1ed.Maringá: PGE editora, v. 1, p. 128-140, 2018.

FIRMINO, I. G. Análise morfoestrutural da porção média da bacia do rio Tibagi – PR. Dissertação (Mestrado em Geografia – Análise Ambiental). Universidade Estadual de Maringá – UEM, Maringá – PR, 140 p. 2016.

FIRMINO, I. G; SOUZA FILHO, E. E. Análise de padrões e de anomalias de drenagem da porção média da bacia do rio Tibagi (PR). Revista Brasileira de Geomorfologia, v.18, n.1, p.37-49, 2017.

FORTES, E.; STEVAUX, J. C.; VOLKMER, S. Neotectonics and channel evolution of the Lower Ivinhema River: A right-bank tributary of the upper Paraná River, Brazil. Geomorphology 70 325–338 p. 2005.

FRENCH, B. M. Traces of Catastrophe: A Handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures. LPI Contribution nº 954, Lunar and Planetary Institute, Houston, 120 p, 1998.

FULFARO, V. J. Tectônica do Alinhamento Estrutural do Paranapanema. Boletim IG. Instituto de Geociências, USP, V. 5: 129- 138, 1974.

FULFARO, V. J; ETCHEBEHERE, M. L. C; SAAD, A. R; PERINOTTO, J. A. J. The Araras escarpment in the Upper Paraná River: Implications to fluvial neotectonics of the Paraná drainage evolution. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 6, n.1, p. 115-122, 2005.

GUARNIERI, P., PIRROTTA, C. The response of drainage basins to the late Quaternary tectonics in the Sicilian side of the Messina Strait (NE Sicily). Geomorphology, 95, 260–273, 2008.

HARE P. W.; GARDNER I. W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: MORISAWA M.; HACK J. T. (eds.). Tectonic Geomorphology. Proceedings of 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium. 1985.

HAYAKAWA, E. H.; ROSSETTI, D. F. Caracterização da rede de drenagem da bacia do médio e baixo rio Madeira. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 13, n. 4, 2012.

HILLS, E. S. Elements of Structural Geology. Methuen, London. 483 p. 1963.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins. Geological Society of America Bulletin 56, 275– 370. 1945.

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 51, 2246–2259, 1967.

HUGGETT, R. J. Fundamentals of Geomorphology. Routledge, Taylor & Francis Group, second edition, London and New York, 2007.

IBANEZ, D. M. Integração de dados de sensoriamento remoto (SRTM e RADARSAT-1), geologia, gravimetria e magnetometria para estudo morfoestrutural da área do Rio Uatumã, Bacia do Amazonas. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos – SP, 158 p, 2007.

IBANEZ, D. M; RICCOMINI, C; DE MIRANDA, F. P. Geomorphological evidence of recent tilting in the Central Amazonia Region. Geomorphology (Amsterdam), v. 214, p. 378-387, 2014.

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.

JANONI, C. R. ; CASTRO, M. S. S. ; SANTOS, G. B. ; JANONI, A. S. R. ; SOUZA, D. P. C. . Neotectônica nas Coberturas Sedimentares do Cráton do São Francisco no Oeste da Bahia. Revista de Geologia (Fortaleza), v. 29, p. 93-111, 2016.

KIRCHNER, J.W. Statistical inevitability of Horton's laws and the apparent randomness of stream channel networks. Geology, 21, 591–4, 1993.

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

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Geomorfologia e Neotectônica da Bacia Hidrográfica do Rio Apodi-Mossoró NE/Brasil. Mercator (Fortaleza. Online), v. 11, p. 209-228, 2012.

MAIA, R.P.; BEZERRA, F. H. R. Tectônica Pós-Miocênica e controle estrutural de drenagem no rio Apodi-Mossoró, Nordeste do Brasil. Boletim de Geografia, Maringá, v. 31, n. 2, p. 57- 68, 2013.

MANTELLI, L. R; ROSSETTI, D. F. Significado Tectônico de lineamentos de drenagem no sudoeste da Ilha do Marajó. Revista Brasileira de Geociências, v. 39, p. 42-54, 2009.

MARS CHANNEL WORKING GROUP. Channels and valleys on Mars. Geol. Soc. Am. Bull. 94, 1035–1054, 1983.

MINEROPAR – MINERAIS DO PARANÁ S. A. Atlas Geológico do Paraná. Secretaria da Indústria do Comércio e do Turismo do Estado do Paraná. Curitiba - PR, 116 p., 2001.

MOTA, C. E. M., GERALDES, M. C., ALMEIDA, J. C. H., VARGAS, T., SOUZA, D. M., LOUREIRO, R. O., SILVA, A. P. Características isotópicas (Nd e Sr), geoquímicas e petrográficas da intrusão alcalina do Morro de São João: implicações geodinâmicas e sobre a composição do Manto Sublitosférico. Revista do Instituto de Geociências - USP, Série Científica, São Paulo, v. 9, n. 1, p. 85-100, 2009.

NAVARRO, G. R. B.; ZANARDO, A.; MONTIBELLER, C. C.; CONCEIÇÃO, F. T.; VALERIANO, C.; LEME, T. G.; SIMÕES, L. S. A. Proveniência dos metassedimentos do Grupo Araxá na região de Rio Quente - Caldas Novas. Geociências (São Paulo), v.36, n.2, p.395-413, 2017.

OUCHI, S. Response of alluvial rivers to slow active tectonic motion. Geol. Soc. Am. Bulletin. 96, 504-515, 1985.

PAIVA FILHO, A. P. Estratigrafia e tectônica do nível dos riodacitos pórfiros da Formação Serra Geral. IGCE-UNESP. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 268 p, 2000.

PARANHOS FILHO, A. C; NUMMER, A. R; ALBREZ, E.A; RIBEIRO, A. A; MACHADO, R. A study of structural lineaments in Pantanal (Brazil) using remote sensing data. Anais da Academia Brasileira de Ciências (Impresso), v. 5, p. 913-922, 2013.

PARKER, R. S. Experimental study of drainage basin evolution and its hydrologic implications. Hydrology Papers, Colorado State University, 90, 58 p, 1977.

PEYERL, W. R. L., SALAMUNI, E., SANCHES, E., NASCIMENTO, E. R., SANTOS, J. M., GIMENEZ, V. B., SILVA, C. L., FARIAS, T. F. S. Reativation of Taxaquara Fault and its morphotectonic influence on the evolution of Jordão River catchment, Paraná, Brasil. Brazilian Journal of Geology, 48(3): 553-573, 2018.

RAMASAMY, S. M., KUMANAN, C. J., SELVAKUMAR, R., SARAVANAVEL, J. Remote sensing revealed drainage anomalies and related tectonics of South India. Tectonophysics, 501, 41-51. 2011.

RICCOMINI, C., CRÓSTA, A.P., PRADO, R.L., LEDRU, M.P., TURQ, B.J., SANT'ANNA, L.G., FERRARI, J.A., REIMOLD, W.U. The Colônia structure, São Paulo, Brazil. Meteorit. Planet. Sci. 46, 1630–1639, 2011.

ROSSETTI, D. F.; ALVES, F. C.; VALERIANO, M. M. A tectonically-triggered late Holocene seismite in the southern Amazonian lowlands, Brazil. Sedimentary Geology, 358, p 70-83, 2017.

RUSSELL, G.A. Crystal growth in solution under local stress. American Mineralogist 20, 733– 737, 1935.

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

SALGADO, A. A. R; SORDI, M. V; CHEREM, L. F. Grandes capturas fluviais no Brasil: síntese das novas descobertas. Estudos do Quaternário, v. 19, p. 23-31, 2018.

SAMPAIO, T. V. M., AUGUSTIN, C. H. R. R. Índice de concentração da rugosidade: uma nova proposta metodológica para o mapeamento e quantificação da dissecação do relevo como subsídio a cartografia geomorfológica. Revista Brasileira de Geomorfologia, São Paulo, v.15, n.1, (Jan-Mar) p.47-60, 2014.

SANTOS, J. M; SALAMUNI, E; SILVA, C. L; SANCHES, E; GIMENEZ, V; NASCIMENTO, E. R. Morphotectonics in the Central-East Region of South Brazil: Implications for Catchments of the Lava-Tudo and Pelotas Rivers, State of Santa Catarina. Geomorphology, v. 328, p. 138-156, 2019a.

SANTOS, M; LADEIRA, F. S. B; BATEZELLI, A. Indicadores geomórficos aplicados à investigação de deformação tectônica: uma revisão. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 20, p. 287-316, 2019b.

SANTOS, T. B; MANCINI, F; ROSTIROLLA, S. P; BARROS, C. E. M; SALAMUNI, E. Registro da deformação pós-paleozóica na Bacia do Amazonas, região de Itaituba (BA). Revista Brasileira de Geociências, v. 41, p. 95-107, 2011.

SCHUMM, S. A. The evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. Bulletin of the Geological Society of America 67, 597–646, 1956.

SHREVE, R. L. Infinite topologically random channel networks. Journal of Geology 75, 178–86, 1967.

SILVA C.L., MORALES N., CROSTA A.P., COSTA S.S., JIMENEZ-RUEDA J.R. Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western Amazon Basin: an approach using satellite images and digital elevation model. An Acad Bras Ciênc, 79:693- 711, 2007.

SILVA, M. B; MAIA, R. B. Caracterização morfoestrutural do alto curso da bacia hidrográfica do Rio Jaguaribe, Ceará – Brasil. Revista Brasileira de Geomorfologia v. 18, nº 3, 2017.

SOARES, P. C.; BARCELLOS, P. E.; CSORDAS, S. M. Análise, interpretação e integração de lineamentos a partir de imagens (radar-Landsat) e suas relações com a tectônica da Bacia do Paraná. São Paulo: relatório RT-342/82 – PAULIPETRO – Consórcio CESP/IPT, 1982.

SOARES, P.C.; ASSINE, M.L. & RABELO, L. The Pantanal Basin: Recent Tectonics, Relationships to the Transbrasiliano Lineament. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 10,. Santos, SP, Anais, Santos, INPE, 459-469, 1998.

SOUZA FILHO P.W.M.; QUADROS M.L.E.S.; SCANDOLARA J.E.; SILVA E. P.; REIS M.R. Compartimentação morfoestrutural e neotectônica do sistema fluvial Guaporé-Marmoré-Alto Madeira, Rondônia, Brasil. Revista Brasileira de Geociências, v. 29 n. 4, p. 469-476, 1999.

SOUZA JUNIOR, M. D.; SANTOS, M. L.; SALAMUNI, E.; STEVAUX, J. C.; MORALES, N. Análise morfotectônica da bacia hidrográfica do rio Ivaí-PR, curso inferior. Rev. Brasil. de Geomorfol., v.14, p. 211-218, 2013.

STERNBERG, H. O. Vales tectônicos na planície Amazônica? Revista Brasileira de Geografia, v. 12, n. 4, p. 513-533, Dez. 1950.

STRAHLER, A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. Transaction American Geophysal Union, v. 38, p. 913-20, 1957.

STRANDBERG. C. Aerial Discovery Manual. Wiley, London, 249 p, 1967.

SUMMERFIELD, M. A. Global Geomorphology: An introduction to the study of landforms. New York, Longman Scientific & Technical, 537 p, 1991.

THORNBURY, W. D. Principles of Geomorphology, 2nd Edition. John Wiley and sons Inc, New York. 594 p, 1985.

Titan's surface. Nature, 438, 765–778, 2005.

TOMASKO, M. G. et al. Rain, winds and haze during the Huygens probe's descent to

TRATZ, E. B. Geologia e geomorfologia das estruturas circulares na porção central da província magmática Paraná-*Etendeka*. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 149 p. 2017.

TWIDALE, C. R. River patterns and theirmeaning. Earth Science Reviews, vol. 67, 159–218, 2004.

UHLEIN, A.; FONSECA, M. A.; SEER, H. J.; DARDENNE, M. A. Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília – Setores Setentrional e Meridional. Geonomos, v. 2, n. 12, p. 1-14, 2012.

VARGAS, K. B. Superfícies geomorfológicas do centro norte paranaense e evolução do relevo regional. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 176 p, 2017.

VIEIRA, A. J. Geologia do centro e nordeste do Paraná e centro-Sul de São Paulo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Aracaju, 1973. Anais... , Aracaju, SBG, v. 3, p.259-277, 1973.

WILLETT, S. D., S. W. MCCOY, J. T. PERRON, L. GOREN, AND C.-Y. CHEN. Dynamic reorganization of river basins, Science, 343 (6175), 1, 248, 765, 2014.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. de J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Bacia do Paraná. In: RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (Coords.) Origem e Evolução das Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro: Editora Gávea e Petrobras, p. 135-168, 1990.

ZERNITZ, E. R. Drainage patterns and their significance. The Journal of Geology, 40, 498– 521, 1932.