

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL – UFRGS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – POSGEA**

ANDREY LUÍS BINDA

**EVENTOS HIDROLÓGICOS EXTREMOS E MORFODINÂMICA FLUVIAL EM
ÁREA AFETADA POR PROCESSOS DE ARENIZAÇÃO NO SUDOESTE DO RIO
GRANDE DO SUL – BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO MIRACATU**

PORTO ALEGRE/RS

2016

ANDREY LUÍS BINDA

**EVENTOS HIDROLÓGICOS EXTREMOS E MORFODINÂMICA FLUVIAL EM
ÁREA AFETADA POR PROCESSOS DE ARENIZAÇÃO NO SUDOESTE DO RIO
GRANDE DO SUL – BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO MIRACATU**

**Tese de doutorado apresentada ao
Programa de Pós-Graduação em Geografia,
da Universidade Federal do Rio Grande do
Sul, como requisito parcial para a obtenção
do título de Doutor em Geografia.**

Orientador: Prof. Dr. Roberto Verdum

PORTO ALEGRE/RS

AGOSTO/2016

CIP - Catalogação na Publicação

Binda, Andrey Luis

Eventos hidrológicos extremos e morfodinâmica
fluvial em área afetada por processos de arenização
no sudoeste do Rio Grande do Sul - Bacia
Hidrográfica do Arroio Miracatu / Andrey Luis Binda.
-- 2016.
292 f.

Orientador: Roberto Verdum.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio
Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de
Pós-Graduação em Geografia, Porto Alegre, BR-RS, 2016.

1. Climatologia. 2. Hidrologia. 3. Geomorfologia
fluvial. 4. Arenização. I. Verdum, Roberto, orient.
II. Título.

ANDREY LUÍS BINDA

**EVENTOS HIDROLÓGICOS EXTREMOS E MORFODINÂMICA FLUVIAL EM
ÁREA AFETADA POR PROCESSOS DE ARENIZAÇÃO NO SUDOESTE DO RIO
GRANDE DO SUL – BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO MIRACATU**

Tese de doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Roberto Verdum

Esta tese de doutorado foi defendida e aprovada pela banca em: 15/8/2016.

BANCA EXAMINADORA

Profª. Dra. Dirce Maria Antunes Suertegaray (POSGEA/UFRGS)

Profª. Dra. Marga Eliz Pontelli (PPGG/UNIOESTE)

Prof. Dr. Maurício Meurer (PPGEO/UFPEL)

Dedicatória

Ao meu filho, Danilo, e à minha esposa, Irene,
dedico.

AGRADECIMENTOS

É impossível começar estes agradecimentos sem antes dar graças a Deus por tornar cada sonho realidade. Realizar este sonho não foi tarefa fácil, mas sempre contei com apoio incondicional em todos os momentos e isso, agora, me faz refletir, que também não foi tão difícil assim. O que fica é a gratidão que sempre carregarei comigo em relação a todos aqueles que contribuíram e que tem a sua parte neste sonho. Assim, agradeço:

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, universidade de excelência e ao Programa de Pós-Graduação em Geografia (POSGEA), um dos melhores do país. Ao meu orientador, professor Dr. Roberto Verdum, pela recepção, pelo apoio e pela instigação constante durante a pesquisa. Aos professores do POSGEA, por compartilharam seus conhecimentos e experiências. À secretaria do programa, em nome da Alynny Kist, pela eficiência e prestatividade. Aos professores Dra. Dirce Maria Antunes Suertegaray (UFRGS), Dr. Luís Eduardo de Souza Robaina (UFSM) e Dr. Maurício Meurer (UFPEL), pelas contribuições apresentadas durante a qualificação. Aos meus ex-professores da Universidade Estadual do Centro-Oeste – UNICENTRO e da Universidade Estadual do Oeste do Paraná – UNIOESTE, pela motivação e pelos laços de amizade que se preservam até hoje. À Universidade Federal da Fronteira Sul – UFFS, pela concessão de afastamento para a conclusão do doutorado.

Aos meus pais, Antônio Luiz Binda e Maria de Lourdes Binda, por me incentivarem continuamente e se esforçarem ao máximo para me proporcionarem sempre o melhor. À minha esposa, Irene Cristina Kohler, por me acompanhar sempre, seja durante os momentos bons, seja nos momentos difíceis destes últimos quatro anos de doutorado, pelo carinho e cuidado em todos os dias. Ao meu filho, Danilo Luís Binda, que chegou durante esta fase da minha vida e só trouxe alegria e amor. À minha irmã, Aline Cristiane Binda, pelas conversas sempre encorajadoras, mesmo estando distante. Aos meus familiares, que sempre torceram e me acompanham desde os primeiros passos. À Kika, por me receber das constantes viagens com alegria contagiante. Aos meus amigos de perto e de longe, em especial, ao Éderson Nascimento, ao Marlon Brandt e ao Ricardo Scherma, pelas conversas geográficas e pelos momentos de descontração. Aos colegas de doutorado, pelo convívio e pela amizade e aos demais colegas da UFFS.

Aos amigos Felipe dal Piva e Jean Carlo Gessi Caneppele, pela imensurável ajuda nos levantamentos de campo, pois sem vocês este trabalho nunca teria sido executável! Aos demais colegas que participaram das viagens à campo e que também nos auxiliaram eventualmente nessas atividades. Destaco aqui meu amigo Wellington Barbosa da Silva, que se deslocou do Paraná para me acompanhar em uma das incursões ao pampa. Ao colega Alex Alexandre Pedroso, pela elaboração dos blocos diagramas. Faço também agradecimento mais que especial aos observadores (precipitação e vazão), cujo trabalho diário e ininterrupto possibilitou as análises aqui apresentadas, e aos proprietários de terra, que sempre nos receberam com imensa cordialidade e com quem aprendemos muito durante as longas e prazerosas conversas.

Por fim, a todos os que, de uma maneira ou de outra, contribuíram para a realização deste sonho, a todos deixo aqui os meus singelos agradecimentos!

O homem que volta ao mesmo rio, nem o rio é
o mesmo rio, nem o homem é o mesmo
homem. (HERÁCLITO)

RESUMO

Os processos de arenização no sudoeste do Rio Grande do Sul têm sua explicação na relação entre a fragilidade do meio e a dinâmica hídrica, esta sustentada por eventos torrenciais de chuva. A presença de processos erosivos sob a forma de ravinamentos e de voçorocamentos e a exposição das formações superficiais nos areais atestam, nessa área, elevada mobilidade de sedimentos. Além disso, atividades agropecuárias sem o manejo adequado têm intensificado esses processos naturais, ampliando a interação hidrossedimentar entre as vertentes e os fundos de vale. Embora haja inúmeros trabalhos que abordam o processo de arenização e as dinâmicas do espaço geográfico no sudoeste do Rio Grande do Sul, há ainda uma lacuna em pesquisas que visam compreender suas inter-relações com a morfodinâmica fluvial. Tendo como recorte espacial a Bacia Hidrográfica do Arroio Miracatu (BHAM), esta pesquisa visa analisar, justamente, a importância de eventos hidrológicos extremos na morfodinâmica fluvial e a sua interação com os processos de arenização. Dados de chuva e vazão da BHAM foram analisados com vistas a identificar o regime pluvio-fluviométrico. Para tanto foram empregados parâmetros estatísticos com a finalidade de discriminar os eventos mais comuns daqueles mais raros. Como a ênfase do trabalho são os eventos hidrológicos extremos, estes foram observados a partir de diferentes escalas temporais (anual, mensal, pentadal e diário) e relacionados tanto ao excesso, como à escassez hídrica. Os resultados apontam para uma elevada variabilidade nas chuvas, que tendem a se concentrar em um número reduzido de dias, tanto anualmente, como mensalmente. Uma relação muito próxima entre a chuva e a vazão foi observada, de tal modo que os anos-padrão de chuva apresentaram correspondência com aqueles classificados pela Condição Hídrica da Bacia Hidrográfica (CHid). Isso decorre do fato de que tanto o El Niño Oscilação Sul (ENOS) como a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) modulam as chuvas e, conseqüentemente, as vazões na BHAM. Adicionalmente, foram identificados períodos ora mais secos (ODP-), ora mais chuvosos (ODP+). Esses períodos foram fundamentais para a compreensão da morfodinâmica fluvial, que é moldada por uma sucessão de regimes dominados por estiagem ou por inundação. Com a finalidade de avaliar esses processos de ajustamento foi selecionado um segmento localizado no médio curso da sanga da Areia. Nesse local a rede de drenagem é influenciada pelos processos de arenização, havendo conexão entre as vertentes e o fundo de vale, com intenso aporte de sedimentos. Com base em imagens de sensoriamento remoto (fotos aéreas e satélite) foi possível identificar a posição do canal em dez ocasiões diferentes, no período que se insere entre 1948-2013. Os ajustamentos que se processaram nesse segmento permitiram dividi-lo em dois trechos distintos (a montante e a jusante), com evolução diferenciada. Além dos ajustamentos na morfologia de canal, foram observados ainda variações na largura do canal, demonstrando ora um padrão entrelaçado (mais largo), ora meandrante (mais estreito). Concomitantemente a esses ajustamentos, a incisão fluvial promoveu a esculturação de diferentes feições, sendo possível delimitar dois níveis de terraços e um nível de planície de inundação. Na intenção de compreender os processos erosivo-deposicionais, procedeu-se ao monitoramento de nove seções transversais no trecho a montante do segmento estudado na sanga da Areia. O canal fluvial, inicialmente meandrante com calha estreita e profunda, passou para um padrão entrelaçado, com leito muito mais largo e raso ao fim do levantamento. Esses ajustamentos não se processaram de modo contínuo, mas bruscamente, em decorrência de pulso excepcional de cheia por ocasião de chuva pentadal extrema. Esse pulso promoveu um aumento brusco da carga sedimentar esculturando um canal entrelaçado (raso e largo) pela estocagem intracanal do material. Ajustamentos dessa natureza moldam a morfologia do canal e sugerem ocorrer de modo periódico na sanga da Areia.

Palavras-chave: Chuva. Vazão. Erosão. Deposição. Estiagem. Inundação.

ABSTRACT

The sandization processes in the southwestern of Rio Grande do Sul State have their explanation on the relationship between environment fragility and water dynamics, and this, supported by torrential rain event. The presence of erosive processes in the form of ravines and gullies and the exposure of soil surface in the sand deposits attest, in this area, high sediment mobility. In addition, agricultural activities without appropriate management have intensified these natural processes, expanding water-sediment interaction between the slopes and valley bottoms. Although there are numerous studies that discuss the sandization process and the dynamics of the geographic space in the southwestern of Rio Grande do Sul, there is still, a gap in research aimed at understanding their interrelations with the fluvial morphodynamics. The Miracatu arroyo watershed was defined as the study area of this research, which aims to analyze the importance of extreme hydrological events in the river morphodynamics and their interaction with sandization processes. Rainfall and river-flow were analyzed in order to identify the rain-flow regime. For this purpose, statistical parameters were used in order to discriminate the most common of those rare events. The extreme hydrological events were observed from different time scales (annual, monthly, daily and pentad) and related either to excess, as the water scarcity. The results indicate a high variability in rainfall that tend to occur in a few days both annual as monthly. Was observed a relationship between rainfall and river-flow and it happens due the influence of El Niño Southern Oscillation (ENSO) and the Pacific Decadal Oscillation (PDO) that modulate the rains and therefore the flow in Miracatu Arroyo. Furthermore, was identified a succession of drier (PDO-) and rainiest periods (PDO+). These periods were fundamental to the understanding of fluvial morphodynamics, once it allow characterize alternating drought- and flood dominated regimes. In order, to evaluate the fluvial adjustment processes were selected a segment-river located in the Areia Creek. In this place, the drainage network is influenced by sandization processes, with connection between the slopes and the valley bottom, with strong input of sediments. Based on remote sensing images (air photo and satellite) was identified the channel position in ten occasions in the period of 1948-2013. The fluvial adjustments that were processed in this segment allowed to divide it into two distinct reaches (upstream and downstream reaches), with different evolution. It was also observed variations in the width and channel pattern, sometimes showing a braided channel (wider) while in others a meandering course (narrower). Concurrently with these adjustments, the fluvial incision promoted the sculpturing of different features and it is possible define two levels of terraces and a flood plain level. The intention to understand the erosive-depositional processes proceeded to monitoring nine cross sections in the upstream reach of the segment-river studied in Areia Creek. The river channel, initially meandering with narrow and deep channel, passed for a braided pattern with bed wider and shallower at the end of the survey. These fluvial adjustments are not processed in a continuous manner, but abruptly, due to exceptional flood-pulse during extreme pentadal rain. This event promoted an abrupt increase in load-bed forming a braided channel (shallow and wide) by in-channel sediment storage. Adjustments of this nature shape the channel morphology and occur periodically in Areia Creek.

Key-words: Rain. River-flow. Scour. Deposition. Drought. Flood.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização da bacia hidrográfica do arroio Miracatu no sudoeste do estado do Rio Grande do Sul.....	292
Figura 2 – Áreas de sedimentação da Província Paraná, conforme Silva et al. (2003). Destaque à área aproximada de estudo.....	30
Figura 3 – Vista geral da margem fluvial erosiva (esquerda) e detalhe dos depósitos eólicos de encosta sobrejacente a depósitos fluviais de fundo de vale (direita). 1) canal fluvial; 2) cobertura aluvial recente; 3) unidade fluvial - 3a) depósitos de canal e 3b) depósitos de planície de inundação; 4) depósito eólico de encosta; 5) voçorocamentos e 6) areal.....	39
Figura 4 – Fragmento do Mapa Geológico do estado do Rio Grande do Sul (CPRM, 2006) e as representações das feições do Domo de Itu (círculos concêntricos) e do Muro de Manoel Viana (linhas aproximadamente N-S) em relação à área aproximada da BHAM (tracejado em vermelho).....	40
Figura 5 – No segundo plano, a superfície do baixo planalto formando amplo platô intermediário, cuja incisão fluvial do arroio Taquari separou-os, neste local, em dois blocos posicionados em ambas as margens. Em primeiro plano, as baixas colinas interfluviais, São Francisco de Assis/RS.....	46
Figura 6 – Perfis longitudinais dos cursos fluviais estudados e estrutura geológica adjacente.....	48
Figura 7 – Exposições de Neossolo Quartzarênico Órtico: horizontes superficial e subsuperficial predominantemente arenosos, localidade do cerro da Esquina (esquerda); e capeando depósito rudáceo em discordância erosiva com a rocha subjacente (direita), sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.....	54
Figura 8 – Butiá-anão em núcleo de arenização (esquerda acima); "butiazal" em área de campo limpo (direita acima); redução da cobertura vegetal em áreas em processo de arenização (esquerda abaixo); e mosaico da paisagem com aspecto campo-floresta, neste caso, mata de galeria (direita abaixo). Exemplos para a BHAM.....	58
Figura 9 – Típico mosaico de uso e cobertura da terra na área de estudo (BHSA): em primeiro plano "os campos", que vêm, ao longo dos anos, perdendo espaço para a agricultura (soja) e para a silvicultura (eucalipto).....	62
Figura 10 – Cultivos e área cultivada acumulada (km ²) no município de São Francisco de Assis/RS, no período de 2004 e 2014.....	66
Figura 11 – Efetivo do rebanho (cabeças) para o município de São Francisco de Assis/RS.....	68
Figura 12 – Evolução temporal do IVDN médio (acima) e do desvio-padrão (abaixo) para as bacias hidrográficas do arroio Miracatu e sanga da Areia no período de 2000 a 2015.....	71
Figura 13 – Localização das estações pluviométricas em relação à bacia hidrográfica do arroio Miracatu.....	76
Figura 14 – Total anual de chuva, média e desvios-padrão para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	80
Figura 15 – Número de dias com chuva, média e desvios-padrão para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	82

Figura 16 – Definição de anos-padrão para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	84
Figura 17 – Relação entre o total anual, dias com chuva e anos-padrão para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	86
Figura 18 – Distribuição dos totais pluviométricos mensais para o posto "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	90
Figura 19 – Frequência anual acumulada dos meses-padrão para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	94
Figura 20 – Frequência acumulada dos meses-padrão para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	95
Figura 21 – Distribuição de frequência absoluta e relativa dos meses-padrão na estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	96
Figura 22 – Índice Niño Oceânico no período de 1964 a 2014.....	100
Figura 23 – Índice de Oscilação Decadal do Pacífico e precipitação anual padronizada correspondente com atraso de cinco anos.....	106
Figura 24 – Índices de erosividade mensal (EI30) para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	109
Figura 25 – Relação entre total de dias com chuva anual, dias com chuva extrema e anos-padrão para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	112
Figura 26 – Distribuição de frequência anual dos eventos de chuva extrema para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	114
Figura 27 – Representatividade das chuvas extremas no total anual (acima) e dos quatro maiores eventos chuvosos (abaixo) nos totais anuais da estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	119
Figura 28 – Distribuição de frequência mensal dos eventos de precipitação extrema para a estação pluviométrica "Ponte Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	121
Figura 29 – Percentual acumulado do número de dias com chuva (acima) e do volume anual (abaixo) correspondente por classe para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	124
Figura 30 – Desvios padronizados de pluviosidade (esquerda) e do número de dias com chuva anual (direita) por classe para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	125
Figura 31 – Frequência absoluta de chuvas pentadais extremas agrupadas em bloco, para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	129
Figura 32 – Período de maior número de dias consecutivos sem chuva mensal para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	133
Figura 33 – Frequência absoluta e relativa dos casos de estiagem para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	137
Figura 34 – Números de estiagens registradas anualmente e relação com os anos-padrão para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	138
Figura 35 – Distribuição de frequência dos eventos de estiagem na estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	139
Figura 36 – Índice padronizado de estiagem pluviométrica (IPEP) para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	142

Figura 37 – Localização das estações fluviométricas em relação à Bacia Hidrográfica do Arroio Miracatu.....	147
Figura 38 – Vazão média anual, média das máximas e média das mínimas para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	150
Figura 39 – Condição Hídrica da Bacia Hidrográfica (CHid) anual para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	151
Figura 40 – Fluviogramas mensais médios: vazões máximas (esquerda), médias (centro) e mínimas (direita) para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	154
Figura 41 – Curva de permanência para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	157
Figura 42 – Fichário-imagem das vazões anuais (Q_{max} , Q_5 , Q_{25} , Q_{50} , Q_{75} e Q_{95} e Q_{min}) para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu" (1965-1983), São Francisco de Assis/RS.....	159
Figura 43 – Fichário-imagem das vazões mensais (Q_{max} , Q_5 , Q_{25} , Q_{50} , Q_{75} e Q_{95} e Q_{min}) para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu" (1965-1983), São Francisco de Assis/RS.....	161
Figura 44 – Índice de fluxo de base (IFB) anual para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	164
Figura 45 – Fluviograma com a separação entre o fluxo de base e o escoamento superficial direto no ano de 1968 para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	165
Figura 46 – Fluviograma com a separação entre o fluxo de base e o escoamento superficial direto no ano de 1982 para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	167
Figura 47 – Índice de Fluxo de Base (IFB) mensal para a série histórica verdadeira (1965-1983) na estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	168
Figura 48 – Definição dos pulsos de cheia (retângulos cinzas) em relação ao limite correspondente à Q_{25} (linha tracejada vermelha) segundo o contexto hidrológico (posição) e o número de picos de cheia (setas).....	172
Figura 49 – Perfil transversal do arroio Miracatu (1981) e cota das vazões na estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", conforme o tempo de retorno, São Francisco de Assis/RS.....	176
Figura 50 – Distribuição de frequência e magnitude dos pulsos de cheia na estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	178
Figura 51 – Relação entre a CHid anual e o número de dias anual com vazões $\geq Q_{25}$, para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	179
Figura 52 – Frequência absoluta mensal dos pulsos de cheia (acima) e frequência e magnitude dos pulsos de cheia (abaixo) a partir do tempo de retorno de um ano ($TR > 1$), para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	181
Figura 53 – Distribuição dos pulsos de cheia de acordo com o contexto hidrológico na estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	182
Figura 54 – Resposta do escoamento fluvial às chuvas extremas, moderadas e pentadais para o posto pluvio-fluviométrico "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	184

Figura 55 – Número de dias (acima), frequência de períodos ≥ 15 dias consecutivos (centro) e maior período de dias consecutivos com vazões de estiagem (abaixo), por ano, para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	188
Figura 56 – Vazões mínimas de um, três, sete, 30 e 90 dias para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	191
Figura 57 – Duração diária das vazões mínimas por categoria para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	193
Figura 58 – Localização do segmento estudado na sanga da Areia, Bacia Hidrográfica do Arroio Miracatu.....	198
Figura 59 – Diagrama da balança de Lane e respostas do canal para mudanças nas taxas de aporte de sedimentos, tamanho dos clastos, vazão líquida e declividade do canal.....	203
Figura 60 – Exposição do solo devido à baixa biomassa (esquerda/acima); voçorocamentos nas vertentes (direita/acima) conectados à rede fluvial (esquerda/centro); processos de arenização (direita/centro); incisão (esquerda/abaixo) e retrabalhamento dos depósitos aluviais (direita/abaixo) constituem as principais fontes de sedimentos na área estudada.....	210
Figura 61 – Processos modeladores das sinuosidades nos trechos a montante e a jusante do segmento estudado na sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.....	213
Figura 62 – Sinuosidade 3 evidenciando abandono parcial do canal por meio de travessia seguindo depressão topográfica das barras em pontais (acima); canal abandonado e depósitos de barras em pontal (abaixo).....	215
Figura 63 – Imagens de sensoriamento remoto demonstrando a morfologia e a largura do canal em 1948 (acima/esquerda), 1964 (acima/direita), 2004 (abaixo/esquerda) e 2013 (abaixo/direita).....	218
Figura 64 – Variáveis intervenientes na morfologia do canal na escala temporal de década a século.....	227
Figura 65 – Precipitação mensal, meses-padrão e dias com chuva mensal nos anos de 2014-2015 para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	232
Figura 66 – Ponte sobre o arroio Taquari, na estrada entre São Francisco de Assis e o distrito de Vila Kramer, derrubada no/s pico/s de cheia/s ocorridos no final do ano de 2014 (acima/esquerda) e durante a cheia de outubro de 2015 (acima/direita). Várzea do arroio Miracatu inundada pelo evento de outubro de 2015 (abaixo/centro).....	234
Figura 67 – Variações na forma do canal na seção transversal 1 (ST-1), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.....	235
Figura 68 – Variações na forma do canal na seção transversal 2 (ST-2), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.....	237
Figura 69 – Variações na forma do canal na seção transversal 3 (ST-3), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.....	239
Figura 70 – Variações na forma do canal na seção transversal 4 (ST-4), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.....	241
Figura 71 – Variações na forma do canal na seção transversal 5 (ST-5), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.....	242
Figura 72 – Variações na forma do canal na seção transversal 6 (ST-6), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.....	243

Figura 73 – Variações na forma do canal na seção transversal 7 (ST-7), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.....	244
Figura 74 – Variações na forma do canal na seção transversal 8 (ST-8), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.....	246
Figura 75 – Variações na forma do canal na seção transversal 9 (ST-9), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.....	247
Figura 76 – $\Delta A\%$ (acima) e $ \Delta A\% $ (abaixo) para cada uma das seções transversais, ao longo do período de levantamento, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.....	249
Figura 77 – Visão a montante (acima/esquerda/direita) e a jusante (centro/esquerda/direita) da sinuosidade 8. Visão parcial das sinuosidades 5 e 6, comparativo entre em maio de 2014 (abaixo/esquerda) e em novembro de 2015 (abaixo/direita).....	251
Figura 78 – Efeito da condição limite no ajustamento fluvial: a) a morfologia adquire novo equilíbrio e b) retorno à morfologia antecedente.....	254
Figura 79 – Modelo evolutivo dos processos de ajustamento na sanga da Areia: a) assoreamento e alargamento do canal após inundação de alta magnitude; b) redistribuição sedimentar intracanal por eventos de magnitude menor; e c) estreitamento e aprofundamento do canal por influência da estabilização dos depósitos pela vegetação.....	256

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Dados de preenchimento de falhas mensais para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	77
Tabela 2 – Número de dias com chuva máximos e mínimos absolutos, média e desvio-padrão para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	92
Tabela 3 – Episódios, intensidade e duração/meses (entre parênteses) do ENOS no período de 1964 a 2013 tendo como base o Índice Niño Oceânico (INO).....	100
Tabela 4 – Relação entre precipitação e dias com chuva durante as fases da ODP para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	106
Tabela 5 – Representatividade dos quatro maiores eventos de precipitação e das chuvas extremas para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	116
Tabela 6 – Volumes acumulados por chuvas pentadais extremas consecutivas, separadas por uma pênstada ou associadas a pênstadas com volume superior ao terceiro quartil para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	130
Tabela 7 – Estiagens registradas para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	134
Tabela 8 – Tipologia dos pulsos anuais de cheia, segundo o contexto hidrológico, para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	174
Tabela 9 – Tempo de retorno e categorias utilizadas para a descrição da magnitude dos pulsos de cheia para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	175
Tabela 10 – Número de dias com vazão $\leq Q_{75}$, por mês, para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	190
Tabela 11 – Tempo de retorno (TR) e categorias utilizadas para a descrição da magnitude das vazões mínimas para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	192
Tabela 12 – Comprimento do canal fluvial e Índice de Sinuosidade (Is) no segmento e nos trechos a montante e a jusante da sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.....	208
Tabela 13 – Processos responsáveis pela evolução das sinuosidades no segmento estudado na sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.....	214
Tabela 14 – Relação largura x distância para os segmentos e os trechos a montante e a jusante, na sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.....	219
Tabela 15 – Variações nos parâmetros estatísticos na seção transversal 1 (ST-1), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.....	236
Tabela 16 – Variações nos parâmetros estatísticos na seção transversal 2 (ST-2), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.....	238
Tabela 17 – Variações nos parâmetros estatísticos na seção transversal 3 (ST-3), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.....	240
Tabela 18 – Variações nos parâmetros estatísticos na seção transversal 4 (ST-4), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.....	241
Tabela 19 – Variações nos parâmetros estatísticos na seção transversal 5 (ST-5), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.....	242
Tabela 20 – Variações nos parâmetros estatísticos na seção transversal 6 (ST-6), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.....	244

Tabela 21 – Variações nos parâmetros estatísticos na seção transversal 7 (ST-7), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.....	245
Tabela 22 – Variações nos parâmetros estatísticos na seção transversal 8 (ST-8), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.....	246
Tabela 23 – Variações nos parâmetros estatísticos na seção transversal 9 (ST-9), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.....	248

LISTA DE APÊNDICES

APÊNDICE A - Coleção de mapas da Bacia Hidrográfica do Arroio Miracatu.....	283
APÊNDICE B - Mapas de uso e cobertura da terra na Bacia Hidrográfica do Arroio Miracatu.....	284
APÊNDICE C - Cartogramas de evolução anual (2003 e 2015) do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (IVDN) para a Bacia Hidrográfica do Arroio Miracatu.....	285
APÊNDICE D - Relação largura x profundidade para determinação do nível de margens plenas na estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.....	286
APÊNDICE E - Ajustamentos fluviais no trecho a montante do segmento estudado da sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.....	287
APÊNDICE F - Perfis topográficos transversais no trecho estudado da sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.....	288
APÊNDICE G - Feições geomorfológicas no segmento estudado da sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.....	289

LISTA DE ANEXOS

ANEXO A - Equações para determinação do índice de erosividade da chuva individual (EI_{30}) com base nos dados pluviográficos de São Borja/RS.....	291
ANEXO B - Lista das pântadas e das respectivas datas do calendário anual.....	292

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

- ACP - Abandono por cortes de pedúnculo (evolução de meandros)
- ANA - Agência Nacional das Águas
- ATDT - Abandono por travessia seguindo depressão topográfica (evolução de meandros)
- BHAM - Bacia Hidrográfica do Arroio Miracatu
- BHSA - Bacia Hidrográfica da Sanga da Areia
- BHSF - Bacia Hidrográfica da Sanga Feijó
- CCM - Complexos Convectivos de Mesoescala
- CHid - Condição Hídrica da Bacia Hidrográfica
- CPC - *Climate Prediction Center*
- CNPq - Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico
- CPRM - Serviço Geológico Brasileiro
- DGI - Divisão de Geração de Imagens
- DNS - Desenvolvimento de nova sinuosidade (evolução de meandros)
- EEB - Encurtamento por erosão de barra em pontal (evolução de meandros)
- ENOS - El Niño Oscilação Sul
- EN - El Niño (fase ENOS)
- EOS - *Earth Observing System*
- ESE - *Earth Science Enterprises*
- EXP - Expansão (evolução de meandros)
- EXT/ROT - Expansão-rotação (evolução de meandros)
- Hidroweb - Sistema de Informações Hidrológicas
- GPRH - Grupo de Pesquisa em Recursos Hídricos
- IAS - Índice Atlântico Sul
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
- IE₃₀ - Índice de Erosividade
- IFB - Índice de Fluxo de Base
- INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
- ION - Índice Oceânico Niño
- IOS - Índice de Oscilação Sul
- IPEP - Índice Padronizado de Estiagem Pluviométrica
- IVDN - Índice de Vegetação por Diferença Normalizada
- JISAO - *Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean*

LANDSAT - *Land Remote Sensing Satellite*

LN - La Niña (fase ENOS)

MNT - Modelo Número de Terreno

MODIS - *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*

MSS - *Multispectral Scanner System* (sensor acoplado ao satélite LandSat 1)

N - Neutralidade (fase ENOS)

NASA - *National Aeronautics and Space Administration*

NCEP - *National Centers for Environmental Prediction*

NOAA - *National Oceanic and Atmospheric Administration*

IS - Índice de Sinuosidade

ODP - Oscilação Decadal do Pacífico

ODP+ - fase quente da ODP

ODP- - fase fria da ODP

OLI - *Operational Land Imager* (sensor acoplado ao satélite LandSat 8)

Pi - Planície de inundação

PTT - Perfis topográficos transversais

RAA - Retilinação por abandono de meandro adjacente (evolução de meandros)

ROT - Rotação (evolução de meandros)

SAD-69 - Sistema Geodésico Sul-Americano de 1969

SisCAH - Sistema Computacional para Análises Hidrológicas

SMA - Sem mudanças aparentes (evolução de meandros)

SPRING - Sistema de Processamento de Informações Georreferenciadas

SRTM - *Shuttle Radar Topographic Mission*

ST - Seção transversal

Ti - Terraço inferior

TM - *Thematic Mapper* (sensor acoplado ao satélite LandSat 5)

TR - tempo de retorno

TRL - translação (evolução de meandros)

Ts - Terraço superior

TSM - Temperatura da Superfície do Mar

TOPODATA - Banco de dados Geomorfométricos do Brasil

UFRGS - Universidade Federal do Rio Grande do Sul

UFV - Universidade Federal de Viçosa

UTM - Universal Transversal de Mercator

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	24
2 ASPECTOS GEOGRÁFICOS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO MIRACATU, SUDOESTE DO RIO GRANDE DO SUL	28
2.1 A GEOLOGIA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO MIRACATU.....	29
2.1.1 A evolução geotectônica.....	29
2.1.2 A litologia da bacia hidrográfica do arroio Miracatu.....	32
2.1.2.1 Formação Guará.....	33
2.1.2.2 Formação Botucatu.....	34
2.1.2.3 Formação Serra Geral.....	36
2.1.2.4 Coberturas aluviais recentes e depósitos quaternários.....	38
2.1.3 Estruturas geológicas.....	39
2.2 AS MACROUNIDADES E AS FORMAS DE RELEVO NA BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO MIRACATU.....	41
2.2.1 Compartimentação do relevo na bacia hidrográfica do arroio Miracatu	44
2.2.2 A estrutura geológica e os perfis longitudinais e de vale dos principais cursos fluviais.....	47
2.3 A COBERTURA PEDOLÓGICA NA BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO MIRACATU.....	52
2.4 A VEGETAÇÃO NATURAL E O USO E A COBERTURA DA TERRA NA BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO MIRACATU.....	56
2.4.1 Os campos.....	56
2.4.2 Evolução do uso e cobertura da terra.....	61
2.4.3 O quadro recente das atividades agrícolas no município de São Francisco de Assis/RS.....	65
2.4.4 O Índice de vegetação por diferença normalizada (IVDN) como indicador da cobertura do solo.....	68
2.5 CONSIDERAÇÕES PARCIAIS.....	73
3 O REGIME PLUVIOMÉTRICO COMO CATALISADOR DOS PROCESSOS GEOMORFOLÓGICOS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO MIRACATU	75
3.1 TENDÊNCIAS ANUAIS DO REGIME PLUVIOMÉTRICO NA BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO MIRACATU.....	78
3.2 A VARIABILIDADE MENSAL DAS CHUVAS.....	88
3.3 EL NIÑO OSCILAÇÃO SUL E OSCILAÇÃO DECADEAL DO PACÍFICO ENQUANTO ESTRUTURADORES DO REGIME PLUVIOMÉTRICO NA BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO MIRACATU.....	97
3.4 A EROSIVIDADE DAS CHUVAS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO MIRACATU.....	107

3.5 A FUNÇÃO DAS CHUVAS EXTREMAS.....	110
3.6 O PAPEL DAS CHUVAS MODERADAS, FRACAS E INSIGNIFICANTES.....	122
3.7 AS CHUVAS PENTADAIS COMO INDICATIVOS DE ACUMULADOS SIGNIFICATIVOS DE CHUVA.....	127
3.8 A INFLUÊNCIA DAS ESTIAGENS/SECAS.....	131
3.9 OS PERÍODOS SECOS E CHUVOSOS: OBSERVAÇÕES DE LONGO PR.....	140
3.10 CONSIDERAÇÕES PARCIAIS.....	143
4 AS VAZÕES COMO POTENCIALIZADORAS DA MORFODINÂMICA FLUVIAL NA BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO MIRACATU.....	145
4.1 O REGIME DE ESCOAMENTO FLUVIAL ANUAL E A VARIABILIDADE INTERANUAL NO ARROIO MIRACATU.....	149
4.2 AS VAZÕES MENSAIS E OS FLUVIOGRAMAS MÉDIOS: AS CHEIAS E AS VAZANTES NO ARROIO MIRACATU.....	153
4.3 A VARIABILIDADE DAS VAZÕES DIÁRIAS COM BASE NAS CURVAS DE PERMANÊNCIA.....	156
4.3.1 As vazões anuais.....	156
4.3.2 As vazões mensais.....	160
4.4 A ORIGEM DOS FLUXOS D'ÁGUA NO ARROIO MIRACATU: CONSIDERAÇÕES À RESPEITO DO ÍNDICE DE FLUXO DE BASE (IFB).....	163
4.4.1 O índice de fluxo de base anual.....	163
4.4.2 O índice de fluxo de base mensal.....	167
4.5 AS CHEIAS E AS VAZÕES DE BAIXO FLUXO: OS EVENTOS HIDROLÓGICOS EXTREMOS EXAMINADOS A PARTIR DO TEMPO DE RETORNO.....	169
4.5.1 Os pulsos de cheia: o reconhecimento de uma hidrógrafa pulsante.....	170
4.5.1.1 A magnitude dos pulsos de cheia: considerações a partir do tempo de retorno das vazões extremas.....	175
4.5.1.2 A distribuição mensal dos pulsos de cheia.....	180
4.5.1.3 As chuvas extremas, moderadas e pentadais e seus reflexos nos pulsos de cheia no arroio Miracatu.....	183
4.5.2 As vazões de baixo fluxo e de estiagem.....	186
4.5.2.1 As vazões mínimas de um, três, sete, 30 e 90 dias.....	190
4.5.2.2 A magnitude das vazões mínimas considerando o tempo de retorno.....	192
4.6 CONSIDERAÇÕES PARCIAIS.....	194
5 PROCESSOS FLUVIAIS E FORMAS ASSOCIADAS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO MIRACATU.....	195
5.1 AJUSTAMENTOS NA REDE DE DRENAGEM.....	197
5.1.1 A importância da magnitude e da frequência dos processos de esculturação.....	199
5.2 AJUSTAMENTOS MORFOLÓGICOS EM UM SEGMENTO DA SANGA DA AREIA NO PERÍODO ENTRE 1948 E 2013.....	206
5.2.1 A evolução da morfologia do canal.....	206

5.2.2 Os processos fluviais envolvidos na evolução das sinuosidades.....	211
5.2.3 Os ajustes na largura do canal fluvial.....	216
5.2.4 A incisão fluvial.....	220
5.2.5 Feições geomorfológicas do fundo de vale no segmento estudado na sanga da Areia.....	224
5.3 OS PROCESSOS EROSIVO-DEPOSICIONAIS NA EVOLUÇÃO DE SEÇÕES TRANSVERSAIS NA SANGA DA AREIA NO PERÍODO 2014/2015.....	226
5.3.1 As chuvas no biênio 2014-2015.....	231
5.3.2 Seção transversal 1: Ápice de meandro com perfil diferenciado.....	234
5.3.3 Seção transversal 2: trecho retilíneo com canal esculpido em afloramento rochoso.....	236
5.3.4 Seção transversal 3: início de meandro a jusante de confluência com tributário.....	238
5.3.5 Seção transversal 4: início de meandro com depressão e barra em pontal.....	240
5.3.6 Seção transversal 5: ápice de meandro com deposição sobre a forma de barra lateral.....	241
5.3.7 Seção transversal 6: trecho retilíneo com sinais de pronunciado estreitamento do canal.....	243
5.3.8 Seção transversal 7: trecho retilíneo com corredeira.....	244
5.3.9 Seção transversal 8: início de meandro migratório com processos erosivos de encosta conectados à rede de drenagem.....	245
5.3.10 Seção transversal 9: jusante de meandro migratório com processos erosivos de encosta conectados à rede de drenagem.....	247
5.4 OS PROCESSOS EROSIVO-DEPOSICIONAIS NAS SEÇÕES TRANSVERSAIS E OS PERÍODOS DE ESTABILIDADE E INSTABILIDADE HIDROGEOMORFOLÓGICA.....	248
5.4.1 Modelo evolutivo dos ajustamentos da morfologia de canal na sanga da Areia.....	253
5.5 CONSIDERAÇÕES PARCIAIS.....	257
6 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	250
REFERÊNCIAS.....	262
APÊNDICES.....	282
ANEXOS.....	290

1 INTRODUÇÃO

O Grupo de Pesquisa "Arenização/Desertificação: questão ambiental", da Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, cadastrado no Diretório do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), tem dedicado esforços, desde a sua criação em 1989, ao estudo multidisciplinar das dinâmicas do espaço geográfico do sudoeste do estado do Rio Grande do Sul. Tendo como elemento balizador os processos de arenização, o grupo foi estruturado em oito linhas de pesquisa, dentre as quais uma é dedicada à temática "Areais e Hidrogeomorfologia", cuja ênfase é "[...] analisar a dinâmica hídrica superficial e subsuperficial em relação com os processos de arenização" (SUERTEGARAY et al., 2012, p.17). Se, por um lado, na tese de doutorado de Suertegaray (1987) foram lançadas as bases analíticas e explicativas dos processos de arenização, a pesquisa de mesmo grau acadêmico realizada por Verdum (1997) é, sem dúvida, o marco principal dos estudos atinentes àquela linha de pesquisa.

Compreendidas, até então, como desertos, as "manchas de areia" nesse setor do estado eram constantemente vinculadas como sendo núcleos de desertificação, derivados do uso do solo agrícola sem manejo adequado e do superpastoreio (CORDEIRO e SOARES, 1977; SOUTO, 1985). Suertegaray (1987; 1998; 2012), assim como Verdum (1997; 2012), desmistificam esses conceitos ao exporem que o clima nem de longe se assemelha com condições áridas, semiáridas ou subúmidas secas. A gênese dos areais é, inclusive, primeiramente relacionada ao excesso de água, principalmente pela ocorrência de chuvas torrenciais em associação com um meio extremamente frágil (VERDUM, 1997; 2012; SUERTEGARAY, 1998; 2012). Embora alguns autores, tal como Ab'Saber (1995) contestem a origem natural dos areais, Suertegaray (1988; 1998) deixa claro, por meio de registros históricos, que essas feições já estavam presentes na paisagem antes mesmo da ocupação pós-colonização. Essa questão ganha impulso com o trabalho de Bellanca (2002; 2012), que, baseado em artefatos líticos, atesta a existência de povos indígenas coabitando com areais. Isso, entretanto, não exclui a interferência humana enquanto agente de intensificação dos processos de arenização (VERDUM, 1997; SUERTEGARAY et al., 2001; SUERTEGARAY, 2012).

Assim, entende-se por processo de arenização o retrabalhamento contínuo de solos arenosos, inicialmente pela ação hídrica e, posteriormente, pela influência eólica. Pode-se discriminá-lo em três fases: a primeira, que consiste na formação de ravinas e de voçorocas pela ação do escoamento superficial durante episódios torrenciais de chuva; um segundo

momento, que se caracteriza pela ampliação lateral e longitudinal da incisão; e um terceiro momento, em que esses processos hídricos expõem o solo e as formações superficiais quaternárias à deflação eólica, tanto pela coalescência das feições erosivas, como também pela existência de depósitos formados pelos cones de dejeção. Os degraus de abatimento e a redução da cobertura vegetal, que é decorrente do pisoteio do gado ou do uso inapropriado de maquinário ou de técnicas agrícolas, podem atuar como mecanismos disparadores dos processos de arenização (SUERTEGARAY, 1987; 1998; 2012).

Os avanços na compreensão dos processos de arenização proporcionam que seja encontrada, atualmente, uma vasta bibliografia acerca da caracterização e da gênese dos areais. Entretanto, pesquisas que enfatizam a interação entre a fragilidade do meio – voçorocamentos e arenização – e os processos fluviais são ainda incipientes. Verdum (2012) revela justamente essa lacuna e projeta a importância de pesquisas que enfoquem a morfodinâmica fluvial. Embora os areais e os focos de arenização ocorram predominantemente nas médias vertentes, isso não exclui a sua importância geomorfológica nos fundos de vale. A elevada mobilidade de sedimentos nas áreas afetadas pela arenização faz com que parte expressiva desses materiais se acumule nos fundos de vale, sendo que, em determinadas situações, podem atingir diretamente os canais fluviais, tornando-os assoreados (SUERTEGARAY 1998; 2012; SUERTEGARAY et al., 2001). É importante salientar que o aumento da carga de sedimentos em cursos d'água é um dos principais fatores que promove a alteração na morfologia do canal (SEAR, 1996; MONTGOMERY e BUFFINGTON, 1998).

Nesse viés, a presente pesquisa parte do pressuposto de que os processos de arenização devam influenciar a morfodinâmica fluvial, sobretudo como uma importante fonte de sedimentos aos canais fluviais. A esse propósito, considere-se o volume de sedimentos visualmente observáveis no rio Ibicuí, o grande curso d'água receptor regional, e em seus afluentes. A menção apresentada pelos autores citados nos parágrafos anteriores, de que as chuvas torrenciais são fundamentais para a gênese dos areais, permite supor que o aporte de sedimentos ocorra nesses episódios. Com isso, vale-se dos eventos hidrológicos extremos, aqui analisados sob a ótica das chuvas e das vazões, decorrentes tanto do excesso, como da escassez de água. Para isso, definiu-se como recorte espacial a Bacia Hidrográfica do Arroio Miracatu (BHAM), uma vez que esta concentra uma das maiores áreas afetadas por processos de arenização no sudoeste do Rio Grande do Sul (SUERTEGARAY, 1998; 2012; SUERTEGARAY et al., 2001). Além disso, a BHAM já foi foco de outras pesquisas, com destaque àquelas realizadas por Verdum (1997) e Gass (2015).

Assim, admite-se como objetivo principal do presente estudo: analisar a importância de eventos hidrológicos extremos na morfodinâmica fluvial na BHAM e sua interação com os processos de arenização. Com a finalidade de cumprir com tal objetivo, a presente tese foi subdividida em quatro capítulos, com objetivos específicos bem claros. O primeiro capítulo objetiva apresentar a caracterização geográfica da BHAM. Essa caracterização parte inicialmente da descrição dos elementos do meio: do substrato rochoso e das estruturas geológicas, do relevo, da cobertura pedológica e da vegetação, e finaliza apresentando informações sobre o uso e a cobertura da terra, incluindo dados da evolução agrícola recente do município de São Francisco de Assis/RS. Trata-se, também, de um capítulo teórico em que o referencial bibliográfico é constantemente correlacionado com os atributos descritos para a BHAM.

O segundo capítulo visa analisar a variabilidade das chuvas na BHAM. Em sequência são descritos e classificados os anos e meses-padrão, com a finalidade de separar os eventos extremos daqueles mais corriqueiros. Relaciona-se a variabilidade temporal das chuvas com os fenômenos El Niño Oscilação Sul (ENOS) e Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) e projeta-se a erosividade das chuvas na BHAM. Na esfera diária, são qualificadas as chuvas extremas, moderadas, fracas e insignificantes, bem como as chuvas pentadais. Em oposição, são caracterizados os episódios de secas/estiagens e sua distribuição anual e mensal. Por fim, são vislumbrados os períodos chuvosos e secos em longo prazo.

O Capítulo 3 tem como objetivo compreender o retrospecto da variabilidade das chuvas constatadas no capítulo anterior e de como elas afetam o regime hidrológico fluvial. Numa análise que segue descrições anuais e mensais são aplicadas metodologias que permitem separar e classificar o excesso ou a escassez hídrica no arroio Miracatu. Nesse aspecto, sobressai a análise das curvas de permanência como subsídio para a compreensão de eventos hidrológicos extremos de vazão. Destaca-se a origem do escoamento fluvial a partir do cálculo do Índice de Fluxo de Base (IFB). São quantificados, qualificados e descritos os pulsos de cheia, assim como as vazões de baixo fluxo e de estiagem.

No último capítulo, empregam-se os dados e as informações analisadas como elementos para a compreensão dos ajustamentos fluviais, tendo como foco um segmento da sanga da Areia – um dos principais constituintes do arroio Miracatu. O objetivo aqui é avaliar os ajustamentos morfológicos desse segmento, tanto a partir da evolução temporal, como também com base no monitoramento dos processos erosivo-depositivos em seções transversais. Informações oriundas de levantamento bibliográfico, principalmente, daquelas

fontes bibliográficas relacionadas aos processos de ajustamentos dos cursos hídricos são abordadas. A partir de dados de sensoriamento remoto são apresentados os ajustamentos na sanga da Areia, considerando o Índice de Sinuosidade (IS), a evolução das sinuosidades e a largura fluvial. Levantamentos topográficos contribuíram para a elucidação da posição do canal e da incisão fluvial. As feições geomorfológicas fluviais de fundo de vale e os processos erosivo-deposicionais são descritos após seis levantamentos conduzidos ao longo de 18 meses.

Deve-se fazer menção ao fato de se optar por não apresentar um capítulo ou seção relacionada ao comum item chamado "materiais e método". Essa escolha se deve ao fato de se buscar superar os sumários tradicionais de pesquisas desenvolvidas no âmbito da Geografia Física. Isso não significa que a presente pesquisa não tenha rigor metodológico. Deixa-se claro que a intenção aqui não é apresentar uma proposta metodológica, mas, sim, valer-se de metodologias empregadas por outros autores para atingir os objetivos acima propostos. Assim, referências acerca das metodologias adotadas ao longo da tese serão sempre apresentadas como notas de rodapé. Isso, além de proporcionar uma leitura fluente, evita a necessidade de reler seções anteriores, uma vez que dados, análises e metodologias são apresentados juntos. Essa escolha se deve, adicionalmente, pela própria opção de se produzir uma tese em que a busca pelo objetivo principal se revela pela incessante compreensão, interpretação e análise dos processos estudados, que se tornam cada vez mais complexas e integrativas ao longo dos capítulos, até às conclusões apresentadas nas considerações finais.

2 ASPECTOS GEOGRÁFICOS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO MIRACATU, SUDOESTE DO RIO GRANDE DO SUL

A Bacia Hidrográfica do Arroio Miracatu (BHAM) está localizada na mesorregião sudoeste do estado do Rio Grande do Sul. Seus 586,6 km² de área¹ ocupam, administrativamente, parte dos municípios de São Francisco de Assis (81%) e Manoel Viana (19%) (Figura 1). A rede de drenagem inserida nessa bacia hidrográfica apresenta ordenação máxima de 6ª ordem (DE NARDIN e ROBAINA, 2006; DE NARDIN, 2009) e está inserida no Sistema Hidrográfico do Rio Ibicuí, mais especificamente, no baixo curso, a aproximadamente, 210 km da foz desse no rio Uruguai. A partir desse ponto, as águas fluem em direção ao rio da Plata, desaguando no Oceano Atlântico, nos limites entre a República Oriental do Uruguai e a República Argentina.

A estrutura rochosa, associada aos processos geológicos na Placa Sul-Americana foi fundamental para a estruturação dos sistemas hidrográficos da América do Sul. Vale destacar que muitos sistemas fluviais atuais iniciaram sua elaboração em períodos remotos, a exemplo do que se pode chamar de “paleodrenagem do rio Ibicuí”. Segundo Verdum (1997), a organização dessa drenagem deve ter ocorrido em meados do Paleógeno (30 milhões de anos), ou antes, tal como o sistema fluvial do rio Uruguai, que pode ter iniciado ainda no Jurássico, logo após a separação da América do Sul da África (POTTER e HAMBLIM, 2006).

O substrato rochoso, exposto aos esforços tectônicos, associado a sucessões de climas pretéritos agressivos moldaram a morfologia regional, condicionando a formação dos solos e a sua ocupação pelos organismos vegetais. Sobre esse contexto físico-natural ocorreu a ocupação humana, inicialmente com pequena pressão sobre o meio. Em tempos recentes, o interesse em integrar economicamente essa área do estado proporcionou importantes mudanças no setor agrário. Nas próximas páginas serão apresentadas as características geográficas da BHAM no que diz respeito à geologia, ao relevo, aos solos, à vegetação, ao uso e à cobertura da terra. É importante salientar que a maioria dessas informações é oriunda de revisão bibliográfica, que nem sempre trata, especificamente, do contexto da bacia hidrográfica. Devido a esse aspecto, sempre que possível, buscou-se apresentar dados, informações ou ilustrações que remetam os fatos abordados na literatura e sua ocorrência na BHAM.

¹ Via ferramenta "*medidas de classes*" do *software* SPRING (Sistema de Processamento de Informações Georreferenciadas) - versão 5.2.6 – desenvolvido pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE©). Disponível em: <<http://www.dpi.inpe.br/spring/>>. Acesso em: 23 ago. 2013.

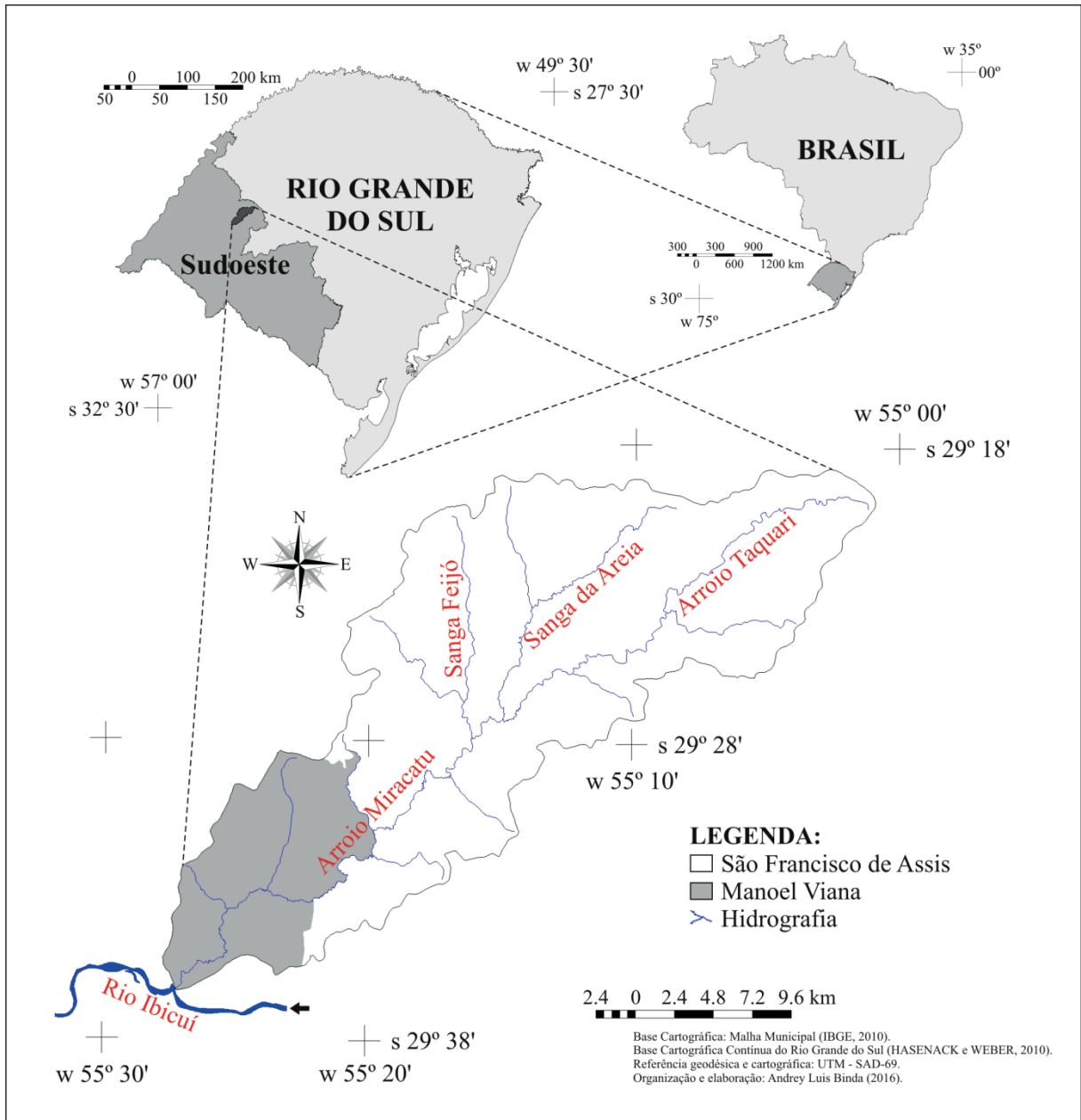


Figura 1 – Localização da bacia hidrográfica do arroio Miracatu no sudoeste do estado do Rio Grande do Sul.

2.1 A GEOLOGIA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO MIRACATU

2.1.1 A evolução geotectônica

Num quadro amplo, a BHAM encontra-se inserida na Bacia do Paraná (MILANI et al., 2007) ou no que Silva et al. (2003) denominaram de "Província Paraná ou Sedimentar Meridional". A Província Paraná pode ser dividida em três diferentes áreas de sedimentação, assim definidas (Figura 2): a) *Bacia do Paraná propriamente dita*, cuja abertura se dava à

oeste em direção ao paleoceanos Panthalassa; b) *Bacia Serra Geral*, na qual estão presentes as deposições continentais e os derrames vulcânicos do Grupo São Bento; e c) *Bacia Bauru*, que corresponde a uma área sobrejacente às outras duas e que não aflora na área de estudo (SILVA et al., 2003). Baseado nessa delimitação, observa-se que a BHAM se encontra em área de transição, drenando terrenos pertencentes tanto à Bacia Serra Geral – sobretudo, nas áreas de cabeceiras do arroio Taquari, mas também, e principalmente daqueles inclusos na Bacia do Paraná propriamente dita.

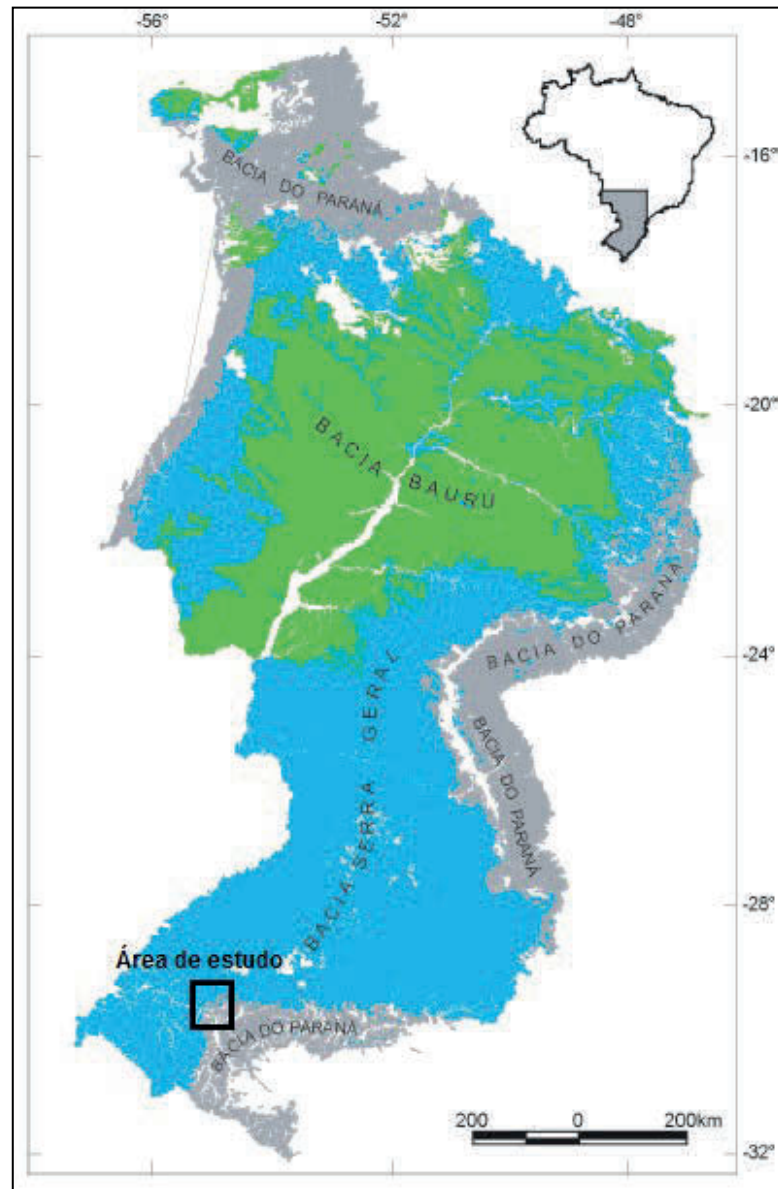


Figura 2 – Áreas de sedimentação da Província Paraná, conforme Silva et al. (2003).

Destaque à área aproximada de estudo.

Fonte: Silva et al.(2003, p.72) modificado.

Milani et al. (2007), baseados nos registros estratigráficos da Bacia Sedimentar do Paraná, descrevem seis principais unidades ou supersequências – Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru – que congregam determinados grupos, formações e membros geológicos. Segundo os autores, as três primeiras estariam ligadas à oscilação do nível do mar durante o Paleozoico, sobretudo aos processos de transgressão e de regressão marinha. As três últimas, por sua vez, vinculam-se a deposições continentais, incluindo, ainda, os derrames efusivos.

A gênese das rochas aflorantes na BHAM permite, assim, remontar à Era Mesozoica, quando as condições paleogeográficas eram muito distintas das atuais. Digno de nota é o trabalho de Scherer et al. (2000), que apresenta a descrição da estratigrafia do Mesozoico para o estado do Rio Grande do Sul. Durante essa Era geológica ocorreu a continuidade dos processos de sedimentação na Bacia Sedimentar do Paraná, processos que foram iniciados ainda no paleozoico. Assim, os litotipos sedimentares clásticos (folhelhos, arenitos, conglomerados e diamictitos) das supersequências Rio Ivaí e Paraná – cuja formação remete a uma diversidade de ambientes (fluvial, costeiro, glacial e deltaico) –, encontram-se sobrepondo o embasamento cristalino (SILVA et al., 2003).

Durante o período Permiano, porém, as massas continentais, até então dispersas durante o Carbonífero, se aglutinaram formando o paleocontinente Pangeia (WICANDER e MONROE, 2009). Durante esse período foram depositadas as supersequências Gondwana I (Carbonífera Eotriássica) – correspondente aos Grupos Itararé, Guatá e Passa Dois – e Gondwana II (Triássico Médio e Superior) (SILVA et al., 2003; MILANI et al., 2007). Destaque deve ser dado à supersequência Gondwana II, visto que ela ocorre, exclusivamente, no Rio Grande do Sul, e corresponde aos pacotes sedimentares continentais do Grupo Rosário do Sul (SILVA et al., 2003; MILANI et al., 2007).

A configuração paleogeográfica do continente Pangeia alterou, no entanto, a dinâmica das massas de ar, fato que conduziu a um crescente ressecamento do interior do continente (WICANDER e MONROE, 2009). Isso permitiu a formação de extensos depósitos continentais eólicos associados ao paleodeserto de Botucatu que existiu entre o Triássico e o Jurássico² (245-144 milhões de anos) e que deveria ter sido maior que o atual Saara (PETRI e FÚLFARO, 1983). Diversos autores têm descrito, ainda, a existências de fácies de origem alúvio-fluvial que passam a eólicas, indicando uma posição de paleomargem de um *erg*

² Para Scherer (2000) e Scherer e Lavina (2005), a Formação Botucatu é do Cretáceo Inferior. A diferenciação nas idades é decorrente, portanto, das interpretações apresentadas pelos diferentes autores.

(deserto de areia) (MILANI et al., 2007). Esses depósitos, após a diagênese, deram origem às Formações Botucatu e Guará – pertencentes ao Grupo São Bento (CPRM, 2006).

Entretanto, a instabilidade tectônica conduziu, posteriormente, ao rifteamento do Pangeia, o qual ocorreu, conforme Wincander e Monroe (2009), em quatro fases: 1) separação da Laurásia e Gondwana no Triássico Superior; 2) desmembramento do Gondwana durante o Triássico Superior e o Jurássico; 3) rompimento entre a América do Sul e a África no Jurássico Superior; e 4) separação entre a Austrália e a Antártida, com a Índia se deslocando em direção à Ásia. Concomitantemente aos processos distensos entre a América do Sul e a África, com a conseqüente abertura do Oceano Atlântico, enormes quantidades de lavas foram expelidas por vulcanismo fissural, num dos maiores eventos até hoje conhecidos (CORDANI e VANDOROS, 1967; NOGUEIRA, 1948; MELFI et al., 1988; NARDY et al., 2002; TAMRAT e ERNESTO, 2006; MILANI et al., 2007; TRENTIN et al., 2015).

Vinculado ao rifteamento do Gondwana, a crosta oceânica entrou em subducção na borda oeste da plataforma sul-americana, assim propiciando a orogênese andina, que, juntamente com os ajustes isostáticos derivados do acúmulo dos derrames vulcânicos, produziram movimentos epirogenéticos em toda a plataforma, reativando antigas linhas de fraqueza e expondo formações geológicas mais antigas (VERDUM, 1997; MILANI et al., 2007). Para o estado do Rio Grande do Sul Verdum (1997) apresenta um perfil leste-oeste que demonstra esses acontecimentos, apontando, inclusive, a importância deles para a estruturação de um grande divisor d'água, do qual fluem dois importantes sistemas fluviais: o rio Jacuí para o leste, até o oceano atlântico, e o Ibicuí, para o oeste, em direção ao rio Uruguai.

2.1.2 A litologia da bacia hidrográfica do arroio Miracatu

Após o reconhecimento dos principais processos geológicos associados à evolução geotectônica da área de estudo, passa-se, a partir deste momento, a dar ênfase às características litológicas da BHAM. Como dito anteriormente, as rochas aflorantes na BHAM datam da Era Mesozoica e foram formadas em ambiente continental. Hoje se encontram parcialmente erodidas e recobertas por depósitos aluviais recentes (Quaternário), sobretudo nos fundos de vale. No mapa de geologia (Coleção de mapas - APÊNDICE A) é apresentada a distribuição das litologias na BHAM, representação elaborada com base no mapa geológico³ do Instituto Brasileiro de Geografia Estatística (IBGE, 2003). Segundo esse

³ Folha de Santiago (SH.21-X-D) na escala de 1:250.000.

documento cartográfico, podem ser encontradas quatro principais formações: Rosário do Sul, Botucatu, Serra Geral e depósitos aluvionares, cuja descrição é apresentada a seguir. É, contudo, necessário ressaltar que a área cartografada como pertencente à Formação Rosário do Sul foi interpretada na BHAM como correlata à Formação Guarú (SCHERER e LAVINA, 2005). Adicionalmente, foram inseridas as delimitações das áreas aluviais⁴ de deposição recente. Informações adicionais sobre o contexto regional podem ser encontradas em Trentin et al. (2015) e Robaina et al. (2015), que descrevem e detalham os litotipos aflorantes em toda a bacia hidrográfica do rio Ibicuí.

2.1.2.1 Formação Guarú

Corresponde à formação rochosa mais importante para a compreensão da gênese dos areais (GUASSELLI et al., 2010; ROBAINA et al., 2015), bem como a que ocupa a maior área da BHAM. É importante salientar que as rochas pertencentes à Formação Guarú foram interpretadas inicialmente como pertencentes à Formação Botucatu ou à Formação Rosário do Sul (MACIEL FILHO e SARTORI, 1979; SOUTO, 1985; AB'SABER, 1995; SUERTEGARAY, 1987; 1998; IBGE, 2003). Segundo, Scherer et al. (2000), foi Gamermann (1973)⁵ que propôs a formalização da Formação Rosário do Sul, que passa à condição de Grupo com o trabalho de Andreis et al. (1980)⁶. Entretanto, algumas peculiaridades dessa formação geológica já haviam sido descritas em trabalhos anteriores – tal como aquele de Jabur (1985), que evidenciou as diferenças litoestratigráficas, inclusive incluindo a área aflorante na BHAM, como correlata à Formação Caturrita.

Não obstante, até aquele momento nunca houvera a formalização de um agrupamento litológico dentro de uma nova formação (SCHERER et al., 2000). Somente com a pesquisa desenvolvida por Scherer e Lavina (1997⁷ apud SCHERER et al., 2000) que aquele pacote, predominantemente arenoso, foi delimitado e denominado como Formação Guarú. Esse, por

⁴ Para esta tarefa contou-se com o suporte de imagens de alta resolução disponíveis no *software* Google Earth versão 7.1.2.2041 (Google Inc.©). Os limites dos polígonos foram vetorizados no próprio programa, mediante a utilização da ferramenta "*Adicionar caminho*". Os arquivos foram, então, exportados no formato *kml* (*Keyhole Markup Language*) e, posteriormente, importados para o banco de dados do *software* SPRING, onde foram georreferenciados a partir da Base Cartográfica Vetorial Contínua do Rio Grande do Sul (HASENACK e WEBER, 2010), na escala de 1:50.000.

⁵ GAMERMANN, N. Formação Rosário do Sul. **Pesquisas**, v.2, p.5-36, 1973.

⁶ ANDREIS, R.R.; BOSSI, G.E.; MONTARDO, D.K. O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul. **Congresso Brasileiro de Geologia**, nº 31, v.2, p.659-673, 1980.

⁷ SCHERER, C.M.S.; LAVINA, L.E. Aloformação Guarú: uma nova unidade estratigráfica mesozoica na porção meridional da Bacia do Paraná. In: **Simpósio Cronoestratigráfico da Bacia do Paraná**. Boletim de Resumos, v.3, p.36-37, 1997.

sua vez, foi mapeado e cartografado no mapeamento geológico do Estado do Rio Grande do Sul (escala de 1:750.000), mediante trabalho realizado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM, 2006), como pertencente ao Grupo São Bento.

Devido à posição subjacente da Formação Guará em relação à Formação Botucatu (Cretáceo Inferior) – e sobrejacente à Formação Sanga do Cabral – estima-se que sua deposição tenha ocorrido, possivelmente, durante o Jurássico Superior (SCHERER et al., 2000; SCHERER e LAVINA, 2005). Adicionalmente, Scherer e Lavina (2005) enfatizam que a Formação Guará teve sua origem ligada a sistemas deposicionais tanto eólicos, como fluviais, que possivelmente ocorreram associadas a oscilações no clima daquele período, numa área marginal de *erg*. Por isso, a Formação Guará apresenta distintas fácies, sendo que na faixa norte (que inclui a área de estudo) é constituída por arenitos grosseiros e siltitos de origem fluvial, enquanto que, ao sul, são predominantes as fácies eólicas de arenitos com textura média a fina. As associações entre fácies fluviais e eólicas podem variar de 80 a 200 m de espessura, embora apresentem em média 100 m (SCHERER et al., 2000; SCHERER e LAVINA, 2005).

Trentin et al. (2015) evidenciam a natureza friável dos arenitos da Formação Guará e atribuem essa característica não somente à textura de areia silicosa, mas também à reduzida cimentação, que induz a uma alta susceptibilidade ao intemperismo. Conforme os autores, é comum nos afloramentos a ocorrência de uma carapaça superficial, formada pelo acúmulo de óxido de ferro nos interstícios dos clastos, que promove aumento da resistência neste nível, devido à maior cimentação. Ocorre, no entanto, que, uma vez que essa delgada proteção é intemperizada ou removida por processos superficiais, a susceptibilidade à erosão é maximizada, sendo muito comum a ocorrência de ravinas, de voçorocas e de areais sobre solos derivados desse litotipo (TRENTIN et al., 2015).

2.1.2.2 Formação Botucatu

Embora a exposição da Formação Botucatu seja, basicamente, limitada às bordas da Bacia do Paraná, sua continuidade deposicional se expande numa área que vai de Goiás até o Rio Grande do Sul, estendendo-se para a República Oriental do Uruguai, República Argentina e República do Paraguai. Constitui, assim, um dos maiores depósitos continentais formado em ambiente eólico que se conhece no mundo (SALAMUNI e BIGARELLA, 1967; SCHERER, 2000). Petri e Fúlfaro (1983, p.219) confirmam tal fato, indicando que "A área ocupada pelo deserto do Botucatu soma cerca de um milhão e meio de quilômetros quadrados". O início da

deposição dessa formação é, contudo, segundo Scherer (2000), uma incógnita. Entretanto, sugere esse autor, que a deposição deva ter ocorrido rapidamente, durante um período de tempo de algumas centenas de milhares de anos. O que se sabe é que o término da deposição ocorreu devido ao sepultamento dessa formação pelos derrames de lava da Formação Serra Geral, o que deve ter ocorrido por volta de 132 milhões de anos atrás (SCHERER, 2000; SCHERER et al., 2000). Tamrat e Ernesto (2006), ao avaliarem a idade de uma seção localizada entre Jaguari e Santiago/RS, estimam que a deposição tenha ocorrido entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior, num período de tempo de menos de um milhão de anos.

Scherer (2000), estudando afloramentos da Formação Botucatu no estado do Rio Grande do Sul, afirma que as deposições ocorreram em condições de aridez, uma vez que não foi registrada nenhuma feição morfológica que indicasse a presença ou a influência da coluna de água subterrânea nos espaços interdunários. Isso, por sua vez, foi preponderante para que não ocorresse nenhuma eventual estabilização dos depósitos, que eram constantemente retrabalhados (SCHERER, 2000). Tamrat e Ernesto (2006), a título de exemplo, identificam que, entre o Triássico e o Cretáceo, o clima se manteve permanentemente árido ou semiárido por um período de cerca de 120 milhões de anos.

Essa condição de aridez continental no Gondwana foi decorrente da própria disposição paleogeográfica. Uma cadeia montanhosa na porção oeste desse paleocontinente foi fundamental para impedir a entrada de umidade ao interior continental. A leste desse conjunto de montanhas deve ter havido o desenvolvimento de uma extensa área de coalescência de leques aluviais, leques que podem ter sido a fonte de sedimentos para a Formação Botucatu (SCHERER, 2000; SCHERER et al., 2000). Além disso, Scherer (2000) descreveu quatro fácies sedimentares que foram agrupadas em duas associações de fácies. Segundo o autor, elas apresentariam estruturas sedimentares que evidenciam condições de deposição sob ventos com direções e intensidades diferentes, e que estariam atrelados a uma possível mudança sazonal, num regime monçônico.

No que tange às características granulométricas do depósito, Petri e Fúlfaro (1983) indicam que a fração predominante é de areia fina (0,25 e 0,50 mm), com seleção de regular a boa, grãos altamente arredondados, com superfícies foscas e esburacadas. Entretanto, os autores não descartam a ocorrência local de arenitos conglomeráticos. Para Scherer (2000), essas fácies conglomeráticas, que incluem arenitos-conglomeráticos e arenitos grosseiros, ocorrem, normalmente, na base da Formação Botucatu e foram depositados por fluxos

efêmeros ou lençóis de areia eólicos. Digno de nota é o fato apresentado por Scherer (2000) de que há uma tendência de engrossamento da textura do arenito em direção à porção sul, sobretudo no estado gaúcho. Isso pode estar vinculado ao fato de que o Escudo Sul-Rio-Grandense pode ter se comportado como um alto topográfico durante a fase de deposição eólica, ancorando parte desses sedimentos (SCHERER, 2000).

A espessura total da Formação Botucatu pode chegar a 400 m na porção central da Bacia do Paraná (MILANI, 1997⁸ apud SCHERER, 2000). Scherer (2000), por sua vez, afirma que a espessura diminui em direção ao sul, podendo estar localmente ausente em determinadas áreas do centro do estado do Rio Grande do Sul. Nessas condições, os derrames da Formação Serra Geral repousam diretamente sobre as rochas fluviais ou lacustres Triássicas. No entanto, embora variável, em decorrência da morfologia dunária, a espessura máxima dos depósitos no estado pode chegar a 100 m (SCHERER, 2000; SCHERER et al., 2000), valor condizente com o apresentado por Salamuni e Bigarella (1967), que relatam a espessura média dos arenitos em torno de 50 a 100 m.

2.1.2.3 Formação Serra Geral

As rochas formadas durante o vulcanismo Mesozoico (Bacia Serra Geral, conforme Silva et al. 2003) e datadas entre 133 e 130 milhões de anos (NARDY et al., 2008), recobrem aproximadamente 75% da Bacia Sedimentar do Paraná (NARDY et al., 2002). Embora as rochas de natureza básica, essencialmente basaltos e andesitos, representem cerca de 97,5% de toda a Formação Serra Geral, outras de natureza ácida, sobretudo os litotipos riodacito e riolito correspondem aos demais 2,5% (MELFI et al. 1988; NARDY, 1996; NARDY et al., 2002; NARDY et al., 2008). Para fins de localização, a Província Vulcânica da Bacia do Paraná (ROISENBERG e VIERO, 2000), pode ser dividida em três setores (MELFI et al., 1988): *a) Bacia do Paraná Setentrional* – norte do lineamento do rio Piquiri, no estado do Paraná; *b) Bacia do Paraná Meridional* – ao sul do lineamento do rio Uruguai, na divisa entre os estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul e *c) Bacia do Paraná Central*– entre os dois cursos fluviais indicados. Interessa, portanto, neste trabalho, o setor da Bacia do Paraná Meridional, onde predominam as rochas básicas (basaltos, andesitos e andesibasaltos), mas onde também podem ser encontrados litotipos ácidos (riodacitos e riolitos) (MELFI et al., 1988; ROISENBERG e VIERO, 2000; NARDY et al., 2008).

⁸ MILANI, E.J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. Porto Alegre: UFRGS, 1997. 255p.

A espessura total dos derrames varia em decorrência da posição, de 350 m nas bordas, até acima de 1.000 m no interior da bacia, com derrames individuais da ordem de 30 a 40 metros, embora possam ser encontrados alguns com até 100 m (CORDANI e VANDOROS, 1967; MELFI et al., 1988; NARDY et al., 2002). Os vulcanitos da Formação Serra Geral encontram-se assentados sobre os arenitos da Formação Botucatu, embora possam repousar sobre litologias pertencentes ao Grupo Passa Dois ou até mesmo sobre as rochas do escudo (MELFI et al., 1988). Fato interessante ocorre no contato entre os derrames e o arenito Botucatu, onde podem ser encontradas intercalações entre essas rochas (arenito intertrapeano ou intercalar), indício da intermitência dos derrames e da persistência de um clima desértico concomitante ao início da efusão (CORDANI e VANDOROS, 1967; JABUR, 1985; SCHERER et al., 2000; NARDY, 1996; NARDY et al., 2002). Essas intercalações podem apresentar espessuras de até 20 m, sendo comumente inferiores a 10 m e alcançam até 1 km de extensão lateral (SCHERER, 2000; NARDY et al., 2002).

Nardy (1996), detalhando a Formação Serra Geral, identificou três litotipos, distinguidos pelas características petrográficas, químicas e de jazimento. O autor agrupa as rochas básicas-intermediárias sob a denominação de Formação Serra Geral propriamente dita e diferencia as rochas ácidas em dois tipos: Chapecó e Palmas, que representam, respectivamente, 0,5% e 2% do volume total das rochas (NARDY et al., 2008). Entretanto, estudos subsequentes têm demonstrado a importância de diferentes tipos de magma na gênese não apenas na diferenciação entre os agrupamentos básicos e ácidos, mas também na sua própria discriminação. Dessa forma, Wildner et al.(2008) propõe a readequação da nomenclatura para Grupo Serra Geral, no qual estariam agrupados diferentes formações, tanto básicas, como ácidas. Dentre as diversas formações (WILDNER et al., 2008) ou fácies (CPRM, 2006), destacam-se na BHAM duas: a Gramado e a Palmas⁹ (DE NARDIN, 2009).

A primeira (Fácies Gramado) corresponde a um agrupamento de rochas básicas, principalmente basaltos melanocráticos, com granulação fina a muito fina que repousam diretamente sobre a Formação Botucatu, não sendo rara a ocorrência de derrames intercalados com arenitos (NARDY, 1996; NARDY et al., 2002; CPRM, 2006). Trata-se, portanto, dos primeiros fluxos vulcânicos, que, segundo Wildner et al. (2004), preencheram paleovales e espaços interdunários, fato que induziu a sua característica de apresentar diminuta extensão lateral. Sua espessura total máxima é de aproximadamente 300 m, atingida pelo empilhamento de derrames entre 15 e 35 m (WILDNER et al., 2004). De Nardin e Robaina

⁹ Também referenciada como "Caxias" (CPRM, 2006).

(2006), por exemplo, relatam um total de seis sequências de derrames vulcânicos no alto curso da BHAM.

Sobrejacentes à Fácies Gramado ocorrem riolitos e riodacitos associados à Fácies Palmas, mais especificamente ao subtipo Santa Maria (NARDY et al., 2008). Para Nardy et al. (2008), as rochas ácidas indicariam os últimos fluxos de lava da Formação Serra Geral. O subtipo Santa Maria teria como característica principal o baixo teor de TiO_2 , recobrendo uma área de Santiago até Soledade, no estado do Rio Grande do Sul. Em Santiago, na borda da depressão periférica sul-rio-grandense, a espessura é de cerca de 150 m, com derrames individuais oscilando entre 7 e 75 m (média de 30 m) (NARDY et al., 2002; NARDY et al., 2008). A principal característica litológica é a textura afírica com aspecto tipo "sal e pimenta", onde microfênocristais de plagioclásio se encontram dispersos numa matriz semivítrea (MELFI et al., 1988; NARDY, 1996; NARDY et al., 2002; NARDY et al., 2008).

2.1.2.4 Coberturas aluviais recentes e depósitos quaternários

A individualização entre coberturas aluviais recentes e depósitos quaternários é devida à temporalidade da sua formação. Dessa forma, trata-se como coberturas aluviais recentes, os sedimentos depositados nas atuais planícies de inundações ou naquelas não mais funcionais (terraços fluviais contemporâneos), associados à dinâmica erosivo-deposicional da rede de drenagem fluvial. Por outro lado, admite-se enquanto depósitos quaternários aqueles formados durante esse período geológico, por processos pretéritos não necessariamente os mesmos que os atuais. Aqui podem ser individualizadas duas unidades, conforme descrito por Suertegaray (1987; 1998): uma fluvial (Unidade A), mais antiga, originada em clima úmido durante o Pleistoceno, onde a disponibilidade de água ensejou a deposição por processos fluviais, e outra eólica (Unidade B), mais recente, datada do Holoceno, quando imperaram condições de clima seco. Na área de estudo tem-se, em diversos locais, perfis expostos pela erosão fluvial (Figura 3) que podem ser correlatos às descrições apontadas por Suertegaray (1987; 1998).

Aqui é descrito um desses perfis localizado no médio curso da sanga da Areia. A extensão lateral da exposição é de cerca de 230 m, com aproximadamente 10 m de altura. A Figura 3 mostra tanto a visão parcial, como também, em pormenor, as unidades. É importante chamar a atenção que podem ser observados voçoramentos (número 5) associados aos processos de arenização (número 6) sobre a Unidade B (eólica – número 4). Isso é correlato com a informação apresentada por Suertegaray (1987; 1998), na qual a formação de areais

estaria vinculada à Unidade B. Esta se encontra sobrejacente à Unidade A (fluvial – número 3), a qual pode ser individualizada por dois mecanismos deposicionais: 3a) depósitos de canal fluvial e 3b) depósitos de planície de inundação. Ademais, são apresentadas, em ambas as figuras, a cobertura aluvial recente, que corresponde aos depósitos fluviais atuais. Salienta-se que esse tipo de perfil é algo comum no setor estudado, sendo observado em outras margens erosivas.



Figura 3 – Vista geral da margem fluvial erosiva (esquerda) e detalhe dos depósitos eólicos de encosta sobrejacente a depósitos fluviais de fundo de vale (direita). 1) canal fluvial; 2) cobertura aluvial recente; 3) unidade fluvial - 3a) depósitos de canal e 3b) depósitos de planície de inundação; 4) depósito eólico de encosta; 5) voçorocamentos e 6) areal.

Fotos: Andrey Luís Binda (2014).

2.1.3 Estruturas geológicas

A BHAM é cruzada por diversos lineamentos estruturais, sobretudo na direção NE-SW, que controlam localmente a rede de drenagem (SUERTEGARAY et al., 2001; DE NARDIN e ROBAINA, 2006; DE NARDIN, 2009). Esses lineamentos podem ser reativações do substrato rochoso pré-cambriano, uma vez que, nesses, direções semelhantes a essas são predominantes (MELFI et al., 1988; MILANI et al., 2007). Além desses lineamentos, a literatura traz ainda duas importantes estruturas geológicas, que, de certo modo, não podem ser pensadas desvinculadas (Figura 4). A primeira delas foi observada por Carraro et al. (1972), que, ao analisarem a rede de drenagem regional, identificaram um padrão anelar centrífugo, que indicaria supostamente a existência de uma feição dômica. O "Domo de Itu", assim chamado em alusão ao rio Itu, estaria ligado à intrusão de um corpo ígneo (lacólito), que promoveu o arqueamento das estruturas sobrejacentes, permitindo a erosão das rochas

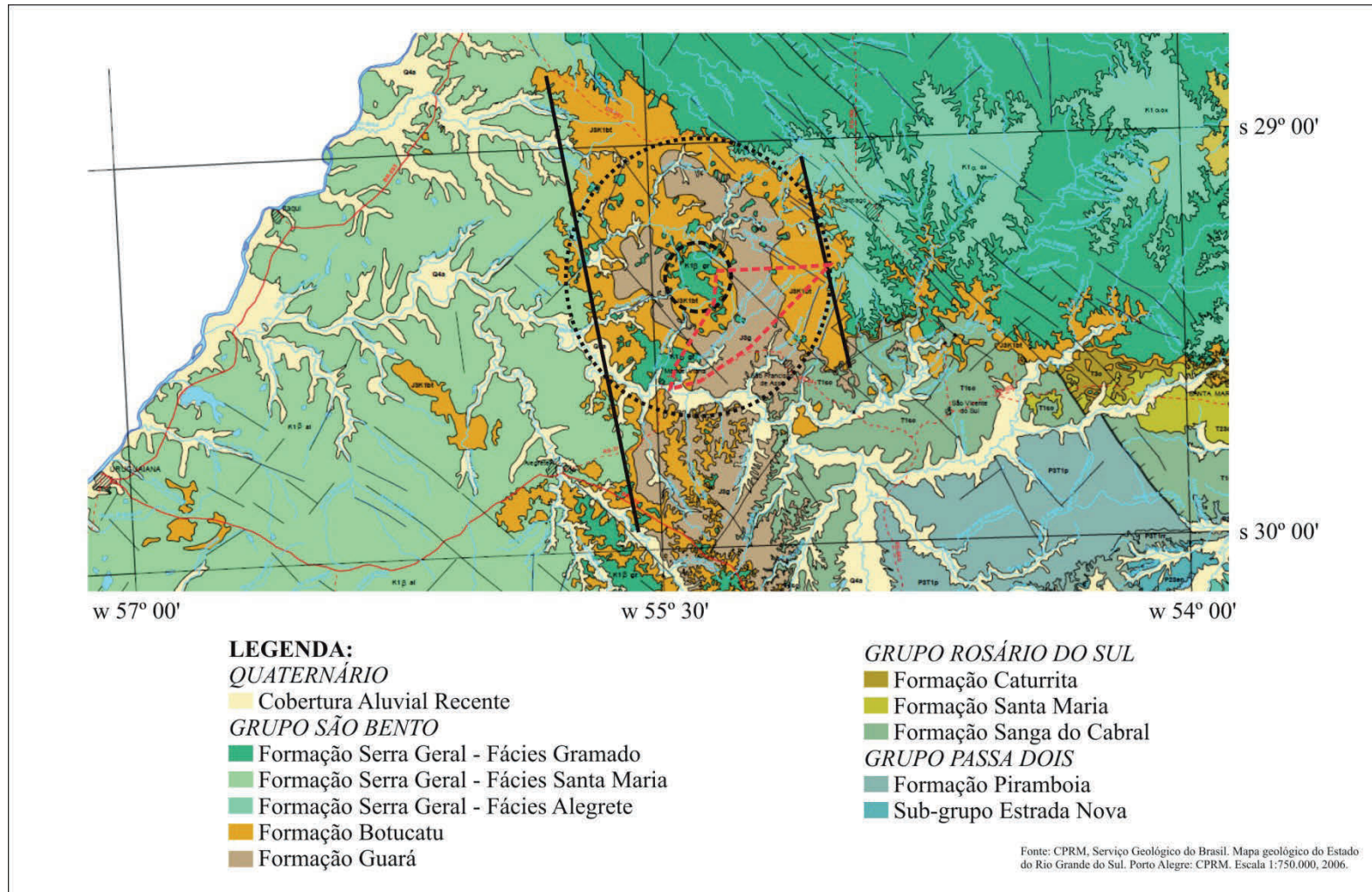


Figura 4 – Fragmento do Mapa Geológico do estado do Rio Grande do Sul (CPRM, 2006) e as representações das feições do Domo de Itu (círculos concêntricos) e do Muro de Manoel Viana (linhas aproximadamente N-S) em relação à área aproximada da BHAM (tracejado em vermelho).

Elaborado com base em Carraro et al. (1972) e Trainini (2005).

ígneas da Formação Serra Geral, expondo às litologias subjacentes, mais especificamente às Formações Botucatu (CARRARO et al., 1972) e Guará.

Essa remoção foi, no entanto, parcial, podendo ser observados resquícios dos derrames na parte central do domo (Figura 4), que, segundo Carraro et al. (1972), poderiam estar vinculados às seções que preencheram paleovales. De Nardin (2009) reconhece uma estrutura a qual chama de "Alto Miracatu", onde o soerguimento expôs a Formação Guará, que, embora não tenha sido alçada a maiores altitudes, encontra-se acima das cotas normalmente observadas. De fato, a estrutura definida por De Nardin (2009) corresponde a uma seção da estrutura maior, tratada como Domo de Itu. Maciel Filho e Sartori (1979) descrevem a existência de duas anticlinais e uma sinclinal com declives muito suaves para noroeste, no município de São Francisco de Assis/RS. Essas estruturas, cujo eixo é semelhante ao arco de Rio Grande, sustentam os limites entre a Formação Botucatu e Serra Geral, sob a forma de altos e baixos estruturais que, conforme o mapeamento elaborado pelos autores, perpassam a BHAM.

Trainini (2005), por sua vez, ao estudar o papel desempenhado pela neotectônica nos processos de assoreamento dos vales fluviais, identificou uma estrutura a que denominou de "Muro de Manoel Viana" (Figura 4). Essa estrutura pode ser observada a partir de duas linhas com direção aproximada N-S, no interior das quais podem ser encontrados arenitos da Formação Botucatu alçados a altitudes superiores a 300 m. Por outro lado, na fachada oeste da feição, os derrames da Formação Serra Geral se encontram em altitudes de cerca de 100 m, fato que demonstra um possível basculamento nessa direção (TRAININI, 2005). Trainini (2005) enfatiza, ainda, que é no interior do Muro de Manoel Viana que se concentra a maioria dos processos de arenização, sendo o alçamento do relevo o principal promotor da retomada erosiva nas vertentes, que induziu ao assoreamento dos canais fluviais, permitindo o aluvionamento dos fundos de vale.

2.2 AS MACROUNIDADES E AS FORMAS DE RELEVO NA BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO MIRACATU

A BHAM encontra-se inserida em área de transição entre duas unidades geomorfológicas bem individualizadas no estado do Rio Grande do Sul: o planalto e a depressão periférica. Conhecido como *Planalto Meridional* (AB'SABER, 1960; 1964) quando o enfoque é dado a partir do território brasileiro, por *Planalto Setentrional* (GONÇALVES e SANTOS, 1985) quando observado no contexto estadual ou, ainda, como pertencente à *Zona*

das Missões, do Planalto Ocidental Basalto-Arenito, quando visto o sul do Brasil (MONTEIRO, 1968a). A essa área corresponde um conjunto de terrenos – daí a nomenclatura *Planaltos da Bacia do Paraná* de Ross (1985) –, que, no estado, recobre, quase que integralmente, a metade norte. Apresenta cotas altimétricas variáveis, cujas maiores elevações (>1.000 m) se desenvolvem na faixa leste, a partir de onde se reduzem em direção à calha do rio Uruguai (MONTEIRO, 1968a).

Adjacente ao planalto, do qual é separada por limite representado por escarpa com acentuada inclinação (frente de *cuesta*), adentra-se em uma área deprimida, cujos desníveis em relação à borda ficam entre 200-300 m (AB'SABER, 1964; ROSS, 1985; ROBAINA et al., 2010). Tratadas como depressões periféricas, em vista de sua posição na periferia de áreas planálticas (neste caso, o planalto acima descrito e o planalto Uruguaio-Sul-Rio-Grandense), têm no estado gaúcho recebido toponímias como *Sedimentos Gonduânicos* (NOGUEIRA, 1948), em alusão à estrutura rochosa –, *Depressão Central do Rio Grande do Sul* (MONTEIRO, 1968a; GONÇALVES e SANTOS, 1985) ou *Depressão Periférica Sul-Rio-Grandense* (AB'SABER, 1964; ROSS, 1985), quando a ênfase é dada ao relevo. As depressões periféricas têm sua gênese nos processos de circundesnudação, que induzem intensa erosão, rebaixando os terrenos nas bordas das bacias sedimentares (AB'SABER, 1949).

Robaina et al. (2010) mapearam, em pormenor, o relevo da bacia hidrográfica do rio Ibicuí – do qual o arroio Miracatu é afluente. Partido das morfoestruturas acima descritas, os autores compartimentaram o relevo, subdividindo-as em morfoesculturas e em unidades morfológicas. Dentre as morfoesculturas cartografadas, três delas podem ser encontradas na BHAM: a *Depressão do Ibicuí* (I), o *Planalto das Missões* (Ii) e o *Planalto da Campanha* (Iii). Inseridas nessas morfoesculturas, cinco unidades morfológicas foram identificadas: *Modelado de patamares residuais em arenito* (Ii1), *Modelados de áreas planas aluviais* (Ii3), *Modelado de patamares do Planalto das Missões* (Iii1A), *Modelados de rebordo do planalto* (Iii2) e *Modelados do baixo platô arenítico-basáltico* (Iii2B).

Especificamente para a BHAM, De Nardin e Robaina (2006) descrevem a ocorrência de oito unidades morfolíticas, cinco delas associadas à presença de rochas vulcânicas (*colinas com rocha vulcânica em altitudes elevadas, morros e morrotes de rochas vulcânicas, morrotes isolados de rocha vulcânica, colinas e morrotes de rochas vulcânicas e colinas de rochas vulcânicas com intercalações de arenito*), duas aos arenitos (*Morrotes isolados de arenito e colinas de arenito*) e uma de sedimentação (*áreas planas com depósitos recentes*).

Mesmo com tamanha diversidade de formas, as colinas de arenito ocorrem em mais de metade da área e estão vinculadas de muito perto com a depressão do Ibicuí.

Em geral, na BHAM, os relevos derivados da Formação Serra Geral ocorrem principalmente: a) na área do Planalto das Missões próximo às nascentes do arroio Taquari e b) na porção centro-oeste, em afluentes da margem direita da sanga Feijó. As exceções correspondem às colinas de rochas vulcânicas com intercalações de arenito, que ocupam a margem direita do baixo curso da BHAM, no planalto da Campanha e os morrotes isolados de rochas vulcânicas, que, como o próprio nome sugere, ocorrem circundados pelos arenitos da depressão do Ibicuí (NARDIN e ROBAINA, 2006; ROBAINA et al., 2010). Nota-se, assim, que a paisagem é sustentada por amplas colinas – ou *coxilhas* no vocábulo regional –, cuja monotonia é quebrada por morros tabulares e morrotes residuais – chamados regionalmente de *cerros* – ou pela frente, de *cuesta* festonada (AB'SABER, 1964).

As altitudes¹⁰ na BHAM variam de 72 m, na confluência do arroio Miracatu com o rio Ibicuí, até 424 m, no topo do planalto, junto às nascentes do arroio Taquari, totalizando 352 m de amplitude altimétrica. A altitude média é de 180 ± 73 m, com cotas no primeiro, no segundo (mediana) e no terceiro quartil de, respectivamente, 126 m, 163 m e 216 m. Isso indica que as altitudes na BHAM se concentram, prioritariamente, em classes mais baixas, sobretudo quando observado o terceiro quartil. Para se ter uma ideia, altitudes >300 m são restritas ao alto curso do arroio Taquari, enquanto nos divisores d'água das Bacias Hidrográficas da Sanga da Areia (BHSA) e da Sanga Feijó (BHSF), bem mais rebaixados, variam entre 180 e 300 m. Cotas abaixo de 180 m se concentram, predominantemente, nos fundos de vale do arroio Miracatu (<100 m) e afluentes (100-140 m) ou, então, formando os divisores d'água no médio e baixo curso (mapa de hipsometria – Coleção de mapas – APÊNDICE A).

Assim, como poderia ser suposto, as declividades¹¹ na BHAM tendem a ser majoritariamente baixas, uma vez que, conforme Valeriano (2008), essa é uma situação comum, visto que áreas com relevo altamente dissecado tendem a ser mais raras do que superfícies suavemente inclinadas. Para melhor detalhar esse aspecto, mais da metade da BHAM (52%) é constituída por declives muito fracos (classe $<6\%$). Se adicionada à classe

¹⁰ Todas as informações aqui apresentadas foram extraídas da "*estatística descritiva*" do *software* SPRING, com base em modelo numérico de terreno (MNT) gerado a partir de imagem do *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM), com resolução espacial (≈ 30 m) refinada pelo projeto Topodata (VALERIANO, 2008). As imagens foram obtidas no sítio da internet do *Banco de dados Geomorfométricos do Brasil* (TOPODATA), em formato *Geotiff* com articulação compatível com a escala de 1:250.000. Disponível em: <http://www.dsr.inpe.br/topodata/>. Acesso em: 13 out. 2012.

¹¹ A definição das classes de declividade (0 a 6%: muito fraca; 6 a 12%: fraca; 12 a 20%: média; 20 a 30%: forte e $>30\%$: muito forte) seguiu as recomendações de Ross (1994). O fatiamento, seguindo essas classes, foi realizado com base na imagem SRTM/TOPODATA utilizando o *software* SPRING.

clinográfica fraca (6 a 12%), nota-se que a cobertura areal sobe consideravelmente, totalizando cerca de 87%. Declives fortes (classe 20 a 30%) e muito fortes (>30%) correspondem a uma pequena parcela (4% do total), embora sejam fundamentais para a compartimentação do relevo, como será demonstrado mais adiante. Em síntese, declividades <6% ocorrem nos fundos de vale relativamente planos e nos topos dos morros e morrotes tabulares, enquanto que aquelas entre 6 e 12% representam, em sua maioria, as vertentes do relevo colinoso. Setores acima de 12% estão associados a relevos escarpados que delimitam claramente a transição entre o planalto e a depressão periférica, e as rupturas de declive de morros e morrotes residuais (mapa de declividades – Coleção de mapas – APÊNDICE A).

2.2.1 Compartimentação do relevo na bacia hidrográfica do arroio Miracatu

Dentre a literatura revisada sobre os aspectos regionais do relevo, algumas dessas fontes consultadas chamaram a atenção. Souto (1985), fundamentado em Brasil (1971)¹², apresentou um ponto-chave para a elucidação das unidades de relevo na área de estudo. Esse autor descreve-as como pertencente a dois grupos principais: *a) o fluvial*: que integra as planícies e os terraços; e *b) o denudativo*: representado pelas coxilhas pampeanas, tabulares, superfície aplainada inferior e relevo escalonado. Essa divisão permite diferenciar o relevo regional por meio de unidades, cuja gênese está atrelada a processos deposicionais ou denudacionais. Além disso, o fato de o autor se apropriar do termo "superfície aplainada inferior" foi recebida com entusiasmo, principalmente quando Ab'Saber (1995, p.12) cita "[...] a ocorrência de cornijas de arenito destorroáveis nas baixas escarpas da região de São Francisco de Assis" (grifo nosso).

De fato, ao mapear as unidades de relevo da BHAM (mapa de relevo – Coleção de mapas – APÊNDICE A) – num total de seis¹³, conforme será apresentado a seguir –, reconhece-se que a transição entre o planalto e a depressão periférica se desdobra em três unidades distintas, com um nível subplanáltico bem evidente, nível que outrora já havia sido referenciado: "Na região de Santiago, a sudoeste da alta coxilha designada Serra do Boqueirão (400-430 m), quando se desce para um nível intermediário da campanha (180-200 m), a meio

¹² BRASIL, Ministério do Interior. **Estudo de viabilidade técnico-econômica para o município de Alegrete**. v.2, cap.2. Porto Alegre: SUDESUL, 1971, 137p.

¹³ A delimitação das unidades de relevo foi realizada considerando o MNT gerado pela imagem SRTM/TOPODATA, no qual os limites foram traçados, seguindo as curvas de nível extraídas automaticamente com equidistância de 10 m. A unidade *áreas aluviais de fundo de vale* foram antes interpretadas com auxílio das imagens de alta resolução disponíveis no *software* Google Earth e integradas no banco de dados do *software* SPRING.

caminho de São Francisco de Assis [...]" (AB'SABER, 1995, p.24, grifo nosso). Diferenciaram-se, assim, duas superfícies planálticas, uma mais elevada em relação à outra, separadas por uma área de contato formada por declives acentuados. A denominação "alto planalto" vem ao encontro do uso já propalado por Verdum (1997) e Gass (2015). Assim também ocorre com o emprego da palavra "rebordo", que aqui é seguida por "escalonado", da mesma forma como apresentado por Souto (1985).

Assim, a *superfície do alto planalto* corresponde parte de um amplo platô suportado pelas efusivas ácidas da Formação Serra Geral, em termos condizentes com a descrição empregada ao mapeamento desses litotipos (NARDY et al., 2002; NARDY et al., 2008). Essa se desenvolve na BHAM sob a forma de um bloco único e contínuo a partir da cota de 340 m até os divisores d'água do alto curso do arroio Taquari. A *superfície do baixo planalto* (Figura 5), embora se apresente sob a forma de um platô intermediário, é suportada quase que exclusivamente por arenitos da Formação Botucatu (MACIEL FILHO e SARTORI, 1979), podendo ser, em determinados locais, capeados por derrames vulcânicos. Pode ser dividido em quatro diferentes blocos: 1) na margem esquerda e 2) na direita do alto Taquari, em altitudes entre 220 e 280 m; 3) na porção norte da BHAM, mais especificamente, no divisor d'água entre as sangas da Areia e Feijó e os afluentes do rio Itu, em cotas acima de 220 m; e, 3) na porção oeste, nos limites da BHSF, entre 180 e 260 m de altitude. As declividades, tanto no alto, como nos blocos do baixo planalto, variam, predominantemente, de muito fracas a fracas (0 a 12%) em sua maior parte.

Jabur (1985, p.140) também relata uma passagem interessante, que versa sobre "[...] um intenso recuo da capa basáltica [...] com maior intensidade, mais para oeste de Jaguari. Nota-se que, nesta região, os arenitos geralmente apresentam uma capa protetora muito silificada [...]" que suporta esses terrenos. Ab'Saber, ainda em 1969, no memorável trabalho intitulado "[...] participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Rio Grande do Sul", já havia inferido sobre esse nível interplanáltico, ao qual chamou de "*superfície do Cerro da Cadeia*", atestando, inclusive, sua ocorrência nas imediações da área de estudo:

A partir da área do Cerro da Cadeia, na direção de todos os bordos da grande depressão periférica gaúcha, existe uma outra modalidade de sua participação no relevo gaúcho: ela aí é um testemunho local de uma vasta superfície interplanáltica [...] se projetava até o reverso da cuesta arenítica de São Francisco de Assis [...] (AB'SABER, 1969, p.8-9, grifo nosso).



Figura 5 – No segundo plano, a superfície do baixo planalto formando amplo platô intermediário, cuja incisão fluvial do arroio Taquari separou-os, neste local, em dois blocos posicionados em ambas as margens. Em primeiro plano, as baixas colinas interfluviais, São Francisco de Assis/RS.

Foto: Wellington Barbosa da Silva (2014).

Separando a superfície do alto e do baixo planalto, mais especificamente, no alto curso do arroio Taquari, ocorre uma área de *rebordo com superfície escalonada* em virtude dos sucessivos derrames basálticos. Essa superfície é festonada pelo arroio Taquari e seus afluentes, induzindo declives médios a muito fortes, em geral acima de 12%. É importante salientar, ainda, dois aspectos interessantes que ocorrem na superfície do baixo planalto. O primeiro é a ocorrência de morros testemunhos tabulares em condições topográficas semelhantes, separados do bloco principal pela erosão remontante dos cursos d'água. São mais comuns nos blocos norte e oeste, onde alguns recebem, inclusive, denominações (*cerro Chato*, *cerro Feio*, morro Assunção, por exemplo). O segundo é que esse processo de erosão remontante que conduziu à separação dos morros testemunhos, esse mesmo processo promoveu o completo rebaixamento da superfície do baixo planalto nas proximidades das nascentes da sanga Feijó, o que, por si, parece ser um possível indício de captura fluvial e que merece ser estudada em detalhe no futuro.

A *superfície das baixas colinas interfluviais* – o uso da palavra "colinas" é remetido ao trabalho realizado por De Nardin e Robaina (2006) – corresponde à ampla área inserida na depressão periférica suportada pelos arenitos fluviais da Formação Guará e, localmente, por vulcânicas da Formação Serra Geral. Suas linhas de cumeada sustentam os divisores d'água dos afluentes inseridos na BHAM – por isso o acompanhamento do sufixo interfluvial –, cujas

altitudes se estendem acima dos 80 m. O relevo é suavemente ondulado, com declividades que variam de muito fracas (0 a 6%) no topo convexo, a fracas (6 a 12%) nas vertentes.

As vertentes, por sua vez, repousam, normalmente, em fundos de vale, relativamente planos, chamados neste trabalho de *áreas aluviais de fundo de vale*, cujos declives são quase sempre <6%. Eventualmente, essa uniformidade geomorfológica é rompida por declives íngremes que sustentam morros residuais (areníticos ou vulcânicos). É importante fazer, aqui, uma ressalva: o critério para distinção entre os morros testemunhos da superfície do baixo planalto e os morros residuais da depressão periférica foi a posição topográfica e a proximidade com a frente do baixo planalto. Mesmo assim, contudo, para fins de simplificação, ambos foram agrupados como *saliências residuais*.

As baixas colinas interfluviais apresentam conotação com superfície da Campanha, onde "[...] existe o domínio absoluto das *coxilhas* – expressão de grande significação morfoclimática, pois traduz os efeitos mamelonizadores dos processos subtropicais úmidos que por último agiram na fisionomia do relêvo [sic] regional" (AB'SABER, 1969, p.13). Assim, nota-se que as superfícies denudacionais mapeadas na BHAM consistem, na verdade, de remanescentes das grandes superfícies de aplainamento apresentadas por Ab'Saber (1969). A implicação dessas superfícies na organização da rede de drenagem é ímpar, ao ponto de os processos fluviais implementarem seus depósitos sobre essas superfícies. Verдум (1997) já incitava a existências dessas superfícies BHAM, sem, no entanto, buscar cartografá-las.

2.2.2 A estrutura geológica e os perfis longitudinais e de vale dos principais cursos fluviais

Foram selecionados três cursos fluviais da BHAM para análise de seus perfis longitudinais¹⁴ (Figura 6) e de sua relação com a morfologia do vale e estrutura geológica: arroio Taquari/Miracatu, sanga da Areia e sanga Feijó. Para Christofolletti (1981, p.93), "O perfil longitudinal de um rio mostra a sua declividade, ou gradiente, sendo a representação visual da relação entre a altimetria e o comprimento de determinado curso de água, para as diversas localidades situadas entre a nascente e a foz". Segue ainda o autor indicando que,

¹⁴ Para a confecção dos perfis longitudinais foram utilizados os vetores dos cursos fluviais obtidos por meio das imagens disponíveis no *software* Google Earth e do MNT gerado com as imagens SRTM/TOPODATA. No *software* SPRING foram obtidos dados de distância e cota por meio da ferramenta *Perfil...*, dados esses exportados como arquivo de texto (*txt*) para o *software* Libreoffice Calc versão 4.2.1.1 (*The Document Foundation*©), onde foi realizada a suavização do perfil longitudinal e o cálculo das declividades (m/m) por setor. A definição das litologias subjacentes foi realizada a partir da observação do perfil longitudinal, sobretudo, das mudanças de declividade.

normalmente, os perfis longitudinais apresentam uma forma em parábola côncava para cima, sendo os desníveis maiores nas cabeceiras e suaves próximos à foz. Isso decorre do fato de que, ao longo do percurso, há um incremento na vazão e uma redução da granulometria dos sedimentos, ou seja, a declividade do canal é determinada pela geologia (rochas) que lhe fornecem materiais de diversos tamanhos e quantidades, e pelo clima (hidrologia), que adiciona a quantidade de água para executar o transporte e a esculturação (SCHUMM, 1977). Logicamente, esta se refere a uma forma teórica, que tem sua fundamentação na energia para executar o trabalho de erosão, transporte e deposição (CUNHA, 2011).

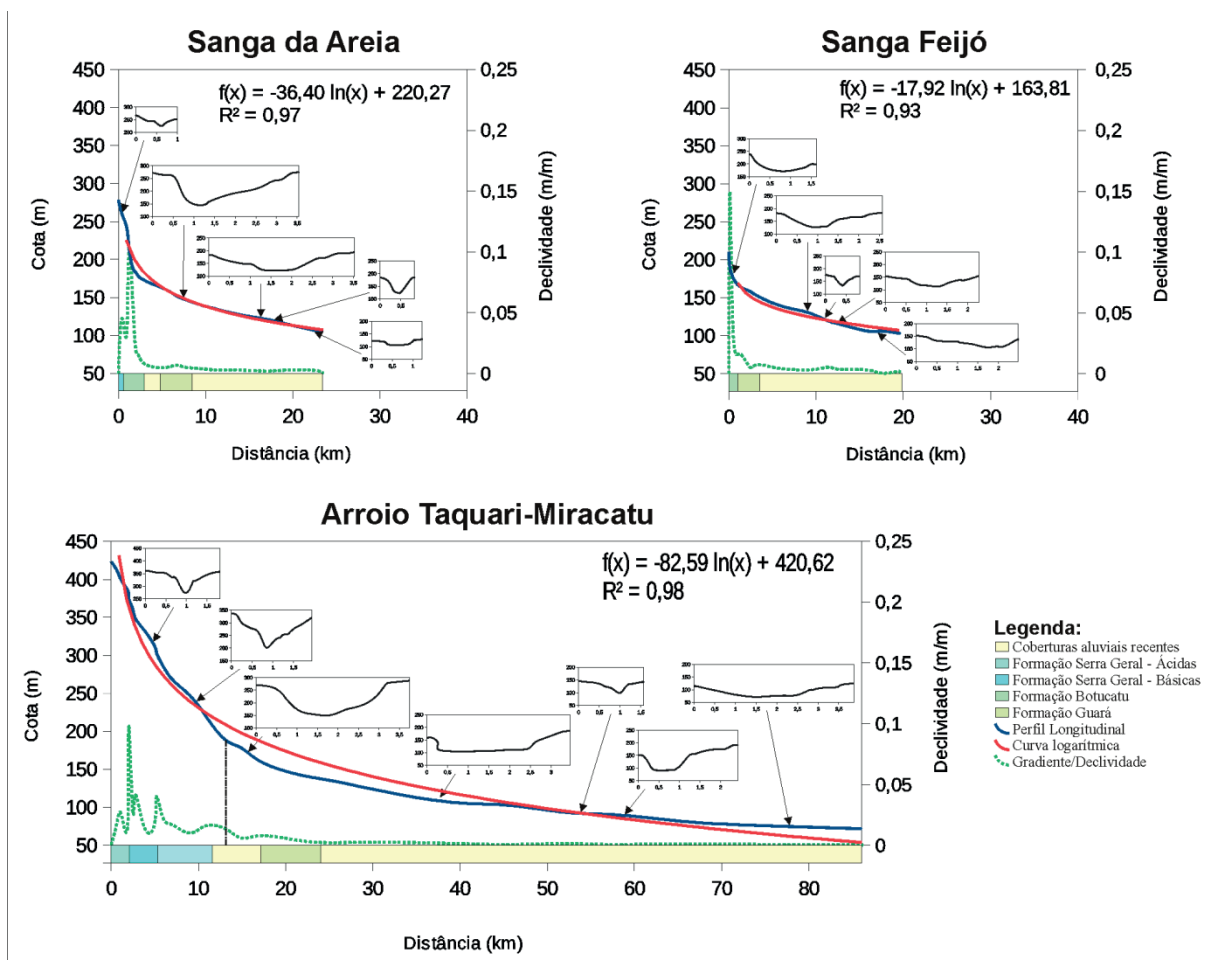


Figura 6 – Perfis longitudinais dos cursos fluviais estudados e estrutura geológica adjacente.
Org.: Andrey Luís Binda (2016).

Analisando a Figura 6, fica claro que todos os perfis longitudinais representados mantêm uma forma côncava, conforme é apresentada na literatura. Inclusive o ajuste de uma curva logarítmica aos perfis longitudinais (GUEDES et al., 2006) aponta, para os três casos, correlação muito forte ($R^2 \geq 0,97$), o que poderia ser um indicativo de equilíbrio (CUNHA, 2011). Entretanto, numa verificação mais detalhada do perfil longitudinal em relação à curva

teórica, notam-se setores convexos e côncavos, demonstrando, assim, segmentos com tendência erosiva (afastamento negativo) e deposicional (afastamento positivo), nesta ordem. Mudanças na declividade do canal, sobretudo nos altos cursos, estão relacionados a controles litológicos. No que se refere à carga de leito, é constatada uma diminuição da competência ao longo do arroio Miracatu, uma vez que Suertegaray et al. (2001) relatam a redução do calibre, que passa de cascalho-arenoso (Ca) no alto curso, para arenosa (a) no médio e baixo curso.

Guedes et al. (2006) empregam, ainda, a curva logarítmica plotada sobre o perfil longitudinal como subsídio para interpretação de deformações neotectônicas, sobretudo de soerguimento e de subsidência do terreno. Por conseguinte, nota-se que a curva de ajuste logarítmico no perfil longitudinal do arroio Miracatu está abaixo da cota da foz. Segundo o pretexto de Guedes et al. (2006), isso seria evidência de soerguimento nesse setor do canal. Andrades Filho et al. (2012) identificaram uma anomalia neotectônica, justamente, na foz do arroio Miracatu. Atribuíram-na antes, porém, à desembocadura no rio Ibicuí, com maior vazão. Nota-se, contudo, no mapa de Maciel Filho e Sartori (1979), que uma das estruturas anticlinais por eles descritas atravessa o baixo curso do arroio Miracatu. Além disso, o médio curso da BHAM também apresenta afastamento da curva logarítmica, o que sugere, nesse setor, a subsidência do terreno. Aqui, novamente, há vínculos com as estruturas delimitadas por Maciel Filho e Sartori (1979).

Vale recordar que, no item anterior, foi observado que o relevo no alto curso do arroio Taquari é representado por dois níveis planálticos. O perfil longitudinal, por outro lado, não expressa essa estruturação, evidência de intensa incisão fluvial sobre este setor, possivelmente, soerguido. Essa incisão, inclusive, foi a responsável pela separação dos blocos da superfície do baixo planalto, posicionados nas margens direita e esquerda do alto Taquari. Nas sangas da Areia e Feijó, pela extensão da rede de drenagem, essas características são menos pronunciadas, mas denota, em ambos os cursos fluviais, que há uma ruptura clara entre o alto e o médio curso, o que pode incitar para a ocorrência de um bloco soerguido suportando o alto curso. Além disso, os estrangulamentos de vale, observados nos três cursos de água, podem também ser indícios de deformações neotectônicas.

O arroio Taquari-Miracatu nasce na superfície do alto planalto e, em direção à depressão periférica, há um nítido aumento no gradiente, que permite inferir que o alto curso corresponde aos primeiros 13 km, onde a declividade do canal é de aproximadamente 0,0264 m/m. Prevalecem, nesse setor, vales fechados sob a forma de garganta (Figura 6), com substrato, predominantemente, formado por seixos e cascalhos, onde são observadas unidades

de canal representadas por soleira-depressão (*riffle-pool*) e degrau-depressão (*step-pool*) entremeadas por seções com exposição do leito rochoso. Nesses locais, aparecem corredeiras (*rapids*) e cascatas (*cascade*), normalmente controladas por estruturas geológicas (fraturas ou falhas). É possível visualizar que há variações na declividade que pode chegar a 0,0979 m/m, sendo que, em linhas gerais, o curso fluvial se encontra entalhado nas litologias ácidas (Fácies Santa Maria) e básicas (Fácies Gramado) da Formação Serra Geral e nos arenitos da Formação Botucatu.

O limite do alto curso encontra-se, aproximadamente, na interseção da estrada que liga São Francisco de Assis à Vila Kramer. Nesse local, à montante da ponte, há uma área de acumulação sedimentar (várzea) que, inclusive, já foi utilizada para rizicultura, uma vez que são nítidas as presenças de canais de drenagem artificiais. Essa área pode ser observada no mapa geológico (coleção de mapas – APÊNDICE A) como um segmento descontínuo das áreas aluviais de fundo de vale do arroio Taquari/Miracatu. O interessante é que ela separa os arenitos da Formação Botucatu daqueles da Formação Guará, o que traz mais crédito para a asserção de que, na proximidade dessa área, há evidências neotectônicas. O médio curso pode ser definido, basicamente, a partir do local onde o canal corta as fácies arenosas da Formação Guará. Na realidade, como se trata de um setor de transição, sua porção a jusante já se encontra inserida na cobertura aluvial recente, onde a confluência com a sanga Feijó marca seu ponto final (aproximadamente 43 km da nascente). A declividade média do canal é de 0,0264 m/m, com clara tendência de redução em direção jusante (Figura 6). Digno de nota é que, no médio curso, num trecho de aproximadamente 3 km antes da confluência com a sanga da Areia, a declividade do canal se torna tão baixa que a definição do canal principal é dificultada pela fusão com a planície de inundação, permanentemente alagada.

A origem desse segmento indica a associação com um importante estrangulamento do vale, onde a planície de inundação, que a montante chega ao máximo de aproximadamente 1.600 m, passa a ter pouco menos de 300 m. Os vales nesse setor se tornam mais abertos (Figura 6) e determinados segmentos do canal continuam a ser controlados por lineamentos, porém, onde se encontram as coberturas aluviais, ali o canal tende a desenvolver meandramento incipiente, embora feições sobre a planície de inundação indiquem processos de migração do canal. O leito nesse setor é constituído tanto de materiais grosseiros, tais como seixos e cascalhos transportados durante fluxos de alta energia, como por frações arenosas. A morfologia de leito aponta para uma transição de soleira-depressão, onde predominam os clastos grosseiros, seguido por leito plano (*plane-bed*) e duna (*dune-ripple*), onde a

granulometria é arenosa. A baixa declividade do setor final corresponde a um importante ponto de deposição da carga de leito e as observações em imagens denotam canais estreitos e profundos.

O setor compreendido a partir da confluência com a sanga Feijó até a foz no rio Ibicuí é descrito como "baixo curso". Neste, a declividade média do canal reduz-se para 0,0007 m/m e o substrato predominante é a cobertura aluvial recente, embora não se descartem possíveis afloramentos do substrato rochoso. Embora a largura da planície de inundação ainda varie muito em função de estrangulamentos do vale, segmentos com quase 2 km podem ser observados no baixo curso, fato que se detecta por uma morfologia de vales amplos com declives muito suaves (Figura 6). O leito e os depósitos arenosos permitem o desenvolvimento de meandramentos contínuos, sobretudo a jusante da ponte da estrada antiga que liga São Francisco de Assis a Manoel Viana. Esses trechos meandramentos são eventualmente interrompidos por lineamentos que induzem trechos com canal retilíneo, normalmente amparados por saliências residuais. É nesses trechos que se julga a possibilidade de encontrar afloramentos rochosos. As unidades de canal estão vinculadas à fração arenosa, sendo representadas por leito plano, depressões na margem côncava dos meandros e dunas.

Os perfis longitudinais das sangas da Areia e Feijó guardam, por sua vez, similaridades não apenas na forma, mas também na própria declividade média dos setores do canal. As nascentes de ambos os canais fluviais se encontram inseridas na superfície do baixo planalto. É importante chamar a atenção ao fato de que, nessa porção da bacia, os arenitos da Formação Botucatu estão alçados pelas estruturas acima descritas. A redução da altitude das nascentes dessas duas bacias hidrográficas adjacentes parece ter sido produzida pela erosão mais ativa nos limites da sanga Feijó.

Em ambos os perfis longitudinais observa-se que o alto curso corresponde a uma pequena parcela do canal, sobretudo na sanga Feijó. Nesta, o alto curso está limitado aos primeiros 800 m, onde a declividade do canal atinge 0,0693 m/m, ao passo que na Sanga da Areia está inserido até aproximadamente 3 km, com declividade de 0,0424 m/m. Suportado pela Formação Botucatu e atrelado ao início do escoamento fluvial, a participação de unidades de canal suportadas em material coluvial constitui um ponto fundamental. Adicionalmente, aquelas unidades de canal comuns a esse setor, tal como degrau-depressão e soleira-depressão, também, encontram-se presentes. Os vales fluviais apresentam-se não tão profundos, muito menos fechados (Figura 6) – embora na sanga da Areia eles sejam um pouco mais pronunciados.

O médio curso de ambos os cursos fluviais, assim como do Taquari-Miracatu, inicia a partir do momento em que os canais se instalam na Formação Guará, contudo, para a sanga da Areia, a existência de uma área com cobertura aluvial separando as formações Botucatu e Guará está presente, ao exemplo do que foi constatado para o alto curso do arroio Taquari. A deposição aluvial, tanto na sanga da Areia como na sanga Feijó, preenche a maioria dos vales, formando terraços fluviais e/ou planícies de inundação descontínuas, em decorrência de estrangulamentos do vale. Nesses trechos, a cobertura aluvial torna-se reduzida, permitindo a exposição do substrato rochoso. Na sanga da Areia há ao menos três momentos onde o vale é segmentado, assim como na sanga Feijó, onde isso ocorre em duas situações. No médio curso a declividade dos canais se reduz para aproximadamente 0,0048 e se estende até aproximadamente os 10 km em ambos os canais, quando esses passam por um dos estrangulamentos. O vale nos trechos compostos por terraços e/ou planícies de inundação apresenta-se sob a forma de ampla base plana, que, nos segmentos onde ocorrem os estrangulamentos, passa a vales dissecados (Figura 6). As unidades de canal estão suportadas por classes granulométricas arenosas e são predominantes as morfologias como leito plano, mas depressões de meandro e barras laterais e centrais também estão presentes, estas últimas principalmente na sanga da Areia.

O percurso até a confluência com o arroio Taquari-Miracatu define o baixo curso dos cursos fluviais. Isso ocorre a, aproximadamente, 23 km das nascentes da sanga da Areia e a 20 km na sanga Feijó. Nesse setor ocorre ainda mais um estrangulamento do vale, que induz leve aumento da declividade do canal da sanga da Areia durante o atravessamento. A redução da declividade média do canal chega aqui na casa de 0,0020 m/m nos dois cursos hídricos. Nas proximidades com a confluência, os vales voltam a se alargar devido à entrada na própria planície de inundação do arroio Taquari-Miracatu (Figura 6). Os materiais de leito e as unidades de canal mantêm-se muito próximas daquelas descritas para o médio curso, com a exceção, porém, de que não ocorrem terraços fluviais.

2.3 A COBERTURA PEDOLÓGICA NA BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO MIRACATU

Conforme o mapa de solos do estado do Rio Grande do Sul (BRASIL, 1973¹⁵), atualizado e disponível em Streck et al. (2008), depreende-se, ao menos, a ocorrência de cinco

¹⁵ BRASIL. Ministério da Agricultura. Departamento Nacional de Pesquisa Agropecuária. Divisão Pedológica. **Levantamento de reconhecimento dos solos do estado do Rio Grande do Sul**. Recife, 1973. 431 p.

tipos pedológicos na BHAM (mapa de solos – Coleção de mapas – APÊNDICE A): 1) *Neossolo Regolítico Distro-Úmbrico*: caracterizado por horizonte A sobrejacente à rocha intemperizada (C ou Cr) com contato lítico abaixo de 0,50 m da superfície, podendo ocorrer horizonte B incipiente ($B_i < 10$ cm), quimicamente apresenta baixa saturação por bases; 2) *Latossolo Vermelho Distrófico*: solos profundos e bem drenados definidos pela presença de horizonte B latossólico (Bw), de cor avermelhada, sem aumento nos teores de argila com a profundidade e saturação por bases baixa; 3) *Nitossolo Vermelho Distroférico*: é um solo profundo, semelhante ao latossolo do qual é diferenciado pelo horizonte B nítico (cerosidade), de coloração vermelha, podendo apresentar horizonte Bw subjacente (latossólico), baixa saturação por bases e incremento de ferro são as características químicas principais; 4) *Argissolo Vermelho-Amarelo Alumínico*: diferenciado pelo horizonte B textural (Bt) de acúmulo de argila, de cor vermelho-amarelo e alta concentração de alumínio, são solos profundos que podem variar de bem a mal drenados; 5) *Planossolo Háptico Eutrófico*: designam solos de várzeas e, portanto, mal drenados, com presença de horizonte Bt do tipo plânico (argiloso) que testemunham ruptura textural em relação aos horizontes sobrejacentes (A e E), normalmente arenosos e apresentam alta saturação por bases (STRECK et al., 2008).

Logicamente, pela escala adotada no mapeamento (1:750.000), deve-se enfatizar que esses tipos de solos fornecem uma visão limitada sobre a verdadeira distribuição da cobertura pedológica na área de estudo. Trabalhos em escala de maior detalhe não se encontram disponíveis, exceto o mapeamento simplificado de solos apresentado por De Nardin (2009). Embora a cartografia apresentada por aquela autora seja baseada na relação solo-relevo de apenas 14 amostras de solos coletadas em 12 bacias hidrográficas contíguas (≈ 1.500 km²) no oeste do estado do Rio Grande do Sul – dentre as quais, a BHAM –, fornece uma visão mais precisa da distribuição pedológica na paisagem.

Assim, definiu quatro agrupamentos de classes: 1) *solos rasos em altitudes elevadas*: formados pela associação entre Cambissolos e Neossolos Litólicos derivados de rochas efusivas da Formação Serra Geral; 2) *Solos rasos a bem desenvolvidos em rochas areníticas*: cuja diferenciação entre solos rasos (Cambissolos e Neossolos Litólicos) e profundos (Latossolos Arenosos e Neossolos Quartzarênicos) é decorrente da posição no relevo, nas adjacências de morros e morrotes areníticos ou nas colinas arenosas, respectivamente; 3) *solos rasos a bem desenvolvidos em colinas de rochas vulcânicas*: onde Cambissolos ou Neossolos Litólicos tendem a ocorrer no topo das colinas – e nos morros vulcânicos –, enquanto Latossolos Argilosos e Argissolos ocupam as vertentes; e 4) *solos hidromórficos*:

posicionados nas várzeas do rio Ibicuí e afluentes, representado por Planossolos Arenosos (DE NARDIN, 2009).

Estudos detalhando perfis de solo em áreas afetadas por arenização têm, contudo, relatado a ocorrência desse processo em um tipo específico de solo arenoso: chamado anteriormente de *Areias Quartzosas* (AZEVEDO e KAMINSKI, 1995; KLAMT e SCHNEIDER, 1995) e, mais recentemente, de *Neossolos Quartzarênico Órticos* (Figura 7) (STRECK et al., 2008; SCOPEL et al., 2012). Esses solos não se encontram cartografados em detalhe. No mapa de solos do estado do Rio Grande do Sul atualizado (STRECK et al., 2008), por exemplo, estão agrupados com Latossolos ou Argissolos (classificados outrora como Podzólicos) de textura arenosa ou franco-arenosa (AZEVEDO e KAMINSKI, 1995; STRECK et al., 2008; MEDEIROS et al., 2013).



Figura 7 – Exposições de Neossolo Quartzarênico Órtico: horizontes superficial e subsuperficial predominantemente arenosos, localidade do cerro da Esquina (esquerda); e capeando depósito rudáceo em discordância erosiva com a rocha subjacente (direita), sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.

Fotos: Andrey Luís Binda (2013; 2015).

Trata-se de solos derivados do intemperismo e posterior pedogênese de arenitos eólicos da Formação Botucatu ou fluviais da Formação Guará (KLAMT e SCHNEIDER, 1995; SCOPEL et al., 2012). Por isso são essencialmente arenosos, com predomínio das frações areia média e, principalmente, areia fina (SCOPEL et al., 2012) com reduzidíssimos percentuais de argila (6 a 12%) e matéria orgânica (0,1 a 0,7%) (AZEVEDO e KAMINSKI, 1995). A presença de óxido de ferro é responsável pelo tom vermelho ou amarelo-avermelhado desses solos (SCOPEL et al., 2012). Devido à textura e à porosidade total na casa dos 40%, apresentam-se muito bem drenados, com reduzida retenção de umidade, o que, por si, condiciona excessiva lixiviação (KLAMT e SCHNEIDER, 1995; AZEVEDO e

KAMINSKI, 1995; SCOPEL et al., 2012). Essas características impõem alta fragilidade à esses solos, determinada por "[...] forte limitação natural quanto à fertilidade e alta suscetibilidade à erosão, devido à pobreza de bases no material do qual se originaram e em razão de sua granulometria grosseira" (AZEVEDO e KAMINSKI, 1995, p.67).

Entretanto, adições de material argiloso alóctone parecem, em certas circunstâncias, enriquecer esses solos arenosos ao ponto de permitir classificá-los como Argissolos ou Cambissolos (KLAMT e SCHNEIDER, 1995; MEDEIROS et al., 2013). Sobre esse aspecto, Medeiros et al. (2013), ao analisar três perfis pedológicos desenvolvidos sobre arenitos (quartzo-arenito) da Formação Guará, identificaram um aumento do teor de argila nos horizontes subsuperficiais dos solos, bem como, a presença de óxido de ferro (*ilmenita*) que, definitivamente, não eram provenientes da rocha matriz. Entretanto, esses materiais parecem ter sua origem a partir da decomposição do substrato vulcânico da Formação Serra Geral, onde são relativamente abundantes. Mesmo assim, relatam os autores, que, por apresentar horizontes superficiais arenosos, esses solos são, também, extremamente frágeis aos processos erosivos (MEDEIROS et al., 2013).

Ab'Saber (1995), no entanto, sugere que os solos arenosos possam ser, também, coluviais, com gênese associada às mudanças climáticas quaternárias. Um perfil semelhante ao descrito pelo autor foi observado nas imediações do trecho monitorado na sanga da Areia, onde um depósito rudáceo (linha-de-pedras) recobre o embasamento rochoso da Formação Guará, em contato erosivo discordante. Sobrejacente a esse se desenvolve típico Neossolo Quartzarênico Órtico (Figura 7). Aduz-se que o acúmulo do material grosseiro imediatamente acima da rocha seja, conforme aponta o autor, a expressão de um paleopavimento detrítico, desenvolvido sob condições climáticas secas. O solo arenoso desenvolvido sotoposto seria derivado dos processos de estepização sob clima úmido-seco, quando os sedimentos eram mobilizados tanto pela água, como pelo vento, depositando camadas laminares de areia. A umidificação recente do clima atual, no entanto, não permitiu tempo suficientemente longo para ação dos processos pedogenéticos no desenvolvimento do solo (AB'SABER, 1995).

Com isso, pode-se afirmar que os Neossolos Quartzarênicos Órticos podem ser autóctones ou alóctones. É importante salientar que associações com outros tipos de solos podem estar presentes localmente, a exemplo dos *Gleissolos* e dos *Organossolos* que ocupam espaços junto aos Planossolos em áreas de várzeas, sobre condições de drenagem ineficiente. A ausência de cobertura pedológica também ocorre em áreas de relevo dissecado, onde o substrato rochoso se encontra aflorando na superfície (KLAMT e SCHNEIDER, 1995). Por

fim, julga-se oportuno relatar que não foi encontrado nenhum trabalho que descreva a disposição bi- (topossequências) e tridimensional (cartografia em detalhe dos solos) da cobertura superficial (BOULET, 1988) na BHAM. Pesquisas dessa natureza poderiam elucidar a distribuição dos solos na paisagem e suas associações pedológicas.

2.4 A VEGETAÇÃO NATURAL E O USO E A COBERTURA DA TERRA NA BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO MIRACATU

2.4.1 Os campos

A vegetação da BHAM está inserida nas formações campestres do bioma Pampa, mais especificamente nos campos subtropicais da Depressão Central Sul-Rio-Grandense ou campos da Campanha (ROMARIZ, 1964; 1968; ALONSO, 1977; MARCHIORI, 1995; BEHLING et al., 2009; BOLDRINI, 2009; CORDEIRO e HASENACK, 2009; OVERBECK et al., 2009). Considerando a classificação de Leite e Klein (1990), nota-se a sua inserção em área de tensão ecológica entre a savana gramíneo-lenhosa – predominante nas áreas planálticas com derrames vulcânicos ácidos – e a savana-estépica gramíneo-lenhosa, que se estende do rebordo do planalto, num polígono grosseiramente formado entre os municípios de Santiago, Alegrete e Santana do Livramento/RS.

No mapa de vegetação do Brasil (IBGE, 2004), o uso da palavra "estepe" ganha ênfase para descrever os campos do sul do Brasil. Marchiori (1995), assim como Cordeiro e Hasenack (2009), reservam o termo composto "savana-estépica" para as formações campestres que recobrem parcela significativa do sudoeste do Rio Grande do Sul. Quanto a isso, enquanto Marchiori (1995) atesta disseminação um pouco mais limitada – numa faixa norte-sul entre o vale do rio Itu até a fronteira com a República Oriental do Uruguai –, Cordeiro e Hasenack (2009) estipulam uma abrangência muito maior, englobando grande parte do sudoeste do estado, até aproximadamente a confluência entre os rios Ijuí e Uruguai. Entretanto, Overbeck et al. (2009), assim como Marchiori e Alves (2010), contestam o emprego dos termos "savana" e/ou "estepe" para designar as formações campestres do Rio Grande do Sul, apontando, inclusive, que o emprego desses termos ocorria antes devido às características fisionômicas do que em razão de características climatobotânicas.

Nesse sentido, o uso do termo "campos", no plural, já seria, portanto, suficiente para caracterizar os atributos botânicos e fitogeográficos das formações campestres Sul-Rio-Grandenses (PILLAR e QUADROS, 1997; OVERBECK et al., 2009; MARCHIORI e

ALVES, 2010). Além disso, outros autores têm, desde longa data, empregado essa terminologia, a exemplo de Romariz (1964; 1968) e Alonso (1977). Isso não indica, entretanto, homogeneidade vegetacional, sendo para isso empregadas diferenciações adjetivas como "campo limpo" e "campo sujo", para discriminar, respectivamente, áreas com predomínio de herbáceas, daquelas onde há associações com componentes lenhosos, mais especificamente arbustos (ALONSO, 1977; PILLAR e QUADROS, 1997; BEHLING et al., 2009; OVERBECK et al., 2009; MARCHIORI e ALVES, 2010). A distinção entre campo "limpo" e "sujo" nas atuais formações campestres decorre, principalmente, do grau de pastejo ou do manejo do pasto (queimada e roçada), embora aspectos pedológicos possam influenciar localmente (PILLAR e QUADROS, 1997; MARCHIORI e ALVES, 2010).

O número de espécies vegetais nos campos do Rio Grande do Sul é estimado em cerca de 2.200 (BOLDRINI, 2009; MARCHIORI e ALVES, 2010). Os indivíduos se concentram majoritariamente nas famílias das gramíneas (*Poaceae*) – que dominam o tapete herbáceo – e das compostas (*Asteraceae*) – que, embora numerosas, ocorrem isoladamente – e, secundariamente, das ciperáceas (*Cyperaceae*) – que ocupam áreas úmidas (banhados), das leguminosas (*Fabaceae*), das mirtáceas (*Myrtaceae*) e das rubiáceas (*Rubiaceae*) (ALONSO, 1977; MARCHIORI, 1995; BOLDRINI e EGGERS, 1996; PILLAR e QUADROS, 1997; BOLDRINI, 2009; MARCHIORI e ALVES, 2010). Merece destaque, ainda, a existência de espécies xerofíticas (*Cactaceae*) e adaptações morfológicas (xeromorfia) em diversas famílias vegetais, remanescentes de um período seco passado (ALONSO, 1977; AB'SABER, 1977; 1995; MARCHIORI, 1995). Não se pode esquecer do "butiá-anão" (*Butia lallemantii*), espécie da família das arecáceas (*Arecaceae*), endêmica dos campos arenosos com areais do sudoeste do Rio Grande do Sul (Figura 8) (DEBLE e MARCHIORI, 2006).

Maiores informações sobre os principais espécimes dos campos Sul-Rio-Grandenses, incluindo aqueles em ameaça de extinção, podem ser encontrados nos trabalhos de Boldrini (2009) e Overbeck et al. (2009). Detalhes específicos sobre a composição florística e fitossociologia de áreas afetadas por processos de arenização (Figura 8) podem ser, adicionalmente, obtidos nas pesquisas realizadas por Marchiori (1995), Rovedder et al. (2005), Trindade et al. (2008), Freitas et al. (2009), Marchiori e Alves (2010) e Freitas et al. (2010).



Figura 8 – Butiá-anão em núcleo de arenização (esquerda acima); "butiazal" em área de campo limpo (direita acima); redução da cobertura vegetal em áreas em processo de arenização (esquerda abaixo); e mosaico da paisagem com aspecto campo-floresta, neste caso, mata de galeria (direita abaixo). Exemplos para a BHAM.

Fotos: a) e b) Sidney Luís Bohn Gass (2013); c) e d) Andrey Luís Binda (2013; 2014).

Todavia, embora o campo predomine no contexto paisagístico, áreas florestais podem também ser encontradas, formando o que Behling et al. (2009) chamam de mosaico campo-floresta. A composição florística dessas áreas se associa à Floresta Estacional Decidual e são áreas encontradas sob a forma de pequenos agrupamentos (capões) rodeados por campos e/ou de matas que compõem: as faixas marginais ao longo dos rios (matas de galeria) (Figura 8), as vertentes de cerros areníticos e os contrafortes (rebordo) da Serra Geral (ALONSO, 1977; LEITE e KLEIN, 1990; MARCHIORI, 1995; PILLAR e QUADROS, 1997; CORDEIRO e HASENACK, 2009; BEHLING et al., 2005). Conforme Leite e Klein (1990, p.170), "[...] a guajuvira (*Patagonula americana*), o açoita-cavalo (*Luehea divaricata*), o angico (*Parapiptadenia rigida*), marmeleiro-do-mato (*Ruprechtia laxiflora*), branquilho (*Sebastiania commersoniana*), além de outras [...]", correspondem aos principais indivíduos encontrados nas áreas silváticas.

Verdum (2004, p.44), em detalhe, descreve as formações vegetais da BHAM como pertencentes a:

[...] três tipos: os *campos limpos* do alto planalto e das colinas suaves da Depressão Periférica; a *mata galeria* dos vales úmidos da depressão periférica e os *remanescentes florestais* dos vales e sobre as bordas, tanto do Planalto como dos relevos tabulares da Depressão Periférica.

Os campos são, no entanto, pretéritos em relação à floresta (ALONSO, 1977; BEHLING et al., 2005). Essa asserção pode ser comprovada a partir do estudo realizado por Behling et al. (2005) em um testemunho turfoso nas imediações do rio Inhacundá (adjacente à BHAM), no município de São Francisco de Assis/RS. Remontando aos últimos 22.000 anos cal AP¹⁶, os autores constataram que os campos perduraram tanto durante o último período glacial, como também no pós-glacial. Embora o clima tenha passado de frio para quente com o fim da última glaciação, a escassez hídrica se manteve, impedindo a formação das matas de galeria, que inexistiam sob essas condições (BEHLING et al., 2005).

Os primeiros agrupamentos arbóreos só começam a se estruturar, provavelmente, depois 5.170 anos cal AP, quando o clima se tornou sazonal, do tipo úmido-seco. Mesmo assim, a expansão das matas de galeria só ocorreu mesmo a partir de 1.550 anos cal AP, atingindo seu ápice há cerca de 1.090 anos cal AP, em condições mais úmidas que as atuais (BEHLING et al., 2005). Os mecanismos climáticos responsáveis pela expansão dos climas secos passados na América do Sul são apresentados por Ab'Saber (1977), que destaca o papel das correntes oceânicas durante os períodos glaciais e interglaciais, determinando a sucessão de períodos frios e secos, daqueles quentes e úmidos, nesta ordem.

Ocorre, porém, que, mesmo que mais da metade da área coberta por vegetação campestre (62%) no Rio Grande do Sul ainda se apresente com características naturais ou seminaturais¹⁷ (CORDEIRO e HASENACK, 2009), seus limites e sua composição florística foram, com o tempo, muito alteradas (ALONSO, 1977). A título de exemplo, Marchiori (1995, p.87) ressalta que "Quando os primeiros europeus chegaram ao Estado [...] dominavam macegas tão altas, em grande parte da área, que alcançavam as pernas dos gaúchos em suas montarias". Nesse viés, Leite e Klein (1990) sugerem que as alterações humanas nas áreas de campos podem ser vistas em três estágios: o primeiro, ainda primitivo, quando a alteração se processava de modo incipiente; o segundo, representado pela expansão da pecuária e o

¹⁶ Antes do presente, considerando o ano de 1950 (BEHLING et al., 2009).

¹⁷ Cordeiro e Hasenack (2009) utilizam a expressão "semi-natural" para àquelas áreas onde os aspectos fisionômicos se mantiveram próximos do estado natural. Nesse sentido, áreas com pecuária extensiva sobre as formações campestres, sem histórico recente de uso agrícola, foram tratadas como seminaturais.

aumento do uso da queimada como manejo dos pastos; e, por fim, o terceiro, quando a pecuária cede lugar à agricultura mecanizada (trigo, soja, milho, arroz e batata), com o uso de insumos agrícolas e/ou a projetos de silvicultura (*Pinus* e Eucalipto).

O pastejo, bem como o manejo do pasto com base em queimadas – que até recentemente era uma prática corriqueira (MARCHIORI, 1995) – representou, portanto, um importante papel na composição florística do campo. Para Pillar e Quadros (1997), uma vez que uma área é deixada em pousio por vários anos consecutivos, um aumento do número de arbustos é observável, inclusive podendo reverter o campo em floresta. Essa constatação também é apresentada por Boldrini e Eggers (1996) ao estudar a fitossociologia de uma área de campo após oito anos de exclusão do pastejo. Embora houvesse um aumento na cobertura vegetal, o crescimento demasiado de determinadas espécies vegetais sem a presença dos rebanhos promoveu o sombreamento sobre outras espécies de menor porte, de tal modo que acabaram com o tempo sendo eliminadas. Nesse sentido, houve maior diversidade de espécies no período em que a área era destinada ao pastejo (BOLDRINI e EGGERS, 1996).

Ocorre, no entanto, que o sobrepastoreio também traz prejuízos à cobertura vegetal (OVERBECK et al., 2009). Segundo Trindade et al. (2008), o uso agropecuário de áreas marginais a núcleos de arenização foi relacionado com a perda da diversidade vegetal e com o aumento do solo exposto, em oposição às áreas onde houve a exclusão do pastejo. Isso decorre do fato de que essas áreas apresentam maior fragilidade, tanto no que se refere à possibilidade de aparecimento de novas manchas de areia, como também, da expansão dos areais existentes (TRINDADE et al., 2008).

O sobrepastejo em áreas susceptíveis ao processo de arenização pode ser vislumbrado a partir das reflexões apresentadas por Verdum (1997; 2004). Em realidade, isso retrata antes a ocorrência de importantes mudanças na organização do espaço agrário do sudoeste do Rio Grande do Sul, sobretudo a partir de um conjunto de políticas de financiamento agrícola que se estabeleceram entre as décadas de 1940 e 1970 – incentivando, inicialmente, o cultivo do arroz e, posteriormente, do trigo e da soja, com vistas a inserir a região na fronteira agrícola (SOUTO, 1985; VERDUM, 1997; 2004). Notadamente na BHAM, a introdução da monocultura mecanizada sob solos frágeis (MÓSENA, 2008) e a pressão induzida pela pecuária, que se fez não somente pela redução da área, mas também pelo aumento no número de cabeças, atestam importantes alterações na cobertura vegetal e nos processos de arenização (VERDUM, 1997; 2004).

Além disso, conforme apontam Morelli e Suertegaray (2012), uma reestruturação produtiva com vistas à inserção político-econômica dessa área do estado é vislumbrada desde a década de 1980, mediante projetos de incentivo à silvicultura e implantação de um polo moveleiro. Aqui merece destaque o trabalho de Souto (1985), que, ao expor os resultados do "Plano-Piloto de Alegrete", de contenção da "desertificação" na área do "deserto São João", afirma que "[...] a espécie que melhor se ajusta às condições ambientais, nesta área, é o eucalipto, devido ao seu rápido crescimento e adaptação" (SOUTO, 1985, p.141).

Essa argumentação de Souto (1985) foi traduzida, com o tempo, na afirmativa de que os "reflorestamentos" constituem a melhor forma de controle para áreas arenizadas (RIBEIRO e VERDUM, 2013). No território ao qual se insere a BHAM, a aquisição de terras para a implementação de projetos silvícolas é recente e data do ano de 2005 (MÓSENA, 2008; MORELLI e SUERTEGARAY, 2012). Marchiori e Alves (2010) relatam, entretanto, que talhões de eucalipto, além de extremamente danosos à vegetação campestre, podem acentuar a fragilidade do meio. E alertam: "Só não vê quem não quer: os campos de areia do oeste gaúcho, em sua grande parte, não são adequados à implantação de florestas" (MARCHIORI e ALVES, 2010, p.19).

2.4.2 Evolução do uso e cobertura da terra

Com base no que foi apresentado no item anterior, visa-se neste reconhecer as principais mudanças no contexto do uso e cobertura da terra na BHAM. Como visto, políticas de financiamento agrícola e de expansão da silvicultura (SOUTO, 1985; VERDUM, 1997; 2004; MORELLI e SUERTEGARAY, 2012) foram capitais para uma importante mudança no quadro agrário da região como um todo, que levaram à diversificação dos usos e, conseqüentemente, da cobertura da terra (Figura 9). Para o mapeamento espaço-temporal do uso e da cobertura da terra na BHAM, recorreu-se ao emprego de produtos gerados por sensoriamento remoto¹⁸ e de técnicas de geoprocessamento em ambiente SIG¹⁹ (Sistema de Informações Geográficas). O processamento digital das imagens seguiu as etapas de pré-

¹⁸ Imagens do LandSat (*Land Remote Sensing Satellite*) 1 (MSS - *Multispectral Scanner System*)© de 29 de junho de 1973 na resolução espacial de 80 m; LandSat 5 (TM - *Thematic Mapper*)© de 2 de julho de 1984; 14 de maio de 2001 na resolução espacial de 30 m; e LandSat 8 (OLI - *Operational Land Imager*)© de 24 de agosto de 2015, na resolução de 30 m, obtidas por meio do acesso e solicitação no Catálogo de Imagens da Divisão de Geração de Imagens (DGI) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), disponíveis em: <<http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>>. Acesso em: 9 set. 2015.

¹⁹ *Software* SPRING.

processamento – registro²⁰, realce²¹ e análise de imagens digitais – segmentação²² e classificação²³, cujos passos podem ser encontrados em Santos et al.(2010).



Figura 9 – Típico mosaico de uso e cobertura da terra na área de estudo (BHSA): em primeiro plano "os campos", que vêm, ao longo dos anos, perdendo espaço para a agricultura (soja) e para a silvicultura (eucalipto).

Foto: Andrey Luís Binda (2014).

As classes temáticas empregadas ao mapeamento do uso e cobertura da terra são as mesmas utilizadas por Suertegaray et al. (1996): campos/pastagem, lavoura, areais/arenização²⁴, mata nativa e reflorestamento (mapas de uso e cobertura da terra – APÊNDICE B). Os campos/pastagem predominaram ao longo de toda a escala temporal, embora, tenham apresentado redução, que, no total, chega na casa dos 20% (de 397,2 km² em

²⁰ As imagens em formato *Tiff* (*Tagged Image File Format*) foram, inicialmente, convertidas para o formato *spg* (arquivo *raw*), etapa esta realizada no módulo *Impima*. Logo após, as imagens foram registradas (georreferenciadas) a partir da Base Cartográfica Vetorial Contínua do Rio Grande do Sul (HASENACK e WEBER, 2010), na escala de 1:50.000, mediante a seleção de pontos facilmente reconhecíveis (no mínimo 15 pontos inseridos na BHAM ou adjacências), tomando cuidado para que os erros de pontos de controle fossem sempre menores a um *pixel*.

²¹ Uma vez registradas, as imagens foram inseridas no banco de dados do *software* *Spring*, momento quando cada banda passou por realce de contraste (método linear em canal monocromático), com vistas a melhorar a qualidade visual.

²² Utilizando o método crescimento de regiões, similaridade 10 e área (pixels) 30.

²³ A classificação supervisionada foi realizada seguindo os passos: 1) *Treinamento*: criação de temas e aquisição de amostras para áreas segmentadas representativas. Foram coletadas entre 1.000 e 2.000 amostras em cada imagem, variando em decorrência da resolução espacial dos sensores; 2) *Classificação*: reconhecimento de áreas homogêneas na imagem com base naquelas obtidas na etapa de treinamento, conforme, as seguintes características: classificador *Bhattacharya*, limiar de aceitação de 99.9% e amostras com desempenho médio de 100%, ou seja, sem confusão entre as classes temáticas; 3) *Pós-classificação*: redução do ruído nos pixels classificados. Para isso foram aplicados os seguintes parâmetros: peso 2 e limiar 2; e 4) *Mapeamento*: etapa final, onde a imagem classificada foi transformada em um mapa temático.

²⁴ Aqui foram incluídas as áreas com reduzida biomassa (GUASSELLI, 2012).

1973 para 275,9 km² em 2015). O que chama a atenção é que a área coberta por campos/pastagem em 1973 foi sutilmente inferior que aquela obtida para o ano de 1984 (415,1 km²), reflexo, possivelmente, das diferentes resoluções espaciais entre os sensores MSS (80 m) e TM (30 m) acoplados, respectivamente, nos satélites Landsat 1© e Landsat 5©. Os campos dessa área do estado têm sido destinados à pastagem, sobretudo para o rebanho bovino, e, secundariamente, para o efetivo de ovinos. Suínos, equinos, bubalinos e caprinos, embora presentes, representam, historicamente, uma pequena parcela do rebanho total (CORDEIRO e SOARES, 1977).

As matas, por sua vez, se mantiveram com área quase constante, representando aproximadamente 18% (pouco mais de 100 km²) da área total da BHAM. Essa informação é pertinente, pois denota, *a priori*, que práticas de desmatamento foram inapreciáveis, mas também incidem na afirmação de que essas matas são testemunhas de uma pressão que antecede as fontes aqui utilizadas. Em geral, essas áreas se encontram bem definidas, integrando principalmente as matas sobre o rebordo com superfície escalonada nas cabeceiras da BHAM e as matas de galeria, sobretudo entre o médio e baixo curso do arroio Miracatu e, em menor expressão, aquelas nas vertentes das saliências residuais, tal como pode ser observado na porção central da BHAM. Dentre os quatro anos avaliados, a menor cobertura florestal ocorreu em 1984 (78,2 km²), sendo possível constatar visualmente que a redução foi majoritariamente sobre as matas do rebordo do planalto. Moséna (2008) salienta que, com a modernização da agricultura, os melhores terrenos passam a concentrar a pecuária e a monocultura, restando a ocupação das áreas do rebordo do planalto para cultivos de subsistência. Ao que tudo indica, durante esse momento as formações florestais restaram somente em terrenos inapropriados para outras atividades econômicas.

As áreas destinadas à agricultura (lavoura) cresceram substancialmente ao longo do período avaliado. Em 1973, cerca de 12% (69 km²) da BHAM era coberta por cultivos, totalizando, em 2015, 26% (155 km²), ou seja, um aumento que mais que dobra em tamanho. Suertegaray et al. (1996) já propalavam o crescimento das áreas destinadas à lavoura em detrimento da pecuária. As lavouras permanentes representam uma ínfima parte da área cultivada, de tal modo que as lavouras temporárias correspondem em quase sua totalidade (IBGE, 2004-2014). A soja destaca-se no relevo coxilhado (VERDUM, 2004), bem como, em menor quantidade, o milho e o trigo. A rizicultura, que num passado anterior ao aqui analisado, ocupava porções das planícies de inundação do arroio Taquari, da sanga da Areia e da Sanga Feijó, cujas "marcas" ainda se fazem presentes na paisagem atual (canais de

drenagem artificiais e a ausência de matas de galeria), hoje se limita ao baixo curso do arroio Miracatu, até a confluência com o rio Ibicuí.

Áreas silvícolas não foram identificadas na imagem do ano de 1973 e no ano de 1984 estavam virtualmente ausentes (0,1 km²). Suertegaray et al. (2001), assim como Mósená (2008), exemplificam, no entanto, que o cultivo de eucalipto era relativamente comum na área e se destinava ao abrigo dos rebanhos ou como fonte de madeira para as necessidades das propriedades. Esses pequenos agrupamentos arbóreos, pela limitação na resolução espacial das imagens dos satélites analisadas, não se manifestavam nitidamente. Em 2001, o cultivo de eucalipto cresce, sendo possível identificar uma área claramente ocupada por esse espécime. Embora perfizesse tão somente 0,7% da BHAM (4 km²), essa área estava inserida na BHSA e reflete o plantio, em maio de 1991, de um milhão de pés de eucalipto sobre cerca de 6 km² de área arenizada (MÓSENA, 2008). A diferença entre a área cultivada e a mapeada neste trabalho se deve pelo recobrimento arbóreo que nem sempre se apresenta uniforme, sendo muitas vezes possível identificar os núcleos arenizados em meio ao cultivo. Por outro lado, em 2015, as áreas destinadas à silvicultura passam por um incremento da ordem de 10 vezes, chegando a 42,8 km² (7,3% da BHAM). Metade dessa área (21,1 km²) está inserida na BHSA e representa, aproximadamente, 22% da bacia hidrográfica. Esse aumento é fruto, conforme Mósená (2008), da venda de grandes propriedades em outubro de 2005 para uma empresa sueco-finlandesa do ramo de papel e celulose.

Os areais/arenização estiveram presentes em todos os momentos e representam uma pequena parte (1 a 2%) da BHAM. O principal setor arenizado, quantificando metade da área mapeada, está localizado na BHSA. Lobriga-se uma aproximação entre a área recoberta pelas manchas de areia nos anos de 1973 e 1984, de um lado, e de 2001 e 2015, de outro. Para os dois primeiros anos, os areais/arenização totalizavam pouco mais de 10 km², ao passo que, nos dois últimos, houve uma redução para quase a metade do valor (6 km²). Guasselli (2012), ao registrar a redução das áreas cobertas por areais no município de São Francisco de Assis/RS, vincula essa tendência aos projetos silvícolas, que cobrem áreas arenizadas, impossibilitando seu reconhecimento. Além disso, os areais podem, naturalmente, expandir-se ou se retrair (SUERTEGARAY, 2012).

Talvez essa característica de expansão/retração dos areais possa ocorrer em escalas temporais que superam as variações sazonais (VERDUM e SOARES, 2010). Preliminarmente, vale salientar que as décadas de 1970 e 1980 foram bem diversificadas no que se refere às características pluviométricas, marcando uma transição nítida entre um

período mais seco para outro mais chuvoso (Capítulo 2). Concomitante a esse período espasmódico das chuvas, a introdução da monocultura comercial, alicerçada na mecanização e em manejos nem sempre adequados aos frágeis solos arenosos da região (VERDUM, 2004; MÓSENA, 2008), são fatores fundamentais na elucidação das amplas extensões arenosas naquele momento.

2.4.3 O quadro recente das atividades agrícolas no município de São Francisco de Assis/RS

A dinâmica do uso e cobertura da terra foi, conforme abordado no item anterior, expressiva ao longo dos anos, sobretudo naqueles mais recentes (2001 e 2015). Como não se dispõe de dados agropecuários na escala da bacia hidrográfica, então foi apropriada a Produção Agrícola Municipal (IBGE, 2004-2014), principalmente no que se refere à área ocupada por atividades agrícolas e do número dos efetivos animais da Produção da Pecuária Municipal (IBGE, 2004-2014). É importante salientar que os dados se referem somente a São Francisco de Assis/RS, uma vez que uma maior parte da BHAM (81%) se insere administrativamente nesse município. Assim, visa-se compreender como a dinamicidade do uso e cobertura da terra se refletiu na produção agropecuária.

A Figura 10 mostra a área destinada aos principais cultivos, que, uma vez acumulados, expressam a área total dispensada para a agricultura no município. Atenta-se para a redução da área destinada para fins agrícolas no período compreendido entre 2006 e 2012. Para se ter uma ideia, de 2005 para 2006, ou seja, o comparativo de um ano para outro expressa a retração da área cultivada em cerca de 18% (de 423,4 para 346,9 km²). Em 2010 é atingida a menor cobertura agrícola (302,2 km²) registrada nos últimos anos em São Francisco de Assis, evidenciando uma redução em relação a 2005 que chega na casa dos 29%. Digno de nota é que essa redução foi feita às custas, principalmente, do cultivo da soja, que, mesmo representando a maior área plantada em todos os anos observados (média de 61±7%), apresentou decréscimo de 38% entre 2005 (276,1 km²) e o quadriênio de 2008-2011 (170 km²).

Diferentemente, um aumento considerável na área cultivada ganha cena no biênio 2013-2014, biênio que passa a representar um incremento em relação ao ano de 2012 (340,7 km²) da ordem de 31 e 41%. A expansão na área cultivada para 445,2 km² em 2013 e 479 km² em 2014 indica aumento de 5 e 13% a mais do que aquela observada em 2005. Novamente, a explicação mais que plausível está vinculada ao crescimento da área destinada ao cultivo da

soja, que dobra entre 2011 (170 km²) e 2014 (350 km²). Esse aspecto é interessante, pois demonstra não apenas a representatividade que a soja exerce sobre a agricultura municipal, mas também como esta se molda a partir dos interesses nessa oleaginosa.

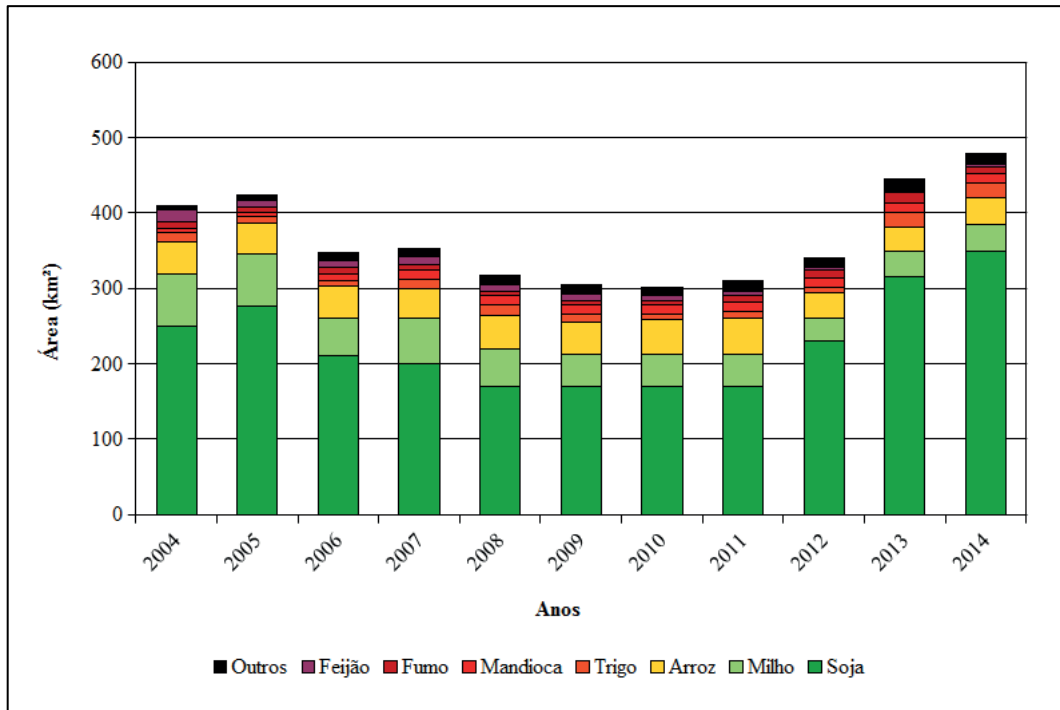


Figura 10 – Cultivos e área cultivada acumulada (km²) no município de São Francisco de Assis/RS, no período de 2004 e 2014.

Fonte: IBGE (2004-2014).

O trigo (média de 3±1% da área) também foi outro cultivo que ganhou espaço nos últimos anos, mais que dobrando a área (20 km²), em comparação a alguns anos precedentes. Todavia, nem de longe se aproxima da soja, que, nos anos de 2013 e 2014, totaliza mais de 70% da área cultivada. Em oposição, o milho (média de 13±4% da área) e o feijão (média de 2±1% da área) foram cultivos que perderam espaço no período avaliado. Enquanto o primeiro encolheu cerca de metade da área (de 70 para 35 km²), o segundo reduziu 72% em área (de 16 para 4,5 km²). O arroz (média de 12±3% da área), por sua vez, manteve sua área, aproximadamente estável até 2009 (na casa de 40 km²), apresentando um pico em 2011 (49,4 km²), reduzindo, desde então, para 35 km² em 2014. A mandioca (média de 3±1% de área) e o fumo (média de 2±1% de área) também apresentaram acréscimo ao longo dos anos. Todavia, a área total destinada para esses cultivos nunca passou de 13 km². Outros, como batata-doce, cana-de-açúcar, laranja, melancia, melão, pêssigo, sorgo, tangerina e uva representaram, em bloco, no máximo 4% da área agrícola.

Esses aspectos permitem apresentar algumas considerações. A primeira está no fato de que a redução da área total cultivada em 2006 tem proximidade temporal com a compra de grandes propriedades de terra no interior do município por empreendedores silvícolas (MÓSENA, 2008), propriedades essas inseridas inclusive na área da BHAM. É necessário apontar que outros fatores, tais como aqueles econômicos, podem ter desestimulado o cultivo naquele período, mas é sugestivo que parte daquelas propriedades fossem destinadas parcialmente à agricultura ao ponto de representarem um impacto negativo sobre a área cultivada após a compra e o isolamento da área para a plantação das espécies arbóreas exóticas.

Além disso, como pode ser observado, há um aumento intenso na área cultivada no biênio 2013-2014. Se for considerado que as áreas silvícolas foram outrora utilizadas para a agricultura e que, no atual momento, não estão disponíveis, a ampliação da área deve ter ocorrido antes sobre áreas até então destinadas ao pastejo. Infelizmente não se dispõe de dados sobre a área ocupada pelos rebanhos no município. Dados da Produção da Pecuária Municipal (2004-2014) (Figura 11) evidenciam queda de cerca de 15% no número de cabeças do rebanho bovino entre 2005 a 2007. Isso pode ser reflexo da retirada do gado das propriedades negociadas para a implementação da silvicultura. A partir de então os valores sobem, para se manterem na faixa de 195 mil cabeças, valor que supera, por exemplo, 2004. O rebanho de ovinos, entretanto, apresenta incremento de 28% entre 2005 e 2014. Os demais rebanhos, por perfazerem um pequeno número de efetivo animal, não apresentaram mudanças significativas em termos de número de cabeças.

Ora, se a área agrícola se expandiu, assim como aquela destinada à silvicultura e, por mais que o rebanho bovino tenha variado nos últimos anos, mas se mantido com elevado número de cabeças, uma maior pressão sobre os solos do município parece ser clara. Vale recordar que Verdum (1997; 2004) já relatava o aumento no número de cabeças de gado por unidade de área (hectare) entre 1970 e 1985 e o quão impactante negativamente isso poderia representar para a cobertura vegetal e para os processos de arenização. Assim, a atual pressão sobre o meio deve ter superado a estimativa observada por aquele autor. Mesmo que as técnicas de cultivo do solo e a implantação de pastagens exóticas – braquiária, por exemplo, (AZEVEDO e KAMINSKI, 1995; MÓSENA, 2008) – possam minimizar o impacto negativo sobre o meio, aduz-se que o uso da terra nas áreas rurais de São Francisco de Assis/RS tem induzido recentes e importantes mudanças sobre a cobertura vegetal, sobrelevando o fato da importância do uso e da fragilidade do meio (SUERTEGARAY et al., 1996).

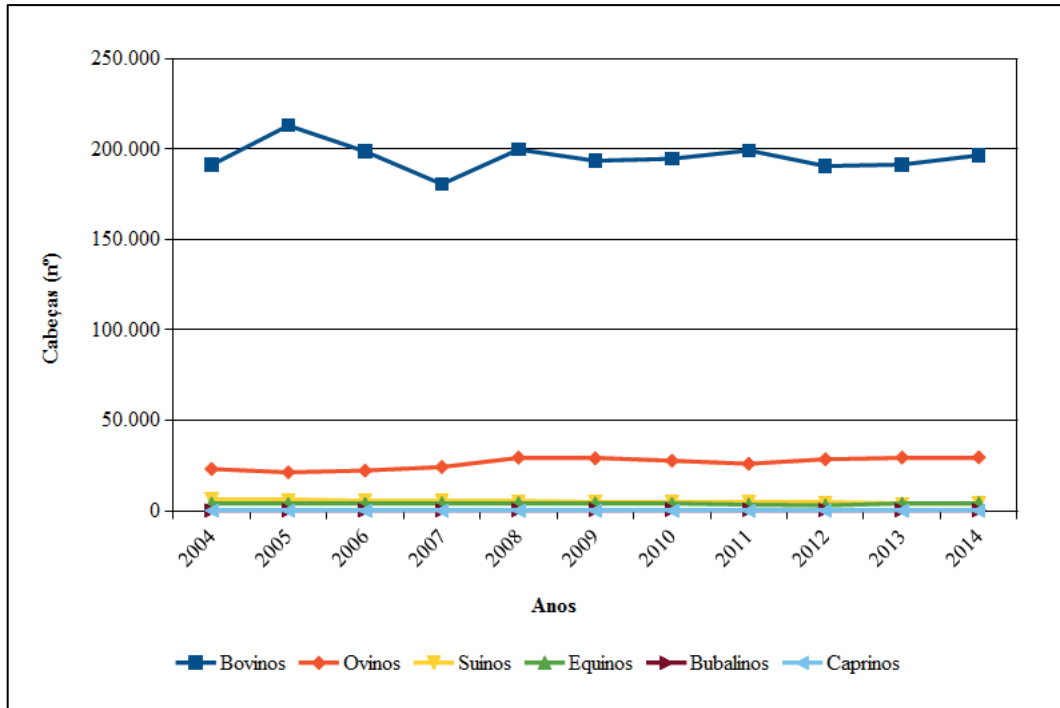


Figura 11 – Efetivo do rebanho (cabeças) para o município de São Francisco de Assis/RS.
Fonte: IBGE (2004-2014).

2.4.4 O Índice de vegetação por diferença normalizada (IVDN) como indicador da cobertura do solo

As informações trazidas até este momento evidenciam que o uso e a cobertura da terra foram fatores altamente dinâmicos nos anos recentes e atestam um vínculo muito próximo com as atividades agropecuárias. Se, por um lado, a pecuária mantém a fisionomia dos campos seminatural – conforme Cordeiro e Hasenack (2009) –, a implementação de uma agricultura pautada na monocultura impõe, por outro lado, profundas mudanças no contexto fisionômico da região. Nesse ínterim, o Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (IVDN – *Normalized Difference Vegetation Index-NDVI*)²⁵ tem sido reconhecido como uma importante ferramenta para compreender e mensurar mudanças na cobertura do solo (ANDERSON et al., 2003). Neste trabalho, optou-se por utilizar o IVDN referente ao produto

²⁵ O IVDN é obtido pela relação entre as bandas do infravermelho próximo (ρ_{IVP}) e do vermelho (ρ_V), conforme a equação abaixo (ANDERSON et al., 2003; LATORRE et al., 2003; BACKES, 2010):

$$IVDN = \frac{(\rho_{IVP} - \rho_V)}{(\rho_{IVP} + \rho_V)}$$

MOD13, obtido a partir do sensor MODIS²⁶ (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), sensor este acoplado ao satélite TERRA²⁷ (EOS-AM-1).

O produto MOD13 representa os índices de vegetação e oportuniza monitorar o crescimento e o vigor da vegetação em função da resposta espectral dos pigmentos fotossintéticos, derivados tanto da fenologia das espécies vegetais, como também de mudanças biofísicas na cobertura vegetal (ANDERSON et al., 2003; LATORRE et al., 2003; BACKES, 2010). As imagens do produto MOD13Q1 (produto NDVI) foram obtidas mediante acesso ao "Banco de Produtos MODIS na base estadual brasileira"²⁸, banco esse mantido pela Embrapa Informática Agropecuária que disponibiliza os produtos gerados pela *Land Processes Distributed Active Center* (NASA/EOS).

Esse produto pode ser baixado gratuitamente, em formato *GeoTIFF* (projeção geográfica, *datum* WGS-84, na resolução espacial de 250 m), com atualizações a cada 16 dias, para todas as unidades da federação. Os valores de IVDN constantes no produto foram multiplicados por 10.000 e inseridos no intervalo entre -3.000 a 10.000. No acervo, podem ser consultadas todas as imagens derivadas desse produto desde o início da coleta de dados pelo satélite TERRA. É importante salientar que as composições de 16 dias permitem que as imagens sejam reamostradas de tal forma que o produto gerado esteja livre de nuvens (ANDERSON et al., 2003; LATORRE et al., 2003; MOREIRA et al., 2011). No caso, 365 imagens²⁹ foram armazenadas em um banco de dados do *software* SPRING, a partir do qual foram, posteriormente, manipuladas³⁰.

Nesse escopo, avaliou-se o vigor vegetativo³¹ com base na quantificação do IVDN para a BHAM e a BHSA. No período de fevereiro de 2000 a dezembro de 2015, o IVDN

²⁶ O sensor MODIS é composto por 36 bandas espectrais (de 0.4 a 14.4 μm) com diferentes resoluções espaciais (250 m – 2 bandas; 500 m – 5 bandas; e 1.000 m – 29 bandas) que permitem a geração de produtos que auxiliam no reconhecimento tanto da superfície terrestre, como também dos oceanos e da atmosfera (ANDERSON et al., 2003; LATORRE et al., 2003; BACKES, 2010).

²⁷ O satélite TERRA (EOS-AM-1) é fruto do esforço da *Earth Observing System* (EOS) no interesse de reconhecer os impactos da ação humana sobre as mudanças globais. Lançado em dezembro de 1999, o projeto foi financiado pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), mais especificamente, pelo programa *Earth Science Enterprises* (ESE) (ANDERSON et al., 2003; LATORRE et al., 2003; BACKES, 2010).

²⁸ Disponível em: <<http://www.modis.cnptia.embrapa.br/geonetwork/srv/pt/main.home>>. Acesso em: 10 jan. 2016.

²⁹ De 18 de fevereiro de 2000 a 19 de dezembro de 2015.

³⁰ As imagens com recobrimento total do estado do Rio Grande do Sul foram recordadas considerando o limite da BHAM e da BHSA. A partir desses recortes foi utilizada a ferramenta "*estatística por amostragem*" para emissão dos relatórios com a estatística descritiva, dos quais foram utilizadas as informações da média e do desvio-padrão.

³¹ O vigor vegetativo foi avaliado respeitando as seguintes classes temáticas, adaptadas para a área de estudo: azul (corpos hídricos – IVDN: -3.000 e 1.500), vermelho (áreas com solo exposto e presença de areais –

médio para a BHAM foi de 6.161 ± 500 , enquanto que, para a BHSA, o valor reduz para 5.764 ± 584 . Com base no desvio-padrão, poderia ser admitido que a vegetação se apresentou, em média, entre baixo a altíssimo vigor vegetativo. A construção de perfis temporais de IVDN também permitiu observar o padrão evolutivo dos valores, possibilitando diferenciá-los tanto ao longo do ano, como também no decurso dos anos. Devido a esse aspecto, foi construída a Figura 12, que apresenta o IVDN médio para ambas as bacias hidrográficas acima discriminadas. Nela também foi apresentado o desvio-padrão para a série de dados, no intuito de demonstrar a variabilidade do IVDN.

Nota-se, em linhas gerais, que os valores de IVDN revelam um padrão de evolução diferenciado, com índices mais elevados no trimestre janeiro/março, que reduzem até atingir os menores valores no período entre a primeira quinzena de junho até a metade de setembro, quando novamente voltam a aumentar para atingir o máximo no início do ano posterior. Isso significa que a vegetação se encontra plenamente ativa durante o verão, com vigor alto a altíssimo, enquanto que no inverno a atividade vegetativa se reduz, indicando baixo vigor. Cordeiro e Soares (1977), assim como Souto (1985), salientam que a vegetação, sobretudo as gramíneas, é predominantemente estival, sendo as espécies hibernais relativamente raras, o que explica a senescência durante o inverno. Destaca-se que, nesse momento, a cobertura vegetal se torna reduzida, assim muitas vezes expondo a cobertura pedológica por influência tanto do pastoreio, como da escassez de gramíneas em virtude da alimentação dos rebanhos. Vale salientar que, na BHSA, o IVDN costuma ser inferior àquele obtido para a BHAM. Mesmo assim, o padrão evolutivo do IVDN segue, grosso modo, aquele observado para a BHAM.

Esse comportamento vegetativo já foi relatado por outros autores para o estado como um todo. Dentre os fatores intervenientes, destacam-se: a marcha sazonal da temperatura, a duração do fotoperíodo e a radiação solar incidente que induzem a dormência da vegetação durante os meses mais frios de inverno e o clímax vegetativo nos meses de verão (RIZZI e FONSECA, 2001; JACÓBSEN et al., 2004; BACKES, 2010). Overbeck et al. (2009, p.32) indicam, inclusive, que "Uma vez que a produtividade varia entre a estação fria do inverno e a quente, porém suficientemente úmida, do verão, os proprietários ajustam a lotação de suas pastagens pela capacidade de suporte do inverno" (grifo nosso).

IVDN: 1.500 e 3.000), laranja (áreas com baixa biomassa em processo de arenização – IVDN: 3.000 a 4.500), amarelo (áreas com baixo vigor vegetativo – IVDN: 4.500 a 5.500), verde claro (áreas com moderado vigor vegetativo – IVDN: 5.500 a 6.500), verde (áreas com alto vigor vegetativo – IVDN: 6.500 a 7.500) e verde escuro (áreas com altíssimo vigor vegetativo, normalmente, florestadas – IVDN: >7.500).

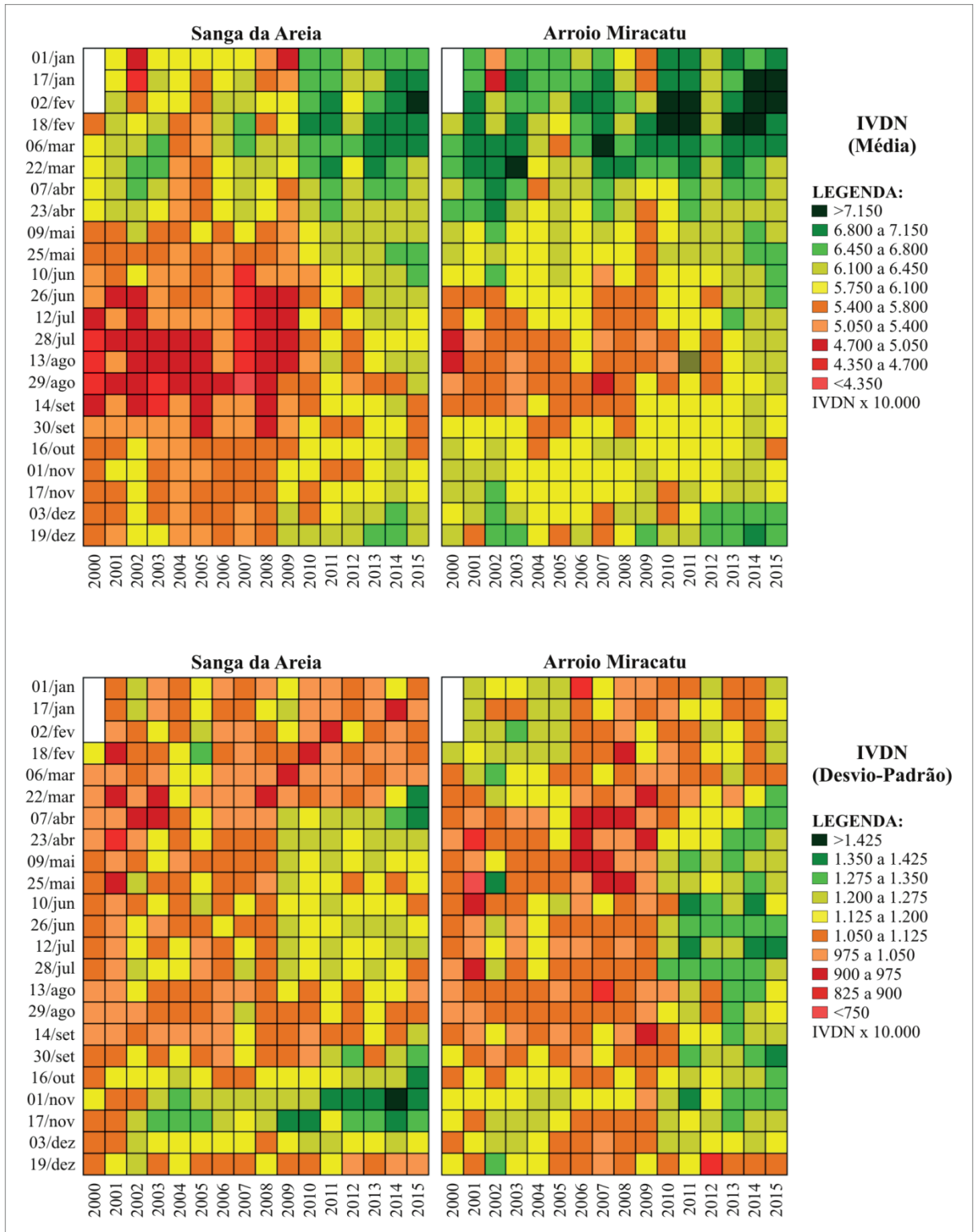


Figura 12 – Evolução temporal do IVDN médio (acima) e do desvio-padrão (abaixo) para as bacias hidrográficas do arroio Miracatu e sanga da Areia no período de 2000 a 2015.

Fonte: MODIS (2000-2015) e estatística por amostragem (SPRING).

Jacóbsen et al. (2004), por sua vez, atribuem importância à precipitação, sobretudo, pela modulação inerente ao fenômeno oceânico-atmosférico El Niño Oscilação Sul (ENOS)

sobre o IVDN. Nessas condições, durante episódios de El Niño (EN) o aumento das chuvas tenderia a ensejar anomalias positivas de IVDN, em oposição aos momentos de La Niña (LN), quando a redução das chuvas promoveria anomalias negativas. Todavia, a resposta não é imediata, sendo inclusive admitida pelos autores uma defasagem chuva-IVDN.

O que chama a atenção, no entanto, é que há uma importante ruptura nos valores do IVDN a partir do ano de 2010, situação mais nítida quando o foco de análise é voltado para a BHSA. Essa clara mudança no IVDN médio é fruto do crescimento dos talhões de eucalipto plantados na BHSA em meados de 2007 (RIBEIRO, 2008). A defasagem de três anos representou o período necessário para que a cobertura silvícola começasse a ser assimilada pelo sensor MODIS. O desvio-padrão de IVDN para cada uma das imagens analisadas também contribuiu para a assertiva de mudança na cobertura do solo. Nota-se que o desvio-padrão foi normalmente maior no trimestre outubro-dezembro e menor no trimestre março-maio, o que se aproxima com o calendário agrícola de cultivo e colheita da soja. O preparo do solo para a implementação da soja induz à redução do IVDN, que passa, a partir de então, a responder conforme o estado fenológico do cultivo, ou seja, aumento do IVDN durante a fase vegetativa, seguida por redução na fase de maturação.

Em função da silvicultura, o padrão evolutivo do desvio-padrão também demonstra mudanças claras, sobretudo após 2010, quando um aumento se torna bem evidente na BHSA. Vale recordar que, em proporção, os talhões de eucalipto correspondem a cerca de 22% da BHSA. Como essas áreas respondem por alto vigor vegetativo ao longo de todo o ano, o IVDN médio para a bacia hidrográfica passa a ser maior, assim como o desvio-padrão, principalmente no inverno, onde há maior diferença entre os estados vegetativos das formações campestres em relação à silvicultura. Lógico, as matas remanescentes na BHSA apresentam resposta espectral semelhante aos agrupamentos arbóreos exóticos, ou seja, alto vigor ao longo de todo o ano. Entretanto, no período precedente a 2010, os perfis temporais não atestam indicativos como esses, atribuindo maior ênfase para a silvicultura.

A título de exemplo, foram confeccionados dois cartogramas (APÊNDICE C), que apresentam, respectivamente, o IVDN para os anos de 2003 e 2015. Atenta-se que, em todas as imagens, de ambos os anos, é possível observar setores na BHAM com ausência ($IVDN < 3.000$) ou reduzida biomassa (< 4.500). Iniciando a análise pela variação temporal do IVDN no ano de 2003, é possível identificar duas situações distintas em locais com baixo IVDN. A primeira, no alto curso da BHAM, que inclui a área da BHSA, onde a permanência de baixos valores ao longo de todo o ano indica áreas com presença de areais e processos de

arenização. O segundo caso, especificamente no baixo curso da BHAM, apresenta uma variação temporária do IVDN em dois momentos: um entre abril-maio e outro entre outubro-dezembro, que correspondem à colheita e ao preparo da terra para a soja, nesta ordem.

No ano de 2015, as mesmas características são observáveis, com algumas ressalvas. Mesmo com a grande cobertura superficial da silvicultura no alto curso da BHAM e sobre a BHSA, ainda é clara a manutenção das áreas arenizadas ao longo de todo o ano, o que, por si, aponta para que essa prática, definitivamente, não controla os processos de arenização. Outro ponto diferencial é que, nesse ano, a variação temporal do IVDN denotada pelo cultivo de soja recobre área muito maior na bacia hidrográfica, podendo ser vista, não apenas no baixo curso, mas se estendendo pelo médio e, até mesmo, em áreas do alto curso, reflexo da expansão das lavouras em anos recentes. Outro aspecto acima mencionado, e que pode ser visto em ambos os anos, é a dupla estacionalidade da vegetação, que retrata como o vigor vegetativo pode ser comprometido durante o inverno.

2.5 CONSIDERAÇÕES PARCIAIS

Ao concluir este capítulo, cabe dizer que se nota uma inter-relação muito próxima entre os atributos do meio e as formas de ocupação humana sobre a BHAM. A fragilidade do meio é, portanto, decorrente não apenas dos aspectos físico-naturais, mas também, da forma como a sociedade ocupou e ocupa aquele espaço, historicamente. A arenização, enquanto processo natural, é assim, afetada pela sucessão de sociedades humanas, seus modos de apropriação e uso, determinando interesses que extrapolam a seara da natureza. Parte dessa fragilidade é decorrente do substrato rochoso composto, principalmente, por rochas sedimentares clásticas (arenitos, siltitos ou conglomerados) altamente friáveis. O relevo, em associação clara com a litologia e também resultado das estruturas geológicas presentes na BHAM, fornece a base para solos pouco desenvolvidos pedologicamente, predominantemente arenosos (Neossolos quartzarênicos) e susceptíveis à erosão hídrica.

Recobrando esses solos frágeis, está uma vegetação campestre que apresenta, naturalmente, variação sazonal no vigor vegetativo, em decorrência da dormência durante o período invernal. Isso, por sua vez, promove a redução da cobertura vegetal sobre esses solos, expondo-os à ação das chuvas. Adicionalmente, a pecuária extensiva e a implementação da monocultura comercial sem o manejo adequado afetam positivamente na destruição da camada superficial do solo pela instalação de ravinas, de voçorocas e, posteriormente, de focos de arenização. Mais recentemente, com a silvicultura, têm-se o recobrimento dos areais,

mas não a sua estabilização ou recuperação. Nos fundos de vale, se as reservas hídricas promoviam as condições básicas para o desenvolvimento de vegetação florestal (matas de galeria), com a apropriação desses espaços, principalmente, para o cultivo de arroz, reduziu-se a proteção dos cursos fluviais. Assim, se anteriormente a interação hidrossedimentar entre as vertentes e os canais fluviais era restrita à zona de transição entre essas unidades, agora os processos de encostas estão ligados diretamente aos cursos d'água.

Todas essas características apontam para um ambiente extremamente dinâmico e complexo, decorrente tanto da fragilidade natural do meio como também, das alterações promovidas pela ocupação humana sucessiva. Essa condição, por si só, já demonstra que a rede de drenagem da BHAM possa ter passado, ou estar passando, por importantes ajustes na morfologia dos cursos d'água. Mesmo assim, é nas características climáticas, sobretudo no que se refere à precipitação, uma possível chave de interpretação do potencial erosivo e de como ela afetaria o regime hidrológico e a morfodinâmica fluvial. Por isso, descreve-se, no próximo capítulo, o regime das chuvas na BHAM, dando atenção especial à caracterização dos eventos hidrológicos extremos, sejam eles vinculados ao excesso ou à escassez d'água, considerando a análise em escalas temporais anuais, mensais, pentadais e diárias.

3 O REGIME PLUVIOMÉTRICO COMO CATALISADOR DOS PROCESSOS GEOMORFOLÓGICOS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO MIRACATU

A principal entrada de água em uma bacia hidrográfica ocorre por meio do clima, sobretudo no que tange ao volume de precipitação. Enquanto termo genérico, a precipitação pode ser entendida tanto em estado líquido (orvalho, nevoeiro e chuva), como sólido (neve, granizo e geada) decorrente de processos atmosféricos. Contudo, somente a chuva e a neve são importantes na quantificação do total pluviométrico (BERTONI e TUCCI, 2009; AYOADE, 2010). Considerando as características geográficas da área de estudo, denota-se que as chuvas correspondem à principal forma de precipitação e, portanto, o enfoque será dado a elas.

Segundo Vianello e Alves (2012, p.350), a chuva pode ser definida como a "[...] precipitação de partículas de água líquida na forma de gotas de diâmetro superior a 0,5 mm, ou menores e muito dispersas". No Brasil, informações sobre o total de chuva são coletadas diariamente às 7:00 da manhã nas estações pluviométricas (ANA, 2014), equipadas com pluviômetros³², cujo modelo empregado no país é o *Ville de Paris* (SERRA, 1974). A partir desses dados de chuva aglutinados em séries históricas representativas, pode-se reconhecer se o regime das chuvas sofre variações – tanto no tempo, como no espaço – e se a sua distribuição é resultado de fatores geográficos locais ou de mecanismos distantes (remotos) de teleconexões (DIAS e SILVA, 2009).

Neste capítulo, então, o que se busca verificar são as principais características do regime pluviométrico na Bacia Hidrográfica do Arroio Miracatu (BHAM) e de como a dinâmica das chuvas influencia a disponibilidade de água, destacando o papel dos eventos extremos. Na intenção de cumprir com esse objetivo, fez-se uso de dados coletados na estação pluviométrica "Ponte do Miracatu" (código: 02955006) de responsabilidade da Agência Nacional das Águas (ANA) e operada pelo Serviço Geológico Brasileiro (CPRM), disponíveis no Sistema de Informações Hidrológicas (Hidroweb)³³. As informações técnicas, bem como a escolha dos anos que compõem a série histórica são apresentadas a seguir.

Instalada aproximadamente no centro da BHAM e, administrativamente, no município de São Francisco de Assis/RS (Figura 13), a estação pluviométrica (29°27'33" S e 55°17'28"

³² Em determinadas estações é encontrado um tipo de pluviômetro autográfico ou pluviógrafo, cuja importância reside no fato de que, além do total de chuva diária, esses equipamentos permitem inferir a intensidade das chuvas (AYOADE, 2010).

³³ Disponível em: <<http://hidroweb.ana.gov.br/>>. Acesso em: 11 nov. 2014.

O) encontra-se no flanco de uma coxilha, em altitude de cerca de 100 m, nas proximidades da estrada antiga que liga São Francisco de Assis a Manoel Viana/RS. A série histórica de registros pluviiais selecionada para o presente estudo compreende o período de 1970 a 2013, ou seja, 44 anos. Nesse lapso de tempo, entretanto, um total de 10 meses, distribuídos em quatro diferentes anos, apresentavam dados faltantes ou completamente sem registros.

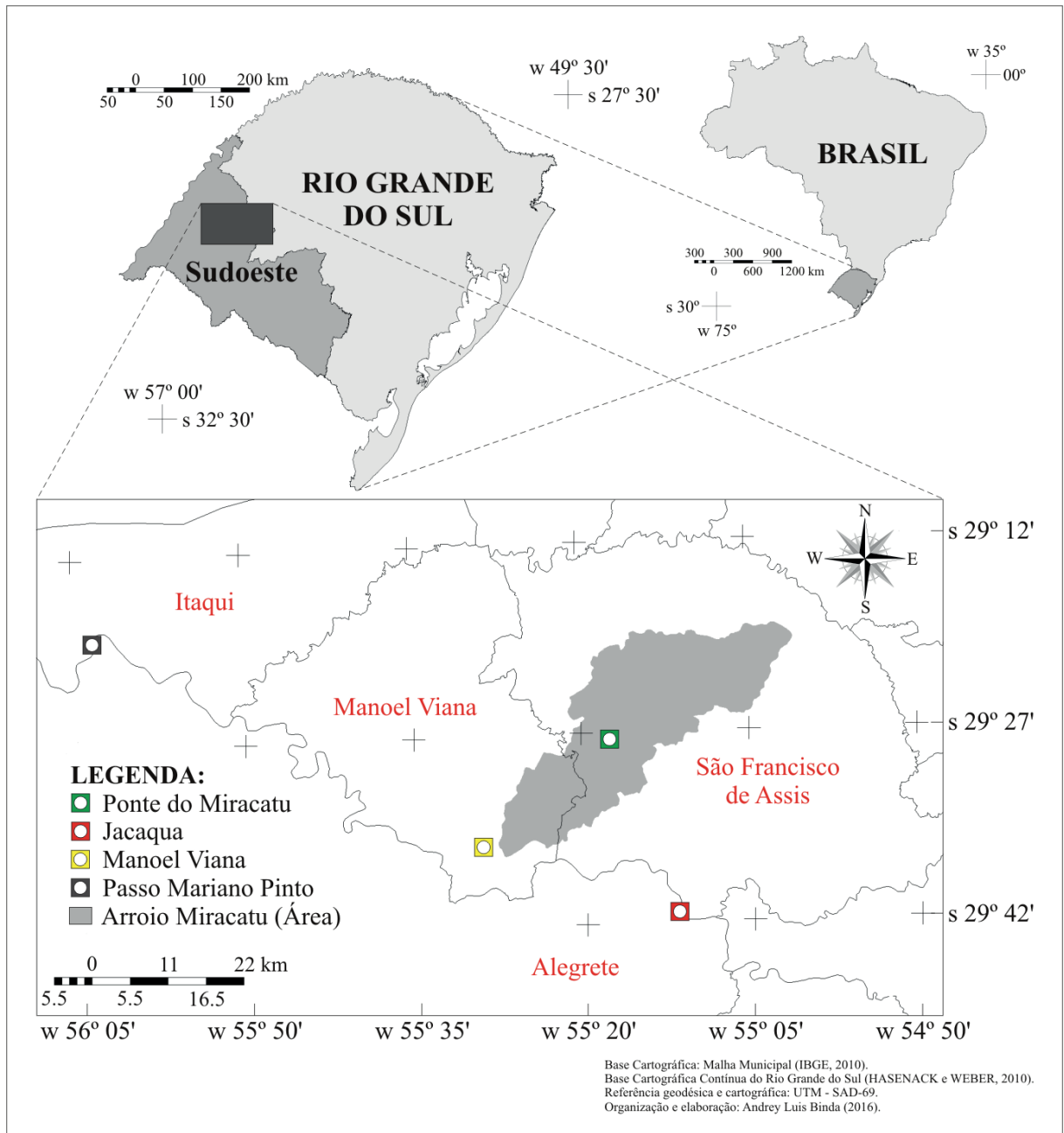


Figura 13 – Localização das estações pluviométricas em relação à bacia hidrográfica do arroio Miracatu.

Devido a isso, procedeu-se ao preenchimento dessas falhas na intenção de se obter uma série completa e ininterrupta de precipitação. Para estimar o volume de chuva para cada

um dos meses foram necessários dados de outras três estações pluviométricas. Enfatiza-se que essas estações pluviométricas também apresentavam falhas, muitas delas nos mesmos períodos daqueles observados para a "Ponte do Miracatu", justificando, assim, a necessidade de se utilizar as três estações pluviométricas para o completo preenchimento das falhas (Tabela 1).

Tabela 1 – Dados de preenchimento de falhas mensais para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

Falha	Estação substituta	Número de meses associados	Equação	Coefficiente de determinação (R ²)
Dezembro/1970	Passo Mariano Pinto	42	$y=0,938x+25,01$	0,77
Setembro/2007	Jacaquá	12	$y=0,918x+14,38$	0,71
Outubro/2007	Jacaquá	13	$y=0,755x+44,69$	0,78
Novembro/2007	Jacaquá	12	$y=0,876x+12,67$	0,89
Setembro/2009	Jacaquá	12	$y=0,918x+14,38$	0,71
Dezembro/2009	Jacaquá	13	$y=0,749x+20,36$	0,90
Janeiro/2010	Manoel Viana	36	$y=0,577x+46,32$	0,70
Fevereiro/2010	Passo Mariano Pinto	41	$y=0,693x+40,43$	0,65
Abril/2010	Jacaquá	13	$y=0,670x+36,69$	0,84
Agosto/2010	Jacaquá	13	$y=1,32x+8,924$	0,74

Fonte: Ana (1970-2013).

As estações pluviométricas utilizadas para essa tarefa foram: Jacaquá (código: 02955016), localizada no município de Alegrete/RS; Manoel Viana (código: 02955008), no município homônimo, e Passo Mariano Pinto (02956006), no município de Itaqui/RS (Figura 13). Todas essas estações pluviométricas são de responsabilidade da ANA e operadas pela CPRM. Destaca-se que as duas primeiras se encontram a aproximadamente 25 km da estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", enquanto a última, mais distante, na casa de 75 km. Salienta-se que foram testadas estações pluviométricas mais próximas, cujos dados foram, porém, descartados por apresentarem: coeficientes de determinação inapropriados, falhas nos mesmos meses ou por estarem instaladas em um contexto geomorfológico distinto (na área do planalto, por exemplo).

De posse dos dados de cada uma das estações pluviométricas apresentadas, executou-se o preenchimento das falhas mensais com base no método de regressão linear simples (BERTONI e TUCCI, 2009; LANNA, 2009), regressão essa obtida a partir da equação resultante dos meses correspondentes entre as séries históricas. Os coeficientes de determinação (R²) variaram de 0,65 a 0,90 (Tabela 1). Embora a recomendação para esse procedimento indique a necessidade de $R^2 \geq 0,70$, a consistência da série pluviométrica mensal, após o preenchimento, foi testada pelo método da Dupla Massa (BERTONI e TUCCI, 2009),

que apontou para um padrão sem inconsistência, indicando homogeneidade entre os dados ($R^2 > 0,99$).

3.1 TENDÊNCIAS ANUAIS DO REGIME PLUVIOMÉTRICO NA BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO MIRACATU

Antes de iniciar a presente discussão, deve-se fazer menção ao fato de que Verdum (1997) já trabalhou com os dados pluviométricos da estação pluviométrica "Ponte do Miracatu". A diferença reside no fato de que a precipitação analisada naquele momento perfazia o período de 1971 a 1992. Isso de antemão não menospreza as reflexões aqui apresentadas, uma vez que se buscou atualizar muitas informações tratadas pelo autor supracitado, além de serem aplicadas metodologias diferentes para a descrição do regime pluviométrico e da dinâmica das chuvas, dando ênfase aos eventos hidrológicos extremos, sejam eles anuais, mensais, pentadais ou diários. É importante salientar que parte dos resultados apresentados por Verdum (1997) está compilada no Atlas da Arenização (SUERTEGARAY et al., 2001).

Antes de aqui serem apresentados os resultados obtidos a partir da análise dos 44 anos de dados pluviométricos ininterruptos, é necessário ressaltar que o tratamento estatístico da série histórica, sobretudo no que se refere às medidas de tendência central, de variabilidade (ou dispersão), de frequência, de regressão e de correlação, foi realizado seguindo as orientações gerais apresentadas por Gerardi e Silva (1981) e cuja aplicação a dados pluviométricos pode ser encontrada adicionalmente em Zavattini e Boin (2013). Além disso, todas as análises estatísticas, bem como as expressões gráficas apresentadas neste trabalho, foram realizadas com auxílio da planilha eletrônica LibreOffice Calc© versão 4.2.1.1 disponibilizada por *The Document Foundation*³⁴.

Assim, os resultados das análises de estatística descritiva indicam que, embora a precipitação média³⁵ anual atinja 1.655,7±427,0 mm – mediana³⁶ de 1.601,0 mm –

³⁴ Copyright© - 2000-2014 LibreOffice - *The Document Foundation*.

³⁵ Obtida pela equação:

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n}$$

Onde, \bar{x} é a média aritmética, Σ é a soma, x o valor individual, n o número de observações, i o i ésimo valor de x (GERARDI e SILVA, 1981).

³⁶ Os dados foram inicialmente agrupados em ordem crescente para assim facilitar a obtenção do ponto central. Em amostras cujo número total é ímpar, a mediana equivale ao valor do ponto central, ou seja: $\frac{n+1}{2}$. Para

distribuídos em cerca de 73 ± 17 dias com chuva³⁷, há grande variabilidade interanual, tanto na pluviosidade como na quantidade de dias chuvosos, cuja expressão é dada pelo alto desvio-padrão³⁸ quantificado. O desvio-padrão obtido apresenta correspondência com aquele encontrado por Nery (2005) para boa parte do sudoeste gaúcho (± 350 a 450 mm). Além disso, esses resultados estão de acordo com as informações já apresentadas por outros autores (MACHADO, 1950; SARTORI, 1993a; ROSSATO, 2012) para essa porção do território, onde os acumulados médios se concentraram na faixa de 1.300 a 1.800 mm, precipitados entre 70 a 90 dias com chuva e condicionado a "[...] notáveis desvios pluviométricos anuais" (NIMER, 1989, p.260).

Chama-se a atenção para o fato de que o volume de chuvas anuais é elevado, superior inclusive ao de outras regiões do Rio Grande do Sul, tal como o litoral (MACHADO, 1950; NIMER, 1989; SARTORI, 1993a). Fontana e Almeida (2002) descrevem, no entanto, que, no sudoeste, o número de dias com chuva corresponde aos menores observados no estado. Isso corrobora para que as chuvas nessa mesorregião sejam mais intensas (TEIXEIRA, 2010), uma vez que o acumulado pluviométrico anual ocorre em menor número de dias com chuva, influenciando positivamente na erosividade da precipitação. Azevedo e Kaminski (1995) já alertavam para o fato de que as chuvas mal distribuídas correspondem a um dos fatores primordiais para a erosão dos solos e, conseqüentemente, para o surgimento de ravinas, de voçorocas e de novos núcleos de arenização.

A precipitação, todavia, varia de um ano para outro e isso decorre do fato de que os próprios sistemas atmosféricos não se comportam de maneira idêntica ao longo do tempo (NERY, 1996). Dessa forma, torna-se importante observar como os totais anuais se distribuem no decurso da série histórica. Nimer (1989), por exemplo, cita que a variabilidade da precipitação pode ser observada considerando a média histórica, de tal modo que todo ano cujo valor total seja superior ou inferior é tratado, respectivamente, como apresentando desvio positivo ou negativo. Além disso, Nimer (1989) e Nery (2005) informam que, na região sul

amostras pares, a mediana será a média dos valores correspondentes aos dois números centrais, encontrados por: $\frac{n}{2}$ e $\frac{n+2}{2}$ (GERARDI e SILVA, 1981).

³⁷ Considerou-se dia com chuva aquele com total acumulado ≥ 1 mm conforme recomendam Petersen et al. (2014) e da mesma forma como empregado por diversos autores (ex. NERY, 1996; HAYLOCK e NICHOLS, 2000; ROSSATO, 2012). Dias com precipitação < 1 mm, são tratados como "vestígio de chuva" (PETERSEN et al. (2014) e foram contabilizados nos volumes totais anuais e mensais.

³⁸ Obtido pela equação:

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n - 1}}$$

Onde, s é o desvio-padrão (GERARDI e SILVA, 1981; LANNA, 2009).

(com raras exceções), os desvios médios anuais tendem a se encaixar na faixa entre 20 e 25%. Como apresentado acima, para o caso específico da estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", o desvio anual seria de aproximadamente 26%, superando as informações prestadas para a mesorregião sudoeste, isso conforme a cartografia empregada pelos autores acima citados.

Na Figura 14 é apresentada a distribuição dos totais pluviométricos anuais e sua variação em torno do valor da média anual, bem como, os limites superior e inferior do desvio-padrão. Como pode ser visto, nem todos os anos estão inseridos dentro dessa faixa, havendo tanto anos que superaram a linha superior (média + desvio-padrão), como anos que não atingiram os valores relativos à linha inferior (média - desvio-padrão). Essa condição representa uma situação normal, pois o desvio-padrão, enquanto medida de tendência central, não expressa a amplitude total, mas, sim, demonstra como os valores se encontram distribuídos em torno da média (GARCEZ e ALVAREZ, 1988). Esse aspecto já foi levantado por Ayoade (2010), que afirma que, em longo prazo, a chuva tende a não apresentar uma tendência linear ou regularidade, mas, sim, variações de um ano para outro, fato que induz à necessidade de se aplicar metodologias específicas para a descrição dos desvios de chuva.

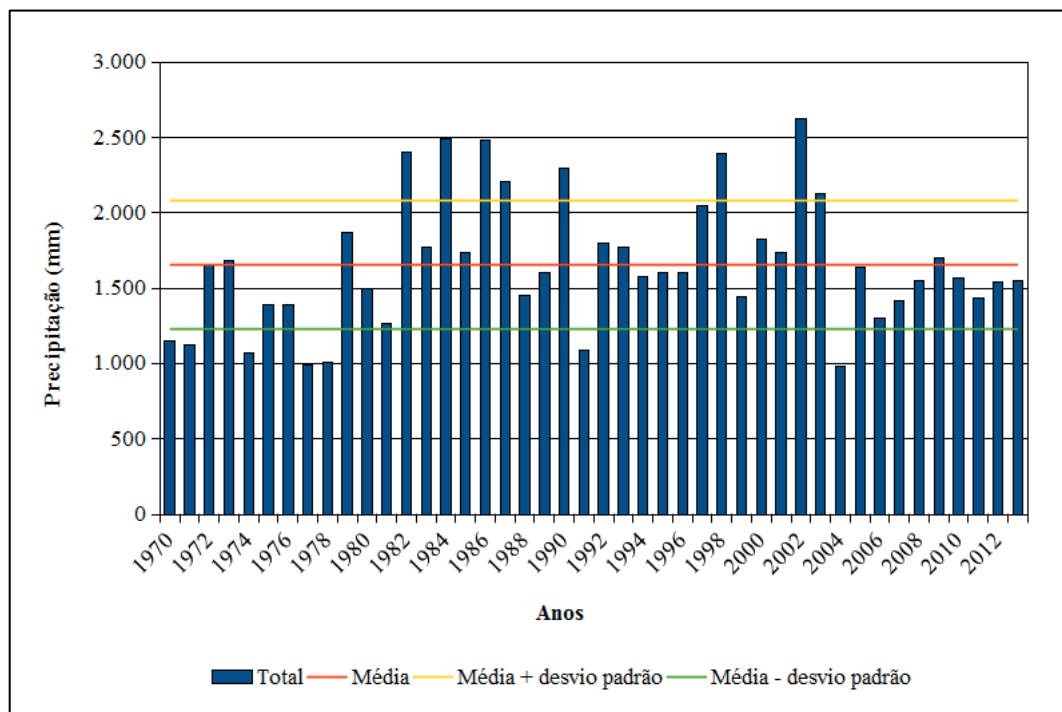


Figura 14 – Total anual de chuva, média e desvios-padrão para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

Fonte: ANA (1970-2013).

Mesmo assim, esse padrão parece ser comum para a região sul como um todo, uma vez que o próprio Nimer (1989) já chamou atenção para os amplos desvios pluviométricos nessa região do Brasil. Segundo ele, algumas localidades podem registrar volumes anuais próximos ao dobro da média, enquanto em outros momentos podem atingir alturas pluviométricas aquém da metade dessa medida. A Figura 14 torna-se, portanto, pertinente, uma vez que nela podem ser distinguidos não apenas os anos com maior/menor total pluviométrico anual, mas também que os valores absolutos variaram de +58% até -40%, nesta ordem para o máximo (2002) e mínimo (2004) de chuvas anuais, quando comparados com a média.

Assim sendo, aduz que os anos de 1982 (2.399,3 mm), 1984 (2.489,3 mm), 1986 (2.477,8 mm), 1987 (2.209,5 mm) 1990 (2.294,2 mm), 1998 (2.395,6 mm), 2002 (2.623,3 mm) e 2003 (2.123,9 mm), por superarem linha superior, podem ser caracterizados como anos excepcionalmente chuvosos. Em oposição, os anos de 1970 (1.148,2 mm), 1971 (1.125,5 mm), 1974 (1.068,9 mm), 1977 (990,8 mm), 1978 (1.008,6 mm), 1991 (1.091,2 mm) e 2004 (984,5 mm), por estarem abaixo da linha inferior, podem ser considerados como anos com menores índices pluviométricos (Figura 14).

Quanto aos dias com chuva (Figura 15), a relação é expressa por anos com mais/menos dias chuvosos na série histórica. De acordo com a Figura 15, os anos com maior total de dias com chuva foram: 1982 (96 dias), 1984 (100 dias), 1986 (105 dias), 1987 (108 dias), 1992 (95 dias) e 2002 (102 dias), ao passo que os anos de 1970 (46 dias), 1971 (46 dias), 1974 (45 dias), 1975 (55 dias), 1976 (54 dias), 1977 (53 dias) e 1978 (48 dias) totalizaram menor quantidade de dias com chuva.

Constata-se que nem sempre os anos mais ou menos chuvosos acima expostos corresponderam aos com o maior ou o menor número de dias com chuva. As relações entre essas duas variáveis serão tratadas mais adiante, porém é importante salientar dois aspectos: i) que os anos com maiores volumes pluviométricos e os com maior número de dias com chuva ocorreram, preferencialmente, a partir da década de 1980 e ii) que cinco dos sete anos com menor pluviosidade ocorreram ao longo da década de 1970 e todos os menores registros de dias com chuva anual se concentraram nessa década.

Machado (1950), baseado em dados coletados na primeira metade do século XX, descreve um valor mínimo de 47 dias com chuva em Santiago/RS (distante cerca de 50 km da área de estudo) no ano de 1933. Essa informação contribui no sentido de validar os dados aqui apresentados e indicar que a ocorrência de anos com reduzido número de dias com chuva é

algo que pode ocorrer com certa frequência na BHAM. Por outro lado, Fontana e Almeida (2002) demonstram, a título de exemplo, uma tendência de aumento no número de dias com chuva para o estado como um todo. Revelam as autoras, contudo, que não há indícios de aumento da pluviosidade anual, o que contribui para o fato de que as chuvas estariam se tornando mais bem distribuídas.

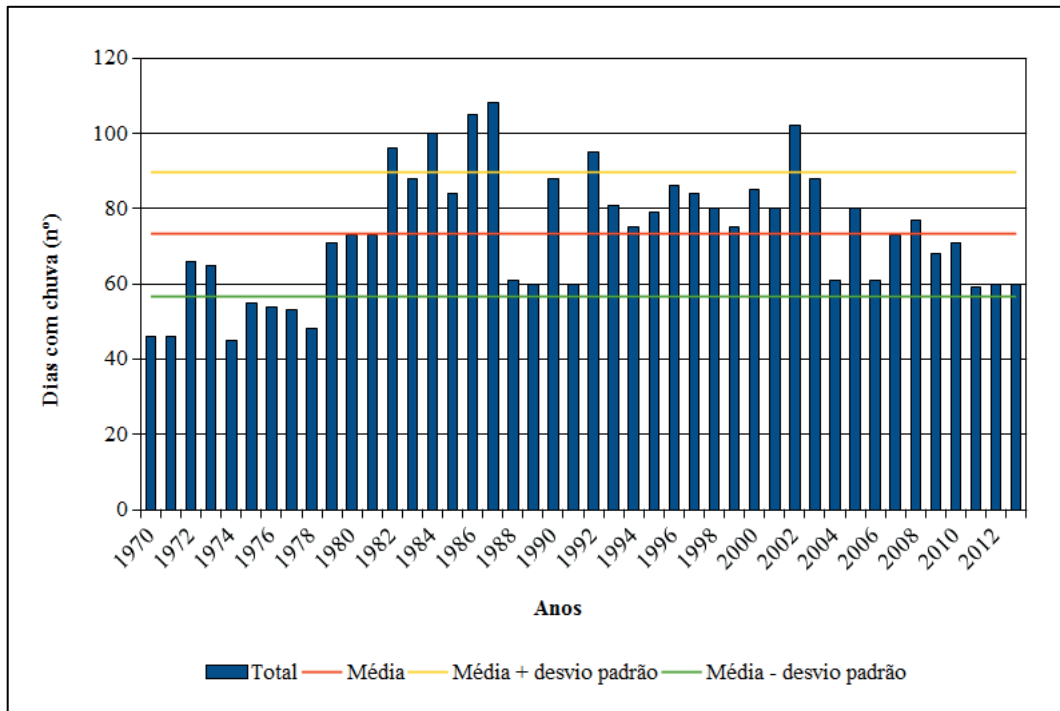


Figura 15 – Número de dias com chuva, média e desvios-padrão para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

Fonte: ANA (1970-2013).

Outra possibilidade de comprovação da magnitude da variabilidade anual das chuvas na área de estudo é dada pela amplitude pluviométrica (ou amplitude total de variação³⁹ – ATV). Nota-se, mais uma vez, que a variabilidade é ampla, posto que o resultado de 1.638,8 mm se aproxima muito da própria média anual e que supera os totais acumulados em 24 anos (1970, 1971, 1974-1978, 1980, 1981, 1988, 1989, 1991, 1994-1996, 1999, 2004-2008 e 2011-2013). Essa mesma medida, quando considerados os dias com chuva, chega a 63 dias, superando o total registrado em 15 anos (1970, 1971, 1974-1978, 1988, 1989, 1991, 2004, 2006, 2011-2013).

³⁹ Obtida pela equação:

$$ATV = x_{(max)} - x_{(min)}$$

Onde *ATV* é a amplitude total de variação, $x_{(max)}$ e $x_{(min)}$ correspondem ao valor maior e menor da série de dados (GERARDI e SILVA, 1981).

Novamente, é possível verificar que nem todos os anos que quantificaram valores abaixo da amplitude pluviométrica correspondem àqueles vinculados à ATV dos dias com chuva. Em oposição, todos os anos com dias com chuva abaixo da ATV apresentam correspondência com aqueles da amplitude pluviométrica, o que permite dizer que se tratava de anos onde os baixos totais pluviométricos foram acompanhados por menor quantidade de dias com chuva.

Com o intuito de tentar melhorar essa relação, buscou-se discriminar os totais anuais de chuva a partir de uma classificação que representasse as características das precipitações. Machado (1950), em seu clássico trabalho sobre o clima do Rio Grande do Sul, apresentou uma das primeiras tentativas de classificação das chuvas no estado, considerando a premissa de que "Os totais mensais da precipitação em 6 meses, no mínimo, devem ser bastante superiores (ano chuvoso), ou muito inferiores (ano sêco [sic]) aos respectivos normais" (MACHADO, 1950, p.26). Serra (1969) também tratou dos anos secos e chuvosos no estado, com destaque à circulação atmosférica.

Silvestre et al. (2013) elencam diferentes critérios para a definição de anos-padrão. Todavia, para este trabalho, julgou-se mais adequada a categorização a partir da definição dos anos-padrão, conforme a metodologia proposta por Monteiro (1976). Os resultados encontrados com essa metodologia são muito próximos da técnica de um desvio-padrão (SILVESTRE et al., 2013). Entretanto em Monteiro (1976), em vez de usar como referência aquela medida estatística, os anos-padrão são classificados tendo como base os desvios anuais (anomalias, conforme expressão usada pelo autor) de precipitação em relação à média. Para uniformizar os dados, empregou-se o coeficiente de variação, o qual foi derivado da recomendação apresentada por Barrios e Hernandez (1992).

Não obstante, julgou-se mais adequado calcular o coeficiente de variação anual⁴⁰ de modo similar àquele mensal (BARRIOS e HERNANDES, 1992), salvo as diferenças temporais. Isso se justifica, pois a soma dos coeficientes mensais para a classificação dos anos-padrão não parece uma medida que reflita, ao menos anualmente, a abundância ou a redução dos totais pluviométricos. Dessa forma, os resultados encontrados são expressos em porcentagem (%) e discriminados da seguinte maneira: ≥ -30 seco, -30 a -15 tendente a seco, -

⁴⁰ Obtido pela equação:

$$Cva = \frac{da}{\bar{x}} * 100$$

Onde: *Cva* é o coeficiente de variação anual e *da* o desvio anual (BARRIOS e HERNANDES, 1992).

15 a 15 normal, 15 a 30 tendente a chuvoso e ≥ 30 chuvoso (MONTEIRO, 1976; BARRIOS e HERNANDES, 1992).

Wollmann e Sartori (2009), considerando o estado do Rio Grande do Sul, utilizaram a nomenclatura de anos menos chuvosos ao invés de secos, uma vez que termo "seco", segundo eles, seria mais bem adequado a climas áridos e semiáridos. Todavia, qualificar os anos-padrão como "mais ou menos chuvosos" não oferece uma medida qualitativa que exprima a visão ímpar entre os anos-padrão seco e chuvoso. Devido a isso, optou-se por utilizar o termo "seco", mantendo a terminologia empregada por Monteiro (1976), mas com a ressalva de que essa qualidade advém da média anual de chuvas na BHAM.

Assim, examinando a série histórica, pode-se chegar à seguinte discriminação (Figura 16): sete anos foram classificados como secos (1970, 1971, 1974, 1977, 1978, 1991 e 2004), quatro como tendentes a secos (1975, 1976, 1981 e 2006), dois como tendentes a chuvosos (1997 e 2003) e sete como chuvosos (1982, 1984, 1986, 1987, 1990, 1998 e 2002). Como pode ser visto, houve predominância de anos-padrão normais, que foram registrados em 24 anos da série de dados (1972, 1973, 1979, 1980, 1983, 1985, 1988, 1989, 1992-1996, 1999-2001, 2005 e 2007-2013).

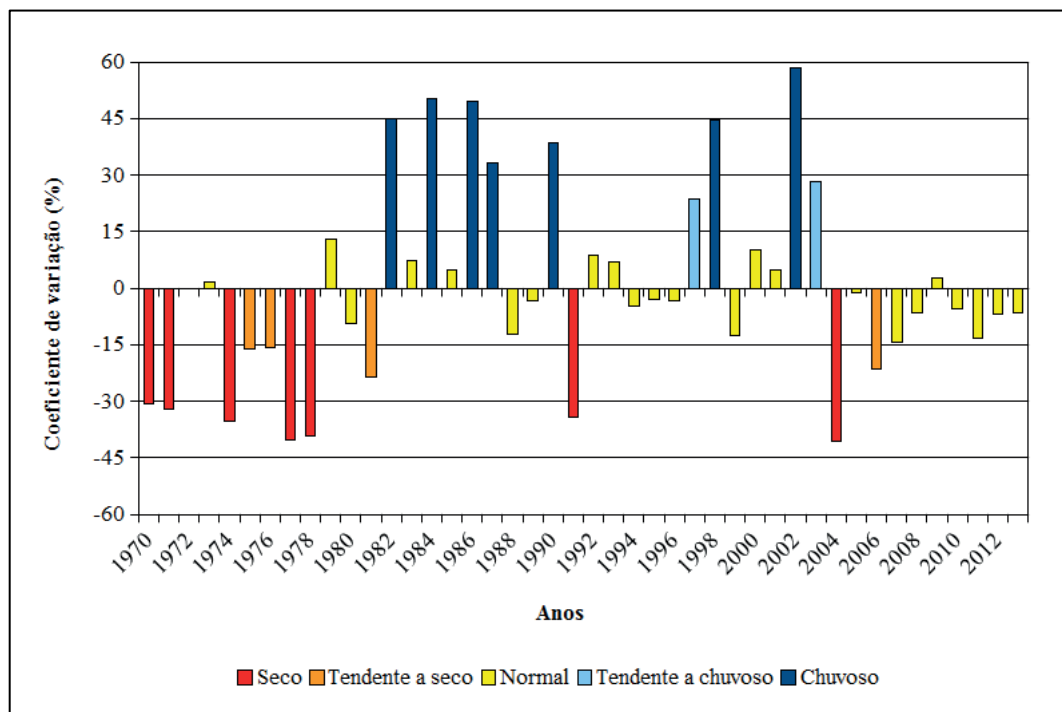


Figura 16 – Definição de anos-padrão para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.
Fonte: ANA (1970-2013).

Sartori (1993b), considerando uma série histórica de 78 anos (1913-1991), também definiu os anos-padrão (secos, normais e chuvosos) para Santa Maria/RS (distante cerca de 145 km da área de estudo). De modo semelhante, também houve um predomínio dos anos tratados como normais e, secundariamente, daqueles chuvosos. Do período onde os dados aqui trabalhados se sobrepõem àqueles de Sartori (1993b), somente o ano de 1978 foi considerado como de reduzidos totais de chuva, ao passo que todos os anos chuvosos tiveram correspondência. Quando comparados com os anos normais, observa-se que, com exceção de 1972 (chuvoso para a autora), os demais também foram tratados dessa forma.

Nery et al. (1997), avaliando os anos chuvosos e secos no Rio Grande do Sul, perceberam que 1972 foi caracterizado como ambos, sendo nítida, portanto, uma resposta atrelada à variação espacial das chuvas nesse ano. O que chama atenção, no entanto, é o predomínio de anos cuja discriminação aqui encontrada os define como secos ou tendentes a secos e que no trabalho de Sartori (1993b), por exemplo, foram classificados como normais. Atenta-se, ainda, para o ano de 1977, cuja definição dada pela autora o coloca como chuvoso, em oposição à descrição de seco aqui encontrado.

Isso pode, portanto, ter dado, naquele trabalho, maior contribuição aos anos-padrão normais do que secos e decorre, possivelmente, das diferenças entre as metodologias empregadas e de diferenças entre os totais de chuva. Moreno (1961) e Pontes et al. (2014), por exemplo, demonstram que as grandes feições de relevo do estado podem afetar a distribuição das chuvas, induzindo que, mesmo em locais próximos, ocorram diferenças significativas. Mesmo com essas dessemelhanças, notam-se correspondências entre a maioria dos anos classificados, o que pode refletir, justamente, processos de larga escala, que afetaram as chuvas em nível regional (NERY, 1996).

Nesse sentido, Fontana e Almeida (2002) indicam que a variabilidade interanual das chuvas no Rio Grande do Sul pode ser respondida, em parte, pela atuação do fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS). Grimm (2009a), por sua vez, também atesta o vínculo das chuvas na região sul com o ENOS, mas também conclui que essa variabilidade poderia estar associada a fenômenos interdecenais, tal como a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP). Para tratar desse assunto, optou-se por dedicar um tópico à parte, onde não apenas são abordados esses dois fenômenos, mas, principalmente, a influência deles na dinâmica das chuvas na BHAM.

O importante, neste momento, é apontar que Nimer (1989) já indicou anteriormente a presença dos "anos de muita chuva" e "anos de pouca chuva ou secos" na definição do regime

pluviométrico da região sul. O autor concluiu que os anos com maior volume de chuva estariam associados à maior frequência de passagens de frentes frias (que induziriam maiores volumes de chuva) ou ao processo estacionário do sistema, que poderia compensar os totais pluviométricos, mesmo com um menor número de passagens frontais. Considerações semelhantes também foram apresentadas por Serra (1969), atestando, inclusive, que as frentes em anos secos apresentavam, na maioria dos casos, um rápido avanço pelo estado.

Quando se analisa a pluviosidade e o número de dias com chuva anual em conjunto, observa-se que há uma tendência de que o aumento dos totais pluviométricos seja acompanhado pelo aumento no número de dias com chuva. Fontana e Almeida (2002) encontraram resultados similares para o estado como um todo. Isso poderia indicar, simplesmente, que a definição dos anos-padrão estaria relacionada, tão somente, ao número de dias chuva, que modulariam a precipitação anual (Figura 17) e, assim, tenderiam a demonstrar um regime pluviométrico homogêneo.

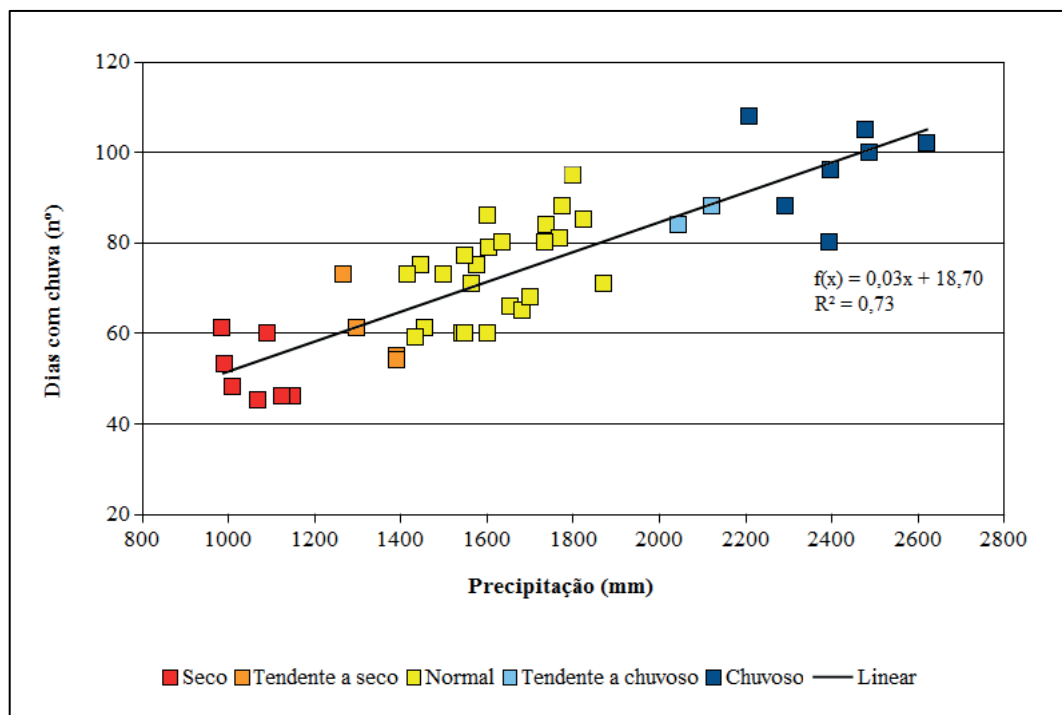


Figura 17 – Relação entre o total anual, dias com chuva e anos-padrão para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

Fonte: ANA (1970-2013).

Para tentar verificar a confiabilidade desses dados foi realizada a correlação linear por meio da inserção da reta de regressão⁴¹, cujo coeficiente de correlação ($r=0,85$) demonstra forte tendência positiva, que também é expressa pelo alto coeficiente de determinação ($R^2=0,73$). Fica claro, porém, que ocorrem resíduos tanto positivos quanto negativos em torno dessa reta (erro padrão⁴² de nove dias) e esses adquirem uma importância fundamental que vai em oposição à afirmação acima exposta. Depreende-se que resíduos negativos se relacionariam aos anos que registraram chuvas mais intensas, visto que o total precipitado ocorreu em menor quantidade de dias com chuva, enquanto que os resíduos positivos expressariam anos com chuvas mais bem distribuídas. Isso também poderia demonstrar que tanto anos classificados como secos quanto anos classificados como chuvosos podem apresentar tendências erosivas contrastantes.

Essa generalização demonstra, em linhas gerais, os eventos anuais extremos com maior ou menor potencial erosivo e, conseqüentemente, com a probabilidade ou não de condicionar ajustamentos no sistema fluvial. É importante salientar que Guerra (2011) comenta que relacionar o total de chuva, seja anual, mensal ou diário, com a intensidade da erosão nas encostas seria insuficiente, pois outros parâmetros são necessários para a exata compreensão. Essas informações podem, no entanto, conforme o autor, ser importantes no sentido de "[...] dar uma ideia do relacionamento entre chuva e erosão" (GUERRA, 2011, p.152). Isso validaria, por exemplo, que mesmo os anos tratados como secos ou tendentes a secos poderiam contribuir com chuvas potenciais para o trabalho geomorfológico, do mesmo modo que anos chuvosos ou tendentes a chuvosos poderiam apresentar uma resposta contrária.

⁴¹ Para Gerardi e Silva (1981), a regressão e a correlação linear são medidas importantes quando se quer observar o grau de inter-relação entre duas variáveis, ou seja, a forma como os dados de uma variável condicionam a outra. Aqui foi utilizada a equação da reta pelo método dos mínimos quadrados traçada utilizando a opção "*inserir linha de tendência*", tipo de regressão "*linear*" do *software* LibreOffice Calc. Zavattini e Boin (2013) apresentam a aplicação dessa medida em dados pluviométricos.

⁴² Obtido pela equação:

$$s_{\hat{y}} = s_{y.x} \sqrt{\frac{1}{n} + \frac{(x - \bar{x})^2}{\sum(x_i - \bar{x})^2}}$$

Onde: $s_{\hat{y}}$ é o erro padrão e $s_{y.x}$ é o desvio-padrão dos resíduos, cujo cálculo difere da nota 37 apenas pelo uso de dois graus de liberdade ($n-2$) (GERARDI e SILVA, 1981).

3.2 A VARIABILIDADE MENSAL DAS CHUVAS

Uma informação importante, no que se refere às características da precipitação em clima subtropical, está na afirmação de que essa ocorre bem distribuída ao longo do ano (MONTEIRO, 1968b; NIMER, 1989; MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007; GRIMM, 2009a). Para o estado do Rio Grande do Sul, essa alegação também pode ser observada, tanto na distribuição equitativa mensal, como na estacional (MORENO, 1961; DIAZ et al., 1998; FONTANA e ALMEIDA, 2002), não existindo, portanto, nenhum mês seco (MONTEIRO, 1968b; SARTORI, 1993b). Ocorre, no entanto, que essas assertivas estão baseadas na descrição das chuvas com base nas médias, de tal forma que "[...] não devem ser interpretados como uma realidade de cada ano" (NIMER, 1989, p.220).

De fato, os autores supracitados buscaram, com essa descrição, demonstrar que a precipitação não apresenta sazonalidade na região (MORENO, 1961; NERY, 1996; DIAZ et al., 1998) e, portanto, inexistente uma estação seca ou chuvosa bem definida (MONTEIRO, 1968b; NIMER, 1989; SARTORI, 1993b; TEIXEIRA, 2010). Todavia, os mecanismos de gênese da chuva, devido à migração norte-sul, tendem a ser sazonais ao longo do ano (AYOADE, 2010; TEIXEIRA, 2010). Mesmo assim, é conveniente evitar esse tipo de generalização, pois dão a falsa ideia de uniformidade na distribuição das chuvas ao longo do ano, com "[...] fenômenos extremos, de grande importância geográfica, que ficam completamente desaparecidos nos valores [sic] 'médios' dos dados [...]" (MONTEIRO, 1968b, p.116).

Suertegaray et al. (2001), citando caso análogo, indicam a necessidade de superar o uso tão somente da média, de modo a conceber o regime pluviométrico em suas especificidades. Aqui convém citar uma reflexão apresentada por Vianello e Alves (2012, p.367) quando enfatizam que a explicação do comportamento normal de uma variável meteorológica, tal como a precipitação, deve antes se ater ao seguinte: "[...] que as irregularidades dos fenômenos são as regras gerais e não as exceções" ou, então, "[...] distinguir o que lhes é habitual (ocorrência mais frequente) do que lhes é excepcional (ocorrências esporádicas)" (ZAVATTINI e BOIN, 2013, p.31).

Buriol et al.(2004), por exemplo, avaliaram a concepção sobre a distribuição das chuvas no estado do Rio Grande do Sul em artigos publicados desde 1930 até a virada do século XXI. Observaram que todos os trabalhos executados até meados de 1970 enfocavam as chuvas no estado, partindo da análise das médias (anuais e mensais) e na confirmação de

distribuição uniforme das chuvas. Somente com a publicação do texto de Berlato⁴³ (1970 apud BURIOL et al., 2004) e, posteriormente, de Ávila⁴⁴ (1994 apud BURIOL et al., 2004), é que são apresentadas informações sobre a variabilidade dos totais de chuva anuais e mensais, indicando até mesmo a tendência de que determinadas áreas do estado (e aqui se inclui o sudoeste) como representativas de altos coeficientes de variação.

Por consequência, tomando-se como regra as médias mensais de chuvas na BHAM, obter-se-ia um regime pluviométrico tal como apresentado, homogêneo, uma vez que, com exceção do mês de agosto, todos os demais apresentaram valores acima de 100 mm. Observando somente pelo viés da média, pouca informação é obtida, uma vez que se desconhece o regime das chuvas e como elas se distribuem ao longo do ano (LEOPOLD et al., 1964). Como visto para a precipitação anual, as chuvas médias mensais (em torno de $138,0 \pm 20,5$ mm/mês) também apresentaram grande variabilidade, com variáveis que podem ser expressas não apenas por seus volumes, mas pelos desvios-padrão que vão de 53,7 mm em agosto até 121,1 mm em abril. Para se exemplificar, Nery (1996) observou que os maiores desvios-padrão ocorreram no oeste do Rio Grande do Sul, o que se reflete nas informações prestadas por Hasenack (1981), que demonstrou a significativa variabilidade pluviométrica mensal no sudoeste do estado, sobretudo nos meses de transição entre inverno e verão.

É possível notar que, apreciando apenas os valores de precipitação máxima e mínima mensal, há elevada variabilidade. Totais máximos mensais entre 300 até perto de 500 mm ocorreram em todos os meses, exceto em agosto, onde o maior valor foi de 235,0 mm. Em compensação, os mínimos absolutos ficaram sempre abaixo dos 20 mm, salvo junho (22,8 mm). Esses valores máximos e mínimos demonstram elevada amplitude pluviométrica mensal. Nesse sentido, parece claro que o mês de agosto foge da regra, ainda mais quando considerado o menor desvio-padrão mensal observado. Isso deixa evidente que esse mês apresenta tendência de menores totais pluviométricos quando comparados aos demais.

Em oposição, os meses de abril (média de 180,4 e mediana de 140,8 mm) e outubro (média 169,1 mm e mediana de 150,4 mm), mais chuvosos, apresentam desvios-padrão mensais altos, de 121,1 mm e 116,6 mm, respectivamente, o que permite afirmar que se trata de meses com tendência para serem chuvosos, mas que essa relação é extremamente variável de um ano para outro. Destaca-se, ainda, o mês de novembro, cujo desvio-padrão atinge 117,0

⁴³ BERLATO, M.A. **Análise de alguns elementos componentes do agroclima do estado do Rio Grande do Sul.** Dissertação de Mestrado. Turrialba, IICA, 1970. 117p.

⁴⁴ ÁVILA, A.M.H. **Regime de precipitação pluvial no estado do Rio Grande do Sul com base em séries de longo prazo.** Dissertação de mestrado. Porto Alegre: Programa de Pós-Graduação em Agronomia, 1994. 75p.

mm. Esse valor pode, no entanto, ter sido influenciado pelo evento extremo absoluto de chuva mensal, que quantificou 512,6 mm em 2009.

Observa-se, contudo, em linhas gerais, que esses aspectos demonstram que qualquer mês pode apresentar tanto volumes expressivos de chuva, como também totais pluviométricos pouco representativos. Isso atesta a inexistência de sazonalidade sob a forma de uma estação seca ou de uma estação chuvosa bem definida, o que não significa que inexistam meses com maior concentração ou com maior escassez de chuva. Assim, com a finalidade de investigar esses aspectos, elaborou-se a Figura 18, a qual apresenta os volumes mensais de precipitação de toda a série histórica de 44 anos, totalizando 528 meses, a exemplo do que foi apresentado por Verdum (1997). A distribuição das chuvas em cada mês, como se supunha, é alta, mas parece existir, sim, um padrão para o regime pluviométrico.

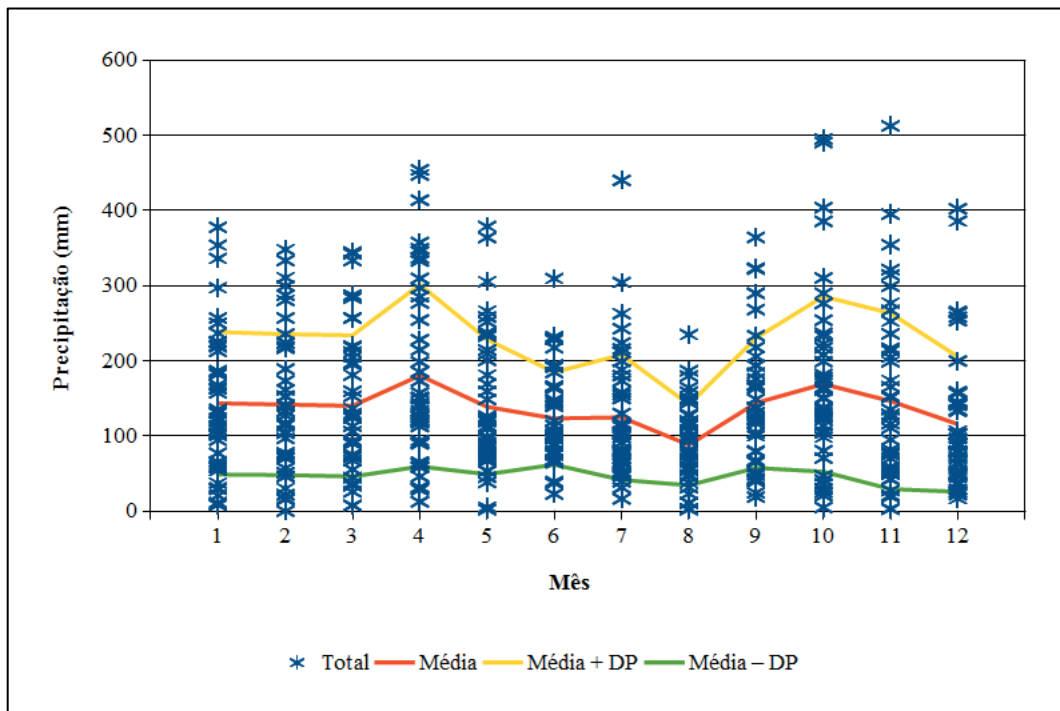


Figura 18 – Distribuição dos totais pluviométricos mensais para o posto "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

Fonte: ANA (1970-2013).

Verdum (1997), utilizando dados da mesma estação pluviométrica (período de 1971-1992), discrimina que o regime pluviométrico pode ser expresso em dois máximos (abril e setembro) separados, igualmente, por dois mínimos (agosto e dezembro). O autor supracitado salienta, ainda, que o mês mais chuvoso foi abril e que, durante a primavera, o mês de setembro destacava-se no volume precipitado. Isso é algo interessante, pois os dados aqui

apresentados, por perfazerem uma série mais longa, apresentam sutis diferenças, conforme será descrito a seguir.

A posição dos mínimos em agosto e dezembro ainda parece clara, mas as chuvas concentradas outrora em setembro parecem ter migrado para outubro, bem como, intensificadas. Nesse mês foram registrados, por exemplo, três casos excepcionais que quantificaram 495,3 mm, 490,6 mm e 386,3 mm, respectivamente nos anos de 1997, 2002 e 2009. Nota-se, no entanto, que o mês de novembro também apresenta elevada pluviosidade e, diferentemente do mês anterior, seus valores estão distribuídos de modo mais uniforme, com exceção do evento de extremo absoluto descrito acima. Sanches (2013), trabalhando com dados de Alegrete/RS, percebeu, justamente, a existência de tendência positiva para as chuvas no mês de novembro, com destaque para aquelas acima de 80 mm. Esses resultados devem estar vinculados à passagem de frentes frias que interagem com os processos de convecção tropical (TEIXEIRA, 2010), que, segundo Cavalcanti e Kousky (2009), é máxima justamente nos meses de outubro e novembro.

Julho e dezembro, por sua vez, embora apresentem picos máximos de precipitação mensal, em torno de 400 mm, tendem a se vincular, normalmente, com volumes muito menores. Chama-se atenção, porém, para o fato de que, nos anos de 2003 (402,4 mm) e 2012 (385,9 mm), o mês de dezembro recebeu chuvas extremas, muito acima daquelas descritas por Verdum (1997). Essa característica indica que, tanto a precipitação média mensal, como os volumes totais de chuva mensais apresentam um padrão bimodal (dois picos) de chuva como mostrado acima. Esse padrão é comum para parte do Rio Grande do Sul, conforme apontado por Grimm (2009a).

Vale recordar que as chuvas, na região sul do Brasil, se devem a dois principais sistemas produtores: as frentes frias e a convecção tropical. Os sistemas frontais nessa área do Brasil podem se manifestar em qualquer momento no ano – embora sejam mais intensos e frequentes entre os meses de inverno (junho e setembro) (MONTEIRO 1968b; CAVALCANTI e KOUSLY, 2009; TEIXEIRA, 2010) – e correspondem ao principal mecanismo formador das chuvas, não apenas no estado (SARTORI, 1993b; 2003), mas também na região sul como um todo (NERY, 2005). Por outro lado, as chuvas durante as outras estações apresentariam uma contribuição importante das instabilidades tropicais (NIMER, 1989; SARTORI, 2003), ou seja, de sistemas convectivos locais, tão bem quanto de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), sobretudo nos meses de transição inverno-

verão (GRIMM, 2009a; 2009b; TEIXEIRA, 2010). Isso explicaria a tendência dos máximos nos meses de abril e outubro.

Fundamentado no trabalho de Sartori (1993a), nota-se que a posição dos máximos e dos mínimos de chuva mensal na área de estudo preserva características de duas regiões climáticas do Rio Grande do Sul: com o baixo vale do Uruguai, onde os máximos ocorrem em março/abril e os mínimos em julho/agosto e com a região da campanha, cujos máximos se concentram em setembro/outubro e os mínimos em dezembro. Isso confere à BHAM uma possível área de transição e, por assim ser tratada, a ocorrência dos valores extremos mensais pode ser resultado dessa característica.

Outra interrogação que necessita ser esclarecida está relacionada com o número de dias com chuva mensal. Para isso, confeccionou-se a Tabela 2, a qual apresenta os valores máximos, mínimos, médios e de desvio-padrão. Sumariamente, os valores máximos absolutos de dias com chuva mensal variaram de 11 (março, agosto, setembro e dezembro) até 17 (outubro), enquanto que os valores mínimos absolutos estiveram entre nenhum dia (fevereiro) a 2 (março, junho e setembro). Em termos médios, nota-se que os valores não apresentam grande variação, uma vez que se encontram entre cinco e sete dias com chuva mensal, com desvios-padrão entre três e quatro dias, exceto junho e dezembro, com dois dias.

Tabela 2 – Número de dias com chuva máximos e mínimos absolutos, média e desvio-padrão para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

Mês	\bar{x}	s	Mx	Mi
Janeiro	7	3	13	1
Fevereiro	7	3	14	0
Março	6	3	11	2
Abril	6	3	13	1
Mai	5	3	12	1
Junho	6	2	13	2
Julho	6	3	15	1
Agosto	6	3	11	1
Setembro	7	3	11	2
Outubro	7	4	17	1
Novembro	6	3	13	1
Dezembro	6	2	11	1

Legenda: \bar{x} : média, s: desvio-padrão, Mx: máximo e Mi: mínimo.
Fonte: ANA (1970-2013).

Esses valores são condizentes com aqueles apresentados por Rossato (2012) para a região sudoeste do Rio Grande do Sul e tonificam a hipótese de que as chuvas mensais são distribuídas em poucos dias. Teixeira (2010) apontou o setor oeste do Rio Grande do Sul

como um núcleo de chuvas intensas, que destoa não somente do restante da região sul, mas que também supera os dados examinados de todo o Sudeste brasileiro. Esse aspecto indica, portanto, uma possível natureza torrencial das chuvas, que constituiriam uma importante força motriz para os processos geomorfológicos na área de estudo. Conti (1998) define as chuvas torrenciais como aquelas onde um grande volume de água é precipitado em um curto intervalo de tempo, causando "[...] traumas ambientais, uma vez que a capacidade dos canais do sistema hidrográfico é insuficiente para conduzir as águas, causando transbordamentos [...]" (CONTI, 1998, p.35).

No item anterior foi dada ênfase aos anos-padrão de chuva. Aqui, agora se coloca o seguinte questionamento: – Seria a classificação dos anos-padrão uma representação das condições pluviométricas mensais para um determinado ano? Vale recordar que, para a definição dos anos-padrão foi utilizada a relação entre o total precipitado naquele ano com a média anual. Embora essa classificação seja fundamental para caracterizar o regime das chuvas anuais, acaba mascarando a sua distribuição mensal, pois dá a falsa ideia de que determinadas condições prevaleceram ao longo de todos os meses.

Machado (1950, p.26) já chamou a atenção para esse fato ao frisar que, "[...] em verdade, não houve, como veremos, ano algum totalmente sêco [sic], chuvoso ou normal, no sentido rigoroso da expressão [...] o ano de 1941, apesar de se destacar como excepcionalmente chuvoso, apresentou meses secos e normais [...]". Para representar essa característica, aplicou-se a mesma metodologia de Monteiro (1976), com as contribuições de Barrios e Hernandez (1992). Agora, porém, o foco foi a definição dos meses-padrão e a sua frequência acumulada por classe ao longo dos anos é apresentada na Figura 19.

Na Figura 19 pode ser visualizado que, mesmo os anos-padrão secos ou tendentes a secos, mesmo esses podem apresentar meses chuvosos ou tendentes a chuvosos, cuja única exceção é 1977. Além disso, nos anos de 1974 e 2004 ocorreu apenas um mês tendente a chuvoso, ao passo que nos demais anos classificados como secos houve concentração nas categorias normais, tendentes a secos ou secos, com predominância do último. Isso é um indicador de que esses três anos parecem ter apresentado, além de chuvas reduzidas, volumes mensais pouco expressivos ao longo de todo o ano e que podem ter contribuído para um período de relativa estabilidade geomorfológica.

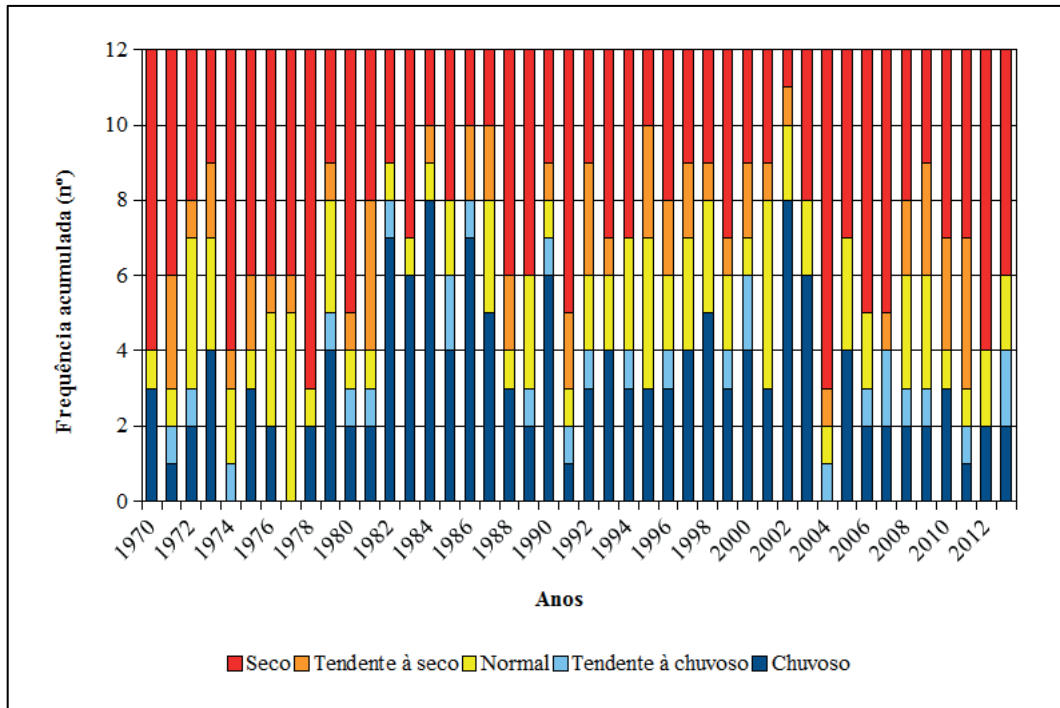


Figura 19 – Frequência anual acumulada dos meses-padrão para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.
Fonte: ANA (1970-2013).

Por outro lado, os anos tidos como chuvosos e tendentes a chuvosos, sem exceções, registraram, da mesma forma, meses secos ou tendentes a secos. Inclusive os anos de 1987 e 1998, bem como, o ano de 1997 computaram, nesta ordem, quatro e cinco meses secos ou tendentes a secos. Além disso, atenta-se para os anos de 1978 e 2004, para os quais foram registrados extremos de nove meses secos e os anos de 1982 e 2002 com, respectivamente, sete e oito meses chuvosos, o que torna evidente que, tanto anualmente, como mensalmente, a dinâmica do meio na BHAM seria caracterizada por momentos de estabilidade, enquanto, em outros, o trabalho geomorfológico e a esculturação nas vertentes e nos fundos de vale seriam altamente ativos.

É importante observar ainda que diversos anos tratados como normais também quantificaram meses chuvosos ou secos. Machado (1950) cita o caso de Porto Alegre/RS no ano de 1944, atestando que, embora apresentasse características de um ano seco, a pluviosidade total acabou próxima da média devido à contribuição de um elevado volume de chuvas no mês de junho. Na Figura 19 nota-se que, dos 24 anos normais, 17 deles podem ser tratados como irregulares: 14 por apresentarem prioritariamente meses secos e tendentes a secos (1980, 1988-1989, 1992-1993, 1996, 1999, 2007-2013) e três por conterem maior participação de meses chuvosos e tendentes a chuvosos (1983, 1985 e 2000). Tendo em vista que a maior parte dos anos-padrão recaiu sobre a categoria normal, nota-se, com a

discriminação dos meses-padrão, que, mesmo nestes anos, a ocorrência de meses chuvosos e secos pode afetar consideravelmente os processos hidrogeomorfológicos.

É oportuno verificar, também, a frequência mensal dos meses-padrão (Figura 20). Observa-se que todos os meses foram passíveis de se enquadrarem em qualquer uma das classes. O importante é que essa distribuição confirma que qualquer mês pode apresentar situações opostas, ou seja, desde meses-padrão secos até chuvosos. Neste ponto, concorda-se com Nimer (1989) quando afirma que os maiores e menores totais pluviométricos podem ocorrer em qualquer época do ano. Todavia, a distribuição, tal como suposta, está longe de ser "[...] quase equitativa [sic] ao longo do ano [...]" (NIMER, 1989, p.215).

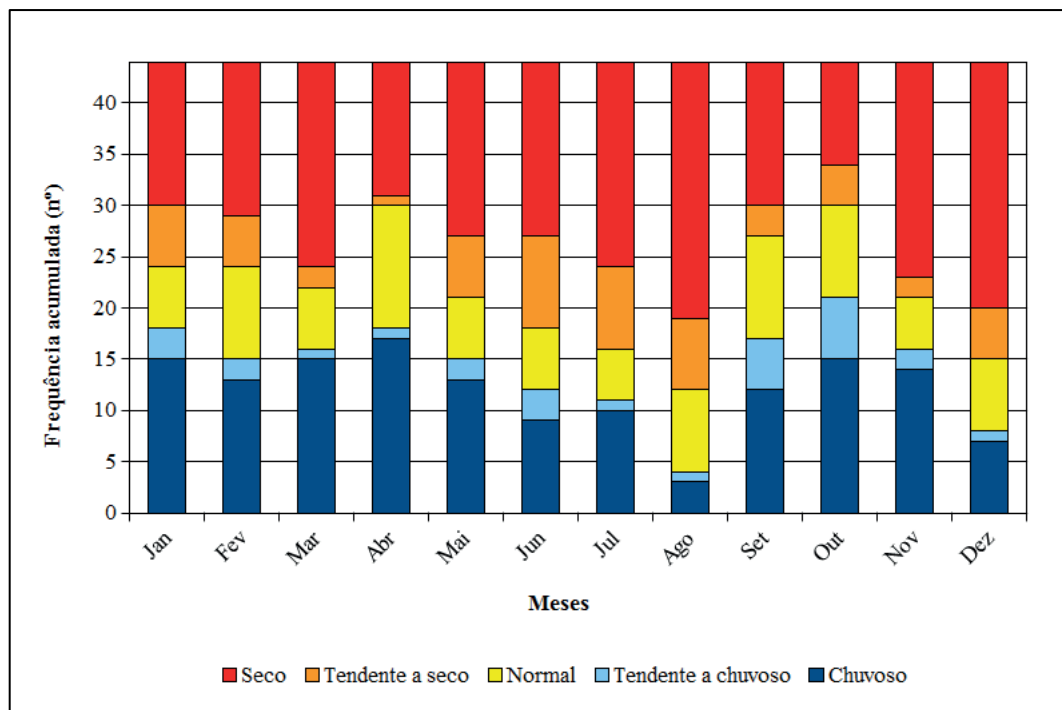


Figura 20 – Frequência acumulada dos meses-padrão para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

Fonte: ANA (1970-2013).

Entretanto, chama-se a atenção para o fato de que os meses chuvosos e tendentes a chuvosos aparecem com um padrão bimodal, ou seja, com dois picos, um em abril e outro em outubro, o que corrobora a assertiva da discriminação do regime pluviométrico acima abordado. Mesmo assim, contudo, ao considerar os meses secos e tendentes a secos, observa-se um padrão diferenciado, com picos em março, agosto e dezembro, ou seja, trimodal. Isso significa que esses meses têm maior probabilidade de registrarem chuvas reduzidas, sobretudo nas classes de meses-padrão secos e tendentes a secos. Além disso, corrobora o entendimento

de se tratar dos meses de agosto e dezembro como tendentes a reduções nos totais pluviométricos.

Atenta-se, ainda, para uma condição peculiar na distribuição dos meses-padrão: a maior parte dos meses (40%) recebeu a classificação de secos e, secundariamente, como chuvosos (27%). Meses normais corresponderam a 17%, enquanto meses tendentes a chuvosos e tendentes a secos atingiram, respectivamente, 5% e 11% (Figura 21). Scopel et al. (2012) atestam que o nível superficial dos Neossolos Quartzarênicos Órticos, quando em situação de déficit hídrico, tende a adquirir consistência solta, ainda mais quando há revolvimento do solo para atividades agrícolas ou devido ao pisoteio do gado. Com isso, os meses identificados com menor participação nos totais pluviométricos, quando sucedidos por meses chuvosos, podem ter respondido com intensa atividade erosiva, uma vez que a friabilidade do solo, quando submetido a chuvas intensas, pode ter promovido substancial movimentação de material. Esse é um dado pertinente de como pode haver intensificação nos processos geomorfológicos, quando um mês seco é sucedido por outro chuvoso, algo que parece ser um tanto comum na BHAM.

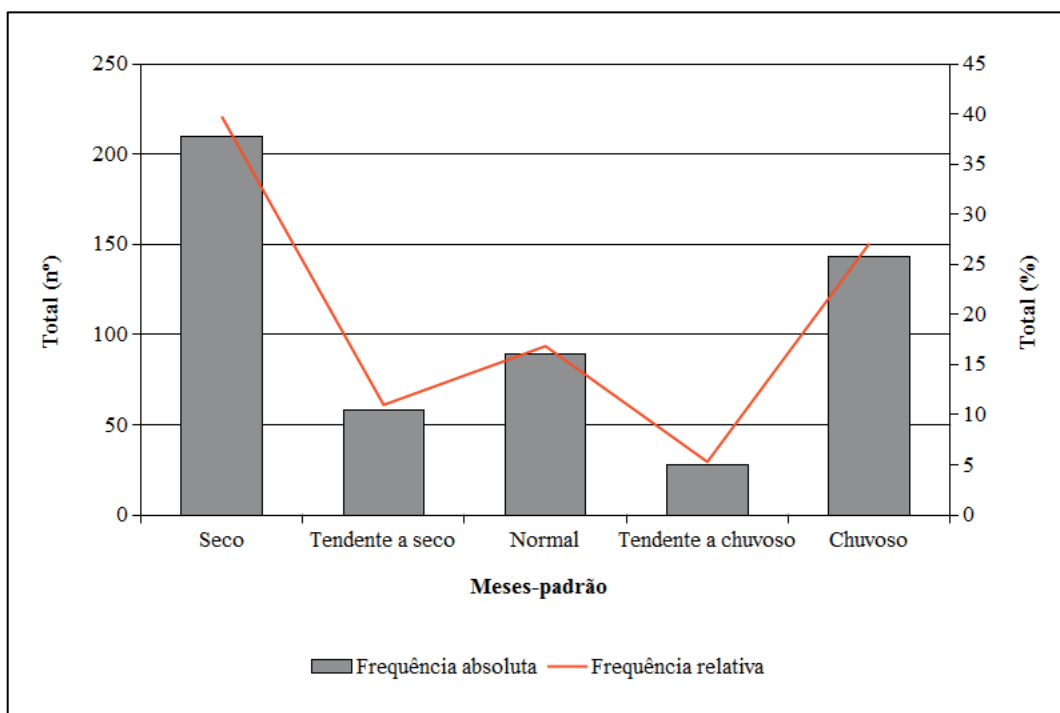


Figura 21 – Distribuição de frequência absoluta e relativa dos meses-padrão na estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

Fonte: ANA (1970-2013).

Esses meses-padrão chuvosos e secos representariam, portanto, uma importância fundamental para os próprios processos de arenização e de transferência de sedimentos na

BHAM. Freitas et al. (2009) correlacionaram a dinâmica das chuvas com a florística e a fitossociologia da vegetação em duas áreas distintas: uma sob arenização e outra sem a presença desse processo, ambas com regime de pastejo contínuo. Períodos com chuva reduzida induziram ao ressecamento do solo, facilitando a desagregação da cobertura pedológica pelo pisoteio do gado. Adicionalmente, a pressão exercida pela redução das chuvas resultou no aumento das áreas de solo exposto, devido ao ressecamento da vegetação, principalmente na área arenizada, que, quando submetida às chuvas torrenciais, maximizaram os processos de erosão (FREITAS et al., 2009).

Verdum e Soares (2010), monitorando os processos erosivo-deposicionais em dois areais, observaram, do mesmo modo, que, no período de escassez de chuva, ocorreu a expansão das manchas arenosas, sobretudo devido à ação eólica. Por outro lado, durante os períodos com maior umidade e ocorrência de chuvas, os areais tendiam a se manter estáveis aos ventos, embora apresentassem elevada mobilidade dos sedimentos, porém, agora pelo escoamento superficial (VERDUM e SOARES, 2010).

Nota-se, pelas considerações trazidas por Scopel et al. (2012), Freitas et al. (2009) e Verdum e Soares (2010), que os meses considerados como secos ou tendentes a secos seriam, portanto, momentos onde imperariam a redução da cobertura vegetal e a desagregação dos solos, expondo o material aos processos eólicos que participariam de uma importante remobilização dos friáveis sedimentos arenosos. Esses sedimentos remobilizados e selecionados ficariam expostos à ação do escoamento superficial durante os meses chuvosos e tendentes a chuvosos. Isso poderia representar uma importante fonte de materiais carregados aos cursos d'água, sobretudo quando os processos de voçorocamento se encontram conectados à rede de drenagem fluvial, o que é uma situação comum na área de estudo.

3.3 EL NIÑO OSCILAÇÃO SUL E OSCILAÇÃO DECADAL DO PACÍFICO ENQUANTO ESTRUTURADORES DO REGIME PLUVIOMÉTRICO NA BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO MIRACATU

O ENOS constitui o principal mecanismo que afeta a variabilidade interanual da precipitação na América do Sul, embora seus reflexos possam ser observados em diversas partes do globo (KAYANO e ANDREOLI, 2007; GRIMM, 2009b; WMO, 2014). Trata-se, conforme Grimm (2009b, p.354), de um fenômeno oceânico-atmosférico "[...] que produz alterações na Temperatura da Superfície do Mar (TSM), na pressão, no vento e na convecção tropical, principalmente no oceano Pacífico, mas com reflexos em muitos lugares do planeta,

incluindo o Brasil". O ENOS pode ser dividido em duas fases (TRENBERTH, 1997): na positiva ou quente (El Niño propriamente dito) são registradas anomalias positivas de chuva na região sul, enquanto que, na fase negativa ou fria (La Niña), as respostas são opostas (CONTI, 1998; OLIVEIRA, G.S., 1999; NERY, 2005; GRIMM, 2009b). A WMO (2014) adiciona, ainda, as condições de neutralidade como uma fase pertencente ao ENOS.

Dessa forma, episódios de El Niño (EN) e de La Niña (LN) são intercalados (periodicidade de 2 a 7 anos – NERY, 1996; WMO, 2014) por situações de neutralidade (N), momento quando não é observado aquecimento ou resfriamento significativo das águas do oceano Pacífico (OLIVEIRA, G.S., 1999). A influência no regime de chuvas na região sul do Brasil e, especificamente no Rio Grande do Sul, tem afetado tanto a economia pautada na agropecuária (BERLATO e FONTANA, 2003), como também a ocorrência de desastres hidrológicos, sobretudo inundações e estiagens (RECKZIEGEL, 2007; ROBAINA et al., 2013).

Fontana e Berlato (1997), estudando especificamente a influência do ENOS sobre as chuvas no Rio Grande do Sul, observaram respostas distintas nos totais pluviométricos de cada uma das fases. Essas respostas estiveram atreladas à tendência de aumento das chuvas durante episódios de EN, em oposição às circunstâncias de LN. Ademais, foi apontada a porção oeste do estado (e aqui se inclui a mesorregião sudoeste), como aquela com a possibilidade de se registrar os maiores reflexos do ENOS nas chuvas (FONTANA e BERLATO, 1997).

Para Oliveira, G.S. (1999), o aumento das chuvas durante episódios de EN está associado ao fato de as frentes frias se tornarem semiestacionárias sobre o sul do Brasil, induzindo chuvas frequentes durante vários dias consecutivos. Já durante a LN, as passagens rápidas das frentes frias sobre a região seriam as responsáveis pela redução dos totais pluviométricos. Conforme as informações de Fontana e Berlato (1997), os trimestres de outubro-dezembro e abril-junho apresentariam forte resposta durante os episódios do ENOS.

Fontana e Almeida (2002) esclarecem que esses episódios modulariam, portanto, as chuvas devido ao maior ou menor número de dias com chuva, ou seja, anos sob influência de EN tenderiam a ser chuvosos por apresentarem maior número de dias com chuva, sendo o oposto para a LN. Essa afirmação pode ser relacionada ainda com o estudo de Fedorova e Carvalho (2000), as quais atestam que os anos de EN apresentam, além de uma maior frequência de passagens de frentes frias (em média seis por mês), a tendência de permanecerem em atuação por maior tempo (de 1,7 a 4,3 dias), quando comparados a anos de

LN (com média de cinco frentes por mês e tempo de permanência de 1,5 a 2,2 dias). Essas informações são plausíveis para a explicação da relação entre o total anual, o número de dias com chuva e os anos-padrão, conforme comentado no item 3.1.

A caracterização dos episódios ENOS tem sido amparada em diversos parâmetros, entre eles está o Índice Oceânico Niño (ION) (*Oceanic Niño Index*). O ION mensal é calculado a partir da média móvel de três meses das anomalias de TSM registradas na área de monitoramento Niño 3.4. A caracterização de um novo episódio de EN (LN) ocorre sempre que as anomalias trimestrais são superiores (inferiores) a 0,5 °C (-0,5 °C) por um período de no mínimo cinco meses consecutivos (CPC/NCEP/NOAA, 2014a). As intensidades dos episódios de EN podem, então, ser estimadas com base na proposta de Null (2014): ION de 0,5 a 0,9 °C (fraca), 1,0 a 1,4 °C (moderada) e >1,5 °C (forte). Para episódios de LN, usa-se a mesma classificação, porém, com os sinais negativos.

Com base no ION mensal obtido no sítio do *Climate Prediction Center - National Centers for Environmental Prediction*, órgão vinculado ao *National Oceanic and Atmospheric Administration* (CPC/NCEP/NOAA, 2014a)⁴⁵, elaborou-se a Figura 22 com dados relativos ao período de 1964⁴⁶ a 2013. Como pode ser observado, ao longo do período apresentado ocorreram 12 episódios de LN e 15 de EN, sendo que o primeiro episódio desse último corresponde à continuação do evento iniciado em 1963. Em ambas as fases, foram verificadas prioritariamente intensidades fortes, todavia a duração dos episódios variou bastante, sendo aqueles de LN (média de 14 meses) relativamente mais longos quando comparados aos de EN (11 meses). Outro ponto comum para ambas as fases do ENOS é que os episódios tendem a ser mais longos quanto maior a intensidade do fenômeno (Tabela 3).

Torna-se, no entanto, difícil caracterizar um determinado ano como pertencente a alguma das fases do ENOS, uma vez que esse fenômeno não ocorre de maneira uniforme no calendário anual. Assim, o que se pode fazer é generalizar as condições do ION mensal, para verificar qual foi o fenômeno ENOS principal para aquele ano. Para isso, considerou-se o período máximo de cada uma das condições e tratou-se como um ano representativo aquele que tivesse no mínimo seis meses sob sua atuação.

⁴⁵ Disponível em: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml>. Acesso em: 15/1/2014.

⁴⁶ A opção por iniciar a caracterização dos episódios ENOS nesse ano está vinculada não apenas ao fato da necessidade de se conhecer melhor o período que antecede a série dados pluviométricos, mas também, pelo fato de ser analisada, no próximo capítulo, uma série histórica de dados de vazão, cujo período inicia em 1965.

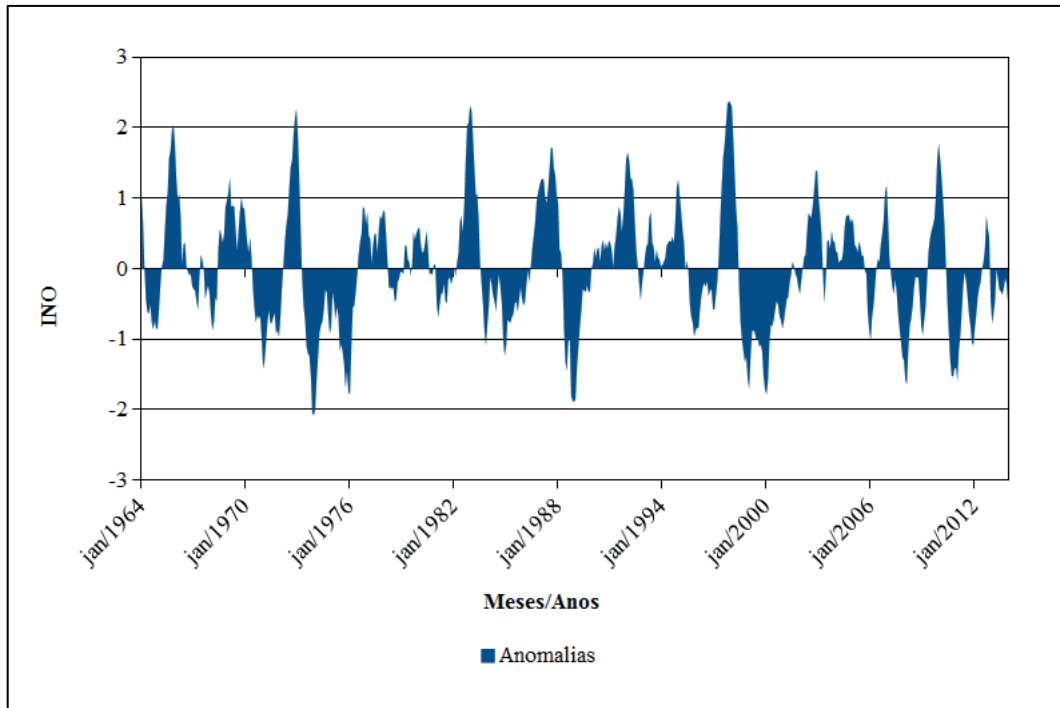


Figura 22 – Índice Niño Oceânico no período de 1964 a 2014.
Fonte: CPC/NCEP/NOAA (2014a).

Tabela 3 – Episódios, intensidade e duração/meses (entre parênteses) do ENOS no período de 1964 a 2013 tendo como base o Índice Niño Oceânico (INO).

Fase	Fraca	Moderada	Forte
La Niña	1964/65 (9) 1983/84 (5) 1995/96 (7) 2005/06 (5)	1970/72 (19) 1984/85 (12) 2011/12 (6)	1973/76 (34) 1988/89 (13) 1998/01 (33) 2007/08 (11) 2010/11 (10)
El Niño	1976/77 (6) 1977/78 (6) 2004/05 (7)	1963/64 (6) 1968/70 (18) 1994/95 (7) 2002/03 (10) 2006/07 (5)	1965/66 (12) 1972/73 (11) 1982/83 (14) 1986/88 (19) 1991/92 (14) 1997/98 (12) 2009/10 (10)
Anos neutros (sem episódios ENOS)		1967 1979 1980 1981 1990 1993 2013	

Fonte: CPC/NCEP/NOAA (2014a).

Dessa forma, constata-se, ao comparar, que, dos nove anos-padrão classificados como chuvosos e tendentes a chuvosos, apenas quatro deles ocorreram em anos majoritariamente afetados por EN (1982, 1987, 1997 e 2002), sendo que, em outros três anos (1986, 1998 e 2003), essa condição esteve presente juntamente com meses N ou com LN. Os anos de 1984 e

1990 ocorreram, portanto, em condições de ausência de EN, sendo o primeiro em situações de N associadas a meses com presença de LN e o segundo em circunstâncias de N. De fato, nenhum ano tratado como chuvoso ou tendente a chuvoso ocorreu em anos prioritariamente caracterizados por episódios de LN e isso se vincula ao fato de que, nesses momentos, a tendência principal no estado do Rio Grande do Sul são as anomalias negativas, embora possam existir exceções (OLIVEIRA V. et al., 2011).

Do mesmo modo, somente quatro (1970, 1971, 1974 e 1975) dos 11 anos definidos como secos e tendentes a secos encontram-se associados a anos controlados por LN, embora em outros dois anos (1976 e 2006), meses com LN tenham ocorrido concomitantemente com fases N ou de EN. As anomalias negativas de chuva registradas nos anos de 1977, 1978, 1981, 1991 e 2004 parecem, em vista disso, não estar ligadas a episódios de LN, uma vez que ocorreram em situações de EN e N (1977 e 2004), N (1978 e 1981) ou até mesmo de EN (1991).

Tedeschi e Cavalcanti (2010)⁴⁷ descrevem os anos de 1991 e 2004 como pertencentes à categoria de EN *modoki*, o que indica uma resposta oposta àquela normalmente observada durante os episódios de EN canônico. O EN *modoki* ocorre quando o aquecimento se concentra na porção central do oceano pacífico equatorial, uma situação que implica ser essa área circundada por águas com temperaturas relativamente menores. Isso diferencia do EN canônico, quando o aquecimento ocorre no oceano Pacífico próximo à costa sul-americana (TEDESCHI e CAVALCANTI, 2010). A própria WMO (2014) reconhece que as respostas dos episódios de EN nem sempre são iguais, uma vez que alguns fatores, tal como a intensidade, o momento de seu desenvolvimento ao longo do ano e outras interações climáticas, variam de um evento para o outro.

Isso indica que, para a BHAM, os anos com aumento/redução das chuvas estão correlacionados em cerca de 44/36%, com episódios anuais majoritariamente controlados por EN/LN, respectivamente. Entretanto, quando observada a marcha mensal do ION, nota-se que, se acrescentados os anos onde meses esporádicos de EN/LN ocorrem conjuntamente com outros de fases opostas ou N, esse valor sobe para aproximadamente 77/54%. Nery (1996) e Nery et al. (1997) já haviam demonstrado que, no Rio Grande do Sul, as fases do ENOS podem representar tanto um aumento quanto uma redução das chuvas, atestando, inclusive, que anomalias mais significativas são observadas antes em períodos de EN do que de LN (SLEIMAN e SILVA, 2010).

⁴⁷ As autoras trabalharam com a série de 1979 a 2009.

É importante chamar a atenção para o fato de que os anos-padrão classificados como normais ocorreram em uma ampla gama de episódios do ENOS, em condições mensais que predominaram de EN (1972 e 2009), LN (1973, 1985, 1988, 1999, 2000, 2008, 2010 e 2011), N (1979, 1980, 1995, 2001, 2005, 2007, 2012 e 2013), até situações onde houve a atuação conjunta entre EN/N (1983, 1992, 1993 e 1994) e N/LN (1989 e 1996). Isso reforça a ideia apresentada por Wyrski (1975), segundo a qual nenhum episódio do ENOS é completamente igual, o que poderia, inclusive, justificar diferenças nas respostas remotas.

É, no entanto, oportuno enfatizar que as respostas das fases de EN, LN ou N não são imediatas. A título de exemplo, Galvani et al. (1998), comparando um outro parâmetro – Índice de Oscilação Sul (IOS) (*Southern Oscillation Index*) – com os desvios de precipitação em relação à média esperada de precipitação, estimou que o tempo de resposta para uma estação pluviométrica localizada em Maringá/PR teria um atraso de aproximadamente três a quatro meses. Com vistas a buscar enquadrar o tempo de resposta entre as fases do ENOS com a dinâmica das chuvas na BHAM, adaptou-se a metodologia⁴⁸ utilizada por Galvani et al. (1998), tendo como base dados do IOS⁴⁹ (obtido no *site* do CPC/NCEP/NOAA) e dos desvios de chuva. Os resultados obtidos apontam para uma correlação negativa, com valores máximos de coeficiente de correlação entre -0,27 e -0,55 com atrasos que podem variar de zero a quatro meses. Esses valores vão ao encontro de informações procedentes de outras pesquisas, tal como a de Hao e Hada (1990). É importante salientar que a maior frequência (cinco vezes) esteve entre três e quatro meses, se aproximando daquela quantificada por Galvani et al. (1998).

Todavia, torna-se oportuno considerar os resultados encontrados pelo referenciado trabalho de Hao e Rada (1990). Neste, o foco principal dos autores era buscar associações entre o IOS e as chuvas no Brasil, sendo dedicado, inclusive, um tópico à parte para tratar especificamente do estado do Rio Grande do Sul. Concluíram que as chuvas no estado estariam correlacionadas com o IOS tanto da estação atual, quanto daquela que antecede. Isso colocaria o tempo de atraso em ordem próxima daquela encontrada neste trabalho. Ademais, verificaram que os maiores valores de coeficiente de correlação (-0,63) para a estação

⁴⁸ Segundo a metodologia de Galvani et al. (1998), são excluídos da análise os meses cujos desvios em relação à média estão entre -20 e 20 mm, bem como os IOS entre -0,75 e 0,75. Justificam os autores que essa é uma medida para se reconhecer a influência dos estados mais intensos do IOS nas chuvas mensais. Assim, os dados de IOS de um determinado mês são correlacionados com os desvios de chuva de todos os meses posteriores até completar o ciclo anual. O tempo de atraso entre o IOS e as chuvas pode ser obtido observando o maior valor do coeficiente de correlação. Todavia, como neste trabalho a ideia é verificar em termos gerais a relação entre as fases do ENOS e a chuva. Dessa forma, os coeficientes de correlação foram calculados para todos os meses da série histórica de precipitação.

⁴⁹ Disponível em: <<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/soi>>. Acesso em: 4 jan. 2014.

pluviométrica de Alegrete/RS (distante cerca de 50 km da área de estudo), ocorreram na primavera (setembro, outubro e novembro).

É importante salientar que os menores atrasos estiveram também associados a um coeficiente de correlação maior, enquanto os maiores atrasos obtiveram valores inferiores. Isso indica que, em determinadas situações, mesmo sobre condições de EN ou LN, as chuvas podem permanecer abaixo ou acima da média, o que poderia indicar a atuação conjunta de outro mecanismo atmosférico. Diaz et al. (1998) relatam, por exemplo, uma importante contribuição da TSM do oceano Atlântico nas anomalias de precipitação no estado do Rio Grande do Sul e na República Oriental do Uruguai.

Dessa forma, desvios de chuva, sejam positivos ou negativos, poderiam ser, portanto, maximizados ou, então, minimizados em decorrência das diferentes respostas entre as TSMs observadas tanto no oceano Pacífico, como no Atlântico (DIAZ et al., 1998). Santos e Diniz (2010) asseveram coeficientes de correlação significativos entre as anomalias de precipitação no Rio Grande do Sul e o Índice Atlântico Sul (IAS), indicando desvios positivos (negativos) nos períodos quentes (frios) registrados nesse oceano. Nesse mesmo viés, Sleiman e Silva (2010) apontam para uma ligação diferenciada entre as anomalias de chuva na região sul e a TSM do Pacífico e do Atlântico. Sugerem os autores que as anomalias positivas de chuva (episódios chuvosos) sejam antes determinadas pela influência do oceano Pacífico (episódios de EN), enquanto que as anomalias negativas (episódios secos), adquiririam uma ação compartilhada entre os mecanismos atuantes tanto no Pacífico, mas sobretudo, daqueles presentes no Atlântico.

Além disso, não se pode esquecer da influência da variabilidade decenal (ou decadal) do Oceano Pacífico ou do Atlântico Tropical (MOLION, 2005; KAYANO e ANDREOLI, 2009). Kayano e Andreoli (2009) salientam que, embora a variabilidade interanual associada ao ENOS tenha sido abordada há mais de um século, somente mais recentemente buscou-se analisar as interações de tempo mais longo, tal como a decenal. Neste trabalho, dá-se preferência à busca de relações entre o regime pluviométrico da BHAM e a ODP, "[...] cujo aspecto mais relevante é poder modular as teleconexões do ENOS [...]" (KAYANO e ANDREOLI, 2009, p.383).

A ODP corresponde a mudanças de longo prazo na TSM (20 a 30 anos) e que, do mesmo modo como verificado para o ENOS, é composta por duas fases, uma quente (ODP+) e outra fria (ODP-), que induziriam a distribuição e a intensidade, tanto dos episódios de EN como de LN. Assim, nas fases frias (quentes) da ODP, não apenas ocorreria maior frequência

de LN (EN), mas também, o aumento de sua intensidade (MOLION, 2005; KAYANO e ANDREOLI, 2007; MOLION, 2008; KAYANO e ANDREOLI, 2009; STRECK et al., 2009). Uma vez argumentado que as fases de LN e EN apresentam importância na dinâmica das chuvas na área de estudo, poder-se-ia supor que a ODP também tenha um papel fundamental.

Todavia, Oliveira V. et al. (2011), ao estudarem a influência dos episódios ENOS nas diferentes fases de ODP, perceberam que nem sempre a resposta pluviométrica esperada acabou se concretizando. Baseado nos cartogramas apresentados por aqueles autores observa-se que, durante a ODP-, episódios de EN no primeiro semestre do ano (janeiro-julho) foram representados por anomalias negativas de precipitação no sudoeste do Rio Grande do Sul, ao passo que LN na ODP+ obteve anomalias positivas no trimestre julho-setembro. Isso indica situações opostas àquelas esperadas durante os episódios ENOS e demonstra mais um fator que pode interferir nos totais de chuva na área de estudo. Kayano e Andreolli (2007) também haviam percebido que os reflexos nas chuvas na América do Sul tendiam a ser mais intensos quando as fases do ENOS apresentavam o mesmo sinal do período da ODP, ou seja, os EN eram mais fortes durante a ODP+ e as LN na ODP-.

Nesse sentido, diversos autores têm buscado caracterizar as diferentes fases da ODP. Esses autores têm demonstrado que, desde 1900, ocorreram, ao menos, cinco importantes fases. Fases quentes (ODP+) estiveram presentes entre 1925-1946 e 1977-1998, enquanto fases frias (ODP-) ocuparam espaço nos períodos compreendidos entre 1900-1924, 1947-1976 e de 1999 até o período atual (MOLION, 2005; KAYANO e ANDREOLI, 2007; MOLION, 2008; KAYANO e ANDREOLI, 2009; STRECK et al., 2009).

Tendo em vista a definição desses períodos, sugere-se que as Figuras 14 e 15 sejam novamente observadas. Embora a escala temporal não permita a inferência sobre todas as fases acima discriminadas, parece nítido que, tanto nos anos iniciais como finais da série histórica, os volumes de chuva parecem ser menores do que aqueles atingidos entre esses dois momentos (Figura 14). A Figura 15, que apresenta a definição dos anos-padrão, clarifica essa relação. Entretanto, nota-se que os limites iniciais e finais não parecem estar totalmente associados, e isso está relacionado ao tempo de resposta de determinado local às mudanças na TSM (MOLION, 2005). Dessa forma, constata-se que, na série estudada para a BHAM, podem ser delimitadas as três últimas fases da ODP, sendo duas frias (ODP-) e uma quente (ODP+).

A primeira fase fria (ODP-) encontra-se desde o início da série histórica (1970) até o ano de 1981, enquanto a segunda parece ter iniciado em meados de 2004, mantendo-se até ao

final da série. Nesses períodos, observam-se totais anuais de chuva inferiores, ocorridos em menores números de dias com chuva e presença de anos-padrão classificados como secos, tendente a secos ou normais. No período entre 1982 a 2003, durante a fase quente (ODP+), além de os volumes de chuva serem maiores, nota-se, adicionalmente, o aumento no número de dias com chuva, fato que induziu a anos-padrão preferencialmente chuvosos, tendentes a chuvosos ou normais.

Aqui convém citar o trabalho realizado por Streck et al. (2009). Nele foi manipulada uma série de dados de chuva que remonta ao início do século XX (1912-2008) da cidade de Santa Maria/RS. Com base nesses dados, os volumes anuais, semestrais e estacionais foram comparados com o Índice de Oscilação Decadal do Pacífico (*PDO index*). Os resultados confirmaram a influência da ODP na modulação não apenas das chuvas anuais, mas também sazonais, o que demonstra a importância desse fenômeno e de suas implicações sobre o ENOS. Buriol et al. (2006) também observaram uma diferenciação nos totais pluviométricos de Santa Maria/RS, atestando a existência de períodos com chuva acima da média intercalados por outros com chuva abaixo da média. Eles atribuíram, ainda, a preferência por anos com chuvas abaixo da média num período que se estendeu até o ano de 1981, em conformidade com os dados aqui trabalhados.

Isso permite afirmar que a resposta do regime das chuvas na BHAM em relação à ODP apresenta um atraso de aproximadamente cinco anos quando consideradas as informações apresentadas pelos autores anteriormente apresentados. Dessa forma, com a finalidade de comprovar essa relação, elaborou-se a Figura 23 com os dados do Índice ODP-obtido no sítio da internet do *Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean* (JISAO)⁵⁰ e a precipitação anual padronizada⁵¹ correspondente àquela registrada cinco anos depois. Verificou-se, a partir dos coeficientes de correlação, que o atraso correspondente a esse lapso de tempo foi o que apresentou os maiores valores de interdependência ($r=0,49$) entre o Índice ODP e as chuvas.

⁵⁰ Disponível em: <<http://jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest>>. Acesso em: 22 jan. 2015.

⁵¹ Para isso foi utilizado o valor do total pluviométrico de cada ano, a média anual e o desvio-padrão.

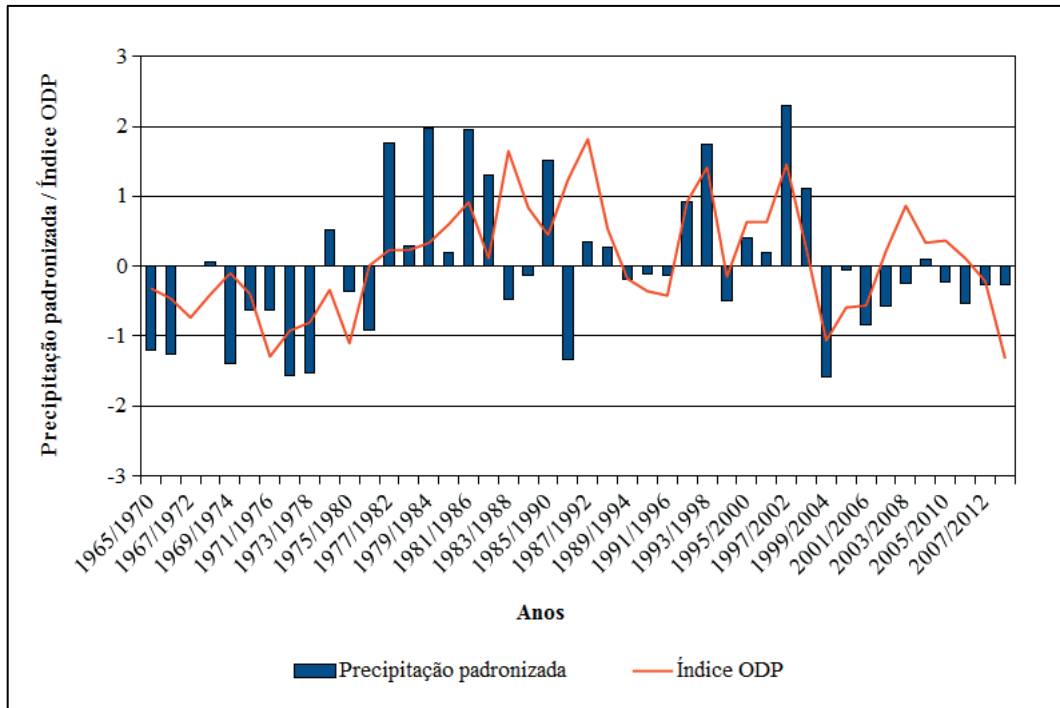


Figura 23 – Índice de Oscilação Decadal do Pacífico e precipitação anual padronizada correspondente com atraso de cinco anos.
Fonte: ANA (1970-2013) e JISAO (1965-2013).

Além disso, são apresentadas, na Tabela 4, algumas medidas de tendência central para cada uma das fases da ODP, como forma de comparação. Verifica-se, como esperado, que as duas fases frias da ODP obtiveram precipitações médias inferiores (aproximadamente 1.400 mm) àquela da fase quente (1.900 mm). Rebello (2006) já havia suposto associações semelhantes a essas para o estado do Rio Grande do Sul como um todo. Molion (2008), por sua vez, indicou reduções de 10 a 30% nas chuvas durante a ODP- quando comparadas com aquelas registradas na ODP+. Com base na Tabela 4, nota-se que esse valor ficou muito próximo ao valor superior apresentado por Molion (2008), uma vez que as chuvas na ODP- foram entre 23,4 e 29,9% inferiores.

Tabela 4 – Relação entre precipitação e dias com chuva durante as fases da ODP para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

Fase ODP	Precipitação				Dias com chuva			
	\bar{x}	s	Mx	Mi	\bar{x}	s	Mx	Mi
1970-1981 ODP-	1.341,6	289,8	1.873,0	990,8	58	11	73	45
1982-2003 ODP+	1.912,9	410,9	2.623,3	1.091,2	85	13	108	60
2004-2013 ODP-	1.466,8	204,2	1.701,3	984,5	67	8	80	59

Legenda: \bar{x} : média, s: desvio-padrão, Mx: máximo, Mi: mínimo.
Fonte: ANA (1970-2013).

Além disso, na ODP+ a variabilidade anual das chuvas foi mais significativa, uma vez que o desvio-padrão foi maior (411 mm) quando relacionado com as fases de ODP- (em torno de 250 mm). Esse aspecto torna-se mais nítido quando se observa a diferença entre os valores máximos e mínimos registrados em cada fase. Ademais, a respeito da distribuição dos dias com chuva, nota-se que o mesmo padrão é mantido (Tabela 4). Santos (2008), por exemplo, demonstrou que a erosividade das chuvas tendia a ser maior durante os episódios de EN e menores naqueles de LN. Uma vez que é reconhecido o papel da ODP, poder-se-ia supor a existência de períodos com maior possibilidade na redução na cobertura vegetal e maior potencial erosivo, com importante reflexo na morfologia dos cursos d'água.

3.4 A EROSIVIDADE DAS CHUVAS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO MIRACATU

Como forma de contribuir com a análise da erosividade das chuvas na área de estudo, fez-se uso das equações⁵² elaboradas por Santos (2008). Essas equações foram construídas com base em dados pluviográficos de São Borja/RS e são, conforme sugere o autor, referências para o cálculo da erosividade da chuva na abrangência da região agroecológica 9 (São Borja-Itaqui). Com isso, considerando a inserção do município de São Francisco de Assis nessa região agroecológica, procedeu-se à estimativa dos valores mensais e anual do índice de erosividade (IE₃₀). Os resultados obtidos demonstram chuvas médias anuais com potencial erosivo de 7.614, 1 MJ/mm/ha⁻¹/h⁻¹/ano⁻¹, valor que se aproxima consideravelmente daquele atribuído por Santos (2008) para São Borja (7.977,1 MJ/mm/ha⁻¹/h⁻¹/ano⁻¹). Esses resultados condizem, inclusive, com as isoerodentes traçadas pelo autor e colocam a área de estudo na faixa de alta erosividade no estado do Rio Grande do Sul.

Comparativamente, o valor calculado para a erosividade média anual é singelamente inferior àqueles encontrados por outros autores para os municípios de Quaraí (9.292

⁵² Santos (2008) procurou identificar as diferenças na erosividade mensal – e, conseqüentemente, anual – tendo como referência episódios do ENOS. Assim, no presente estudo, fez-se uso das equações apresentadas na tabela em anexo (ANEXO A) e que se referem aos meses indiscriminados, ou seja, que desconsideram a atuação do fenômeno ENOS. Nessas equações, são utilizados tanto informações da precipitação erosiva mensal baseada em episódios pluviométricos acima de 10 mm ($p > 10$), quanto do coeficiente de erosividade de Fournier modificado (R_{cm}), cujo resultado é obtido pela equação:

$$R_{cm} (mm) = p(>10 \text{ mm})^2 P(>10 \text{ mm})^{-1}$$

Onde: p é a precipitação mensal acima de 10 mm e P a precipitação anual considerando os eventos acima de 10 mm (SANTOS, 2008).

MJ/mm/ha⁻¹/h⁻¹/ano⁻¹), Uruguaiana (8.875 MJ/mm/ha⁻¹/h⁻¹/ano⁻¹) e São Borja⁵³ (9.751 MJ/mm/ha⁻¹/h⁻¹/ano⁻¹) no sudoeste gaúcho (BAZZANO et al., 2007; HICKMANN et al., 2008; CASSOL et al., 2008). O valor obtido supera, no entanto, outros dois municípios inseridos na mesma mesorregião, quais sejam: Hulha Negra (6.209 MJ/mm/ha⁻¹/h⁻¹/ano⁻¹) e São Gabriel (6.432,4 MJ/mm/ha⁻¹/h⁻¹/ano⁻¹) (MARTINS et al., 2009; ELTZ et al., 2013). Além disso, a erosividade média anual estimada sobrepuja os valores determinados para outros dois municípios (Rio Grande e Encruzilhada do Sul) do estado do Rio Grande do Sul (BAZZANO et al., 2010; ELTZ et al., 2011).

Mensalmente, a erosividade média quantificou 634,5 MJ/mm/ha⁻¹/h⁻¹/ano⁻¹. Entretanto, como poderia ser suposto, esse valor não ocorre de maneira homogênea ao longo do ano, existindo, portanto, meses preferencialmente erosivos. Vale recordar que, nas páginas anteriores, se discriminou que o regime pluviométrico na área de estudo é representado por maiores totais de chuva, sobretudo nos meses de transição entre o inverno e o verão. Nos meses inverniais e, adicionalmente, em dezembro, os volumes mensais tendem a reduzir, demonstrando, assim, o padrão bimodal das chuvas.

Observa-se que 81% da erosividade anual se concentra entre os meses de outubro e de maio, em conformidade com Santos (2008) e Bazzano et al. (2007), no entanto o mês com maior potencial erosivo foi, surpreendentemente, janeiro (1.018,3 MJ/mm/ha⁻¹/h⁻¹/ano⁻¹), seguido por março (821,4 MJ/mm/ha⁻¹/h⁻¹/ano⁻¹) e fevereiro (819,9 MJ/mm/ha⁻¹/h⁻¹/ano⁻¹). Por outro lado, junho (368,3 MJ/mm/ha⁻¹/h⁻¹/ano⁻¹), julho (303,4 MJ/mm/ha⁻¹/h⁻¹/ano⁻¹) e agosto (233,4 MJ/mm/ha⁻¹/h⁻¹/ano⁻¹) totalizaram os menores índices de erosividade mensal, com nítida tendência de redução em direção ao último mês. Os índices de erosividade acompanham, grosso modo, as características pluviométricas mensais. O menor potencial erosivo está associado à reduzida pluviometria registrada em agosto, no entanto dezembro não segue a mesma regra. Além disso, abril e outubro, reconhecidos pelos elevados acumulados mensais – embora com índices de erosividade relativamente altos (respectivamente, 753,6 MJ/mm/ha⁻¹/h⁻¹/ano⁻¹ e 763,7 MJ/mm/ha⁻¹/h⁻¹/ano⁻¹), não estão nem entre os três meses mais erosivos (Figura 24).

⁵³ Cassol et al. (2008) relacionaram as informações de São Borja/RS, incluindo, adicionalmente, duas formas de estimativa do IE₃₀. A relação potencial ($IE_{30}=55,564Rc^{1,1054}$) foi a que apresentou maior coeficiente de determinação ($R^2=0,841$). Considerando essa relação para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", atingir-se-ia a média anual de 9.722,9 MJ/mm/ha⁻¹/h⁻¹/ano⁻¹. Essa diferença em relação aos dados calculados a partir de Santos (2008) se deve ao fato de se utilizar o coeficiente de chuva de Fournier, considerando todos os episódios chuvosos e não apenas os episódios ≥ 10 mm (Fournier modificado), conforme recomenda Santos (2009).

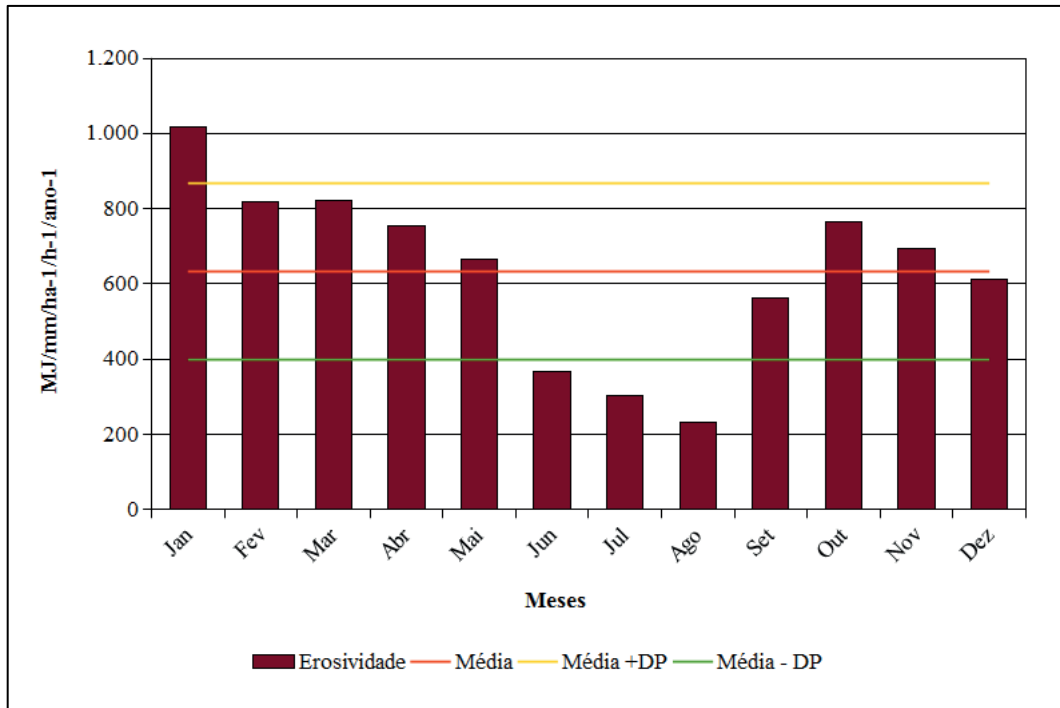


Figura 24 – Índices de erosividade mensal (EI30) para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.
Fonte: ANA (1970-2013).

A explicação para essa questão tem relação com os mecanismos geradores da chuva no decurso do ano e sua relação com a intensidade. Moreno (1961) chama a atenção para o fato de que as chuvas no inverno tendem a apresentar longa duração e baixa intensidade, em oposição ao que pode ser observado durante o verão, quando as chuvas são intensas e rápidas. Conforme expressa o autor, no verão as chuvas "[...] são em forma de fortes aguaceiros, que podem produzir tanta precipitação, como em uma semana de chuvas invernais [...] se perdem [...] nas rápidas torrentes [...] prejudicam a agricultura, por causa do seu poder erosivo acentuado [...]" (MORENO, 1961, p.63).

As informações prestadas por Moreno (1961) atestam uma clara resposta entre a gênese das chuvas na área de estudo e os índices de erosividade mensal. Assim, justifica-se que dezembro, janeiro, fevereiro e março apresentam maiores índices de erosividade devido a uma tendência de ocorrerem, prioritariamente, em episódios de alta intensidade e, portanto, erosivos (as chamadas chuvas de verão). Os meses onde foram estimadas as menores taxas de erosividade da chuva responderiam pelos episódios frontais de baixa intensidade, mas que podem acumular elevado volume diário.

Como previamente comentado, os episódios do ENOS podem modular a intensidade da chuva e, conseqüentemente, da erosividade a elas inerente. Santos (2008) sugere que a erosividade durante episódios de EN seja até 11% maior. Em contrapartida, nos momentos de

LN, o potencial erosivo chega a ser -1,6% menor, tendo os períodos de N reduções de cerca de -4,9%. Igualmente, valendo-se dos valores anuais computados por Cassol et al. (2008), para São Borja, observa-se uma relação muito próxima entre os totais anuais de chuva e as erosividades. Em linhas gerais, os índices de erosividades anuais variaram amplamente, de 3.000 e 23.000 MJ/mm/ha⁻¹/h⁻¹/ano⁻¹, situação que induziu a um amplo desvio-padrão (± 4.500 MJ/mm/ha⁻¹/h⁻¹/ano⁻¹) (CASSOL et al., 2008). Bazzano et al. (2007) também obtiveram valores similares para Quaraí, o que pode ser indício da confiabilidade dessas aproximações para a área de estudo.

3.5 A FUNÇÃO DAS CHUVAS EXTREMAS

Verdum (1997), assim como Suertegaray et al. (2001) definiram como chuvas ineficazes aquelas inferiores a 3 mm, sendo que, acima de 20 mm, os autores consideraram como episódios pluviosos. No propósito de definir em termos climatológicos a efetividade das chuvas na BHAM foram empregados os índices propostos por Haylock e Nicholls (2000): número de eventos com chuvas extremas⁵⁴ (*extreme frequency index*) e porcentagem dos eventos extremos em relação ao total anual⁵⁵ (*extreme percent index*). A única adaptação de tal metodologia incorre na opção de avaliar os índices considerando toda a série histórica de chuvas, sendo, posteriormente, relacionada com a distribuição anual. A busca de um novo parâmetro para a descrição de chuvas diárias está atrelada ao foco da pesquisa. No trabalho de Verdum (1997) e Suertegaray et al. (2001), embora sejam apresentadas notáveis considerações sobre o regime hidrológico da área de estudo, a ênfase maior estava na elucidação da gênese dos areais, ou seja, da importância das chuvas como mecanismo disparador dos processos erosivos hídricos e, conseqüentemente, de arenização.

Nesta pesquisa, por sua vez, busca-se conceber as relações entre as chuvas e as vazões (cujo enfoque é dado no próximo capítulo), sobretudo, aquelas com maior poder efetivo, como chave para a interpretação da morfodinâmica fluvial. Com isso, a discriminação de um valor maior pode, portanto, separar eventos de magnitude modestas daqueles tidos como extremos. De fato, não se subestimam os eventos da ordem inferior aos caracterizados como de chuva extrema, uma vez que esses podem produzir intenso trabalho geomorfológico,

⁵⁴ Corresponde ao valor que supera o percentil 95, considerando todos os eventos chuvosos diários da série histórica.

⁵⁵ Aqui foram aplicadas duas formas: ambas associam-se à representatividade (em termos de porcentagem) dos eventos de chuva extrema por ano, porém a primeira enfoca os casos acima do P₉₅, enquanto a segunda verifica a importância dos quatro maiores totais diários de cada ano.

sobretudo em duas situações: i) quando esses totais são precipitados em um curto intervalo de tempo, em episódios torrenciais, ou ii) quando há a possibilidade de chuvas contínuas por vários dias.

Dessa forma, considerando a metodologia empregada, obteve-se como indicador de chuva extrema aquele evento cujo volume é maior ou igual a 71 mm/dia. Tendo como base esse valor, verificou-se que apenas três anos da série histórica não registraram nenhum evento dessa magnitude: 1975, 1981 e 2004. Vale recordar que os dois primeiros anos foram rotulados como tendentes a secos e o último como seco, tendo como base a classificação dos anos-padrão de Monteiro (1976). Esses resultados poderiam assinalar que, em anos-padrão secos ou tendentes a secos, devido aos menores volumes de chuva, haveria menor chance de serem registrados dias com chuva extrema. Por outro lado, o oposto também atestaria que anos chuvosos e tendentes a chuvosos, por apresentarem maior volume anual de chuvas, quantificariam mais registros de dias com chuva extrema. Essa relação, contudo, necessita ser melhor analisada, conforme será apresentado a seguir.

Outro ponto diferencial é que, com exceção dos anos acima mencionados, nos demais foi registrado ao menos um evento de chuva extrema ao longo do ano, fato que demonstra, portanto, a possibilidade anual de intensificação do trabalho geomorfológico – em média, ocorrem aproximadamente 4 ± 2 dias de chuva extrema por ano. Uma das relações já visualizadas neste trabalho foi a associação entre o volume pluviométrico anual e os totais anuais de dias com chuva (item 3.1), dados que preservavam uma forte correlação entre si. Com vistas a verificar qual seria o vínculo entre o total anual de dias com chuva, o total anual de dias com chuva extrema e os anos-padrão, produziu-se a Figura 25. Observa-se que a dispersão dos resíduos em torno da reta de ajuste é grande (erro-padrão de 2,03 dias), o que é demonstrado por uma correlação moderada ($r=0,59$) e um baixo coeficiente de determinação ($R^2=0,35$). Essa condição se aplicaria, dessa forma, a aproximadamente a 15 anos da série histórica.

Num primeiro olhar, fica fácil distinguir a assertiva acima expressa de que anos-padrão secos e tendente a secos, por exibirem reduzidos totais pluviométricos, concentrados em um menor número de dias com chuva, apresentam diminuta frequência de dias com chuva extrema (entre zero e dois). A única exceção corresponde ao ano de 1970, que registrou quatro casos, o que pode demonstrar um período de intenso trabalho geomorfológico, sobretudo pela condição de ressecamento do solo induzido por vários meses secos e, posteriormente, exposto aos episódios de chuvas extremas.

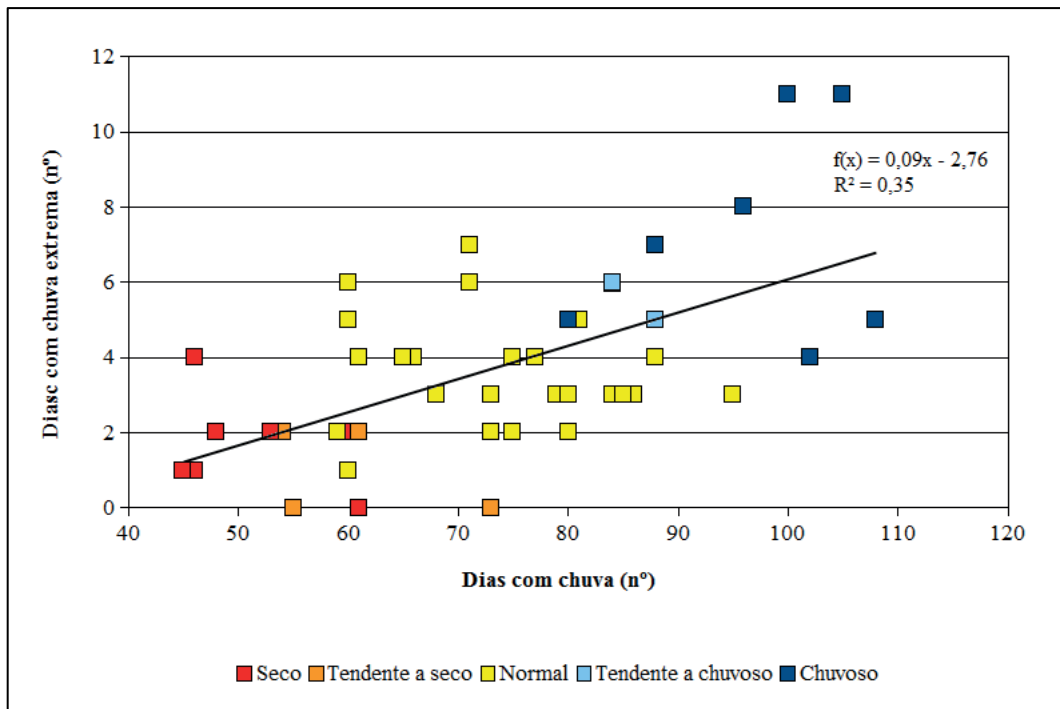


Figura 25 – Relação entre total de dias com chuva anual, dias com chuva extrema e anos-padrão para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS. Fonte: ANA (1970-2013).

Do outro lado, os anos-padrão chuvosos e tendentes a chuvosos, por apresentarem volumes de precipitação mais expressivos, distribuídos em maior número de dias com chuva, os tornariam mais propícios à ocorrência de maiores frequências de dias com chuva extrema (entre cinco a 11). Aqui, também, somente o ano de 2002 destoa dessa classe de frequência. Recordar-se que esse ano representou o episódio máximo absoluto de chuvas anuais e, pelo fato de apresentar, somente 4 casos de dias com chuva extrema, pode ser representativo de uma importante contribuição de chuvas com volumes modestos e mais bem distribuídos no tempo. Isso, porém, não pode ser visto como um ano correlato com chuvas ineficientes, uma vez que acumulados diários consecutivos podem também implicar a maximização dos processos de esculturação no âmbito da bacia hidrográfica.

Não se pode esquecer de mencionar os anos de 1984 e 1986, que também se diferenciam dos demais anos chuvosos, por apresentarem 11 casos de chuva extrema. Embora o número de dias com chuva seja elevado (respectivamente, 100 e 105 dias), a representatividade das chuvas extremas supera 10% desses dias. Vale salientar que esses anos podem, adicionalmente, ter quantificado chuvas moderadas, mas potencialmente erosivas, que não estão expressas nesses números. Anos normais, por sua vez, encontram-se no centro dessa relação, podendo registrar frequência de chuva extrema num lapso que vai de um a sete. Essa

ampla dispersão coloca, mais uma vez, os anos normais como passíveis tanto de apresentar períodos de torrencialidade como também de ressecamento do solo. Nota-se ainda que, se considerada a reta de ajuste, todos os anos com resíduos positivos apresentariam condições de chuvas extremas com elevado potencial erosivo, do mesmo modo que resíduos negativos poderiam ser admitidos como momentos de relativa estabilidade dos processos erosivos, quando comparados os anos-padrão qualificados na mesma classe.

Com efeito, anos-padrão normais, pelo número de chuvas extremas, podem ter apresentado um potencial erosivo superior, inclusive, de anos chuvosos. Os anos de 1979, 1989, 2010 e 2012, por exemplo, totalizaram entre cinco e sete casos de chuva extrema, o que representa um percentual de 8 a 10% do número de dias com chuva (60 e 71 dias). Por outro lado, fica claro que os anos de 2011 e 2013, por estarem posicionados ao redor de anos-padrão secos ou tendentes a secos, também representam anos-padrão normais diferenciados. Nestes dois últimos foram quantificados dois e um casos de chuva extrema, de um total de dias com chuva de 59 e 60, nesta ordem.

Essas considerações, admitidas a partir da análise da relação entre os anos-padrão e o número de dias com chuva extrema e com chuva, colocam a necessidade de se observar como esses eventos de chuva extrema se encontram distribuídos no decurso da série histórica. Destarte, foram caracterizados como chuvas extremas um total de 164 dias da série de dados de 1970-2013, distribuídos anualmente conforme exibido na Figura 26⁵⁶. Esse total de dias com chuva extrema ocorreu em 126 meses distintos, demonstrando que, em alguns desses, podem ter sido registrados até três eventos extremos.

De modo geral, esses meses foram caracterizados como chuvosos (72%), seguidos por meses normais (15%), tendentes a chuvosos (6%), tendentes a secos (5%) e secos (2%). Isso traz à luz, mais uma vez, a possibilidade de chuvas torrenciais, cuja representação pode ser encontrada em meses classificados como secos, tendente a secos ou normais, onde a contribuição no valor total mensal apresenta um reflexo significativo das chuvas extremas, muitas vezes relacionadas a um único evento.

Antes de partir para a leitura dos dados da Figura 26, julga-se oportuno salientar que o valor absoluto de chuva extrema em um único dia foi de 164 mm, registrado em fevereiro de 2011. Destacam-se ainda três registros de 150 mm, todos observados no mês de novembro,

⁵⁶ A definição do número de classes foi realizada com base na Fórmula de Sturges:

$$k = 1 + 3,3 \log n$$

Onde: k é o número de classes, log é o logaritmo de base 10 e n é o número de observações (GERARDI e SILVA, 1981).

dos anos de 1978, 1990 e 2013. Esses valores máximos de chuva se aproximam muito do limite superior (170 mm) estipulado por Machado (1950) para a maior parte do estado do Rio Grande do Sul. A partir dos gráficos de tempo de recorrência de Pfafstetter (1957), construídos para Alegrete/RS, por exemplo, visualiza-se que chuvas diárias com volumes de 150 mm ocorrem aproximadamente a cada 10 anos. Sanches (2013), com dados desse mesmo município, indica que esse volume pode ocorrer, em média, a cada oito anos. No presente trabalho, o tempo de retorno de chuvas com esse volume é de cerca de 11 anos. Essa diferença em relação às informações dos autores acima citados é reflexo da temporalidade dos dados utilizados.

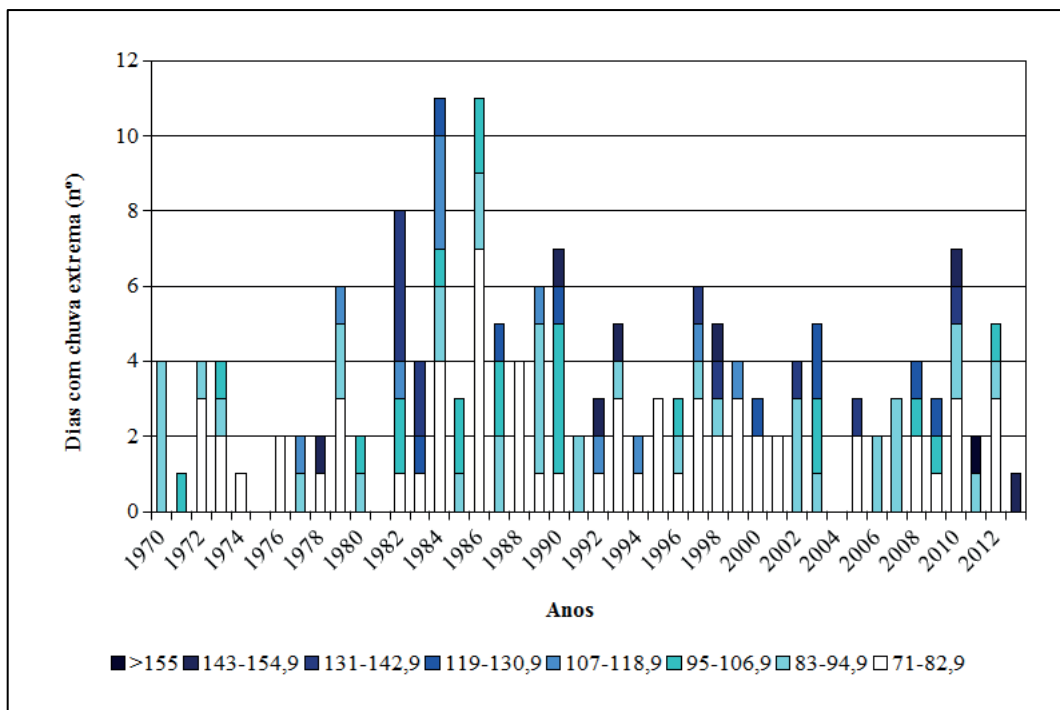


Figura 26 – Distribuição de frequência anual dos eventos de chuva extrema para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

Fonte: ANA (1970-2013).

É interessante observar, no entanto, uma importante diferenciação: nos primeiros anos da década de 1970, a frequência de chuvas extremas dificilmente ultrapassou quatro eventos (exceto 1979, com seis eventos), sendo, na maioria das vezes, concentrados nas classes de menor intensidade. Todavia, ainda nos anos iniciais da década de 1980 ocorreu um incremento, tanto na frequência como na intensidade dos eventos de chuva extrema, atingindo, como já observado, o número de 11 casos nos anos de 1984 e 1986. Cavalcanti e Kousky (2009) afirmam que, para parte do sul do Brasil e do Uruguai, o ano de 1984 foi caracterizado por um valor máximo de 80 passagens de frentes frias, o que poderia indicar

que esses sistemas afetaram não apenas os totais pluviométricos anuais, mas também ensejaram a ocorrência de eventos extremos.

Digno de nota é que, embora o ano de 1982 possua oito registros, eles estão inseridos em classes de maior intensidade (>95 mm), assim como ocorre com os anos de 1998 e 2003, ambos com cinco eventos. Nos anos restantes, nota-se uma elevada variação, seja na frequência, como na altura pluviométrica, mas ainda se pode destacar 1990, 1997 e 2010. Essas informações demonstram que, existindo essa diversidade na frequência e na altura pluviométrica nos dias com chuva extrema de um ano para outro, o trabalho fluvial também deve seguir essa condição, muito provavelmente sendo relacionada com períodos de estabilidade e manutenção morfológica, interseccionados por períodos de instabilidade e de ajuste das feições geomorfológicas fluviais.

Com a finalidade de apresentar o papel dos maiores totais pluviométricos, seguiu-se a recomendação de Haylock e Nicholls (2000), de se abordar a porcentagem do volume acumulado dos quatro maiores eventos de chuva anual com aqueles de todos os dias com chuvas extremas. Isso se deve ao fato de que a definição de chuva extrema está pautada em um parâmetro estatístico que desconsidera eventos torrenciais que não superam o limite estabelecido. Apenas 13 anos da série apresentaram eventos de chuva extrema que ultrapassaram a frequência de quatro casos, são eles: 1979, 1982, 1984, 1986-1987, 1989-1990, 1993, 1997-1998, 2003, 2009 e 2011 (Tabela 5).

Logo, os anos de 1970, 1972-1973, 1983, 1988, 1999, 2002 e 2008, por quantificarem exatamente quatro eventos de chuva extrema, apresentam o mesmo volume de chuvas e, portanto, o mesmo percentual no que tange aos quatro maiores eventos de chuva. Nesses anos, a contribuição nos totais anuais varia desde abaixo de 20% (1972 e 2002) até acima desse valor (1970, 1973, 1983, 1988, 1999 e 2008). Desses anos, somente 1970 (seco) e 2002 (chuvoso) não pertencem à categoria normal. Em oposição, os demais 23 anos não citados acima sempre tiveram percentuais de chuva extrema inferior à frequência de quatro eventos e, portanto, apresentam maior contribuição por precipitações moderadas, mas que, mesmo assim, podem representar importante contribuição no total anual (Tabela 5). Os limites inferiores dos volumes contabilizados entre os quatro maiores para esses anos variaram de 41,7 mm (2004) a 70 mm (2007).

Tabela 5 – Representatividade dos quatro maiores eventos de precipitação e das chuvas extremas para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

Ano	Total Anual	Soma 4 máximos	%	Soma chuvas extremas	%
1970	1.148,2	343,5	29,9	343,5	29,9
1971	1.125,5	306,0	27,2	103,2	9,2
1972	1.654,2	303,0	18,3	303,0	18,3
1973	1.681,2	349,7	20,8	349,7	20,8
1974	1.068,9	256,7	24,0	81,3	7,6
1975	1.391,0	250,2	18,0	0,0	0,0
1976	1.392,4	273,2	19,6	147,0	10,6
1977	990,8	314,8	31,8	195,3	19,7
1978	1.008,6	323,2	32,0	225,2	22,3
1979	1.873,0	370,6	19,8	522,4	27,9
1980	1.499,8	313,1	20,9	186,7	12,4
1981	1.265,9	237,8	18,8	0,0	0,0
1982	2.399,3	541,4	22,6	926,6	38,6
1983	1.774,8	467,4	26,3	467,4	26,3
1984	2.489,6	461,2	18,5	1042,6	41,9
1985	1.738,8	348,0	20,0	282,6	16,3
1986	2.477,8	372,6	15,0	907,1	36,6
1987	2.209,5	409,0	18,5	495,3	22,4
1988	1.456,6	311,0	21,4	311,0	21,4
1989	1.600,3	376,3	23,5	538,3	33,6
1990	2.294,2	480,1	20,9	753,5	32,8
1991	1.091,2	286,3	26,2	176,0	16,1
1992	1.801,2	391,0	21,7	331,0	18,4
1993	1.769,7	387,0	21,9	461,0	26,0
1994	1.578,4	312,9	19,8	183,9	11,7
1995	1.605,4	293,8	18,3	231,3	14,4
1996	1.601,7	323,2	20,2	255,6	16,0
1997	2.045,2	412,7	20,2	562,1	27,5
1998	2.395,6	462,3	19,3	535,3	22,3
1999	1.445,7	341,4	23,6	341,4	23,6
2000	1.824,7	345,6	18,9	276,9	15,2
2001	1.735,8	263,5	15,2	155,1	8,9
2002	2.623,3	400,7	15,3	400,7	15,3
2003	2.123,9	458,4	21,6	543,1	25,6
2004	984,5	195,7	19,9	0,0	0,0
2005	1.634,7	359,0	22,0	290,3	17,8
2006	1.298,3	288,7	22,2	171,6	13,2
2007	1.416,8	333,6	23,5	263,6	18,6
2008	1.549,5	367,3	23,7	367,3	23,7
2009	1.701,3	357,2	21,0	293,5	17,3
2010	1.559,1	455,7	29,2	639,7	41,0
2011	1.433,5	376,0	26,2	252,7	17,6
2012	1.542,7	347,3	22,5	421,3	27,3
2013	1.547,7	345,0	22,3	150,0	9,7

Fonte: ANA (1970-2013).

Em média, os eventos de chuva extrema contribuíram com aproximadamente $20\pm 10\%$ dos totais anuais (Tabela 5). Excetuando os anos de 1975, 1981 e 2004 – classificados como secos, afora 1981, como tendente a seco – por não terem registrado chuvas extremas, o papel desempenhado por estas no percentual dos demais anos variou de 7,6% em 1974 até 41,9% em 1984. Isso significa que, para o primeiro ano, do total anual de 1.068,9 mm, as chuvas extremas contribuíram com 81,3 mm em um único evento, ao passo que, no segundo exemplo, o acumulado em 11 registros de chuva extrema quantificou 1.042,6 mm dos 2.489,6 mm anuais. Atenta-se que o menor valor percentual ocorreu num ano-padrão seco, enquanto o maior, como poderia ser suposto, em um ano-padrão chuvoso.

Além disso, com exceção dos anos tendentes a chuvosos de 1997 e 2003, bem como os anos chuvosos de 1987, 1998 e 2002, todos os demais inseridos nessas classes de anos-padrão, apresentaram contribuição elevada das chuvas extremas (30-40%). Mesmo assim, os anos acima citados quantificaram percentuais acima de 20%, salvo o ano de 2002, cujo valor atingiu 15,3%. Nota-se, entretanto, que os percentuais dependem significativamente do número de dias com chuva extrema, de tal forma que, mesmo que esses anos estejam entre aqueles com maior precipitação pluviométrica anual, a contribuição das chuvas extremas expressa percentuais inferiores, inclusive inferiores que vários outros anos-padrão normais e até mesmo anos secos. Há, portanto, uma contribuição significativa, nesses anos, de chuvas moderadas, como já foi reconhecido acima para o ano de 2002.

Dos anos normais que quantificaram valores acima dos 20% estão: 1973, 1979, 1983, 1988, 1993, 1999, 2008, 2010 e 2012. Além deles, adiciona-se 1970 e 1978, tratados como secos. Chama-se atenção para o ano de 2010, no qual as chuvas extremas induziram um percentual de 41% do total anual, valor muito próximo daquele encontrado para o ano de 1984. Todavia, por se tratar de um ano-padrão normal, a contribuição efetiva foi de 639,7 mm. Há, no entanto, uma diferença salutar entre todos os valores obtidos: o número de dias com chuva extrema. Nesse viés, torna-se relevante analisar as contribuições percentuais das chuvas extremas no total anual, daqueles anos cujo número de dias com chuva extrema foi inferior a quatro.

Dentre esses anos, somente em 1971, 1974, 2001 e 2013 a participação das chuvas extremas foi inferior a 10%. Como se trata de anos classificados como secos (dois primeiros) e normais (dois últimos), poder-se-ia equivocadamente abordá-los como de incipiente poder erosivo. Ocorre, no entanto, que um exame mais cuidadoso dos dados aponta, por exemplo,

que 1971 e 2013, mesmo apresentando baixo percentual anual, representam um único evento de chuva extrema de intensidade significativa de, respectivamente, 103 mm e 150 mm.

Ainda com relação aos anos cujo número de dias com chuva extrema foi abaixo de quatro, torna-se oportuno salientar que, dos demais 13 anos, somente um apresentou percentuais acima de 20%. Trata-se do supracitado ano de 1978, quando as chuvas extremas representaram 22,3% do total anual. Um valor desses, considerando que ocorreu em apenas dois dias, indica a ocorrência de chuvas potencialmente erosivas. Ademais, como apresentado no capítulo anterior, mesmo em se tratando de um ano seco, dois meses desse ano foram classificados como pertencentes ao padrão chuvoso, incluindo novembro, quando foram registrados os episódios de chuva extrema. Aliás, os anos de 1977, 1985, 1992, 2009 e 2011 também merecem destaque por seus percentuais terem ocorrido na faixa de dois a três episódios de chuva extrema.

Ao se considerar a contribuição dos quatro maiores eventos chuvosos por ano, obtém-se uma importante contribuição que vai de 15% (1986) até 32% (1978) com média de $21 \pm 4\%$ (Tabela 5). Concebe-se, assim, que uma parte considerável das chuvas anuais ocorre a partir do acumulado em apenas quatro dias por ano. Isso é outro indício importante da condição de torrencialidade das chuvas, o que contribui para que os processos de esculturação da paisagem sejam extremamente dinâmicos e que possam ocorrer quase que anualmente. Além disso, foi observado, no início deste capítulo, que é recorrente a ocorrência de meses-padrão secos e tendentes a secos antecedendo meses-padrão chuvosos ou tendentes a chuvosos, assinalando, assim, novamente a natureza torrencial das chuvas e de momentos de instabilidade hidrogeomorfológica.

A Figura 27 apresenta esses mesmos dados sob a forma gráfica, adicionando apenas a representação dos anos-padrão. Na primeira delas, que apresenta a porcentagem das chuvas extremas, observa-se que, embora haja ampla dispersão nos dados, fica claro que, em anos chuvosos, a maior frequência de eventos de chuva extrema induz a uma maior participação desses eventos no volume total de precipitação anual. A adição de uma curva de tendência polinomial de ordem seis indica uma grande contribuição dos eventos de chuva extrema em diversos anos da década de 1970, tanto naqueles classificados como padrão seco, como naqueles normais, onde valores entre 15 e 30% da chuva anual foram precipitados em eventos nessas ocasiões.

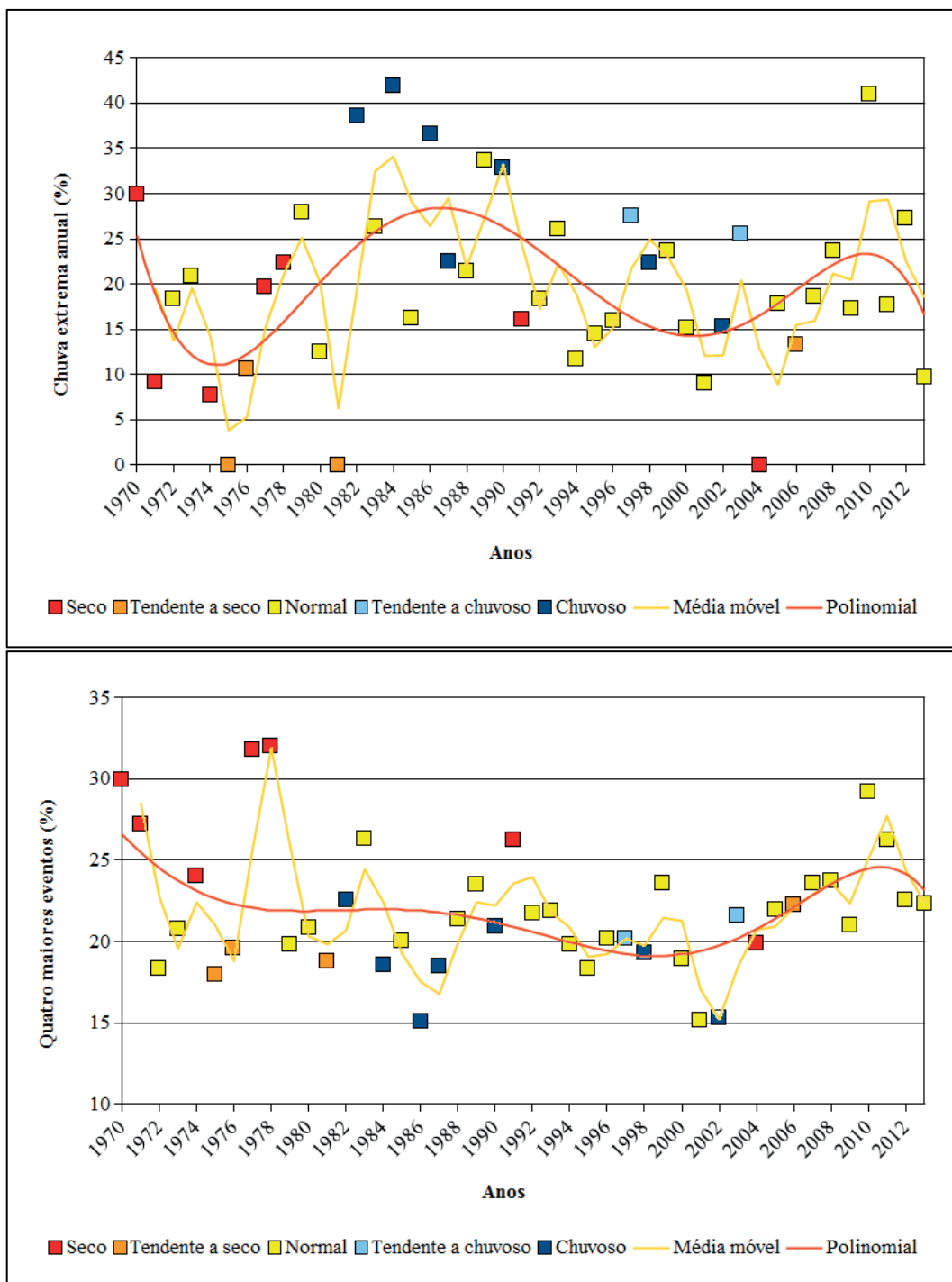


Figura 27 – Representatividade das chuvas extremas no total anual (acima) e dos quatro maiores eventos chuvosos (abaixo) nos totais anuais da estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

Fonte: ANA (1970-2013).

Digno de nota é que, nesse caso, não há uma tendência linear, mas sim, um padrão cíclico, que, embora menos nítido, também pode ser observado na Figura 27 (quatro maiores eventos de chuva anual). A contribuição dos quatro maiores eventos de chuva anual conduz à conclusão de que a década de 1970 pode ter sido caracterizada por intensa atividade erosiva

decorrente de chuvas torrenciais. Nota-se, por exemplo, que os cinco anos-padrão caracterizados como secos dessa década (1970, 1971, 1974, 1977 e 1978) apresentaram elevada contribuição dos quatro maiores eventos de chuva, variando de 24 e 32%. Aduz-se, ainda, que a inversão dos dados na Figura 27 é reflexo da importância do volume somado de precipitação por todos os dias com chuvas extremas durante os anos chuvosos e da pertinência dos totais dos quatro maiores volumes de chuva nos anos secos.

Isso permite traçar dois importantes regimes de chuva, dois regimes que preservam em si relações próprias com a dinâmica da paisagem na área de estudo. Anos-padrão secos e tendentes a secos que, a princípio, por apresentarem totais pluviométricos reduzidos, tenderiam a ser tidos como de incipiente dinâmica, exibem importante contribuição das maiores chuvas anuais, o que inclui tanto as chuvas extremas como aquelas estatisticamente menores, mas que parecem ter importante significado geomorfológico (chuvas torrenciais). Tome-se como exemplo o ano de 1978 (terceiro ano com menor precipitação da série), cujo total pluviométrico de 1.008,6 mm ocorreu em 48 dias com chuva. Agora se observe (Tabela 5) que os quatro maiores eventos contribuíram com 323,2 mm (32%), sendo que quase metade desse valor ocorreu em apenas um dia, quando precipitou 150 mm.

Em oposição, encontram-se os anos-padrão chuvosos e tendentes a chuvosos que, apresentando elevado volume de chuvas anuais, tendem a apresentar maior frequência de chuvas extremas que desencadeariam importantes processos de esculturação. Para demonstrar essa condição, selecionou-se o ano de 1984 (segundo ano mais chuvoso da série) para tecer alguns comentários. Nesse ano, o número de dias com chuva totalizou 100 dias, dos quais 11 foram considerados como episódios de chuva extrema. Assim, em aproximadamente 10% dos dias com chuva, a contribuição daquelas tratadas como extremas superou o valor de 40% do volume anual, o que inclui valores que acima dos 100 mm em cinco ocasiões diferentes.

Isso comprova a hipótese de que a área de estudo apresenta intensa dinâmica hídrica, seja pelo volume anual de chuva, como também da importância atrelada às chuvas extremas e de maior expressão anual (torrenciais – quatro maiores eventos). À vista disso, nota-se que em todos os meses do ano podem sobrevir episódios de alta magnitude, contudo o arranjo ao longo dos meses não é uniforme (Figura 28). Inicialmente, chama-se a atenção para dois picos de chuva extrema, o primeiro em abril e o segundo em outubro, entrecorrido por dois mínimos, respectivamente, em agosto e em dezembro. Essa observação apresentada no parágrafo anterior se assemelha muito ao próprio regime das chuvas na área de estudo (item 3.2), indicando que os meses mais chuvosos seriam também os mais favoráveis à ocorrência

de chuva extrema, enquanto os meses com menores totais pluviométricos apresentariam menor chance.

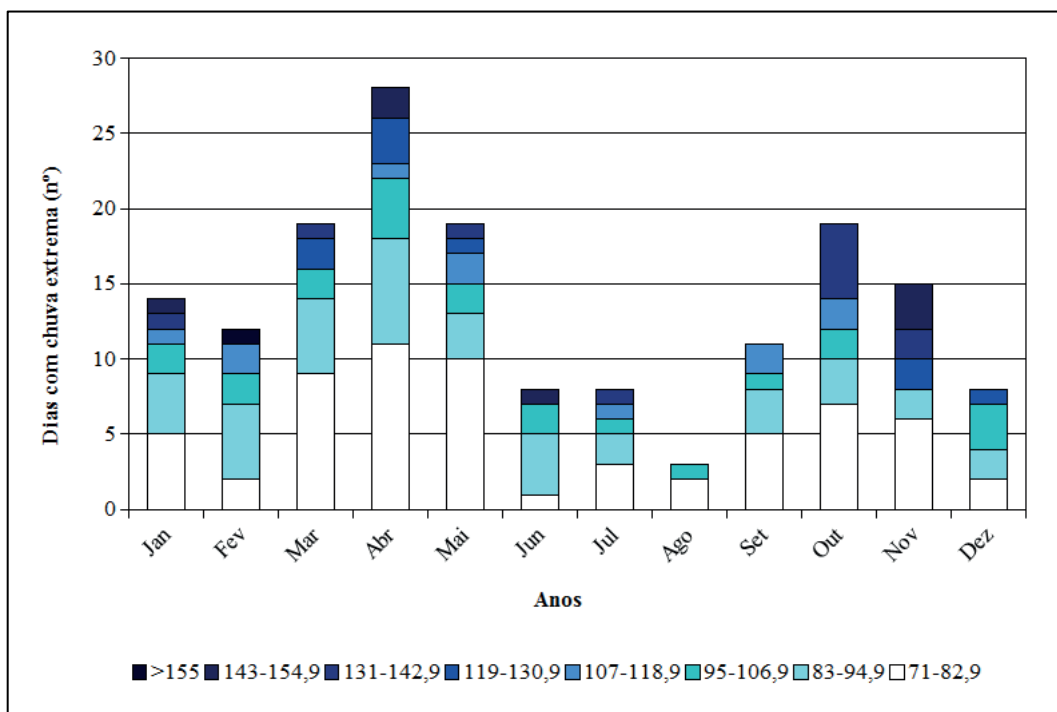


Figura 28 – Distribuição de frequência mensal dos eventos de precipitação extrema para a estação pluviométrica "Ponte Miracatu", São Francisco de Assis/RS. Fonte: ANA (1970-2013).

A estrutura de distribuição das chuvas extremas parece estar vinculada, portanto, aos mecanismos atmosféricos atuantes na gênese das chuvas na região, que apresentam uma dinâmica trimestral. Atenta-se, ainda, que os picos em abril e outubro são sempre precedidos e sucedidos pelo aumento e redução na frequência dos casos. Isso é indício de que o regime das chuvas extremas tende a ser outonal ou primaveril, fato que deve estar ligado, respectivamente, ao ingresso das massas de ar frias (frentes frias) sobre o continente ainda aquecido pelo verão anterior e pelo desenvolvimento de CCMs, respectivamente.

Essa associação entre chuvas extremas e gênese das chuvas já foi exposta, tal como o fizeram Dias e Silva (2009), que salientam que as chuvas na região sul são justamente decorrentes das frentes frias e dos CCMs. Entretanto, embora esses sejam os dois principais mecanismos geradores de chuva, vale destacar que, devido à posição geográfica da área de estudo em ambiente transicional entre o Planalto e a Depressão Periférica, o relevo pode, por ora, auxiliar na intensificação desses sistemas (MORENO, 1961), principalmente, no alto curso da BHAM.

Sem dúvida, porém, o mês de abril desponta como o mais propício para eventos de chuva extrema, uma vez que quase 17% (28 episódios) dos casos classificados ocorreram nesse mês. Assinala-se ainda que o pico secundário em outubro apresenta exatamente a mesma frequência que os meses de março e maio, demonstrando ser o outono mais propício a eventos de chuva extrema. Deve-se aduzir, entretanto, que, embora a frequência de eventos de chuva extrema no mês de novembro seja menor do que em outros meses, a representatividade dos episódios verificados é significativa, pois que inclui três registros acima da classe de 143,0 mm – os três eventos de 150 mm citados anteriormente. Sanches (2013), por exemplo, verificou tendência positiva de aumento das chuvas acima de 80 mm para Alegrete/RS no mês de novembro. Esse aspecto pode retratar o deslocamento, ao longo do tempo, dos episódios outrora ocorrentes no mês de outubro.

Deve-se deixar claro, ainda, que a gênese das chuvas na área de estudo é afetada pela variação dos próprios sistemas atmosféricos atuantes em cada momento no transcorrer do ano. Moreno (1961) já havia discriminado que as chuvas inverniais tendem a ser mais duradoras e de baixa intensidade, enquanto as chuvas de verão são produzidas sob a forma de aguaceiros de alta intensidade e curta duração. Dessa forma, embora não se disponha de dados de intensidade de chuva registrados por meio de pluviógrafos, Ayoade (2010) atenta, justamente, para a importância das variações diurnas da precipitação. Assim, embora as chuvas extremas apresentem menores frequências nos meses de verão, essas podem apresentar maior intensidade e maior potencial erosivo, tal como visto no item anterior. Isso justifica a necessidade de se observar as chuvas diárias não somente a partir da contribuição das chuvas extremas.

3.6 O PAPEL DAS CHUVAS MODERADAS, FRACAS E INSIGNIFICANTES

No item precedente foi possível definir e observar a função das chuvas extremas no regime pluviométrico da BHAM. Nesse mesmo momento, identificou-se uma importância considerável de chuvas com volumes relativamente inferiores àqueles definidos como pertencentes à categoria de chuvas extremas. Tais chuvas foram abordadas como moderadas, mas que podem adquirir um importante papel nos agentes esculptadores na bacia hidrográfica, seja como fator desencadeante dos processos de arenização ou de processos associados ao escoamento fluvial. Diante dessa premissa, procurou-se, portanto, uma forma

de se classificar os volumes de chuva⁵⁷, para, assim, verificar como cada uma delas contribui, tanto no número de dias com chuva, como também na pluviometria anual. Dessa forma, ficou definido que as chuvas moderadas seriam discriminadas com valores entre 31,1 a 70,9 mm, as chuvas fracas com volumes entre 6,1 a 31,0 mm e as insignificantes com totais diários entre 1 e 6 mm.

Em termos médios, predominam as precipitações fracas e insignificantes, que perfazem, respectivamente, 37 ± 8 e 18 ± 7 dias com chuva/ano. Juntas, essas duas classes representam, aproximadamente, 75% dos dias chuvosos do ano. Assim, as chuvas moderadas (15 ± 5 dias) e extremas (4 ± 2 dias) responderiam pelos restantes 25% dos dias com chuva. Esta informação é relevante, pois aponta uma condição favorável para chuvas de menores volumes na área de estudo, ao menos no que se refere à quantidade de dias com chuva.

Todavia, se, por um lado, as precipitações extremas e moderadas ocorrem em reduzido número de dias com chuva por ano, sua contribuição, seja em volume total como em percentual anual, é elevada. As chuvas insignificantes, por outro lado, contribuem com baixíssimos volumes anuais, na casa de $51,9 \pm 18,2$ mm, o que corresponde a algo em torno de $3 \pm 1\%$ do volume anual. As chuvas fracas, por sua vez, constituem um percentual considerável ($34 \pm 8\%$) da pluviosidade, cerca de $527,8 \pm 134,7$ mm. Com isso, embora as chuvas insignificantes e fracas perfaçam $3/4$ do número de dias com chuva, elas contribuem com menos de 40% do volume de precipitação anual. Ou seja, as chuvas moderadas e extremas, com $42 \pm 11\%$ ($662,4 \pm 222,6$ mm) e $21 \pm 11\%$ ($353,0 \pm 239,8$ mm), nesta ordem, modulam o regime pluviométrico e demonstram, novamente, uma condição propícia para eventos pluviométricos potencialmente erosivos. A Figura 29 apresenta o percentual de dias com chuva e a respectiva contribuição no que se refere ao volume anual.

Neste capítulo já foi observado um vínculo bem claro entre o número de dias com chuva e a pluviosidade anual. Inclusive, esse aspecto já foi, conforme discutido, constatado por outros autores, a exemplo do trabalho de Fontana e Almeida (2002). Uma vez que, os eventos pluviométricos diários foram classificados conforme apresentado acima, julga-se oportuno observar o comportamento dessas classes no que tange ao volume acumulado e ao número de dias com chuva ao longo da série histórica. Com o intuito de comparar essas duas informações, os dados foram padronizados de tal forma que as anomalias, sejam positivas ou

⁵⁷ Para isso, mais uma vez se fez uso de técnicas estatísticas. Considerando que as chuvas extremas foram obtidas com o percentil 95, as chuvas aqui chamadas de moderadas foram categorizadas a partir do valor correspondente ao 3º quartil (percentil 75). Além disso, definiram-se ainda as chuvas fracas a partir da distância interquartilica e as insignificantes, como aquelas com valores abaixo do 1º quartil (percentil 25).

negativas, são expressas em termos de número de desvios-padrão em relação à média (Figura 30). Ainda, para facilitar a visão em conjunto de cada uma dessas informações, foi adicionada uma curva de tendência polinomial de ordem seis.



Figura 29 – Percentual acumulado do número de dias com chuva (acima) e do volume anual (abaixo) correspondente por classe para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

Fonte: ANA (1970-2013).



Figura 30 – Desvios padronizados de pluviosidade (esquerda) e do número de dias com chuva anual (direita) por classe para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.
Fonte: ANA (1970-2013).

Comparando visualmente os gráficos (Figura 30), observa-se uma relação muito próxima, tanto nos valores padronizados, como também pelo aspecto da curva de tendência. Testes de correlação (r) entre os dados indicam para uma associação positiva, com valores (entre 0,84 a 0,98) que expressam forte tendência linear. Os coeficientes de determinação (R^2) também corroboram essa afirmação (entre 0,70 e 0,96). Ademais, em ambos os coeficientes, observou-se que os vínculos se tornam maiores nas classes de chuva moderada e extrema.

Esses dados sugerem, portanto, mais uma vez, que as chuvas na área de estudo são moduladas pelo número de dias com chuva ao longo do ano. Além disso, vale recordar que se observou, neste trabalho, uma associação pertinente entre o ENOS e a ODP com os volumes pluviométricos anuais, cuja relação pode ser, adicionalmente, visualizada na Figura 30. É nítida a existência de um período com chuvas reduzidas na década de 1970. Nota-se, por exemplo, que, para as classes de chuva insignificante e fraca essa relação se mostra clara. Da mesma forma, nota-se uma redução nos últimos anos, o que demonstraria uma importante relação com a ODP. Na classe de chuva extrema, há uma tendência similar.

Essas informações poderiam ser úteis na assertiva de que, nos períodos considerados como frios (ODP-), a redução dos volumes pluviométricos anuais seria reflexo tanto da diminuição dos eventos de chuva extrema como também daquelas fracas e insignificantes. Em oposição, durante o período quente (ODP+) haveria possibilidade de serem registrados elevados números de dias com chuva em todas as classes. Outro aspecto que vale ser destacado é que diferentes anos da década de 1980 apresentaram desvios positivos, não apenas de eventos de chuva extrema, mas também de chuvas insignificantes e fracas. Isso justifica a ocorrência majoritária de anos-padrão chuvosos e com maior número de dias com chuva (1982, 1984, 1986 e 1987) nessa década.

Por outro lado, chama-se a atenção, novamente, para o diferenciado ano chuvoso de 2002. Este, por sua vez, apresentou reduzida contribuição das chuvas insignificantes, fracas e extremas. Ou seja, o elevado volume pluviométrico desse ano está atrelado ao descomunal número de dias com chuva moderada. Os demais anos chuvosos de 1990 e 1998 se assemelham a seus vizinhos chuvosos mais próximos, mas se diferenciam por apresentar menores números de dias com chuva, quando comparados com suas classes de anos-padrão. Volumes de chuva significativos em reduzido número de dias com chuva são indícios importantes de chuvas torrenciais, que, nesses anos, podem estar atreladas tanto às chuvas extremas, como às moderadas. Reafirma-se, portanto, a importância das chuvas moderadas no regime de chuvas na estação pluviométrica "Ponte do Miracatu". Eventos nessa classe são

mais comuns anualmente (em média 15 ± 5 dias por ano). Além disso, embora as chuvas moderadas apresentem valores relativamente abaixo do volume calculado para chuvas extremas, podem contribuir significativamente para os pulsos erosivo/depositivos, principalmente quando seus totais diários são precipitados em episódios de alta intensidade.

3.7 AS CHUVAS PENTADAIS COMO INDICATIVOS DE ACUMULADOS SIGNIFICATIVOS DE CHUVA

Pêntadas de precipitação têm sido empregadas para a determinação do regime das chuvas (SOUZA e AMBRIZZI, 2003) ou, então, como subsídio para análise de precipitações acumuladas intensas (SANCHES et al., 2015). Sobre esse último ponto, salienta-se a importância da construção de séries pentadais como forma de interpretar períodos chuvosos que ultrapassam a escala diária. Acumulados significativos de chuva podem, assim, ganhar ênfase, proporcionando uma resposta hidrogeomorfológica diferenciada sobre a bacia hidrográfica. Suguio e Bigarella (1990, p.9), por exemplo, ao abordarem o papel das chuvas precedentes sobre a saturação do solo, destacam que "[...] a relação entre precipitação e escoamento em uma determinada bacia deve levar em consideração a situação anterior da mesma. Se houver uma precipitação sobre a bacia previamente supersaturada, o escoamento será totalmente superficial [...]". É por isso que se julga necessário avaliar as chuvas pentadais. Neste trabalho, a análise pentadal foi realizada por meio do acumulado de chuva computado a cada cinco dias, totalizando, dessa forma, 73 pêntadas por ano (ANEXO B) (SOUZA e AMBRIZZI, 2013; SANCHES et al., 2015).

Observou-se, assim, que, em aproximadamente 38% (1.230 ocasiões) das pêntadas analisadas, não houve registro de precipitação, o que está relacionado tanto com o já propalado reduzido número de dias com chuva, indutor de vários dias consecutivos sem chuva, conforme será melhor detalhado no próximo item. Das pêntadas que apresentaram ao menos um dia chuvoso, nota-se que os valores tendem a se concentrar em volumes reduzidos. Para se ter uma ideia, os valores correspondentes ao primeiro, segundo e terceiro quartil são, nesta ordem, de 10,1 mm, 25,1 mm e 50,4 mm. Constata-se, dessa forma, que esses valores refletem, a princípio, os volumes acumulados do que foi chamado de chuvas insignificantes e fracas ou, ainda, de chuvas moderadas isoladas. Isso, entretanto, já era esperado, até mesmo porque, como foi discutido, as chuvas nessas classes tendem a ser mais frequentes.

Com a finalidade de se discriminar as chuvas pentadais extremas, valeu novamente como base o valor correspondente ao percentil 95 (108,0 mm), contabilizando, assim, 102

episódios. Em 77 desses ocorreu ao menos um episódio de chuva extrema (≥ 71 mm), sendo que em 11 deles foram identificadas ocorrências de no máximo dois eventos extremos. Por mais que o acumulado das pântadas correspondam a cinco dias seguidos, observou-se, contudo, que em somente oito ocasiões foi registrado chuva difundida em todos esses dias. Pântadas com quatro dias chuvosos contabilizaram 18 ocorrências, estando a maioria entre dois e três dias, com, respectivamente, 38 e 33 vezes. Aquelas com apenas um dia chuvoso ocorreram em sete oportunidades e estão relacionadas à ocorrência de um único evento de chuva extrema. Esse é um dado interessante, pois indica que raramente episódios pluviosos se fazem presentes por vários dias. É, contudo, importante salientar que a metodologia de análise das chuvas pentadais têm um problema: como elas apresentam início e fim fixos, determinados pela contagem sucessiva dos dias ao longo do ano, em algumas circunstâncias observou-se que chuvas consecutivas ficaram separadas em pântadas diferentes.

Mesmo assim, a análise das chuvas pentadais extremas proporcionou informações pertinentes para a concepção dos episódios chuvosos na BHAM. Identificou-se, por meio da distribuição das chuvas pentadais, que em oito anos da série histórica não foi registrado nenhuma chuva pentadal extrema, sendo eles: 1970, 1971, 1974, 1976, 1977, 1981, 1995 e 2001. Por outro lado, os anos de 1982 e 1984 (seis vezes) e os anos de 1990, 1998 e 2003 (cinco vezes) foram aqueles que assinalaram maior número de casos. Frisa-se que os primeiros foram classificados como anos-padrão secos (1970, 1971, 1974 e 1977), tendentes a secos (1976 e 1981) ou, ainda, normais (1995 e 2001), ao passo que os últimos foram predominantemente chuvosos, cuja única exceção é um ano tendente a chuvoso (2003).

Em termos de distribuição ao longo do ano, com a finalidade de facilitar a visualização da frequência das chuvas pentadais extremas, essas foram contabilizadas agrupando-as em blocos com quatro pântadas⁵⁸ (Figura 31). Nota-se, assim, que as chuvas pentadais extremas tendem a ser mais frequentes nas estações de transição inverno-verão, delimitadas por dois momentos distintos: o primeiro entre as pântadas 17 e 28 (22 de março a 20 de maio) e o segundo, entre as pântadas 53 e 64 (18 de setembro a 16 de novembro). No centro desses dois períodos, outro de menor frequência pode ser observado entre as pântadas 33 e 52 (10 de junho a 17 de setembro). De fato, essa característica segue o padrão bimodal das chuvas na área de estudo e aponta para uma importância relativa das chuvas extremas, cuja concentração ocorre, aproximadamente, durante o mesmo período.

⁵⁸ Uma vez que o total de 73 pântadas anuais não apresenta múltiplo par, foram agrupadas as cinco últimas em um bloco único (69 a 73).

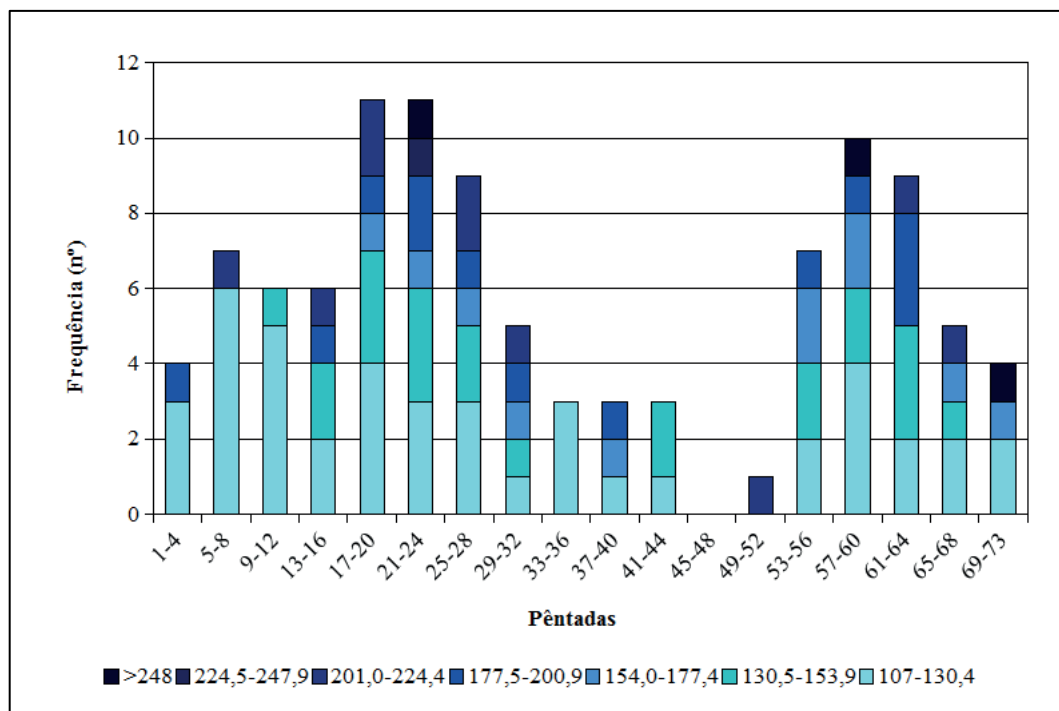


Figura 31 – Frequência absoluta de chuvas pentadais extremas agrupadas em bloco, para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.
Fonte: ANA (1970-2013).

A distribuição de frequência das chuvas pentadais extremas demonstra, basicamente, que qualquer bloco pode registrar volumes em qualquer uma das classes determinadas⁵⁹. Observa-se, por exemplo, que o único evento (213,8 mm) registrado no bloco das pênadas 49-52 supera o máximo registrado em outros blocos, o que evidencia a natureza variável das chuvas. Há, contudo, uma predisposição para que as classes com maior volume acumulado ocorram durante os dois períodos acima descritos. Duas das três maiores chuvas pentadais extremas ocorreram nessas ocasiões, uma delas (259,2 mm) na pênada 23 de 1984 e a outra (271,6 mm) na pênada 57 de 2002. Somente um desses episódios máximos (259,5 mm) ocorreu fora daquele período, mais especificamente na pênada 70 de 2003.

As chuvas pentadais extremas (Tabela 6), sobretudo aquelas onde o volume acumulado ocorre em mais de dois dias, podem, assim, representar momentos com potencial para promover ajustamentos na rede de drenagem, mas não apenas isso. Em determinadas situações foi constatada, por exemplo, a ocorrência de chuvas pentadais extremas consecutivas (duas ou três), com acumulados que ultrapassam a casa dos 400 mm. Além disso, chuvas pentadais extremas ocorreram muitas vezes separadas por uma pênada, mas

⁵⁹ Novamente foi empregada a Fórmula de Sturges (GERARDI e SILVA, 1981) para a determinação do número de classes.

Tabela 6 – Volumes acumulados por chuvas pentadais extremas consecutivas, separadas por uma pênstada ou associadas a pênstadas com volume superior ao terceiro quartil para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

Características	Pênstada/Ano	Acumulado (mm)
Chuvas pentadais extremas consecutivas	22-23/1984	426,2
	54-55-54/1979	382,9
Chuvas pentadais extremas separadas por uma pênstada	60-61-62-63/1982	472,2
	21-22-23/1998	380,9
	12-13-14/1998	351,2
	04-05-06/1989	268,6
	11-12-13/2007	254,0
Chuva pentadal extrema precedida ou sucedida por pênstada com chuva $\geq 50,4$ mm	56-57/2002	329,8
	18-19/1996	312,6
	53-54/1988	290,3
	20-21/1992	279,4
	01-02/2010	272,1
	52-53/1985	269,2
	24-25/1983	262,2
	59-60/1980	260,3
	70-71/2012	256,5
	17-18/2000	250,3
	52-53/1984	241,4
	62-63/1984	226,0
	57-58/1983	217,4
	14-15/1990	217,4
	61-62/1997	213,9
	41-42/1987	209,6
	25-26/1990	209,2
	59-60/2003	205,5
	19-20/2005	204,1
	09-10/1994	203,7
	26-27/2005	197,4
	61-62/1986	191,4
	11-12/1997	189,0
	06-07/1992	185,8
	19-20/1990	180,7
	72-73/1997	179,0
64-65/1988	173,6	
08-09/2003	173,1	
04-05/2006	162,6	
Chuva pentadal extrema precedida, sucedida ou entre duas pênstadas com chuva $\geq 50,4$	65-66-67/2009	314,9
	17-18-19/1987	312,3
	19-20-21/1986	312,2
	28-29-30/1986	278,0
	26-27-28/1982	251,8
	05-06-07/1998	248,9
	58-59-60/2008	246,8
13-14-15/1975	226,2	

Obs. As chuvas pentadais extremas encontram-se em negrito.

Fonte: ANA (1970-2013).

que, quando integradas, quantificaram volumes expressivos até próximo de 500 mm. Outro aspecto que salta aos olhos é que, muitas vezes, as chuvas pentadais extremas são precedidas, sucedidas por uma ou encontram-se no centro de duas pântadas com volumes consideráveis de chuva ($\geq 50,4$ mm, valor correspondente ao terceiro quartil, conforme relatado acima). Nessas ocasiões, foram identificados totais acima de 150 mm, atingindo máximos superiores a 300 mm. Volumes dessa magnitude, concentrados em duas ou três pântadas, podem ser fundamentais para o reconhecimento do papel das chuvas antecedentes e de como estas podem afetar o sistema hidrogeomorfológico (Tabela 6).

3.8 A INFLUÊNCIA DAS ESTIAGENS/SECAS

Como foi tratado no item 3.2, o total de dias com chuva mensal representa valores muito baixos. Isso determina que, além da condição torrencial das chuvas – em que os volumes mensais ocorrem, normalmente, em poucos dias com chuva –, devem ocorrer, do mesmo modo, longos períodos com dias consecutivos sem chuva. Esses períodos são fundamentais na determinação das estiagens/secas na região. Castro et al. (2003, p.55) indicam que:

As estiagens resultam da redução das precipitações pluviométricas, do atraso dos períodos chuvosos ou da ausência de chuvas previstas para uma determinada temporada [...] comprometendo necessariamente as reservas hidrológicas locais e causando prejuízos à agricultura e à pecuária. Quando comparadas com as secas, as estiagens caracterizam-se por serem menos intensas e por ocorrerem durante períodos de tempo menores.

Mediante a análise do trecho acima transcrito de Castro et al. (2003), percebe-se que a distinção entre estiagem e seca está no âmbito da intensidade e da duração do fenômeno. O problema de se caracterizar o termo "seca" está no fato de que existem várias definições (SIVAKUMAR et al., 2010), algumas das quais apresentam variações decorrentes da própria especialidade da área de conhecimento (BARRY e CHORLEY, 2013). Barry e Chorley (2013, p.101-102), a título de exemplo, definem seca como "[...] a ausência de precipitação por um período suficientemente longo para causar déficit de umidade no solo por evapotranspiração e reduções no fluxo dos córregos [...]". Diferentemente, contudo, Sivakumar et al. (2010) ressaltam que o déficit de precipitação indutor de uma seca pode ocorrer rapidamente (por exemplo, entre dois ou três meses), ou pode transcorrer um amplo período de tempo (da ordem de meses a anos), antes que seus efeitos sobre as reservas hídricas superficiais e subterrâneas sejam efetivamente notadas.

Para se avaliar a ocorrência de secas há um amplo espectro de metodologias específicas, sendo que muitas delas se encontram em voga há muito tempo e podem ser encontradas agrupadas em diversos trabalhos (FERNANDES et al., 2009; SIVAKUMAR et al., 2010). Uma dessas opções já foi empregada por Verdum (1997), que, baseado em Lambert (1975)⁶⁰, considerou mês seco aquele com precipitação inferior a quatro vezes o valor da temperatura média mensal ($P < 4.t$).

Com o emprego dessa metodologia, o autor reconheceu diversos períodos caracterizados por ressecamento e, que de modo geral, corresponderam a cerca de 30% dos meses do período estudado (1970-1993) (VERDUM, 1997). Enfatiza-se que o termo "seca" empregado por Verdum (1997) diferencia-se daquele utilizado na classificação dos anos e meses-padrão aqui apresentados, uma vez que no primeiro trabalho foi avaliada a relação entre as chuvas e as temperaturas, o que permite discriminar não apenas os períodos de ressecamento da atmosfera (seca meteorológica), mas também seus reflexos sobre as águas superficiais (seca hidrológica). Mota et al. (1970), estudando o balanço hídrico no Rio Grande do Sul, indicam que no estado são comuns as chamadas "secas contingentes", que são decorrentes antes da variabilidade das chuvas, podendo ocorrer em qualquer uma das estações. Entretanto, esses mesmos autores apontam que elas tendem a ser mais comuns durante o verão.

Nesta seção, a ênfase será atribuída aos períodos com dias consecutivos sem chuva. Dessa forma, com base no maior período de dias consecutivos sem chuva por mês, elaborou-se a Figura 32. Constata-se que, mensalmente, os menores períodos obtiveram valores entre três e cinco dias, enquanto que os maiores atingiram entre 20 e 30 dias. Em média, os períodos consecutivos de dias sem chuva quantificam entre 10-13, com desvios-padrão no lapso de três a seis dias. É necessário comentar que não há tendência mensal nítida, tanto de períodos curtos, como longos de dias consecutivos sem chuva.

A distribuição dos dias consecutivos sem chuva mensal (Figura 32), aponta que meses com menos de cinco ou mais de 25 dias são extremamente raros (respectivamente, 7,0 e 2,3% dos meses). Os meses quantificando entre cinco e 14 dias são, por outro lado, mais frequentes, representado aproximadamente 90% (479 ocorrências). É importante salientar que, acima de 15 dias, a ocorrência fica em torno de 23%. Autores como Castro et al. (2003) e Sacco (2010), por exemplo, empregaram a referência de 15 ou mais dias consecutivos sem chuva para caracterizar eventos de estiagem.

⁶⁰ LAMBERT, R. *Recherches hydrologiques dans le sud-est du bassin de la Garonne*. Tese de doutorado. Toulouse-França: Université de Toulouse Le Mirail, 1975. 750p.

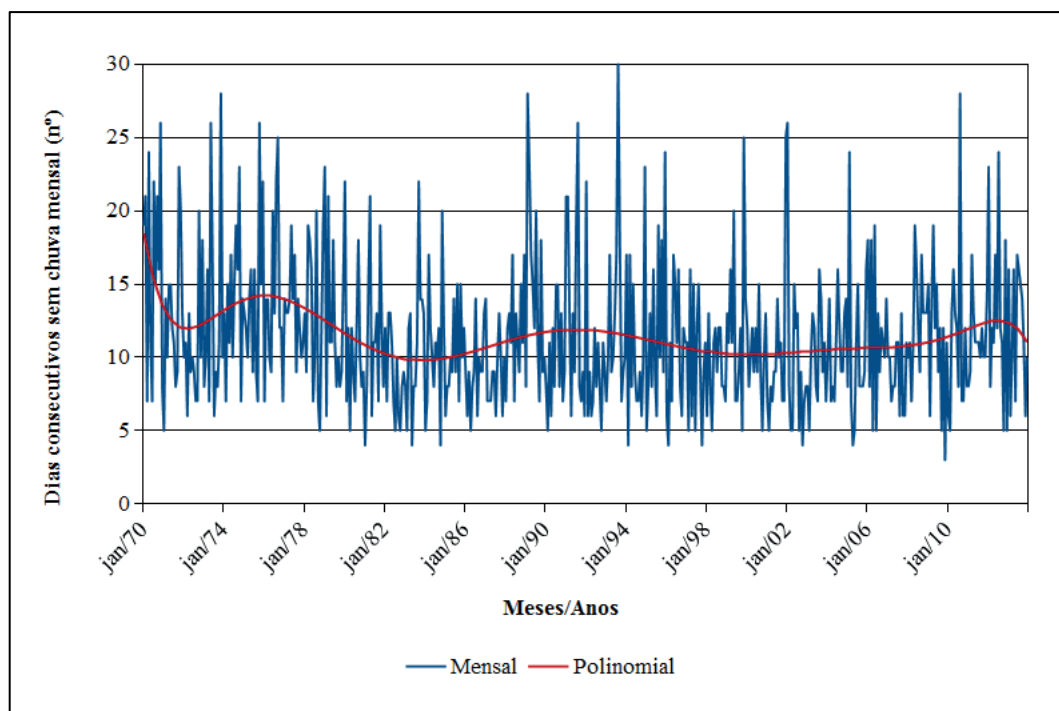


Figura 32 – Período de maior número de dias consecutivos sem chuva mensal para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.
Fonte: ANA (1970-2013).

Outro fato a ser considerado é que, até aqui, foram considerados apenas os maiores períodos mensais, fato que não representa, necessariamente, o maior período de dias sem chuva ao longo do ano. Um evento de estiagem pode iniciar em um determinado mês e prosseguir até o mês seguinte. Dessa forma, empregou-se o valor apresentado por Castro et al. (2003) e Sacco (2010) para caracterizar os períodos de estiagem na área de estudo, cujos dados são expostos a seguir. Vale recordar que os solos arenosos do sudoeste gaúcho tendem a ser bem drenados (KLAMT e SCHNEIDER, 1995; AZEVEDO e KAMINSKI, 1995; SCOPEL et al., 2012), ao ponto de que "[...] o armazenamento de água torna-se difícil, provocando déficits hídricos mesmo em curtos períodos de estiagem" (AZEVEDO e KAMINSKI, 1995, p.68).

Assim, foram definidos 173 casos de estiagem ao longo da série histórica de dados pluviométricos. Uma informação pertinente é que todos os anos registraram a ocorrência de ao menos um caso de estiagem, exceto 1987 (Tabela 7). Os anos de 1970, 1977, 1974, 1988 e 1989 foram os com maior número de ocorrências (oito para os dois primeiros e sete para os demais). Além disso, a Figura 33 permite vislumbrar que os casos de estiagem se concentraram, predominantemente, nas classes de 15 a 22 dias consecutivos sem chuva, que

Tabela 7 – Estiagens registradas para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS

Ano	Período	Dias
1970	10 a 28 de Janeiro	19
	8 de Fevereiro a 7 de março	28
	3 a 26 de abril	24
	8 a 29 de julho	22
	8 a 22 de agosto	15
	24 de agosto a 21 de setembro	29
	3 a 18 de outubro	16
	2 a 27 de novembro	26
1971	15 de fevereiro a 9 de março	23
	22 de março a 15 de abril	25
	17 de abril a 1º de maio	15
	17 de maio a 6 de junho	23
	8 a 30 de outubro	23
1972	11 a 30 de novembro	20
	19 de fevereiro a 5 de março	15
	28 de março a 13 de abril	17
	28 de setembro a 20 de outubro	23
1973	5 a 22 de dezembro	18
	2 a 17 de março	16
	20 de março a 5 de abril	17
	3 a 28 de maio	26
	14 a 30 de junho	17
1974	3 de novembro a 1º de dezembro	29
	17 de março a 10 de abril	25
	20 de abril a 17 de maio	28
	1º a 15 de julho	15
	19 de julho a 3 de agosto	15
	6 a 24 de agosto	19
	30 de agosto a 16 de setembro	18
27 de setembro a 23 de outubro	27	
1975	31 de março a 14 de abril	15
	15 a 30 de maio	16
	16 de julho a 9 de agosto	25
	1º a 26 de outubro	26
	31 de outubro a 15 de novembro	16
1976	10 de dezembro a 4 de janeiro	26
	19 de março a 4 de abril	18
	21 de abril a 7 de maio	17
	6 a 25 de junho	20
	27 de junho a 13 de julho	17
1977	10 de agosto a 2 de setembro	24
	5 a 29 de setembro	25
	18 de janeiro a 5 de fevereiro	19
	16 de fevereiro a 13 de março	26
	30 de março a 14 de abril	16
	8 a 26 de maio	19
1978	30 de maio a 14 de junho	16
	4 a 20 de julho	17
	28 de agosto a 14 de setembro	18
	20 de setembro a 9 de outubro	20
	2 a 20 de março	19
1979	28 de março a 18 de abril	22
	30 de abril a 14 de maio	15
	16 de maio a 7 de junho	23
	12 de agosto a 7 de setembro	27
1979	13 de dezembro a 23 de janeiro	42
	11 de março a 4 de abril	25
	13 de junho a 1º de julho	19
	14 a 28 de dezembro	15

Continua...

Continuação...

1980	9 a 31 de janeiro	22
	10 a 27 de setembro	18
1981	16 de março a 21 de abril	37
	7 a 25 de outubro	19
1982	29 de março a 13 de abril	16
	22 de abril a 8 de maio	17
	21 de maio a 7 de junho	18
1983	1º a 22 de setembro	22
	18 de outubro a 2 de novembro	16
	17 de novembro a 1º de dezembro	15
1984	8 a 24 de março	17
	25 de agosto a 12 de setembro	19
	10 a 29 de novembro	20
1985	21 de fevereiro a 8 de março	16
	11 a 24 de agosto	15
	17 a 31 de outubro	15
	21 de novembro a 12 de dezembro	22
1986	29 de novembro a 13 de dezembro	15
1987	Sem registros	
1988	26 de fevereiro a 13 de março	17
	15 de maio a 7 de junho	24
	19 de julho a 2 de agosto	15
	21 de agosto a 6 de setembro	17
	4 a 18 de outubro	15
	23 de novembro a 13 de dezembro	21
	15 de dezembro a 6 de janeiro	23
1989	31 de janeiro a 1º de março	30
	3 a 25 de março	23
	11 a 27 de abril	17
	30 de abril a 15 de maio	16
	17 de maio a 2 de junho	17

	6 a 25 de julho	20
	8 a 25 de outubro	18
1990	29 de junho a 15 de julho	17
	17 de julho a 15 de agosto	30
	17 de agosto a 4 de setembro	19
1991	4 a 24 de janeiro	21
	31 de janeiro a 21 de fevereiro	22
	19 de março a 4 de abril	19
	29 de junho a 19 de julho	21
1992	1º a 26 de agosto	26
	4 a 25 de janeiro	22
1993	15 de março a 1º de abril	18
	12 a 28 de julho	17
	30 de julho a 30 de agosto	32
	1º a 18 de setembro	18
1994	7 a 23 de janeiro	17
	25 de fevereiro a 17 de março	21
	15 a 29 de maio	15
	5 a 27 de dezembro	23
1995	16 de maio a 9 de junho	25
	13 de agosto a 10 de setembro	29
	9 a 26 de outubro	18
	24 de novembro a 24 de dezembro	31
1996	26 de abril a 17 de maio	22
	27 de maio a 15 de junho	20
	21 de julho a 6 de agosto	17
	21 de dezembro a 7 de janeiro	18
1997	3 a 22 de março	16
	5 a 19 de maio	15

Continua...

Continuação...

	5 a 19 de agosto	15
1998	19 de setembro a 3 de outubro	15
	30 de dezembro a 13 de janeiro	15
1999	12 a 27 de março	16
	7 a 26 de maio	20
	6 de novembro a 5 de dezembro	30
2000	23 de julho a 8 de agosto	17
	10 a 24 de agosto	15
2001	18 de julho a 6 de agosto	20
2002	7 de dezembro a 26 de janeiro	51
	1º a 15 de maio	15
2003	7 a 22 de agosto	16
2004	16 de fevereiro a 1º de março	15
	15 de março a 2 de abril	19
	15 a 29 de julho	16
	20 de agosto a 8 de setembro	20
2005	22 de setembro a 9 de outubro	18
	5 de fevereiro a 7 de março	31
	27 de junho a 15 de julho	19
	23 de julho a 7 de agosto	16
2006	7 a 22 de dezembro	16
	2 a 19 de janeiro	18
	5 a 22 de março	18
	27 de abril a 19 de maio	23
	27 de junho a 13 de julho	17
	26 de novembro a 14 de dezembro	19
2007	27 de dezembro a 10 de janeiro	15
	24 de maio a 9 de junho	17
	27 de agosto a 13 de setembro	18

2008	5 a 23 de maio	19
	10 a 25 de junho	16
	13 a 29 de setembro	17
2009	14 a 28 de janeiro	15
	18 de março a 19 de abril	33
	21 de abril a 12 de maio	22
	1º a 15 de junho	15
2010	25 de fevereiro a 13 de março	17
	5 a 20 de abril	16
	1º a 28 de agosto	28
2011	26 de fevereiro a 17 de março	21
	30 de março a 13 de abril	15
	24 de junho a 11 de julho	18
	23 de novembro a 14 de dezembro	22
2012	25 de dezembro a 23 de janeiro	30
	20 de abril a 11 de maio	22
	19 de junho a 3 de julho	15
	8 de julho a 12 de agosto	36
	27 de agosto a 10 de setembro	15
	31 de outubro a 18 de novembro	19
2013	9 a 24 de janeiro	16
	13 a 28 de abril	16
	2 a 18 de junho	17
	16 de julho a 1º de agosto	17
	8 a 22 de agosto	15
	27 de agosto a 14 de setembro	19

Fonte: ANA (1970-2013).

representam, virtualmente, 3/4 dos casos quantificados. Isso é esperado, uma vez que, quanto maior a classe, menor é a probabilidade com que um evento de estiagem aconteça.

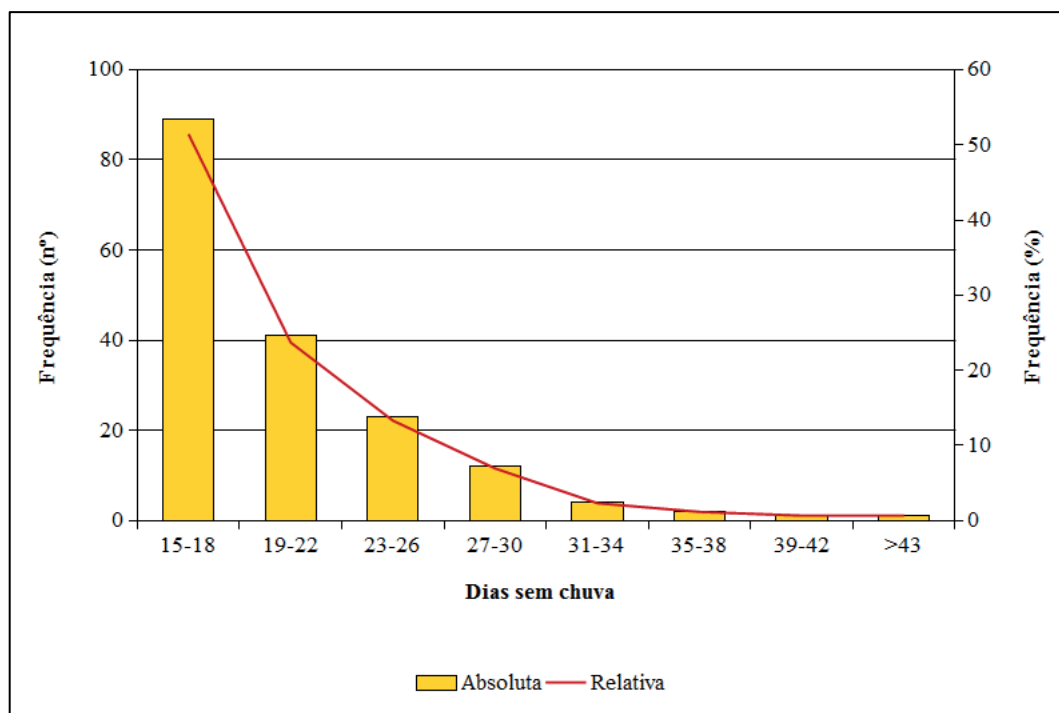


Figura 33 – Frequência absoluta e relativa dos casos de estiagem para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.
Fonte: ANA (1970-2013).

Nimer (1989, p.214), analisando os aspectos da pluviosidade, havia mencionado que "[...] em nenhuma época do ano, na Região Sul, as chuvas, quer leves quer pesadas, não se fazem ausentes durante muitos dias consecutivos [...]". Todavia, períodos com 51, 42, 37 e 36 de dias consecutivos sem chuva, ocorridos, respectivamente, de 7 de dezembro de 2001 a 26 de janeiro de 2002, de 13 de dezembro de 1978 a 23 de janeiro de 1979, de 16 de março a 21 de abril de 1981 e de 8 de julho a 12 de agosto de 2012 expressam os maiores casos de dias consecutivos sem chuva, contrariando a ideia apresentada pelo autor acima.

Além disso, a Tabela 7 permite constatar uma maior frequência de casos com dias consecutivos sem chuva, principalmente ao longo da década de 1970. Nota-se, no entanto, que, dos casos extremos de estiagem, apenas um ocorreu nessa década. Da mesma forma, a Figura 34 deixa evidente que a maior ocorrência de estiagens ocorreu principalmente em anos ditos como secos (média de seis casos). Anos-padrão tendentes a secos e normais (média de cinco e quatro casos, respectivamente) também apresentam grande frequência, à custa dos anos tendentes a chuvosos (média de dois casos) e chuvosos (média de quatro casos – o aumento aqui está relacionado a períodos de transição, como descrito acima). É lógico que

essa característica poderia ser presumida, pois se verificou que meses secos ocorreram em todos os anos (*vide* item 3.2).

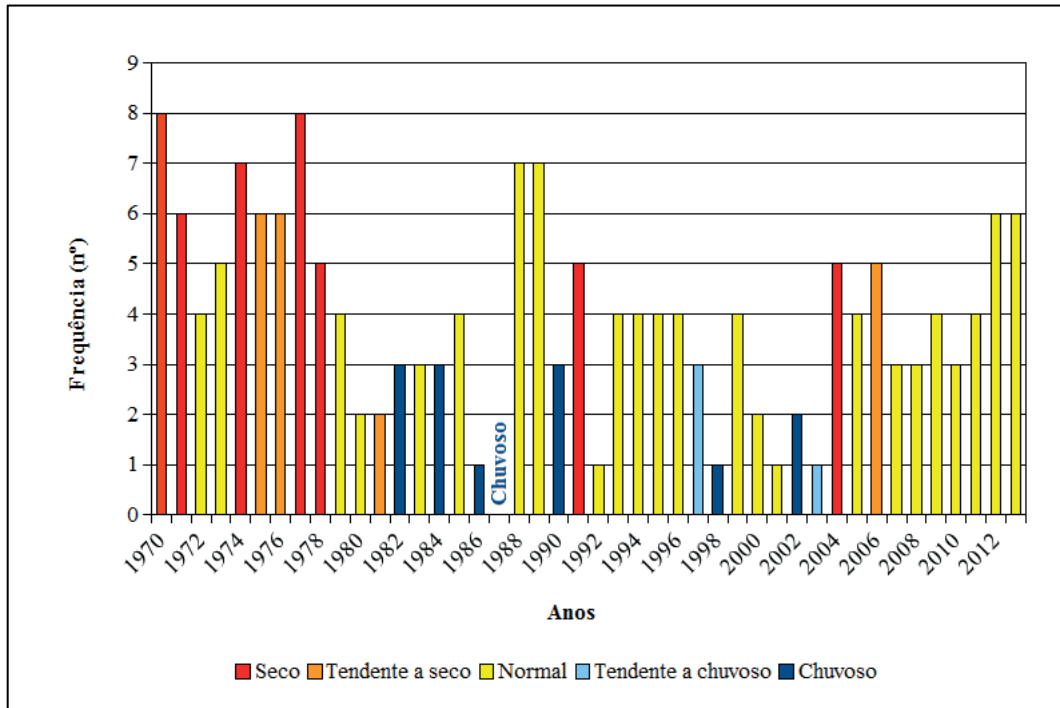


Figura 34 – Números de estiagens registradas anualmente e relação com os anos-padrão para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.
Fonte: ANA (1970-2013).

Ademais, a ocorrência de eventos de estiagem, assim como nos casos de chuva extrema, podem ser registrados em qualquer mês do ano, assinalando para a constante irregularidade desses fenômenos. Inclusive, embora predominante, nem sempre eles ocorreram em meses-padrão classificados como secos (65,9% – 114 casos). Na realidade, foram observados em todos os meses-padrão, incluindo os tendentes a secos com 11,6% (20 casos), os normais com 12,7% (22 casos) e os tendentes a chuvosos e os chuvosos com, respectivamente, 2,9% (5 casos) e 6,9% (12 casos).

Casos de estiagens em meses-padrão chuvosos, tendentes a chuvosos e até mesmo normais – embora representem número de dias consecutivos sem chuva, o que muitas vezes ultrapassa metade de seu tempo –, por apresentarem chuvas acima ou até mesmo próximo do normal esperado (média), associam-se aos episódios torrenciais. Essas chuvas torrenciais foram, portanto, observadas tanto antecedendo como sucedendo o período de estiagem, o que traria implicações consideráveis aos processos erosivo-deposicionais na BHAM e seus afluentes.

Além disso, na Figura 35 é apresentada a distribuição mensal dos episódios de estiagem considerados para a estação pluviométrica. Lobra-se que os meses de maio e julho apresentam maior frequência, concentrando, nesta ordem, 11,6% (20 casos) e 12,7% (22 casos) dos episódios registrados. Fevereiro, junho e novembro, em oposição, foram estabelecidos como os menos propícios, uma vez que neles ocorreram entre oito e 10 casos (de 4,6 a 5,8%) de estiagens. Atenta-se, ainda, para o fato de que os meses que mais vezes registraram episódios (maio e julho) estão separados por outro que se enquadra entre um dos menores (junho), situação que merece uma análise mais acurada, que, na realidade, tem uma explicação plausível.

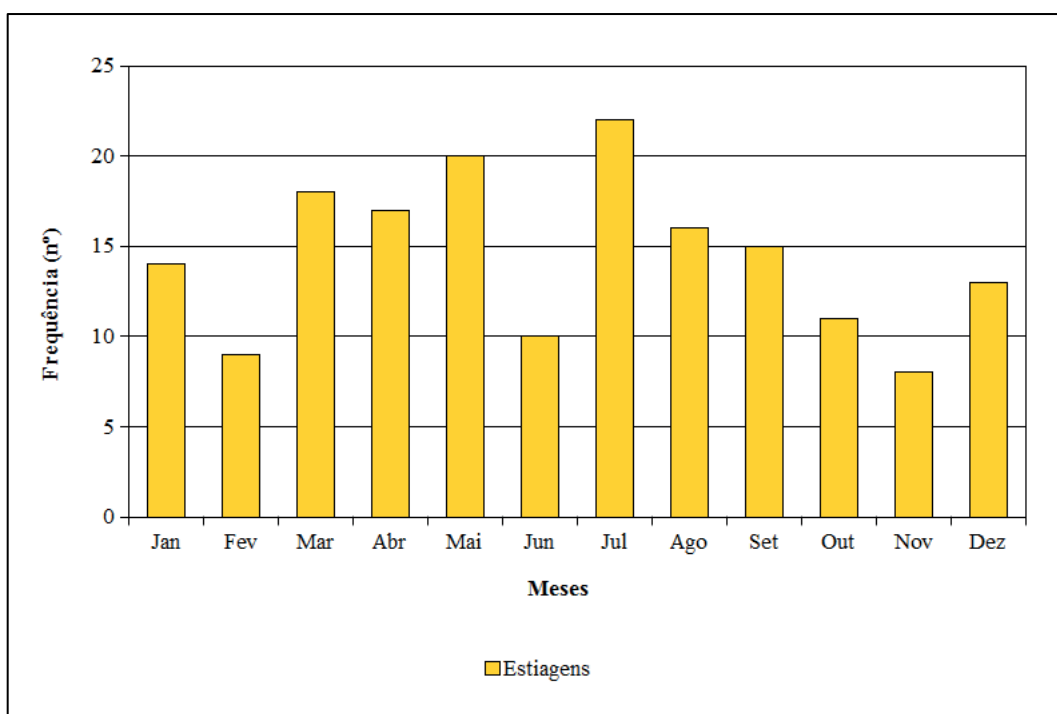


Figura 35 – Distribuição de frequência dos eventos de estiagem na estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.
Fonte: ANA (1970-2013).

Neste trabalho definiu-se como mês representativo de um caso de estiagem aquele que obteve o maior número de dias consecutivos sem chuva, seja em relação ao mês anterior, como ao posterior⁶¹. Com isso, a redução ora apresentada para o mês de junho é fruto desse procedimento. Muitos dos casos de estiagem que iniciaram no mês de maio prolongaram-se para os primeiros dias de junho, da mesma forma como em outros, que iniciaram no final desse mês, não apenas adentraram em julho, mas também permaneceram por vários dias

⁶¹ Também houve casos de estiagem cujo início e término ocorreu inserido em um único mês.

consecutivos sem chuva nesse último mês. Em vista disso, a contagem dos casos de estiagem acabou sendo computada tanto para o mês antecessor ou para o sucessor a junho.

Adicionalmente, a redução presente no mês de fevereiro também apresenta relação semelhante, ao passo que aquela vista em novembro parece estar associada, antes, à distribuição natural dos episódios de estiagem. Em verdade, as estiagens, embora possam ocorrer em qualquer mês do ano, quanto a elas se nota um comportamento piramidal, que aumenta em frequência em direção ao trimestre maio-julho (transição entre o outono e o inverno) e voltam a reduzir em direção aos meses de verão. No inverno, bloqueios atmosféricos poderiam reduzir a frequência das frentes frias, dando condições para a ocorrência de vários dias consecutivos sem chuva. No verão, por sua vez, as chuvas de origem convectiva, por se fazerem presentes, reduziriam a possibilidade de vários dias consecutivos sem chuva. Mesmo assim, pode-se indicar para uma apreciável variação de um ano para outro.

3.9 OS PERÍODOS SECOS E CHUVOSOS: OBSERVAÇÕES DE LONGO PRAZO

Nas páginas anteriores, ênfase foi atribuída aos extremos do regime pluviométrico, considerando, assim, tanto os maiores volumes de chuva, como também a ausência dessa por vários dias consecutivos. Além disso, ficou claro que os meses-padrão secos e chuvosos podem ocorrer de modo intercalado, o que representaria uma condição uma para a intensificação dos processos hidrogeomorfológicos. Todavia, essas constatações foram vistas individualmente, de tal forma que não representam temporalmente o comportamento em longo prazo da escassez ou da abundância de precipitação. Com base nessa premissa selecionou-se um índice que pudesse representar no longo prazo os períodos secos e chuvosos.

Tendo agora o rumo da análise voltado para esse viés, aplicou-se o Índice Padronizado de Estiagem Pluviométrica (IPEP)⁶² (*Indice Standardisé de Sécheresse Pluviométrique* –

⁶² Conforme descrito por Pita (2001) e empregado por Oliveira L.A. *et al.* (2014), o cálculo do IPEP pode ser descrito a partir de três etapas:

- 1) A anomalia mensal de precipitação é encontrada pela equação abaixo:

$$AP_i = P_i - P_{MED}$$

Onde, AP_i é a anomalia mensal, P_i é a precipitação mensal e P_{MED} a mediana do respectivo mês.

- 2) Determina-se a anomalia de precipitação acumulada, a partir da equação:

$$APA_i = \sum AP_i$$

Onde, APA_i é a anomalia de precipitação acumulada.

ISSP) proposto por Pita (2001) e cuja nomenclatura aqui empregada é baseada em Oliveira L.A. et al. (2014). Esse índice, conforme indica a autora, tem a vantagem sobre outros por várias razões, dentre as quais cita: o fácil emprego e a avaliação da série histórica de dados por meio da padronização das anomalias mensais de precipitação acumulada, o que auxiliaria na observação de longo prazo (PITA, 2001; OLIVEIRA, L.A. et al., 2014).

Embora o IPEP tenha sido desenvolvido com o intuito de definir a intensidade e a duração dos períodos secos, sua aplicação permite, ainda, avaliar os períodos chuvosos (PITA, 2001; OLIVEIRA L.A. et al., 2014). Todavia, exemplificam Fernandes et al. (2009) que a determinação do início e do término de um período seco é uma prática difícil de ser quantificada, sobretudo quando se trata de secas hidrológicas, agrícolas e socioeconômicas. Mesmo assim, reconhecendo-se que o IPEP está vinculado com as secas meteorológicas (PITA, 2001) – sobretudo por trabalhar tão somente com dados de precipitação –, a existência de longos períodos secos pode dar um indício do retrospecto dessa condição para a disponibilidade hídrica, como, por exemplo, numa bacia hidrográfica. É, portanto, esse o escopo de se aplicar o IPEP para os dados da estação pluviométrica "Ponte do Miracatu".

Os resultados assinalam para a ocorrência de diversos períodos secos e chuvosos na BHAM (Figura 36). De modo geral foram registrados períodos que vão de moderados a extremamente secos/chuvosos, porém se quantificou que valores mensais positivos (chuvosos) não apenas ocorreram em maior número (14 vezes), como também atingiram intensidades (IPEP= +3,95) que superam aqueles obtidos em meses com IPEP negativo (5 vezes e IPEP= -3,15). Considerou-se, no entanto, como um período seco/chuvoso como sendo caracterizado pela persistência dos valores por mais de três meses consecutivos. Assim, observaram-se cinco períodos notadamente úmidos frente a apenas um período tratado como

Neste momento, Oliveira L.A. et al. (2014, p.1853) descreve: "Sendo que $i=1$, desde que $AP_i < 0$ e $APA_{i-1} = 0$ ".

3) As anomalias são padronizadas, por meio da equação:

$$ZAPA_i = \frac{(APA_i - APA)}{sAPA}$$

Onde, $ZAPA_i$ é a anomalia mensal de precipitação acumulada padronizada daquele mês, APA a média e $sAPA$ o desvio-padrão das anomalias mensais de precipitação acumulada de toda a série histórica.

Os resultados constituem o IPEP e podem ser interpretados, conforme aponta Oliveira L.A. et al. (2014) a partir da intensidade da seca: 0,00 a -0,99 (próximo ao normal), -1,0 a -1,49 (moderadamente seco), -1,5 a -1,99 (severamente seco) e $\geq -2,00$ (extremamente seco). As classes correspondentes, mas com sinal positivo (+), representariam, da mesma proporção, as condições úmidas (SIVAKUMAR et al., 2010; OLIVEIRA L.A. et al., 2014).

seco. Enquanto os períodos úmidos atingiram no máximo nove meses, esse único período seco se prolongou, porém, por 60 meses consecutivos⁶³.

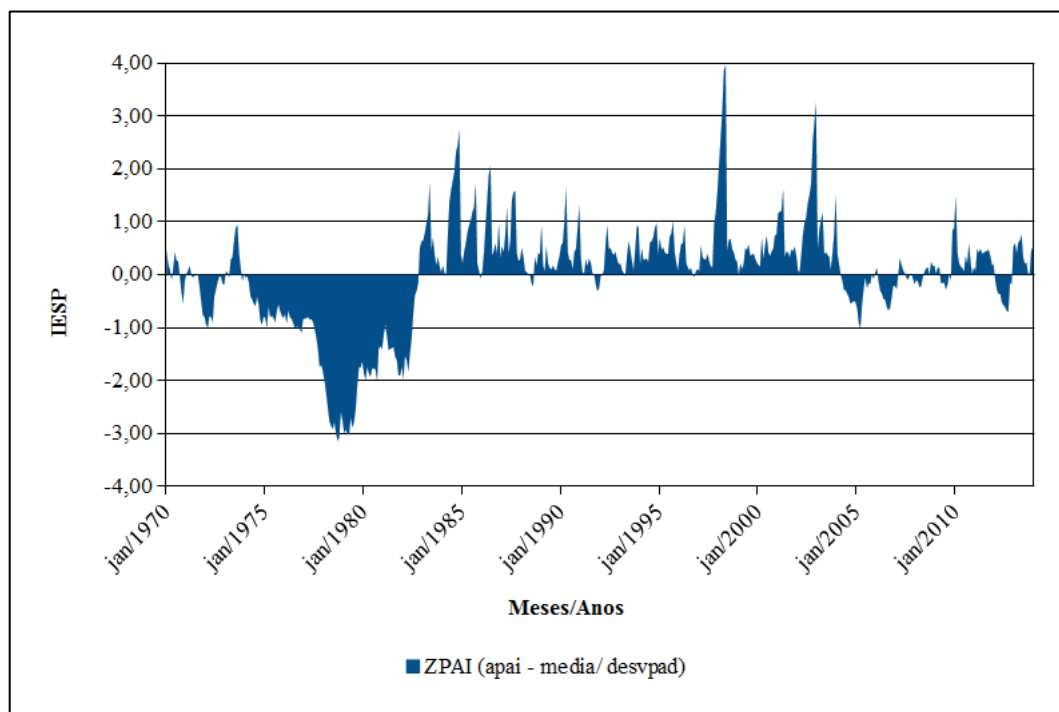


Figura 36 – Índice padronizado de estiagem pluviométrica (IPEP) para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

Fonte: ANA (1970-2013).

Visto em conjunto, a Figura 36 representa nitidamente o longo período seco que se estendeu de julho de 1977 a junho de 1982 ($IPEP \leq -1,00$). Distingue-se que esse período apresentou um notável comportamento de intensificação dos valores negativos do IPEP, que, inicialmente, qualificavam o episódio como moderadamente seco, passando, posteriormente, para a condição de severamente e extremamente seco. Enfatiza-se que, neste trabalho, já havia sido considerada a década de 1970 como representativa das condições de reduzidas chuvas, induzindo à ocorrência de anos-padrão, preferencialmente, secos ou tendente a seco.

Com relação aos períodos chuvosos, nota-se que eles somente ganham corpo a partir do término do período seco acima descrito. Ocorrem, temporalmente, da seguinte maneira: de maio a novembro de 1984, de junho a setembro de 1985, de novembro de 1997 a maio de 1998, de janeiro a abril de 2001 e, por fim, de junho a dezembro de 2002. Desses, somente um (o segundo em ordem) não atingiu valores que o caracterizam como extremamente úmido.

⁶³ Desconsideraram-se, em ambos os casos, respectivamente, a ocorrência de dois e um mês com valores de IPEP representativo de condições normais. Esses meses encontravam-se inseridos no rol do respectivo período chuvoso/seco.

Apesar disso, é clara a presença dos outros meses que adentraram na qualidade de úmidos, mas que não foram abordados como períodos representativos.

Outro aspecto relevante que pode ser constatado na Figura 36 é que, até o final do longo período seco (junho de 1982), os valores do IPEP se concentravam, predominantemente, nas classes negativas. A partir desse ponto ocorre uma mudança, que implica a inversão dos valores do IPEP, que agora se acumulam, preferencialmente, nas classes positivas, algo que se prolonga até meados de março de 2004. Daqui até o final da série histórica de dados, valores negativos e positivos ocorrem de modo não uniforme. A delimitação desses três amplos períodos corrobora a proposição apresentada sobre a influência da ODP no regime de chuvas na BHAM. Inclusive, deixa clara a proposta de atraso de cinco anos, quando comparada com informações prestadas por outros autores (MOLION, 2005; KAYANO e ANDREOLI, 2007; MOLION, 2008; KAYANO e ANDREOLI, 2009; STRECK et al., 2009).

3.10 CONSIDERAÇÕES PARCIAIS

Todos os aspectos acima abordados demonstram que as chuvas na BHAM apresentam elevada variabilidade, seja anual como mensal. Isso se expressa não apenas por volumes anuais demasiadamente diferenciados, mas também que as chuvas podem ocorrer ou faltar em qualquer mês do ano, demonstrando que a propalada distribuição igualitária é fruto da média estatística. Por mais que um ou outro mês tenha eventualmente a possibilidade de registrar maior/menor acumulado, isso nem sempre é confirmado. Entretanto, é no reduzido número de dias com chuva e, conseqüentemente, na sucessão de dias consecutivos sem chuva (estiagem) que está a chave para a elucidação da dinâmica dos processos superficiais na área de estudo.

Além disso, embora as chuvas moderadas e extremas correspondam a uma menor parcela no número de dias com chuva por ano, elas contribuem com a maior parte do volume anual ou mensal. Chuvas pentadais extremas (≥ 108 mm), assim como os períodos de ≥ 15 dias consecutivos sem chuva atestam, ainda, que os episódios chuvosos podem ocorrer concentrados, maximizando seus efeitos sobre a dinâmica geomorfológica. De todo modo, observou-se que as chuvas são moduladas tanto pelo ENOS como pela ODP. O IPEP, por exemplo, comprova a importância da ODP em modular os grandes períodos secos e úmidos na BHAM.

Diversos autores (*vide* Capítulo 2) relataram que os solos, sobretudo os *Neossolos Quartzarênicos Órticos*, por serem bem drenados, ressecam-se facilmente e a falta de

agregados os torna altamente friáveis, sobretudo pelo uso intensivo na pecuária ou na agricultura sem técnicas conservacionistas. Além disso, a elevada ocorrência de chuvas extremas, moderadas ou pentadais extremas sobre esses solos frágeis condiciona alta mobilidade de sedimentos pela água – que é o mecanismo propulsor do processo de arenização –, posto que o uso das áreas de várzea e a destruição das matas tipo galeria promovem atualmente a integração vertente-fundo de vale, assoreando os cursos fluviais. Assim, merece destaque o estudo das vazões fluviais, principalmente no que se refere à interação com esse regime pluviométrico altamente variável e como este afeta o regime hidrológico do arroio Miracatu, tema abordado no capítulo seguinte.

4 AS VAZÕES COMO POTENCIALIZADORAS DA MORFODINÂMICA FLUVIAL NA BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO MIRACATU

A entrada de água por meio das chuvas e as diferentes rotas de escoamento d'água dentro de uma bacia hidrográfica afetam consideravelmente as vazões (ou débitos) fluviais. Esta, por sua vez, constitui o principal meio de transporte da carga sedimentar oriunda das encostas, tornando-se, assim, importante agente na esculturação da paisagem (LEOPOLD, 1960; CHRISTOFOLETTI, 1981). Esse papel de destaque dado aos cursos d'água, adicionando as necessidades das águas fluviais enquanto recurso hídrico, induziu à necessidade de quantificar as vazões ao longo do tempo, para assim compreender a disponibilidade e, conseqüentemente, a variabilidade do escoamento fluvial.

A mensuração da vazão líquida nos cursos d'água normalmente é realizada a partir da relação entre o nível d'água e sua respectiva vazão⁶⁴, a fim de poder estabelecer a curva-chave (TRICART, 1960; CHEVALLIER, 2009). A leitura das cotas do nível de água é realizada com auxílio de réguas linimétricas, cuja instalação é realizada verticalmente no leito, em locais que satisfaçam determinados aspectos básicos (PINTO e HOLTZ, 1976) e que permitam a medição, tanto durante os períodos de estiagens, como durante os de cheia (CHEVALLIER, 2009; GARCEZ e ALVAREZ, 1988). Desse modo, a partir dessas mensurações sistemáticas a curva-chave é construída, possibilitando que as vazões sejam estimadas a partir da cota do nível d'água, cuja leitura é realizada diariamente às 7:00 e às 17:00 horas (REES, 2008; LANNA, 2009; ANA, 2014).

Suguo e Bigarella (1990) indicam que as precipitações e as águas subterrâneas são fundamentais para a compreensão da vazão fluvial, isso porque são elas que dão origem ao escoamento, que pode ser imediato (logo após as chuvas) ou oriundo da recarga dada pela parcela de água que infiltra e, posteriormente, abastece os cursos de água. Isso confere à vazão fluvial a característica de ser altamente irregular no tempo e no espaço (LEOPOLD, 1960), uma vez que representam a resposta combinada entre os atributos (clima, rochas, relevo, solos e vegetação) e os processos físicos (precipitação, escoamento, infiltração, por exemplo) que afetam a disponibilidade e a quantidade de água que chega e é escoada pelos cursos fluviais em uma bacia hidrográfica (REES, 2008).

⁶⁴ Essa relação é obtida mensurando a vazão e sua respectiva cota para diferentes situações. Posteriormente, é possível estimar a vazão (m³/s) utilizando unicamente a cota do nível de água – curva-chave (TRICART, 1960; PINTO e HOLTZ, 1976; CHEVALLIER, 2009; GARCEZ e ALVAREZ, 1988; ANA, 2014).

Em meios naturais (exceto climas áridos), uma parcela significativa da vazão não é oriunda do escoamento transmitido diretamente ao canal logo após a precipitação (fluxo de chuva) – salvo eventos excepcionais de chuva – que incidiu sobre a bacia hidrográfica, mas, sim, por uma grande porcentagem da água que infiltrou no solo e nas rochas adjacentes e escoou em subsuperfície até atingir os cursos d'água. Por conta desse processo, a água infiltrada fica momentaneamente armazenada, fato que regula e sustenta as vazões durante períodos de estiagem (fluxo de base) (LEOPOLD, 1960; CHRISTOFOLETTI, 1982; CHARLTON, 2008; CUNHA, 2011; COELHO NETTO, 2011).

Schumm (1977) enfatiza a necessidade e a importância de se reconhecer a dinâmica das vazões, mesmo que as séries históricas perfaçam curtos períodos, pois a discriminação dos fluxos extremos daqueles mais corriqueiros pode ser uma chave interpretativa dos processos que regem a morfologia dos cursos d'água. Considerando esse viés, busca-se, neste capítulo, descrever e analisar a variabilidade das vazões no arroio Miracatu, com vistas à compreensão do regime hidrológico fluvial. Entende-se por regime hidrológico fluvial a variação do nível d'água e, portanto, das vazões ao longo do tempo (SUGUIO e BIGARELLA, 1990).

Para tanto, foram utilizados dados diários de vazão média da estação fluviométrica "Ponte do Miracatu" (código: 76550000 de responsabilidade da Agência Nacional das Águas – ANA), dados que foram obtidos mediante acesso ao Sistema de Informações Hidrológicas – Hidroweb⁶⁵, mantido pela ANA. As mensurações nesse local foram iniciadas a partir de sua instalação, ainda no final de 1964. Todavia, nos primeiros anos de seu funcionamento, somente dados do nível d'água (m) foram coletados. Dali avante, a partir de 1970, tornaram-se disponíveis, adicionalmente, os dados de vazão média diária (m³/s), dados que foram medidos até sua desativação no início de 1984.

Essa estação fluviométrica se encontrava instalada no médio curso do rio homônimo (Figura 37), sob as coordenadas: 29°29'00" S e 55°16'00" O, a 100 m de altitude. A área de drenagem de 377 km² incluía integralmente as drenagens das sub-bacias da sanga Feijó, da Areia e do arroio Taquari (a designação Miracatu é aplicada somente a partir da confluência entre os dois últimos cursos d'água). O local no qual estava instalada a estação fluviométrica corresponde a uma área de estrangulamento da planície fluvial do arroio Miracatu. Isso, em parte, pode ter sido considerado para a escolha do local, uma vez que nele há incipiente migração lateral e o perfil transversal é mantido por uma suave sinuosidade, onde a margem côncava até hoje se encontra ancorada num cerro arenítico (saliência residual).

⁶⁵ Disponível em: <<http://hidroweb.ana.gov.br/>>. Acesso em: 13 out. 2012.

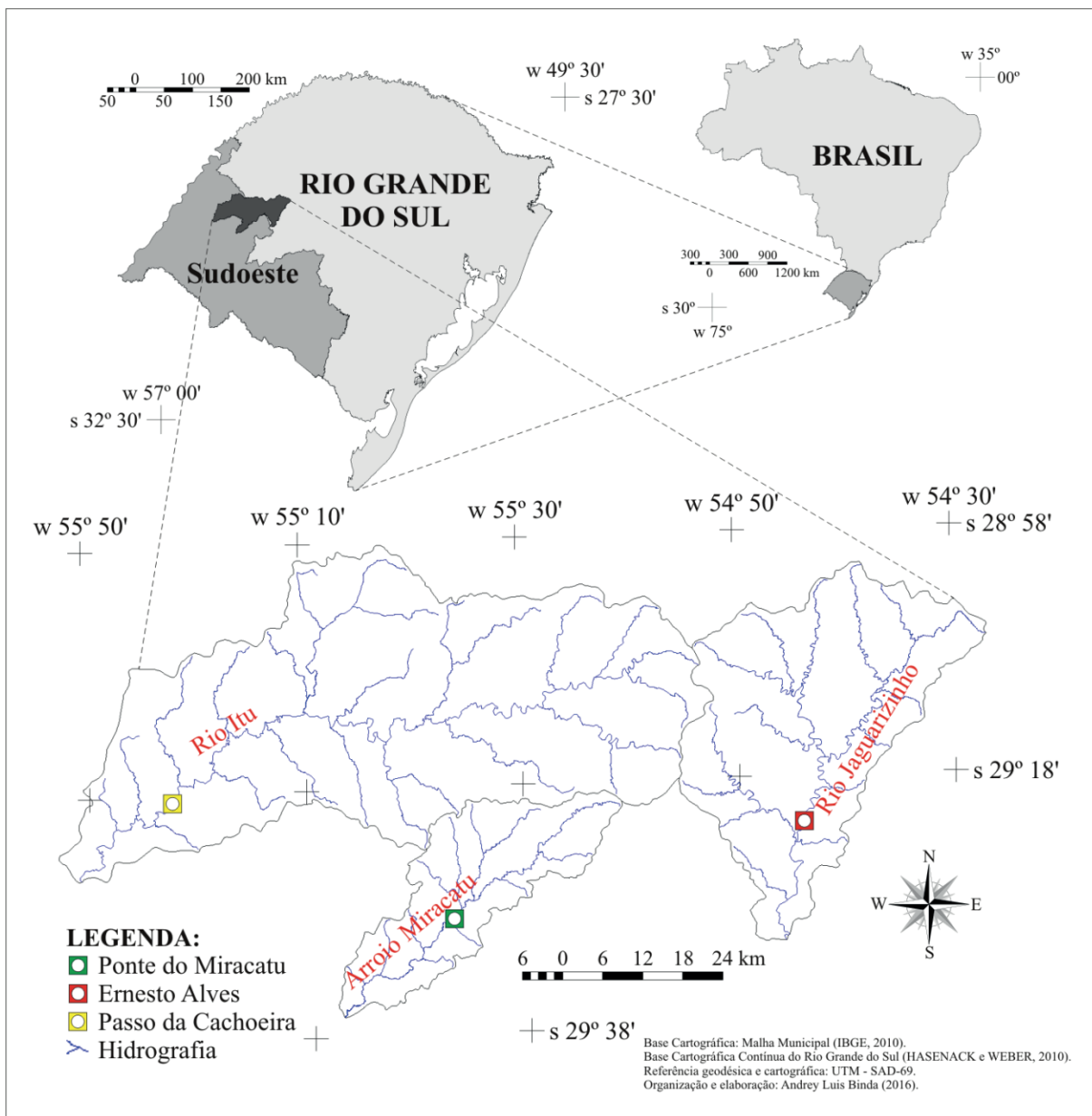


Figura 37 – Localização das estações fluviométricas em relação à Bacia Hidrográfica do Arroyo Miracatu.

Desse modo, a série histórica de vazões (1970-1983) foi complementada com vazões calculadas a partir dos dados diários de nível d'água, seguindo recomendações de Pinto e Holtz (1976), Chevallier (2009) e Garcez e Alvarez (1988). Com isso, construiu-se uma série de dados diários num lapso de tempo que perfaz 19 anos (1965-1983), ou seja, 228 meses, aqui chamada de "série verdadeira". Mesmo assim, informações em nível mensal e anual foram estimadas e expandidas de 1984 a 2013, nomeando-a de "série estimada". Toda vez que for mencionada a expressão "série completa", as informações apresentadas compreendem a junção da série verdadeira com a série estimada (1965-2013).

Para a estimativa e expansão dos dados foram considerados os passos metodológicos apresentados no trabalho de Rocha e Araújo (2011) e que são, sinteticamente, descritos a seguir. Salienta-se que a opção por se expandir a série de dados tem como fundamento a necessidade de procurar correlações com as chuvas na bacia hidrográfica, cuja análise foi realizada no capítulo anterior. A escolha da estação fluviométrica utilizada para o preenchimento e a extensão da série histórica foi, conforme recomenda a literatura (ROCHA e ARAÚJO, 2011), realizada a partir da inserção desta no mesmo contexto fisiográfico daquela encontrada para a "Ponte do Miracatu".

Com isso em mente, definiu-se como prioritária a obtenção de dados de vazão oriundos da bacia hidrográfica do rio Itu como base para o preenchimento de dados. Essa escolha partiu, inicialmente, do fato de as bacias hidrográficas do arroio Miracatu e do rio Itu serem contíguas e ocuparem, portanto, o mesmo contexto fisiográfico. Além disso, foram consideradas as informações prestadas no relatório técnico 03, do "Processo de Planejamento da Bacia Hidrográfica do Rio Ibicuí", relatório o qual indica que o comportamento hidrológico de ambos os rios é semelhante (RIO GRANDE DO SUL, 2011).

Frente ao exposto, foi selecionada a estação fluviométrica "Passo da Cachoeira" (Código: 76650000) (Figura 37), situada no município de Manoel Viana/RS, de responsabilidade da ANA e operada pelo Serviço Geológico Brasileiro (CPRM). A área de drenagem dessa estação é de 2.560 km² e a altitude é de cerca de 60 m. Embora a área de drenagem seja bem superior daquela encontrada para a "Ponte do Miracatu", o coeficiente de determinação entre as vazões médias mensais ($R^2=0,83$) e máximas mensais ($R^2=0,72$), quando comparadas às séries históricas de 1965 a 1983 (228 meses em comum), confere uma forte aproximação entre os dados.

Adicionalmente, para estimativa das vazões mínimas mensais foram utilizados dados da estação fluviométrica "Ernesto Alves" (Código: 76460000 - de responsabilidade da ANA e operada pelo CPRM) (Figura 37), localizada no rio Jaguarizinho, no município de Santiago/RS. A justificativa para tal opção tem relação com a área de drenagem dessa estação fluviométrica ser inferior (926 km²) àquela fixada no rio Itu, indicando, portanto, um regime de vazante mais apropriado ($R^2=0,77$) para estimativa das vazões mínimas mensais. Lanna (2009) aborda esse aspecto indicando que grandes áreas de drenagem apresentam uma importante regulação da variabilidade natural do curso d'água, diferente do que ocorre em áreas de drenagem menores.

Vale recordar que o preenchimento por meio da correlação linear deve ser empregado somente quando o coeficiente de determinação for maior ou igual a 0,7 (SOUSA et al., 2009); uma vez que, abaixo desse valor, os valores estimados podem conter erros grosseiros. Ademais, toda esta etapa foi realizada com o auxílio do Sistema Computacional para Análises Hidrológicas (SisCAH), versão 1.0, *software* esse desenvolvido pelo Grupo de Pesquisa em Recursos Hídricos (GPRH), da Universidade Federal de Viçosa (UFV) (SOUSA et al., 2009).

4.1 O REGIME DE ESCOAMENTO FLUVIAL ANUAL E A VARIABILIDADE INTERANUAL NO ARROIO MIRACATU

De acordo com Araujo e Rocha (2010), o regime de escoamento fluvial pode ser observado mediante a análise da variabilidade das vazões mínimas, médias e máximas, tanto na escala anual, interanual, como também na mensal (TRICART, 1960). Nesse tópico, ênfase será atribuída, justamente, para a variabilidade interanual das vazões no arroio Miracatu, no período de 1965 a 2013. É oportuno realçar que as vazões médias e a média das máximas, a partir do ano de 1984, foram estimadas com base na estação fluviométrica "Passo da Cachoeira", na bacia hidrográfica do rio Itu, enquanto a média das vazões mínimas teve como base o posto "Ernesto Alves", localizado no rio Jaguarizinho. Essas informações são necessárias para que, ao menos inicialmente, esses dados sejam observados com cautela.

Além disso, partindo-se do pressuposto de que "[...] a chuva é uma das variáveis motoras do processo hidrológico que gera vazões [...]" (LANNA, 2009, p.90) e remetendo-se à constatação explanada no Capítulo 3, de que, se as chuvas apresentam elevada variabilidade interanual, vislumbra-se que o regime de vazões no arroio Miracatu deve apresentar modo semelhante. Com isso, na intenção de buscar possíveis relações entre a dinâmica das chuvas com os processos de escoamento fluvial, serão apresentadas, a seguir, algumas considerações tendo como base a série completa (1965-2013) de vazões médias anuais (médias, média das máximas e média das mínimas).

Nesse período, a vazão média do arroio Miracatu foi de 10,6 m³/s, atingindo 30,3 m³/s quando considerada a média das vazões máximas e 6,5 m³/s para a média das vazões mínimas. Digno de nota é que esses valores não diferem significativamente quando comparados com a série verdadeira (1965-1983), ou seja, de 10,1 m³/s para as vazões médias, 29,1 m³/s para a média das vazões máximas e 6,1 m³/s para a média das vazões mínimas. Na Figura 38 é apresentado o fluviograma das vazões médias anuais no decurso da série completa de vazões. Nela se podem observar, complementarmente, os valores relativos à média das

máximas e à média das mínimas. Chama-se a atenção para o fato de que a média das vazões mínimas anuais se apresentou muito mais homogênea ao longo do período avaliado, uma vez que o desvio-padrão foi de apenas 0,82 m³/s. Esse resultado indica possivelmente o escoamento líquido derivado exclusivamente do aporte hídrico subterrâneo na manutenção das vazões, o que, *a priori*, manteria as vazões mínimas constantes, sem muitas variações no baixo fluxo.

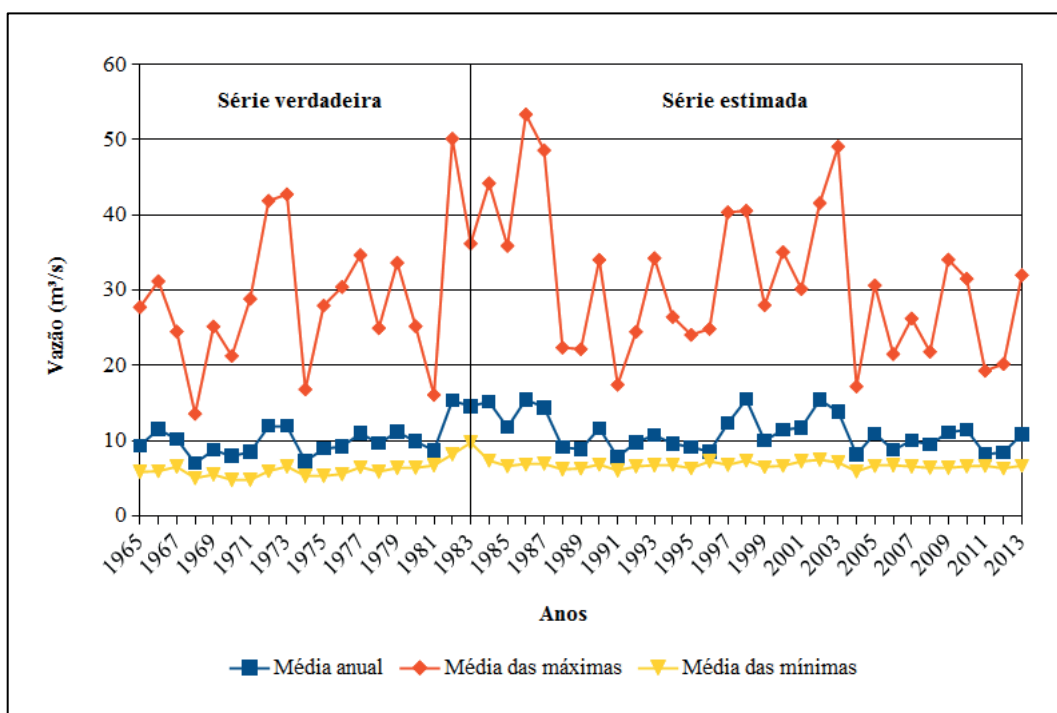


Figura 38 – Vazão média anual, média das máximas e média das mínimas para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

Fonte: ANA (1965-2013).

Por outro lado, nota-se (Figura 38) que a vazão média anual (desvio-padrão de 2,3 m³/s) e, principalmente, a média das vazões máximas anuais (desvio-padrão de 9,6 m³/s), demonstram maior relação com a dinâmica das chuvas na área de estudo e, portanto, com uma importante contribuição do escoamento superficial. Garcez e Alvarez (1988), por exemplo, já atestaram que o regime fluvial de um determinado curso d'água acompanha, grosso modo, o regime pluviométrico da bacia hidrográfica, situação nítida no caso do arroio Miracatu.

Denota-se, ainda, a partir da Figura 38, que os anos de 1968, 1974, 1981, 1991, 2004, 2011 e 2012 (classificados como anos-padrão secos, tendentes a secos ou normais em relação à precipitação) apresentam reduções nítidas tanto na vazão média anual, como na média das máximas. Isso permite comprovar que realmente se tratava de anos onde os menores totais pluviométricos foram acompanhados pela redução no fluxo fluvial. Destarte, as chuvas nessas

ocasiões parecem, em primeira instância⁶⁶, não terem sido tão efetivas para produzir elevadas vazões como aquelas registradas nos anos de 1972, 1973, 1982, 1983, 1984, 1986, 1987, 1997, 1998, 2002 e 2003 (anos-padrão normais, tendentes a chuvosos ou chuvosos). Com o propósito de qualificar o modo como as vazões variaram de um ano para outro, optou-se por aplicar o índice "Condição Hídrica da Bacia Hidrográfica" (CHid)⁶⁷, que, segundo os autores proponentes, visa "[...] estabelecer as classes dos eventos anuais e considerar a variabilidade hidrológica" (GENZ e LUZ, 2009, p.1). Dessa forma, a CHid obtida para cada um dos anos da série histórica completa é apresentada na Figura 39.

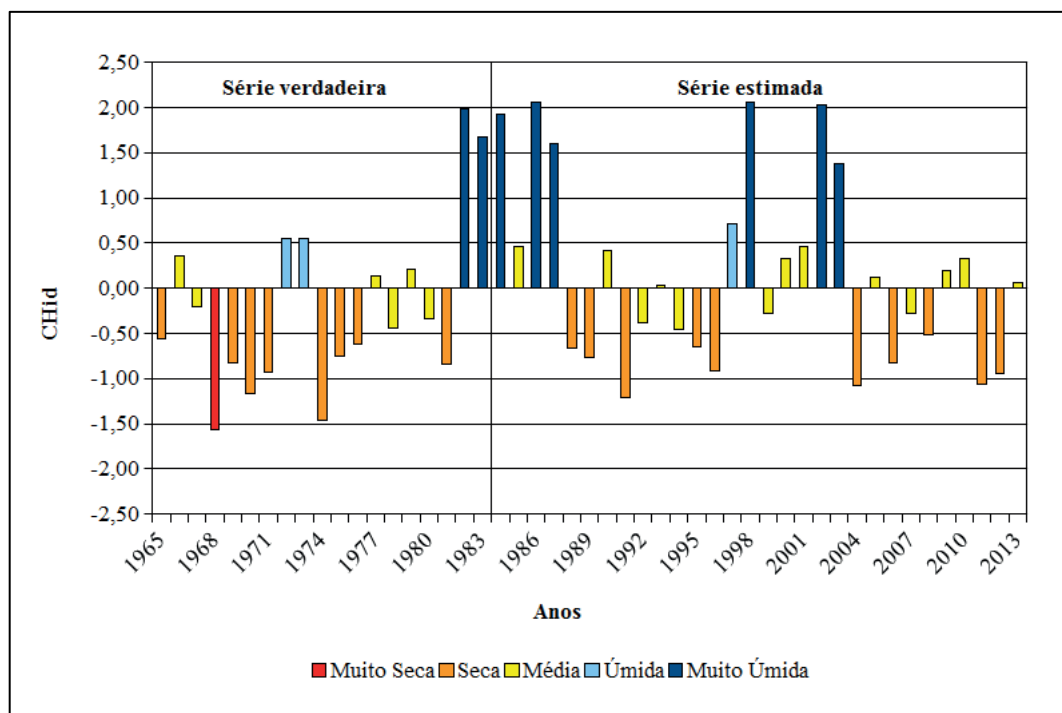


Figura 39 – Condição Hídrica da Bacia Hidrográfica (CHid) anual para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS. Fonte: ANA (1965-2013).

Predominaram anos com CHid média, na qual se concentraram 19 anos da série (1966-1967, 1977-1980, 1985, 1990, 1992-1994, 1999-2001, 2005, 2007, 2009-2010 e 2013). Muito próximo dessa frequência estão os anos com CHid seca, que ocorreram em 18 ocasiões (1965, 1969-1971, 1974-1976, 1981, 1988-1989, 1991, 1995-1996, 2004, 2006, 2008 e 2011-2012).

⁶⁶ Como se trata de dados médios, deve-se ponderar para possíveis simplificações das informações.

⁶⁷ É obtido a partir da padronização entre a vazão média anual (Q) e a vazão média de longo período (Qlp) – de toda a série histórica –, mediante a aplicação da seguinte equação:

$$Anomalia = \frac{(Q - Qlp)}{\sigma}$$

Onde: σ é o desvio-padrão. A partir dos valores de anomalia, os anos são classificados em: $<-1,5$ (muito seca); de $-1,5$ a $-0,5$ (seca); de $-0,5$ a $0,5$ (média); de $0,5$ a $1,5$ (úmida) e $>1,5$ (muito úmida) (GENZ e LUZ, 2009).

Não menos importantes estão as classes de CHid úmida e muito úmida, com, respectivamente, quatro (1972-1973, 1997 e 2003) e sete anos (1982-1984, 1986-1987, 1998 e 2002). Atenta-se para o fato de que apenas um ano (1968) foi enquadrado como pertencente a condições de CHid muito seca, e isso atesta a característica perene das vazões fluviais no Arroio Miracatu, mesmo reconhecendo diversos anos-padrão tratados como secos (Figura 39).

Com efeito, comparando a CHid com os anos-padrão, reconhecem-se importantes ligações, demonstrando que os valores da série estimada podem ser reconhecidos como significativos. Em geral, os anos-padrão secos e tendentes a secos foram correlatos com a CHid seca, da mesma forma como os anos-padrão chuvosos e tendentes a chuvosos estiveram análogos com a CHid úmida e muito úmida. Os anos-padrão normais, embora apresentassem maior frequência na CHid média (14 vezes), foram observados, complementarmente, na classe seca (8 vezes), úmida (2 vezes) e muito úmida (1 vez), comprovando uma natureza variável, que indica tanto momentos de relativa estabilidade, como de reafeiçoamento das formas fluviais.

Merece destaque ainda o fato de que, conforme exposto no Capítulo 3 para as chuvas anuais, se observa uma diferenciação da série histórica em três períodos bem definidos, apontando para uma resposta positiva com a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) na modulação da CHid. É importante salientar que Mechoso e Iribarren (1992) verificaram clara tendência entre o Índice de Oscilação Sul (IOS) e as vazões médias mensais no rio Uruguai. Entre junho e dezembro, durante IOS+ (LN), as vazões foram inferiores à média, enquanto que, entre novembro e fevereiro do ano subsequente, em situações de IOS- (EN), as vazões foram sutilmente acima da média, sendo possível a ocorrência ocasional de anomalias bem acima da média.

Assim, reconhecendo que há uma relação muito próxima entre a precipitação e o escoamento fluvial (GARCEZ e ALVAREZ, 1988; SUGUIO e BIGARELLA, 1990; LANNA, 2009), optou-se por aplicar o teste de correlação entre a CHid e a precipitação anual padronizada. Os resultados indicam forte associação ($r=0,86$), inclusive com um coeficiente de determinação relevante ($R^2=0,76$). Com isso, períodos chuvosos (ODP+), assim como aqueles secos (ODP-), também seriam refletidos na vazão fluvial. Pode-se, dessa forma, admitir, ao menos preliminarmente, a existência de um regime hidrológico alternado, com períodos dominados por inundações (*flood-dominated regimes*) e outros dominados por estiagens (*drought-dominated regimes*) (WARNER, 1987; ERSKINE e WARNER, 1988).

Esses dados, indicam, de modo sumário, que as vazões médias anuais são

categoricamente relacionadas com os volumes anuais de precipitação e, conseqüentemente, com os anos-padrão. Isso, no entanto, nem sempre se comporta de forma linear, conforme é exemplificado abaixo. De todos os valores da CHid e seus respectivos anos-padrão, saltam aos olhos duas situações opostas, por apresentarem apreciáveis diferenças.

A primeira dessas situações, o ano de 1983, embora classificado como pertencente à classe normal no que se refere aos anos-padrão, apresentou a CHid como muito úmida. Em contrapartida, o ano de 1990, mesmo apresentando elevada pluviosidade (ano-padrão chuvoso), recaiu sob a CHid média. Esses exemplos podem ser observados a partir de duas perspectivas diferentes: i) de que as chuvas em 1983 tenderam a ser mais intensas do que 1990, possibilitando maior escoamento superficial e, conseqüentemente, o abastecimento das calhas fluviais ou ii) pelo episódio de 1983 ter ocorrido diferente do que registrado em 1990, sucedido um ano-padrão chuvoso, incorporando, assim, o papel das chuvas do ano precedente no reabastecimento dos aquíferos superficiais. Julga-se que esses dois modos devem ter afetado as diferenças entre os anos-padrão e a CHid, mas a segunda afirmativa é relevante.

4.2 AS VAZÕES MENSAIS E OS FLUVIOGRAMAS MÉDIOS: AS CHEIAS E AS VAZANTES NO ARROIO MIRACATU

Pinto (1976, p.168) salienta que, "[...] com a finalidade de caracterizar o regime anual, costuma-se estabelecer um fluviograma de vazões mensais, em que cada mês é definido pela média das vazões observadas naquele mês, ao longo do período observado". Tendo como base a alegação exposta pelo autor supracitado, elaborou-se a Figura 40, que então apresenta os fluviogramas mensais médios (média, média das máximas e média das mínimas). Ressalva-se, no entanto, a necessidade de observar esses fluviogramas com cuidado, pois, ao expressarem as vazões em termos médios, recaem na problemática do uso dessa medida estatística (PINTO, 1976). Por isso, foram adicionados os respectivos desvios-padrão como forma de expressar a maneira como os dados se encontram dispersos em torno da média. Esclarecida essa ponderação inicial, constata-se, no que tange às vazões médias considerando a série completa (1965-2013), a existência de várias características que podem estar, como é a suposição, relacionadas com o regime das chuvas. Entretanto, essa relação não é tão simples, como será discutido a seguir.

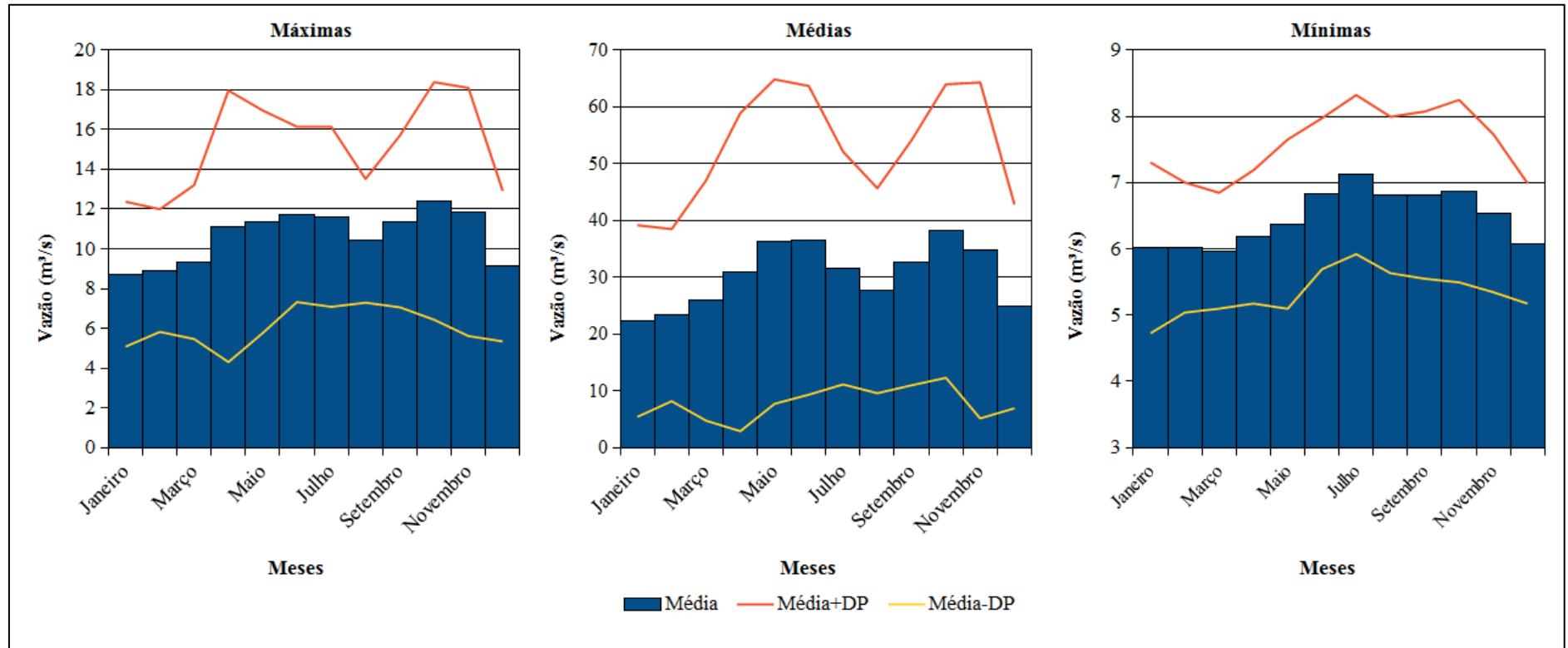


Figura 40 – Fluviogramas mensais médios: vazões máximas (esquerda), médias (centro) e mínimas (direita) para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

Fonte: ANA (1965-2013).

Os fluxos d'água médios (Figura 40) ao longo do ano apresentaram tendência de aumento com dois picos bem definidos nos meses de junho e outubro (vazões médias e média das vazões máximas). Diferentemente, para a média das vazões mínimas, um pico único pode ser observado no mês de julho. Nota-se, assim, que a redução do escoamento fluvial no quadrimestre dezembro-março, culminou nos menores valores, normalmente, no mês de abril (vazões médias e média das vazões máximas) ou no mês de janeiro (média das vazões mínimas). Um pico secundário de águas baixas ocorre no mês de agosto, no entanto, nesse mês a redução, principalmente a das médias das vazões mínimas, não é representativa. Esse comportamento das vazões no arroio Miracatu encontra-se, portanto, em oposição ao regime pluviométrico. Entretanto, as informações acima expostas se aproximam daquelas apresentadas por Mechoso e Iribarren (1992) para rio Uruguai. Segundo esses autores, as menores vazões ocorrem em janeiro, aumentando com um pico em julho e outro máximo em outubro, separados por substancial redução em agosto.

Agosto, embora marcado por ser o mês com a menor média de chuva mensal, não apresenta redução apreciável nas vazões que possibilite tratá-lo como correlato de um regime de vazante. Dezembro, também tido como um mês de chuvas menos representativas, embora apresente a redução das vazões, seus valores ainda se encontram acima de meses mais chuvosos, sobretudo daqueles do trimestre de verão. De fato, esse comportamento é derivado da tipologia das chuvas presentes na área de estudo e demonstra que os eventos convectivos veranis pouco contribuem para o abastecimento dos aquíferos superficiais, escoando em episódios torrenciais. Por outro lado, no inverno, as chuvas, predominantemente frontais, mesmo com totais diários elevados, a baixa intensidade favorece a infiltração, mantendo, assim, altas vazões de base.

Revela-se, assim, com base nos fluviogramas médios, a existência de dois períodos hidrológicos na BHAM: um período de cheias (*high-flow*) que se estende de maio a novembro, e outro, de vazante (*low-flow*), com início em dezembro e término em abril. Atenta-se, no entanto, que o mês de abril, devido ao elevado desvio-padrão, seja, possivelmente, um momento de transição. É importante relatar, ainda, que os desvios-padrão dos fluviogramas médios indicam que a distinção dos períodos hidrológicos anuais nem sempre é nítida.

4.3 A VARIABILIDADE DAS VAZÕES DIÁRIAS COM BASE NAS CURVAS DE PERMANÊNCIA

4.3.1 As vazões anuais

Curvas de permanência (ou duração) são fontes importantes para a caracterização da variabilidade das vazões de uma determinada estação fluviométrica, pois permitem discriminar o regime hidrológico fluvial, diferenciando os fluxos mais comuns e duradouros daqueles excepcionais e raros. Permitem, portanto, extrair informações sobre todo o alcance das vazões registradas, que se estendem desde condições de vazante até os episódios de altos fluxos (inundações), expressando, assim, uma associação entre a magnitude e a frequência de ocorrência (LEOPOLD et al., 1964; CHRISTOFOLETTI, 1982; SMAKHTIN, 2001).

Garcez e Alvarez (1988, p.248) indicam que elas permitem visualizar a duração na qual uma determinada vazão "[...] foi atingida ou ultrapassada no intervalo de tempo considerado" e podem, conforme o autor, ser construídas tanto para um determinado ano, como também para uma série maior, composta por vários anos. Aqui é necessário esclarecer que a curva de permanência⁶⁸ (Figura 41) foi elaborada a partir das vazões diárias, ou seja, do período compreendido entre 1965 e 1983 (série verdadeira). Smakhtin (2001) indica ser nessa resolução (diária) que as características hidrológicas de um curso d'água são melhor representadas. Atenta-se, ainda, para a representação do eixo horizontal (eixo x) em porcentagem e que indica o tempo no qual uma determinada vazão é igualada ou excedida (SMAKHTIN, 2001; COLLISCHONN e TASSI, 2010).

Para facilitar, inseriram-se na Figura 41 as linhas referentes ao primeiro, ao segundo (mediana) e ao terceiro quartil, representativas, nesta ordem, das vazões características Q_{25} , Q_{50} e Q_{75} (COLLISCHONN e TASSI, 2010). A Q_{50} corresponde à vazão de 7,3 m³/s e, por se tratar da mediana, divide a amostra em duas partes iguais, de modo que 50% das vazões se encontram acima e os outros 50% abaixo desse valor. Chama-se atenção para o fato de que a Q_{50} é inferior à vazão média, que, neste caso, se posiciona exatamente na Q_{25} , ou seja, 10,6 m³/s. Leopold et al. (1964) explanam que, para a maioria dos rios, vazões inferiores ao fluxo médio ocorrem, normalmente, entre 60 e 75% do tempo permanência. A Q_{75} , por sua vez, atinge o valor de 5,9 m³/s, um valor mais elevado do que a metade da média, como suposto

⁶⁸ Elaborada com auxílio do *software* SisCAH e cujos valores foram exportados para a confecção da representação gráfica no *software* LibreOffice Calc. Para apresentar melhor as vazões de baixo fluxo, o eixo vertical (eixo y) foi apresentado na escala logarítmica, conforme sugere Collischonn e Tassi (2010).

por Leopold et al. (1964). Inclusive esse valor ($5,3 \text{ m}^3/\text{s}$) só ocorre em 13% do tempo, consequência do elevado fluxo de base, como será discutido mais adiante.

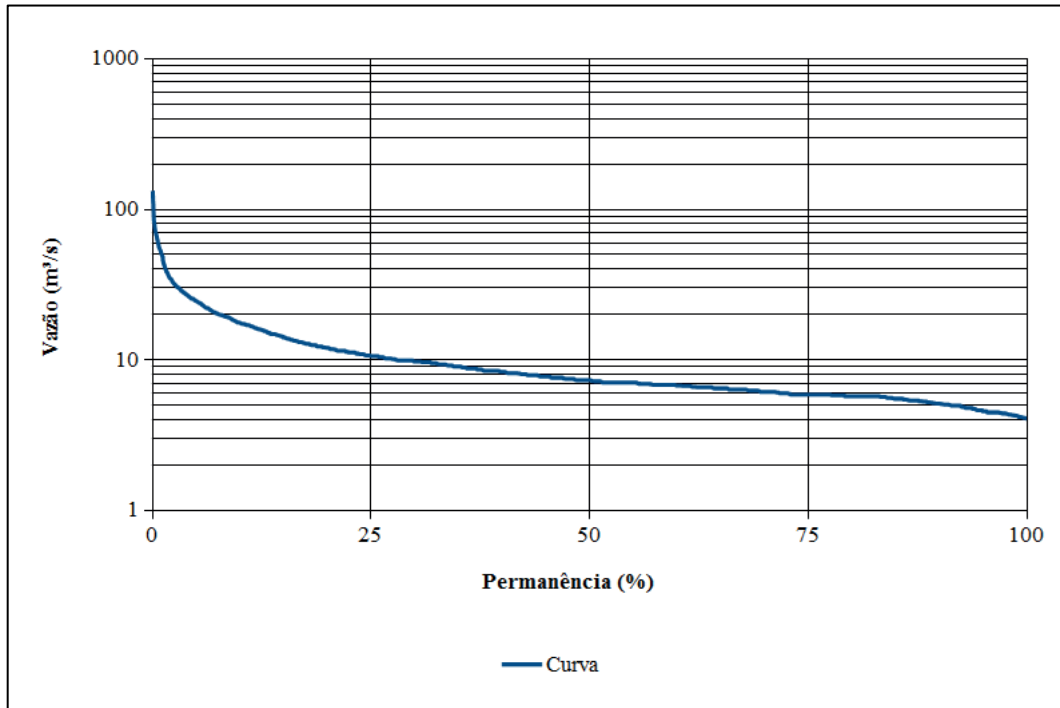


Figura 41 – Curva de permanência para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.
Fonte: ANA (1965-1983).

Assim, se comparada a Q_{75} com a Q_{25} , obtém-se, do mesmo modo, 50% de todas as vazões, caracterizando a amplitude interquartílica. Com efeito, os restantes 50% se encontram divididos igualmente entre as maiores e menores vazões registradas. Ademais, foram calculados os percentis 05 (Q_5) e 95% (Q_{95}), por se reconhecer que esses valores são expressivos para os extremos máximos e mínimos. Smakhtin (2001), por exemplo, indica a Q_{95} como indicativa de condições de baixo fluxo num rio. Nesse sentido, foram obtidos os valores de $4,6 \text{ m}^3/\text{s}$ para a Q_{95} e $24,5 \text{ m}^3/\text{s}$ para a Q_5 .

Considerando que a vazão mínima (Q_{\min}) e máxima (Q_{\max}) absoluta corresponderam a $4,1$ e a $133 \text{ m}^3/\text{s}$, nesta ordem (ou quartil 0 e 4º, respectivamente), fica claro o predomínio de vazões mais baixas, uma vez que o afastamento da Q_{\min} em relação à Q_{95} , e até mesmo à Q_{75} , perfaz um valor irrisório. Mesmo assim, considerando a Q_{25} , nota-se que as vazões foram sempre abaixo de $10,6 \text{ m}^3/\text{s}$ em 75% do tempo. Também, considerando os 25% restantes que superam esse valor, em 20% deles, as vazões estiveram compreendidas no lapso entre $10,6$ e $24,5 \text{ m}^3/\text{s}$ (Q_5), indicando que somente em 5% do tempo as vazões superam esse limiar, situação que permite tratá-las como extremas. Leopold et al. (1964) já relataram que, embora

as cheias e as inundações atinjam valores extremos de vazão, sua frequência esporádica as coloca num papel secundário no que se refere ao total de água escoada num curso fluvial.

Nota-se, inclusive, que a curva de permanência não apresenta a comum inflexão relacionada à redução dos fluxos de vazante, mesmo com os valores sendo expressos na escala logarítmica. Esses dados também comprovam a já definida condição apresentada por Leopold (1960), na qual na maior parte do tempo um canal fluvial tende a se encontrar em baixo fluxo e, portanto, raramente ocorrem vazões que ultrapassam o limite das margens, ocasionando inundações. Além disso, Smakhtin (2001) afirma que uma suave inclinação da curva a partir da Q_{50} em direção à Q_{\min} , tal qual como observada para o arroio Miracatu, pode ser indício, justamente, de uma importante contribuição da água subterrânea na manutenção do fluxo de base.

Mesmo assim, no entanto, diferente do que ocorre em vários afluentes do rio Ibicuí, as vazantes do arroio Miracatu apresentam uma importante manutenção do fluxo de base, cuja vazão, ao menos no período analisado (1965-1983), nunca reduziu abaixo dos 4 m³/s. Vazões próximas a essa tendem a se manter constantes por um longo período de tempo, mesmo durante aqueles momentos onde o Índice Padronizado de Estiagem Pluviométrica (IPEP) acusou a ocorrência de déficit de chuvas (*vide* item 3.9). Esse aspecto já foi observado em outro momento e associado ao substrato geológico da bacia hidrográfica, que favorece a ocorrência de reservas hídricas, preservando um regime hidrológico com vazões de base elevadas quando comparada com outras bacias hidrográficas de mesmo tamanho (RIO GRANDE DO SUL, 2011).

Com base na curva de permanência foi possível obter essas características gerais do regime hidrológico do arroio Miracatu, no entanto, enquanto a soma acumulada das vazões diárias de vários anos, ela não representa como as vazões variaram na escala interanual. Assim, com a finalidade de ampliar a visão sobre a variabilidade das vazões no arroio Miracatu, foram traçadas as curvas de permanência anuais do período de 1965-1983. Baseado nessas curvas de permanência, foram extraídas as vazões características Q_5 , Q_{25} , Q_{50} , Q_{75} e Q_{95} para cada ano, bem como, registradas a Q_{\min} e Q_{\max} absolutas. De posse dessas informações, elaborou-se uma representação gráfica (Figura 42) para cada uma das vazões, tendo como base a técnica de fichário-imagem⁶⁹ (GRIZIO-ORITA e QUEIROZ, 2013).

⁶⁹ Estabeleceram-se cinco classes de vazão para cada uma das vazões características. A partir dessas classes, os espaços internos do fichário eram preenchidos, de modo a apresentar como as vazões variaram de um ano para outro.

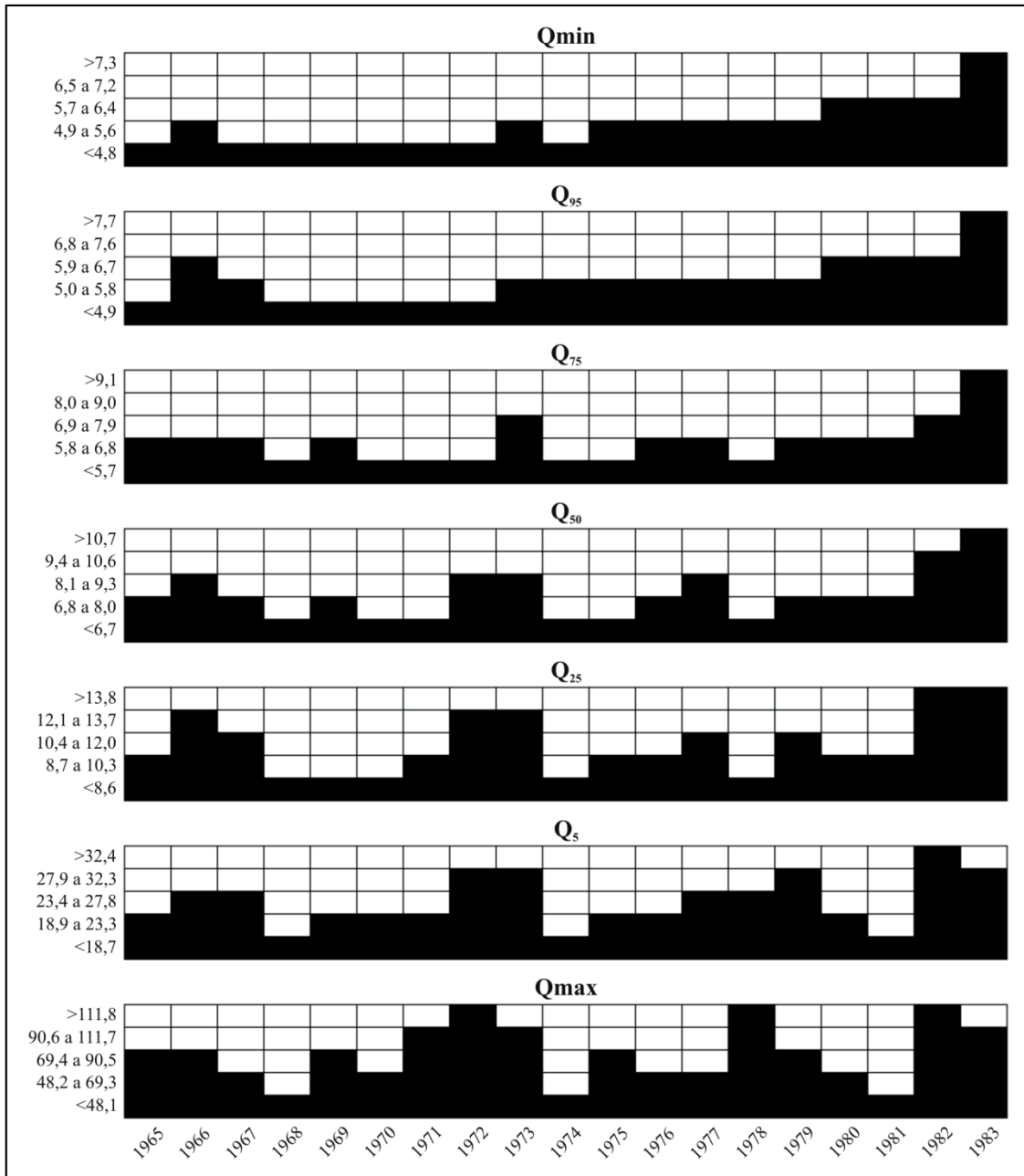


Figura 42 – Fichário-imagem das vazões anuais (Q_{max} , Q_5 , Q_{25} , Q_{50} , Q_{75} e Q_{95} e Q_{min}) para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu" (1965-1983), São Francisco de Assis/RS.
Fonte: ANA (1965-1983).

Percebe-se, a partir da análise da Figura 42, que a Q_{min} e a Q_{95} apresentam semelhanças consideráveis e não é por menos, pois elas representam as menores vazões observadas no arroio Miracatu. Nota-se, dessa forma, a existência de um período com reduzidas vazões entre os anos 1967 e 1972, a partir do qual há um incremento gradual em dois períodos distintos, um de 1973 a 1979, e outro de 1980 a 1982, que culminam no maior escoamento em 1983. Deve-se enfatizar que essa condição não se explica pela passagem gradual da $CHid$, muito menos pelos anos-padrão. Pode, no entanto, ser correlato com a

discriminação das chuvas ao longo desses anos, ainda mais quando se reconheceu, no Capítulo 3, um aumento no número de dias com chuva nas classes de 1 a 31 mm (chuvas insignificantes e fracas), justamente em direção ao início da década de 1980. Esse aumento, portanto, deve ter auxiliado no reabastecimento dos aquíferos superficiais, dando condições para um crescente aumento nas vazões de base. Atenta-se, ainda, para os valores singelamente maiores nos anos de 1966 (Q_{\min} e Q_{95}) e 1967 (Q_{95}).

A Q_{50} e a Q_{25} , por sua vez, incorporam fluxos modestos e podem ser diferenciados a partir dos picos de vazões registrados entre os anos de 1965-1967, 1972-1973, 1976-1977 e 1979-1981, alcançando as maiores classes no biênio 1982-1983. Observa-se, ainda, a ocorrência de anos consecutivos com predomínio de vazões reduzidas (1970-1971 e 1974-1975) ou, até mesmo, incorporados numa série de vazões relativamente maiores (1968 e 1978). Verdadeiramente, os fluxos aqui abordados são, possivelmente, gerados a partir dos episódios de chuvas moderadas (31-71 mm) ou, então, da recessão de vazões de magnitude superior. Isso possibilita, preliminarmente, observar a ocorrência de anos cujas vazões permaneceram reduzidas na maior parte do ano. A Q_{75} também se assemelha, em linhas gerais, a essa descrição (Figura 42).

Clarifica-se esse ponto de vista ao se focar à Q_5 e à Q_{\max} . Fica nítida a ocorrência de vazões reduzidas nos anos de 1968, 1974 e 1981, anos esses entremeados por valores maiores, nos quais podem ser observados três picos máximos nos anos de 1972, 1978 e 1982. Chama-se atenção para o fato de que, diferentemente das vazões características anteriores, o máximo não foi registrado no ano de 1983, que passa a quantificar valores inferiores ao ano precedente. Outros exemplos interessantes são os anos de 1978 e, com certas ressalvas, 1972, nos quais as vazões anteriores estiveram quase sempre inclusas naquelas mais baixas, mas que aqui apresentam um elevado pico de escoamento (Figura 42). Quanto a isso podem ser tecidas algumas considerações que por si podem explicar uma parcela expressiva das vazões aqui ocorridas, cuja gênese ocorre antes, durante os episódios de chuva extrema (≥ 71 mm), moderadas com características torrenciais ou, ainda, daquelas pentadais extremas.

4.3.2 As vazões mensais

As curvas de permanência podem, ainda, ser construídas considerando a escala mensal (SMAKHTIN, 2001), o que contribuiria para a compreensão da variabilidade das vazões ao longo do ano. Ao contrário dos fluviogramas médios, as curvas de permanência possibilitam uma visão abrangente e integradora de todas as vazões observadas naqueles meses. Aqui

novamente foram empregadas as vazões características Q_{\min} , Q_{95} , Q_{75} , Q_{50} , Q_{25} , Q_5 e Q_{\max} como representativas para a descrição do regime hidrológico. Da mesma forma, os resultados (Figura 43) também foram representados em fichário-imagem (GRIZIO-ORITA e QUEIROZ, 2013). O interessante é que, mesmo com as limitações impostas pela média, muitas das constatações observadas a partir dos fluviogramas médios mensais são aqui reforçadas.

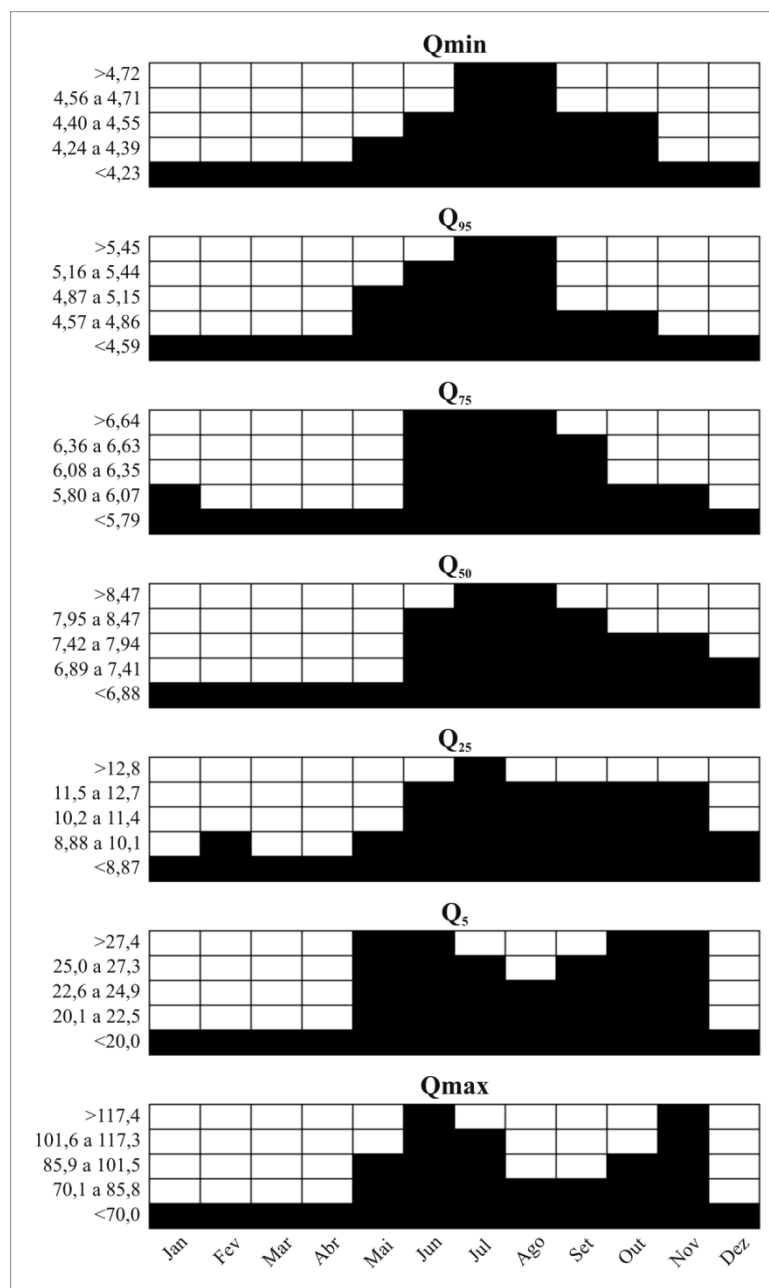


Figura 43 – Fichário-imagem das vazões mensais (Q_{\max} , Q_5 , Q_{25} , Q_{50} , Q_{75} e Q_{95} e Q_{\min}) para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu" (1965-1983), São Francisco de Assis/RS.

Fonte: ANA (1965-1983).

A Q_{\min} e a Q_{95} mostraram-se menores no semestre entre novembro e abril. Em oposição, de maio a setembro, as vazões foram expressas por aumento gradual, culminando na maior classe no bimestre julho-agosto. A contribuição do fluxo de base parece ser o responsável por sustentar essas vazões maiores. No caso da Q_{75} e da Q_{50} , um padrão cheia-vazante também é desenhado, no entanto a transição entre o período de vazante e cheia é abrupta, embora a recessão nos meses posteriores se mantenha gradual, reduzindo em direção ao mês de dezembro. A Q_{25} se demonstra muito semelhante, embora para esta haja um pico nítido no mês de julho e a manutenção dos fluxos até novembro, quando, então, retornam a reduzir (Figura 43).

As vazões extremas Q_5 e Q_{\max} podem ser vistas como representativas das condições de cheias/inundações no arroio Miracatu. Estas, por sua vez, também apresentam concentração entre maio e novembro, porém um padrão diferente é agora observado. Rupturas bruscas são vistas em ambos os flancos desse período de cheia (maio-junho e outubro-novembro), enquanto o interior é representado pela redução das vazões, que normalmente ocorre em agosto. Todavia, deve-se esclarecer que, embora haja essa redução, os valores ainda são superiores àqueles observados no período de vazante (dezembro-abril) (Figura 43). Essa redução em agosto pode ser explicada pela menor possibilidade de chuvas extremas e pentadais extremas nesse mês, quando a comparação é feita com os meses adjacentes, fator que induz a escoamentos torrenciais.

Como observado, o regime hidrológico no arroio Miracatu é representado por um padrão cheia-vazante bem representativo. O período de vazante mostra-se, grosso modo, associado, principalmente, aos meses mais quentes do ano, incluindo o trimestre de verão. Stahl et al. (2008) sugerem que, em cursos d'água que drenam áreas de clima temperado (subtropical), há uma predisposição para que o período de vazante ocorra, justamente, na proximidade do verão, pois nessa estação do ano as altas temperaturas ensejam elevadas taxas de evapotranspiração. Dessa forma, parte da água que deveria abastecer as reservas hídricas subterrâneas acaba retornando para a atmosfera (REES, 2008).

Mota et al. (1970), a título de exemplo, relatam que a marcha anual da evapotranspiração potencial no Rio Grande do Sul é máxima no verão (principalmente, em janeiro) e mínima no inverno (sobretudo em junho e julho), indicando, inclusive, que o balanço hídrico é positivo de abril a novembro. Ávila et al. (1996), por sua vez, comprovam que é baixa a probabilidade de as chuvas durante o verão superarem as taxas de evapotranspiração potencial. Esses argumentos ajudam a explicar o porquê das vazões no

arroio Miracatu apresentarem reduções nos meses mais quentes, bem como, do lado oposto, a ocorrência do período de cheias relacionado, em linhas gerais, com os meses mais frios de inverno ou daqueles de transição.

4.4 A ORIGEM DOS FLUXOS D'ÁGUA NO ARROIO MIRACATU: CONSIDERAÇÕES À RESPEITO DO ÍNDICE DE FLUXO DE BASE (IFB)

4.4.1 O índice de fluxo de base anual

O fluxo de base em um curso d'água pode ser distinguido em um fluviograma a partir da separação entre o aporte hídrico subterrâneo daquele derivado do escoamento superficial direto (SMAKHTIN, 2001). Para tanto, existem diferentes maneiras de se conduzir essa tarefa. Uma delas é a partir do emprego do Índice de Fluxo de Base – IFB (*Base Flow Index – BFI*). A vantagem do uso desse índice é que, além de auxiliar na separação dos fluxos, permite a obtenção de um valor numérico que auxilia a discriminar se o regime fluvial de um determinado curso d'água é predominantemente decorrente do lento escoamento subterrâneo ou por fluxos rápidos (torrenciais) associados à dinâmica das chuvas. Neste trabalho, os passos metodológicos para cálculo do IFB⁷⁰ foram realizados conforme a recomendação apresentada por Gustard e Tallaksen (2008).

O IFB calculado para a série histórica verdadeira (1965-1983) do arroio Miracatu acusou o valor médio de $0,66 \pm 0,07$. Deve-se recordar que o IFB é um índice que varia de 0 (zero) em canais efêmeros a 1 (um) em rios perenes alimentados exclusivamente pelo fluxo subterrâneo (SMAKHTIN, 2001; GUSTARD e TALLAKSEN, 2008). Com isso, o valor obtido para o arroio Miracatu o coloca em uma situação de "escoamento misto", até mesmo por considerar o reduzido desvio-padrão amostral.

Isso significa que as vazões anuais são tanto decorrentes do fluxo de chuva, na ocasião das precipitações, mas também de uma representativa, senão mais importante, contribuição dos fluxos subterrâneos na manutenção das vazões. Verdum (1997) já havia demonstrado a

⁷⁰ Para Gustard e Tallaksen (2008), o IFB pode ser calculado a partir de 8 passos: 1) A série histórica de vazão diária é dividida em blocos de 5 dias; 2) para cada bloco, seleciona-se o valor referente à vazão mínima (Q_m); 3) Calcula-se o valor correspondente a $0,9 * Q_m$ e observa-se se esse é maior ou menor do que a Q_m dos blocos adjacentes (anterior e posterior). Caso esse valor seja inferior que ambos, a Q_m observada é tratada como um ponto de inflexão do fluxo de base (Q_i); 4) os Q_i são ligados por meio de linhas retas, separando, assim, no fluviograma diário, o fluxo de base daquele oriundo do escoamento superficial associado aos eventos chuvosos; 5) estima-se, com base nessas linhas retas, o valor diário do fluxo de base (Q_{base}); 6) repete-se esse procedimento até a finalização da série histórica de vazões; 7) o volume (m^3) de água escoada pelo fluxo de base (V_{base}) é calculado multiplicando-se a soma das Q_{base} pelo número de segundos do dia. O volume total (V_{total}) também é calculado da mesma forma; enfim, 8) o IFB é estimado pela seguinte equação: $IFB = \frac{V_{base}}{V_{total}}$

importância das reservas de águas subterrâneas para a manutenção do fluxo de base do arroio Miracatu. Conforme o autor, podem ser reconhecidos três importantes reservas hídricas na área de estudo, das quais uma é superficial (q1) e as outras duas profundas (q2 e q3) (VERDUM, 1997). Essa informação confirma as explanações anteriormente apresentadas. Todavia, torna-se oportuno verificar como o IFB variou ao longo dos anos, o que fornece um panorama real da variabilidade do IFB no decurso da série histórica (SMAKHTIN, 2001).

Nota-se que, em todos os anos, o fluxo de base dominou a proporção de água escoada no arroio Miracatu, uma vez que os valores variaram de 0,54 em 1972 até 0,83 em 1981 (Figura 44). De fato, este último caso já demonstra uma condição que supera a categorização acima tratada de escoamento misto, recaindo, mais consistentemente, num ano suportado por vultoso aporte subterrâneo na manutenção das vazões. Com a finalidade de enriquecer as discussões, serão apresentados, a seguir, os anos com os maiores e menores valores de IFB.

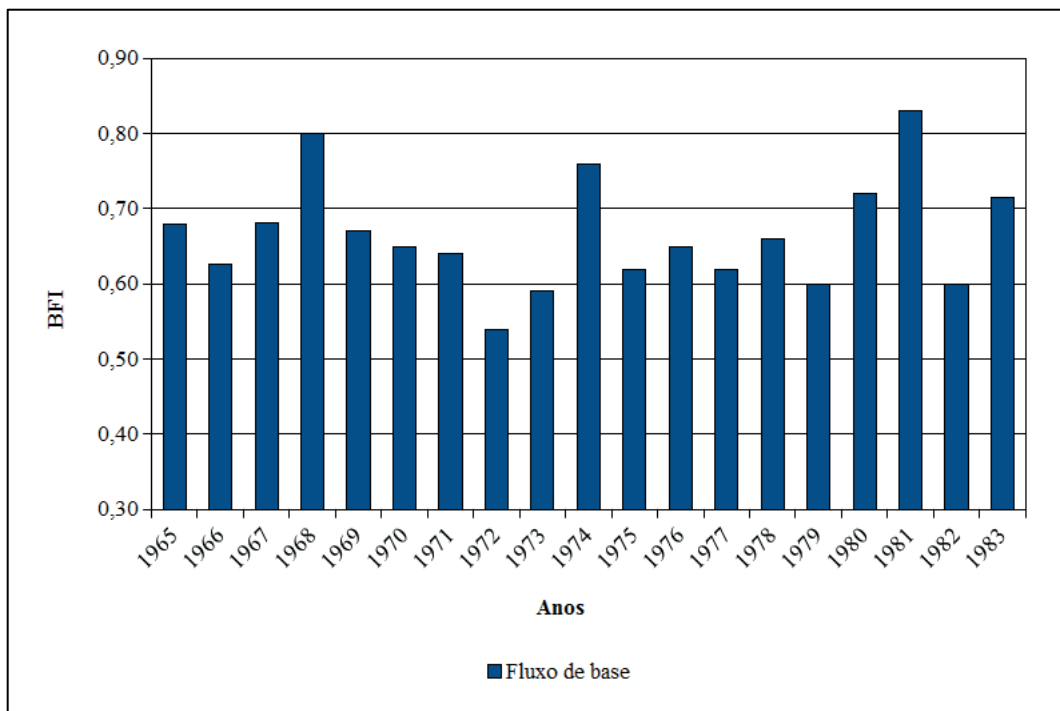


Figura 44 – Índice de fluxo de base (IFB) anual para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.
Fonte: ANA (1965-1983).

Em linhas gerais, é possível observar que os anos de 1968 (IFB=0,80), 1974 (IFB=0,76) e 1981 (IFB=0,83) correspondem àqueles com os maiores valores do IFB (Figura 44) e, portanto, com vazões sustentadas, prioritariamente, pelas reservas subterrâneas. Esses anos foram tratados como pertencentes à CHid muito seca (1968) ou seca (1974 e 1981). Quanto aos anos-padrão, 1974 foi tratado como seco e 1981 como tendente a seco. O ano de

1968 se encontra fora da série histórica de dados pluviométricos trabalhados nesta pesquisa, no entanto Sanches (2013) relata o valor de 1.215,4 mm registrado em Alegrete/RS (distante cerca de 50 km da área de estudo). Esse valor se aproxima muito daquele quantificado no ano de 1981 (1.265,9 mm), o que o colocaria, portanto, em condições semelhantes (ano-padrão tendente a seco). Lembra-se, ainda, que 1981 não quantificou nenhum evento de chuva extrema, enquanto que em 1974 foi contabilizado somente um, o que demonstra que as chuvas não acusaram volumes significativos em episódios diários.

Outro ponto a ser tratado é que esses três anos já foram diferenciados acima, quando o foco recaía sobre as curvas de permanência, sobretudo por quantificarem reduzidos valores nas vazões Q_{\max} e Q_5 . A título de exemplo, selecionou-se o fluviograma do ano de 1968 para demonstrar o papel do fluxo de base nas vazões do arroio Miracatu (Figura 45). Nesse ano, os picos de vazão foram de baixa magnitude, uma vez que nunca superaram a casa dos 30 m^3/s . Ademais, são notórios os amplos períodos ao longo desse ano, cuja única fonte de escoamento foi o aporte hídrico subterrâneo, sobretudo nos primeiros nove meses.

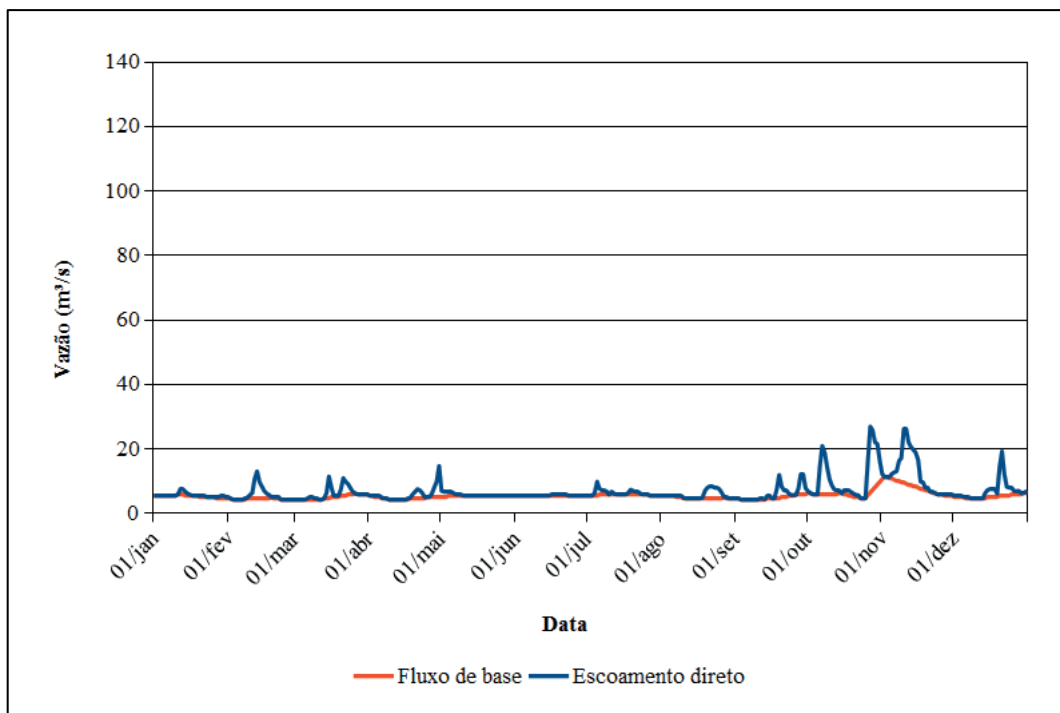


Figura 45 – Fluviograma com a separação entre o fluxo de base e o escoamento superficial direto no ano de 1968 para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

Fonte: ANA (1968).

No outro lado, os menores valores do IFB ocorreram no biênio 1972-1973 (IFB, respectivamente, 0,54 e 0,59) e nos anos de 1979 e 1982 (IFB=0,60) (Figura 44). O

interessante é que os dois primeiros anos foram considerados como CHid úmida, enquanto o último foi referenciado como muito úmido. O ano de 1979, por sua vez, teve sua classificação pertencendo à CHid média, o que poderia contrariar o esperado, porém já foi desvendada a característica variável dos anos tratados como média (CHid) ou normais (anos-padrão). Os anos de 1979 e 1982 correspondem a significativo número de casos de chuva extrema ou pentadais extremas observados na série verdadeira. O biênio 1972-1973, embora menos expressivo, também registrou episódios dessa natureza.

Para apresentar a diferenciação entre os aportes hídricos superficiais e subterrâneos na gênese das vazões no arroio Miracatu nesses anos com menores valores de IFB, elegeu-se o ano de 1982 (Figura 46). Vale salientar que esse ano, com um dos menores IFB, pode ser indicado como pertencente a uma condição de escoamento misto, o que é evidente no fluviograma com os fluxos separados. Lobriga-se, de fato, que o fluxo de base no ano de 1982 esteve sempre elevado, mantendo o escoamento nos períodos interpicos de cheia/inundação. Todavia, aqui estão bem marcados esses picos oriundos do escoamento superficial direto, induzindo uma hidrógrafa pulsante ao longo de praticamente todo o ano, fruto da propagação torrencial de eventos extremos de chuva ou das chuvas pentadais extremas, sobretudo naquelas classes de maior magnitude (*vide* capítulo anterior). Corolário dessas características, picos de vazões superando os 30 m³/s foram relativamente comuns ao longo do ano, inclusive atingindo valores acima dos 100 m³/s, principalmente no segundo semestre.

Esses apontamentos conduzem à afirmação de que os anos-padrão (Capítulo 2) têm uma relevante contribuição na vazão (item 4.1) e, da mesma forma, podem ser reconhecidos como moduladores do IFB anual. Anos-padrão chuvosos e tendentes a chuvosos representariam momentos de escoamento misto, enquanto naqueles secos e tendentes a secos, neles o IFB seria maior, indicando uma contribuição procedente do fluxo de base. Os anos-padrão normais, por sua vez, representariam situações "flutuantes". Eventos de chuva extrema ou daquelas pentadais extremas também se apresentam como importantes reguladores do escoamento superficial, sendo, portanto, importantes para a compreensão dos picos de cheia/inundação. Essas considerações são relevantes, porém é fundamental observar a maneira como o IFB se distribui mensalmente.

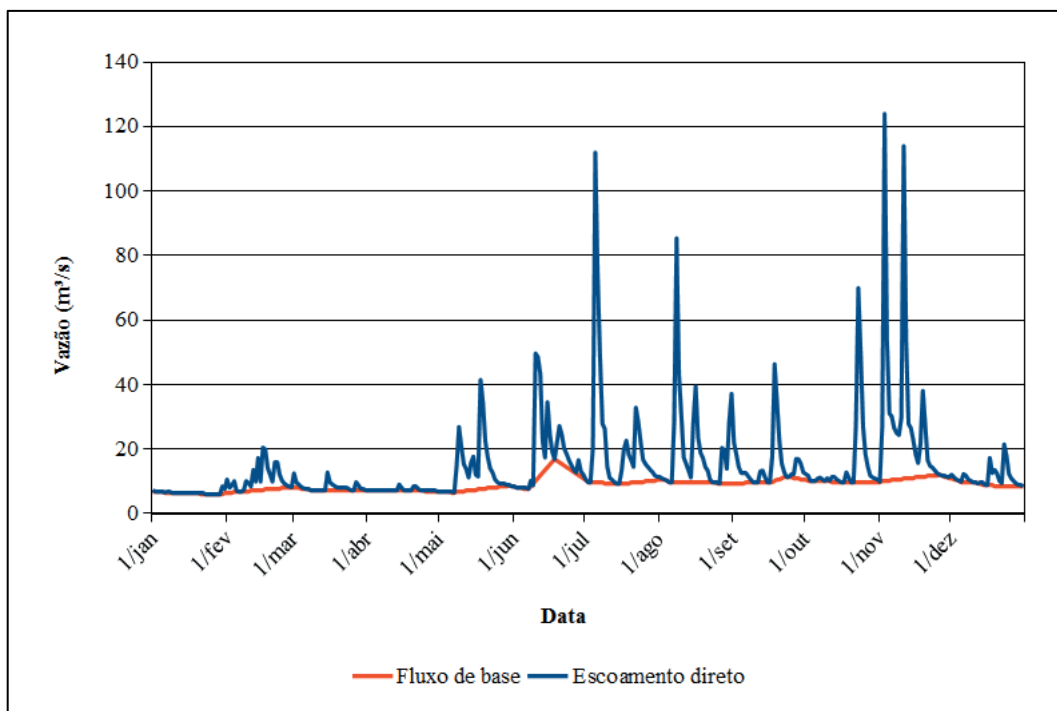


Figura 46 – Fluviograma com a separação entre o fluxo de base e o escoamento superficial direto no ano de 1982 para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

Fonte: ANA (1982).

4.4.2 O índice de fluxo de base mensal

O IFB mensal foi calculado conforme a metodologia apresentada anteriormente (GUSTARD e TALLAKSEN, 2008), agrupando as vazões diárias conforme o mês (SMAKHTIN, 2001). A pertinência de se observar o IFB na escala mensal é, justamente, para obter um valor numérico que expressa e auxilia na discriminação dos fluxos subterrâneos e superficiais nas vazões, o que poderia, inclusive, apontar períodos de cheia-vazante. Além disso, os resultados do IFB mensal oferecem a possibilidade de se avaliar a variabilidade desse índice ao longo do tempo. Para o arroio Miracatu, os resultados são apresentados na Figura 47.

Em média, o IFB mensal é elevado, uma vez que seu valor é de aproximadamente $0,72 \pm 0,17$. Isso demonstra que uma parte significativa das vazões é derivada dos fluxos subterrâneos, a exemplo do que foi observado para o IFB anual. Mesmo ao longo dos meses o IFB se manteve elevado, variando de 0,65 (junho) a 0,82 (abril). Com base na Figura 47, pode-se indicar uma diferenciação em dois períodos anuais bem claros: um com valores de IFB mensal relativamente menor (maio a novembro) e outro com valores singelamente maiores (dezembro-abril).

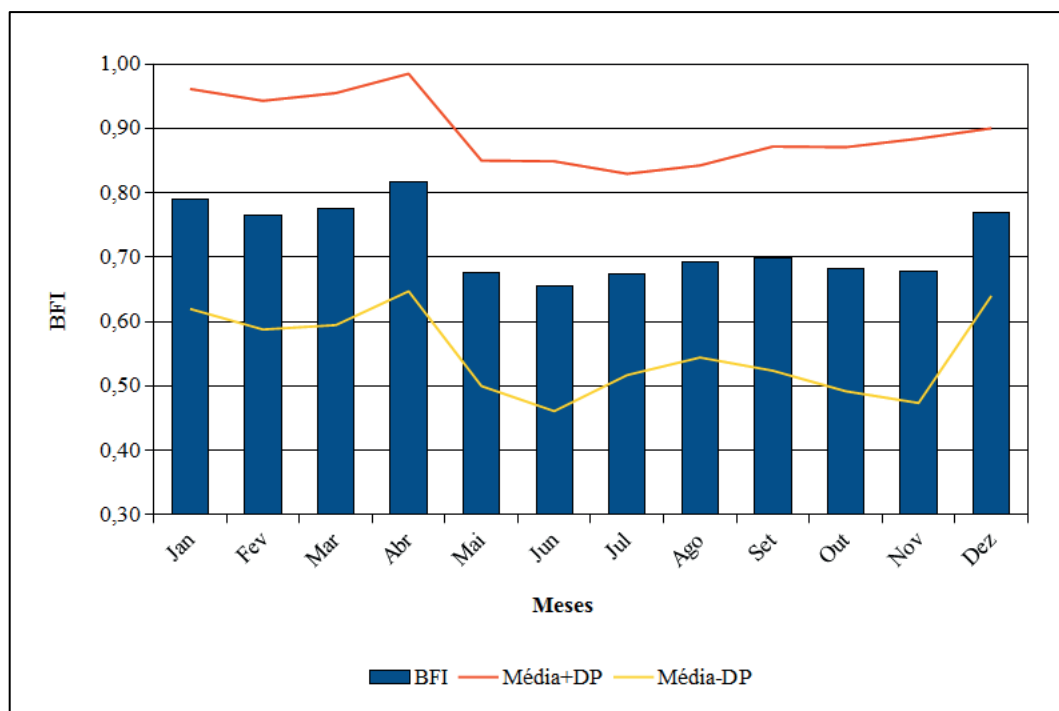


Figura 47 – Índice de Fluxo de Base (IFB) mensal para a série histórica verdadeira (1965-1983) na estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.
Fonte: ANA (1965-1983).

Esses dois períodos descritos a partir do IFB mensal são exatamente iguais àqueles diferenciados acima com base nos fluviogramas e nas curvas de permanência. Em ambas as situações é representado um regime de vazões no arroio Miracatu caracterizado por um período de cheias, onde o escoamento superficial é maior, e outro, de vazante, onde os fluxos são decorrentes, principalmente, da alimentação do curso fluvial pela água subterrânea. A alternativa para a elucidação dessa questão já foi exposta e pode estar ligada ao aumento das taxas de evapotranspiração, sobretudo no verão (MOTA et al., 1970), estação que se encontra inserida no período de vazante.

É reconhecido, porém, que as chuvas no trimestre de verão são, principalmente, convectivas e de alta intensidade. Essas chuvas são, portanto, erosivas, tal qual foi estimado no Capítulo 3, uma vez que parte expressiva da água precipitada atinge a superfície com energia cinética suficiente para a ruptura dos agregados dos solos. Além disso, chuvas de alta intensidade são reconhecidas como potenciais para a geração de escoamento superficial e, conseqüentemente, de processos erosivos. Na área de estudo, os ravinamentos, os voçorocamentos e os próprios areais são evidências claras dessa dinâmica pluvioerosiva.

É, no entanto, necessário fazer uma ressalva. Os dados diários utilizados nesta pesquisa correspondem à média diária de leituras realizadas em dois horários (às 7:00 e às

17:00 horas) e isso representa uma limitação técnica. Reconhecendo que as chuvas de verão tendem a ser intensas, a resposta da rede de drenagem também deve ser rápida, de tal forma que essas leituras podem não ser representativas de picos de cheia veranís, uma condição que, sem dúvida alguma, menosprezaria a contribuição desses fluxos torrenciais.

Além disso, há elevada variabilidade do IFB mensal (*vide* os desvios-padrão da Figura 47), uma informação já esperada, uma vez que a precipitação na bacia hidrográfica também foi representada dessa maneira. Em todos os meses foram observados desvios-padrão do IFB entre 0,13 (dezembro) e 0,21 (novembro). Essa maior variabilidade no mês de novembro pode, da mesma forma como atribuído ao mês de abril, sugerir uma característica de transição entre os períodos. Todavia, ao se observar os valores máximos e mínimos absolutos do IFB mensal, nota-se que as contribuições expressivas do fluxo de base mantiveram a vazão em qualquer mês do ano ($IFB \cong 0,98$). Também, considerando os mínimos, é perceptível a ocorrência desde escoamentos mistos ($IFB \cong 0,44$), principalmente no período de vazante ou, até mesmo, meses cujo escoamento por fluxo de chuva foi representativo ($IFB \cong 0,35$).

Esses valores estão vinculados, de certo modo, à precipitação mensal, de tal forma que meses-padrão tratados como chuvosos ou tendentes a chuvosos foram responsáveis por IFB mensal menor, devido a uma maior contribuição do escoamento superficial na gênese da vazão fluvial. Da mesma maneira, meses secos ou tendentes a secos, onde a precipitação foi reduzida ou ausente, a manutenção da vazão pelo fluxo de base favoreceu elevados valores de IFB. Isso se expressa por um ajuste moderado e negativo do coeficiente de correlação ($r = -0,69$) entre o volume de chuva e o IFB mensal. Contudo o coeficiente de determinação ($R^2 = 0,48$), embora apresente uma relação moderada entre as variáveis, demonstra, adicionalmente, que os resíduos podem se afastar consideravelmente da linha de melhor ajuste. Esse afastamento é representativo tanto das condições do IFB do mês antecedente, quanto do volume e da magnitude das chuvas naquela ocasião.

4.5 AS CHEIAS E AS VAZÕES DE BAIXO FLUXO: OS EVENTOS HIDROLÓGICOS EXTREMOS EXAMINADOS A PARTIR DO TEMPO DE RETORNO

Os eventos extremos de vazão são de suma importância para se compreender os processos morfodinâmicos que esculturam as formas fluviais. Smakhtin (2001) comenta que a vazão fluvial é reflexo de processos naturais complexos que ocorrem no cerne da bacia hidrográfica. Esta, conforme a concepção do autor, pode ser observada como uma série de

reservatórios de água interligados e cujo funcionamento (recarga, armazenamento e distribuição) depende tanto da precipitação, como das características do meio. Se, por um lado, as cheias representam a resposta hidrológica de ampla parte da bacia hidrográfica, as vazantes estão associadas antes a processos que ocorrem muito mais limitados e próximos dos canais fluviais (SMAKHTIN, 2001).

Chuvas torrenciais são reconhecidas como importantes na desestabilização das vertentes (SUGUIO e BIGARELLA, 1990), maximizando os processos de erosão, que são fundamentais para a resposta hidrológica dos canais fluviais. Estes, além de receberem uma importante carga hídrica, recebem do mesmo modo os materiais remobilizados das vertentes. Montgomery e Buffington (1998), por exemplo, indicam que a variação da vazão afeta consideravelmente o transporte de sedimentos e, conseqüentemente, os processos erosivo-depositacionais na calha fluvial.

Assim, a elevada carga de água que chega a esses canais durante os episódios chuvosos pode ocasionar cheias que atingem o nível de margens plenas (*bankfull discharge*). Esse nível corresponde à cota na qual a vazão preenche completamente o canal fluvial, antecedendo o transbordamento. Nessas circunstâncias, apontam alguns autores, o potencial indutor de respostas na morfologia de leito e de canal é relevante, superando, inclusive, vazões superiores, tais como as de inundações (LEOPOLD, 1960; CHRISTOFOLETTI, 1982; KOCHER, 1988; FERNANDEZ, 2003). Em oposição, os períodos de baixo fluxo, embora nem sempre ganhem ênfase enquanto agentes modeladores dos processos fluviais, podem ser caracterizados como representativos da estabilidade morfológica. Nesses momentos boa parte da carga de leito é depositada no próprio curso fluvial, afetando a morfologia intracanal.

Quando, porém, se aborda o conceito de eventos extremos, deve-se salientar que não existe uma definição de consenso que diferencie um evento "normal" de um "extremo". Além disso, há a dificuldade imposta pela própria variabilidade temporal, neste caso, das vazões. Assim, o uso de limites rígidos pode incorrer no fato de que um evento extremo em um determinado ano não necessariamente o é em outro. Fundamentado nesse aspecto, optou-se por tratar os eventos extremos, ao menos *a priori*, sob o viés da estatística, lançando bases tanto do uso de percentis, como também da estimativa do tempo de retorno.

4.5.1 Os pulsos de cheia: o reconhecimento de uma hidrógrafa pulsante

Para Kobiyama et al. (2006, p.45) a cheia (ou enchente) corresponde ao "[...] aumento do nível dos rios além da sua vazão normal [...]". Como é difícil de estabelecer um critério

que responda fielmente ao que se poderia considerar como "vazão normal" – até mesmo porque a variabilidade natural das vazões é algo inerente ao escoamento fluvial –, não se julgou apropriada a utilização de uma medida de tendência central, tal como a média ou a mediana. Para essa finalidade, confiou-se na amplitude interquartilica como representativa dos fluxos mais comuns no curso fluvial. Assim sendo, as vazões inseridas no lapso de 5,9 a 10,6 m³/s foram consideradas como "normais" para o arroio Miracatu, de tal forma que aquelas acima e abaixo desse limite foram abordadas, nesta ordem, como pulsos de cheia (*flow pulse*) e vazões de estiagem (*low-flow*).

Deve-se salientar que a expressão "pulsos de cheia", aqui empregada, tem conotação com a noção de pulsos (*pulses*) de Archer e Newson (2002). Para eles, um pulso de cheia ocorre sempre que a vazão supera um limite estabelecido, enquanto sua duração corresponde ao tempo (neste trabalho, em dias) no qual as vazões permaneceram acima daquele valor (ARCHER e NEWSON, 2002). Embora esses autores utilizem a mediana e seus múltiplos como limites para a descrição da variabilidade do fluxo, preferiu-se, como indicado acima, o valor estatístico Q₂₅ (10,6 m³/s) como discriminador dos pulsos de cheia.

Além disso, buscou-se avaliar os pulsos de cheia no contexto hidrológico, tendo como base sua posição na hidrógrafa anual. Isso permitiu discriminá-los em: a) *pulsos isolados*, quando se encontram em meio a um período de vazante⁷¹; b) *pulsos agrupados*, quando um pulso de cheia se encontra inserido entre outros dois pulsos contíguos⁷² ou c) *pulsos mistos*, quando o pulso está posicionado entre o início/fim de um período de vazante de um lado e outro pulso de cheia do lado oposto. Adicionalmente, a distinção dos pulsos de cheia foi conduzida considerando o número de picos de vazão inseridos em cada pulso de cheia, o que permitiu classificá-los em: a) *pulsos com pico único*, quando um pulso é caracterizado por apresentar somente um pico de cheia (um valor máximo) ou b) *pulsos com picos múltiplos*, no caso de um único pulso exibir mais de um pico de cheia, retratando valores máximos separados por rápidos momentos de redução no fluxo (Figura 48).

⁷¹ Para a discriminação de um pulso isolado, considerou-se que apresentasse vazões inferiores a Q₂₅ por, no mínimo, 15 dias antes e após o término do referido pulso. A definição desse valor tem relação com aquele já utilizado para a determinação dos períodos de estiagem, cujas informações estão detalhadas no Capítulo 3.

⁷² Pulsos contíguos foram distinguidos a partir da interrupção da curva de recessão do pulso precedente por um novo pulso.

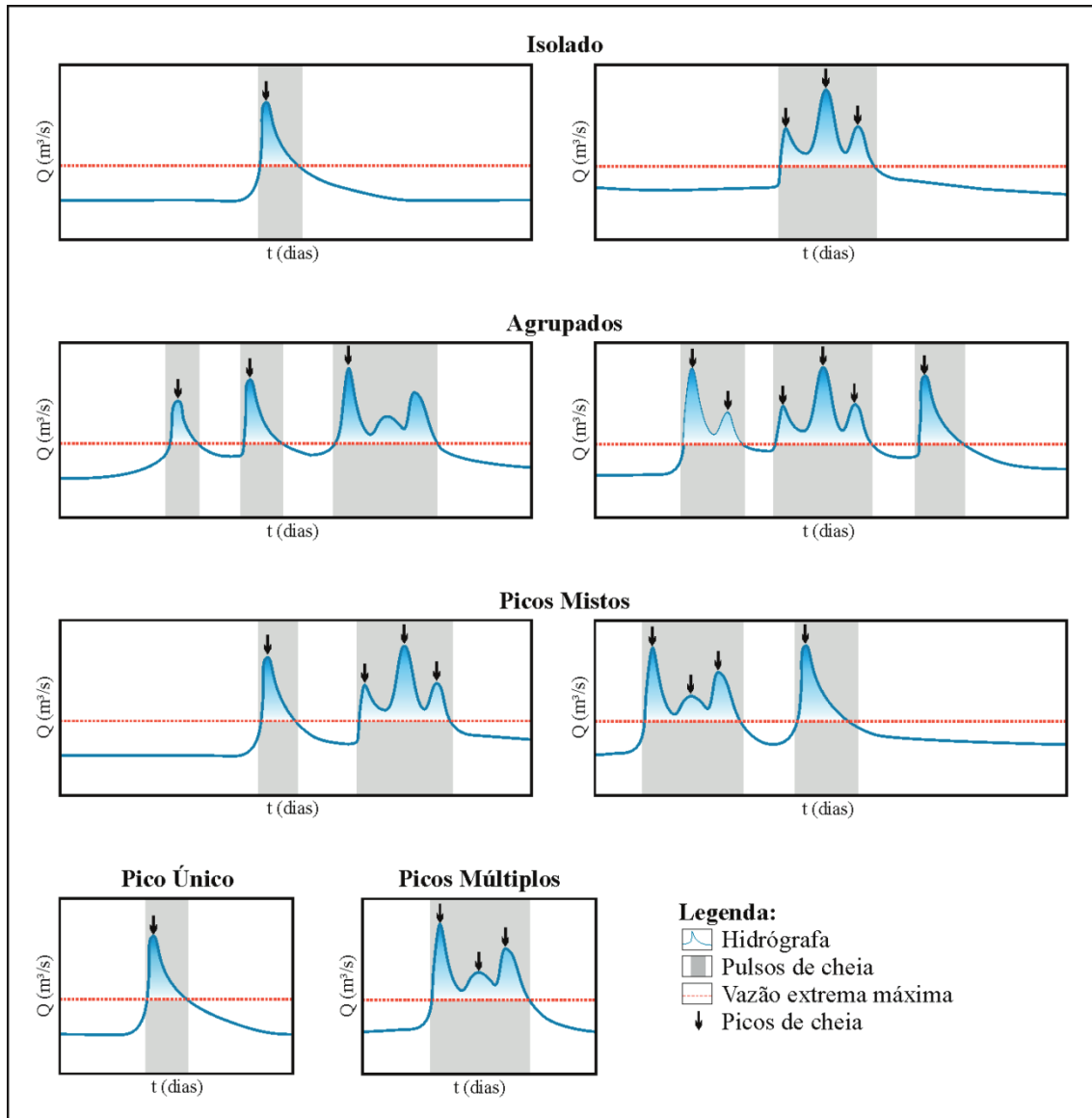


Figura 48 – Definição dos pulsos de cheia (retângulos cinzas) em relação ao limite correspondente à Q_{25} (linha tracejada vermelha) segundo o contexto hidrológico (posição) e o número de picos de cheia (setas).

Org.: Andrey Luís Binda (2016).

Com efeito, foi possível discriminar 299 pulsos de cheia no período que se insere na série verdadeira (1965-1983), apontando que, em média, cada ano registra cerca de 16 ± 5 pulsos. No contexto hidrológico predominaram os pulsos agrupados (137 pulsos ou 46%) e, secundariamente, os pulsos mistos (117 pulsos ou 39%). Estes são excelentes indícios, pois demonstram ser relativamente comum a existência de no mínimo dois pulsos contíguos, o que é salutar para manter ativos os processos erosivo-deposicionais na calha fluvial. Não obstante, isso também indica que os pulsos de cheia tentem a acontecer concentrados, condição que poderia ser correlata a um regime de cheia-vazante. Não menos importantes são os pulsos

isolados (45 pulsos ou 15%), que, por sua posição na hidrógrafa, também podem promover a retomada erosiva, afetando, inclusive, a distribuição sedimentar intracanal.

A duração dos pulsos se concentrou na faixa de 1 a 5 dias, correspondendo a 66% (198 pulsos) de todos os pulsos examinados, sendo, por categoria, também representativos, tanto para os pulsos isolados (35 pulsos ou 78%) e agrupados (85 pulsos ou 62%), como nos mistos (78 pulsos ou 67%). Chama-se a atenção, ainda, para o fato de que, dentro dessa faixa, a maior frequência em todos os contextos hidrológicos ocorreu para a duração de um dia, situação que permite observar que a resposta hidrológica da bacia hidrográfica tende a ser, na maioria das vezes, rápida. Mesmo assim, pulsos com duração entre seis e 15 dias também foram frequentes, totalizando oito pulsos isolados (18%), 29 pulsos agrupados (21%) e 34 pulsos mistos (29%). Com relação à maior duração dos pulsos, constata-se que, em geral, estiveram entre 22 dias para um pulso isolado e 25 dias para um pulso misto. Os pulsos agrupados registraram duas situações com 32 dias de duração, mas, adicionalmente, cita-se um pulso extremo com duração de 144 dias no ano de 1983.

Com relação ao número de picos inseridos em cada pulso, nota-se que aqueles com pico único (231 vezes ou 77%) sobrepujam, em muito, os picos múltiplos (68 vezes ou 23%). Todavia, isso não confere ao último um papel coadjuvante no quesito pertinência para os processos fluviais. Na realidade, ambos apresentam papel de destaque, uma vez que os pulsos de pico único foram muitas vezes caracterizados por escoamentos torrenciais, enquanto aqueles com picos múltiplos desencadearam fluxos críticos para a manutenção morfológica, tanto do leito como da morfologia fluvial.

No que tange à frequência dos pulsos ao longo dos anos, atenta-se para uma distribuição diferenciada entre os contextos hidrológicos (Tabela 8). Os pulsos isolados ocorreram em maior número nos anos de 1974 (sete pulsos) e 1976 (cinco pulsos), ao passo que nos anos de 1967, 1981 e 1983 não houve nenhum registro. Salienta-se que os pulsos isolados foram relativamente raros, tanto no início, quanto no final da série de vazões, tendo uma tendência inicial de aumento e redução, respectivamente, antes e após o ano de 1974.

Pulsos agrupados, por conseguinte, podem ser individualizados em três grandes momentos: o primeiro, no ano de 1967 (10 pulsos) e os outros dois, nos biênios 1972-1973 (13 e 18 pulsos, nesta ordem) e 1982-1983 (19 e 10, respectivamente). No lado oposto, as menores frequências ocorreram nos anos de 1968 e 1978, com apenas um pulso. Observa-se, desse modo, que os anos com as menores frequências ocorrem inseridos, aproximadamente, no centro entre os três grandes momentos, onde foram quantificados os maiores números de

casos. Isso, ao menos preliminarmente, aponta para uma condição cíclica na ocorrência de pulsos sob a forma agrupada.

Tabela 8 – Tipologia dos pulsos anuais de cheia, segundo o contexto hidrológico, para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

Anos	Pulsos			Total
	Isolado	Agrupado	Misto	
1965	1	8	8	17
1966	1	4	9	14
1967	0	10	4	14
1968	3	1	5	9
1969	4	2	3	9
1970	4	3	7	14
1971	1	6	7	14
1972	2	13	3	18
1973	2	18	6	26
1974	7	3	3	13
1975	2	9	10	21
1976	5	6	11	22
1977	3	9	7	19
1978	2	1	4	7
1979	3	5	4	12
1980	4	4	8	16
1981	0	6	10	16
1982	1	19	4	24
1983	0	10	4	14

Fonte: ANA (1965-1983).

Já os pulsos mistos, eles tiveram destaque nos anos de 1975 (10 pulsos), 1976 (11 pulsos) e 1981 (10 pulsos), isso por registrarem o maior número de casos em oposição aos anos de 1969, 1972 e 1974, todos com três pulsos. Os pulsos mistos ocorrem de modo variado ao longo da série dos dados, o que dificulta a dedução de alguma peculiaridade na distribuição de suas frequências. Todavia, salta aos olhos uma característica: em seis biênios (1965-1966, 1967-1968, 1969-1970, 1972-1973, 1975-1976 e 1980-1981), o número de pulsos mistos foi sempre maior no segundo ano. A explicação para essa condição, no entanto, ainda é uma incógnita.

Na intenção de correlacionar os resultados apresentados nos parágrafos anteriores com as classes da CHid, ficou claro que não há tendência linear significativa. Isso, contudo, não impede inferir sobre uma breve generalização. Assume-se que quanto maior a CHid mais provável foi a ocorrência de pulsos agrupados (exemplo: 1972, 1973, 1982 e 1983), indicando que o aumento da vazão, principalmente naqueles anos categorizados como úmidos ou muito úmidos, tem relação com sucessivos pulsos contíguos, assinalando uma hidrógrafa pulsante.

Por outro lado, pulsos isolados são mais frequentes em anos com CHid negativa, de tal forma que aqueles tratados como muito secos ou secos são reconhecidos por pulsos isolados dispersos na hidrógrafa anual (exemplo: 1969, 1970, 1974 e 1976), entremeados por períodos em que o escoamento é mantido, unicamente, pelo fluxo de base. Os pulsos mistos representam características que dificultam uma relação clara com a CHid, no entanto tendem a se aproximar com a descrição apresentada para os pulsos isolados.

4.5.1.1 A magnitude dos pulsos de cheia: considerações a partir do tempo de retorno das vazões extremas

As informações prestadas no item anterior trazem uma contribuição importante para o reconhecimento do modo como os pulsos de cheia ocorreram ao longo dos anos, mas analisá-los somente sob o viés da frequência dos casos, isso, definitivamente, não indicaria o quão representativos foram em termos de magnitude. Devido a essa limitação, procedeu-se à discriminação dos pulsos de cheia considerando a magnitude do pico máximo de vazão inserido naquele respectivo pulso. A definição das classes, por ora, não foi atribuída a limites estatísticos rígidos. Assim, a decisão foi a de se apropriar dos valores referentes ao tempo de retorno (TR) dos episódios de cheia anual para o estabelecimento das classes. A identificação dos TR (1, 1.5, 2, 5 e 10 anos)⁷³ contou com o auxílio do *software* SisCAH (SOUSA et al., 2009). Além disso, qualificou-se cada classe (Tabela 9) tendo como base o trabalho de Luz et al.(2009), embora se tenha acrescentado uma classe a mais, chamada aqui de "inexpressiva".

Tabela 9 – Tempo de retorno e categorias utilizadas para a descrição da magnitude dos pulsos de cheia para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

Tempo de Retorno		Classes de Magnitude (m³/s)	Tipos de Cheias
Ano	m³/s	10,6 - 26,9	Inexpressivas
1	27,0	27,0 - 59,8	Pequenas
1,5	59,9	59,9 - 73,8	Médias
2	73,9	73,9 - 108,2	Grandes
5	108,3	108,3 - 131,1	Muito grandes
10	131,2	>131,2	Extremas

Fonte: ANA (1965-1983).

Na busca de correlacionar os tipos de cheia e seus TRs correspondentes, plotaram-se as vazões no perfil transversal do arroio Miracatu. Esse perfil, disponibilizado a partir da

⁷³ Os valores utilizados correspondem aos resultados apresentados a partir da distribuição de valores extremos de Gumbel (SOUSA et al., 2009).

consulta ao Hidroweb (ANA)⁷⁴, foi levantado no dia 12 de outubro de 1981 e corresponde à seção transversal a montante da estação fluviométrica. A escolha dos dados desse perfil transversal se deveu ao fato de este se aproximar das feições fluviais naturais, diferente de outros, também disponíveis, onde há nitidamente a influência do aterro construído para a ancoragem da ponte. Frente a esse posicionamento, apresenta-se, na Figura 49, o perfil transversal do arroio Miracatu e o posicionamento da cota do nível d'água referente a cada TR.

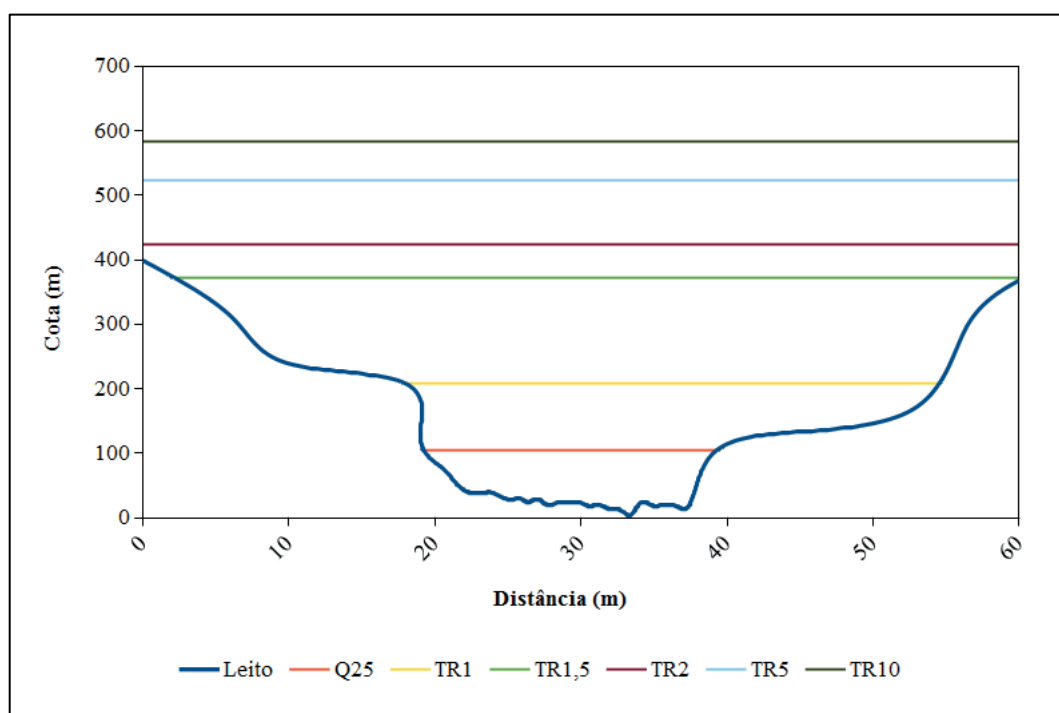


Figura 49 – Perfil transversal do arroio Miracatu (1981) e cota das vazões na estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", conforme o tempo de retorno, São Francisco de Assis/RS. Fonte: ANA (1981).

Depreende-se, da análise da Figura 49, que a seção transversal na estação fluviométrica "Ponte do Miracatu" é composta por três patamares bem evidentes no perfil. As vazões referentes à Q_{25} preenchem, na medida justa, o leito menor do curso fluvial (abaixo do primeiro patamar), da mesma forma como pode ser observado para as vazões com TR1, que se limita com o patamar intermediário. O nível d'água para o TR1,5 e TR2 encontra-se, por sua vez, com cotas propínquas, mesmo havendo incremento na vazão. Isso possivelmente pode ser indício do extravasamento das águas sobre a planície de inundação adjacente (patamar superior, melhor representado na margem esquerda).

⁷⁴ Disponível em: <<http://hidroweb.ana.gov.br/>>. Acesso em: 13 out. 2012.

Fernandez (2003) exemplifica o uso do patamar superior enquanto limite da superfície do fundo de vale e, portanto, como representativo das vazões de margens plenas. Além disso, foi aplicado outro critério para a determinação do nível de margens plenas, critério que consiste na identificação da cota onde a relação largura/profundidade é mínima⁷⁵ (CHRISTOFOLETTI, 1982; FERNANDEZ, 2003), sendo, do mesmo modo, observada a correspondência com o patamar superior. Por isso, reconhece-se, neste trabalho, que os fluxos com TR2 (73,9 m³/s) são representativos das situações de vazões de margens plenas, uma vez que, muito próximo desse valor, as águas ultrapassariam o patamar superior, adentrando no leito maior. Leopold et al. (1964) apontam, por exemplo, que as vazões de margens plenas comumente se inserem entre o TR1 e o TR2. Com isso, observa-se que a morfologia do perfil transversal do arroio Miracatu mantém correspondência com os limites normalmente utilizados para a representação das vazões de margens plenas.

Assim, considerando a categorização apresentada acima, poderia ser afirmado que as cheias grandes, muito grandes e extremas, tratam-se, na verdade, de episódios de inundações. Fundamentado nas proposições supracitadas, reconhece-se que a frequência das cheias se reduz com o aumento da magnitude dos picos de vazões, de tal forma que as cheias inexpressivas (10,6 a 26,9 m³/s) totalizam cerca 70% (210 pulsos) de todos os pulsos identificados. Além disso, se agrupadas com as cheias pequenas (27,0 a 59,8 m³/s) e médias (59,9 a 73,8 m³/s), esse valor sobe para 96% (286 pulsos) dos pulsos. Com isso se aduz que, durante todos esses pulsos, a vazão se manteve dentro do canal ativo do arroio Miracatu, invadindo a planície de inundação somente nos restantes 4% (13 pulsos) ou, conforme classificado, durante os pulsos de cheia/inundação grande (73,9 a 108,2 m³/s), muito grande (108,3 a 131,1 m³/s) e extrema (>131,2 m³/s).

A distribuição de frequência e magnitude dos pulsos de cheia possibilitou, ainda, identificar que em nove anos (1965, 1969, 1971, 1972, 1973, 1978, 1979, 1980 e 1983) (Figura 50) ocorreram pulsos de cheia que podem ser caracterizados como episódios de inundação. Assinala-se que nem sempre os anos com maior frequência de pulsos de cheia registraram episódios de alta magnitude, a exemplo do triênio 1975-1977 e do biênio 1980-1981. Em oposição, anos como 1969, 1971, 1978 e 1979, mesmo com poucos pulsos,

⁷⁵ Pode ser, conforme apresenta Fernandez (2003), representada em um gráfico de dispersão, comparando a relação largura/profundidade (ordenada) medida para cada cota, com a profundidade média (abscissa). Neste trabalho, as cotas foram divididas em intervalos de 0,50 m para obtenção da largura correspondente. Ao invés de usar a profundidade média, preferiu-se a profundidade máxima, uma vez que os patamares reduzem a representatividade para os dados médios (APÊNDICE D).

marcaram episódios de inundação, uma vez que neles foram reconhecidas as cheias nas categorias grande, muito grande ou extrema. Aqui, portanto, a CHid não indica uma associação categórica para o reconhecimento dos pulsos de alta magnitude, até mesmo porque ela está vinculada à condição média do escoamento.

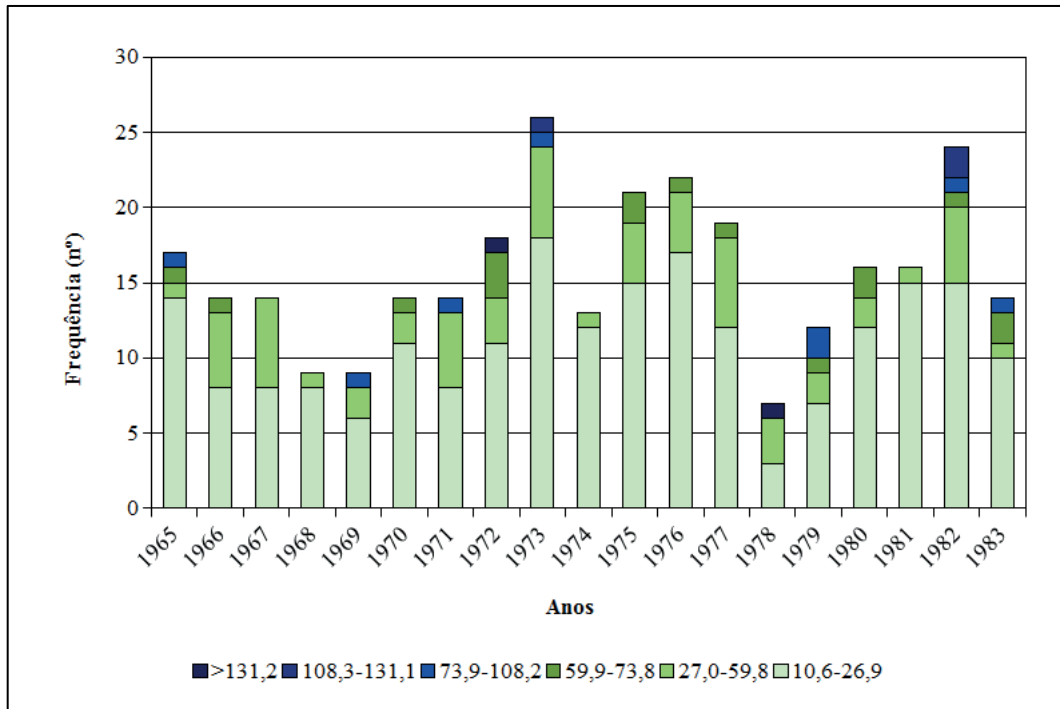


Figura 50 – Distribuição de frequência e magnitude dos pulsos de cheia na estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

Fonte: ANA (1965-1983).

Se, no entanto, for observada a relação entre o número de dias com vazões $\geq Q_{25}$ e a CHid, então pode ser admitida uma tendência linear com ajuste considerável ($r=0,93$), isso indicado, inclusive, por um forte coeficiente de determinação ($R^2=0,86$), conforme pode ser observado na Figura 51. Fica claro, assim, que, na essência, todos os anos são correspondentes ao papel modulador das vazões que caracterizam as cheias. Essa consideração é pertinente, pois indica, ao menos para o arroio Miracatu, que a CHid pode discriminar os anos com maior ou menor contribuição das vazões $\geq Q_{25}$, possibilitando seu uso, principalmente para vislumbrar a série estimada de vazões (1984-2013).

Se, contudo, vistas pelo viés do contexto hidrológico, os pulsos isolados geraram, no máximo, cheias de magnitude média ($71,8 \text{ m}^3/\text{s}$, em maio de 1979). Esse evento culminou em vazões muito próximas da TR2, apontando, portanto, para a incapacidade de os pulsos isolados gerarem episódios de inundação no arroio Miracatu. Todavia, vazões dessa magnitude se encontram muito próximas daquelas indicadas como de vazões de margens

plenas. Os pulsos mistos, por sua vez, atingiram a categoria de cheias grandes (79,9 m³/s em maio de 1973, 82,0 m³/s em junho de 1969 e 99,4 m³/s em junho de 1971), enquanto somente os pulsos agrupados possibilitaram quantificar cheias extremas (133,0 m³/s em junho de 1972 e 132,0 em novembro de 1978). É notório que as altas magnitudes das cheias nos pulsos agrupados estão relacionadas ao papel dos fluxos antecedentes, tanto na manutenção de uma vazão de base elevada, como também da rápida saturação dos solos.

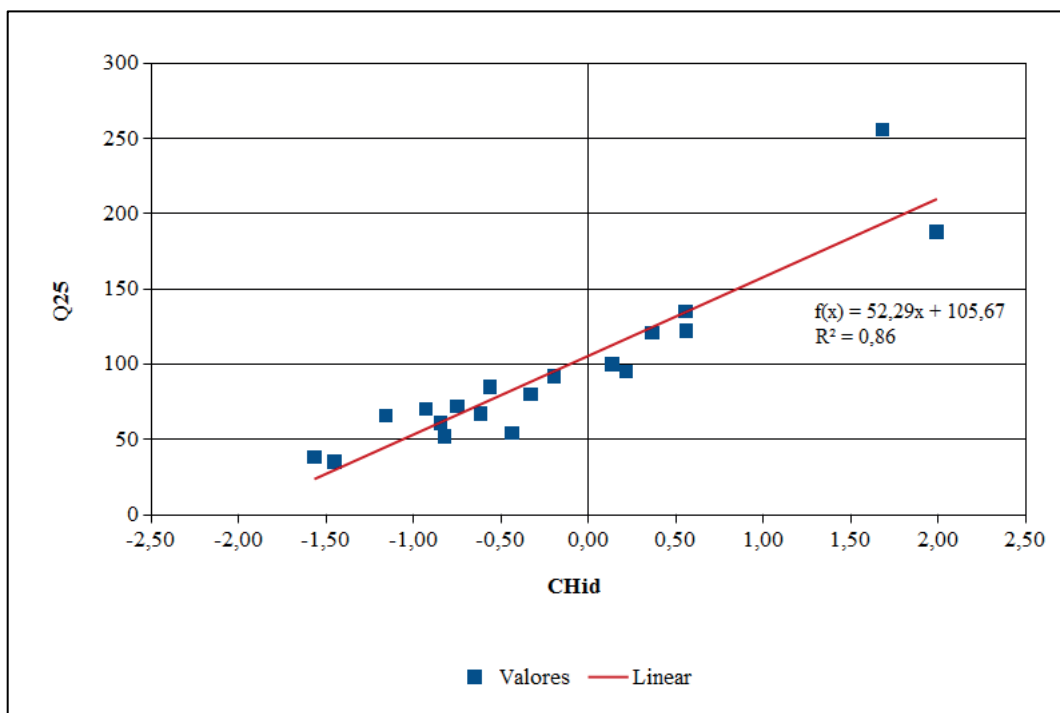


Figura 51 – Relação entre a CHid anual e o número de dias anual com vazões $\geq Q_{25}$, para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.
Fonte: ANA (1965-1983).

Ademais, evidencia-se que, com exceção do ano de 1978, todos os demais apresentaram pulsos de cheia predominantemente inseridos na primeira classe (inexpressiva). Inclusive, se excluída essa classe, há uma redução expressiva do número de pulsos de cheia nos anos de 1968, 1974 e 1981, indicando que, nesses anos, elas foram no máximo caracterizadas por um episódio de pequena magnitude. As cheias/inundações extremas ficaram restritas, conforme apresentado acima, aos anos de 1972 e 1978, merecendo destaque, ainda, o episódio de 1982, quando o pico atingiu 124,0 m³/s. Recordar-se aqui que todos esses anos citados já foram retratados, nas curvas de permanência e no IFB, como pertencentes a situações opostas, os três primeiros como indicativos de vazões baixas e elevada contribuição do fluxo de base, e os últimos, como de altos fluxos gerados por escoamentos torrenciais.

Além disso, se se compararem os dados de chuva extrema (Capítulo 2) com os pulsos de cheia, observam-se algumas lacunas. Vale recordar que, conforme foi discutido no capítulo anterior, as chuvas extremas foram relativamente raras na década de 1970, sendo sutilmente maiores nos anos de 1979 e 1982 – para manter a temporalidade com os dados de vazões –, embora a intensidade dos episódios no ano de 1983 também seja representativa. Nos demais anos, salvo 1978, as chuvas extremas foram prioritariamente de magnitude inferior. Foram, no entanto, observados pulsos de cheia representativos, como no já citado triênio 1971-1973. Nesses anos, por exemplo, as chuvas extremas variaram de um a quatro casos e a magnitude máxima foi de até 106,9 mm. Isso é interessante, pois direciona a atenção para as chuvas moderadas torrenciais, ainda mais quando foi mencionado que os pulsos de cheia tendem a durar poucos dias. Não se pode menosprezar o papel exercido pelas chuvas pentadais extremas, que podem ter influência considerável sobre os pulsos contíguos. Esses aspectos serão tratados em um tópico à parte, onde observações sobre a relação chuva-vazão serão discutidas.

4.5.1.2 A distribuição mensal dos pulsos de cheia

A partir dos 299 pulsos de cheia definidos anteriormente, verificou-se como eles se distribuem ao longo dos meses. Em média, ocorreram cerca de 1,3 pulsos por mês, sendo o acumulado de aproximadamente 25 ± 5 pulsos de cheia em cada mês para o período de 1965 a 1983. De todos os meses, quatro deles encontram-se fora dos limites estabelecidos para um desvio-padrão em relação à média. São eles: abril, com 14 pulsos, e fevereiro, com 20 pulsos de um lado e, em oposição, julho e setembro, com 30 pulsos de outro (Figura 52). Todavia, é evidente uma concentração dos pulsos de cheia entre maio e novembro, principalmente quando as cheias inexpressivas ($TR < 1$) são desconsideradas (Figura 52).

Essas informações corroboram o fato de que as cheias podem ocorrer em qualquer momento do ano – e isso é decorrente da variabilidade pluviométrica mensal, já argumentada no Capítulo 2, mas também reforçam uma maior frequência de pulsos, justamente naquele período indicado como de cheias, conforme já descrito nos itens acima. Acrescenta-se mais peso a essa constatação quando o enfoque é dado às cheias de alta magnitude, durante os episódios de inundação. Se considerado for, tal como proposto, o TR2 como indicativo de vazões de margens plenas, as cheias de magnitude grande, muito grande e extremas estariam, sem exceção, concentradas entre os meses de maio a novembro.

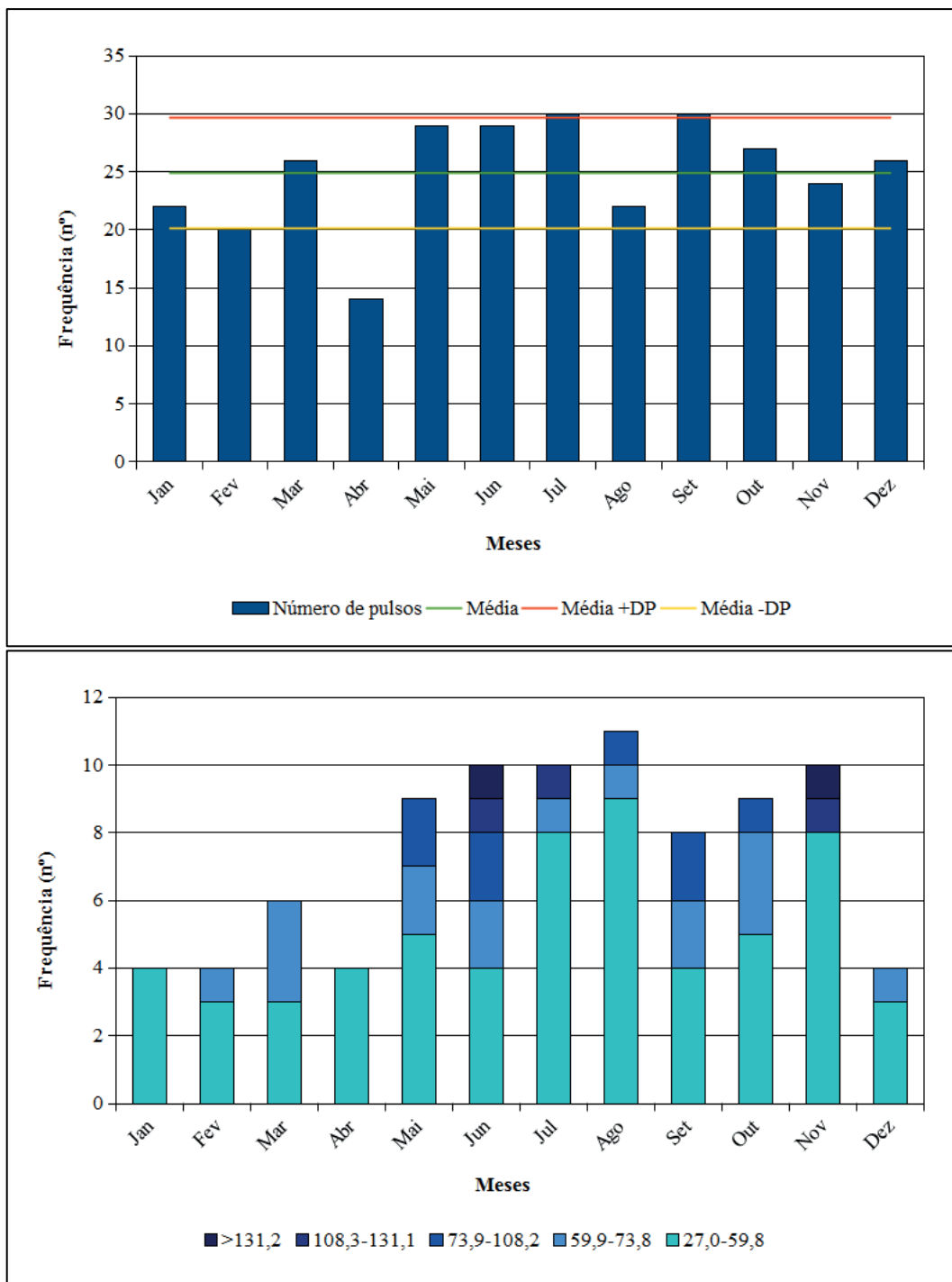


Figura 52 – Frequência absoluta mensal dos pulsos de cheia (acima) e frequência e magnitude dos pulsos de cheia (abaixo) a partir do tempo de retorno de um ano ($TR > 1$), para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

Fonte: ANA (1965-1983).

Na intenção de esmiuçar esses dados, decidiu-se observar a distribuição dos pulsos de cheia considerando o contexto hidrológico no qual eles se inserem. Assim, percebe-se que todos os meses são propícios a registrar qualquer um dos tipos de pulsos de cheia. É, no

entanto, diferenciada a distribuição de frequência desses ao longo dos meses, bem como reflexo da própria variabilidade pluviométrica, que controla o regime hidrológico do arroio Miracatu. Pulsos isolados foram mais representativos nos meses de maio (sete pulsos) e setembro (cinco pulsos) (Figura 53). Maio é indicativo de uma situação de transição entre os períodos de cheia e vazante, enquanto setembro é um dos meses mais chuvosos. Vale recordar que, no trabalho de Verdum (1997), o mês de setembro era reconhecido como representativo das chuvas primaveris.

Já os pulsos mistos e agrupados apresentam distribuição contrastante (Figura 53). Enquanto os pulsos agrupados tendem a aumentar entre maio e novembro, os pulsos mistos, por sua vez, reduzem, quase que uniformemente, de maio a outubro. Quando os pulsos são examinados desconsiderando as cheias inexpressivas, o mesmo padrão se repete. Assim, as cheias, principalmente aquelas de alta magnitude, são, portanto, moduladas pelo contexto hidrológico dos pulsos. Mesmo reconhecendo que as cheias podem ocorrer em qualquer mês do ano, elas se tornam mais frequentes e atingem magnitudes maiores justamente no período onde os pulsos tendem a ser agrupados. Os pulsos mistos são mais frequentes nos meses de transição e indicam, pontualmente, aqueles momentos que se encontram inseridos entre o período de vazante de um lado e pulsos contínuos do outro.

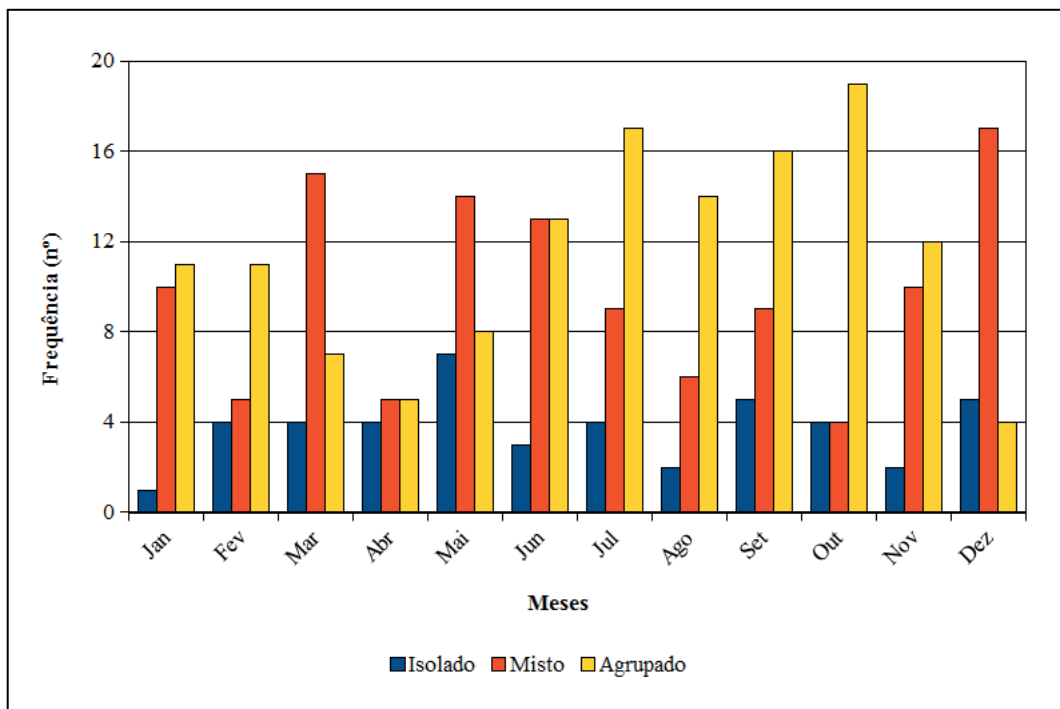


Figura 53 – Distribuição dos pulsos de cheia de acordo com o contexto hidrológico na estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

Fonte: ANA (1965-1983).

4.5.1.3 As chuvas extremas, moderadas e pentadais e seus reflexos nos pulsos de cheia no arroio Miracatu

As chuvas extremas mereceram destaque no capítulo anterior. De fato, elas são importantes para a compreensão da dinâmica do escoamento fluvial, sobretudo quando ocorrem de modo torrencial. Com a finalidade de demonstrar esse aspecto, apresenta a resposta hidrológica da segunda maior cheia registrada na BHAM: a de 18 de novembro de 1978 (Figura 54 – acima/esquerda). Esse episódio foi caracterizado como um pulso de cheia agrupado entre dois outros pulsos de menor expressão. O que mais chama a atenção aqui é o rápido incremento da vazão ($132 \text{ m}^3/\text{s}$) em resposta a uma chuva extrema de 150 mm, situação que demonstra a natureza torrencial inerente a esse evento pluviométrico. Embora menores, as chuvas nos três dias consecutivos (entre 12 e 30 mm) auxiliaram na manutenção da vazão, que, antes da completa recessão transcorrida 14 dias, apresentaram, ainda, mais um pico ($73,2 \text{ m}^3/\text{s}$) após chuva moderada (50 mm).

Não foram, contudo, apenas as chuvas extremas que induziram pulsos de vazão de alta magnitude. Tal qual apresentado no capítulo anterior, chuvas moderadas podem ter contribuído para a ocorrência de cheias muito grandes e extremas. A título de exemplo, apresenta-se o pico de vazão observado no dia 8 de junho de 1972 (Figura 54 – centro/esquerda), o maior registrado na BHAM e, portanto, desencadeador de um pulso de cheia extrema. Definido como um pulso agrupado de múltiplos picos, sua compreensão perpassa por um pulso inicial de cheia inexpressiva que ocorre quatro dias antes, que manteve a vazão de base elevada ($\approx 9 \text{ m}^3/\text{s}$). Uma chuva fraca (8,1 mm) promoveu ascensão da hidrográfa com um pequeno pico de cheia ($23,7 \text{ m}^3/\text{s}$) que, dois dias depois, após um episódio de chuva moderado (50 mm), favoreceu a ocorrência do maior pico de vazão da série histórica verdadeira: $133 \text{ m}^3/\text{s}$. Passados dois dias, ao atingir aproximadamente a metade desse valor, outro evento moderado de chuva (67,4 mm) sobrelevou a vazão para um novo pico ($76 \text{ m}^3/\text{s}$). Um último pico, bem inferior ($22,6 \text{ m}^3/\text{s}$), ocorreu antes da completa recessão desse pulso, 17 dias após seu início.

Em oposição aos casos acima relatados, por vezes chuvas moderadas e até mesmo extremas não foram suficientes para aumentar consideravelmente a vazão do arroio Miracatu. A fim de demonstrar esse aspecto, apresenta-se o caso ocorrido entre os dias 15 e 18 de março de 1972 (Figura 54 – acima/direta). Após um longo período de vazões de base muito baixas ($\approx 4 \text{ m}^3/\text{s}$), que se inicia ainda no último trimestre de 1971, um episódio de chuva extrema de 84,2 mm foi indutor de um pulso isolado de cheia inexpressiva com pico de vazão muito

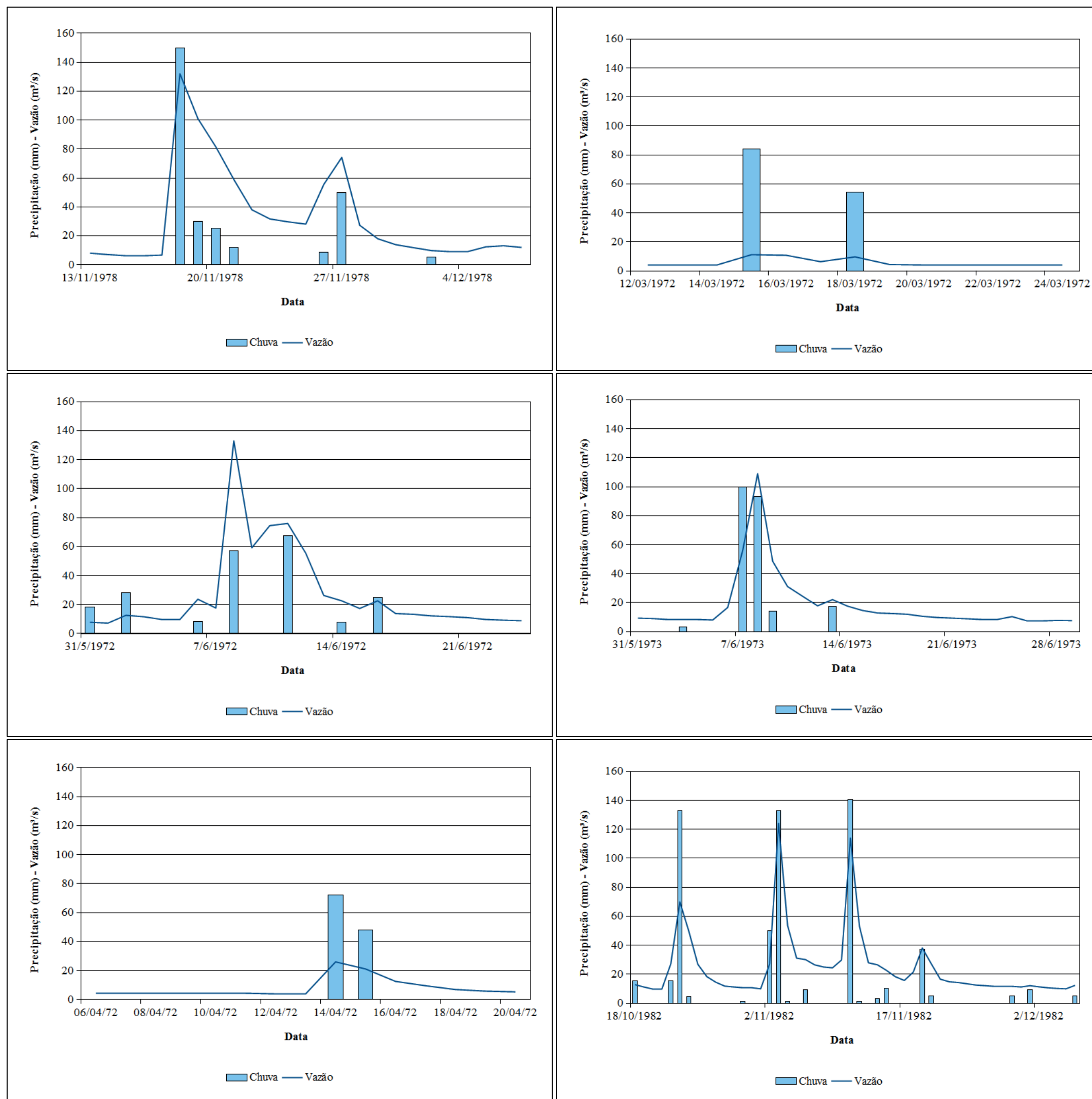


Figura 54 – Resposta do escoamento fluvial às chuvas extremas, moderadas e pentadais para o posto pluviométrico "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS
 Fonte: ANA (1965-1983).

baixo (11,2 m³/s). Dois dias depois, as vazões reduziram e finalizaram esse pulso, que, mesmo com a ocorrência de uma chuva moderada (54,2 mm), não foi suficiente para caracterizar um novo pulso de cheia.

Chuvas pentadais extremas podem induzir cheias muito grandes, principalmente quando dois eventos ocorrem sucessivamente. Em outros casos, podem produzir tão somente enchentes inexpressivas. Para a primeira situação, foi selecionado um pulso de cheia agrupado de picos múltiplos gerado na pântada 32 de 1973 (Figura 54 – centro/direita) e que se prolonga para as duas próximas pântadas (duração de 14 dias). A vazão que antecedia esse pulso era, portanto caracterizada pela recessão de uma cheia inexpressiva que ocorreu oito dias antes do novo pulso. A partir de uma chuva extrema de 100 mm, houve um aumento da vazão em que o primeiro pico (109 m³/s) só foi atingido no segundo dia, quando da ocorrência de outro episódio de chuva extrema (93,3 mm). Antes da completa recessão do fluxo, um novo pico, bem inferior ao primeiro (22,1 m³/s), pode ser observado, desencadeado por uma chuva inexpressiva na pântada posterior (pântada 33).

O segundo exemplo demonstra como uma chuva pentadal extrema pode, adicionalmente, promover não mais que uma cheia inexpressiva de curta duração (três dias). Selecionou-se, para tanto, um pulso de cheia isolado decorrente das chuvas ocorridas na pântada 21 de 1972 (Figura 54 – abaixo/esquerda). Antecedendo esse pulso, observa-se um longo período de vazões extremamente baixas, mantidas quase que exclusivamente pelo fluxo de base. Esse período de águas baixas (4-5 m³/s) é interrompido por um sutil pulso de cheia inexpressiva – terceiro parágrafo deste item –, aproximadamente um mês antes do aqui retratado. Com um acumulado de 120 mm em dois dias consecutivos, sendo o primeiro de chuva extrema (72 mm), o aumento na hidrógrafa foi pouco representativo (26 m³/s), caracterizando uma cheia inexpressiva. Tão logo após o episódio pluviométrico, as vazões reduziram rapidamente para, após dez dias, já estarem próximas dos valores antecedentes.

É importante chamar a atenção para a resposta de chuvas pentadais extremas sucessivas ou separadas por uma pântada. Nessas circunstâncias, as chuvas antecedentes, indutoras do aumento do fluxo nos cursos d'água, ganham ênfase. Um exemplo pode ser observado a partir das chuvas pentadais extremas 60, 62 e 63 de 1982 (Figura 54 – abaixo/direita). Pulsos agrupados ocorreram com certa frequência antes dessa ocasião, fato que manteve as vazões de base relativamente altas (9-10 m³/s) nos períodos interpulsos. Um evento pluviométrico iniciado no último dia da pântada 59 promoveu o aumento inicial das vazões, onde o pico único (70 m³/s) só foi atingido no primeiro dia da pântada 60, após evento

extremo de 133 mm. Durante os dias posteriores, adentrando na pântada 61, ocorre a recessão desse pulso agrupado. Um novo episódio pluviométrico na pântada 62 promove, contudo, outro pulso agrupado com múltiplos picos que ocorriam à medida que os eventos de chuva eram registrados. Esse novo pulso se inicia com uma precipitação moderada (50 mm), que, de imediato, promoveu incremento na vazão, de modo que o primeiro pico – o terceiro maior da série histórica verdadeira (124 m³/s) – ocorreu no segundo dia, após 133 mm de chuva. Após atingido esse pico, antes da completa recessão do pulso, no último dia da pântada 63, outro episódio de chuva extrema de 140 mm provocou novo pico (114 m³/s). Um terceiro pico, bem inferior aos dois anteriores ocorre posteriormente, antes do término do pulso de cheia, 32 dias depois.

Salienta-se, no entanto, que os exemplos apresentados nos últimos parágrafos são apenas para demonstrar o quão variável pode ser a relação chuva-vazão. Além disso, atesta-se a limitação temporal dos dados diários, que fornecem tão somente uma visão ampla da resposta hidrológica, uma vez que a intensidade e a duração dos eventos pluviométricos, como também da variação do nível d'água e, conseqüentemente, da vazão, tornam-se uma incógnita. Além disso, nenhuma cheia é igual à outra (KOCHEL, 1988), por mais próxima que possa ser sua magnitude e frequência. Cada cheia é resposta a diversos fatores inerentes à bacia hidrográfica e não somente a uma chuva. Parece, no entanto, claro, nos exemplos acima, que o fluxo de base desempenha um importante papel nas cheias: quanto menor a vazão de base, maior deve ser o volume de chuva para promover a ascensão da hidrógrafa, ao passo que, quando já se encontra elevada, o escoamento torna-se amplificado em decorrência da saturação dos aquíferos superficiais, tal qual demonstrou Verdum (1997).

4.5.2 As vazões de baixo fluxo e de estiagem

A definição do que seria, de fato, uma vazão de estiagem (*low-flow*) nem sempre é clara. Smakhtin (2001), por exemplo, indica que essa questão depende, inclusive, do interesse de determinados grupos de técnicos que abordam essa temática. Salienta, no entanto, que a grande maioria das definições tende a se sustentar num aspecto: que a vazão de estiagem corresponde àquela que pode ser visualizada durante a estação seca ou durante um longo período cronológico com tempo seco (*dry weather*) (SMAKHTIN, 2001). Embora o autor não deixe explicitado o que ele aborda como "tempo seco", aqui será tratado como dia sem chuva, nos moldes já descritos no capítulo anterior.

Apresentou-se, anteriormente, o emprego da distância interquartílica para assinalar a diferenciação entre os fluxos normais e extremos. De modo similar, foram considerados os valores inferiores a Q_{75} como limite para definição das vazões de estiagem, que foram tratadas como aquelas $\leq 5,9$ m³/s. Smakhtin (2001), por exemplo, menciona que vazões de estiagem são comumente discriminadas a partir de durações que variam de 70 a 99%. Beskow et al. (2014), ao tratar de índices de sazonalidade de vazões de estiagem no Rio Grande do Sul, optou por empregar a Q_{90} como referência. A escolha aqui pela Q_{75} se enquadra no intervalo descrito por Smakhtin (2001) e é decorrente, também, do fato das vazões de base serem altas no arroio Miracatu. Por conseguinte, foi contabilizada a frequência anual de dias que se enquadram nesse critério (Figura 55). Nota-se que, além de uma distribuição variável, onde anos como 1968, 1970 e 1971 chegaram a quantificar, respectivamente, 226, 200 e 190 dias com vazões de estiagem, em outros, como no triênio 1981-1983, sequer foram registradas vazões naquele lapso.

Ademais, chama-se a atenção para o fato de que, a partir de 1968, há evidências nítidas de uma redução constante do número de dias com vazões de estiagem. É necessário recordar que a CHid havia diferenciado o ano de 1968 como o único a se enquadrar na categoria muito seca. Aqui o porquê disso fica claro, pois, em aproximadamente 62% daquele ano, ou num acumulado de cerca de sete meses e meio, as vazões se mantiveram $\leq Q_{75}$. Além do mais, as curvas de permanência permitiram observar um aumento geral nas vazões de baixo fluxo, principalmente a partir de meados da década de 1970. Esse aumento, por sua vez, se refletiu na redução no número de dias com vazões de estiagem. Se agrupadas em períodos ≥ 15 dias consecutivos, o mesmo panorama relatado se repete, com a exceção de que os anos de 1976 e 1977 passariam a não apresentar nenhum episódio com essa duração (Figura 55). Se, porém, observados pelo viés do maior período de dias consecutivos com vazão de estiagem (Figura 55), o quadro se modifica. Mesmo que o ano de 1968 permaneça representativo, angariando o segundo maior período, com 57 dias consecutivos, nem de longe se aproxima aos 94 dias registrados em 1971. Merece ênfase, ainda, o ano de 1978, quando foram computados 53 dias. Com isso, pode-se avaliar que, nesses três anos, ao menos numa parte representativa do ano, as chuvas foram ineficientes para produzir um aumento representativo nas vazões durante esses períodos, sendo mantidas exclusivamente pelo fluxo de base.

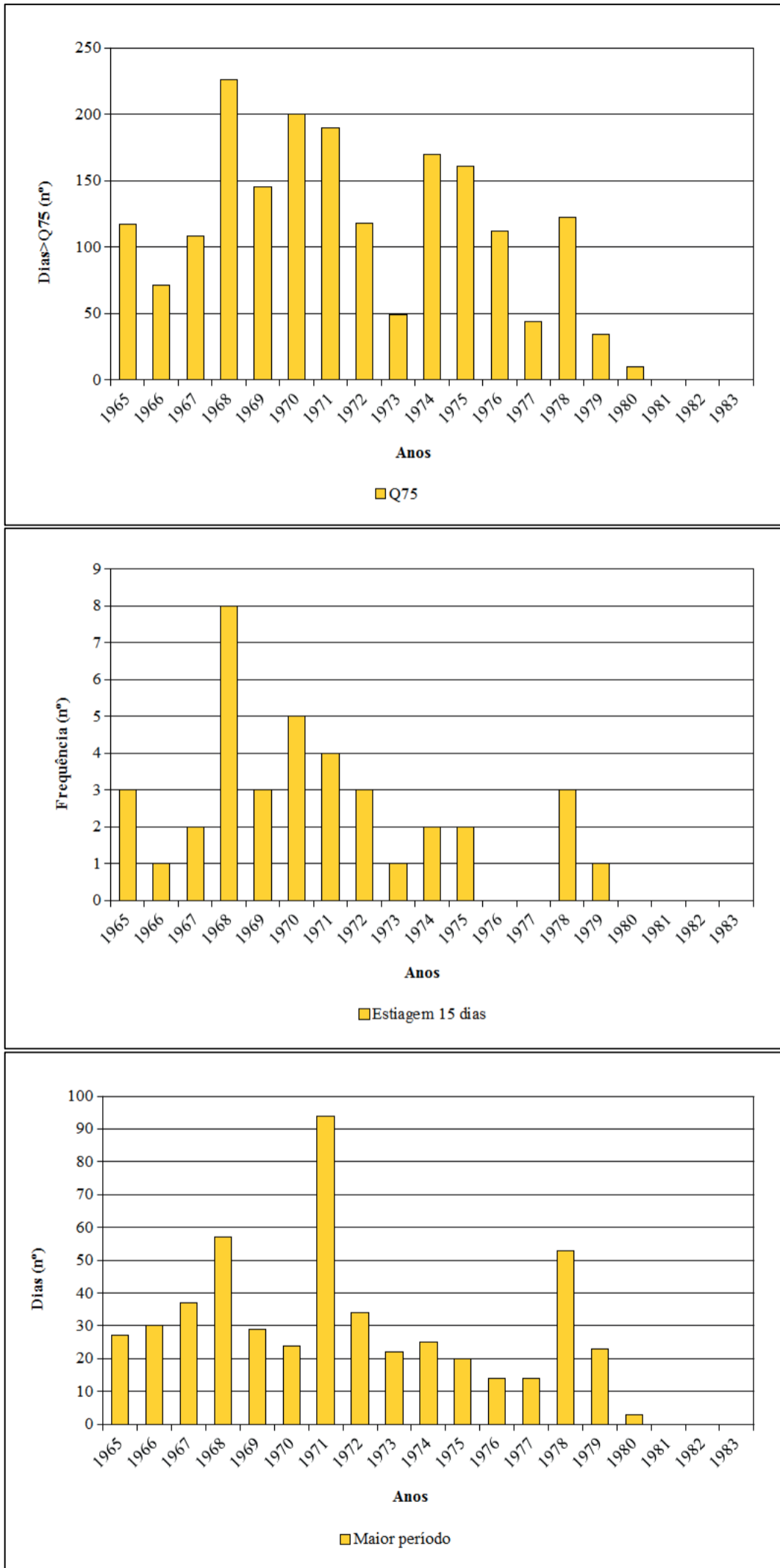


Figura 55 – Número de dias (acima), frequência de períodos ≥ 15 dias consecutivos (centro) e maior período de dias consecutivos com vazões de estiagem (abaixo), por ano, para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.
 Fonte: ANA (1965-1983).

Todavia, em oposição a 1968, os anos de 1971 e 1978 não foram discriminados por altos valores de IFB anual, porém a partir do exame visual da hidrógrafa anual desses dois anos constatam-se, de fato, longos períodos de vazante, respectivamente, antecedendo e sucedendo o agrupamento de pulsos de cheia de alta magnitude, que inclui episódios de inundação. Esses pulsos de cheia, parecem, em parte, ter contribuído na redução do IFB anual, mascarando a participação efetiva dos escoamentos de base. Essa é uma limitação reconhecida, pois, ao estimar um índice para a escala temporal de um ano, isso inclui normalizá-lo, desprezando os eventos extremos.

Todas essas informações, mais uma vez, respaldam a década de 1970 como um período relativamente mais seco, tanto em termos de precipitação, como também das reservas hídricas. Deixa claro, portanto, que se trata de um momento de transição, reafirmando, assim, a pertinência da ODP como moduladora dos processos hidrológicos na área de estudo. Mesmo assim, tal como exemplificado, alguns anos da série verdadeira não registraram valores $\leq Q_{75}$ e isso não significa que esses anos não apresentaram vazões de baixo fluxo controladas pelo escoamento de base.

Mudando-se para o foco para a distribuição do número de dias com vazão de estiagem por mês, novas informações podem ser obtidas. A Tabela 10 auxilia na perspectiva de apresentar o número total de dias com valor abaixo daquele estabelecido. Adicionalmente, permite verificar como foi a distribuição deles no decurso dos anos. Nota-se, por exemplo, que todos os meses dos anos de 1968, 1974 e 1976 quantificaram vazões de estiagem. Todavia, é perceptível que, no primeiro, a duração é maior do que nos outros dois. Com exceção de outubro e novembro, os demais meses de 1968 totalizaram mais de 14 dias com vazões de estiagem, sendo que, entre janeiro e junho, todos os valores estiveram acima de 20 dias. No ano de 1974, por sua vez, março, junho e setembro, registraram poucos dias (<5), mas há destaque para abril e outubro, com valores superando a casa 25 dias. Já para o ano de 1976, o mês de maio representa o maior número, com 20 dias.

Evidencia-se que todos os meses foram passíveis de registrar vazões de estiagem. Todavia, ao contabilizar o valor total de dias com vazões de estiagem para cada mês, observa-se, novamente, que o período tratado como de cheias quantificou menor número de dias, principalmente no trimestre junho-agosto, o que é sugestivo para tratá-los como o centro do período de cheia. É, no entanto, nítido que, a partir de setembro, o número de dias aumenta até culminar no máximo no mês de abril do ano seguinte. Esse último mês já foi tratado como de transição entre o período de vazante-cheia e reconhecendo-o como aquele com maior

frequência de dias com vazão de estiagem, bem como sendo um dos mais chuvosos. Além de comprovar essa característica, auxilia em tratá-lo como potencial para eventos torrenciais. Beskow et al. (2014) esclarecem ser exatamente o verão o período mais provável para a ocorrência de vazões de estiagem no Rio Grande do Sul.

Tabela 10 – Número de dias com vazão $\leq Q_{75}$, por mês, para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
1965	26	25	29	7	1	3	12	3	0	0	8	3
1966	8	13	5	0	20	10	2	3	2	0	7	1
1967	9	28	6	29	18	0	0	0	0	0	0	18
1968	26	22	20	21	24	30	14	23	20	7	6	13
1969	11	6	14	2	5	0	7	12	17	24	16	31
1970	24	15	26	28	16	0	2	7	22	19	23	18
1971	2	5	13	28	11	20	2	0	20	31	29	29
1972	27	25	24	24	18	0	0	0	0	0	0	0
1973	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8	21	20
1974	11	11	5	26	18	5	15	8	3	28	21	19
1975	20	23	7	20	16	6	16	8	0	16	15	14
1976	4	11	5	15	20	5	7	4	12	8	9	12
1977	0	4	20	14	6	0	0	0	0	0	0	0
1978	1	0	19	30	22	15	0	9	14	12	0	0
1979	0	0	9	14	11	0	0	0	0	0	0	0
1980	3	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1981	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1982	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1983	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	172	195	202	258	206	94	77	77	110	153	155	178

Fonte: ANA (1965-1983).

4.5.2.1 As vazões mínimas de um, três, sete, 30 e 90 dias

Estudos sobre vazões de estiagem comumente empregam outros indicadores para além da mínima absoluta. Alguns desses, correspondem médias móveis das vazões de dias consecutivos. A vantagem do emprego desses indicadores é, justamente, remover as flutuações de curto prazo, auxiliando, assim, reconhecer um amplo quadro da dinâmica das vazões durante os momentos de vazante (REES, 2008). Richter et al.(1997), por exemplo, propõe a análise considerando as vazões mínimas de um, três, sete, 30 e 90 dias. Para executar essa tarefa, mais uma vez se lançou mão do *software* SisCAH (SOUSA et al., 2009) para estimativa das respectivas vazões.

A Figura 56 ilustra os resultados obtidos, e deixa claro um pico de vazões mínimas relativamente mais altas no ano de 1966, reduzindo em direção aos anos de 1971 e 1972. A partir de 1973, no entanto, elas voltam a aumentar, atingindo seu máximo uma década depois. É perceptível, contudo, que as vazões mínimas, principalmente aquelas de 30 e 90 dias, são maiores entre 1973-1977, quando comparados com os anos próximos. Isso é um indício não apenas de um regime de vazões controladas por chuvas volumosas, mas também eficientes para o reabastecimento subterrâneo. É de recordar que, com exceção dos anos de 1973 e 1977, caracterizados, respectivamente, por CHid úmida e normal, o triênio de 1974-1976 foi tratado como seco. Mesmo assim, aparentemente, há incremento nas vazões mínimas, com aumento nas vazões de base, o que pode estar correlacionado com chuvas de menor intensidade e que favoreceram a infiltração. Essa característica é a chave interpretativa das altas vazões de base em 1978, mesmo que esse ano tenha sido exposto a longo período com vazões de estiagem.

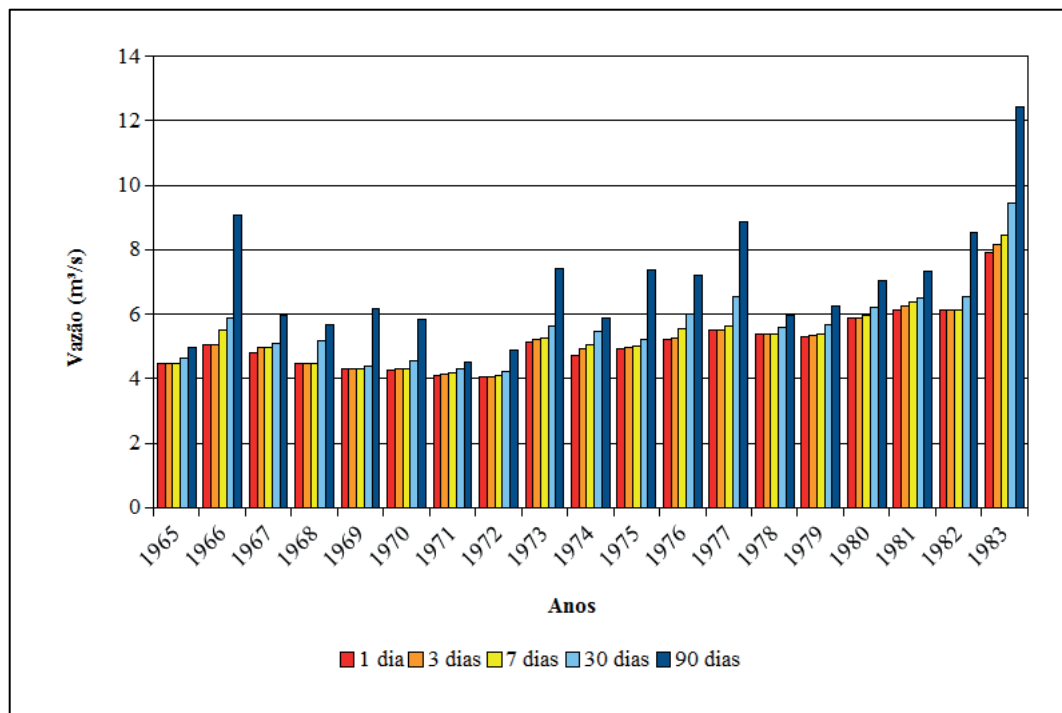


Figura 56 – Vazões mínimas de um, três, sete, 30 e 90 dias para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.
Fonte: ANA (1965-1983).

Evidencia-se, ainda, que, quanto mais próximos os valores das vazões mínimas de um, três, sete, 30 e 90 dias, mais homogêneo e duradouro foram as vazões de águas baixas, apontando para longos períodos de vazantes ao longo daqueles anos, a exemplo de 1965, 1971, 1972, 1978 e 1979. Em oposição, 1973, 1974, 1976, 1981 e 1983 apresentam incrementos sucessivos entre cada uma das classes avaliadas. Esses anos, por sua vez, atestam

momentos com vazões mínimas variáveis e com duração reduzida, de tal modo que não se refletem por longos períodos de vazantes.

Chama-se a atenção para o fato de que, nos itens anteriores, os anos de 1968, 1974 e 1981 refletiam características semelhantes. Aqui, por sua vez, nota-se que esses três anos foram diferentes em relação às vazões mínimas. O papel das chuvas, principalmente no ano anterior, adquire importância nessa constatação. Ademais, os anos de 1972-1973, tidos como representativos de condições de excedente hídrico, reconheceram, na verdade, os fluxos mais baixos registrados no arroio Miracatu. Esse último aspecto é importante, pois indica o posicionamento do período de vazante inserido justamente entre setembro de 1971 e maio de 1972.

4.5.2.2 A magnitude das vazões mínimas considerando o tempo de retorno

No item anterior foram apresentadas informações sobre as vazões mínimas em diferentes acumulados de dias. Agora se passa o enfoque para a verificação do TR das vazões mínimas no arroio Miracatu. Para isso, foram estimados os valores de TR considerando as vazões mínimas de sete dias. Escolheu-se essa temporalidade por reconhecê-la como homogênea e também pelo fato de ela ser utilizada, adicionalmente, como critério de vazões de estiagem, sobretudo aquelas com tempo de retorno maior que 10 anos. Na Tabela 11 são apresentados os dados de tempo de retorno e as classes utilizadas para a descrição das vazões mínimas, além de ser proposta uma nomenclatura qualitativa. A estimativa dos TRs⁷⁶ (1, 1,5, 2, 5, 10 e 20), mais uma vez, foi conduzida a partir do *software* SisCah (SOUSA et al., 2009).

Tabela 11 – Tempo de retorno (TR) e categorias utilizadas para a descrição da magnitude das vazões mínimas para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

Tempo de Retorno		Classes de Magnitude (m ³ /s)	Tipos de Mínimas
Ano	m ³ /s		
1	8,45	5,52 - 8,45	Muito Frequentes
1,5	5,52	5,03 - 5,51	Frequentes
2	5,03	4,45 - 5,02	Pouco Frequentes
5	4,45	4,28 - 4,44	Raras
10	4,28	4,19 - 4,27	Muito raras
20	4,18	<4,18	Raríssimas

Fonte: ANA (1965-1983).

⁷⁶ Os valores utilizados correspondem aos resultados calculados a partir da série de eventos mínimos de Weibull (SOUSA et al., 2009).

Dessa forma, as vazões anuais inseridas nas classes estabelecidas foram contabilizadas e são apresentadas na Figura 57. Deve-se salientar que esse critério foi muito útil, principalmente por possibilitar analisar as vazões mínimas naqueles anos que não registraram vazões de estiagem ($\geq Q_{75}$). Além disso, adiciona um lapso de vazões maiores do que aquele empregado para a descrição das vazões de estiagem, o que permite verificar, adicionalmente, o percentual das vazões. Observa-se, assim, que vazões mínimas raríssimas e muito raras ocorreram somente entre 1971 e 1972. Mesmo quando o foco recai sobre as vazões raras e pouco frequentes, nota-se que elas tendem a aumentar em direção aos anos citados, a partir do qual reduzem. Entre 1980 e 1983, as vazões mínimas se inserem somente na classe de muito frequentes. A título de exemplo, Clarke et al. (2003) relatam um período seco com vazões muito reduzidas no rio Paraguai que se estende do início da década de 1960 até aproximadamente 1971, o que sugere ser o biênio 1971-1972 acima relatado um indicativo da sucessão de anos secos.

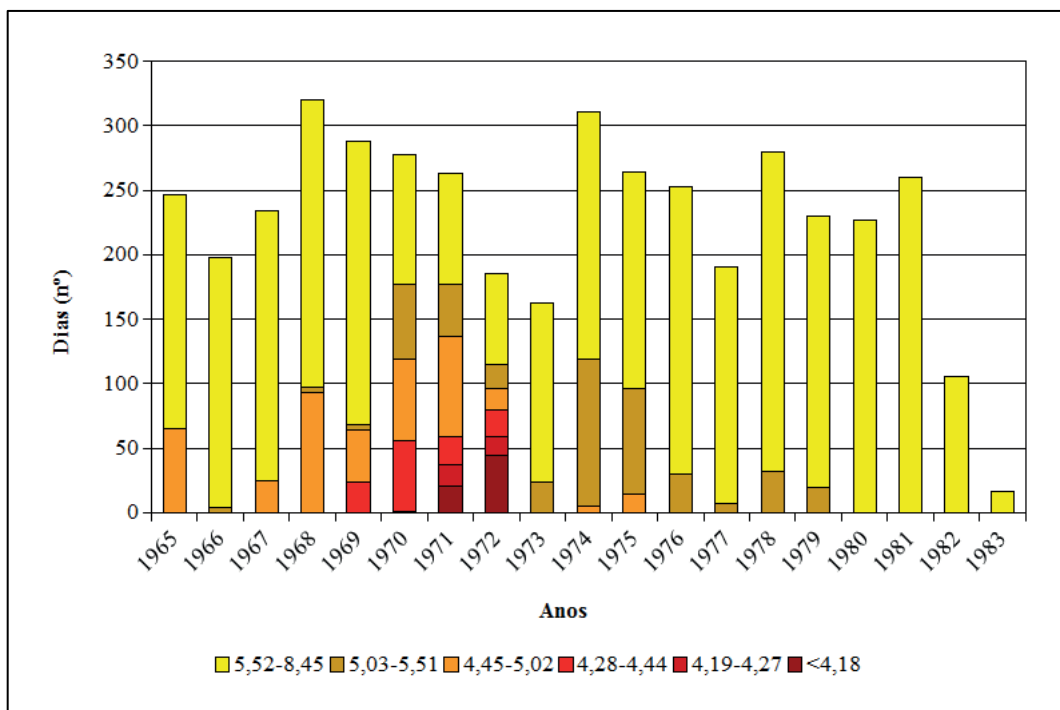


Figura 57 – Duração diária das vazões mínimas por categoria para a estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

Fonte: ANA (1965-1983).

Observadas as vazões mínimas agrupadas, conclui-se a existência de anos com vazões muito baixas, a exemplo de 1968 e 1974, que ultrapassam a casa dos 300 dias com vazões mínimas. Além deles, 1969, 1970, 1971, 1975, 1976, 1978 e 1981 ficaram acima dos 200 dias, o que representa que, em mais de oito meses, as vazões foram inferiores à maior classe.

Digno de nota é o fato de que essas vazões nem sempre correspondem a mínimas no sentido amplo da palavra, mas, muitas vezes, principalmente nos anos acima citados, episódios de chuva podem ter promovido o aumento das vazões, mas, pelo fato de se enquadrarem nas classes elencadas, foram contabilizadas conjuntamente. Mesmo assim, isso permite observar como a década de 1970 foi caracterizada por baixas vazões, assim como o aumento das vazões em direção aos anos de 1982 e 1983.

4.6 CONSIDERAÇÕES PARCIAIS

Como preliminarmente suposto, há elevada variabilidade no regime hidrológico fluvial na BHAM. Essa variabilidade foi avaliada por meio da CHid, que apresentou correlação com os anos-padrão definidos no capítulo anterior. O que chamou a atenção foi a manutenção de elevada vazão de base que, por meio do IFB, demonstrou como o escoamento subterrâneo é importante em sustentar as vazões. Ademais, um regime de cheia-vazante foi delineado por meio dos fluviogramas médios, bem como com as curvas de permanência e com o IFB. Salienta-se, no entanto, que esse padrão nem sempre é visto dado a variabilidade das vazões mensais.

No que se refere aos pulsos de cheia, nota-se uma grande possibilidade de pulsos contíguos, o que evidencia o papel dos fluxos precedentes na maximização da magnitude das cheias. Embora as cheias inexpressivas, pequenas e médias perfaçam grande parte dos pulsos descritos, os episódios de cheia grande, muito grande e excepcional (inundações) são fundamentais para a compreensão da morfodinâmica fluvial na BHAM. As vazões de estiagem também merecem posição de destaque, demonstrando o papel exercido por vazões relativamente baixas por longo período de tempo.

Relata-se, ainda, que o regime hidrológico fluvial também demonstra ligação com a ODP, podendo ser reconhecidos dois períodos hidrológicos alternados: aqueles dominados por estiagens (ODP-), separados daqueles dominados por inundações (ODP+). De fato, havendo variabilidade das vazões ao ponto de caracterizar períodos com menor/maior fluxo nos rios da BHAM, pode-se admitir que ajustamentos de curto prazo (anos) na rede de drenagem possam ganhar ênfase. A comprovação desses ajustamentos decorrentes dos períodos hidrológicos alternados necessita, contudo, de maior detalhamento. Nesse ínterim, busca-se, no próximo capítulo, mediante análise de imagens obtidas por sensoriamento remoto e de levantamento de dados em campo, obter informações para a elucidação desses aspectos.

5 PROCESSOS FLUVIAIS E FORMAS ASSOCIADAS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO MIRACATU

Os cursos fluviais são componentes hidrológicos que transferem e redistribuem o excesso de água sobre os continentes. Ao escoarem sobre a superfície terrestre, tornam-se as rotas pelas quais a água remove, transporta e deposita os sedimentos mobilizados das vertentes, por meio de uma ampla rede de drenagem conectada até os oceanos. Assim, além de adquirirem importante papel no ciclo hidrológico, muitos autores colocam os cursos d'água como importantes agentes geológicos e geomorfológicos. Em regiões tropicais e subtropicais, onde os aspectos climáticos favorecem a disponibilidade de água, o relevo é composto e moldado por densa rede de canais (LEOPOLD, 1960; CHRISTOFOLETTI, 1981; SUGUIO e BIGARELLA, 1990; MONTGOMERY e BUFFINGTON, 1998; PHILLIPS, 2010; COELHO NETTO, 2011).

Ademais, os cursos d'água apresentam importância econômica e social para os seres humanos e constituem importantes ecossistemas aquáticos (MONTGOMERY e BUFFINGTON, 1998). Eles podem apresentar tamanhos diversos e exibir diferentes regimes de escoamento, variando desde aqueles onde o fluxo é contínuo (perene) ou sazonal (intermitente) ao longo do ano, até aqueles onde o escoamento ocorre somente durante as chuvas, cessando posteriormente (efêmeros) (SUGUIO e BIGARELLA, 1990; MONTGOMERY e BUFFINGTON, 1998; CHARLTON, 2008). Isso está relacionado ao fato de que nem toda a água precipitada escoar imediatamente, uma vez que parte dessa precipitação infiltra e percola em subsuperfície, abastecendo os cursos fluviais e regulando a vazão (fluxo de base ou de vazante) durante períodos com ausência de chuvas (LEOPOLD, 1960).

Além disso, da junção de cursos d'água de diferentes tamanhos obtém-se a definição de uma rede de drenagem complexa e interligada, cujos canais fluviais podem apresentar diferentes morfologias que, na essência, são decorrentes de processos oriundos, justamente, da transferência de água e sedimentos (MONTGOMERY e BUFFINGTON, 1998). Entretanto, a inter-relação entre transporte de água e sedimentos e o modo como condicionam a morfologia fluvial não é tão simples. Christofolletti (1981, p.1) menciona que a importância geomorfológica dos cursos d'água está vinculada à "[...] atuação exercida pela água sobre os sedimentos do leito fluvial, no transporte dos sedimentos, nos mecanismos deposicionais e na esculturação da topografia do leito". Ou seja, a interação entre a água e os sedimentos é um pressuposto da dinâmica do sistema fluvial e seus respectivos elementos, processos e

morfologias associadas. Nesse sentido, o sistema fluvial não deve ser entendido unicamente pelos canais de drenagem, mas, sim, por todas as variáveis e os processos que ocorrem dentro da bacia hidrográfica (*Watershed*) (SCHUMM, 1977).

Botelho e Silva (2004) enfatizam que, atualmente, é crescente a utilização da bacia hidrográfica como unidade espacial para estudos na Geografia. Isso se deve ao fato de ser a partir dessa célula que se podem reconhecer as diferentes interações entre os mecanismos de processo-resposta (GREGORY e WALLING, 1977) ou de causalidade (SCHUMM e LICHTY, 1965). É importante salientar que essa tendência se expressa desde o final da década de 1960 (BOTELHO e SILVA, 2004), embora naquele momento o enfoque estivesse relacionado, sobretudo, a estudos hidrológicos e geomorfológicos (LIMA, 2005). Atualmente a importância dada aos estudos e aos diagnósticos em bacias hidrográficas é fundamental para práticas de gestão e manejo, com a finalidade de utilização racional e conservação dos recursos naturais (SILVA, A.M. et al., 2003), estando, inclusive, regulamentadas pela legislação como práticas de planejamento territorial e ambiental (RODRIGUES e ADAMI, 2009).

Entretanto, conforme aponta Rodrigues e Adami (2009), a definição de bacia hidrográfica na literatura em língua portuguesa apresenta amplas distinções, variando desde aquelas mais simples e imprecisas até outras que buscam representar a complexidade dos processos e elementos envolvidos. Adicionalmente, a formação profissional pode influenciar a definição desse conceito. Neste trabalho foram selecionados dois pontos de vista, a saber: i) o hidrológico, no qual a bacia hidrográfica pode ser descrita como uma área drenada por um curso principal e delimitada pelos divisores d'água (VILELA e MATTOS, 1975), e ii) o geomorfológico, que inclui, além da transferência de água, a produção de sedimentos decorrente da interação com o escoamento (CHARLTON, 2008). Unindo ambas as definições, pode-se, de antemão, dizer que a bacia hidrográfica consiste num sistema hidrogeomorfológico (RODRIGUES e ADAMI, 2009; COELHO NETTO, 2011).

A complexidade inerente à bacia hidrográfica decorre de ela ser composta por diversas variáveis (clima, geologia, vegetação, etc.), elementos (vertentes, rede de drenagem, planícies de inundação, por exemplo) e processos (hidrológicos, geomorfológicos e humanos). Com isso, embora a bacia hidrográfica seja delimitada por atributos físicos (topografia), sua utilização para o tratamento das ações humanas sobre os fluxos de energia e matéria tem apresentado o caminho principal para a visão integrada entre os objetos naturais e aqueles

socialmente construídos, principalmente na avaliação da condição de equilíbrio ou desequilíbrio (impactos) (LIMA, 2005).

Schumm (1977), retratando as modificações geomorfológicas na rede de drenagem, considerando o tempo longo e o curto, denota a importância da história desse espaço, no qual o pesquisador deve compreender não apenas os aspectos físico-químicos, mas também a evolução ao longo do tempo. Trata-se, portanto, da necessidade de se pensar que "A bacia hidrográfica é justamente o palco dessas ações e degradações, refletindo sistemicamente todos os efeitos" (LIMA, 2005, p.179). Gregory e Walling (1977) ampliam essa visão, para isso relatando que pesquisas de cunho geográfico devem considerar não apenas as bacias hidrográficas como base para as atividades humanas, mas também, incluir os efeitos derivados dessa apropriação.

Destarte, este capítulo visa analisar os ajustamentos na rede de drenagem da BHAM. Para isso, definiu-se que a área-teste para a avaliação dos ajustamentos morfológicos seria um segmento de cerca de 3.500 m, segmento esse inserido no médio curso da sanga da Areia (Figura 58). O fundo de vale nesse segmento é relativamente plano e a largura, em alguns setores, pode chegar até 900 m. O limite jusante do segmento corresponde a uma área de estrangulamento do vale, momento onde a cobertura aluvial se torna ausente e o montante corresponde, grosso modo, ao ponto central do médio curso da sanga da Areia. A opção por esse segmento se deve ao fato de que foi constatado, em análises preliminares, que esse é o segmento que apresentou as mudanças mais significativas de toda a BHAM, além do fato de estar inserido em uma ampla área em processo de arenização.

5.1 AJUSTAMENTOS NA REDE DE DRENAGEM

A geomorfologia fluvial é a área do conhecimento que busca compreender as relações entre os processos decorrentes do escoamento hídrico e as formas resultantes (CHARLTON, 2008; CUNHA, 2011). Como a vazão num curso d'água varia grandemente, a intensidade dos processos modeladores é, assim, diversificada, induzindo a constantes ajustamentos nas feições fluviais. Esses ajustamentos podem se processar em diferentes escalas temporais, que podem variar desde aquelas inseridas no tempo geológico, quanto histórico, englobando, inclusive, a escala de tempo de vida humana. Quando os ajustamentos são vistos no tempo geológico, o tectonismo e/ou mudanças climáticas são as principais variáveis controladoras, enquanto no tempo histórico são antes relacionados a alterações no regime das vazões e de produção de sedimentos, principalmente associados às mudanças no uso da terra ou de

eventos extremos, tais como inundações ou períodos de seca ou estiagem. No que se refere à escala espacial, os ajustamentos podem ocorrer desde o nível de bacia hidrográfica até o trecho ou as unidades de canal (SCHUMM, 1977; MONTGOMERY e BUFFINGTON, 1998; CHARLTON, 2008; BUFFINGTON, 2012). Neste trabalho, a ênfase é dada aos ajustamentos na morfologia do canal da sanga da Areia que se insere na escala de tempo histórico (MONTGOMERY e BUFFINGTON, 1998), incluindo, portanto, o lapso de tempo de vida humana (10^{-1} e 10^2 anos) (BUFFINGTON, 2012).

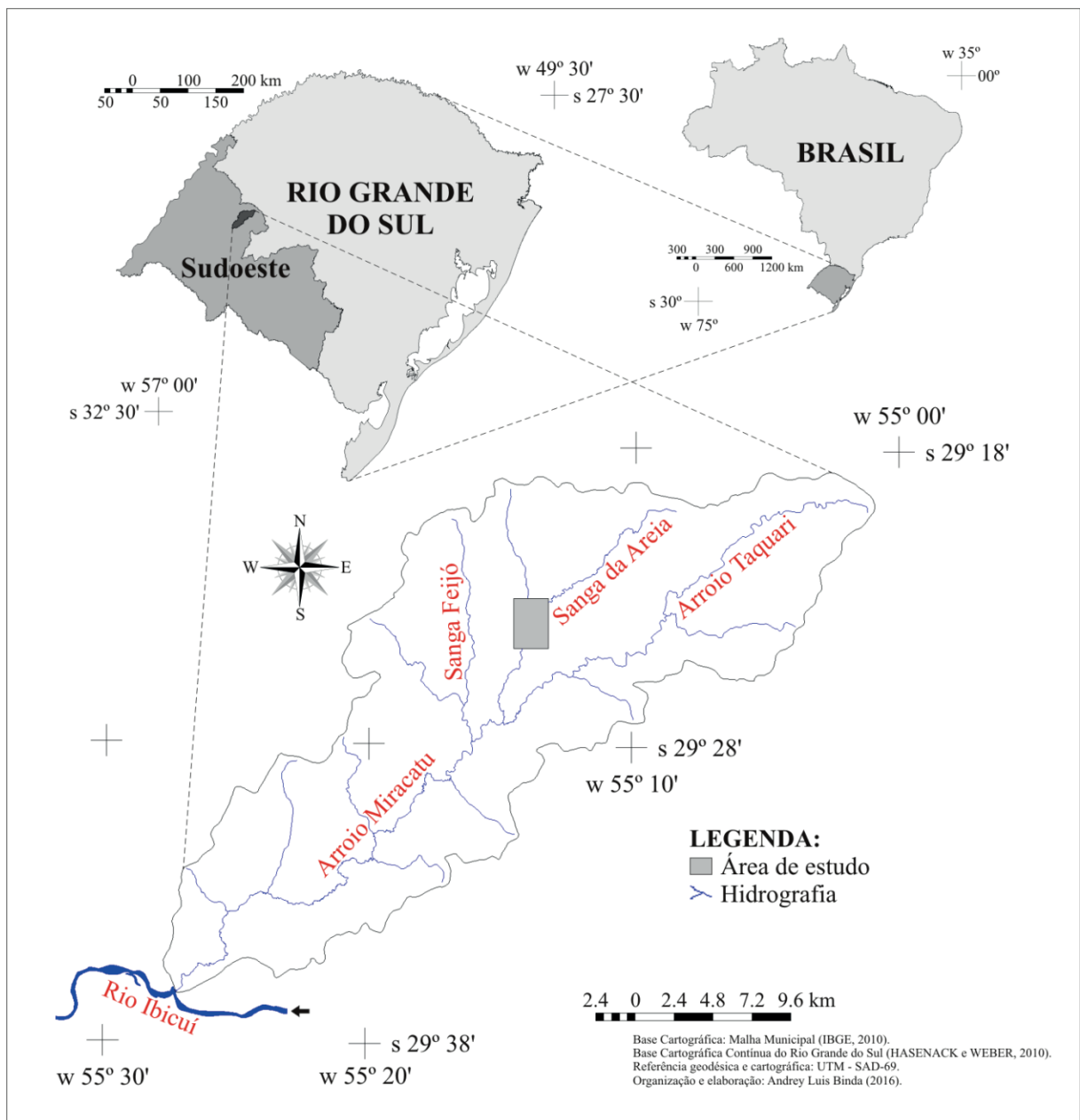


Figura 58 – Localização do segmento estudado na sanga da Areia, Bacia Hidrográfica do Arroio Miracatu.

5.1.1 A importância da magnitude e da frequência dos processos de esculturação

Os processos geomorfológicos têm sua base na concepção de magnitude e frequência, ou seja, a esculturação das formas de relevo é derivada tanto de eventos frequentes e com baixa magnitude, como daqueles mais raros e catastróficos (WOLMAN e MILLER, 1960). Wolman e Miller (1960) foram pioneiros ao enfatizar a importância de eventos moderados e mais frequentes nas taxas de remoção de sedimentos e na esculturação das formas fluviais. Assim, segundo os autores, eventos com intervalo de retorno de cerca de uma a duas vezes por ano proporcionariam a mesma quantidade relativa de trabalho geomórfico que aqueles eventos catastróficos e extremamente raros, com períodos de retorno superior a 50-100 anos. Nas palavras dos autores: "*Although the extremely large floods carry greater quantities of sediment, they occur so rarely that from the standpoint of transport their over-all effectiveness is less than that of the smaller and more frequent floods*"⁷⁷ (WOLMAN e MILLER, 1960, p.57).

Cabe salientar que a análise não se refere a um único evento, mas que o trabalho geomórfico acumulado por esses fluxos moderados e mais frequentes corresponderia ao que se processa em um único evento catastrófico, mas pouco frequente. Entende-se que trabalho geomórfico é a carga total de sedimentos transportados durante um evento de inundação. Diferencia-se, portanto, da efetividade geomórfica que corresponde à possibilidade de uma inundação alterar as feições fluviais (KOCHEL, 1988). Adiciona-se, ainda, que esses eventos moderados estariam muito próximos ao estágio de margens plenas (*bankfull discharge*), cujo período de retorno corresponde àquele de aproximadamente de uma vez a cada um ou dois anos (LEOPOLD et al., 1964).

A vazão de margens plenas seria, portanto, a magnitude responsável por moldar as formas fluviais em cursos d'água com leito arenoso, com importante influência sobre a planície de inundação e o transporte de sedimentos (LEOPOLD, 1960; WOLMAN e MILLER, 1960; CHRISTOFOLETTI, 1982; KOCHEL, 1988; MONTGOMERY e BUFFINGTON, 1998; FERNANDEZ, 2003). Essa importância dada à vazão de margens plenas reside no fato de que ela teria competência suficiente para transportar partículas com tamanho até 25% maiores que aquelas do leito e que são, portanto, muito maiores do que aquelas que compõem a planície de inundação (WOLMAN e MILLER, 1960). Nessa

⁷⁷ Embora inundações extremamente grandes carreguem enormes quantidades de sedimentos, elas ocorrem tão raramente que, do ponto de vista do transporte, sua completa efetividade é menor do que inundações menores e mais frequentes (nossa tradução).

perspectiva, Kohler (2001) citando Schumm (1985)⁷⁸ traz, ainda, à tona a importância dos eventos geomorfológicos, classificados em mega, meso, micro e não-eventos. Essa classificação considera tanto a escala de tempo, como a área de abrangência (escala espacial). Assim, justifica o autor:

[...] os Megaeventos podem ocorrer durante 10 milhões de anos (Orogênese), 100.000 anos (glaciação continental), 100 anos (avulsão de um rio), 10 anos (mudança ou corte de um meandro), 1 ano (evolução de uma voçoroca), 1 dia (escorregamentos, *rilling*) [...] um Megaevento, durante um curto período, pode tornar-se um Não-evento, quando seus efeitos são obliterados [...] A dimensão do evento aumenta com o tempo, e o tempo necessário para o seu desenvolvimento também cresce (SCHUMM, 1985 apud KOHLER, 2001, p.22).

Tricart (1966), por sua vez, ao tratar da descontinuidade nos fenômenos de erosão, divide-os em: a) *fenômenos contínuos*; b) *fenômenos sazonários*; c) *fenômenos periódicos*; d) *fenômenos esporádicos*; e e) *fenômenos catastróficos*. A expressão "fenômenos contínuos" referem-se àqueles que se mantêm quase constantes no tempo. "Fenômenos sazonários" ganham ênfase em determinada época do ano, diferentemente dos "fenômenos periódicos", que, mesmo ocorrendo todos os anos, não apresentam uma temporalidade regular. Os "fenômenos esporádicos" ocorrem em ordem de décadas, enquanto os "fenômenos" catastróficos correspondem àqueles descomunais e raros (TRICART, 1966). Esses eventos geomorfológicos ou fenômenos de erosão tornam-se importantes, pois são eles que desencadeiam os mecanismos de causalidade (SCHUMM e LICHTY, 1965), ou seja, de causa e efeito ou de processo-resposta (GREGORY e WALLING, 1977).

Os ajustamentos da rede de drenagem têm sido vistos como resultado da instabilidade natural, onde se incluem as mudanças climáticas e o tectonismo ou devido à influência humana, sobretudo no que diz respeito ao uso da terra e a engenharia fluvial (SCHUMM, 1977; GRAF, 1978; PIZZUTO, 1994; ASCE, 1998; CUNHA, 2011). Para Graf (1978), todo ajustamento ocorre, normalmente, com um tempo de atraso em relação à alteração exercida. Esse período é chamado pelo autor de "*tempo de reação*" e aquele que se inicia com este e, se prolonga até o momento onde uma nova condição de equilíbrio é atingida, chama-se "*tempo de readaptação*". Valendo-se da lei da razão, Graf (1978) então discorre que o ajustamento estabelecido durante o tempo de readaptação tende a ser inicialmente rápido, decrescendo

⁷⁸ Schumm, S. A. Explanation and extrapolation in Geomorphology: seven reasons for geologic uncertainty. Transactions. **Japanese Geomorphological Union**, v.6, n.1, 1985, p.1-18.

constantemente para atingir o equilíbrio muito tempo depois, se é que essa condição possa de fato ocorrer em canais fluviais (PIZZUTO, 1994).

Schumm (1977), com base no conceito de limite geomórfico, indica que toda mudança em determinada feição geomorfológica somente irá ocorrer quando esse limite de estresse (pouco nítido, diga-se de passagem) é ultrapassado. Isso significa que as interações entre os processos podem retardar mudanças significativas nas formas, sendo, portanto, autoajustável até o momento no qual um limite é excedido, desencadeando mudanças não apenas nos processos, mas, sobretudo, nas feições associadas.

Em linhas gerais, simplifica-se que a dinâmica fluvial é resultado da necessidade de os cursos d'água se ajustarem às mudanças climáticas, hidrológicas, geológicas e/ou daquelas induzidas pelos seres humanos. Para isso, não apenas a vazão muda, mas também a declividade, a rugosidade, a forma e o padrão do canal (YANG e SONG, 1982). Nesse mesmo caminho, Schumm (1977) apresenta que os cursos d'água não podem ser vistos como corpos estáticos, mas adiciona que a instabilidade também é inerente ao próprio sistema fluvial. Para esse autor, por exemplo, a erosão marginal ou o rompimento de um colo de meandro são, por muitas vezes, tratados como resultado da instabilidade do canal, sobretudo quando a escala de tempo é reduzida (contemporânea).

Quando, no entanto, esses processos são observados em escalas temporais superiores, nota-se que nada mais são do que concernentes da própria dinâmica fluvial. Meandros e segmentos inteiros do canal podem movimentar-se tanto no sentido lateral, como a jusante, retrabalhando depósitos da planície de inundação. O próprio Schumm (1977) apresenta um exemplo, derivado do estudo de Everitt (1968)⁷⁹, que demonstra que, em apenas 69 anos, metade da planície de inundação do rio Missouri Pequeno, a oeste de Dakota-EUA, foi retrabalhada. Entretanto, quando o homem ocupa as bacias hidrográficas e nelas são instaladas diversas formas de uso da terra, aqueles processos tidos como comuns aos canais fluviais podem ser modificados, bem como, ensejados.

Colby (1964) relata que a erosão e/ou o assoreamento de um leito fluvial ocorre quando há disparidade entre a entrada e o transporte de sedimentos. Um saldo positivo, ou seja, maior aporte de sedimentos, induz à deposição sobre o canal e, conseqüentemente, a elevação do leito, por estocamento do material na calha fluvial. Por outro lado, se há um saldo negativo, haveria maior capacidade de transporte e, com isso, o retrabalhamento dos sedimentos e a incisão do leito. No caso de as taxas de entrada e transporte de sedimentos

⁷⁹ EVERITT, B.L. Use of cottonwood in the investigation of the recent history of a floodplain. *Am. J. Sci.*, v.206, 1968, p.417-439.

serem iguais, o leito tenderia a se manter constante. Simplificadamente, o autor aponta que dois princípios regem a esculturação de canais aluviais: o primeiro corresponde ao balanço sedimentar num trecho fluvial – relação entre os sedimentos depositados e removidos, enquanto o segundo rege a relação entre a capacidade de transporte e o aporte de sedimentos. Esses são os pressupostos da morfodinâmica fluvial, de tal modo que a erosão e a deposição permitem que um curso d'água ajuste sua morfologia continuamente (CHARLTON, 2008).

Sugiuo e Bigarella (1990) dão ênfase à energia de um determinado canal fluvial, afirmando que a erosão entra em curso quando há um excesso de energia hidráulica, enquanto a deposição da carga sedimentar é reflexo de um déficit de energia. Vale recordar que Montgomery e Buffington (1998) enfatizam que as variáveis que mais afetam a morfologia do canal são o aporte de sedimentos, a capacidade de transporte e a vegetação. Esta última tem importância fundamental por permitir tanto a estabilidade do canal (das margens, por exemplo), como instabilidade (detritos lenhosos).

Os dois primeiros adquirem, todavia, importância uma, pois Charlton (2008) enfatiza que são justamente as vazões e o aporte de sedimentos que condicionam a forma do canal, uma vez que controlam a entrada e a saída de água e de materiais. A vazão, como já salientado, é resultado das características da precipitação e o seu detalhamento indica as variações no seu regime, sobretudo na magnitude e na frequência de inundações e da duração das vazões de estiagem (*vide* capítulo anterior). Todavia, diferentes vazões permitem não apenas que a velocidade seja alterada, mas também a tensão de cisalhamento (*shear stress*) e a potência de escoamento⁸⁰ (*stream power*), fatores que afetam consideravelmente o transporte de sedimentos e, portanto, a morfologia do canal (CHARLTON, 2008).

Pensando nessa premissa, Lane (SCHUMM, 1977; YANG e SONG, 1982; BUFFINGTON, 2012) propõem um modelo conceitual no qual um rio em estado de equilíbrio apresentaria a carga de sedimentos (Q_s) e o tamanho dos clastos (d_{50}) contrabalanceada pela vazão (Q) e pelo gradiente/declividade (S) (Equação 1), ou seja:

$$Q_s \cdot d_{50} \cong Q \cdot S \dots \dots \dots \text{Equação 1}$$

⁸⁰ Segundo Charlton (2008), a potência de escoamento representa a capacidade de transporte de sedimentos por um determinado fluxo. É obtida por meio da seguinte equação:

$$\Omega = pgQS$$

Onde: Ω é a potência de escoamento, p é a densidade do fluido, g é a constante da gravidade, Q é a vazão e S a declividade. Conhecendo a densidade da água (1000 kgm^3) e a constante gravitacional (9.8 m/s), então a potência de escoamento é altamente afetada pela vazão e pela declividade (CHARLTON, 2008).

Uma vez que haja mudança em qualquer uma dessas variáveis, o rio responderia por meio da erosão (degradação) ou assoreamento (agradção). Para procurar demonstrar essa resposta, Charlton (2008) apresenta uma figura (Figura 59) que ficou conhecida como "diagrama da balança de Lane" (*Lane's balance diagram*). A interpretação dela é muito simples e pode ser vista a partir de vários caminhos: i) o aumento na carga de sedimentos promoveria assoreamento, em oposição ao aumento da vazão, que ensejaria a erosão, mesmo que o tamanho dos clastos e a declividade permanecessem constantes; ii) o aumento no tamanho dos clastos seria seguido por assoreamento, desde que não houvesse compensação no aumento da declividade, da vazão ou da redução da carga de sedimentos – por outro lado, a redução do tamanho ensejaria comportamento contrário; iii) a redução da declividade condicionaria a agradção, a não ser que a carga de sedimentos ou o tamanho dos clastos diminuísse ou, ainda, se houvesse aumento na vazão – já o aumento da declividade promoveria resposta oposta.

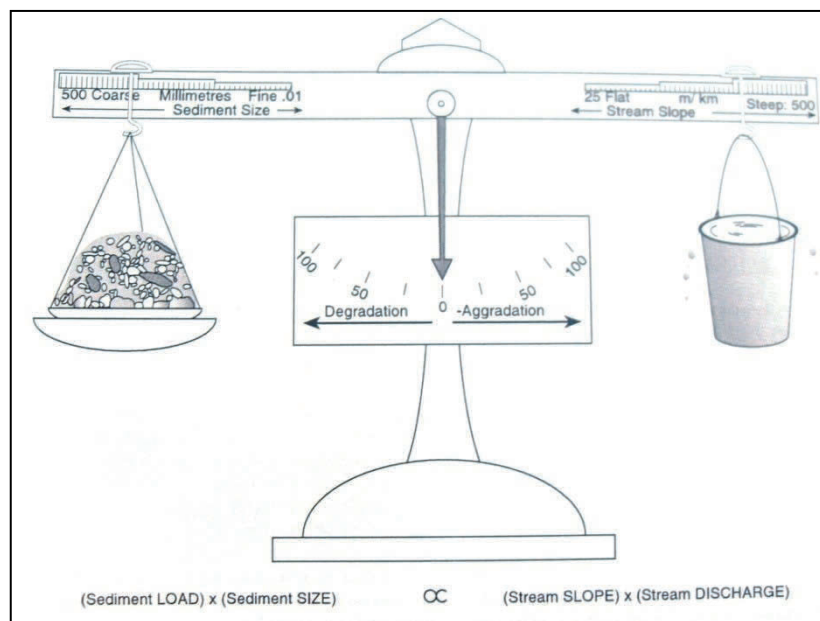


Figura 59 – Diagrama da balança de Lane e respostas do canal para mudanças nas taxas de aporte de sedimentos, tamanho dos clastos, vazão líquida e declividade do canal.

Fonte: Charlton (2008, p.120).

Com base no apresentado e tendo como fundamento as informações derivadas dos estudos de Lane, observa-se que a alteração em qualquer uma das variáveis acarreta ora processos de erosão, ora de sedimentação. A resposta morfológica, no entanto, ainda é considerada obscura. Schumm (1977), baseado em equações empíricas, amplia o modelo de Lane (BUFFINGTON, 2012) ao constatar que a largura (b), a profundidade (d) e o

comprimento de onda (meandramento) (λ) são diretamente relacionados à vazão, enquanto o gradiente/declividade (S) adquire uma relação inversa (Equação 2). Por outro lado, a carga de sedimentos de leito também afeta essas mesmas variáveis, sendo a largura, o comprimento de onda e a declividade proporcional à carga, em oposição à profundidade e à sinuosidade (P) (Equação 3).

$$Q \cong \frac{b,d,\lambda}{S} \dots\dots\dots \text{Equação 2}$$

$$Qs \cong \frac{b,\lambda,S}{d,P} \dots\dots\dots \text{Equação 3}$$

Dessa forma, qualquer mudança, seja na vazão líquida como na carga de sedimentos, promoveria ajustamentos nas variáveis morfológicas acima descritas. Aí cabe questionar: – Como responderia cada uma delas? O próprio Schumm (1977) propõe as respostas possíveis, tendo em vista tanto o aumento/redução da vazão, como da carga de sedimentos, conforme segue:

$$Q^+ \cong b^+, d^+, \lambda^+, S^- \dots\dots\dots \text{Equação 4}$$

$$Q^- \cong b^-, d^-, \lambda^-, S^+ \dots\dots\dots \text{Equação 5}$$

$$Qs^+ \cong b^+, d^-, \lambda^+, S^+, P^- \dots\dots\dots \text{Equação 6}$$

$$Qs^- \cong b^-, d^+, \lambda^-, S^-, P^+ \dots\dots\dots \text{Equação 7}$$

Assim, com o aumento da vazão (Equação 4) poder-se-ia esperar um acréscimo na largura, na profundidade e no comprimento de onda, além da atenuação da declividade. A redução da vazão (Equação 5) apresentar-se-ia no caminho oposto, ou seja, na diminuição da largura, da profundidade e do comprimento de onda, com incremento na declividade. Por outro lado, o aumento da carga de sedimentos (Equação 6) deveria predispor o canal a incrementar a largura, o comprimento de onda e a declividade, com redução da profundidade e da sinuosidade, sendo a relação oposta em caso de diminuição da carga de sedimentos (Equação 7). Diga-se, no entanto, que a mudança na vazão de sedimentos ou na carga de

sedimentos, nunca ocorre sozinha (SCHUMM, 1977) sendo, portanto, necessário, verificar a resposta das variáveis a mudanças conjuntas:

$$Q^+ Qs^+ \cong b^+, d^\pm, \lambda^+, S^\pm, P^-, F^+ \dots\dots\dots \text{Equação 8}$$

$$Q^- Qs^- \cong b^-, d^\pm, \lambda^-, S^\pm, P^+, F^- \dots\dots\dots \text{Equação 9}$$

$$Q^+ Qs^- \cong b^\pm, d^+, \lambda^\pm, S^-, P^+, F^- \dots\dots\dots \text{Equação 10}$$

$$Q^- Qs^+ \cong b^\pm, d^-, \lambda^\pm, S^+, P^-, F^+ \dots\dots\dots \text{Equação 11}$$

Onde: F é a relação largura-profundidade.

O aumento da vazão e da carga de sedimentos (Equação 8) induziria o aumento da largura, do comprimento de onda e da relação largura-profundidade, bem como a redução da sinuosidade. A profundidade e a declividade não apresentam mudanças nítidas, no entanto a redução da sinuosidade tende a indicar que a declividade deva aumentar. Da mesma forma que o aumento da relação largura-profundidade é incrementado pelo crescente aporte de sedimentos, poder-se-ia esperar a manutenção ou a redução da profundidade. A redução concomitante da vazão e da carga de sedimentos apresenta resposta contrária (Equação 9). Um acréscimo na vazão associado à redução da carga de sedimentos (Equação 10) permitiria o aumento da profundidade e da sinuosidade, com redução na declividade do canal e na relação largura-profundidade. Embora a largura e o comprimento de onda não demonstrem nitidamente o ajuste, estima-se que a largura diminua, isso devido à redução da relação largura-profundidade, enquanto o comprimento de onda poderá permanecer sem alterações ou passar por sutil aumento ou redução, decorrente de quanto foi o incremento na vazão. A redução da vazão junto com o crescente aumento da carga de sedimentos ensejaria uma resposta oposta (Equação 11).

Turowski et al. (2013), por sua vez, empregam um modelo conceitual que permite discriminar a resposta esperada por eventos de inundação em um canal fluvial. Segundo os autores, esse modelo parte da razão entre a carga de sedimentos (Q_s) que adentra um curso d'água (seja das encostas ou do transporte fluvial de montante) e da capacidade de transporte (Q_t). Como suposto, essas são contrabalanceadas pela relação entre a vazão líquida (Q), que

atua como energia potencial e da característica dessa vazão (Q_{char}). A Q_{char} é concebida pelos autores como uma variável que controla os processos erosivo-depositacionais. Q e Q_{char} são determinados por uma constante (λ) que pode ser expressa por valores que indicam se um curso d'água estará erodindo ou depositando durante eventos de inundação. Canais chamados de *Flood-depositing* ($\lambda \geq 2$) apresentam assoreamento do leito durante as grandes inundações e remoção de sedimentos em inundações de menor magnitude, contrastando com os canais *Flood-cleaning* ($\lambda \leq -2$), que escavam o leito nos episódios extremos, muitas vezes expondo o substrato rochoso e depositam nos picos inferiores.

5.2 AJUSTAMENTOS MORFOLÓGICOS EM UM SEGMENTO DA SANGA DA AREIA NO PERÍODO ENTRE 1948 E 2013

5.2.1 A evolução da morfologia do canal

Diversos autores têm representado os ajustamentos na morfologia do canal comparando produtos cartográficos e/ou dados obtidos por sensoriamento remoto de diversas temporalidades. Destacam-se, aqui, dois trabalhos, o realizado por Hooke (1995) em rios do Reino Unido e o de Zancopé (2008) no rio Mogi Mirim, estado de São Paulo. Ambos os trabalhos demonstram a importância da análise da evolução de meandros ou de setores meandrantés. A comparação da posição do canal em diferentes momentos pode dar indícios de suma importância para a compreensão não somente dos processos envolvidos nos ajustamentos morfológicos dos canais fluviais, mas também, uma correlação temporal entre eles.

Logicamente, os segmentos com maior propensão aos ajustamentos correspondem àqueles nos quais a rede de drenagem se encontra instalada sobre amplas áreas aluviais (BUFFINGTON, 2012), situação comum nos setores de médio e baixo curso da BHAM, onde os canais fluviais são margeados por planícies de inundação. Embora relativamente raro, podem também ocorrer nas áreas de alto curso, sobre as cabeceiras de drenagem, principalmente quando essas áreas foram comaltadas por sedimentos.

Ao longo do segmento estudado foi mapeada a posição do canal fluvial em dez momentos distintos inseridos no lapso entre 1948-2013. Para tanto, foram utilizadas informações obtidas por sensoriamento remoto (fotos aéreas e imagens de satélite) que permitiram delimitar o traçado e ambas as margens fluviais em três momentos diferentes, a

saber: 1948⁸¹, 2004 e 2013⁸². Adicionalmente, foi possível definir a posição média do canal, nos anos de 1984, 1985, 1987, 1994, 1997, 1998 e 2000⁸³, tendo como base as imagens do satélite LandSat 5 (TM)©.

As fotos aéreas e as imagens do satélite LandSat 5 (TM)© foram georreferenciadas a partir da Base Cartográfica Vetorial Contínua do Rio Grande do Sul (HASENACK e WEBER, 2010), na escala de 1:50.000. Todas as informações extraídas das duas imagens do satélite Digital Globe©, disponíveis no *software* Google Earth©, foram interpretadas e vetorizadas no próprio programa, por meio da ferramenta "*adicionar caminho*". Esses vetores foram posteriormente salvos no formato *kml* e reposicionados considerando os produtos acima expostos. O SPRING foi o *software* utilizado para a elaboração de um banco de dados geográficos, referenciados ao Sistema Universal Transversal de Mercator (UTM) e ao Sistema Geodésico Sul-Americano de 1969 (SAD-69). Nele foram operacionalizadas as tarefas de aquisição, armazenamento e edição dos dados espaciais, enquanto os produtos finais foram editados no módulo Scarta. É importante salientar que Lopes e Nogueira (2011) avaliaram a precisão geométrica e posicional das imagens disponibilizadas no *software* Google Earth, concluindo que são satisfatórias, embora o deslocamento visual de determinadas imagens necessite de correção, o que foi feito com novo georreferenciamento.

Chama-se a atenção para o fato de que as linhas médias dos traçados da sanga da Areia, obtidas via imagens Landsat (TM)©, são utilizadas tão somente para oferecer uma ideia da posição aproximada do canal, uma vez que, além da resolução de 30 m das imagens, um erro de vetorização pode estar presente. Mesmo assim, essas informações foram de extrema importância, pois auxiliaram na elucidação dos processos de migração do canal e de esculturação das formas fluviais no fundo de vale. Ademais, a posição média do canal foi comparada com as feições fluviais relictas presentes na área, de modo a integrar os processos modeladores com a temporalidade de sua ocorrência.

Dessa forma, observa-se que, ao longo desse período (1948 a 2013), a dinâmica fluvial induziu intensa migração lateral, respondendo por diversos processos comuns aos cursos fluviais sinuosos ou meandrantés (APÊNDICE E). Dentre esses processos, destacam-se

⁸¹ Fonte de dados: Foto aérea sem data de 1948 – Diretoria de Serviços Geográficos do Exército Brasileiro.

⁸² Imagens de Satélite – Digital Globe©, de 26 de abril de 2004 e de 3 de janeiro de 2013, disponíveis no *software* Google Earth versão 7.1.2.2041 (Google©).

⁸³ Imagens do Satélite LandSat 5 (TM)©, resolução espacial de 30 m de: 2 de julho de 1984, 31 de março de 1985, 25 de junho de 1987, 19 de janeiro de 1994, 26 de outubro de 1997, 9 de julho de 1998 e 27 de maio de 2000, obtidas por meio do acesso e solicitação no Catálogo de Imagens da Divisão de Geração de Imagens (DGI) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), disponíveis em: <<http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>> Acesso em: 9 set. 2015.

aqueles associados ao desenvolvimento, ao abandono e à evolução de meandros (CHRISTOFOLETTI, 1981), que, na essência, controlaram e ajustaram a morfologia do canal. Esses processos atuaram, contudo, de maneira distinta no segmento estudado, uma vez que, embora determinados setores apresentassem migração apreciável (entre 100 e 200 m), em outros a posição do canal se manteve aproximadamente a mesma, sem pronunciado deslocamento.

O Índice de Sinuosidade (I_s)⁸⁴, por exemplo, quantificado para cada um dos anos apresentados, indica uma variação que se insere entre 1,23 e 1,38, cujo reflexo são, justamente, os processos de ajustamentos do canal. Charlton (2008) exemplifica que, quando o I_s está entre 1,1 e 1,5, então se considera o canal sinuoso e, quando esse valor é ultrapassado ($>1,5$), como meandrante. Essa é uma informação pertinente, pois demonstra que esse segmento da sanga da Areia é representado por um curso sinuoso, cuja expressão, mesmo com a variação no I_s , tem-se mantido ao longo dos anos. Uma avaliação mais acurada da própria diferenciação morfológica do canal no segmento estudado possibilita, porém, desmembrá-lo em dois trechos, com características e processos bem específicos (Tabela 12).

Tabela 12 – Comprimento do canal fluvial e Índice de Sinuosidade (I_s) no segmento e nos trechos a montante e a jusante da sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.

Anos	Segmento		Trecho a Montante		Trecho a Jusante	
	C(canal) (m)	I_s	C(canal) (m)	I_s	C(canal) (m)	I_s
1948	4.932	1,38	2.783	1,21	2.149	1,66
1984	4.721	1,32	2.884	1,26	1.837	1,42
1985	4.669	1,30	2.922	1,28	1.747	1,35
1987	4.465	1,25	3.056	1,33	1.409	1,09
1994	4.604	1,28	3.140	1,37	1.464	1,13
1997	4.570	1,28	3.186	1,39	1.384	1,07
1998	4.408	1,23	2.965	1,29	1.443	1,12
2000	4.677	1,30	3.243	1,42	1.436	1,11
2004	4.667	1,30	3.241	1,42	1.426	1,10
2013 ⁸⁵	4.915	1,37	3.481	1,52	1.434	1,10

Obs.: C(vale) segmento = 3.584 m, C(vale) montante = 2.291 m e C(vale) jusante = 1.293 m.

Fonte: Medidas de classes (SPRING).

⁸⁴ Obtido por meio da equação:

$$I_s = \frac{C(\text{canal})}{C(\text{vale})}$$

Onde: I_s é o índice de sinuosidade, $C(\text{canal})$ é o comprimento do canal e $C(\text{vale})$ é o comprimento do eixo do vale (CHRISTOFOLETTI, 1981; CHARLTON, 2008).

⁸⁵ Os últimos 400 m do traçado do canal no ano de 2013 foram estimados, uma vez que a cobertura da imagem não recobria completamente o trecho selecionado.

O primeiro, chamado aqui de trecho a montante, perfaz os primeiros 2.291 m e foi caracterizado pelo aumento gradativo do I_s (1,21→1,52), cuja única exceção corresponde ao ano 1998, quando se registrou redução. O segundo (1.293 m restantes), por sua vez, apresenta característica oposta, embora a redução do I_s tenha ocorrido mais contundentemente até 1987 (1,66→1,09), ano a partir do qual os valores registraram pequena flutuação (1,07 a 1,13) (Tabela 12). Constatou-se, portanto, que, enquanto o curso fluvial no trecho a montante, passa de sinuoso para meandrante, no setor a jusante, o oposto também é verdadeiro, inclusive com valores se posicionando próximos ao limite para canais retilíneos ($I_s \leq 1,1$) (CHARLTON, 2008).

Com isso, uma importante mudança no próprio padrão do canal pode ser observada no decurso do tempo. Os valores de I_s expressam, portanto, que tanto o trecho a montante, quanto o trecho a jusante do segmento estudado foram palco de importantes ajustamentos na morfologia do canal. A título de exemplo, Daniel (1971) cita que o aumento no percurso de um curso d'água – e logicamente do I_s – é uma resposta morfológica do canal fluvial para reduzir o gradiente hidráulico e, conseqüentemente, dissipar uma parcela maior de energia, ao contrário do encurtamento que denotaria acréscimo.

Digno de nota é que o I_s do segmento estudado obtido para a primeira e última imagem é aproximadamente o mesmo (1,37 e 1,38), atestando que os ajustamentos entre os trechos a montante e a jusante se equivaleram. Todavia, se o enfoque é dado à série de I_s calculado para o segmento, dois mínimos foram registrados, um em 1987 (1,25) e outro em 1998 (1,23). Quando o foco é alterado para os trechos a montante e a jusante, evidencia-se, da mesma forma, que o ano de 1998 e os anos de 1987 e 1997, nesta ordem, também apresentaram redução do I_s . Vale recordar que os anos de 1987 e 1998, bem como o ano de 1997, foram caracterizados, respectivamente, como chuvosos e tendentes a chuvoso (Capítulo 3) e de CHid muito úmida e úmida (Capítulo 4).

No item 5.1.1 deste capítulo foram apresentadas as equações empíricas propostas por Schumm (1977) para a elucidação dos mecanismos de ajustamento nas variáveis fluviais. Se considerada a ação conjunta entre a vazão líquida (Q) e o aporte de sedimentos (Q_s), somente as equações 8 e 11 respondem pela redução da sinuosidade (P^-). A equação 11 é, contudo, expressa por uma redução da vazão (Q^-), o que, sobre as circunstâncias relatadas, não parece ser aqui o caso. Isso traz uma importante informação, pois esclarece que, em anos chuvosos/tendente a chuvosos e com CHid muito úmida/úmida, o trabalho fluvial é intenso, não somente devido à maior disponibilidade hídrica, mas também, de uma elevada carga de

sedimentos que adentram o curso d'água. Nessas condições, dentre as variáveis morfológicas, a redução do I_s é bem clara, como demonstram os dados aqui apresentados.



Figura 60 – Exposição do solo devido à baixa biomassa (esquerda/acima); voçorocamentos nas vertentes (direita/acima) conectados à rede fluvial (esquerda/centro); processos de arenização (direita/centro); incisão (esquerda/abaixo) e retrabalhamento dos depósitos aluviais (direita/abaixo) constituem as principais fontes de sedimentos na área estudada.

Fotos: Andrey Luís Binda (2013-2015).

Dessa forma, a redução do I_s seria a resposta morfológica necessária para aumentar o gradiente hidráulico e, conseqüentemente, a energia necessária para transportar a elevada

carga de sedimentos oriunda tanto das vertentes, como do próprio canal fluvial. Considerando esse viés, as vertentes contribuiriam com o aporte de sedimentos, em decorrência da escassa biomassa, que, na essência, corresponde ao principal fator controlador dos processos de voçorocamentos – muitos dos quais se encontram conectados diretamente ao canal fluvial – que, em conjunto, influenciam a exposição do solo e, portanto, a gênese dos areais. O curso fluvial também seria uma fonte de sedimentos, sobretudo nos locais onde há a incisão da rede de drenagem ou o retrabalhamento dos depósitos aluviais marginais (Figura 60).

A elevada mobilidade de sedimentos na área de estudo já foi relatada por diversos autores (SUERTEGARAY 1998; 2012; SUERTEGARAY et al., 2001). Assim, a associação entre a fragilidade do meio e uma dinâmica hídrica intensa e pulsante constitui os mecanismos disparadores dos processos de arenização. Embora a arenização esteja vinculada a processos essencialmente de encosta, nota-se que eles afetam consideravelmente os processos fluviais, apontando para uma interação encosta-fundo de vale extremamente dinâmica, ao ponto que não se pode conceber a morfologia dos cursos d'água sem considerá-la.

5.2.2 Os processos fluviais envolvidos na evolução das sinuosidades

Com base nas imagens do segmento estudado na sanga da Areia nos anos de 1948, 2004 e 2013, nota-se uma redução no número de sinuosidades⁸⁶. Para o primeiro ano foram contabilizadas 18 sinuosidades no segmento, oito delas no trecho a montante e 10 no trecho a jusante. Em 2004, contudo, o número de sinuosidades reduziu para 13, das quais, nove estavam presentes no trecho a montante e quatro no a jusante. Em 2013, apesar de o número de sinuosidades ser similar àquele quantificado para o ano de 2004, constata-se a evolução das curvas por meio de migração lateral, principalmente no trecho a montante. De fato, isso reforça os resultados obtidos no item anterior, evidenciando que o aumento do Is no trecho a montante se deve não apenas ao aumento no raio de curvatura, mas também pelo desenvolvimento de uma nova sinuosidade, que não existia em 1948. Por outro lado, a redução do Is no trecho a jusante é reflexo, principalmente, do abandono das sinuosidades.

Daniel (1971) propõe que a migração de canais meandantes é decorrente dos processos de expansão, rotação e translação das curvas. Adicionalmente, Christofolletti (1981) e Zancopé (2008) se valem dessa mesma nomenclatura para expressarem o modo como ocorre

⁸⁶ Optou-se pelo termo "sinuosidade" ao invés de "meandro" devido ao fato de que nem toda sinuosidade corresponde a um meandro, mesmo que os processos modeladores sejam similares. Nesse sentido, considerou-se como sinuosidade todo e qualquer trajeto curvo que se desenvolve no curso fluvial.

a evolução de meandros. A expansão (EXP) corresponde ao alongamento do trajeto de um meandro por meio do aumento do raio de curvatura. A rotação (ROT), por sua vez, ocorre quando um dos eixos da curvatura migra, ocasionado por um deslocamento angular. Esses dois processos podem ocorrer concomitantemente, sendo assim referenciado como expansão-rotação (EXT/ROT). Ao contrário, quando a curva migra paralelamente, sem mudanças no raio de curvatura ou do eixo do meandro, têm-se a translação (TRL) (DANIEL, 1971; CHRISTOFOLETTI, 1981; ZANCOPÉ, 2008). O encurtamento do trajeto, ou seja, a redução do raio de curvatura e, portanto, do I_s , está relacionada aos processos de abandono do curso fluvial, que pode ocorrer integralmente, tal como por cortes de pedúnculo (ACP), ou parcialmente, como no caso da travessia seguindo depressão topográfica dos cordões marginais convexos (ATDT) (CHRISTOFOLETTI, 1981; HOOKE, 2005; ZANCOPÉ, 2008).

Adicionalmente, foram empregados quatro outros termos para auxiliar a descrição dos processos fluviais modeladores do segmento estudado na sanga da Areia: i) encurtamento por erosão de barra em pontal (EEB) – quando o canal reduz o raio de curvatura por meio do retrabalhamento da barra em pontal –; ii) retilinização por abandono de meandro adjacente (RAA) – ocorre em meandros tortuosos, quando o corte do pedúnculo de um induz ao aparecimento de um segmento retilíneo no meandro adjacente –; iii) desenvolvimento de nova sinuosidade (DNS) – nas situações em que o curso fluvial adquire trajeto curvo, por meio da migração lateral; e iv) sem mudanças aparentes (SMA) – quando não é nítido nenhum dos processos acima descritos.

O traçado do curso fluvial da sanga da Areia obtido para cada um dos anos considerados e cujo mapeamento foi apresentado no item anterior foi analisado aos pares, o que permitiu avaliar os processos de evolução das sinuosidades em 123 ocasiões, sendo 77 delas no trecho a montante e 46 no trecho a jusante. Em linhas gerais, prevaleceram as situações onde as sinuosidades se mantiveram na classe SMA, sendo verificada essa condição em 18 (23%) e 20 vezes (43%), respectivamente no trecho a montante e a jusante.

Dos processos de evolução de meandros, no trecho a montante, prevaleceram a EXT (16 vezes – 21%) e a TRL (14 vezes – 18%), enquanto no trecho a jusante o EEB (8 vezes – 17%) e a EXT (5 vezes – 11%) foram as mais significativas. Os processos de ACP (2 vezes – 4%) e de RAA (2 vezes – 4%) ocorreram exclusivamente no trecho a jusante, enquanto o ATDT foram observados em ambos os trechos (2 e 4 vezes, ou 3 e 9%, nesta ordem). A EXT/ROT, ROT e EEB também foram verificados em diversas vezes no trecho a montante e,

salvo a última, as demais foram incipientes no trecho a jusante, assim como a TRL (Figura 61; Tabela 13).

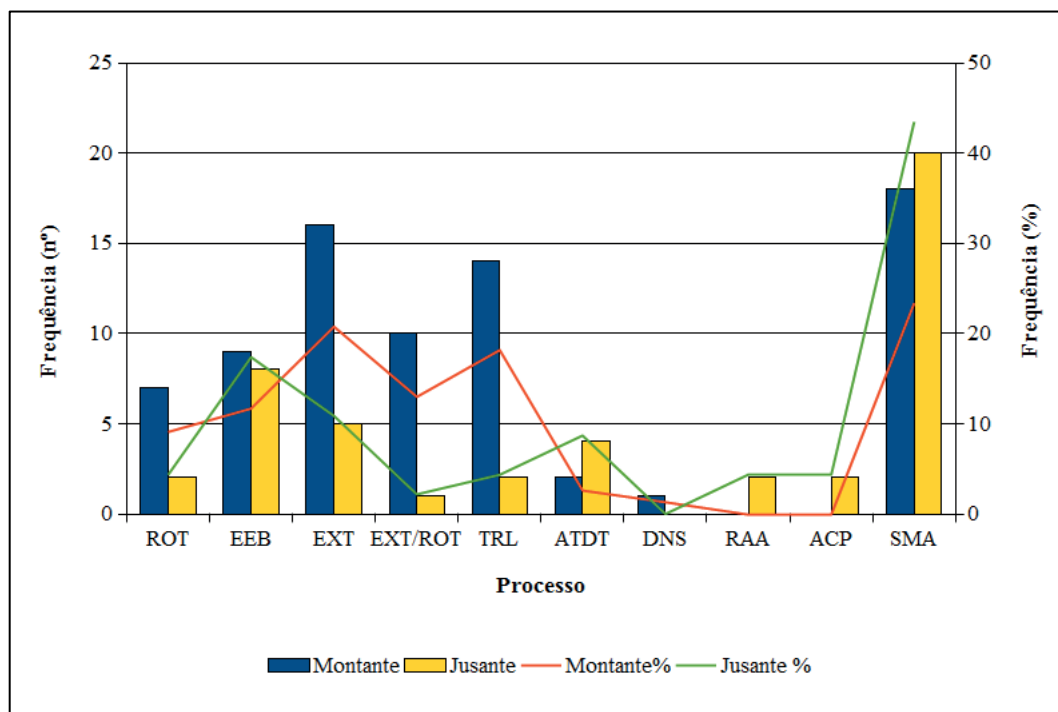


Figura 61 – Processos modeladores das sinuosidades nos trechos a montante e a jusante do segmento estudado na sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.

Isso é algo interessante, pois demonstra que, enquanto o curso fluvial no trecho a montante foi moldado por processos de evolução das sinuosidades, que aqui se expressam pela intensificação (EXT e EXT/ROT) ou pela manutenção morfológica (TRL), no trecho a jusante ocorreu prioritariamente associada ao abandono e à redução do trajeto do canal (ATDT, ACP, RAA e EEB). Constata-se, assim, que, de fato, a diferenciação já observada entre os trechos a montante e a jusante é decorrência não apenas de processos distintos, mas também da própria evolução temporal desses processos ao longo do curso fluvial da sanga da Areia no segmento, como será descrito a seguir.

Observando a Tabela 13, chama-se a atenção para o fato de que as sinuosidades no trecho a montante, até 1994, se mostraram, predominantemente, sem mudanças aparentes ou, então, sob uma condição pulsante, ora sendo modeladas pela EXT, ora pelo EEB. Todavia, entre 1997 e 1998, com o abandono parcial da sinuosidade 3, por meio do processo relatado como ATDT, uma série de outros acontecimentos entram em curso, promovendo rápida

Tabela 13 – Processos responsáveis pela evolução das sinuosidades no segmento estudado na sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.

TRECHO MONTANTE																	
NS	1964/1984	NS	1984/1985	NS	1985/1987	NS	1987/1994	NS	1994/1997	NS	1997/1998	NS	1998/2000	NS	2000/2004	NS	2004/2013
1	ROT	1	SMA	1	EEB	1	SMA	1	SMA	1	TRL	1	EXT	1	SMA	1	SMA
2	EEB	2	EXT/ROT	2	SMA	2	SMA	2	EEB	2	EXT/ROT	2	SMA	2	SMA	2	EXT
3	EXT	3	TRL	3	SMA	3	EXT	3	EXT	3	ATDT	3	EXT	3	EXT	3	EXT
4	SMA	4	EEB	4	EXT	4	EXT/ROT	4	EEB	4	TRL	4	EXT	4	ROT	4	EXT
5	SMA	5	SMA	5	EXT	5	EEB	5	ROT	5	TRL	5	EXT/ROT	5	SMA	5	ROT
6	SMA	6	SMA	6	EXT	6	EEB	6	EEB	6	TRL	6	EXT/ROT	6	EXT/ROT	6	ROT
7	EXT	7	EXT	7	EXT/ROT	7	TRL	7	EEB	7	EXT/ROT	7	TRL	7	TRL	7	EXT/ROT
8	SMA	8	SMA	8	ROT	8	ROT	8	EXT	8	ATDT	8	TRL	8	TRL	8	EXT/ROT
								8A	DNS	9	TRL	9	TRL	9	TRL	9	TRL
TRECHO JUSANTE																	
1	EEB	1	SMA	1	SMA	1	SMA	1	SMA	10	SMA	10	EEB	10	SMA	10	SMA
2	ATDT	2	TRL	2	TRL	2	EXT	2	EEB	11	EXT	11	SMA	11	SMA	11	EEB
3	ATDT																
4	ATDT																
5	ATDT																
6	EEB	3	EXT	3	EEB	3	SMA	11	SMA	12	SMA	12	EXT	12	SMA	12	EEB
7	EEB	4	EXT/ROT	4	RAA	4	SMA	12	SMA	13	SMA	13	SMA	13	SMA	13	SMA
8	ROT	5	EXT	5	ACP												
9	ROT	6	RAA														
10	SMA	7	ACP														

Legenda: NS –Número da Sinuosidade no Trecho.

ROT	Rotação	EEB	Encurtamento por erosão de barra
EXT	Extensão	ATDT	Abandono por travessia de depressão topográfica
TRL	Translação	RAA	Retificação por abandono de meandro adjacente
DNS	Desenvolvimento de nova sinuosidade	ACP	Abandono por corte de pedúnculo
EXT/ROT	Extensão/Rotação	SMA	Sem modificações aparentes

evolução morfológica nesse trecho. O setor abandonado dessa sinuosidade pode ser ainda observado nas imagens de 2004 e 2013 (Figura 62), sob a forma de um amplo canal que, em campo, se mostra parcialmente colmatado por sedimentos e completamente ocupado pela vegetação, enquanto a sucessão de barras em pontal se encontra exposta, formando amplos depósitos arenosos semicirculares e onde a cobertura vegetal é escassa (Figura 62).



Figura 62 – Sinuosidade 3 evidenciando abandono parcial do canal por meio de travessia seguindo depressão topográfica das barras em pontais (acima); canal abandonado e depósitos de barras em pontal (abaixo).

Fonte: Google Earth (2013); Fotos: Andrey Luís Binda (2015).

Os processos que atuaram na evolução da sinuosidade 3 não apenas testemunham o quão dinâmico é o trecho a montante, mas também, como uma mudança em um único meandro pode atuar como estopim, influenciando o trecho como um todo. Elimina-se a hipótese da ocorrência de ACP nessa sinuosidade, não apenas pela análise das imagens de satélite, mas também, pelo fato de não haver nenhum testemunho morfológico que indique a aproximação dos pontos de inflexão do meandro. Assim, portanto, a evolução morfológica aponta que, embora essa sinuosidade já estivesse presente nas fotografias aéreas de 1948, sua morfologia foi moldada, essencialmente, pelo processo de EXT até o ano de 1997, ou seja, pelo aumento no raio de curvatura. Entre 1997 e 1998, anos-padrão chuvosos e de CHid úmida, ocorre o abandono parcial dessa sinuosidade, um processo que deve ter ocorrido de forma muito rápida, pois os depósitos de barras em pontal abandonados encontram-se íntegros.

O aumento do gradiente hidráulico, imposto pela redução da sinuosidade (ATDT), contribuiu para um salto na energia disponível intracanal, que ao erodir o flanco jusante, rotacionou (ROT) o canal para o atual eixo, o que já pode ser evidenciado em 1998. A posição desse canal é claramente observada entre os depósitos de barras em pontal nas imagens de 2004 e 2013 (Figura 62). Esse processo ocorrido na sinuosidade 3 desencadeou, a jusante, durante essa mesma faixa temporal, a translação das próximas três sinuosidades (4, 5 e 6). Nos anos subsequentes (2000 e 2004), as três últimas sinuosidades (7, 8 e 9) também migram pela translação da curva, aproximando-se da posição observada em 2013 (Tabela 13). Nesse último ano nota-se, basicamente, que as sinuosidades se mantiveram muito próximas daquelas observadas em 2004, embora os processos de EXT e ROT tenham afetado parcialmente o raio de curvatura e o eixo dos meandros.

5.2.3 Os ajustes na largura do canal fluvial

Outra variável morfológica que pode ser avaliada por meio de sensoriamento remoto são as larguras do curso fluvial da sanga da Areia. Devido às limitações impostas pela resolução das imagens do satélite Landsat 5 (TM)©, as informações aqui apresentadas limitam-se aos dados coletados nas fotografias aéreas de 1948 e nas imagens do satélite Digital Globe©, disponíveis no *software* Google Earth© para os anos de 2004 e 2013. Nota-se que, além das alterações na morfologia – como apresentadas anteriormente –, ocorreram ajustes na largura do canal. Resta saber se esses ajustes foram significativos para regularizar as larguras fluviais no segmento, seguindo os pressupostos da geometria hidráulica de

Leopold e Maddock (1953), sobretudo após reconhecer as diferenciações existentes entre os trechos a montante e a jusante.

Dessa forma, para se avaliar esse aspecto, foram mensuradas as larguras em ambiente SIG, num total de 16 seções transversais ao curso d'água, sendo nove delas no trecho a montante e sete no trecho a jusante, em cada um dos três anos (1948, 2004 e 2013). A primeira e a última seção correspondem exatamente ao início e ao fim do segmento estudado. Os demais pontos foram distribuídos em distâncias de, aproximadamente, 320 m, embora, em alguns momentos, esse valor se reduzisse para algo em torno de 150 m, principalmente em decorrência da redução da sinuosidade imposta pelos processos de abandono do canal. Considerou-se a largura do canal como sendo aquela correspondente à lâmina d'água. Além disso, optou-se por quantificar as larguras nos setores onde houve menor migração, da mesma forma como foram evitados os ápices dos meandros, preferindo, assim, os pontos de inflexão, pois uma variação na largura nesses locais pode ser apreciável.

De fato, observando a Figura 63, constata-se que as larguras fluviais nos anos de 1948 e 2004 eram maiores quando comparadas com aquelas do ano de 2013. Aqui se acrescentou a foto aérea de 1964⁸⁷, que não foi empregada nos itens anteriores por não apresentar qualidade suficiente para a determinação da posição do canal. Ela, contudo, é empregada apenas no sentido de demonstrar, comparativamente com 1948, que a morfologia se manteve aproximadamente a mesma, com exceção da largura, que parece ter-se reduzido em 1964. Em média, a largura do canal no ano de 1948 foi de $22,92 \pm 5,56$ m, aproximadamente 34% inferior àquela observada em 2004, quando atingiu $34,84 \pm 14,11$ m. Atenta-se para o fato de que o maior desvio-padrão observado para o ano de 2004 seja um importante indicativo de desajuste nessa variável morfológica, uma vez que foram mensuradas larguras entre 20 e 64 m. Diferentemente, no ano de 1948 essas variaram de 18 a 34 m, o que significa afirmar que, em algumas seções transversais, a largura mais que dobrou. Em 2013, contudo, a largura média foi de tão somente $13,32 \pm 7,50$ m, ou seja, num lapso de cerca de 9 anos ocorreu um estreitamento pronunciado da calha fluvial, com redução de aproximadamente 62%. Para se ter uma ideia, uma das seções utilizadas para a medição da largura do canal chegou a registrar valor abaixo de 4 m, sendo a máxima próxima de 23 m.

⁸⁷ Fonte de dados: Foto aérea de 15 de dezembro de 1964 – Diretoria de Serviços Geográficos do Exército Brasileiro.

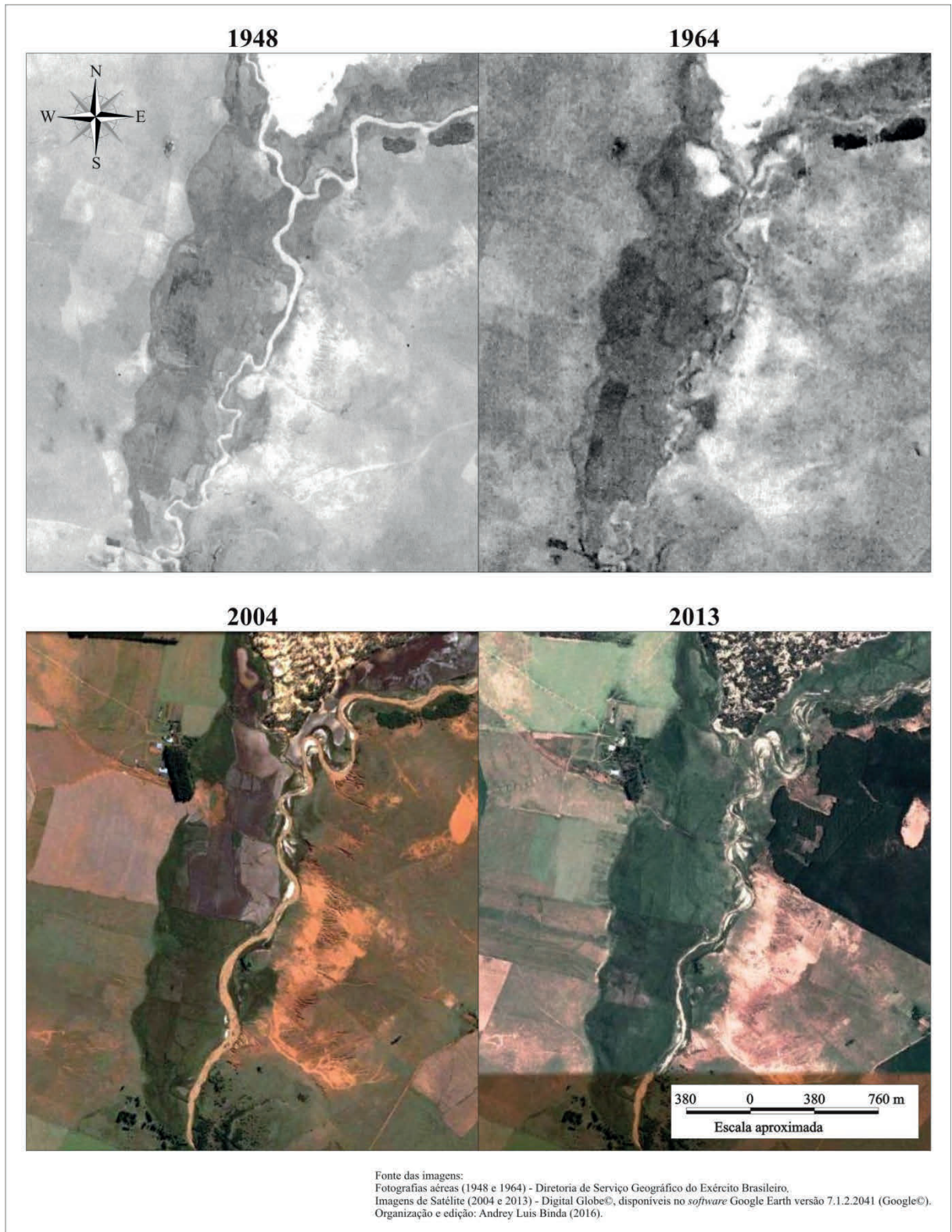


Figura 63 – Imagens de sensoriamento remoto demonstrando a morfologia e a largura do canal em 1948 (acima/esquerda), 1964 (acima/direita), 2004 (abaixo/esquerda) e 2013 (abaixo/direita).

Na Tabela 14 são apresentadas as larguras e as distâncias entre as seções de mensuração nos anos de 1948, 2004 e 2013. Nela também foram acrescentadas os valores

calculados para os coeficientes de correlação (r) e de determinação (R^2) do segmento e dos trechos a montante e a jusante. Esses parâmetros estatísticos foram empregados com vistas a se avaliar o grau de ajustamento entre as variáveis largura x distância. Nota-se que, para o ano de 1948 ($r=-0,13$), embora o coeficiente de correlação seja muito fraco, ele é representado por valor negativo, o que indicaria uma tendência de redução da largura do canal ao longo do segmento estudado. Por outro lado, nos anos de 2004 ($r=0,52$) e 2013 ($r=0,87$), além de o coeficiente ser positivo – indicando aumento da largura com a distância –, houve uma melhoria na correlação entre os dados, correlação que passa de moderada à forte, respectivamente.

Tabela 14 – Relação largura x distância para os segmentos e os trechos a montante e a jusante, na sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.

Trecho	1948		2004		2013	
	Distância (m)	Largura (m)	Distância (m)	Largura (m)	Distância (m)	Largura (m)
A montante	0	20,87	0	20,38	0	4,68
	318	20,14	316	40,87	312	4,07
	665	21,46	662	28,42	670	3,68
	1.106	21,66	1.176	20,26	1.208	4,76
	1.403	20,77	1.548	26,67	1.610	4,19
	1.745	25,29	2.151	21,01	2.253	7,64
	2.036	35,59	2.456	20,12	2.634	19,68
	2.361	24,88	2.776	30,55	2.971	15,3
	2.653	35,59	3.110	26	3.368	20,53
A jusante	3.039	20,47	3.423	33,87	3.689	9,28
	3.193	16,50	3.577	64,91	3.844	17,57
	3.557	19,09	3.809	48,75	4.072	21,54
	3.811	25,64	4.024	59,43	4.283	17,47
	4.131	22,19	4.292	48,44	4.544	21,85
	4.505	18,2	4.516	37,5	4.765	17,89
	4.932	18,3	4.667	30,2	4.915	22,95
Média	22,92		34,84		13,32	
Desv.Pad.	5,56		14,11		7,50	
Mínima	16,50		20,12		3,68	
Máxima	35,59		64,91		22,95	
r(seg)	-0,13		0,52		0,87	
r(mont)	0,76		-0,20		0,86	
r(jus)	-0,04		-0,42		0,68	
R ² (seg)	0,02		0,27		0,76	
R ² (mont)	0,58		0,04		0,74	
R ² (Jus)	0,00		0,18		0,46	

Fonte: Medidas de classes (SPRING).

Quando, contudo, o foco passa ao coeficiente de determinação, nota-se que os dados apresentam uma ampla dispersão, principalmente pelos ajustes muito fraco e fraco, obtidos para os anos de 1948 ($R^2=0,02$) e 2004 ($R^2=0,27$), nesta ordem. Em oposição, em 2013 ($R^2=0,76$) houve um forte ajuste entre as variáveis. Essas informações são pertinentes, pois demonstram que os ajustamentos na morfologia do canal foram também seguidos por ajustes na largura, apontando que mesmo a ampla variação nas larguras medidas em 2004, ao menos estatisticamente, nesse momento o canal se encontrava mais ajustado do que em 1948. Da mesma forma, o estreitamento do canal observado em 2013 evidencia que o ajustamento foi mais representativo, o que pode ser admitido porque o canal se encontrava com as variáveis morfológicas mais bem ajustadas para o escoamento hidrossedimentar.

É necessário, entretanto, verificar se a incipiente relação entre os dados no segmento estudado não são decorrentes de diferenciações entre os trechos. Sob esse viés, por exemplo, constata-se que o trecho a montante em 1948 apresentava forte correlação ($r=0,76$), embora com ajuste moderado ($R^2=0,58$), porém, no que se refere ao trecho a jusante, encontrou-se correlação muito fraca e negativa ($-0,04$) entre as variáveis e ajuste nulo ($R^2=0,00$). Em 2004, por sua vez, em ambos os trechos a correlação foi negativa, embora a jusante fosse moderada ($r=-0,42$) e a montante fraca ($-0,20$), o ajuste entre os dados foi pequeno ($R^2=0,18$ e $0,02$; nesta ordem). Nesse ínterim, os resultados mais significativos foram obtidos para o ano de 2013, principalmente no trecho a montante, onde tanto o coeficiente de correlação ($r=0,86$) quanto o de determinação ($R^2=0,74$) evidenciam forte associação entre os dados. Mesmo no trecho a jusante, ali o ajuste ainda é expressivo, com ajuste moderado ($r=0,68$ e $R^2=0,46$).

Essas informações são pertinentes, pois demonstram que os ajustamentos nos trechos fluviais ocorreram de modo diferenciado, confirmando a assertiva de Suguio e Bigarella (1990, p.38), de que "[...] cada trecho do canal tende a alterar sua [...] forma a fim de atingir um equilíbrio entre a carga que entra e que sai do trecho considerado". Ademais, parece estar claro que ajustamentos na largura se processaram na escala temporal avaliada, ora aumentando, ora diminuindo a calha fluvial.

5.2.4 A incisão fluvial

Concomitante aos ajustamentos observados pelos processos de migração e evolução das sinuosidades, bem como daqueles atinentes à largura da calha fluvial da sanga da Areia, é nítido, tanto em campo, como nas imagens de alta resolução (Digital Globe 2004 e 2013,

disponíveis no *software* Google Earth©), que outro tipo de ajuste morfológico ocorreu ao longo dos anos: a incisão fluvial. Esse processo induziu, além do abandono de uma ampla área plana aluvial adjacente ao canal – situada, principalmente, na margem direita –, à formação de ao menos três superfícies erosivo-deposicionais em descontinuidade e que permitem identificar que a incisão do canal ocorreu por meio de modo esporádico.

Devido ao fato de o trecho a montante ter apresentado maior ajuste morfológico, principalmente no que se refere ao Is, procedeu-se, nesse local, ao levantamento em campo de 10 perfis topográficos⁸⁸ transversais (PTT) ao eixo do canal. Esse procedimento foi necessário para melhor representar os processos envolvidos na morfodinâmica fluvial na sanga da Areia. Além disso, os dados levantados nos PTTs do trecho montante foram extrapolados (*vide* próximo item) para o trecho a jusante, mediante interpretação das feições morfológicas por meio das imagens de satélite. Nesse sentido, os PTTs realizados apresentaram extensões que variaram de 102 a 336 m, com diferenças de nível que chegam à casa dos 10 m. A localização dos PTTs e suas expressões gráficas podem ser observadas no Apêndice F. Ademais, com base no traçado do canal fluvial mapeado para cada um dos anos avaliados, foi possível identificar a posição do canal naquele momento, bem como, os testemunhos morfológicos existentes.

Três PTTs foram realizados na atual sinuosidade 3, de tal forma que a primeira centena de metros para cada um deles corresponde ao prolongamento do perfil em direção à base da vertente, no extremo da borda esquerda. Assim, portanto, o que diferencia esses perfis topográficos são os ângulos da visada em relação à atual posição do canal. Nos dois primeiros perfis (PTT-1 e PTT-2) é possível observar o canal no ano de 1948, representado por uma depressão erosiva no terreno. Nota-se, com o passar dos anos, que os processos de EXT induzem a migração do canal a uma taxa média de 4,7 m/ano, de tal forma que, em 1997, o curso d'água havia percorrido cerca de 150 m, posicionando no lado oposto do perfil. Até esse momento, mesmo com a migração, não houve significativa incisão do canal. Entretanto, a

⁸⁸ Realizado com auxílio de um nível óptico da marca Leica® série Jogger 20 acoplado a um tripé e de uma mira (4,0 m) para leitura, equipada com nível de cantoneira. O método de levantamento empregado foi o nivelamento geométrico composto (GARCIA e PIEDADE, 1989), uma vez que os 10 perfis topográficos transversais foram referenciados à mesma cota arbitrária de referência (100 m), o que implicou mudanças na posição do nível óptico e visadas de ré e de vante. A cada mudança de posição do nível óptico, o aparelho era novamente nivelado considerando o ajuste dos três calantes (GARCIA e PIEDADE, 1989) e posicionado o zero (0°) do círculo horizontal em relação ao norte magnético, reconhecido com ajuda da bússola de um GPS da marca Garmin® Etrex Vista. Mesmo durante o levantamento de um determinado perfil topográfico transversal, houve a necessidade de ao menos uma mudança na posição do nível óptico, pois o desnível do terreno normalmente superava a extensão da mira. Nessas condições, para a manutenção exata do alinhamento do perfil topográfico, a cada mudança de posição era observado o ângulo de visada e o eixo dos piquetes de referência.

partir do abandono parcial da curva (ATDT, como descrito anteriormente), essa sinuosidade teve seu trajeto reduzido, ao mesmo tempo em que a ROT da curva mudava o eixo do meandro. As posições do canal em 1998, 2004 e 2015 (atual) exprimem essas mudanças, assim como o contínuo entalhamento, que, para o último ano, ultrapassa a casa de 2,5 metros.

O PTT-3 está localizado, aproximadamente, no eixo da sinuosidade 3. Em decorrência dos processos que atuaram modelando essa sinuosidade, as feições representadas no PTT-3 só se tornam evidentes após 1997. Com isso, entre 1998 e 2015, a EXT da curva tem promovido a migração do canal por um setor que ultrapassa 90 m, o que significa uma taxa média de 5,3 m/ano. Adicionalmente, é evidente a incisão concomitante do canal ao longo dessa mesma temporalidade. O que chama a atenção nesse PPT é a sequência de depressões por atravessamento, que parecem ter sido ativas durante a inundação generalizada no final de dezembro de 2014. Essas depressões podem, com o tempo, se tornar rotas preferenciais durante os fluxos de inundação e provocarem novo abandono parcial no futuro, da mesma forma como já ocorreu outrora.

Na sinuosidade 4 foi realizado o PTT-4, o qual inclui, além do leito da sanga da Areia, o afluente aqui chamado de sanga Areal. A porção de terreno remanescente entre os dois cursos fluviais corresponde, grosso modo, à posição do canal em meados de 1948. A EXT da curva permitiu a migração do canal, posicionando-o no limite com o terraço fluvial em 1987. Uma característica peculiar desse PTT, e que pode ser observado em outros realizados a jusante, é a presença de indicadores morfológicos pretéritos da sinuosidade posterior, antes da TRL das curvas observado pós-1997. Isso significa que, no momento em que a sanga da Areia ocupava o espaço representado para 1987, nesse local estava presente a sinuosidade 5. Com a TRL da curva, o canal abandona essa porção do perfil e se desloca em direção oposta por 175 m até chegar à posição em 2000. Como não se trata de um ajuste por EXT, a estimativa de uma taxa média não auxiliaria na concepção dos processos que dinamizaram a esculturação nesse perfil. Além disso, o fato de o terreno entre os canais fluviais sobrelevar-se por cerca de 3 m, aponta que a incisão foi posterior à TRL da curva, ou seja, a partir de 1998.

O PTT-5 e o PTT-6 foram realizados de uma única posição, com ângulos de visada diferentes. Assim, a indicação do canal 1984 no PTT-5 corresponde à posição próxima daquela representada para esse mesmo ano no PTT-6, contudo, enquanto no PTT-6 a migração do canal esculpe testemunhos da posição do canal de 1984 até 1997/98 – embora a migração continue até 2015 –, no PTT-5 o deslocamento do canal para o lado oposto só permite vislumbrar as mudanças desse período em diante (pós-1997), quando a migração

muda de sentido e retrabalha os depósitos dos canais abandonados até a posição atual. Com isso, enquanto no PTT-6, o canal divaga por 150 m, numa taxa média de 5,2 m/ano, no PTT-5, pelo menor período, a taxa média chega a 7,6 m/ano, totalizando aproximadamente 120 m de migração. A incisão do canal também pode ser vislumbrada em ambos os perfis. Vale recordar, ainda, que houve mudança na sinuosidade como decorrência da TRL das curvas a montante, em 1998.

Isso também pode ser evidenciado no PTT-7, onde novamente o processo de migração envolve uma curva como um todo. Até 1985 a posição do canal não muda drasticamente, uma vez que, durante esse período, a sinuosidade 8 manteve SMA. A ROT dessa sinuosidade, entre 1985 e 1994, proporcionou a migração aparente, que, a partir de 1997, se mantém na mesma direção, embora agora devido à TRL da sinuosidade 7. Ao todo, o canal percorreu, até 2013, 173 m, ou seja, 6,2 m/ano. Outro ponto que merece destaque neste perfil é a ocorrência de barras em pontal relictas que podem ser individualizadas por cinco diferentes depósitos. Esses depósitos se encontram totalmente expostos e se relacionam a superfícies erosivo-deposicionais, que, a partir de 1998, são marcadas por incisão esporádica.

O PTT-8, da mesma maneira como o PTT-10, foi realizado em locais onde há um estreitamento da atual planície de inundação, sendo margeado pelo terraço na margem esquerda e pela base da vertente na direita. Nesses locais o canal divagou ao longo do período avaliado por uma faixa de cerca de 90 m, onde o retrabalhamento dos depósitos foi intenso, assim como a incisão do canal, que induziu à ocorrência de limites erosivos bem definidos. Por esses dois motivos não foram observados testemunhos morfológicos representativos da posição do canal, porém a análise da posição do canal demonstra, em ambos os casos, que a calha fluvial se manteve quase inalterada entre os anos de 1948 e 1994, ocupando, grosso modo, a metade esquerda dos perfis. Somente a partir desse ano houve tendência de migração até o flanco direito. O que diferencia esses dois PTTs é que no PTT-10 ocorreu o DNS (sinuosidade 9) entre os anos de 1994 e 1997, que inclui a ocorrência de uma evidente barra em pontal, fato não observado para o PTT-8. As taxas de migração dessa nova sinuosidade no PTT-10 são, contudo, menores do que aquelas observadas anteriormente, ficando na casa dos 3 m/ano.

No PTT-9 não foi observado nenhum testemunho morfológico que antecederesse o ano 1998. De fato, nesse ano, o canal se posicionava no lado oposto em relação ao atual. No lapso de tempo inserido entre esses anos, a migração foi contínua em virtude da TRL da sinuosidade 8, que só entrou em processo justamente a partir daquele ano. Nesse ínterim, a

migração do canal chegou a 160 m, indicando a maior taxa média, que chega na casa dos 10,6 m/ano. Aponta-se que essa migração do canal têm ocorrido em direção à base da vertente, de tal forma que o limite erosivo é mantido por talude vertical de aproximadamente 10 m de altura. A manutenção dessa superfície íngreme é decorrente da instabilidade inerente ao próprio talude, que passa a ser esculpido por meio da queda de blocos de solos, normalmente ensejados pelo solapamento da base. Essa é uma característica particular observada nesse local, assim como os intensos voçorocamentos conectados diretamente à rede de drenagem da sanga da Areia. Vale salientar ainda que uma longa faixa em processo de arenização está instalada na vertente, adjacente ao canal fluvial.

Em síntese, os PTTs puderam exemplificar não apenas os processos de evolução e de divagação do canal, já observados em planta, mas também que houve pronunciada incisão não apenas do curso da sanga da Areia, mas também do afluente, a sanga Areal. A divagação do canal em distâncias da ordem de 150 m ocorreu em diversos perfis, muitos dos quais mantiveram uma elevada taxa de migração (>5 m/ano). Outro ponto fundamental é que vários dos canais artificiais construídos para a rizicultura no passado estão hoje posicionados a cerca de 3 m acima da lâmina d'água. Outros, principalmente naqueles onde há fluxo, acompanharam o entalhamento na mesma proporção que os canais fluviais. Isso representa que a incisão do canal deve ter ocorrido preferencialmente de modo esporádico – conforme conotação dada por Tricart (1966) –, tal qual expressam os dados obtidos com os PTTs, uma vez que o fluxo, mesmo que perene nesses locais, não teria a competência suficiente para executar a incisão.

5.2.5 Feições geomorfológicas do fundo de vale no segmento estudado na sanga da Areia

Os PTTs apresentados na seção anterior atestam para uma importante incisão do curso fluvial da sanga da Areia. Neles foi possível determinar três superfícies erosivo-deposicionais, superfícies que podem ser observadas bem delineadas nos PTTs. Assim, com base nesses testemunhos morfológicos, determinaram-se as feições fluviais do fundo de vale de todo o segmento estudado. Embora os PTTs tenham sido levantados somente no trecho a montante, foi possível extrapolar as unidades identificadas para o trecho a jusante, por meio da integração entre as informações obtidas pelos PTTs e suas respectivas feições morfológicas interpretadas em uma imagem de satélite (Digital Globe®, em 3 de janeiro de 2013, disponível no *software* Google Earth©). Mais uma vez, as informações foram vetorizadas no próprio programa computacional e, posteriormente, importadas para o SPRING. Dessa forma,

foram discriminadas três unidades morfológicas, considerando as superfícies erosivo-deposicionais: i) terraço superior (Ts); ii) terraço inferior (Ti); e iii) planície de inundação (Pi) (APÊNDICE G).

O Ts corresponde à maior unidade geomorfológica presente no segmento estudado. Sua distribuição é contínua e contempla, quase que exclusivamente, toda a extensão da margem direita da sanga da Areia. Somente um pequeno remanescente dessa superfície é encontrado na margem oposta e, mais especificamente, no trecho a jusante. É constituída por uma superfície plana, cujo contato com a vertente se faz de modo abrupto pelo aumento na declividade na base da coxilha. Nas fotografias aéreas de 1948 é nítido que essa superfície ainda se constituía como uma planície de inundação ativa, algo que deve ter ocorrido até meados de 1997. A partir desse momento, essa superfície parece ter sido cada vez menos ocupada pelos fluxos de inundação, deixando de exercer sua função hidrogeomorfológica. Além disso, feições morfológicas como canais abandonados não são evidentes sobre a Ts e isso pode refletir duas questões principais: i) o intenso uso dessa área para a rizicultura durante as décadas de 1960/70 ou, então, ii) que esse segmento foi outrora caracterizado por drenagem não canalizada, o que é uma possibilidade contundente, sobretudo antes da remoção da vegetação marginal para uso da área no cultivo de arroz.

Formado por um mosaico de superfícies relativamente mais baixas que o Ts, mas em cotas acima da Pi, o Ti é completamente descontínuo e encontra-se acoplado tanto com o Ts, como com a Pi, distribuindo-se em ambas as margens do canal fluvial. Enquanto o Ts se sobressai acima dos 3 m em relação à Pi, o Ti dificilmente ultrapassa 1,5 m. Essa unidade morfológica compreende, basicamente, todos os setores onde houve a migração das sinuosidades, antecedendo o primeiro ciclo de incisão, que, *a priori*, iniciou entre 1997/1998. Assim, a situação topográfica do Ti é correlata com as posições do canal entre 1948 e 1997, período no qual a migração do canal promovia a protoderruição do Ts. Nela também são encontrados remanescentes de canais abandonados, tais como nas sinuosidades 8, 9 e 10, presentes no trecho a jusante em 1948, assim como o leito fluvial inativo mapeado na sinuosidade 3, no trecho a montante em 1997. Reconhece-se que o Ti não constitui uma superfície ativa durante as cheias, pois várias barras em pontal ainda presentes sobre ela não apresentam perturbação por água corrente, muito menos, novas deposições arenosas.

Entre 1997/98 se inicia o ciclo de erosão e de incisão do canal em todo o segmento estudado. O entalhamento do canal promoveu a constituição do Ti à medida que a migração lateral do canal iniciou a construção da atual Pi. Da mesma forma como Ti, a Pi é descontínua

em relação ao curso fluvial, de tal forma que, em determinados setores, ela é observada somente em uma das margens. Em linhas gerais, essa descontinuidade é inerente à evolução das sinuosidades, de tal modo que o contato entre a Pi e ambos os terraços é melhor observada nas margens convexas, enquanto nas margens côncavas o limite não é tão evidente. Ou seja, enquanto nas margens côncavas os limites são constituídos por pronunciados taludes erosivos, nas margens convexas a topografia levemente inclinada dificulta a precisa demarcação. É importante salientar que, devido à posição do canal fluvial, em determinados setores da margem esquerda o limite da Pi se faz diretamente com a vertente. Aqui, em dois locais específicos – nas sinuosidades 2 e 8 –, voçorocamentos encontram-se conectados diretamente à rede de drenagem, promovendo intensa interação vertente-canal fluvial.

Sobre a Pi, a deposição de barras, sejam elas laterais ou em pontal, muitas vezes têm elevado a posição topográfica desses bancos arenosos, formando pequenos diques marginais. Associado a isso, desenvolvem-se canais de inundação margeando o flanco oposto dessas barras, muitos dos quais correspondem, parcialmente, a leitos abandonados, cuja atividade ocorre somente durante os episódios de cheias. Isso têm promovido a manutenção de áreas úmidas (banhados) adjacentes, locais onde a vegetação campestre se desenvolve e ocupa toda essa faixa do terreno. De fato, pela pequena diferença topográfica entre o leito atual e o nível da Pi (<1,0 m), durante episódios de vazões extremas, toda essa área é ativa.

5.3 OS PROCESSOS EROSIVO-DEPOSICIONAIS NA EVOLUÇÃO DE SEÇÕES TRANSVERSAIS NA SANGA DA AREIA NO PERÍODO 2014/2015

Os cursos d'água são, por natureza, dinâmicos, o que os coloca em constante mudança (PARK, 1995). Essa condição dinâmica associada aos cursos fluviais se reflete numa busca permanente de ajustar a geometria e a morfologia do canal a três principais variáveis, que, em linhas gerais, regulam as formas fluviais: o aporte de sedimentos, a capacidade de transporte (vazão) e a vegetação (MONTGOMERY e BUFFINGTON, 1998). É importante salientar que essas três variáveis não excluem aquelas outras descritas por Schumm e Lichty (1965) e Schumm (1977). Na realidade, elas são, justamente, derivadas daquelas.

Nesse sentido, Montgomery e Buffington (1998) esclarecem que a morfologia de canais fluviais, na escala temporal inserida entre décadas a séculos, é controlada pela: i) variação no aporte de sedimentos, sobretudo com relação à frequência, ao volume e ao calibre dos materiais que atingem os cursos d'água; ii) capacidade de transportar essa carga de materiais, o que inclui o regime hidrológico das vazões, principalmente a frequência, a

magnitude e a duração dos pulsos de cheias, mas também a declividade do canal como um fator fundamental no aumento do gradiente; e iii) função exercida pela vegetação, que inclui não apenas aquela intracanal, mas também a associação com as faixas ripárias e a importância dos detritos lenhosos (*wood debris*) em rios que drenam áreas florestadas (Figura 64).

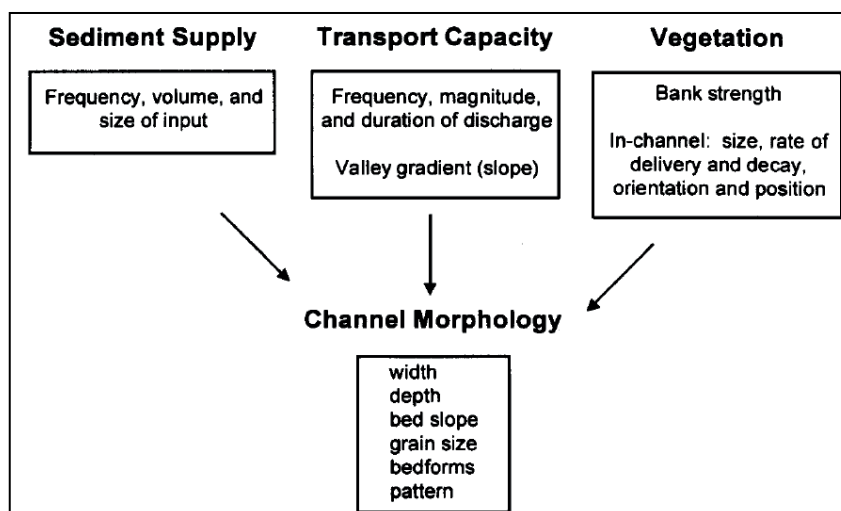


Figura 64 – Variáveis intervenientes na morfologia do canal na escala temporal de década a século.

Fonte: Montgomery e Buffington (1998, p.14).

As variáveis apresentadas acima são, como os próprios autores afirmam, influenciadas pelo regime pluviométrico (assunto já discutido no Capítulo 3) e pela topografia do terreno, que fornece a energia potencial que controla os processos fluviais. Dessa forma, uma vez que ocorre a entrada de água – por meio da precipitação – numa bacia hidrográfica, os escoamentos (superficial e subsuperficial) buscam transmiti-la aos fundos de vale pela lei da gravidade. Quando concentrada em canais, a energia potencial é convertida em energia cinética, energia que é parcialmente dissipada pelo próprio escoamento devido à turbulência do fluxo e do gasto atinente à fricção com o leito e com as margens do canal (conjuntamente denominadas de rugosidade) (CHRISTOFOLETTI, 1982; SUGUIO e BIGARELLA, 1990; MONTGOMERY e BUFFINGTON, 1998).

A rugosidade total dentro de um canal inclui não apenas o tamanho e a forma das partículas, mas, sobretudo, as formas de leito e as obstruções no canal. Com isso, a parte da energia não gasta no processo de escoamento é útil ao deslocamento da carga sedimentar e para a execução dos processos erosivo-deposicionais, que modelam tanto as vertentes como os vales fluviais. Logicamente, como o escoamento varia com a entrada de água no sistema, a

energia potencial, cinética e o gasto, também mudam (LEOPOLD, 1960; MONTGOMERY e BUFFINGTON, 1998).

Dessa forma, o escoamento dentro do canal exerce diferentes tensões sobre as margens e o leito. Nesse caso, é de uso comum a expressão "tensão de cisalhamento" (*shear stress*) para descrever a força exercida pelo fluxo sobre os limites do canal. Se a tensão de cisalhamento for maior do que a coesão das partículas das margens, então ocorrerá a erosão e, conseqüente, a remoção de sedimentos e o alargamento do canal. Sobre o leito, o transporte só ocorre quando a tensão de cisalhamento efetiva atinge um limiar crítico para o início do deslocamento dos materiais do leito, ocasião em que ocorrerá o aprofundamento do leito fluvial. Da mesma forma, a deposição dos sedimentos removidos das margens e do leito somente ocorrerá quando a tensão de cisalhamento diminuir abaixo do valor crítico, situação que pode ocorrer dentro do canal ou acima das margens, sobre a planície de inundação (*floodplain*) (LEOPOLD, 1960; WOLMAN e MILLER, 1960; SUGUIO e BIGARELLA, 1990; MONTGOMERY e BUFFINGTON, 1998).

Como, todavia, o leito e as margens não são absolutamente uniformes e a tensão de cisalhamento é controlada pela variabilidade do escoamento fluvial, a erosão e a deposição de sedimentos podem não apenas se processar de modo concomitante, mas também em taxas diferenciadas. Por meio disso, a calha fluvial é constantemente remodelada, condicionando uma nova distribuição dos campos de cisalhamento, que podem maximizar ou reduzir os processos erosivo-deposicionais que outrora a modelaram (ASCE, 1998; MONTGOMERY e BUFFINGTON, 1998).

Foram propostas inúmeras técnicas para mensurar o modo como a erosão e a deposição de sedimentos afetam a geometria do canal. Uma delas é por meio de levantamentos sistemáticos em seções transversais (*cross sections*) permanentes. Essa técnica de coleta de dados vem, desde longa data, fornecendo informações quali-quantitativas significativas sobre a evolução temporal de seções transversais, auxiliando, inclusive, na elucidação dos processos que governam o próprio ajustamento da morfologia do canal como um todo (MILLER e LEOPOLD, 1961; LEOPOLD, 1973; MOODY e MEADE, 1990; OLSON-RUTZ e MARLOW, 1992; PIZZUTO, 1994; PARK, 1995; FERNANDEZ et al., 2001). É importante salientar que o emprego da expressão "evolução temporal" é comum para se referir aos ajustamentos da rede de drenagem, sendo, inclusive, justificada por Leopold (1960) ao demonstrar que a morfologia de um curso d'água é, ao mesmo momento, herança de processos pretéritos e ponto de partida para aqueles que doravante a moldarão.

Nesse ínterim, reconhecendo a importância do levantamento de informações sobre os processos modeladores da geometria do canal, foram instaladas, no trecho estudado na sanga da Areia, nove seções transversais permanentes (*vide* APÊNDICE G). A escolha dos locais foi pré-definida considerando tanto a distribuição em relação à morfologia do canal – trechos retos e sinuosos – como também a variedade de formas de leito (MILLER e LEOPOLD, 1961; LEOPOLD, 1973; MOODY e MEADE, 1990; PIZZUTO, 1994). A instalação das seções transversais⁸⁹ e a análise dos dados coletados em campo foram realizadas conforme sugerem Olson-Rutz e Marlow (1992), cuja aplicação pode ser, adicionalmente, encontrada no trabalho realizado por Fernandez et al. (2001). Deve-se enfatizar que os parâmetros estatísticos apresentados por Olson-Rutz e Marlow (1992) auxiliam não apenas na quantificação dos dados coletados em campo, mas também fornecem subsídios para a sua interpretação.

Dessa forma, de posse dos dados coletados em seis trabalhos de campo – realizados entre maio de 2014 e novembro de 2015 – foram calculados os seguintes parâmetros estatísticos: Índice forma do canal⁹⁰ (F), variação residual da área da seção transversal⁹¹ ($\Delta A\%$), variação total da área da seção transversal⁹² ($|\Delta A\%|$) (OLSON-RUTZ e MARLOW,

⁸⁹ As seções transversais foram demarcadas a partir da fixação de uma estaca de madeira (com 50 cm de comprimento), em ambas as margens do canal fluvial e em locais sem sinais aparentes de erosão ou deposição. Após a instalação, os pares de estacas (expostas por no máximo 10 cm) foram nivelados e marcados os respectivos pontos de referência, utilizando para isso um nível de mangueira. A cada trabalho de campo, uma corda de *nylon* (graduada a cada 25 cm) era esticada considerando os pontos previamente marcados, para que assim as leituras fossem realizadas sempre com a mesma referência. Finalmente, as medições da distância entre o leito fluvial e a corda eram, então, realizadas com auxílio de uma régua (com 2,10 m de comprimento) (OLSON-RUTZ e MARLOW, 1992; FERNANDEZ et al., 2001).

⁹⁰ Calculado conforme a seguinte equação:

$$F = \frac{Wmp}{Dmp}$$

Onde: F é o índice de forma do canal, Wmp é a largura do canal em margens plenas e Dmp é a profundidade média (OLSON-RUTZ e MARLOW, 1992; FERNANDEZ et al., 2001).

⁹¹ Calculado conforme a seguinte equação:

$$\Delta A\% = \frac{\sum_{i=1}^n Y_{i\text{ant}} - Y_{i\text{post}}}{\sum_{i=1}^n Y_{i\text{ant}}} \times 100$$

Onde: $\Delta A\%$ é a variação residual da área da seção transversal, Y_i é a profundidade medida no i -ésimo ponto da seção transversal, n é o número de pontos medidos, $Y_{i\text{ant}}$ e $Y_{i\text{post}}$ correspondem aos valores medidos, respectivamente, no levantamento anterior e posterior (OLSON-RUTZ e MARLOW, 1992; FERNANDEZ et al., 2001).

⁹² Calculado conforme a seguinte equação:

$$|\Delta A\%| = \frac{\sum_{i=1}^n |Y_{i\text{ant}} - Y_{i\text{post}}|}{\sum_{i=1}^n Y_{i\text{ant}}} \times 100$$

Onde: a nomenclatura é a mesma da anterior. Este parâmetro difere do anterior por positivar todos os valores (OLSON-RUTZ e MARLOW, 1992; FERNANDEZ et al., 2001).

1992), largura máxima (L_{max})⁹³, profundidade máxima (P_{max})⁹⁴, profundidade média (P_{med})⁹⁵, desvio-padrão da profundidade (P_{dp})⁹⁶ e área do canal⁹⁷ (FERNANDEZ et al., 2001; KISS et al., 2008).

O índice F possibilita observar se houve, ao longo do período de monitoramento, mudanças na relação largura x profundidade, uma vez que valores elevados são indícios de canais rasos e largos, em oposição, a valores baixos, que se associam a cursos estreitos e profundos (FERNANDEZ et al., 2001). Os índices $\Delta A\%$ e $|\Delta A\%|$, por sua vez, indicam, respectivamente, o processo predominante – valores negativos designam erosão, enquanto positivos atestam deposição –, e a área modificada pelos processos erosivo-deposicionais (por isso, os valores são positivados na equação). Já as variáveis morfométricas largura, profundidade e área do canal, por serem sensíveis aos processos esculptadores da seção transversal, também apresentam informações pertinentes para a descrição dos ajustamentos na geometria do canal. O desvio-padrão da profundidade foi empregado como medida para retratar a rugosidade do leito fluvial.

Ao longo do período de monitoramento das seções transversais permanentes foram registrados processos erosivos e deposicionais, tanto sobre leito fluvial como sobre as margens da sanga da Areia. Aponta-se, todavia, que a incisão e/ou o assoreamento nas seções transversais ocorreram não apenas de modo particularizado em cada uma delas, mas também com intensidades desiguais. Com isso, ao término do monitoramento, somente quatro seções transversais permaneceram intactas (1, 2, 3 e 9), sendo as outras cinco (4, 5, 6, 7 e 8) totalmente destruídas em decorrência da migração lateral do canal.

Quatro dessas seções transversais foram destruídas no período inserido entre o terceiro e o quarto levantamento de campo. Isso por si só já demonstra, ao menos *a priori*, que esse período foi caracterizado por notável ação de processos modeladores na área de estudo. Assim, na impossibilidade de rematerialização das estacas demarcatórias de cada uma dessas seções transversais, não foram realizadas medições nesses locais nos três últimos campos, uma vez que não seria possível instalá-las em sua posição original e com mesmo nível de referência. No entanto, mesmo assim, os dados coletados nos três trabalhos de campo

⁹³ Largura máxima do canal fluvial em nível de margens plenas (FERNANDEZ et al., 2001; KISS et al., 2008).

⁹⁴ Maior profundidade medida em nível de margens plenas (KISS et al., 2008)

⁹⁵ Média aritmética de todas as profundidades mensuradas em nível de margens plenas (FERNANDEZ et al., 2001; KISS et al., 2008)

⁹⁶ Calculado conforme apresentado no Capítulo 2.

⁹⁷ Calculada multiplicando a largura máxima pela profundidade média (FERNANDEZ et al., 2001).

anteriores serão aqui apresentados, como forma de evidenciar a maneira como essas seções transversais responderam até aquele momento.

Desse modo, a fim de auxiliar a descrição dos dados coletados em campo, julgou-se oportuno descrever as seções transversais de maneira isolada, apresentando as representações gráficas dos limites de cada seção transversal em cada um dos trabalhos de campo. Nesse mesmo momento também serão indicados os locais onde os processos erosivo-depositivos afetaram a forma do canal e os resultados dos parâmetros estatísticos (OLSON-RUTZ e MARLOW, 1992; FERNANDEZ et al., 2001; KISS et al., 2008) como integradores da análise. Ao final, uma síntese integradora será apresentada na intenção de evidenciar padrões e explicar as intensidades dos processos que atuaram no controle das seções transversais no período estudado. Antes, contudo, de partir para essas descrições, é fundamental apresentar as características das chuvas no biênio 2014-2015.

5.3.1 As chuvas no biênio 2014-2015

Tal como discutido no Capítulo 2, um importante agente modulador das chuvas na BHAM é, sem dúvida, o fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS). Naquele momento constatou-se, mediante análise do Índice Oceânico Niño (ION), que o último episódio de El Niño (EN) ocorreu entre os anos de 2009/10, enquanto o mais recente episódio de La Niña (LN) ganhou ênfase nos anos de 2011/12, num refortalecimento do episódio de 2010/11. A partir de então, sucederam-se dois anos (2013/14) com características de neutralidade (N). Mesmo assim, contudo, ainda no último trimestre de 2014 o ION começou a apontar para um novo aquecimento das águas do oceano Pacífico, fato que se consumou em um novo episódio de EN a partir de março de 2015, estendendo-se até o final daquele ano. Tendo como base o ION, o EN de 2015 (ION=2,3) se coloca como um dos mais fortes desde 1950, superando, inclusive, aquele de 1982/83 (ION=2,1) e, em igualdade de intensidade, com o de 1997/98 (ION=2,3).

Não houve, entretanto, distinção entre os volumes pluviométricos⁹⁸ acumulados ao longo dos anos de 2014 e 2015, que foram praticamente iguais, totalizando, respectivamente, 1.938,8 mm e 2.041,1 mm. O número de dias com chuva foi também, próximo, com 73 dias para o primeiro e 71 dias para o segundo, valores que se enquadram, basicamente, na média observada (Capítulo 2). Considerando os limites estabelecidos para a determinação dos anos-

⁹⁸ Dados diários de chuva obtidos por meio do acesso ao Sistema de Informações Hidrológicas (Hidroweb). Disponível em: <<http://hidroweb.ana.gov.br/>>. Acesso em: 15 abr. 2016.

padrão (Capítulo 2), ambos os anos seriam classificados como tendentes a chuvosos. Essas informações atestam, portanto, que esses anos apresentaram chuvas torrenciais, uma vez que a modulação da chuva não foi apenas pelo aumento no número de dias com chuva. Nota-se, assim, mais uma vez, que, mesmo que o ENOS apresente uma resposta positiva sobre as chuvas na BHAM, observou-se que nem sempre os maiores acumulados anuais estiveram relacionados com episódios ENOS (*vide* Capítulo 2).

De fato, quando observados os meses-padrão (Figura 65), constata-se que em 2014 houve excesso de chuva em seis meses (março, maio, julho, setembro, outubro e dezembro), ao passo que, no segundo, essa situação ocorreu somente em três meses (janeiro, outubro e dezembro). Entretanto, embora menos numerosos, os meses chuvosos de 2015 superaram os volumes de 2014, sendo acima dos 300 mm em dois momentos. Inclusive, as chuvas em dezembro de 2015 (499,1 mm) sobrepujaram o então maior acumulado de chuva nesse mês, ocorrido em 2003 (402,4 mm).

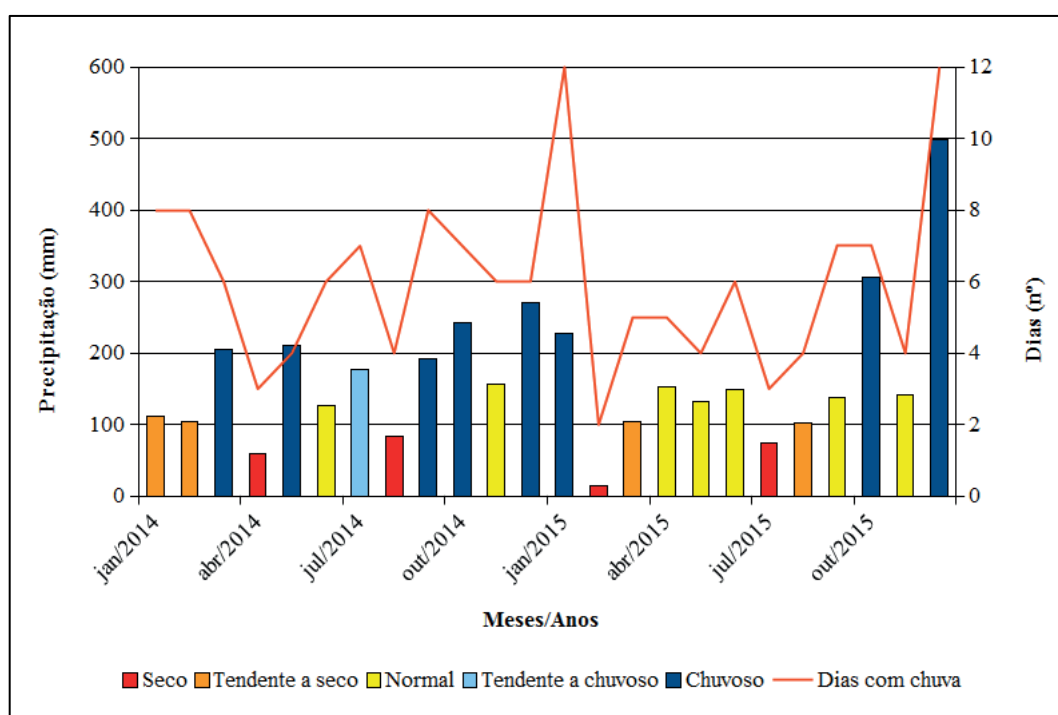


Figura 65 – Precipitação mensal, meses-padrão e dias com chuva mensal nos anos de 2014-2015 para a estação pluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

Fonte ANA (2014-2015).

Meses padrão secos e tendentes a secos também merecem destaque, representando quatro (janeiro, fevereiro, abril e agosto) e cinco meses (fevereiro, março, julho, agosto e setembro) no biênio 2014-2015. Isso mais uma vez retrata a variabilidade das chuvas mensais, variabilidade que na BHAM é representada pela intercalação de meses-padrão secos e

tendentes a secos com outros chuvosos e tendentes a chuvosos, situação bem clara sobretudo no ano de 2014. Em 2015, por outro lado, vê-se que os meses-padrão secos ou tendentes a secos ocorrem em associação com outros normais, formando um período de oito meses contínuos sem o registro de meses chuvosos. Esses se concentram, por outro lado, prioritariamente no início (janeiro) e no último trimestre (outubro e dezembro) de 2015, permitindo diferenciá-los, mesmo com volumes anuais muito próximos. Em 2014 parece que as chuvas foram mais bem distribuídas do que em comparação com 2015.

Três eventos de chuva extrema ocorreram em cada um dos dois anos. Desses, somente dois não ultrapassaram a casa dos 100 mm diários (um desses em 17 de março de 2014). Outros dois episódios registrados em 2014 atingiram 124 mm (4 de maio de 2014) e 100 mm (27 de dezembro de 2014). Os três casos de chuva extrema de 2015 ocorreram no último trimestre, sendo o primeiro de 148 mm (8 de outubro) e os outros dois em dias consecutivos (22 e 23 de dezembro de 2015) totalizando 221,5 mm (75,5 e 146 mm).

Inclusive, em termos de chuva pentadal extrema, o episódio no qual se inserem os dois últimos dias com chuva extrema quantifica 250,5 mm, o maior observado no biênio 2014-2015. Esse evento, no entanto, se encontra fora do período de observação em campo. Mesmo assim, outros quatro casos de chuva pentadal extrema foram registrados, quais sejam: 136,8 mm (pêntada 25 de 2014), 107,3 mm (pêntada 71 de 2014), 133,7 mm (pêntada 73 de 2014) e 229 mm (pêntada 57 de 2015). Chama-se a atenção para o fato de que duas dessas chuvas pentadais extremas ocorreram separadas por uma pêntada de valor reduzido, mas que, quando somadas, chegam a 271 mm em quinze dias. Isso leva a crer que foram justamente esses episódios de chuva pentadal extrema no final do ano de 2014 que desencadearam o/s pico/s de cheia/s (neste caso, inundações) responsáveis pelas mudanças morfológicas retratadas entre a terceira e a quarta campanha. Embora não haja dados de vazão ou cota, uma das pontes no arroio Taquari, na estrada entre São Francisco de Assis e o distrito de Vila Kramer, teve o aterro erodido, derrubando parte da estrutura (Figura 66).

Indicadores morfológicos observados em campo nesse local dão conta de que o nível d'água deve ter ultrapassado cerca de 1 m acima da superfície de rodagem. Nesse mesmo viés, a chuva pentadal extrema de outubro de 2015 também merece destaque, pois as feições mensuradas no último campo são reflexos desse evento que incita um pico de cheia (inundação). Duas das fotos apresentadas na Figura 66 foram obtidas via internet e demonstram o nível d'água na ponte do arroio Taquari, no mesmo ponto acima descrito e o

extravasamento sobre a planície de inundação do arroio Miracatu durante esse episódio pluvioso.



Figura 66 – Ponte sobre o arroio Taquari, na estrada entre São Francisco de Assis e o distrito de Vila Kramer, derrubada no/s pico/s de cheia/s ocorridos no final do ano de 2014 (acima/esquerda) e durante a cheia de outubro de 2015 (acima/direita). Várzea do arroio Miracatu inundada pelo evento de outubro de 2015 (abaixo/centro).
Fotos: Andrey Luís Binda (2015a) e Nossa Gente Assisense⁹⁹ (2015b e c).

5.3.2 Seção transversal 1: Ápice de meandro com perfil diferenciado

Mesmo sendo instalado no ápice de uma curva meândrica, o perfil da seção transversal 1 (ST-1) é o oposto ao teórico, pois a área preferencial de deposição e o talvegue do canal estavam posicionados, no início do monitoramento, respectivamente, na margem côncava e na convexa. Embora limitado na margem direita pelo terraço fluvial, observou-se, ao final do levantamento, que ocorreram mudanças tanto no leito, como nas margens. Constatou-se, assim, que, nos três primeiros campos, o perfil do canal permaneceu muito similar, diferente do que se nota nos três campos subsequentes, principalmente, no último. No quarto

⁹⁹ Disponível em: <<http://assisenses.blogspot.com.br/>> Acesso em: 10 out. 2015.

levantamento, por exemplo, ao passo que o leito fluvial apresentou assoreamento, a margem direita recuou por mais de 2 metros, esculturação que perdurou durante a quinta campanha, embora seja nítida a retomada erosiva sobre o leito, escavando o talvegue. No último campo, o leito do canal como um todo sofre profunda deposição de sedimentos (Figura 67).

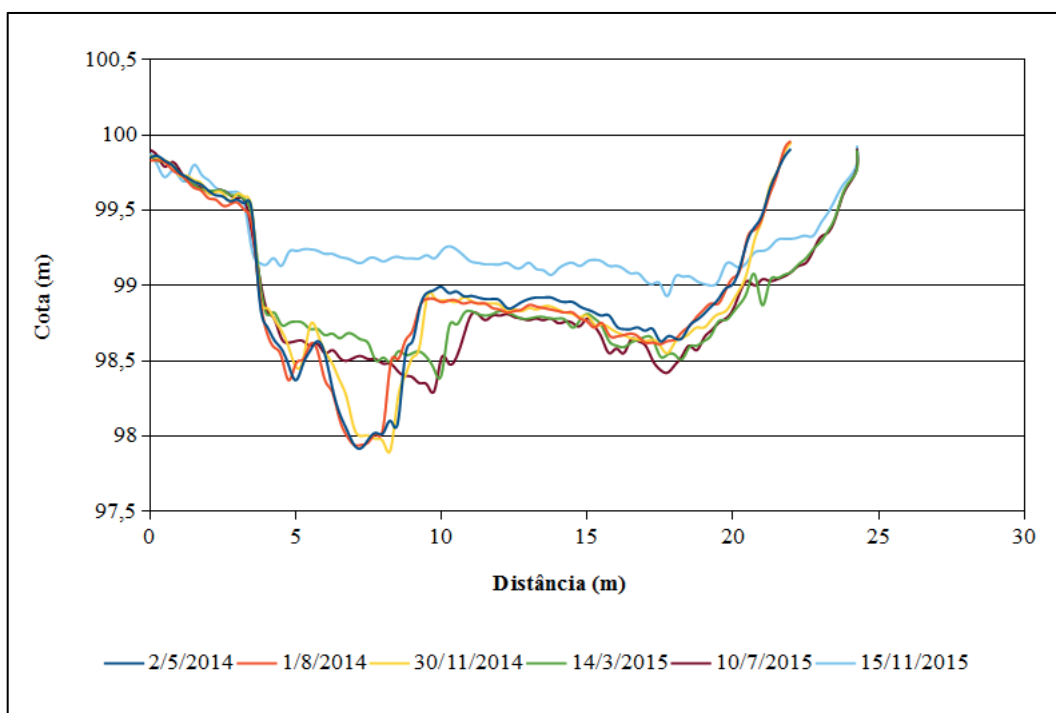


Figura 67 – Variações na forma do canal na seção transversal 1 (ST-1), durante os trabalhos de campo, sangra da Areia, São Francisco de Assis/RS.

Durante os três primeiros campos, a profundidade máxima ($\pm 2,07$ m) permaneceu, aproximadamente, sem mudanças significativas. Em oposição, nos três últimos essa variável reduz, mas não de modo uniforme, atingindo o menor valor (1,07 m), justamente no último levantamento. A profundidade média, por sua vez, com exceção da sexta coleta de dados – quando foi obtido o valor mais baixo (0,73 m) –, sofreu pequena variação ($\pm 1,08$ m) nos levantamentos anteriores. A área do canal apresentou aumento ao longo do monitoramento, atingindo a maior capacidade na quinta campanha. Por esses motivos, o índice F (Tabela 15) aponta para uma tendência temporal de o canal se tornar mais largo e mais raso – o que também pode ser observado pelo desvio-padrão, mesmo que essa tendência não se expresse por um aumento gradual. Na realidade, são perceptíveis duas mudanças importantes nesses índices: a primeira, menos intensa, ocorre no quarto levantamento e a segunda, mais representativa, ocorreu na última mensuração.

Tabela 15 – Variações nos parâmetros estatísticos na seção transversal 1 (ST-1), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.

Data	Lmax	Pmax	Pmed	Pdp	Área	F (w/d)	$\Delta A\%$	$ \Delta A\% $	Processo predominante
02/05/2014	22,00	2,08	1,07	0,50	23,63	20,49	-	-	-
01/08/2014	22,00	2,06	1,09	0,49	24,07	20,11	-1,87	5,07	Erosão
30/11/2014	22,00	2,09	1,09	0,50	24,05	20,13	0,08	6,45	Deposição
14/03/2015	24,25	1,59	1,06	0,42	25,67	22,91	-7,72	20,32	Erosão
10/07/2015	24,25	1,70	1,10	0,45	26,62	22,09	-3,68	5,23	Erosão
15/11/2015	24,25	1,07	0,73	0,24	25,95	33,23	33,51	34,26	Deposição

Fonte: Trabalhos de campo (2014; 2015).

Observando os processos predominantes na esculturação da ST-1, nota-se que a erosão merece destaque, pois foi registrada em três sucessões de campos. Assim, processos predominantemente deposicionais ocorreram em dois momentos, sendo em um deles (terceira campanha) praticamente nulo, de tal modo que somente no último campo é que se observou essencialmente o domínio do assoreamento do canal. Entretanto, se observada a efetividade desses processos ($\Delta A\%$), nota-se que a deposição registrada no último campo supera, e muito, o somatório de todos os processos erosivos quantificados. Além disso, a $|\Delta A\%|$, também indica que, mesmo com predomínio de erosão na quarta campanha, uma importante área do canal foi modelada por processos deposicionais. De fato, esse mesmo índice aponta para uma maior movimentação do leito na última campanha, cujo principal processo foi a deposição de sedimentos.

5.3.3 Seção transversal 2: trecho retilíneo com canal esculpido em afloramento rochoso

Instalada após o meandro da seção transversal anterior, essa seção se encontra em trecho retilíneo, com talvegue preliminarmente incisivo em leito rochoso. A seção transversal 2 (ST-2), transcorrido o período de mensuração, manteve-se com margens estáveis, uma vez que a erosão lateral foi incipiente (0,25 m na margem direita). Isso se deve, em parte, ao posicionamento na inflexão de duas curvas meândricas, local onde a erosão marginal é, normalmente, reduzida. Mesmo assim, a ST-2 apresentou claras mudanças no perfil do canal.

Nos três primeiros campos, o talvegue do canal não exibiu alterações representativas, visto estar entalhado no próprio substrato rochoso. Aqui merece ser feita uma ressalva, pois a estabilidade das margens não se deve a esse afloramento. As margens se encontravam esculpidas antes, em material aluvial, que, nesse ponto, apresentava espessura de pouco mais de 1,5 m. Nos três últimos levantamentos, por outro lado, identificou-se a elevação do

leito decorrente de intensa deposição arenosa, que recobriu completamente o setor aflorante, embora aqui também tenha sido registrada a remoção de sedimentos durante o quinto levantamento (Figura 68).

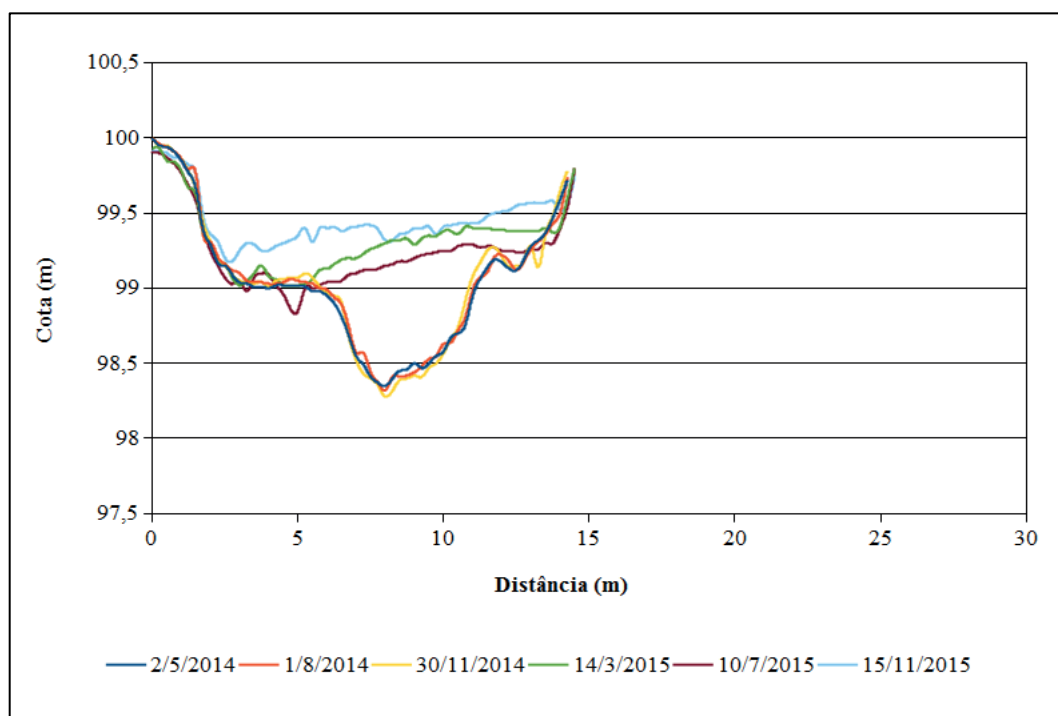


Figura 68 – Variações na forma do canal na seção transversal 2 (ST-2), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.

De fato, a estabilidade das margens do canal promoveu valores diferenciados para o índice F (Tabela 16). Embora os resultados para as três primeiras medições não difiram amplamente, nota-se que os valores aumentam consideravelmente nas três últimas, com destaque para a sexta mensuração. Nesse caso, o aumento no índice F é reflexo do assoreamento do leito, o que deixou o perfil transversal mais raso e plano, resultado não apenas da redução da profundidade média ($\pm 0,40$ m), mas também da profundidade máxima (de 1,72 m para 0,82 m, no terceiro e no sexto campo, nesta ordem). O desvio-padrão das profundidades também reduziu apreciavelmente, demonstrando um leito mais homogêneo, e portanto, plano.

Ademais, a $\Delta A\%$ evidencia incipiente atividade deposicional e erosiva no segundo e no terceiro levantamentos, nesta ordem, que incidem com pequenos reflexos sobre a $|\Delta A\%|$. Esse aspecto explica a manutenção do perfil do canal durante a primeira metade do monitoramento. No quarto campo, no entanto, um amplo assoreamento ocorreu na ST-2, elevando consideravelmente os valores de ambos os índices. Como resultado, nessa ocasião, a área do canal foi reduzida em mais de 30%. Merece destaque ainda que, no quinto

levantamento, a erosão do leito ($\Delta A\%$) já conduzia à remoção de aproximadamente metade do material sedimentar depositado na coleta anterior. Mesmo assim, nova onda deposicional se fez presente no último levantamento, em magnitude semelhante àquela observada no quarto campo. Essa deposição promoveu uma elevação ainda maior no leito fluvial, reduzindo a capacidade do canal para o menor valor quantificado.

Tabela 16 – Variações nos parâmetros estatísticos na seção transversal 2 (ST-2), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.

Data	Lmax	Pmax	Pmed	Pdp	Área	F (w/d)	$\Delta A\%$	$ \Delta A\% $	Processo predominante
02/05/2014	14,25	1,65	0,96	0,44	13,62	14,91	-	-	-
01/08/2014	14,25	1,68	0,94	0,44	13,40	15,15	1,59	3,17	Deposição
30/11/2014	14,25	1,72	0,94	0,46	13,43	15,12	-0,22	4,33	Erosão
14/03/2015	14,50	0,98	0,67	0,23	9,67	21,75	28,05	33,87	Deposição
10/07/2015	14,50	1,15	0,75	0,25	10,89	19,31	-12,61	13,12	Erosão
15/11/2015	14,50	0,82	0,54	0,18	7,81	26,94	28,31	28,53	Deposição

Fonte: Trabalhos de campo (2014; 2015).

5.3.4 Seção transversal 3: início de meandro a jusante de confluência com tributário

A seção transversal 3 (ST-3) foi estabelecida na início de um meandro, a jusante de confluência com tributário (sanga do Areal). Nesse local há um estreitamento da atual planície de inundação, de tal forma que ambas as margens se encontram adjacentes ao terraço inferior. Em linhas gerais, as características erosivo-deposicionais ao longo do tempo apresentaram tendências similares àquelas identificadas para a seção anterior (ST-2). Foi, no entanto, diferente a intensidade dos processos. Além disso, em associação, nessa seção as margens também se mantiveram estáveis, ao menos durante os cinco primeiros levantamentos, sendo observado recuo de 1,75 m na margem direita, no último campo.

Vê-se, assim, nos dois primeiros campos, que a forma do perfil era ligeiramente semelhante, exceto pela deposição entre o centro do canal e a margem direita. No terceiro campo, entretanto, o talvegue se aprofunda (de 1,47 m para 1,86 m), isso se refletindo, inclusive, na profundidade média (de 0,88 m para 0,98 m). Com efeito, não apenas a área do canal aumenta, assim como o perfil se torna irregular, devido ao acréscimo do desvio-padrão. Em oposição, nos três campos finais, toda a seção é assoreada, com redução de quase 1,00 m na profundidade máxima e de 0,42 m na média, sobretudo na sexta medição. Nota-se, da mesma forma como na ST-2, que, na quinta mensuração, o canal volta a erodir parcialmente o leito, aumentando, assim, a profundidade máxima, média e a área do canal, quando

comparado com o precedente. A deposição no último campo, contudo, novamente promove o assoreamento do leito (Figura 69).

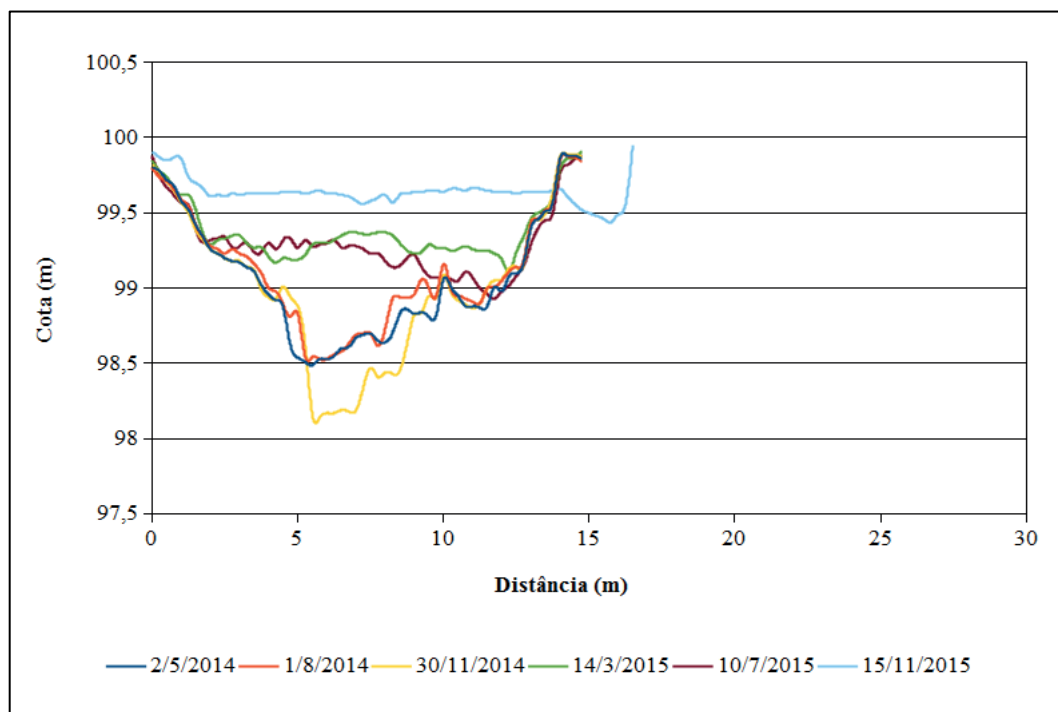


Figura 69 – Variações na forma do canal na seção transversal 3 (ST-3), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.

O índice F demonstra claramente essas evidências, visto que os valores aumentam drasticamente entre a quarta e a sexta mensuração, em especial na última, fato que atesta que o canal fluvial se tornou mais raso e largo. A explicação é análoga àquela apresentada no item anterior, ou seja, o aumento dos valores de F, numa seção com margens estáveis, é indicativo de redução das profundidades pela sedimentação sobre o leito. Apesar disso, o vultoso aumento do índice F no último campo foi resultado da adicional erosão da margem direita.

Assim, o que se percebe é que os processos que atuaram modelando a ST-3, eles, mais uma vez, representam fases erosivo-deposicionais intercaladas. Também se deve deixar claro que $\Delta A\%$ e $|\Delta A\%|$ quantificaram valores desiguais ao longo da mensuração. A atividade deposicional no sexto campo foi a mais intensa ($\Delta A\%$) e a mais significativa ($|\Delta A\%|$) observada nessa seção, sendo inclusive 10 vezes maior do que aquela registrada na segunda campanha. Não se pode, todavia, menosprezar a deposição vinculada ao quarto campo, cujos valores são também altos. Os processos de erosão, identificados na terceira e na quinta coleta, quantificaram valores muito próximos, porém representativos, uma vez que a própria observação do perfil do canal permite constatá-los (Tabela 17).

Tabela 17 – Variações nos parâmetros estatísticos na seção transversal 3 (ST-3), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.

Data	Lmax	Pmax	Pmed	Pdp	Área	F (w/d)	$\Delta A\%$	$ \Delta A\% $	Processo predominante
02/05/2014	14,75	1,51	0,93	0,41	13,72	15,86	-	-	-
01/08/2014	14,75	1,47	0,88	0,38	13,04	16,68	4,89	5,50	Deposição
30/11/2014	14,75	1,86	0,98	0,50	14,50	15,00	-11,19	13,61	Erosão
14/03/2015	14,75	0,89	0,62	0,20	9,11	23,89	37,20	37,81	Deposição
10/07/2015	14,75	1,07	0,70	0,23	10,27	21,18	-12,77	16,55	Erosão
15/11/2015	16,50	0,56	0,36	0,09	5,92	45,97	42,44	62,02	Deposição

Fonte: Trabalhos de campo (2014; 2015).

5.3.5 Seção transversal 4: início de meandro com depressão e barra em pontal

A seção transversal 4 (ST-4) foi completamente destruída entre a terceira e a quarta mensuração. Tratava-se de uma interseção entre dois meandros contíguos, com leito caracterizado pela associação entre uma depressão na margem esquerda e barra em pontal na margem direita adjacente, em ambos os flancos com a atual planície de inundação. Nesse perfil normalmente eram mensuradas as maiores profundidades observadas entre todos os perfis, chegando a mais de 1,30 m, considerando o nível d'água. Assim, reconheceu-se que, embora houvesse deposição de sedimentos no segundo campo, no terceiro é clara a ocorrência de erosão no leito, aprofundando a depressão (de 1,60 m para 1,86 m) e na margem direita que regride cerca de 1,00 m. Mesmo assim, no entanto, sobre a barra em pontal, basicamente, não ocorreram mudanças nítidas nesse momento (Figura 70).

Em termos gerais, essas características foram bem expressas pelo índice F, que, inicialmente, aumentou no segundo campo e reduziu no terceiro, atestando, assim, um canal mais profundo do que outrora, tal qual pode ser relacionado com o desvio-padrão. Como resposta, a área do canal também reduziu e, posteriormente, aumentou em decorrência os processos que escultraram a geometria do canal. Dessa forma, a $\Delta A\%$ indica, precisamente, a passagem entre deposição para erosão durante a segunda e a terceira mensuração. Enfatiza-se, no entanto, que a intensidade dos processos de erosão foi maior do que aqueles processos associados à deposição, mesmo que a $|\Delta A\%|$ indique que a área afetada pelos processos erosivo-deposicionais tenha registrado valores próximos (Tabela 18).

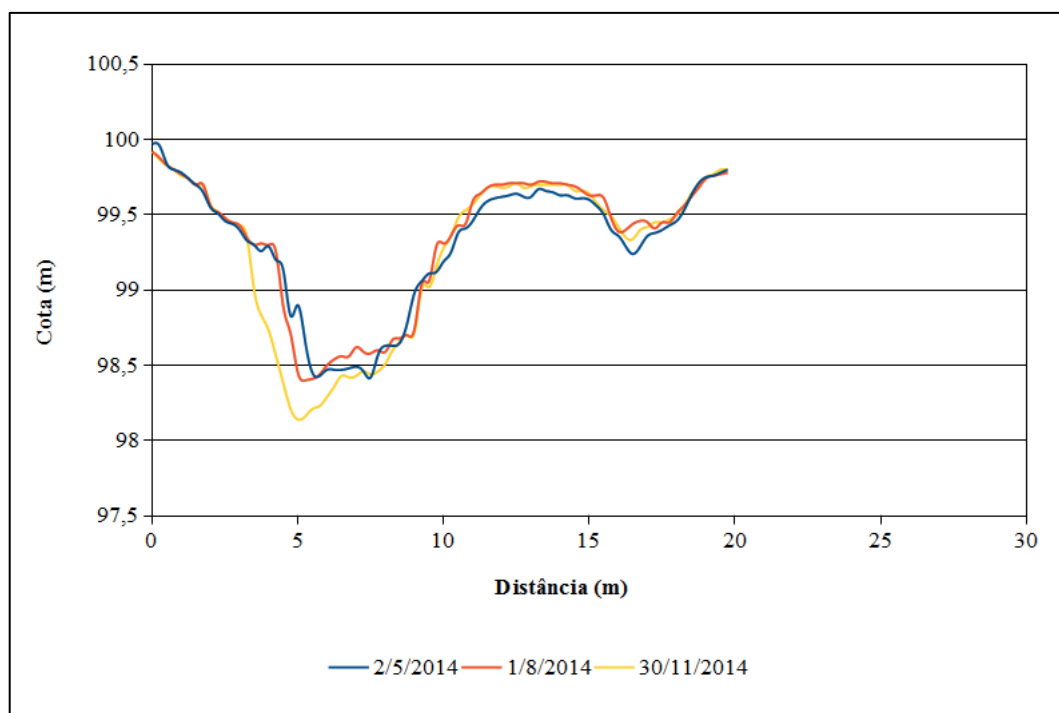


Figura 70 – Variações na forma do canal na seção transversal 4 (ST-4), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.

Tabela 18 – Variações nos parâmetros estatísticos na seção transversal 4 (ST-4), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.

Data	Lmax	Pmax	Pmed	Pdp	Área	F (w/d)	$\Delta A\%$	$ \Delta A\% $	Processo predominante
02/05/2014	19,75	1,58	0,69	0,44	13,67	28,53	-	-	-
01/08/2014	19,75	1,60	0,67	0,45	13,15	29,65	3,79	10,18	Deposição
30/11/2014	19,75	1,86	0,74	0,54	14,62	26,67	-11,19	12,58	Erosão
14/03/2015	Seção destruída								
10/07/2015									
15/11/2015									

Fonte: Trabalhos de campo (2014; 2015).

5.3.6 Seção transversal 5: ápice de meandro com deposição sobre a forma de barra lateral

Essa seção transversal 5 (ST-5) se encontrava no ápice de curva meândrica com deposição fluvial sob a forma de uma barra sedimentar lateral na margem esquerda, margem essa que se limita com o terraço fluvial. Na margem direita, o canal se adere a uma barra em pontal, que não é apresentada integralmente na ST-5. Apesar de o perfil exibir contornos parecidos em consequência da imutabilidade das margens do curso d'água, sinais evidentes de erosão na barra lateral e incisão do leito foram observados, principalmente na terceira mensuração. Como resultado, a profundidade máxima, média e o desvio-padrão tiveram seus valores incrementados.

Esse padrão erosivo é demonstrado pela $\Delta A\%$, que indica, apropriadamente, a intensificação dos processos de erosão entre os trabalhos de campo, com intensidade maior justamente no terceiro levantamento (Figura 71). Além disso, embora a $\Delta A\%$ no segundo campo seja bem inferior àquela observada posteriormente, a $|\Delta A\%|$ foi de aproximadamente metade da área afetada, quando comparado com o terceiro campo, indicando a ação conjunta entre erosão-deposição. Com isso, o índice F apresentou redução entre os levantamentos, com destaque para o terceiro, quando atingiu o menor valor. O aprofundamento do canal trouxe retrospectos sobre a área do canal, que aumentou entre os campos (Tabela 19).

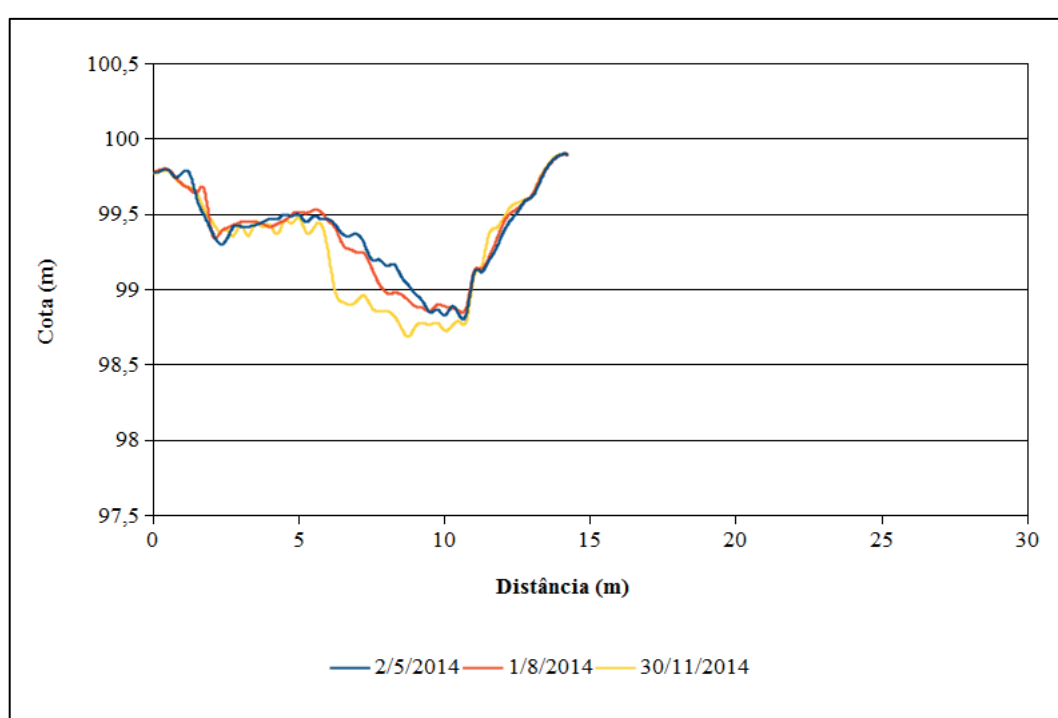


Figura 71 – Variações na forma do canal na seção transversal 5 (ST-5), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.

Tabela 19 – Variações nos parâmetros estatísticos na seção transversal 5 (ST-5), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.

Data	Lmax	Pmax	Pmed	Pdp	Área	F (w/d)	$\Delta A\%$	$ \Delta A\% $	Processo predominante
02/05/2014	14,25	1,17	0,61	0,29	8,75	23,20	-	-	-
01/08/2014	14,25	1,14	0,62	0,31	8,89	22,84	-1,57	7,58	Erosão
30/11/2014	14,25	1,31	0,70	0,37	9,98	20,35	-12,24	15,17	Erosão
14/03/2015	Seção destruída								
10/07/2015									
15/11/2015									

Fonte: Trabalhos de campo (2014; 2015).

5.3.7 Seção transversal 6: trecho retilíneo com sinais de pronunciado estreitamento do canal

O canal próximo à seção transversal 6 (ST-6) estava inserido em trecho retilíneo com margens delimitadas pelos terraços inferiores. A escolha desse ponto foi decorrente do fato de ser nítida a existência de um amplo canal – ativo somente durante as cheias –, quando a atividade recente promoveu a incisão e a instalação de uma calha estreita e profunda, próxima à margem direita. Mesmo com pequenas alterações, o perfil do canal antes de sua destruição se manteve aproximadamente estável, sendo os processos erosivo-deposicionais relativamente inexpressíveis (Figura 72).

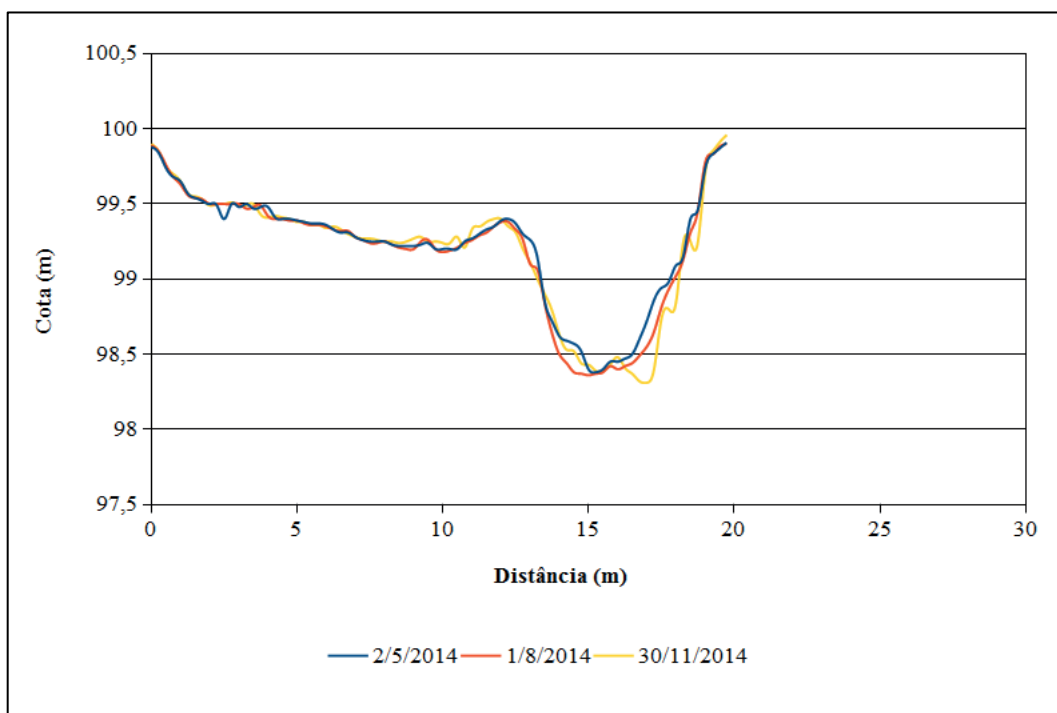


Figura 72 – Variações na forma do canal na seção transversal 6 (ST-6), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.

Apesar de as profundidades máximas e médias aumentarem ao longo do monitoramento, os valores não foram altos. Assim, a área do canal sofreu pequena variação, tal qual o índice F, o que sugere um canal com manutenção morfológica do perfil. Observando a $\Delta A\%$, conclui-se que a seção transversal registrou tanto erosão quanto deposição, como processos predominantes entre as mensurações. Os valores são baixos, contudo, principalmente para o último caso. A estabilidade do canal também pode ser vislumbrada pela $|\Delta A\%|$, cujos valores diminutos sugerem que os processos erosivo-deposicionais afetaram, em todos os campos, uma reduzida área do perfil (Tabela 20).

Tabela 20 – Variações nos parâmetros estatísticos na seção transversal 6 (ST-6), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.

Data	Lmax	Pmax	Pmed	Pdp	Área	F (w/d)	$\Delta A\%$	$ \Delta A\% $	Processo predominante
02/05/2014	19,75	1,62	0,77	0,39	15,30	25,49	-	-	-
01/08/2014	19,75	1,64	0,80	0,42	15,84	24,62	-3,53	4,57	Erosão
30/11/2014	19,75	1,69	0,80	0,42	15,79	24,70	0,31	5,98	Deposição
14/03/2015	Seção destruída								
10/07/2015									
15/11/2015									

Fonte: Trabalhos de campo (2014; 2015).

5.3.8 Seção transversal 7: trecho retilíneo com corredeira

A seção transversal 7 (ST-7) foi fixada num trecho retilíneo, sobre o que naquele momento se configurava como uma corredeira. A margem esquerda do canal se limita com o terraço fluvial superior, enquanto a direita se mantém no mesmo nível da planície de inundação. Antes da completa destruição dessa seção, o perfil do canal permaneceu praticamente estável, com uma única alteração, que foi um leve aprofundamento do leito fluvial (Figura 73), o que culminou num singelo aumento da profundidade máxima e média. Isso proporcionou que a área do canal aumentasse, apesar de quantitativamente os valores serem reduzidos.

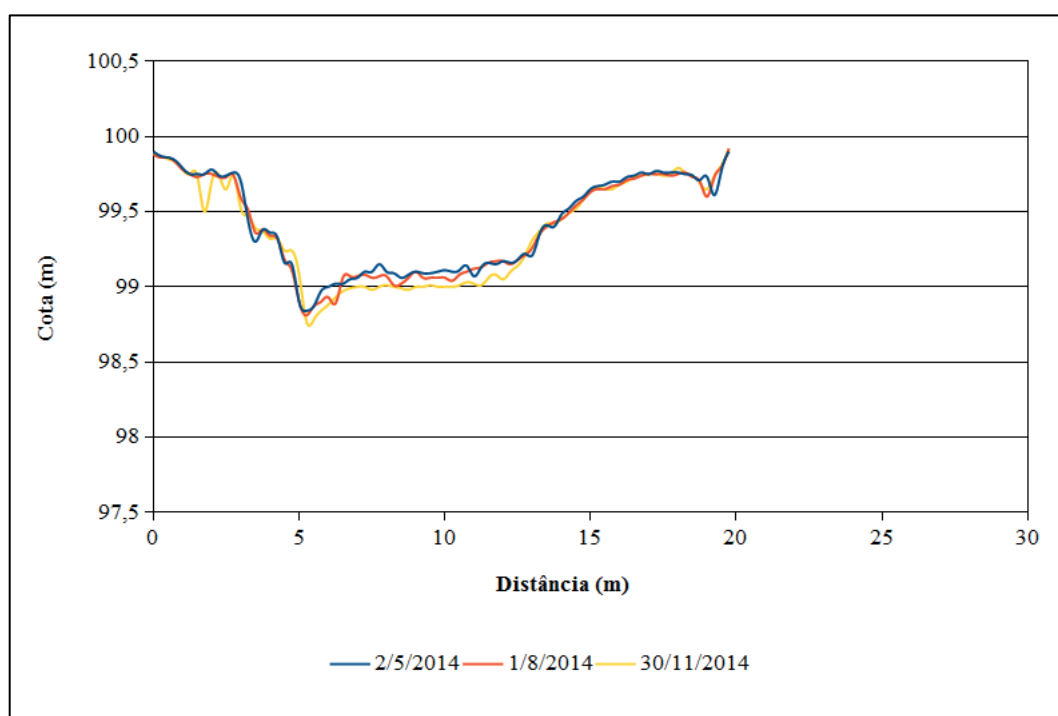


Figura 73 – Variações na forma do canal na seção transversal 7 (ST-7), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.

A $\Delta A\%$ indica, por sua vez, que processos de erosão estiveram presentes tanto na segunda como na terceira medição, no entanto os valores atestam, ainda, que a intensidade erosiva foi baixa em ambas as ocasiões, o que pode ser, da mesma forma, observado a partir da $|\Delta A\%|$, que também reflete valores modestos, indicando que somente uma área mínima do perfil apresentou mudanças. Assim, em decorrência da manutenção dos processos de erosão, o índice F se reduziu nas três mensurações, em comum com o estabelecimento de um canal mais profundo (Tabela 21).

Tabela 21 – Variações nos parâmetros estatísticos na seção transversal 7 (ST-7), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.

Data	Lmax	Pmax	Pmed	Pdp	Área	F (w/d)	$\Delta A\%$	$ \Delta A\% $	Processo predominante
02/05/2014	19,75	1,16	0,59	0,32	11,60	33,64	-	-	-
01/08/2014	19,75	1,19	0,60	0,33	11,89	32,80	-2,55	4,85	Erosão
30/11/2014	19,75	1,23	0,62	0,34	12,36	31,56	-3,94	6,98	Erosão
14/03/2015	Seção destruída								
10/07/2015									
15/11/2015									

Fonte: Trabalhos de campo (2014; 2015).

5.3.9 Seção transversal 8: início de meandro migratório com processos erosivos de encosta conectados à rede de drenagem

A seção transversal 8 (ST-8) se localiza no início de um amplo meandro, cuja migração do canal se encontra em plena ação e no qual são observados intensos voçorocamentos e que se conectam diretamente à rede de drenagem. O perfil da ST-8 apresentou mudanças importantes ao longo dos cinco primeiros levantamentos, até ser totalmente destruído no último campo. Representado, inicialmente, por um canal incisivo com uma barra central vegetada, a ST-8 se manteve morfológicamente análoga nos três primeiros campos, ainda que a barra central tenha sido parcialmente erodida ($\pm 0,50$ m) no terceiro campo. Nesse período, a profundidade máxima, assim como a média, não apresentaram aumento notável. No quarto levantamento, no entanto, a barra em pontal, na margem direita, foi erodida e o canal fluvial alargou quase 10 m. Concomitante, intensa deposição de sedimentos sobre o leito obliterou completamente o canal anteriormente incisivo, reduzindo a profundidade máxima em cerca de um 1,00 m e a profundidade média pela metade (Figura 74).

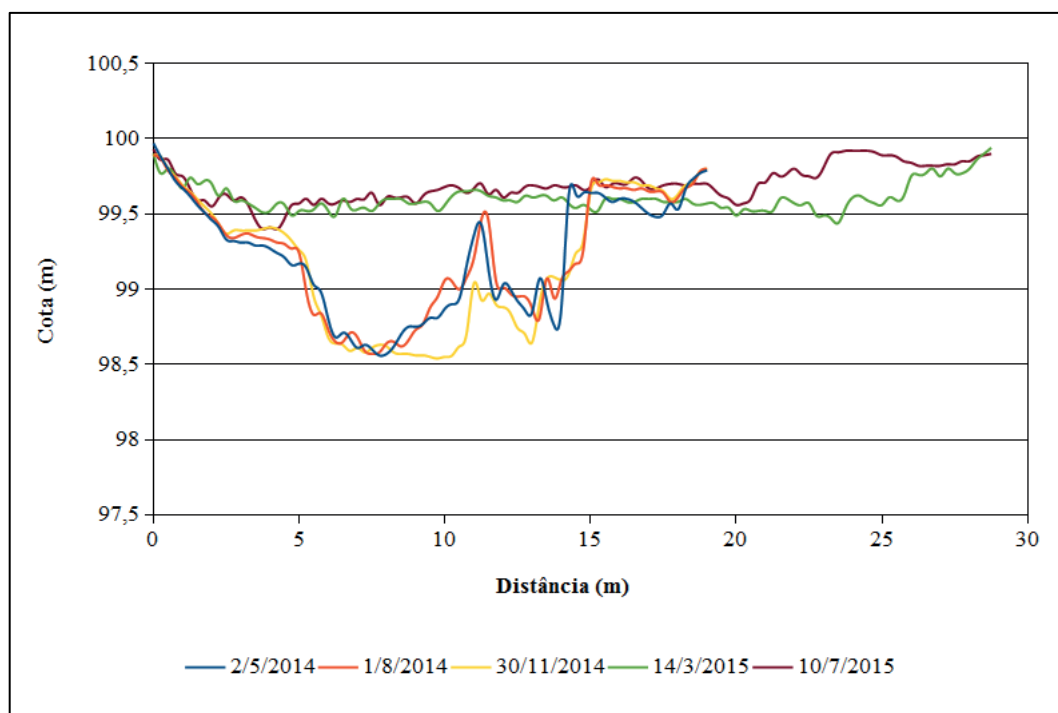


Figura 74 – Variações na forma do canal na seção transversal 8 (ST-8), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.

O índice F teve seus valores duplicados quando se comparam os dados das três primeiras medições com aqueles da quarta e da quinta campanha. Isso aponta para a esculturação de um canal largo e raso, o que fica nítido quando se observa que o desvio-padrão das profundidades se reduz significativamente. O interessante é que, em termos de capacidade, a área do canal diminuiu, mesmo com o alargamento da seção transversal. A $\Delta A\%$ demonstra que essa seção foi moldada, prioritariamente, por processos deposicionais, que se fizeram presentes em três dos quatro comparativos. Destaca-se, no entanto, que a intensidade foi muito maior, justamente no quarto e quinto levantamento. Além disso, mesmo que se tenha mensurado erosão na terceira medição, a $|\Delta A\%|$ mostra que essa foi restrita, diferente do quarto campo, quando cerca de 80% da seção foi modificada (Tabela 22).

Tabela 22 – Variações nos parâmetros estatísticos na seção transversal 8 (ST-8), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.

Data	Lmax	Pmax	Pmed	Pdp	Área	F (w/d)	$\Delta A\%$	$ \Delta A\% $	Processo predominante
02/05/2014	19,00	1,44	0,78	0,39	14,83	36,84	-	-	-
01/08/2014	19,00	1,43	0,77	0,39	14,57	37,49	1,73	11,48	Deposição
30/11/2014	19,00	1,46	0,82	0,46	15,54	35,16	-6,62	12,79	Erosão
14/03/2015	28,75	0,56	0,39	0,10	11,27	73,35	27,78	80,57	Deposição
10/07/2015	28,75	0,60	0,30	0,12	8,75	94,48	22,37	27,47	Deposição
15/11/2015	Seção destruída								

Fonte: Trabalhos de campo (2014; 2015).

5.3.10 Seção transversal 9: jusante de meandro migratório com processos erosivos de encosta conectados à rede de drenagem

A seção transversal 9 (ST-9) se localiza após o meandro descrito no item anterior, quase no início de nova sinuosidade. A geometria é típica de canais meandrantos, com a barra em pontal na margem esquerda e depressão na margem oposta, a qual faz limite com o terraço fluvial. Durante os três primeiros campos a forma do canal permaneceu praticamente sem mudanças. A única exceção corresponde à incisão do talvegue ($\pm 0,30$ m) durante o terceiro campo, embora isso não contribuísse para o aumento excessivo na profundidade média. Em oposição, nos três últimos campos, a ST-9 é alterada completamente (Figura 75). Durante a quarta e a quinta campanha houve a erosão da barra em pontal ($\pm 0,60$ m), concomitante com o assoreamento da depressão na margem direita ($>1,40$ m de sedimentos). No último levantamento há novamente a inversão na posição da depressão, embora sua configuração nem de longe lembre a daquelas observadas nos três primeiros campos.

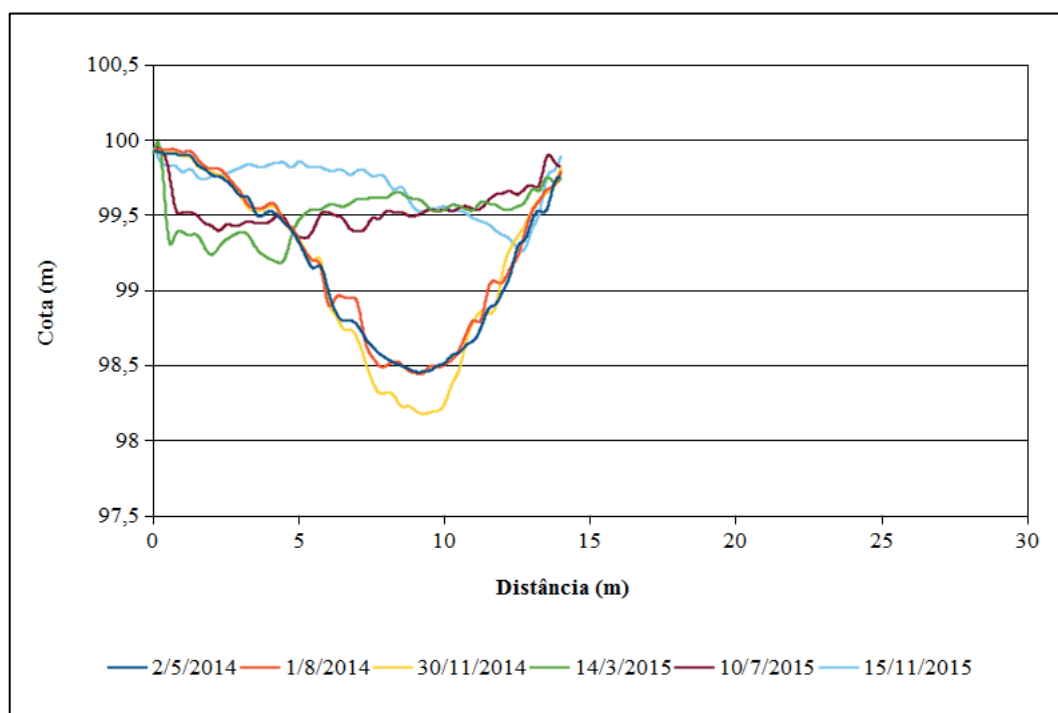


Figura 75 – Variações na forma do canal na seção transversal 9 (ST-9), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.

A evolução morfológica da ST-9 pode então ser descrita a partir do predomínio de deposição, uma vez que somente no terceiro campo se registrou erosão e incisão do canal. Todavia, a deposição observada na segunda e na quinta medição foi muito menos expressiva

do que aquelas identificadas para a quarta e sexta mensuração. Nota-se com a $|\Delta A\%|$ que uma área considerável do perfil sofreu alteração e isso é reflexo não apenas da deposição, mas também da erosão observada na margem esquerda. O índice F também assinala para essa constatação, pois demonstra a esculturação de um canal mais largo e raso, o que pode ser visto adicionalmente, pelo desvio-padrão das profundidades. Chama-se atenção para a profundidade média, que chega a reduzir aproximadamente 50 cm quando comparados o primeiro e o último campo (Tabela 23). Finalmente, é aqui também clara a redução da área do canal para valores menores do que a metade. Deve-se, no entanto, fazer menção que à esquerda da ST-9, em área não mensurada, houve a escavação de um novo canal, tornando o que era até então o topo de uma barra em pontal em uma barra central.

Tabela 23 – Variações nos parâmetros estatísticos na seção transversal 9 (ST-9), durante os trabalhos de campo, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.

Data	Lmax	Pmax	Pmed	Pdp	Área	F (w/d)	$\Delta A\%$	$ \Delta A\% $	Processo predominante
02/05/2014	14,00	1,54	0,82	0,51	11,44	17,13	-	-	-
01/08/2014	14,00	1,55	0,79	0,52	11,01	17,81	3,80	5,99	Deposição
30/11/2014	14,00	1,82	0,86	0,60	12,01	16,32	-9,15	11,65	Erosão
14/03/2015	14,00	0,81	0,48	0,16	6,78	28,91	43,57	71,74	Deposição
10/07/2015	14,00	0,65	0,45	0,14	6,34	30,92	6,49	22,72	Deposição
15/11/2015	14,00	0,72	0,31	0,17	4,32	45,39	31,89	53,12	Deposição

Fonte: Trabalhos de campo (2014; 2015).

5.4 OS PROCESSOS EROSIVO-DEPOSICIONAIS NAS SEÇÕES TRANSVERSAIS E OS PERÍODOS DE ESTABILIDADE E INSTABILIDADE HIDROGEOMORFOLÓGICA

A partir da análise dos dados coletados em campo, para cada uma das STs, é fácil concluir que, ao longo do período de monitoramento, mudanças significativas foram observadas na geometria do canal da sanga da Areia. Os processos modeladores ensejaram, assim, que, no último levantamento, os perfis nem de longe se assemelhassem àqueles levantados durante a primeira incursão a campo. Esses ajustamentos na seção transversal foram reflexos da ação conjunta entre os processos de erosão e de deposição. Embora esses processos ocorressem, ora com a maior participação de um, ora com a maior de outro, a evolução nas formas das seções transversais não ocorreu de maneira gradativa, mas, sim, de modo abrupto. Vale, portanto, reobservar os valores da $\Delta A\%$ e $|\Delta A\%|$ (Figura 76) sob o viés de compará-los entre as seções transversais, com vistas a identificar períodos de estabilidade e de instabilidade hidrogeomorfológica na sanga da Areia.

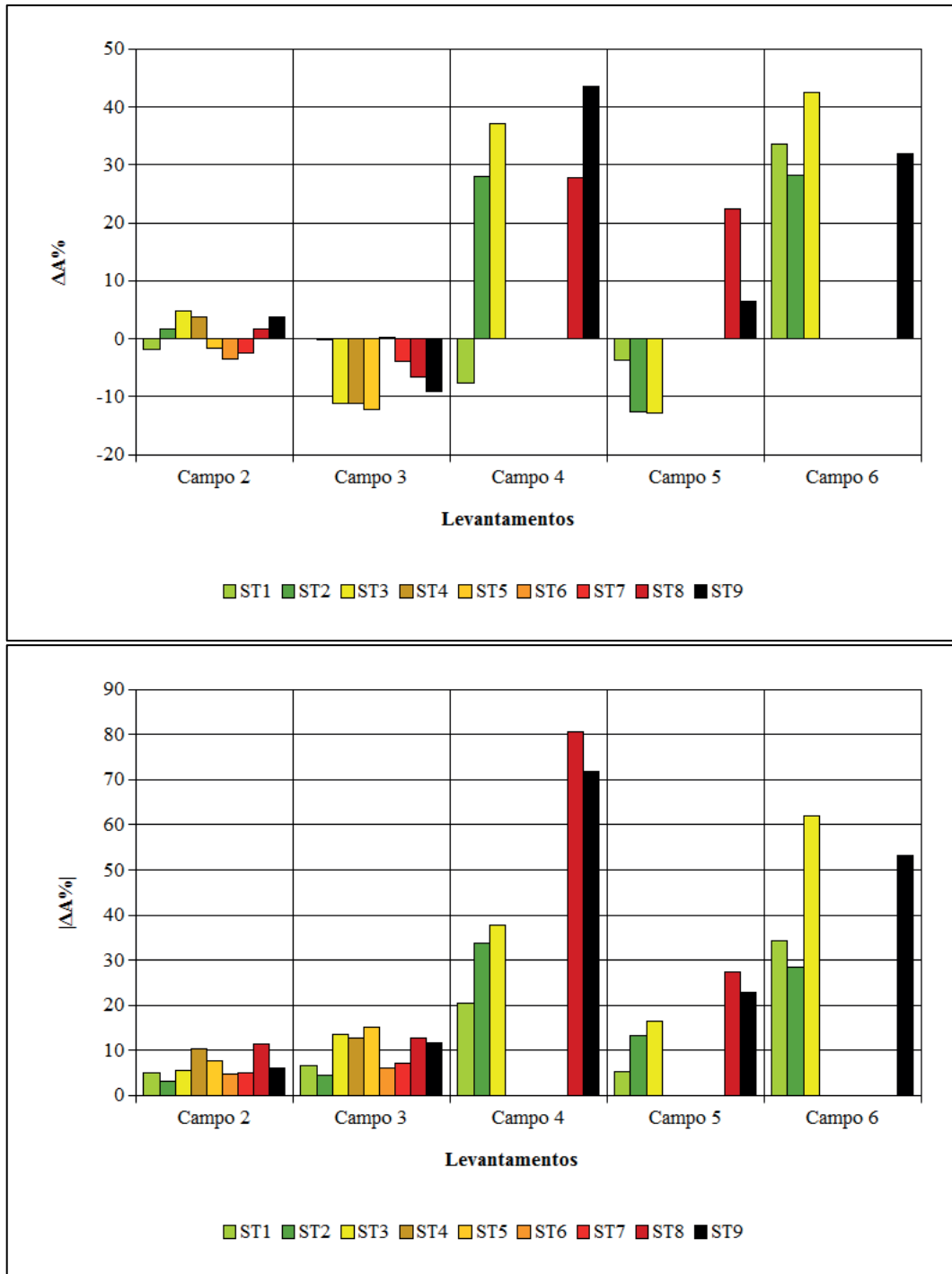


Figura 76 – $\Delta A\%$ (acima) e $|\Delta A\%|$ (abaixo) para cada uma das seções transversais, ao longo do período de levantamento, sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.

Fica claro, assim, que no segundo campo, embora a erosão ou a deposição tenham predominado em determinadas seções transversais, seus valores foram sempre baixos ($\Delta A\% < \pm 5$), bem como baixa foi a área afetada ($|\Delta A\%| < 12$). Além disso, nota-se que as STs com processos predominantemente erosivos foram sucedidas por outras onde a deposição ocorreu prioritariamente, ou seja, a carga sedimentar erodida a montante do trecho estudado,

assim, como na ST1 foram depositadas na ST2, ST3 e ST4, do mesmo modo como aquela removida na ST5, ST6 e ST7 foram acumuladas na ST8 e ST9. Isso confere a esse momento uma relativa estabilidade entre os mecanismos de remoção e de acumulação de sedimentos no leito fluvial.

No terceiro campo, mesmo que as ST1, ST2 e ST6 tenham obtido valores praticamente nulos de $\Delta A\%$, nas demais seções transversais prevaleceram os processos erosivos. Em algumas seções transversais, tais como a ST3, a ST4 e a ST5, os valores superam aqueles mensurados no campo anterior, sendo, portanto, moderados ($\Delta A\% < 13$). A área afetada ($|\Delta A\%|$) pela ação conjunta entre erosão e deposição foi, contudo, pequena (chegando no máximo a 15%), o que indica que a erosão ocorreu localmente nas STs. Nesse período se aduz que vazões modestas podem ter apresentado uma contribuição importante para a ocorrência predominante dos processos de erosão, ainda mais quando é visto que acometeram, principalmente, o leito do canal, sobretudo por meio do aprofundamento da linha do talvegue.

O que se viu até este momento foi, todavia, a manutenção da geometria do canal, o que, embora apresentasse diferenças sutis, indicou que os processos erosivo-deposicionais foram incipientes e de intensidade baixa. Como reflexo, o perfil apresentou-se com a forma quase constante, relativizando um período de estabilidade do canal. Mesmo assim, é importante salientar que, embora se aponte para esse período como de estabilidade, os processos erosivo-deposicionais esculpíram constantemente as seções transversais, até mesmo porque, como será visto mais adiante, chuvas representativas ocorreram na área, o que da mesma forma deve ter ensejado a elevação das vazões. Nesse período, contudo, as vazões e a mobilidade de sedimentos, ao menos observando as seções transversais, foram suficientes para manter a forma dos perfis, diferentemente do que ocorreu nos três últimos campos.

Nos itens anteriores foi enfatizado, claramente, como as seções transversais foram modificadas, principalmente a partir da quarta mensuração, uma vez que as STs medidas no último campo são retrospectos acumulados dos campos anteriores. Em linhas gerais, a esculturação das STs nesse período é decorrente da ação conjunta dos processos de erosão e deposição, que ocorreram em intensidades significativas e promoveram mudanças quase que completas sobre as STs. Veja-se, todavia, que os processos erosivo-deposicionais ocorreram em porções diferentes do canal, sendo a erosão mais ativa sobre as margens – principalmente nos taludes do Ts – e a deposição sobre o leito do canal. Isso resultou na alteração de um canal relativamente estreito e profundo, nos três primeiros, para um canal largo e raso, nos

três últimos campos (Figura 77). Além disso, cinco STs foram completamente destruídas a partir desse momento, sendo quatro delas na quarta campanha e uma na última.



Figura 77 – Visão a montante (acima/esquerda/direita) e a jusante (centro/esquerda/direita) da sinuosidade 8. Visão parcial das sinuosidades 5 e 6, comparativo entre em maio de 2014 (abaixo/esquerda) e em novembro de 2015 (abaixo/direita).

Fotos: Andrey Luís Binda (2014; 2015).

Na quarta mensuração, por exemplo, somente a ST1 não foi caracterizada pela predominância de assoreamento. Isso é derivado do fato de que os processos de erosão

marginal superaram a deposição. Assim, mesmo que quantitativamente o valor $\Delta A\%$ não se afaste muito de outros mensurados nos campos anteriores (7,72), observa-se que a $|\Delta A\%|$ foi elevada (20,32), o que aponta para que uma área considerável da ST fosse alterada pela deposição de sedimentos. Nas demais seções transversais, os valores de $\Delta A\%$ variam de 27 a 43%, atestando intensa deposição de sedimentos. A $|\Delta A\%|$ também surpreende, variando de cerca de 30-40% nas ST2 e ST3, que apresentaram margens estáveis, até 70-80% nas ST8 e ST9, onde, concomitante com a elevação do leito, houve elevado recuo das margens. Um ponto que deve ser destacado é a lacuna das seções transversais que foram completamente destruídas. Nelas poderia ser admitido que os $|\Delta A\%|$ foram de 100%, uma vez que o perfil inteiro foi modificado, mas, além disso, pode-se aduzir que, no trecho estudado, foi justamente nesse setor que incluía as ST4, ST5, ST6 e ST7 que os processos foram mais atuantes, incluindo a migração do canal por mais de 50 metros (Figura 77 abaixo).

Na quinta campanha de campo, um aspecto interessante é encontrado: enquanto as seções transversais ST1, ST2 e ST3 apresentam $\Delta A\%$ reportando a ocorrência de erosão – sobretudo a remoção dos sedimentos depositados no leito fluvial –, as duas últimas seções (ST8 e ST9) retratam a manutenção dos processos deposicionais. Novamente isso é indício de que a retomada erosiva nas primeiras seções transversais foi a fonte dos sedimentos que continuaram se acumulando nas últimas. Os processos de erosão-deposição responsáveis pela esculturação dessas STs foram novamente moderados ($\Delta A\% < \pm 13$), salvo na ST8, que superou a casa dos 20%. Já a $|\Delta A\%|$ acompanhou, grosso modo, a intensidade dos processos predominantes em todas as seções transversais, exceto na última (ST9), onde o valor difere grandemente, indicando deposição concomitante à erosão.

Por fim, no último campo se constata outra vez a intensificação dos processos deposicionais que acometeram todas as quatro seções transversais restantes (ST1, ST2, ST3 e ST9). Atenta-se para o fato de que a $\Delta A\%$ foi representada por valores altos ($\approx 30\%$), muito próximos daqueles obtidos para a quarta campanha. Conjugada com o assoreamento iniciado naquela ocasião, a deposição adicional de sedimentos nessa última campanha sobrelevou ainda mais o leito fluvial. Se, por um lado, a ST1 e a ST2 indicam, por meio da $|\Delta A\%|$, que o canal foi basicamente esculturado pela deposição, por outro, na ST3 e na ST9 houve participação substancial de processos erosivos. Nota-se, portanto, que, enquanto no período tratado como de estabilidade do canal (três primeiras mensurações), os processos erosivo-deposicionais foram reduzidos, no segundo período (três últimas mensurações) mudanças

significativas ocorreram nas STs. Essas modificações foram prioritariamente decorrentes da erosão marginal com uma importância primordial do assoreamento do leito fluvial.

A título de exemplo, Sear (1996) descreve que a morfologia de um curso d'água é, na essência, decorrente da variação espaço-temporal da carga de sedimentos que atinge a calha fluvial, numa relação entre capacidade e competência de transporte. Assim, onde impera o aporte de sedimentos, morfologias deposicionais associadas ao assoreamento são esculpidas, enquanto que, nos setores onde a capacidade de transporte é superior, a remoção dos sedimentos do leito induz o aprofundamento. Embora esses processos moldem localmente o canal fluvial, são decorrentes do balanço entre aporte, transporte e armazenamento que operam no âmbito da bacia hidrográfica. Vê-se aqui que o que separa ambos os períodos é a substancial carga de sedimentos que adentra ao canal fluvial no último período. A importância à carga de sedimento é relevante para a compreensão dos processos de ajustamento e na definição dos períodos de estabilidade/instabilidade geomorfológica. O próprio Sear (1996) propõe, assim, o que chamou de sistema de sedimentos (*sediment system*).

Friedman et al. (1996) constataram, estudando o arroio Plum, no Colorado (Estados Unidos), que vazões de alta magnitude ensejam elevado aporte de sedimentos, com substancial elevação do leito fluvial pela deposição arenosa, que condiciona a esculptura de um largo canal fluvial entrelaçado. Como essas vazões ocorrem com tempo de retorno considerável, a variabilidade dos fluxos d'água nos anos subsequentes, com vazões modestas, impulsiona o estreitamento do canal fluvial, que ocorre em associação com a ocupação das barras arenosas pela vegetação, em um processo que se assemelha em muito com o que foi relatado para a sanga da Areia. Diga-se, contudo, que as considerações apresentadas por Friedman et al. (1996) estão relacionadas a um curso d'água em área de clima semiárido, com chuvas que representam menos de um terço da média registrada para a BHAM e com um regime de cheias sustentadas pelo degelo das montanhas rochosas e por inundações repentinas (*flash flood*) associadas às chuvas torrenciais que podem chegar a 360 mm em quatro horas. Entretanto, é possível atestar que a resposta comum da sanga da Areia a eventos de inundação extrema ocorre por meio de assoreamento da calha fluvial, evidenciando ser um canal do tipo *Flood-depositing* na concepção de Turowski et al. (2013).

5.4.1 Modelo evolutivo dos ajustamentos da morfologia de canal na sanga da Areia

Como visto no item 5.2.3, a largura apresentou, com o tempo, importante ajustamento, passando de um canal largo e raso, para outro estreito e profundo. Viu-se, contudo, no item

5.3, o retorno a um amplo canal, situação que pode indicar que esses ajustamentos são corriqueiros na área de estudo e ocorrem de modo subsequente. Essa característica deve estar relacionada à possível interação entre as três variáveis intervenientes na morfologia de canais: aporte de sedimentos, capacidade de transporte e vegetação (MONTGOMERY e BUFFINGTON, 1997). Sear (1996) concebe um modelo conceitual baseado na noção de limite (*thresholds*) (Figura 78). Assim, para o autor, um canal fluvial somente irá ajustar suas variáveis geométricas quando superar um determinado limite, relacionado ao balanço entre o aporte e o transporte de sedimentos. Esse ajustamento, pode ocorrer de modo relativamente rápido e pode tomar dois caminhos: i) ser seguido por um período de relaxamento, onde a morfologia retorna para uma condição semelhante à inicial ou ii) quando o ajustamento se torna tão expressivo que o canal fluvial atinge um novo equilíbrio, mantendo a nova morfologia (SEAR, 1996).

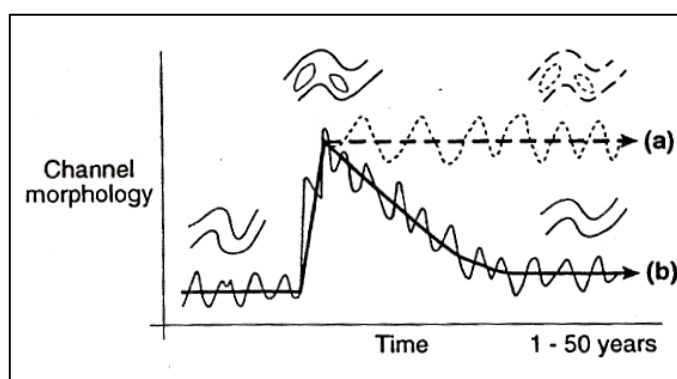


Figura 78 – Efeito da condição limite no ajustamento fluvial: a) a morfologia adquire novo equilíbrio e b) retorno à morfologia antecedente.

Fonte: Sear (1996, p.156) modificado.

Mesmo assim, contudo, o papel exercido pela vegetação na morfodinâmica fluvial não deve ser negligenciado. Gurnell (2014), por exemplo, associa as plantas à noção de serem verdadeiras "engenheiras" de formas fluviais. Esse papel de destaque atribuído pela autora tanto à vegetação aquática como àquela que ocupa a faixa ripária se deve ao fato de constituírem obstáculos físicos que interagem com os processos fluviais, induzindo à formação de feições biogeomórficas. A vegetação pioneira que ocupa depósitos fluviais recentes, além de estabilizá-los, enseja a deposição adicional de sedimentos, conferindo-lhes maior resistência ao fluxo e induzindo à ocupação de novas espécies vegetais (GURNELL, 2014). Friedman et al. (1996) relatam como a associação entre a flutuação do nível do leito fluvial e a vegetação contribuíram para a esculturação do rio por eles estudado.

As considerações de Sear (1996) e Gurnell (2014) são relevantes para a compreensão dos processos de ajustamento na sanga da Areia e a síntese evolutiva (Figura 79) segue o mesmo caminho relatado por Friedman et al. (1996). Assim, a morfologia do canal é mantida pela condição limite no aporte de sedimentos, que somente galgam espaço durante as grandes inundações. Essas parecem ser o mecanismo disparador de elevado aporte de sedimentos ao canal fluvial, de tal forma que, durante períodos dominados por inundações (WARNER, 1987; ERSKINE e WARNER, 1988), a morfologia é representada por um canal largo e raso, com leito arenoso, tipicamente com padrão entrelaçado. Os intensos voçorocamentos conectados diretamente à rede de drenagem, a crescente utilização agrícola dos solos e o retrabalhamento dos depósitos fluviais são, sem dúvida, as principais áreas que funcionam com fontes de sedimentos.

Colby (1964) já apresentava a ideia de que leitos arenosos são extremamente móveis, fato que possibilita que o transporte da carga de leito esteja completamente imóvel somente em velocidades do fluxo muito baixas. Com isso, mesmo eventos de baixa magnitude são suficientes para promover a redistribuição sedimentar intracanal, promovendo a formação de barras centrais arenosas que, ao serem expostas durante o período de baixo fluxo – provavelmente durante o verão, época, inclusive, em que o vigor vegetativo da formação campestre se encontra em pleno desenvolvimento, tal como apresentado pelo IVDN (*vide* Capítulo 1) –, acabam sendo estabilizadas pela colonização de vegetação pioneira. Uma vez estabilizadas essas barras, o fluxo d'água passa a se concentrar em um dos lados, aprofundando-o na mesma medida em que, do lado oposto, a redução da tensão de cisalhamento imposta pela vazão diminuta promove a sedimentação de material arenoso até sua completa obliteração, fazendo a barra central aderir à margem fluvial (FRIEDMAN et al., 1996; GURNELL, 2014). Barras laterais, sejam elas na margem convexa (barra em pontal) ou na côncava – elaborada pelo material solapado da margem, mas não evacuado pelo canal fluvial (ASCE, 1998) – também são estabilizadas pela vegetação, ensejando adicional deposição.

Dessa forma, o fluxo que outrora se fazia por meio de uma larga e rasa calha fluvial arenosa, passa a se concentrar em um canal muito mais estreito e profundo. Asce (1998) já alertava para a importância da formação de bancos/patamares para o estreitamento da calha fluvial, principalmente em associação com a vegetação. Na sanga da Areia, em alguns locais, o aprofundamento decorrente do estreitamento do canal foi suficiente para atingir o substrato rochoso. Em outros locais, níveis constituídos por depósitos pretéritos de carga grosseira

(cascalhos e blocos) encontravam-se totalmente expostos, estruturando soleiras e/ou pequenas corredeiras. Com isso, não apenas a morfologia do canal muda, mas também as próprias unidades de canal, que passam de formas dunárias com raros poços, para uma sequência bem clara de soleira-depressão. Além disso, o estreitamento da calha fluvial promove adicional aumento da sinuosidade, uma vez que este passa a divagar pelo largo leito anterior, adquirindo um padrão fluvial meandrante. Com isso se constata que a morfologia de canal, como apresentada no item 5.2.1, reflete a forma construída durante o período dominado por inundações. É por isso que o comprimento de onda dos meandros/sinuosidades, principalmente no trecho a montante, é grande – para se ter uma ideia, é o maior em toda a BHAM.

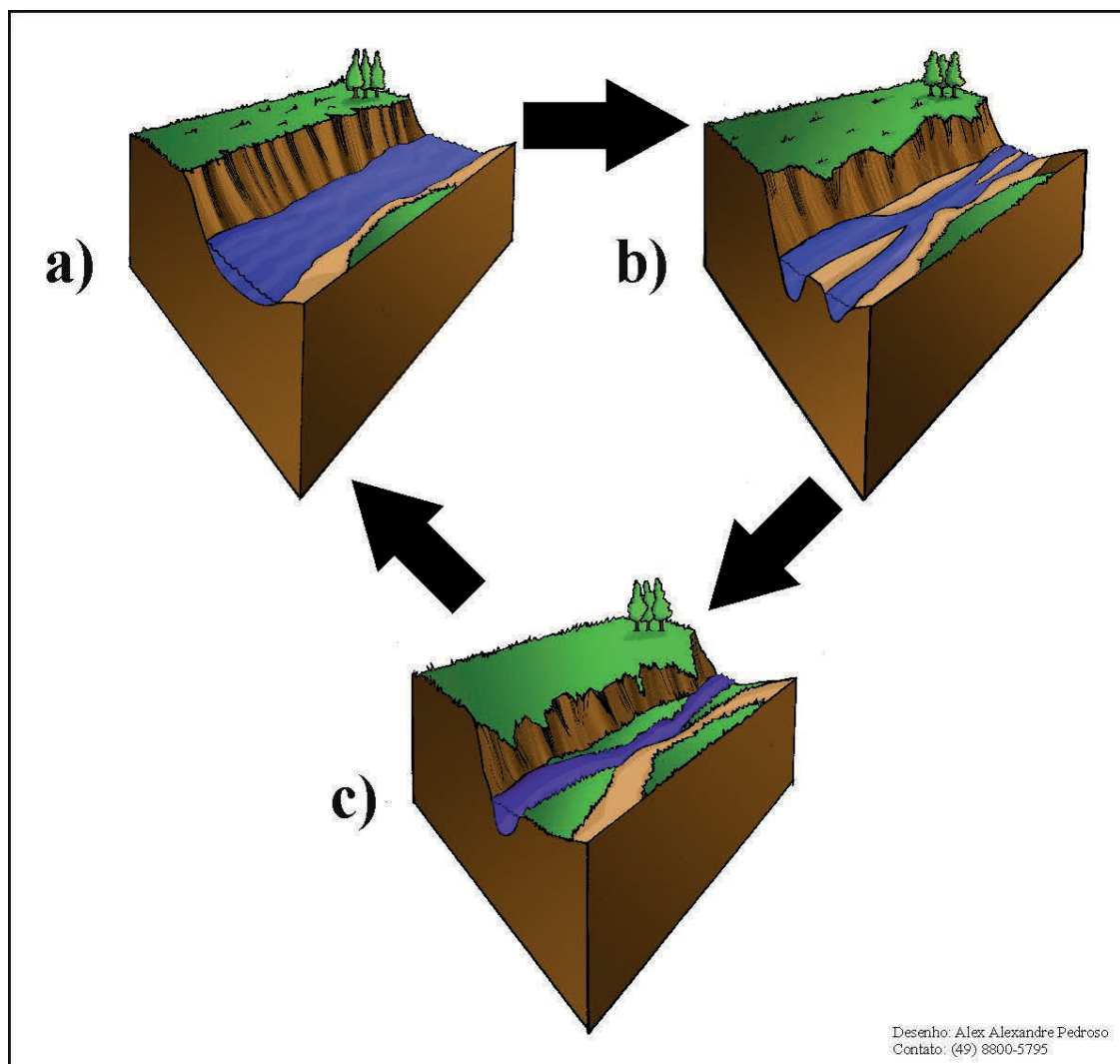


Figura 79 – Modelo evolutivo dos processos de ajustamento na sanga da Areia: a) assoreamento e alargamento do canal após inundação de alta magnitude; b) redistribuição sedimentar intracanal por eventos de magnitude menor; e c) estreitamento e aprofundamento do canal por influência da estabilização dos depósitos pela vegetação.

Org.: Andrey Luís Binda (2016).

Para que essa dinâmica pulsante ocorra é necessário, porém, um período de redução das vazões, uma vez que altas vazões teriam a competência suficiente para destruir as barras vegetadas e impedir a colonização vegetal no leito (FRIEDMAN et al., 1996). Observa-se que isso pode ser comum, ainda mais por se reconhecer um padrão dominado por inundações entremeados por outros de estiagens (Capítulos 2 e 3). Assim, é muito possível a manutenção de um amplo canal arenoso entrelaçado durante os períodos dominados por inundações, ao passo que, naqueles onde impera a redução da vazão, um canal muito mais estreito seria construído. Dessa forma, a morfologia de canal da sanga da Areia se mantém em constante ajustamento, dependendo do regime hidrossedimentar na bacia hidrográfica.

5.5 CONSIDERAÇÕES PARCIAIS

Um segmento de vale aluvial inserido no médio curso da sanga da Areia foi definido como área teste para avaliação dos processos de ajustamento fluvial. Mediante a análise de produtos de sensoriamento remoto, foi possível mapear ajustamentos na morfologia do canal no período entre 1948 e 2013. Os ajustamentos, comuns a cursos meandrantés, impuseram importantes reflexos sobre o Is, de tal como que o segmento pode ser desmembrado em dois trechos com características e processos de evolução distintos. Dentre os ajustamentos observados, um deles (sinuosidade 3) chamou a atenção, pois atuou como disparador de ajustamentos em outras sinuosidades a jusante.

As larguras fluviais também foram ajustadas com o passar dos anos. Em linhas gerais, um canal muito mais largo foi observado nos anos de 1948 e 2004, diferindo, consideravelmente daquele apresentado em 2013. Ademais, a comparação visual desses canais parece indicar que o alargamento e o estreitamento ocorrem sucessivamente na sanga da Areia, uma vez que a foto aérea de 1948 parece retratar um canal mais estreito que aquele de 1964. Além disso, concomitantemente a esses ajustamentos, houve a incisão do curso fluvial, permitindo delimitar dois níveis de terraços (Ts e Ti), além da atual planície de inundação (Pi). Digno de nota é o fato de que essas superfícies erosivas estavam ausentes nas fotos aéreas de 1948 e 1964 e bem delineadas em 2004 e 2013.

A partir do monitoramento de perfis transversais ao longo dos anos de 2014-2015 foi possível acompanhar os processos erosivo-deposicionais que moldaram o canal fluvial da sanga da Areia. Ao final constatou-se que o leito fluvial nem de longe se assemelhava com aquele primeiramente levantado. Ajustamentos complexos da calha fluvial promoveram

alterações tais que o canal, que era inicialmente estreito e profundo, com padrão meandrante, se ajustasse para um canal muito mais largo e raso, com padrão entrelaçado. Esse canal fluvial largo e raso que se desenvolveu entre 2014 e 2015 deve se assemelhar àquele observado em 2004, contudo esses ajustamentos nas variáveis largura e profundidade não ocorreram sucessivamente, mas de modo abrupto, após episódios de chuvas pentadais extremas, que ensejaram inundações na área de estudo.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Ao finalizar esta tese conclui-se que:

- a BHAM apresenta elevada fragilidade do meio, fragilidade que, associada à dinâmica do uso da terra, a coloca como suscetível ao aumento de ravinas, de voçorocas e de areais, com retrospectos sobre a rede de drenagem;
- os volumes de chuvas anuais, mensais e diárias, assim como o número de dias com chuva apresentam elevada variabilidade, expressos por amplos desvios-padrão, sendo, portanto, a definição dos anos e meses-padrão uma metodologia útil para a descrição qualitativa do regime pluviométrico;
- meses-padrão secos e chuvosos ocorrem em grande número, interferindo na intensificação dos processos geomorfológicos na BHAM, uma vez que as chuvas ocorrem acumuladas em poucos dias por mês, condicionando alta frequência dias consecutivos sem chuva (>15 dias);
- as chuvas são moduladas pelo ENOS e pela ODP, indicando períodos de aumento e de redução dos volumes de chuva e, conseqüentemente, períodos de estabilidade (dominados por estiagem) e instabilidade (dominados por inundação);
- chuvas extremas, assim como moderadas, são fundamentais para a compreensão do regime pluviométrico, assim como aquelas concentradas (pentadais) que podem gerar acumulados significativos em poucos dias;
- o regime hidrológico da BHAM acompanha a dinâmica das chuvas de tal modo que os anos-padrão apresentam correspondência com a CHid;
- um regime de cheia-vazante é delineado ao longo do ano, mas esse regime nem sempre se apresenta de modo nítido;
- um percentual significativo da vazão é oriundo do escoamento subterrâneo, fato que mantém as vazões de base relativamente altas e permite tratar o arroio Miracatu como de escoamento misto;
- pulsos de cheia contíguos (agrupados ou mistos) ocorrem em grande número e podem representar momentos de intensa morfodinâmica fluvial, principalmente pela resposta hidrológica à condição precedente;
- vazões de estiagem foram mais frequentes entre o fim da década de 1960 e início da década de 1970, diferentemente do que ocorre nas décadas seguintes, quando vazões elevadas predominaram;

- ajustamentos significativos na morfologia de canal foram observados entre 1948 e 2015 no segmento estudado na sanga da Areia, com importantes respostas sobre o Is;
- ajustamentos na largura fluvial da sanga da Areia parecem ocorrer de modo esporádico, ora por aumento da largura e redução da profundidade (entrelaçado), ora por estreitamento e aprofundamento (meandrante) da calha fluvial em consonância com os períodos dominados por inundação e por estiagens, nesta ordem;
- a incisão da sanga da Areia tem esculpido feições de fundo de vale nítidas, mantendo testemunhos morfológicos dos processos que as esculpiram;
- o uso do fundo de vale (desmatamento e rizicultura) no segmento estudado na sanga da Areia foi catalisador dos ajustamentos, principalmente por conectar os processos de vertente aos fundos de vale;
- no biênio 2014-2015 houve intensa modificação das seções transversais monitoradas, isso refletindo a dinâmica hidrológica, de tal forma que um modelo evolutivo foi proposto para sua explicação.

Assim, comprova-se que a dinâmica associada à arenização tem importância fundamental para a compreensão da morfodinâmica fluvial. Os intensos ravinamentos e voçorocamentos, que, em si, são fundamentais para a gênese dos areais, são, do mesmo modo, as principais fontes de sedimentos carregados aos canais fluviais. Como esses processos estão atrelados à dinâmica hídrica, eventos hidrológicos extremos (chuvas extremas, moderadas ou pentadais) favorecem o aporte de sedimentos aos cursos d'água. Dessa forma, durante esses momentos, o canal é moldado por intensa atividade deposicional, assoreando o leito e aumentando a largura do canal, bem como promovendo ajustamentos na morfologia do canal decorrente da erosão marginal e a migração do leito fluvial. Um padrão entrelaçado decorrente da estocagem de sedimentos é observado nessas circunstâncias, contudo, como esses eventos hidrológicos extremos ocorrem de modo esporádico, chuvas menos eficientes ensejam picos de vazões menores, que, junto com o papel exercido pela vegetação, moldam e redistribuem a carga sedimentar intracanal, ajustando o leito por meio do aprofundamento e da redução da largura, promovendo o desenvolvimento de um padrão meandrante na calha fluvial.

Novas pesquisas sobre esse assunto são, entretanto, necessárias para comprovar as informações aqui apresentadas, sobretudo para comparar com outros segmentos inseridos em outras bacias hidrográficas com e sem a participação dos processos de arenização. Além

disso, enfatiza-se a necessidade de reinstalação da estação fluviométrica "Ponte Miracatu", para que novos dados sejam gerados para confirmar as estimativas aqui abordadas. Outro ponto fundamental seria a instalação na BHAM de um pluviógrafo ou estação automática, para que os dados de precipitação possam ser analisados em intervalos de tempo menores do que na escala diária.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A.N. Regiões de circundesnudação pós-cretácea, no planalto brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo, n.1, p. 1-21, 1949.
- AB'SABER, A.N. Da necessidade de uma pluralidade de critérios para a melhor classificação do relevo brasileiro. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, n.6, p.64-67, 1960.
- AB'SABER, A.N. O relevo brasileiro e seus problemas. In: AZEVEDO, A. **Brasil: a terra e o homem**. v.1. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 1964.p.135-217.
- AB'SABER, A.N. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Rio Grande do Sul. **Geomorfologia**, São Paulo, v.11, p.1-17, 1969.
- AB'SABER, A.N. Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na América do Sul, por ocasião dos períodos glaciais quaternários. **Paleoclimas**, São Paulo, n.3, p.1-17, 1977.
- AB'SABER, A.N. A revanche dos ventos: derruição de solos areníticos e formação de areais na Campanha Gaúcha. **Ciência & Ambiente**, Santa Maria, v.11, p.7-31, jul./dez. 1995.
- ALONSO, M.T.A. Vegetação. In: **Geografia do Brasil: região sul**. Rio de Janeiro: SERGRAF/IBGE, 1977. p.81-109.
- ANA, Agência Nacional das Águas (Brasil). **Medindo as águas do Brasil: técnicas de plu e fluviometria**. Apostila de curso à distância. Brasília/DF: ANA, 2014. 25p.
- ANDERSON, L.O.; LATORRE, M.L.; SHIMABUKURO, Y.E.; ARAI, E.; CARVALHO JÚNIOR, O.A. **Sensor MODIS: uma abordagem**. São José dos Campos: INPE, 2003. 58p.
- ANDRADES FILHO, C.O.; GUASSELLI, L.A.; SUERTEGARAY, D.M.A. Identificação de possíveis deformações tectônicas a partir de dados SRTM e sua relação com a gênese dos areais - sudoeste do Rio Grande do Sul. In: SUERTEGARAY, D.M.A.; SILVA, L.A.P.; GUASSELLI, L.A. (Orgs.). **Arenização: natureza socializada**. Porto Alegre, : Compasso Lugar-Cultura/Imprensa Livre, 2012. p.245-264.
- ARAÚJO, A.P.; ROCHA, P.C. Regime de fluxo e alterações hidrológicas no Rio Tibagi-Bacia do Rio Paranapanema/Alto Paraná. **Revista de Geografia**, v.especial (VIII SINAGEO), n.3, Recife/PE: UFPE, p.96-109, set. 2010.
- ARCHER, D.; NEWSON, M. The use of indices of flow variability in assessing the hydrological and instream habitat impacts of upland afforestation and drainage. **Journal of Hydrology**, v.268, p.244-258, 2002.
- ASCE, Task Committee on Hydraulics, Bank Mechanics, and Modelling of River Width adjustment. River width adjustment I: Processes and mechanisms. **Journal of Hydraulic Engineering**, v.124, n.9, p.881-902, set. 1998.
- ÁVILA, A.M.H.; BERLATO, M.A.; SILVA, J.B.; FONTANA, D.C. Probabilidade de ocorrência de precipitação pluvial mensal igual ou maior que a evapotranspiração potencial

para a estação de crescimento das culturas de primavera-verão no estado do Rio Grande do Sul. **Pesquisa Agropecuária Gaúcha**, v.2, n.2, p.149-154, 1996.

AYOADE, J.O. **Introdução à climatologia para os trópicos**. 13. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2010. 332p.

AZEVEDO, A.C.; KAMINSKI, J. Considerações sobre os solos dos campos de areia no Rio Grande do Sul. **Ciência & Ambiente**, Santa Maria, v.11, p.65-70, jul./dez. 1995.

BACKES, K.S. **Variações do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) do sensor MODIS associadas a variáveis climáticas para o estado do Rio Grande do Sul**. Dissertação (Engenharia Florestal). Santa Maria: UFSM, 2010. 63p.

BARRIOS, N.A.Z.; HERNÁNDEZ, M.C.M. Aplicação de técnicas para escolha de anos-padrão, como base de estudo dinâmico das chuvas no extremo oeste paulista. **Caderno Prudentino de Geografia**, v.14, 1992, p.119-157.

BARRY, R.G.; CHORLEY, R.J. **Atmosfera, tempo e clima**. 9.ed. Porto Alegre,RS: Bookman, 2013. 512p.

BAZZANO, M.G.P.; ELTZ, F.L.F.; CASSOL, E.A. Erosividade, coeficiente de chuva, padrões e período de retorno das chuvas de Quaraí/RS. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.31, p.1205-1217, 2007.

BAZZANO, M.G.P.; ELTZ, F.L.F.; CASSOL, E.A. Erosividade e características hidrológicas das chuvas de Rio Grande/RS. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.34, p.235-244, 2010.

BEHLING, H.; JESKE-PIERUSCHKA, V.; SCHÜLER, L.; PILLAR, V.D. Dinâmica dos campos no sul do Brasil durante o Quaternário tardio. In: PILLAR, V.D.; MÜLLER, S.C.; CASTILHOS, Z.M.S.; JACQUES, A.V.A. (Eds.). **Campos sulinos: conservação e uso sustentável da biodiversidade**. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, 2009. p.13-25.

BEHLING, H.; PILLAR, V.D.; BAUERMAN, S.G. Late Quaternary grassland (Campos), gallery forest, fire and climate dynamics, studied by pollen, charcoal and multivariate analysis of the São Francisco de Assis core in western Rio Grande do Sul (southern Brazil). **Review of Palaeobotany and Palynology**, v.133, p.235-248, 2005.

BELLANCA, E.T. Uma contribuição para a explicação da gênese dos areais do sudoeste do Rio Grande do Sul. Dissertação (Mestrado em Geografia). Porto Alegre, RS: POSGEA/UFRGS, 2002. 87p.

BELLANCA, E.T. Os caminhos que identificam os areais. . In: SUERTEGARAY, D.M.A.; SILVA, L.A.P.; GUASSELLI, L.A. (Orgs.). **Arenização: natureza socializada**. Porto Alegre, RS: Compasso Lugar-Cultura/Imprensa Livre, 2012. p.281-306.

BERLATO, M.A.; FONTANA, D.C. **El Niño e La Niña: impactos no clima, na vegetação e na agricultura do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, RS: Editora da UFRGS, 200. 110p.

BERTONI, J.C.; TUCCI, C.E.M. Precipitação. In: TUCCI, C.E.M. (Org.). **Hidrologia: ciência e aplicação**. 4.ed. Porto Alegre, RS: Editora da UFRGS/ABRH, 2009. p.177-241.

BESKOW, S.; MELLO, C.R.; FARIA, L.C.; SIMÕES, M.C.; CALDEIRA, T.L.; NUNES, G. Índices de sazonalidade para regionalização hidrológica de vazões de estiagem no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v.18, n.7, p.748-754, 2014.

BOLDRINI, I.I. A flora dos campos do Rio Grande do Sul. In: PILLAR, V.D.; MÜLLER, S.C.; CASTILHOS, Z.M.S.; JACQUES, A.V.A. (Eds.). **Campos sulinos: conservação e uso sustentável da biodiversidade**. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, 2009. p.63-77.

BOLDRINI, I.I.; EGGERS, L. Vegetação campestre do sul do Brasil: dinâmica de espécies à exclusão do gado. **Acta Botanica Brasilica**, Feira de Santana, v.10, n.1, p.37-50, jul. 1996.

BOTELHO, R.G.M.; SILVA, A.S. Bacia hidrográfica e qualidade ambiental. In: VITTE, A.C.; GUERRA, A.J.T. (Orgs.). **Reflexões sobre a geografia física no Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2004. p.153-192.

BOULET, R. Análise estrutural da cobertura pedológica e cartografia. In: XXI Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, Campinas: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1988, p.79-90.

BUFFINGTON, J.M. Changes in channel morphology over human time scales. In: CHURCH, M.; BIRON, P.M.; ROY, A.G. (Eds.). **Gravel-bed rivers: processes, tools, environments**. Chichester: John Wiley & Sons, 2012. p.435-463.

BURIOL, G.A.; ESTEFANEL, V.; CHAGAS, A.C. Distribuição geográfica das precipitações pluviométricas no Estado do Rio Grande do Sul. **Vidya** (Santa Maria), Santa Maria, v.41, p.133-145, 2004.

BURIOL, G.A.; ESTEFANEL, V.; SWAROWSKY, A.; D'AVILA, R.F. Homogeneidade e estatísticas descritivas dos totais mensais e anuais de chuva de Santa Maria, estado do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.11, n.4, p.89-97, out./dez. 2006.

CASSOL, E.A.; ELTZ, F.L.F.; MARTINS, D.; LEMOS, A.M.; LIMA, V.S.; BUENO, A.C. Erosividade, padrões hidrológicos, período de retorno e probabilidade de ocorrência das chuvas em São Borja/RS. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.32, p.1239-1251, 2008.

CASTRO, A.L.C.; CALHEIROS, L.B.; CUNHA, M.I.R.; BRINGEL, M.L.N.C. **Manual de desastres**. Vol.1. Brasília: Ministério da Integração Nacional, 2003. Disponível em: <http://www.defesacivil.gov.br/publicacoes/publicacoes/Desastres_Naturais_VolI.pdf>. Acesso em: 19 dez. 2013. 174p.

CAVALCANTI, I.F.A.; KOUSKY, V.E. Frentes frias sobre o Brasil. In: CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J.; DIAS, M.A.F.S. (Orgs.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p.135-147.

CARRARO, C.C.; EICK, N.C.; GAMERMANN, N. **O domo de Itu**. Nota explicativa. Porto Alegre, RS: Instituto de Geociências/UFRGS, 1972.

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

CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. New York: Routledge, 2008. 234p.

CHEVALLIER, P. Aquisição de processamento de dados. In: TUCCI, C.E.M. (Org.). **Hidrologia: ciência e aplicação**. 4.ed. Porto Alegre, RS: Editora da UFRGS/ABRH, 2009. p.485-525.

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

CLARKE, R.T.; TUCCI, C.E.M.; COLLISCHONN, W. Variabilidade temporal no regime hidrológico da bacia do Rio Paraguai. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.8, n.1, p.201-211, jan./mar. 2003.

COELHO NETTO, A.L. Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia. In: GUERRA, A.J.T.; CUNHA, S.B. (Orgs.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 10.ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2011. p.93-148.

COLBY, B.R. Scour and fill in sand-bed streams. **Geological Survey**, Professional Paper, 464-D. Washington: United States Government, 1964. 32p.

COLLISCHONN, W.; TASSI, R. **Introduzindo hidrologia** (apostila, versão 7). Porto Alegre, RS: IPG-UFRGS, 2010.

CONTI, J.B. **Clima e meio ambiente**. São Paulo: Atual, 1998. 88p.

CORDANI, U.G.; VANDOROS, P. Basaltic rocks of the Paraná Basin. In: BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; PINTO, I.D. (Eds.). **Problems in brazilian gondwana geology**. Curitiba, PR: UFPR, 1967. p.203-231.

CORDEIRO, C.A.; SOARES, L.C. A erosão nos solos arenosos da região sudoeste do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v.39, n.4, p.82-150, out./dez. 1977.

CORDEIRO, J.L.P.; HASENACK, H. Cobertura vegetal atual do Rio Grande do Sul. In: PILLAR, V.D.; MÜLLER, S.C.; CASTILHOS, Z.M.S.; JACQUES, A.V.A. (Eds.). **Campos sulinos: conservação e uso sustentável da biodiversidade**. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, 2009. p.285-299.

CPC/NCEP/NOAA, Climate Prediction Center/National Centers for Environmental Prediction/National Oceanic and Atmospheric Administration. **Cold & Warm Episodes by Season: Changes to the Oceanic Niño Index**. Disponível em: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml>. Acesso em: 15 de janeiro de 2014a.

CPC/NCEP/NOAA, Climate Prediction Center/National Centers for Environmental Prediction/National Oceanic and Atmospheric Administration. **Monthly Atmospheric & SST Indices - Southern Oscillation Index**. Disponível em: <<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/soi%20>>. Acesso em: 15 jan. 2014b.

CPRM. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. **Mapa geológico do estado do Rio Grande do Sul**. 2006. Escala: 1:750.000. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/media/mapa_rio_grande_sul.pdf>. Acesso em: 11 jan. 2011.

CUNHA, S.B. Geomorfologia fluvial. In: GUERRA, A.J.T.; CUNHA, S.B. (Orgs.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 10.ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2011. p.211-252.

DANIEL, J.F. Channel movement of meandering Indiana streams. **Geological Survey Professional Paper**, 732-A, 1971, 18p.

DEBLE, L.P.; MARCHIORI, J.N.C. *Butia lallemantii*, uma nova *arecaceae* do Brasil. **Balduinia**, Santa Maria, n.9, p.1-3, nov. 2006.

DE NARDIN, D. **Zoneamento geoambiental no oeste do Rio Grande do Sul: um estudo em bacias hidrográficas**. Dissertação (Mestrado em Geografia). Porto Alegre: UFRGS/POSGEA, 2009. 230f.

DE NARDIN, D.; ROBAINA, L.E.S. Mapeamento geomorfológico da bacia hidrográfica do arroio Miracatu, oeste do estado do Rio Grande do Sul. **VI Simpósio Nacional de Geomorfologia/Regional Conference on Geomorphology**, Goiânia, 2006, 10p.

DIAS, M.A.F.S.; SILVA, M.G.A.J. Para entender tempo e clima. In: CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J.; DIAS, M.A.F.S. (Orgs.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p.15-21.

DIAZ, A.F.; STUDZINSKI, C.D.; MECHOSO, C.R. Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and Southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. **Journal of Climate**, v.11, p.251-271, fev. 1998.

ELTZ, F.L.F.; CASSOL, E.A.; PASCOTINI, P.B. Potencial erosivo e características das chuvas de Encruzilhada do Sul/RS. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.15, n.4, Campina Grande/PB: UAEEA/UFCEG, p.331-337, 2011.

ELTZ, F.L.F.; CASSOL, E.A.; PASCOTINI, P.B.; AMORIM, R.S.S. Potencial erosivo e características das chuvas de São Gabriel/RS, de 1963 a 1993. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.17, n.6, Campina Grande/PB: UAEEA/UFCEG, p.647-654, 2013.

ERSKINE, W.D.; WARNER, R.F. Geomorphic effects of alternation flood- and drought-dominated regimes on NSW coastal rivers. In: WARNER, R.F. (Ed.). **Fluvial geomorphology of Australia**. Sydney: Academic Press, 1988. p.223-244.

FEDOROVA, N.; CARVALHO, M.H. Processos sinóticos em anos de La Niña e de El Niño. Parte II: zonas frontais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.15, n.2, p.57-72, 2000.

FERNANDES, D.S.; HEINEMANN, A.B.; PAZ, R.L.; AMORIM, A.O. CARDOSO, A.S. **Índices para quantificação da seca**. Santo Antônio de Goiás: Embrapa Arroz e Feijão, 2009. 48 p.

FERNANDEZ, O.V.Q. Determinação do nível e da descarga de margem plena em cursos fluviais. **Boletim de Geografia**, v.21, n.1, p.97-109, 2003.

FERNANDEZ, O.V.Q.; REBELATTO, G.E.; SANDER, C. Análise quantitativa de seções transversais em pequenos canais fluviais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.2, n.1, p.85-92, 2001.

FONTANA, D.C.; BERLATO, M.A. Influência do El Niño Oscilação Sul sobre a precipitação pluvial no estado do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.5, n.1, Santa Maria/RS, p.127-132, 1997.

FONTANA, D.C.; ALMEIDA, T.S. Climatologia do número de dias com precipitação pluvial no Estado do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v.10, n.1, p.135-145, 2002.

FREITAS, E.M.; BOLDRINI, I.I.; MÜLLER, S.C.; VERDUM, R. Florística e fitossociologia da vegetação de um campo sujeito à arenização no sudoeste do estado do Rio Grande do Sul, Brasil. **Acta Botanica Brasilica**, São Paulo, v.23, n.2, p.414-426, abr./jun. 2009.

FREITAS, E.M.; TREVISAN, R.; SCHNEIDER, A.A.; BOLDRINI, I.I. Floristic diversity in areas of sandy soil grasslands in southwestern Rio Grande do Sul, Brazil. **Revista Brasileira de Biociências**, Porto Alegre, v.8, n.1, p.112-130, jan./mar. 2010.

GALVANI, E.; PEREIRA, A.R.; KLOSOWSKI, E.S. Relações entre o índice de oscilação sul (IOS) e o total mensal de chuva em Maringá-PR. **Acta Scientiarum**, v.20, n.4, 1998, p.531-535.

GARCEZ, L.N.; ALVAREZ, G.A. **Hidrologia**. 2.ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1988. 291p.

GARCIA, G.J.; PIEDADE, G.C.R. **Topografia aplicada às ciências agrárias**. 5.ed. São Paulo: NOBEL, 1989. 257p.

GASS, S.L.B. **Zoneamento ambiental como subsídio para a identificação das Áreas de Preservação Permanente**. Tese (Doutorado em Geografia). Porto Alegre: UFRGS/POSGEA, 2015. 319f.

GENZ, F.; LUZ, L.D. Metodologia para considerar a variabilidade hidrológica na definição do regime natural de vazões no baixo curso do Rio São Francisco. **Anais do XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**. São Paulo: Associação Brasileira de Recursos Hídricos (ABRH), 2009, 9p.

GERARDI, L.H.O.; SILVA, B.C.N. **Quantificação em Geografia**. São Paulo: DIFEL, 1981. 161p.

GONÇALVES, J.M.S.; SANTOS, N.M. Análise das classificações do relevo para o Rio Grande do Sul. **Boletim Gaúcho de Geografia**, Porto Alegre, n.13, p.3-20, ago. 1985.

GRAF, W.L. A lei da razão em geomorfologia fluvial. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v.18, n.36, p.57-78, dez. 1978 (tradução Archimedes Perez Filho).

GREGORY, K.J.; WALLING, D.E. **Drainage basin form and process: a geomorphological approach.** New York: John Wiley & Sons, 1977. 453p.

GRIMM, A.M. Clima da região sul do Brasil. In: CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J.; DIAS, M.A.F.S. (Orgs.). **Tempo e clima no Brasil.** São Paulo: Oficina de Textos, 2009a. p.259-275.

GRIMM, A.M. Variabilidade interanual do clima no Brasil. In: CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J.; DIAS, M.A.F.S. (Orgs.). **Tempo e clima no Brasil.** São Paulo: Oficina de Textos, 2009b. p.353-374.

GRIZIO-ORITA, E.V.; QUEIROZ, D.R.E. Tratamento gráfico de informação para vazão e precipitação utilizando a técnica de fichário-imagem. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 68-69, p.36-42, 2013.

GUASSELLI, L.A. O mapeamento de areais a partir de sensoriamento remoto. In: SUERTEGARAY, D.M.A.; SILVA, L.A.P.; GUASSELLI, L.A. (Orgs.). **Arenização: natureza socializada.** Porto Alegre: Compasso Lugar-Cultura/Imprensa Livre, 2012. p.97-123.

GUASSELLI, L.A.; SUERTEGARAY, D.M.A.; OLIVEIRA, M.G.; SIRANGELO, F.; EVERS, H. Relação entre a ocorrência de areais e os arenitos da Formação Botucatu e Guará, no sudoeste do estado do Rio Grande do Sul, Brasil. **VII Simpósio Nacional de Geomorfologia.** Recife: UFPE/PPGEO, 2010. 13p.

GUEDES, I.C.; SANTONI, G.C.; ETCHEBEHERE, M.L.; STEVAUX, J.C.; MORALES, N.; SAAD, A.R. Análise de perfis longitudinais de drenagens da bacia do rio Santo Anastácio (SP) para detecção de possíveis deformações neotectônicas. **Revista Ung - Geociências**, v.5, n.1, p.75-102, 2006.

GUERRA, A.J.T. Processos erosivos nas encostas. In: GUERRA, A.J.T.; CUNHA, S.B. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos.** 10.ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2011. p.149-209.

GUSTARD, A.; TALLAKSEN, L. Low-flow indices. In: World Meteorological Organization. **Manual on low-flow: estimation and prediction.** WMO-Nº. 1029. Geneva: World Meteorological Organization, 2008. p.43-49.

HASENACK, H. **Consequências da variabilidade pluviométrica no sudoeste do Rio Grande do Sul.** Trabalho de conclusão de curso. Porto Alegre, RS: UFRGS/Geografia, 1981. 37 f.

HAO, V.B.; HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the southern oscillation. **Theor. Appl. Climatol.**, v. 42, p.81-91, 1990.

HASENACK, H.; WEBER, E. (Org.). **Base cartográfica vetorial contínua do Rio Grande do Sul.** Escala 1:50.000. Porto Alegre, RS: Centro de Ecologia/UFRGS, 2010. 1 DVD-ROM.

HAYLOCK, M.; NICHOLLS, N. Trends in extreme rainfall indices for an updated high quality data set for Australia, 1910-1998. **International Journal of Climatology**, v.20, p. 1533-1541, 2000.

HICKMANN, C.; ELTZ, F.L.F.; CASSOL, E.A.; COGO, C.M. Erosividade das chuvas em Uruguaiana/RS, determinada pelo índice EI₃₀, com base no período de 1963 a 1991. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.32, p.825-831, 2008.

HOOKE, J.M. Processes of channel planform change on meandering channels in the UK. In: GURNELL, A.M.; PETTS, G. (Eds.). **Changing river channels**. Chichester: John Wiley, 1995. p.87-115.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Geologia**. Folha Santiago (SH.21-X-D). 2003. Escala 1:250.000. Disponível em: <ftp://geoftp.ibge.gov.br/mapas_tematicos/geologia/cartas_escala_250mil/>. Acesso em: 8 fev. 2013.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Mapa de vegetação do Brasil**. 2004. Escala 1:5.000.000. Disponível em: <ftp://geoftp.ibge.gov.br/mapas_tematicos/mapasmurais/vegetacao.pdf>. Acesso em: 1º fev. 2016.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Produção Agrícola Municipal: São Francisco de Assis/RS (2004-2014)**. Disponível em: <<http://www.cidades.ibge.gov.br/xtras/perfil.php?lang=&codmun=431810&search=rio-grande-do-sul|sao-francisco-de-assis>>. Acesso em: 8 fev. 2016.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Produção da Pecuária Municipal: São Francisco de Assis/RS (2004-2014)**. Disponível em: <<http://www.cidades.ibge.gov.br/xtras/perfil.php?lang=&codmun=431810&search=rio-grande-do-sul|sao-francisco-de-assis>>. Acesso em: 8 fev. 2016.

JABUR, I.C. O Grupo São Bento no Rio Grande do Sul. **Boletim de Geografia**, Maringá, Ano 3, n.3, p.109-152, 1985.

JACÓBSEN, L.O.; FONTANA, D.C.; SHIMABUKURO, Y.E. Efeitos associados a El Niño e La Niña na vegetação do estado do Rio Grande do Sul, observados através do NDVI/NOAA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v.19, n.2, p.129-140, set. 2004.

JISAO, Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean. **PDO Index Monthly Values**. Disponível em: <<http://jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest>>. Acesso em: 22 jan. 2015.

KLAMT, E.; SCHNEIDER, P. Solos suscetíveis à erosão eólica e hídrica na região da Campanha do Rio Grande do Sul. **Ciência & Ambiente**, Santa Maria, v.11, p.71-80, jul./dez. 1995.

KAYANO, M.T.; ANDREOLI, R.V. Relations of South America summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. **International Journal of Climatology**, v. 27, p.531-540, 2007.

- KAYANO, M.T.; ANDREOLI, R.V. Variabilidade decenal a multidecenal. In: CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J.; DIAS, M.A.F.S. (Orgs.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p.375-383.
- KOBIYAMA, M.; MENDONÇA, M.; MORENO, D.A.; MARCELINO, I.P.V.; MARCELINO, E.V.; GONÇALVES, E.F.; BRAZETTI, L.L.P.; GOERL, R.F.; MOLLERI, G.S.F.; RUDORFF, F.M. **Prevenção de desastres naturais: conceitos básicos**. Curitiba, PR: Ed. Organic Trading, 2006. 109 p.
- KISS, T.; FIALA, K.; SIPOS, G. Alterations of channel parameters in response to river regulation works since 1840 on the Lower Tisza River (Hungary). **Geomorphology**, n.98, p.96-110, 2008.
- KOCHEL, R.C. Geomorphic impact of large floods: review and new perspectives on magnitude and frequency. In: BAKER, V.R.; KOCHEL, R.C.; PATTON, P.C. (Eds.). **Flood geomorphology**. New York: John Wiley and Sons, 1988. p.169-187.
- KOHLER, H.C. A escala na análise geomorfológica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, ano 3, n.1, p.21-33, 2002.
- LANNA, A.E. Elementos de estatística e probabilidades. In: TUCCI, C.E.M. (Org.). **Hidrologia: ciência e aplicação**. 4.ed. Porto Alegre, RS: Editora da UFRGS/ABRH, 2009. p.79-176.
- LATORRE, M.L.; ANDERSON, L.O.; SHIMABUKURO, Y.E.; CARVALHO JÚNIOR, O.A. Sensor MODIS: características gerais e aplicações. **Espaço & Geografia**, v.6, n.1. p.91-121, 2003.
- LEITE, P.F.; KLEIN, R.M. Vegetação. In: _____. **Geografia do Brasil: região sul**. v.2. Rio de Janeiro: IBGE, 1990. p.113-150.
- LEOPOLD, L.B. Rivers. **American Scientist**, v.50, n.4, p. 511-537, 1960.
- LEOPOLD, L.B. River channel change with time: an example. **Geological Society of America Bulletin**, v.84, p.1845-1860, 1973.
- LEOPOLD, L.B.; MADDOCKJR., T. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. **U.S. Geological Survey Professional Paper** 252, 1953, 56p.
- LEOPOLD, L.B.; WOLMAN, M.G.; MILLER, J.P. **Fluvial processes in geomorphology**. San Francisco: Freeman and Co., 1964. 522p.
- LIMA, A.G. A bacia hidrográfica como recorte de estudos em geografia humana. **Geografia (UEL)**, v.14, n.2, p.173-183, jul./dez. 2005.
- LOPES, E.E.; NOGUEIRA, R.E. Proposta metodológica para validação de imagens de alta resolução do Google Earth para produção de mapas. In: **Anais...** XI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. Curitiba: INPE, 2011. p.2308-2315.

- LUZ, L.D.; GUIMARÃES, A.L.C.; GENZ, F.; BORGES, A.L.S. Análise das cheias e vazantes no baixo trecho do rio São Francisco pré-implantação das UHEs da CHESF. **XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**. São Paulo: Associação Brasileira de Recursos Hídricos (ABRH), 2009. 16p.
- MACHADO, F.P. **Contribuição ao estudo do clima do Rio Grande do Sul**. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1950. 91 p.
- MACIEL FILHO, C.L.; SARTORI, P.L.P. Aspectos estruturais da região de São Francisco de Assis/RS. **Ciência e Natura**, Santa Maria, v.1, p.53-65, 1979.
- MARCHIORI, J.N.C. Vegetação e areais no sudoeste rio-grandense. **Ciência & Ambiente**, Santa Maria, v.11, p.81-92, jul./dez. 1995.
- MARCHIORI, J.N.C.; ALVES, F.S. Campos de areia e silvicultura no oeste do Rio Grande do Sul: enfoque fitogeográfico. **Balduínia**, Santa Maria, n.23, p.1º-20, jul. 2010.
- MARTINS, D.; CASSOL, E.A.; ELTZ, F.L.F.; BUENO, A.C. Erosividade e padrões hidrológicos das chuvas de Hulha Negra, Rio Grande do Sul, Brasil, com base no período de 1956 a 1984. **Pesquisa Agropecuária Gaúcha**, v.15, n.1, Porto Alegre/RS, p.29-38, 2009.
- MECHOSO, C.R.; IRIBARREN, G.P. Streamflow in southeastern South America and the southern oscillation. **Journal of Climate**, v.5, p.1535-1539, dez. 1992.
- MEDEIROS, E.R.; PEDRON, F.A.; REINERT, D.J.; SCCOTI, A.A.V. Filiação entre arenitos da Formação Guará e sua cobertura pedológica no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, n.37, p.555-564, maio/jun. 2013.
- MELFI, A.J.; PICCIRILLO, E.M.; NARDY, A.J.R. Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin – an introduction. In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (Orgs.). **The mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin**. São Paulo: USP-Instituto Astronômico e Geofísico, 1988. p.1-13.
- MENDONÇA, F.A.; DANNI-OLIVEIRA, I.M. **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2007. 206p.
- MILANI, E.J.; MELO, J.H.G.; SOUZA, P.A.; FERNANDES, L.A.; FRANÇA, A.B. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.265-287, maio/nov. 2007.
- MILLER, J.P.; LEOPOLD, L.B. Simple measurements of morphological changes in river channels and hillslopes. **UNESCO Symposium on Changes of Climate Proceedings**, p.421-427, 1961.
- MOLION, L.C.B. Aquecimento global, El Niños, manchas solares, vulcões e oscilação decadal do Pacífico. São José dos Campos – CPTEC/INPE. In: **Climanálise**, ano 3, n. 1, p.1-5, 2005.
- MOLION, L.C.B. Perspectivas climáticas para os próximos 20 anos. **Revista Brasileira de Climatologia**, p.117-128, ago. 2008.

MONTEIRO, C.A.F. Geomorfologia. In: IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Geografia do Brasil: Grande região sul**. v.IV, Série A, n.18, Rio de Janeiro: IBGE, 1968a, p.9-73.

MONTEIRO, C.A.F. Clima. . In: IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Geografia do Brasil: Grande região sul**. v.IV, Série A, n.18, Rio de Janeiro: IBGE, 1968b, p.114-166.

MONTEIRO, C.A.F. **O clima e a organização do espaço no Estado de São Paulo: problemas e perspectivas**. Série Teses e Monografias, n.28, São Paulo: IGEOG-USP, 1976. 54p.

MONTGOMERY, D.R.; BUFFINGTON, J.M. Channel processes, classification, and response. In: NAIMAN, R.; BILBY, R. (Eds.). **River ecology and management**. New York: Springer-Verlag, 1998. p.13-42.

MOODY, J.A.; MEADE, R.H. Channel changes at cross sections of the Powder river between Moorhead and Broadus, Montana, 1975-88. **U.S. Geological Survey**. Open-File Report 89-407. Denver: Department of the Interior, 1990, 251p.

MOREIRA, A.; KUPLICH, T.M.; FONSECA, E.L. A variação fenológica de tipologias campestres do bioma Pampa pela abordagem ondaleta. **Anais do XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. Curitiba: INPE, 2011, p.1584-1591.

MORENO, J.A. Clima do Rio Grande do Sul. **Boletim Geográfico do Rio Grande do Sul**, n.11, p. 49-83, 1961.

MORELLI, L.A.; SUERTEGARAY, D.M.A. Arenização e monocultura do eucalipto no sudoeste do Rio Grande do Sul. In: SUERTEGARAY, D.M.A.; SILVA, L.A.P.; GUASSELLI, L.A. (Orgs.). **Arenização: natureza socializada**. Porto Alegre, RS: Compasso Lugar-Cultura/Imprensa Livre, 2012. p.413-432.

MÓSENA, M. **Agricultura em áreas frágeis: as transformações decorrentes do processo de arenização em São Francisco de Assis/RS**. Dissertação (Mestrado em Geografia). Porto Alegre: UFRGS/POSGEA, 2008. 170f.

MOTA, F.S.; GOEDERT, C.O.; LOPES, N.F.; GARCEZ, B.; GOMES, A.S. Balanço hídrico do Rio Grande do Sul. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.5, n.1, p.1-27, 1970.

NARDY, A.J.R. **Geologia e petrologia do vulcanismo mesozóico da Região Central da Bacia do Paraná**. Tese (Doutorado em Geologia). Rio Claro: IGCE-UNESP, 1996. 316p.

NARDY, A.J.R.; OLIVEIRA, M.A.F.; BETANCOURT, R.H.S.; VERDUGO, D.R.H.; MACHADO, F.B. Geologia e estratigrafia da Formação Serra Geral. **Geociências**, São Paulo, v.21, n. 1/2, p.15-32, 2002.

NARDY, A.J.R.; MACHADO, F.B.; OLIVEIRA, M.A.F. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. **Revista Brasileira de Geociências**, v.38, n.1, p.178-195, mar. 2008.

NERY, J.T. **Estudio climático de la precipitación del Brasil Meridional asociado con fenómeno extrarregionales**. Tese (Doutorado em Ciência da Atmosfera). Buenos Aires: Universidad de Buenos Aires/Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 1996. 138 p.

NERY, J.T.; VARGAS, W.M.; MARTINS, M.L.O.F. Variabilidade interanual da precipitação do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.12, n.1, p.49-62, 1997.

NERY, J.T. Dinâmica climática da região sul do Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, v.1, n.1, p.61-75, dez. 2005.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. 2.ed. Rio de Janeiro: IBGE/Depto. de Recursos Naturais e Estudos ambientais, 1989. 421p.

NOGUEIRA, P.C. Regiões fisiográficas do estado do Rio Grande do Sul. **Boletim Geográfico**, ano VI, n.64, p.337-346, jul. 1948.

NULL, J. El Niño and La Niña years and intensities: based on Oceanic Niño Index (ONI). In: **Golden Gate Weather Services**. Disponível em: <<http://ggweather.com/enso/oni.htm>>. Acesso em: 25 nov. 2014.

OLIVEIRA, G.S. **O El Niño e você: o fenômeno climático**. São José dos Campos: Transtec, 1999. 116p.

OLIVEIRA, L.A.; MACIEL, S.A.; QUEIROZ, L.L. Avaliação do Índice Padronizado de Estiagem Pluviométrica (IESP) aplicado ao município de Patos de Minas/MG. **Anais do X Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica**. Curitiba: ABCLima, 2014. p.1848-1859.

OLIVEIRA, V.; FIALHO, W.M.B.; MOLION, L.C.B. Influência do ENOS e ODP na precipitação pluvial do estado do Rio Grande do Sul. In: **Anais do IV Encontro Sul-Brasileiro de Meteorologia**. Pelotas, RS: UFPEL, 2011. 6p.

OLSON-RUTZ, K.M.; MARLOW, C.B. Analysis and interpretation of stream channel cross-sectional data. **North American Journal of Fisheries Management**. v. 12, p. 55-61, 1992.

OVERBECK, G.E.; MÜLLER, S.C.; FIDELIS, A.; PFADENHAUER, J.; PILLAR, V.D.; BLANCO, C.C.; BOLDRINI, I.I.; BOTH, R. FORNECK, E.D. Os campos sulinos: um bioma negligenciado. In: PILLAR, V.D.; MÜLLER, S.C.; CASTILHOS, Z.M.S.; JACQUES, A.V.A. (Eds.). **Campos sulinos: conservação e uso sustentável da biodiversidade**. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, 2009. p.26-41.

PARK, C.C. Channel cross-sectional change. In: GURNELL, A.E.; PETTS, G. (Eds.). **Changing river channels**. Chichester: John Wiley, 1995. p.117-145.

PETERSEN, J.F.; SACK, D.; GABLER, R.E. **Fundamentos de Geografia Física**. Tradução: Solange Aparecida Viscondi e Thiago Humberto Nascimento. São Paulo: Cengage Learning, 2014. 485 p.

PETRI, S.; FÚLFARO, V.J. **Geologia do Brasil**. São Paulo: T.A. Queiroz e USP, 1983. 631p.

PFAFSTETTER, O. **Chuvas intensas no Brasil: relação entre precipitação, duração e frequência de chuvas em 98 postos com pluviógrafos.** Rio de Janeiro: DNOS, 1957. 419p.

PHILLIPS, J.D. The job of the river. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.35, p.305-313, dez. 2010.

PILLAR, V.D.; QUADROS, F.L.F. Grassland-forest boundaries in southern Brazil. **Coenoses**, Gorizia/Italia, v.12, n.2-3, p.119-126, 1997.

PINTO, N.L.S. Manipulação dos dados de vazão. In: PINTO, N.L.S. (Org.). **Hidrologia básica**. São Paulo: Edgard Blücher, 1976. p.167-181.

PINTO, N.L.S.; HOLTZ, A.C.T. Medições de vazão. In: PINTO, N.L.S. (Org.). **Hidrologia básica**. São Paulo: Edgard Blücher, 1976. p.182-204.

PITA, M.F. Un nouvel indice de sécheresse pour les domaines méditerranéens. Application au bassin du Gaudalquivir (sudouest de l'Espagne). **Publications de l'Association Internationale de Climatologie**, Nice, v.13, p.225-234, 2001.

PIZZUTO, J.E. Channel adjustments to changing discharges, Powder river, Montana. **Geological Society of America Bulletin**, v.106, p.1494-1501, nov. 1994.

PONTES, R.C.; SIMIONI, J.P.D.; WEBER, A.D.; OLIVEIRA, T.; WOLLMANN, C.A. Caracterização da precipitação pluviométrica no estado do Rio Grande do Sul: análise durante as décadas de 1980, 1990 e 2000. In: **Anais do X Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica**. Curitiba: ABClima, 2014. p.322-331.

POTTER, P.E.; HAMBLIN, W.K. **Big rivers worldwide**. Série Brigham Young University, Geology Studies, v.48, 2006. 80p.

REBELLO, E.R.G. A oscilação decadal do Pacífico e sua possível influência no regime de precipitação do Rio Grande do Sul. In: **Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Florianópolis/SC: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2006. 6p.

RECKZIEGEL, B.W. **Levantamento dos desastres desencadeados por eventos naturais adversos no Estado do Rio Grande do Sul no período de 1980 a 2005**. Dissertação (Mestrado em Geografia). Santa Maria: UFSM/PPGGEO, 2007. 261p.

REES, G. Hydrological data. In: World Meteorological Organization. **Manual on low-flow: estimation and prediction**. WMO-Nº. 1029. Geneva: World Meteorological Organization, 2008. p.22-35.

RIBEIRO, J.C.C. **A verticalização da paisagem nos campos de areia da Vila Kraemer, São Francisco de Assis/RS**. Dissertação (Mestrado em Geografia). Porto Alegre: UFRGS/POSGEA, 2008. 181f.

RIBEIRO, J.C.C.; VERDUM, R. Arenização, silvicultura e políticas ambientais no sudoeste do Rio Grande do Sul. **GEOgraphia**, v.15, n.29, p.77-98, 2013.

RICHTER, B.D.; BAUMGARTNER, J.V.; WIGINGTON, R.; BRAUN, D.P. How much water does a river need. **Freshwater Biology**, v.37, p.231-249, 1997.

RIO GRANDE DO SUL, Estado; SEMA, Secretaria Estadual do Meio Ambiente; DRH, Departamento de Recursos Hídricos. **Processo de planejamento da bacia hidrográfica do rio Ibicuí: Fases A e B. Relatório Técnico 03.** s/n: s/n, 2011. 388p.

RIZZI, R.; FONSECA, E.L. Análise da variação espacial e temporal do NDVI no estado do Rio Grande do Sul através de imagens AVHRR. **Anais do X Congresso Brasileiro de Sensoriamento Remoto.** Foz do Iguaçu: SBSR/INPE, 2001. p.1735-1737.

ROBAINA, L.E.S.; TRENTIN, R.; BAZZAN, T.; RECKZIEGEL, E.W.; VERDUM, R.; NARDIN, D. Compartimentação geomorfológica da bacia hidrográfica do Ibicuí, Rio Grande do Sul, Brasil: proposta de classificação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v.11, n.2, p.11-23, 2010.

ROBAINA, L.E.S.; RECKZIEGEL, B.W.; WOLLMANN, C.A. Contribuição geográfica sobre os desastres naturais provocados por eventos atmosféricos extremos no Rio Grande do Sul. **Geografia Ensino & Pesquisa**, v.17, n.1, p.93-106, 2013.

ROBAINA, L.E.S.; TRENTIN, R.; LAURENT, F.; SCCOTI, A.A.V. Zoneamento morfológico da bacia hidrográfica do rio Ibicuí e sua relação com processos superficiais e o uso do solo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v.16, n.1, p.63-77, jan./mar. 2015.

ROCHA, P.C.; ARAÚJO, A.P. O regime hidrológico na bacia do rio Paranapanema: variabilidade interanual e espacial. **Anais do XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos.** Maceió, AL: Associação Brasileira de Recursos Hídricos (ABRH), 2011. 14p.

RODRIGUES, C.; ADAMI, S. Técnicas fundamentais para o estudo de bacias hidrográficas. In: VENTURI, L.A.B. (Org.). **Praticando geografia: técnicas de campo e laboratório.** São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p.147-166.

ROISENBERG, A.; VIERO, A.P. O vulcanismo mesozóico da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. In: HOLZ, M.; DE ROS, L.F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul.** Porto Alegre, RS: CIGO/UFRGS, 2000. p.355-374.

ROMARIZ, D.A. A vegetação. In: AZEVEDO, A. **Brasil: a terra e o homem.** Vol.1. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 1964. p.485-526.

ROMARIZ, D.A. Vegetação. In: IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Geografia do Brasil: Grande região sul.** v.IV, Série A, n.18, Rio de Janeiro: IBGE, p.167-187, 1968.

ROSS, J.L.S. Relevo brasileiro: uma nova proposta de classificação. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, n.4, p.25-39, 1985.

ROSS, J.L.S. Análise empírica da fragilidade dos ambientes naturais e antropizados. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, v.8, p.63-74, 1994.

ROSSATO, M.S. O clima no sudoeste do Rio Grande do Sul. In: SUERTEGARAY, D.M.A.; SILVA, L.A.P.; GUASSELLI, L.A. (Orgs.). **Arenização: natureza socializada**. Porto Alegre, RS: Compasso Lugar-Cultura/Imprensa Livre, 2012. p.385-411.

ROVEDDER, A.P.; ELTZ, F.L.F.; GIRARDI-DEIRO, A.M.; DEBLE, L.P. Análise da composição florística do campo nativo afetado pelo fenômeno da arenização no sudoeste do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Agrociência**, Pelotas, v.11, n.4, p.501-503, out./dez. 2005.

SACCO, G.F. **Configurações atmosféricas em eventos de estiagem de 2001 a 2006 na Mesorregião Oeste Catarinense**. Dissertação (Mestrado em Geografia). Florianópolis, SC: UFSC/PPGEO, 2010. 106p.

SALAMUNI, R.; BIGARELLA, J.J. The Botucatu Formation. In: BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; PINTO, I.D. (Eds.). **Problems in brazilian gondwana geology**. Curitiba, PR: UFPR, 1967. p.197-206.

SANCHES, F.O. **Os areais do sudoeste do Rio Grande do Sul: estudo sobre as chuvas no século XX e um possível cenário para o século XXI**. Tese (Doutorado em Geografia). Porto Alegre: UFRGS/POSGEA, 2013. 188p.

SANCHES, F.O.; BALEN, D.S.; SILVA, R.V.; ROSA, K.K.; RADÜNZ, A. Chuvas no Rio Grande do Sul: um estudo sobre as precipitações acumuladas intensas no alto Uruguai Gaúcho. **Revista Brasileira de Climatologia**, Ano 10, v.15, p.143-162, jul./dez. 2014.

SANTOS, A.R.; PELUZIO, T.M.O.; SAITO, N.S. **SPRING 5.1.2 passo a passo: aplicações práticas**. Porto Alegre, RS: CAUFES, 2010. 153p.

SANTOS, C.N. **El Niño, La Niña e a erosividade das chuvas no estado do Rio Grande do Sul**. Tese (Doutorado em Produção Vegetal). Pelotas: UFPEL/Programa de Pós-Graduação em Agronomia, 2008. 138f.

SANTOS, E.B.; DINIZ, G.B. Relação entre a precipitação pluvial no Rio Grande do Sul e a temperatura da superfície do mar do Oceano Atlântico. In: XVI **Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Belém/PA: SBMET, 2010. 5p.

SARTORI, M.G.B. Distribuição das chuvas no Rio Grande do Sul e a variabilidade tempo-espaço no período 1912-1984. **Anais do V Simpósio Brasileiro de Geografia Física**. São Paulo: Departamento de Geografia/FFLCH/USP, 1993a, p.275-280.

SARTORI, M.G.B. As variações pluviométricas e o regime das chuvas na região central do Rio Grande do Sul. **Boletim de Geografia Teórica**, v.23, 1993b, p.45-46.

SARTORI, M.G.B. A dinâmica do clima do Rio Grande do Sul: indução empírica e conhecimento científico. **Terra Livre**, Ano 19, v.I, n.20, p.27-49, jan./jul. 2003.

SCHERER, C.M.S. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: morphology and origin. **Sedimentary Geology**, v.137, p.63-84, 2000.

SCHERER, C.M.S.; FACCINI, U.F.; LAVINA, E.L. Arcabouço estratigráfico do Mesozóico da Bacia do Paraná. In: HOLZ, M.; DE ROS, L.F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, RS: CIGO/UFRGS, 2000. p.335-354.

SCHERER, C.M.S.; LAVINA, E.L.C. Sedimentary cycles and facies architecture of aeolian-fluvial strata of the Upper Jurassic Guará Formation, southern Brazil. **Sedimentology**, v.52, p.1323-1341, 2005.

SCHUMM, S.A. **The fluvial system**. New York: John Wiley & Sons, 1977. 338p.

SCHUMM, S.A.; LICHTY, R.W. Time, space, and causality in Geomorphology. **American Journal of Science**, v.263, p. 110-119, 1965.

SCOPEL, I.; SUERTEGARAY, D.M.A.; SOUSA, M.S.; PEIXINHO, D.M.; FERREIRA, D.M. Neossolos quartzarênicos órticos das áreas de areais do sudoeste do Rio Grande do Sul: características físicas e morfológicas. In: SUERTEGARAY, D.M.A.; SILVA, L.A.P.; GUASSELLI, L.A. (Orgs.). **Arenização: natureza socializada**. Porto Alegre, RS: Compasso Lugar-Cultura/Imprensa Livre, 2012. p.503-540.

SEAR, D.A. The sediment system and channel stability. In: BROOKES, A.; SHIELDS JR., F.D. **River channel restoration: guiding principles for sustainable projects**. Chichester: John Wiley & Sons, 1996. p.149-177.

SERRA, A. Anos secos e chuvosos no Rio Grande do Sul. **Boletim Geográfico**, n.212, ano 28, p.37-74, set./out. 1969.

SERRA, A. Climatologia do Brasil. **Boletim Geográfico**, Ano 33, n.243, p.53-119, nov./dez. 1974.

SILVA, A.J.P.; LOPES, R.C.; VASCONCELOS, A.M.; BAHIA, R.B.C. Bacias sedimentares paleozóicas e meso-cenozóicas interiores. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (Eds.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. Brasília, DF: CPRM, 2003. p.55-85.

SILVA, A.M.; SCHULZ, H.E.; CAMARGO, P.B. **Erosão e hidrossedimentologia em bacias hidrográficas**. São Carlos, SP: RIMA, 2003. 138p.

SILVESTRE, M.R.; SANT'ANNA NETO, J.L.; FLORES, E.F. Critérios estatísticos para definir anos padrão: uma contribuição à climatologia geográfica. **Revista Formação**, n.20, v.2, p.23-53, 2013.

SIVAKUMAR, M.V.K.; WILHITE, D.A.; SVOBODA, M.D.; HAYES, M.; MOTHA, R. **Drought risk and meteorological droughts**. 2010. Disponível em: <http://www.preventionweb.net/english/hyogo/gar/2011/en/bgdocs/Sivakumar_et_al_2010.pdf>. Acesso em: 25 mar. 2015.

SLEIMAN, J.; SILVA, M.E.S. Padrões atmosféricos associados a eventos extremos de precipitação sobre a região sul do Brasil. **Revista do Departamento de Geografia (USP)**, v.20, p.93-109, 2010.

SMAKHTIN, V.U. Low flow hydrology: a review. **Journal of Hydrology**, v.240, p.147-186, 2001.

SOUTO, J.J.P. **Deserto, uma ameaça?** Estudo dos núcleos de desertificação na fronteira sudoeste do RS. Porto Alegre, RS: DRNR Diretoria Geral, Secretaria da Agricultura, 1984. 172p.

SOUSA, H.T.; PRUSKI, F.F.; BOF, L.H.N.; CECON, P.R.; SOUZA, J.R.C. **SisCAH 1.0:** Sistema computacional para análises hidrológicas. Brasília/DF: ANA; Viçosa/MG: UFV, 2009. 60 p.

SOUZA, E.B.; AMBRIZZI, T. Pentad precipitation climatology over Brazil and the associated atmospheric mechanisms. **Climanálise**, São José dos Campos, v. 12, n.1, p. 1-20, jan. 2003.

STAHL, K.; VAN LANEN, H.A.J.; UHLENBROOK, S. Processes and regimes. In: World Meteorological Organization. **Manual on low-flow:** estimation and prediction. WMO-Nº. 1029. Geneva: World Meteorological Organization, 2008. p.36-42.

STRECK, E.V.; KÄMPF, N.; DALMOLIN, R.S.D.; KLAMT, E.; NASCIMENTO, P.C.; SCHNEIDER, P.; GIASSON, E.; PINTO, L.F.S. **Solos do Rio Grande do Sul**. 2.ed. Porto Alegre, RS: EMATER/RS-ASCAR, 2008. 222p.

STRECK, N.A.; BURIOL, G.A.; HELDWEIN, A.B.; GABRIEL, L.F.; PAULA, G.M. Associação da variabilidade da precipitação pluvial em Santa Maria com a Oscilação Decadal do Pacífico. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.44, n.12, p. 1553-1561, dez. 2009.

SUERTEGARAY, D.M.A. A trajetória da natureza: um estudo geomorfológico sobre os areais de Quaraí/RS. Tese (Doutorado em Geografia). São Paulo: FFLCH/USP, 1987. 243p.

SUERTEGARAY, D.M.A. **Deserto grande do sul:** controvérsias. 2.ed. Porto Alegre, RS: Editora da UFRGS, 1998. 109p.

SUERTEGARAY, D.M.A.; VERDUM, R.; MEDEIROS, R.M.; GUASSELLI, L.; FRANK, M.W. Caracterização hidrogeomorfológica e uso do solo em áreas de ocorrência de areais: São Francisco de Assis/Manuel Viana. **Anais VIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. Salvador: INPE, 1996. p.663-669.

SUERTEGARAY, D.M.A. Arenização: análise morfogenética. In: SUERTEGARAY, D.M.A.; SILVA, L.A.P.; GUASSELLI, L.A. (Orgs.). **Arenização:** natureza socializada. Porto Alegre, RS: Compasso Lugar-Cultura/Imprensa Livre, 2012. p.127-172.

SUERTEGARAY, D.M.A.; GUASSELLI, L.A.; VERDUM, R. (Orgs.). **Atlas da arenização:** Sudoeste do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, RS: Secretaria da Coordenação e Planejamento, 2001. 84p.

SUERTEGARAY, D.M.A.; SILVA, L.A.P.; GUASSELLI, L.A. Apresentação. In: SUERTEGARAY, D.M.A.; SILVA, L.A.P.; GUASSELLI, L.A. (Orgs.). **Arenização:** natureza socializada. Porto Alegre, RS: Compasso Lugar-Cultura/Imprensa Livre, 2012. p.15-18.

SUGUIO, K.; BIGARELLA, J.J. **Ambientes fluviais**. 2.ed. Florianópolis, SC: Editora da UFSC/UFPR, 1990. 183p.

TAMRAT, E.; ERNESTO, M. Paleomagnetic constraints on the age of the Botucatu Formation in Rio Grande do Sul, Southern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.78, n.3, p.591-605, 2006.

TEDESCHI, R.G.; CAVALCANTI, I.F.A. Influência do ENOS Canônico e Modoki na precipitação da América do Sul. In: **Anais do XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Belém-PA: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2010, 14p.

TEIXEIRA, M.S. **Caracterização física e dinâmica de episódios de chuvas intensas nas regiões sul e sudeste do Brasil**. Tese (Doutorado em Meteorologia). São José dos Campos: INPE/Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, 2010. 167f.

TRAININI, D.R. A influência da neotectônica no assoreamento de bacias. In: **XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**. João Pessoa: ABRH, 2005. 9p.

TRENBERTH, K.E. The definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorological Society**, n.78, p.2771-2777, 1997.

TRENTIN, R.; ROBAINA, L.E.S.; SCCOTI, A.A.V. Determinação dos litótipos aflorantes na bacia hidrográfica do rio Ibicuí/RS. **Geografia Ensino & Pesquisa**, Santa Maria, v.19, n.2, p.75-90, maio/ago. 2015.

TRICART, J. **Método de estudos hidrológicos**. Salvador: Universidade da Bahia, 1960, 15p.

TRICART, J. As discontinuidades nos fenômenos da erosão. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v.VI, n.12, p.3-14, dez. 1966.

TRINDADE, J.P.P.; QUADROS, F.L.F.; PILLAR, V.D. Vegetação campestre de areais do sudoeste do Rio Grande do Sul sob pastejo e com exclusão do pastejo. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.43, n.6, p.771-779, jun. 2008.

TUROWSKI, J.M.; BADOUX, A.; LEUZINGER, J.; HEGGLIN, R. Large floods, alluvial overprint, and bedrock erosion. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.38, p.947-958, 2013.

VALERIANO, M.M. **Topodata**: guia para utilização de dados geomorfológicos locais. São José dos Campos: INPE, 2008. 72p.

VERDUM, R. **L'approche géographique des "déserts" dans les communes de São Francisco de Assis et Manuel Viana, État du Rio Grande do Sul, Brésil**. Tese (Doutorado em Geografia). Toulouse: UFR de Géographie et Aménagement, Université de Toulouse Le Mirail, 1997. 211p.

VERDUM, R. Descoberta permanente: das areias aos areais. In: SUERTEGARAY, D.M.A.; SILVA, L.A.P.; GUASSELLI, L.A. (Orgs.). **Arenização**: natureza socializada. Porto Alegre, RS: Compasso Lugar-Cultura/Imprensa Livre, 2012. p.73-83.

VERDUM, R. Depressão periférica e planalto. Potencial ecológico e utilização social da natureza. In: VERDUM, R.; BASSO, L.A.; SUERTEGARAY, D.M.A. (Orgs.). **Rio Grande do Sul: paisagens e territórios em transformação**. Porto Alegre, RS: Editora da UFRGS, 2004. p.39-57.

VERDUM, R.; SOARES, V.G. Dinâmica de processos erosivos/deposicionais e microformas de relevo no interior dos areais, sudoeste do Rio Grande do Sul, Brasil. **Revista de Geografia (UFPE)**, v.especial VIII SINAGEO, n.1, p.262-272, set. 2010.

VIANELLO, R.L.V.; ALVES, A.R. **Meteorologia básica e aplicações**. 2.ed. Viçosa, MG: UFV, 2012. 460p.

VILELA, S.M.; MATTOS, A. **Hidrologia aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1975. 245p.

WARNER, R.F. The impacts of alternating flood- and drought-dominated regimes on channel morphology at Penrith, New South Wales, Australia. **IAHS Publication**, n.168, p.327-338, 1987.

WICANDER, R.; MONROE, J.S. **Fundamentos de geologia**. São Paulo: Cengage Learning, 2009. 508p.

WILDNER, W.; ORLANDI FILHO, V.; GIFFONI, L.E.; SILVEIRA FILHO, N.C. **Excursão virtual aos Aparados da Serra - RS/SC: aspectos geológicos e turísticos, cânions do Itaimbezinho e Fortaleza**. 2004. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/media/gestao_territorial/geoparques/Aparados/index.htm>. Acesso em: 28 fev. 2014.

WILDNER, W.; HARTMANN, L.A.; LOPES, R.C. Serra Geral Group in the Paraná Basin - an optimized volcanic stratigraphy. In: **44º Congresso Brasileiro de Geologia**. Curitiba: SBG, 2008.

WOLMAN, M.G.; MILLER, J.P. Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. **Journal of Geology**, v.68, n.1, p. 54-74, 1960.

WOLLMANN, C.A.; SARTORI, M.G.B. Frequência mensal e sazonal da participação de sistemas atmosféricos no verão do Rio Grande do Sul: análise sobre três casos típicos (1986/1987, 1997/1998 e 2004/2005). **Ciência e Natura (UFSM)**, n.31, n.1, p.141-161, 2009.

WMO, World Meteorological Organization. **El Niño/Southern Oscillation**. WMO-No. 1145. Geneva: WMO, 2014. 8p.

WYRTKI, K. El Niño - The dynamic response of the equatorial pacific ocean to atmospheric forcing. **Journal of Physical Oceanography**, v.5, p.572-584, out. 1975.

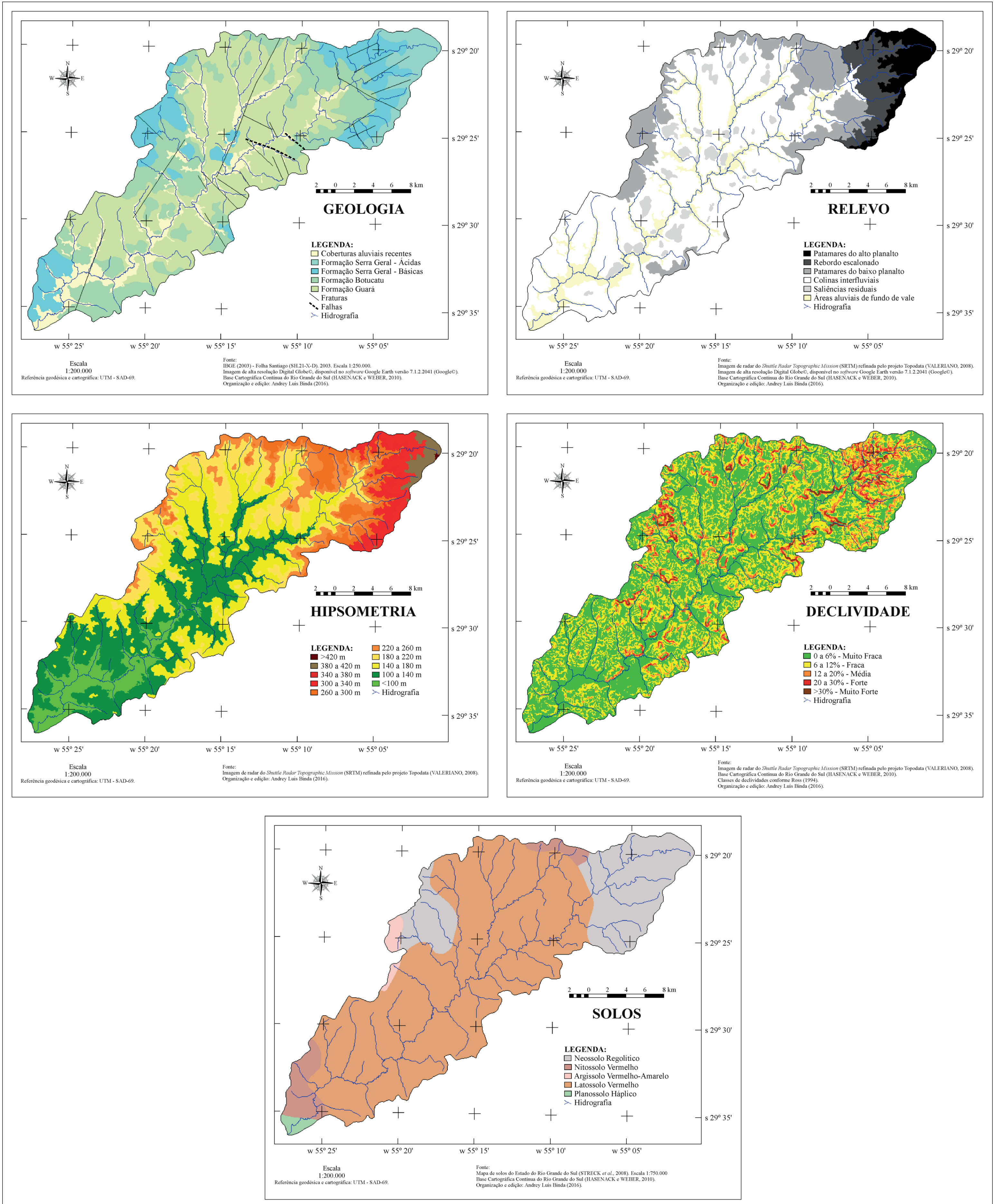
YANG, C.T.; SONG, C.C.S. Dynamic adjustments of alluvial channels. In: RHODES, D.D.; WILLIAMS, G.P. **Adjustments of the fluvial system**. London: Geoge Allen & Unwin, 1982. p.55-67.

ZANCOPE, M.H.C. **Análise morfodinâmica do Rio Mogi Guaçu**. Tese (Doutorado em Geografia) Campinas: Unicamp/IGE/Programa de Pós-graduação em Geografia, 2008, 111p.

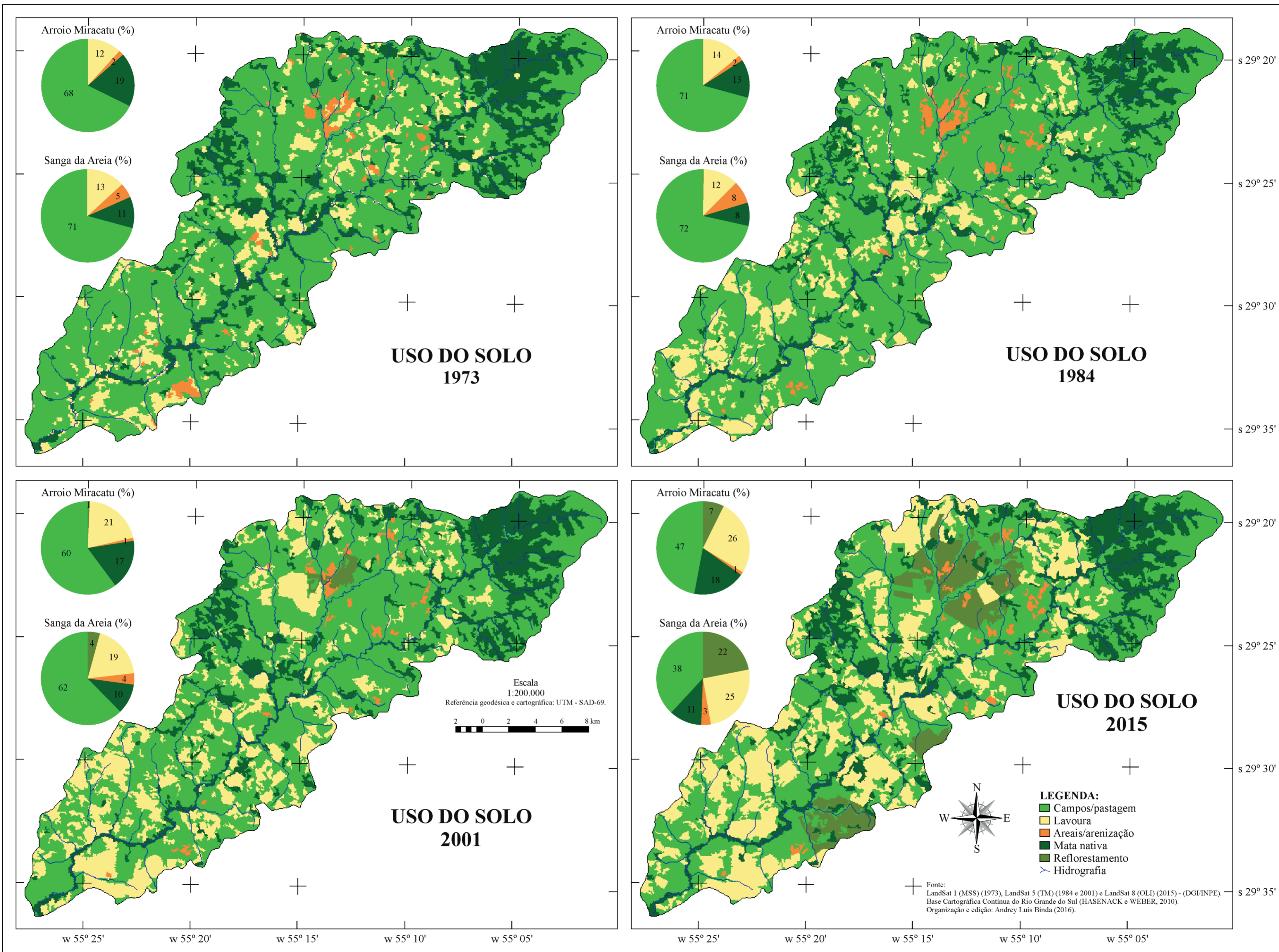
ZAVATTINI, J.A.; BOIN, M.N. **Climatologia geográfica: teoria e prática de pesquisa**. Campinas, SP: Editora Alínea, 2013. 150p.

APÊNDICES

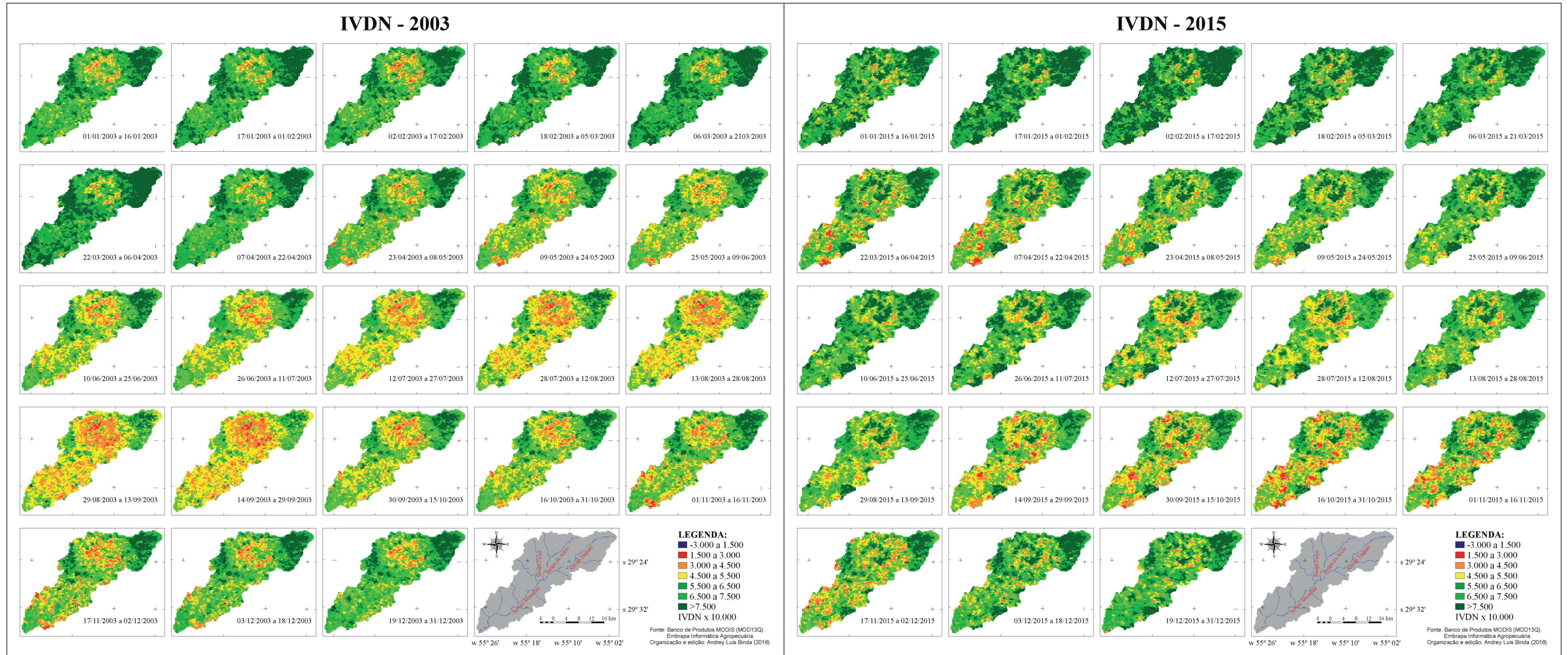
APÊNDICE A – Coleção de mapas da Bacia Hidrográfica do Arroio Miracatu.



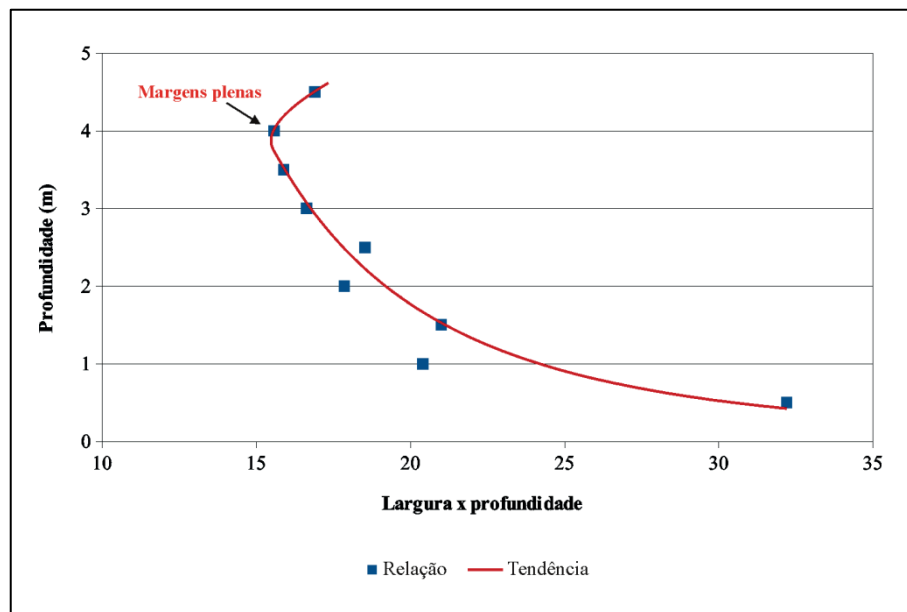
APÊNDICE B - Mapas de uso e cobertura da terra na Bacia Hidrográfica do Arroio Miracatu.



APÊNDICE C - Cartogramas de evolução anual (2003 e 2015) do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (IVDN) para a Bacia Hidrográfica do Arroio Miracatu.

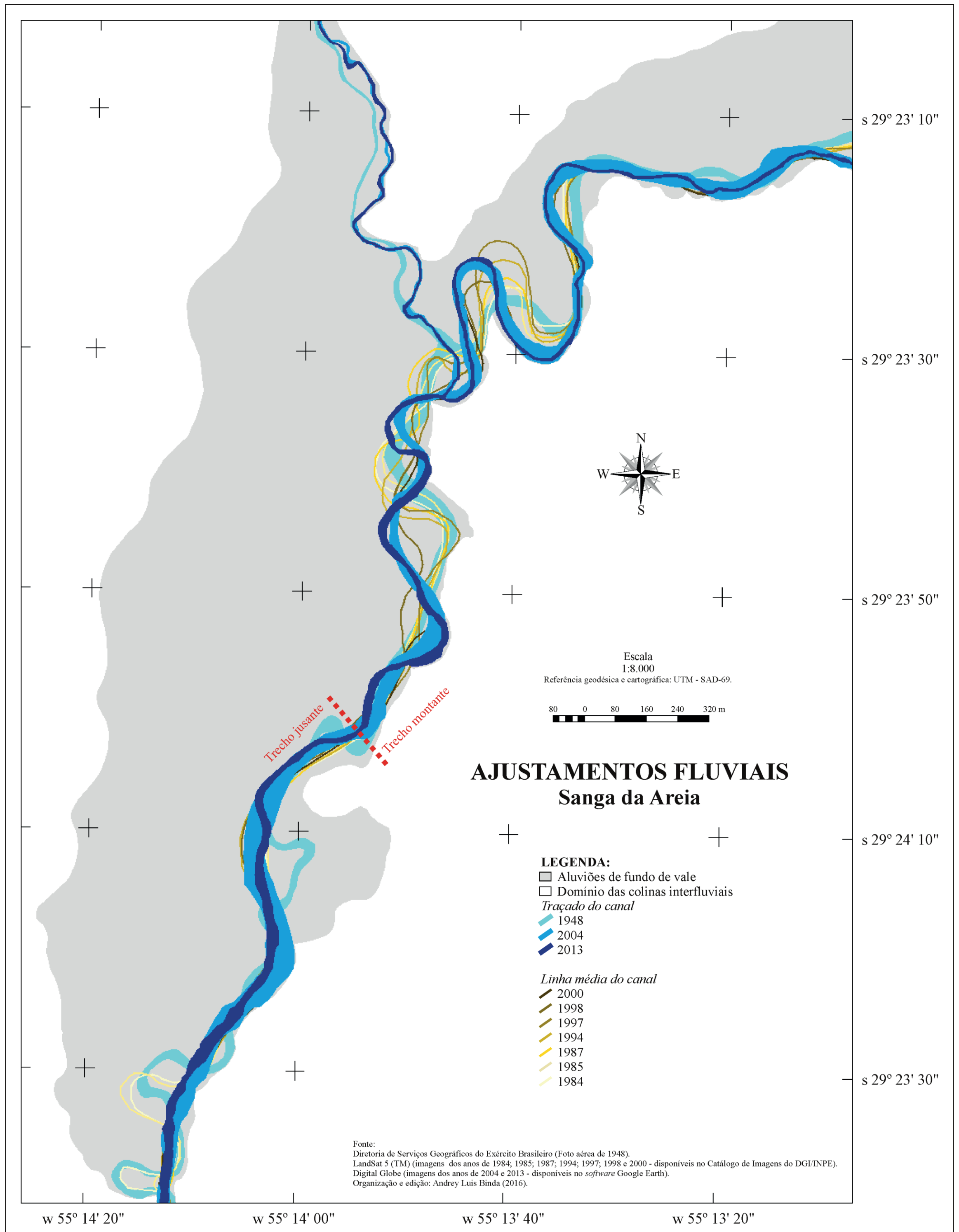


APÊNDICE D - Relação largura x profundidade para determinação do nível de margens plenas na estação fluviométrica "Ponte do Miracatu", São Francisco de Assis/RS.

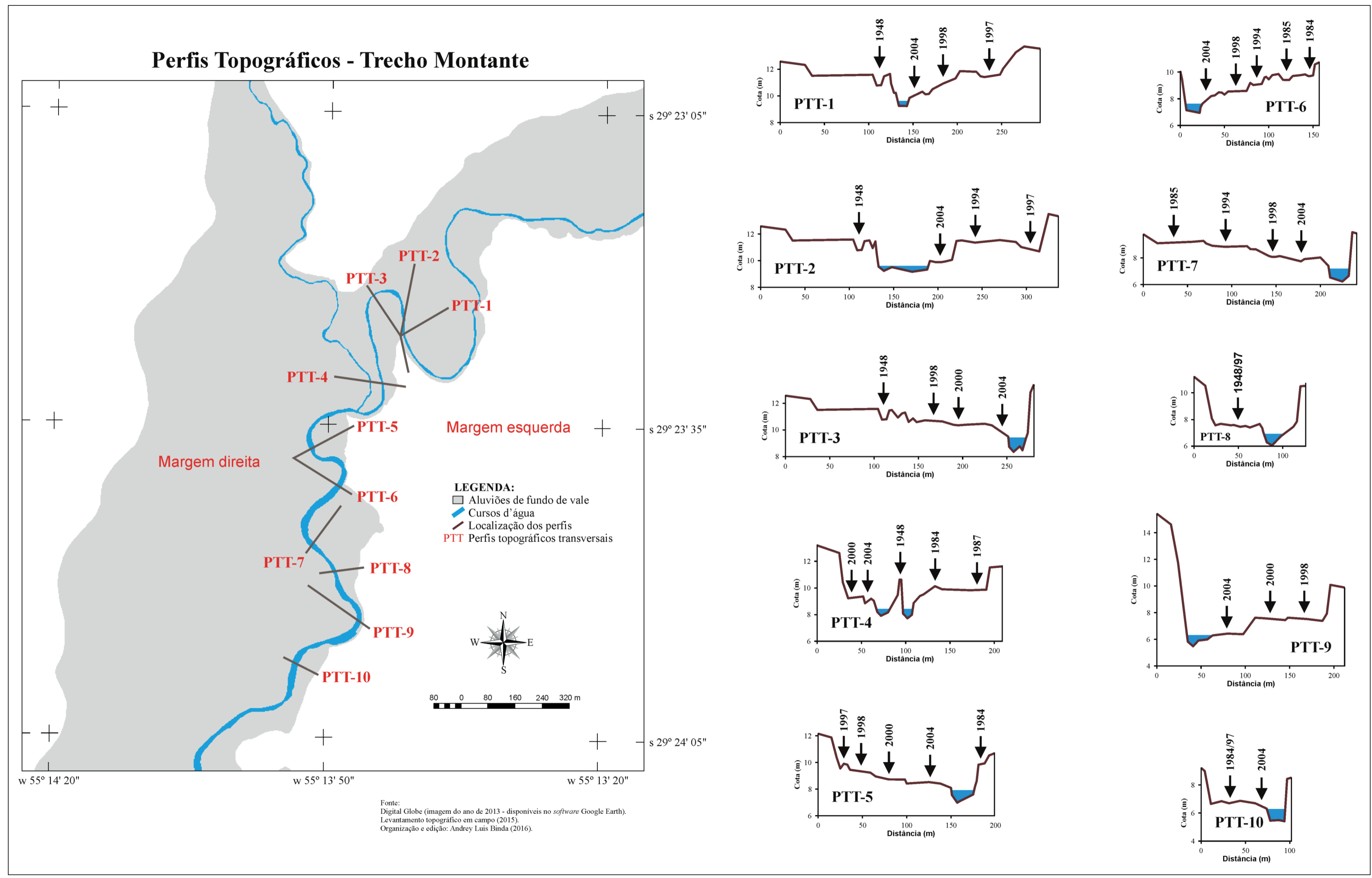


Fonte: ANA (1981).

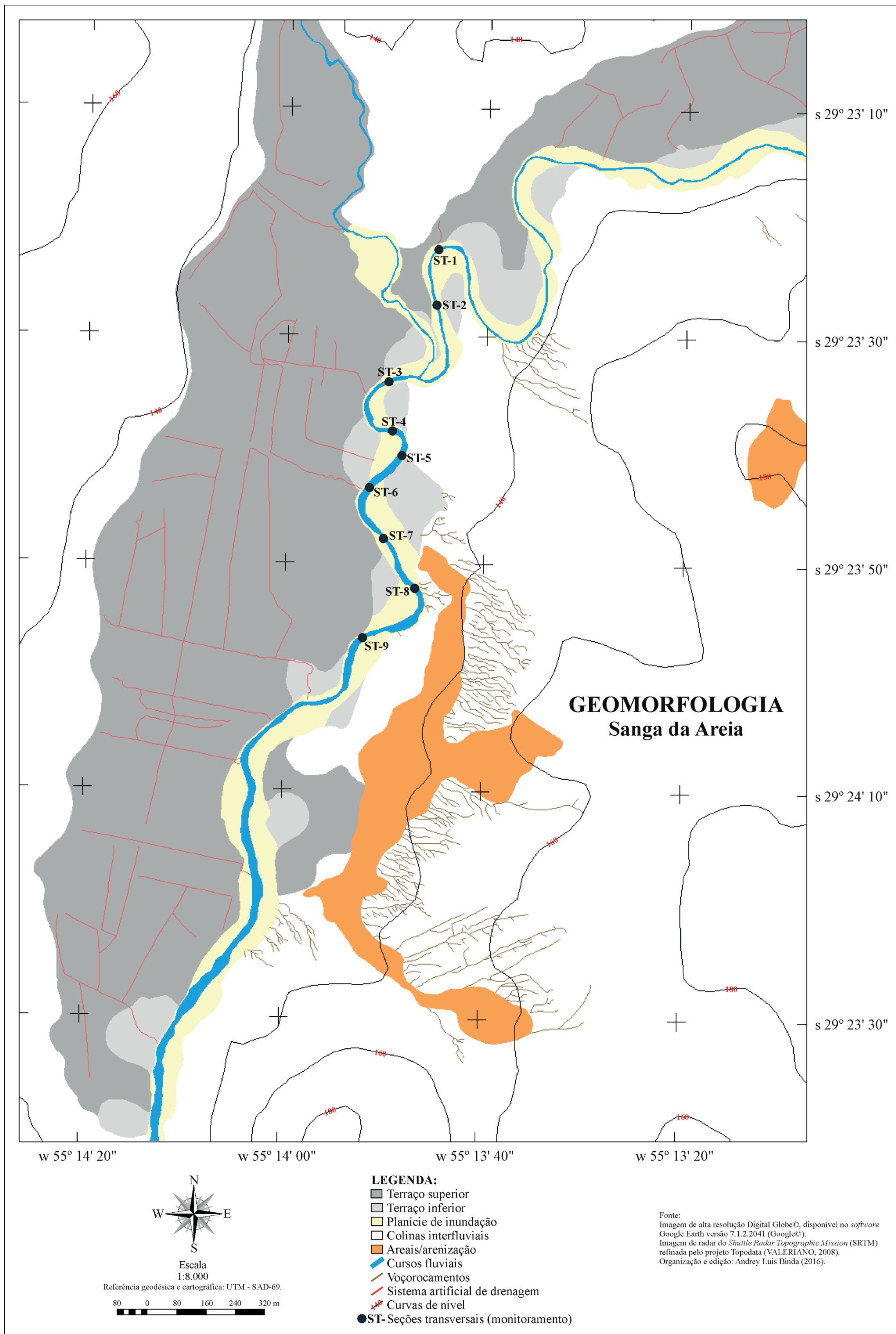
APÊNDICE E - Ajustamentos fluviiais no trecho estudado da sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.



APÊNDICE F - Perfis topográficos transversais no trecho a montante do segmento estudado da sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.



APÊNDICE G - Feições geomorfológicas no segmento estudado da sanga da Areia, São Francisco de Assis/RS.



ANEXOS

ANEXO A - Equações para determinação do índice de erosividade da chuva individual (EI_{30}) com base nos dados pluviográficos de São Borja/RS.

Meses	Equação	R ²
Jan	$EI_{30}=1,5544 p>10^{1,3115}$	0,87
Fev	$EI_{30}=1,7780 p>10^{1,2531}$	0,68
Mar	$EI_{30}=1,6509 p>10^{1,268}$	0,82
Abr	$EI_{30}=67,8033 Rcm^{0,8257}$	0,89
Mai	$EI_{30}=0,2712 p>10^{1,5867}$	0,88
Jun	$EI_{30}=66,2899 Rcm^{0,8348}$	0,78
Jul	$EI_{30}=99,5335 Rcm^{0,5166}$	0,44
Ago	$EI_{30}=1,0677 p>10^{1,225}$	0,72
Set	$EI_{30}=0,7149 p>10^{1,3638}$	0,66
Out	$EI_{30}=115,4808 Rcm^{0,6757}$	0,76
Nov	$EI_{30}=2,3364 p>10^{1,1469}$	0,61
Dez	$EI_{30}=174,8081 Rcm^{0,6410}$	0,71

Fonte: Santos (2008, p.91).

ANEXO B - Lista das pênaldas e das respectivas datas do calendário anual.

Pênaldas	Datas do calendário
1	1 a 5 de janeiro
2	6 a 10 de janeiro
3	11 a 15 de janeiro
4	16 a 20 de janeiro
5	21 a 25 de janeiro
6	26 a 30 de janeiro
7	31 de janeiro a 4 de fevereiro
8	5 a 9 de fevereiro
9	10 a 14 de fevereiro
10	15 a 19 de fevereiro
11	20 a 24 de fevereiro
12	25 de fevereiro a 1 de março
13	2 a 6 de março
14	7 a 11 de março
15	12 a 16 de março
16	17 a 21 de março
17	22 a 26 de março
18	27 a 31 de março
19	1 a 5 de abril
20	6 a 10 de abril
21	11 a 15 de abril
22	16 a 20 de abril
23	21 a 25 de abril
24	26 a 30 de abril
25	1 a 5 de maio
26	6 a 10 de maio
27	11 a 15 de maio
28	16 a 20 de maio
29	21 a 25 de maio
30	26 a 30 de maio
31	31 de maio a 4 de junho
32	5 a 9 de junho
33	10 a 14 de junho
34	15 a 19 de junho
35	20 a 24 de junho
36	25 a 29 de junho
37	30 de junho a 4 de julho

38	5 a 9 de julho
39	10 a 14 de julho
40	15 a 19 de julho
41	20 a 24 de julho
42	25 a 29 de julho
43	30 de julho a 3 de agosto
44	4 a 8 de agosto
45	9 a 13 de agosto
46	14 a 18 de agosto
47	19 a 23 de agosto
48	24 a 28 de agosto
49	29 de agosto a 2 de setembro
50	3 a 7 de setembro
51	8 a 12 de setembro
52	13 a 17 de setembro
53	18 a 22 de setembro
54	23 a 27 de setembro
55	28 de setembro a 2 de outubro
56	3 a 7 de outubro
57	8 a 12 de outubro
58	13 a 17 de outubro
59	18 a 22 de outubro
60	23 a 27 de outubro
61	28 de outubro a 1 de novembro
62	2 a 6 de novembro
63	7 a 11 de novembro
64	12 a 16 de novembro
65	17 a 21 de novembro
66	22 a 26 de novembro
67	27 de novembro a 1 de dezembro
68	2 a 6 de dezembro
69	7 a 11 de dezembro
70	12 a 16 de dezembro
71	17 a 21 de dezembro
72	22 a 26 de dezembro
73	27 a 31 de dezembro

Fonte: Souza e Ambrizzi (2003).