UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA, LETRAS E CIENCIAS HUMANAS.
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA FÍSICA.

Roberto José Hezer Moreira Vervloet

**O papel das estruturas litológicas e tectônicas na evolução
da rede hidrográfica da Região Serrana do Espírito Santo:
o caso da bacia hidrográfica do Rio Benevente.**

Versão corrigida.

São Paulo

2014

Roberto José Hezer Moreira Vervloet

**O papel das estruturas litológicas e tectônicas na evolução da rede
hidrográfica da Região Serrana do Espírito Santo: o caso da bacia
hidrográfica do Rio Benevente.**

Versão corrigida

Tese de doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia Física da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Doutor em Geografia Física.

Área de concentração: Geomorfologia e planejamento ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Jurandyr Luciano Sanches Ross.

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Catálogo na Publicação
Serviço de Biblioteca e Documentação
Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo

Vp

Vervloet, Roberto José Hezer Moreira Vervloet
O papel das estruturas litológicas e tectônicas na
evolução da rede hidrográfica da Região Serrana do
Espírito Santo: o caso da bacia hidrográfica do Rio
Benevente. / Roberto José Hezer Moreira Vervloet
Vervloet ; orientador Jurandyr Luciano Sanches Ross
Ross. - São Paulo, 2014.
304 f.

Tese (Doutorado)- Faculdade de Filosofia, Letras
e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo.
Departamento de Geografia. Área de concentração:
Geografia Física.

1. geomorfologia estrutural. 2. bacias
hidrográficas . 3. dobramentos de fundo. 4. falhas
transcorrentes. 5. intemperismo químico. I. Ross,
Jurandyr Luciano Sanches Ross, orient. II. Título.

ROBERTO JOSÉ HEZER MOREIRA VERVLOET

O papel das estruturas litológicas e tectônicas na evolução da rede hidrográfica da Região Serrana do Espírito Santo: o caso da bacia hidrográfica do Rio Benevente.

Tese de doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia Física da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Doutor em Geografia Física.

Aprovado em:

Banca Examinadora

Prof. Dr. _____

Instituição: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. _____

Instituição: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. _____

Instituição: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. _____

Instituição: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. _____

Instituição: _____ Assinatura: _____

*Para meus pais que me apoiaram nesta longa
jornada e aos amigos que acreditam na
importância e capacidade evocativa da
geomorfologia.*

AGRADECIMENTOS.

A Deus pelas forças físicas que me possibilitaram subir morros, descer vales, atravessar rios, cachoeiras, transpor barrancos, quebrar rochas, observar paisagens enfim, viver a geomorfologia *in loco*, pratica-la no sentido *stricto senso* e representa-la intelectualmente nos textos;

Ao Prof. Dr. Jurandyr Luciano Sanches Ross pela orientação e amizade durante meus tempos de CRUSP, USP, geografia, geomorfologia e pedologia da USP;

Aos colegas de apartamento Carlos Haermele e Jânio Marcos, pelo convívio nos tempos de CRUSP, uma aventura existencialista no sentido Sartreano da palavra;

Ao amigo Cerqueira, colega garçom do bar do Cochicho, pelas cervejas e doses de uísque nas noites de sábado, após trabalhos de campo intensos sobre sol escaldante;

Ao amigo geógrafo Alessandro Chakal pela luta na militância geográfica, na busca por uma sociedade mais livre e com mais justiça social;

A colega Thais Nogueira pela ajuda na busca de profissional especializado em revisão gramatical;

À **Universidade de São Paulo – USP**, casa onde fiz amigos intelectuais e não intelectuais;

Ao **Programa de Pós-Graduação em Geografia Física da FFLCH – USP**;

À **FAPESP – Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo**, pela bolsa de doutorado que permitiu iniciar esta pesquisa;

Ao **Laboratório de Geomorfologia do Departamento de Geografia da USP**;

Ao **Laboratório de Pedologia do Departamento de Geografia da USP**.

...“Quererá isto dizer, entretanto que a diferença de resistência das rochas explique tudo? E, se não for assim, poder-se-á encontrar um princípio que permita discriminar os acidentes diretamente devidos a deformações recentes, dos devidos simplesmente a uma adaptação à estrutura dum embasamento antigo?”...

Emmanuel De Martonne, 1944.

Resumo

VERVLOET, R. J. H. M. **O papel das estruturas litológicas e tectônicas na evolução da rede hidrográfica da Região Serrana do Espírito Santo: o caso da bacia hidrográfica do Rio Benevente**. 2014. 313 f. Tese (Doutorado) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.

O papel da litologia e da organização tectônica Proterozóica para entendimento da gênese do relevo, em termos de erosão diferencial, tem sido relativamente negligenciado nos últimos decênios em favor de linhas de explicação baseadas nas mudanças paleoclimáticas, tectônica moderna, e geoquímica de superfície. Fato que tem permitido a formação de modelos explicativos “fechados” sobre a gênese e dinâmica do relevo. Entretanto, em áreas de embasamento cristalino a organização tectônica e a diversidade composicional químico-mineralógica das rochas auxilia fortemente o entendimento do papel da erosão diferencial, na explicação da diversidade de compartimentos geomórficos. A organização tectônica das rochas, através de sistemas de falhas e dobras de fundo (estudados na década de 1950 por Francis Ruellan), tem papel fundamental no entendimento dos processos de erosão diferencial responsável pela diversidade de compartimentos geomórficos. Neste sentido, este trabalho procura provar, através do método da Associação e Indeterminação Geomorfológica de Leopold e Langbein (1970), que a Região Serrana do Espírito Santo, e, em especial, a da bacia hidrográfica do Rio Benevente é resultante da erosão diferencial sobre rochas de rica diversidade químico-mineralógica, organizada por meio de dobras de fundo e sistemas de falhas transcorrentes conjugadas. Para realização desta investigação foi elaborado uma proposta de cartografia hidrogeomorfológica para pesquisa de bacias hidrográficas, estudando-se a evolução dos perfis fluviais longitudinais, perfis morfogeológicos, estruturas tectônicas e composição químico-mineralógica das unidades litológicas associado a compartimentação morfológica do relevo. Tudo fundamentado no método escolhido. O que certamente parece ser uma coisa óbvia, no entanto, evidencia a atuação de um verdadeiro sistema de dissecação fluvial, associado ao rebaixamento de níveis de base (knickzonas) que evoluem conforme o mergulho da foliação metamórfica dos flancos das dobras e da zona de dano associado às falhas. A conclusão que se chega é a de que o relevo da bacia do Rio Benevente, e por sua

vez da Região Serrana do Estado, configura-se como compartimentos geomórficos residuais resultantes da evolução de knickzonas fluviais associadas à organização tectônica das dobras de fundo responsáveis pela gênese de níveis diferenciais de resistência litológica e de distribuição espacial das falhas e fraturas. A composição das unidades litológicas também influencia, fortemente, a compartimentação do relevo, estando o nível de convexização dos relevos e a dissecação na forte dependência do grau de participação dos minerais do grupo dos plagioclásios, anfibólios e piroxênios na constituição litológica das litoestruturas.

Palavras-chave: geomorfologia estrutural, bacias hidrográficas, dobramentos de fundo, falhas transcorrentes e intemperismo químico.

Abstract

VERVLOET, R. J. H. M. **The role of lithological and tectonic structures in the evolution of the river system in the mountainous region of the Espírito Santo: the case of river basin Benevente.** 2014. 313 f. Tese (Doutorado) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.

The role of lithology and Proterozoic tectonic organization for understanding the genesis of relief in terms of differential erosion, has been relatively neglected in recent decades in boon of lines of explanation based on paleoclimatic changes, modern tectonics, and geochemistry. This fact has allowed the formation of "closed" on the genesis and dynamics of relief explanatory models. However, in sites of crystalline basement tectonics organization and compositional diversity chemical-mineralogical Rocks strongly supports the understanding of the role of differential erosion, in explaining the diversity of geomorphic compartments. The tectonic organization of the rocks through system failure and bottom folds (studied in the 1950s by Francis Ruellan) plays a fundamental role in understanding the processes of differential erosion responsible for the diversity of geomorphic compartments. In this sense, this work seeks to prove, by the method of the Association and Indeterminacy Geomorphological Leopold and Langbein (1970), the mountainous region of the Espírito Santo, and in special the river basin Benevente is the result of differential erosion of rocks rich chemical-mineralogical diversity, organized by folds background and strike-slip fault systems combined. To carry out this research hydrogeomorphological a proposed mapping is designed to survey watershed studying the evolution of longitudinal river profiles, profiles morphogeologicals, tectonic structures and chemical-mineralogical composition of rock units associated with morphological partitioning of relief. All based on the method chosen. This certainly seems like an obvious thing, however, highlights the work of a true system of river dissection, associated with the lowering of baseline levels (knickzones) that evolve according to the metamorphic foliation dipping flanks of the folds and the damage zone associated with the fault. The conclusion reached is that the relief Benevente River basin, and in turn the mountainous region of the state, appears as residual geomorphic compartments resulting from the evolution of river knickzonas associated with the organization of tectonic folds background responsible for the genesis of differential levels of lithologic resistance and spatial distribution of faults

and fractures. The composition of the lithological units also influences strongly the partitioning of relief, being the level of reliefs and round dissecting the strong dependence of the degree of participation of the group of the minerals plagioclase amphibole and pyroxene in the lithological constitution of lithostructurals.

Keywords: Structural geomorphology, watershed, deeps folds, transcurrent faults and chemical weathering.

Sumário

Capítulo 01 – A natureza do problema.....	14
1.1 – Introdução.....	14
1.2 – Da justificativa da pesquisa.....	18
1.3 – Objetivo geral.....	19
1.4 – Objetivos específicos.....	20
1.5 – A área em estudo: Bacia hidrográfica do Rio Benevente – Um espaço da continuidade geomórfica do Planalto Atlântico no Espírito Santo.....	21
 CAPÍTULO 02 – Capítulo 02 - A base teórica e o método de estudo adotado....	 26
2.1 – Método de pesquisa geomorfológico adotado.....	28
2.2 – Procedimentos técnicos e operacionais da investigação.....	32
 CAPÍTULO 03 – Hidrologia e climatologia da bacia.....	 56
3.1 – Climatologia dinâmica e aspectos hidrometeorológicos da bacia do Rio Benevente.....	56
3.2 – Dinâmica Hidrológica do Rio Benevente.....	71
 CAPÍTULO 04 – A organização geotectônica das estruturas litológicas, tectônicas e processos de erosão diferencial na bacia.....	 83
4.1 – As implicações geomorfológicas da organização tectônica e estrutural das rochas.....	83
4.2 – As Unidades Litológicas da Bacia do Rio Benevente.....	118
4.3 – O quadro tectônico da Região da Bacia e os dobramentos de fundo.....	138

CAPITULO 05 – Análise geomórfica dos compartimentos hidromorfológicos..	150
5.1 – Compartimentos hidromorfológicos gerados.....	150
 CAPITULO 06 – Análise e discussão dos resultados.....	 250
6.1 – O papel dos sistemas de dobras, falhas e fraturas.....	250
6.2 – A erosão diferencial dos canais e a incisão fluvial.....	260
6.3 – A erosão diferencial, os domínios hidrodinâmicos, o RE90% (Rendimento Específico).....	268
6.4 – Erosão diferencial, intemperismo das litoestruturas e mapa hidrogeomorfológico – síntese final.....	268
 CAPITULO 07 – Conclusões gerais.....	 280
7.1 – Conclusões específicas.....	280
7.2 – Conclusões parciais.....	284
7.3 – Tópicos para estudos mais avançados.....	284
 Referências.....	 285
 Anexos.....	 313

Capítulo 01 – A natureza do problema.

1.1 – Introdução.

Quando terminamos nossa pesquisa de mestrado em 2009, intitulada *“Condicionantes morfológicos e estruturais na dinâmica fluvial da bacia hidrográfica do Rio Benevente – Espírito Santo”* concluímos, de forma incipiente, que o entendimento da diversidade de compartimentos morfológicos e de grupos de formas de relevo dessa bacia e da Região Serrana em que está inserida, passava pela compreensão detalhada da organização litotectônica, geotectônica e litoestrutural das rochas que sustentavam esses compartimentos. Não se tratava, na ocasião, de mera conjectura ocasionada pelo processo de dissertação do tema pesquisado. Na verdade, estávamos sendo direcionados, involuntariamente, para uma linha de trabalho que já tinha sido iniciada na pesquisa anterior, mas que necessitava de estudos mais aprofundados em face dos conhecimentos provindos do campo da geomorfologia estrutural e fluvial, dentro da necessidade de uma interação mais forte em estudos geomorfológicos do mundo tropical fluvial.

Terminada a dissertação, já tínhamos em mente a linha de tratamento que deveria ser adotada em uma etapa posterior, ainda que com técnicas e métodos diferentes, porém com a mesma base teórica que nos filiamos para explicação dos fatos morfológicos e fluviais da bacia, utilizados anteriormente. A “conclusão incipiente” precisava então ser retomada, investigada e aprofundada, abrindo uma nova perspectiva de trabalho, justificando a continuidade e o aprofundamento das diretrizes oriundas do trabalho anterior.

Deste modo, havíamos percebido que as diretrizes deveriam ter como eixo norteador o estudo da organização das rochas em termos de estruturas dobradas e de diversidade litológica, a qual esta configurada o embasamento da bacia do Rio Benevente, verificando como isso define a organização, dissecação, encaixamento e desenvolvimento dos processos responsáveis pela rede hidrográfica, estabelecendo um conhecimento mais aprofundado do importante papel da drenagem na elaboração do relevo.

Percebeu-se, de antemão, que havia uma forte relação entre a organização das estruturas dobradas e os compartimentos geomorfológicos que precisavam ser melhor investigados. Assim, seria possível explicitar a influência direta desses dobramentos na evolução da drenagem e do relevo, através dos efeitos do condicionamento estrutural dos *dobramentos de fundo* e da *variação da diversidade litológica*, tomados como um tipo de organização tectônica balizadora da natureza geomórfica dos compartimentos e da drenagem que se instala sobre os mesmos (VERVLOET, 2009).

Portanto, era preciso verificar de maneira mais detalhada, cartográfica e direta, como se davam essas relações, e as repercussões geomorfológicas da mesma na paisagem fluvial da bacia e da Região Serrana. Retomava-se, dessa forma, a temática designada por Francis Ruellan, na década de 1950, como repercussão geomorfológica dos dobramentos de fundo, tornando-se o eixo norteador do trabalho.

Segundo esse autor, os dobramentos de fundo se referem aos grandes eixos de envergadura de escala subcontinental que atingem as grandes estruturas do embasamento dos continentes, sendo estudado por esse geomorfólogo em uma série de trabalhos (RUELLAN, 1944, 1951a, 1951b, 1952a, 1952b e 1954) sobre o relevo do Planalto Atlântico brasileiro. Neles, Ruellan procurava evidenciar qual era a real participação das estruturas antigas no condicionamento do modelado do Planalto Atlântico, abrindo um vasto campo de pesquisa para a relação entre relevo e estruturas litológicas no Brasil, embora De Martonne (1943) já tivesse, alguns anos antes, postulado a importância das estruturas para o estudo do relevo desse Planalto.

Entretanto, foram os trabalhos de Ruellan que especularam como a compartimentação do Planalto era fortemente influenciada por dobramentos de fundo, alinhamentos estruturais, variações litológicas e setores de rochas duras, através de uma organização tectônica herdada de tempos antigos, influenciando a configuração e evolução dos grandes sistemas hidrográficos do Brasil na sua fachada atlântica.

Esses trabalhos demonstravam que as estruturas antigas influenciavam o dissecamento diferencial do relevo, através da evolução, também diferencial, da hidrografia, e que os grandes dobramentos de fundo, assim como as grandes falhas, participavam diretamente da compartimentação do relevo do Planalto Atlântico, interferindo ativamente nos grandes sistemas hidrográficos do país.

Entretanto, as diretrizes deixadas por Ruellan não foram muito bem seguidas pelos geomorfológicos posteriores a ele, restando somente Derby (1960), Almeida (1964a, 1964b, 1976) e Ab'Sáber (1956, 1964 e 2001), como os pesquisadores que souberam aplicar, mais incisivamente, em suas análises, a real participação dos dobramentos de fundo na compartimentação geomorfológica dos terrenos do Planalto.

Todavia, é possível que a influência de estruturas antigas dobradas ocorra não somente em grandes sistemas de drenagem, mas, sobretudo, em pequenas redes hidrográficas, localizadas em áreas expostas do embasamento, outrora profundo, do escudo brasileiro. E essa influência pode se dar em resposta a uma dinâmica de processos geomórficos e hidrográficos diferenciais, fortemente relacionados a heterogeneidade litológica de estruturas complexas e à organização tectônica de rochas dobradas. É o que foi identificado por Vervloet (2009) ao estudar os condicionantes morfológicos e estruturais da bacia do Rio Benevente, no sul do Espírito Santo, situada tal bacia em uma região de borda do Planalto Atlântico, compreendendo grande parte da Região Serrana deste Estado.

Este estudo percebeu que as estruturas antigas e os dobramentos de fundo deveriam interferir também na evolução da drenagem regional através da relação entre a diversidade litológica das estruturas Proterozóicas, sistemas de falhas também Proterozóicas, e as dobras de fundo, controlando a evolução diferencial dessa rede hidrográfica, através dos sistemas de knickpoints, e de níveis de maior resistência a dissecação linear fluvial que é efetuada pelos canais que a integram.

Foi verificado também que havia vários fatores condicionantes atuando na evolução da drenagem e que estariam diretamente relacionados a diversidade litológica Proterozóica, os quais foram denominados de *sistemas de knickpoints*, setores em

processos de seccionamento e festonamento por canais fluviais principais da hidrografia e níveis faciológicos de maior resistência litoestrutural (relacionados a fácies metamórfica). Esses fatores atuam no controle da geometria das formas, compartimentos de relevo e gênese das planícies alveolares e fluviais, embutidas em vários gradientes fluviais.

Os fatores condicionantes (principalmente os sistemas de knickpoints) atuantes na dinâmica hidrográfica dessa bacia, estariam mais associados à natureza dos eixos de dobramentos do tipo anticlinais e sinclinais de fundo. Por estarem localizados em áreas de complexos dobramentos, esses fatores estariam associados ao que poderia ser considerado como “miolos de dobramentos”, sendo pontos de anatexia e de maior resistência das rochas a dissecação linear fluvial que teriam sido gerados na época da gênese dos dobramentos, controlando ao longo do tempo geológico a evolução da drenagem dessa bacia.

Entretanto, tais fatores não foram detalhadamente estudados do ponto de vista estrutural-geomorfológico, hidrogeomórfico e cartográfico, sendo preciso averiguar corretamente a participação efetiva dessas estruturas na evolução diferencial dessa rede de drenagem, situada na borda do Planalto Atlântico. Deve-se, neste sentido, fazer um estudo mais detalhado do ponto de vista da relação entre compartimentação morfológica e diversidade rochosa e da investigação e detalhamento dos fatores litoestruturais condicionantes que interferem na evolução da rede de drenagem desta bacia, abrindo perspectiva para uma melhor compreensão sobre qual é, e como é, a participação das estruturas Proterozóicas e dos dobramentos de fundo na evolução hidrográfica de setores de relevo, situados nesta região de borda do Planalto Atlântico.

Diante esse contexto apresentado aparecem algumas perguntas. Qual seria o papel dos dobramentos de fundo na formação dos níveis que sustentam os compartimentos geomórficos da bacia? A diversidade litológica da Região Serrana explicaria a evolução diferencial da drenagem e, por sua vez, do relevo? Qual o significado dos knickpoints para compreensão da gênese e manutenção dos vales incisivos que organizam a rede hidrográfica da bacia? Qual a participação da diversidade litológica para os processos de intemperismo químico diferencial do

relevo? São perguntas que ficaram em aberto fazendo parte dos novos problemas que aparecem no processo investigativo sobre o relevo da Região Serrana do Espírito Santo e da bacia do Rio Benevente.

1.2 – Da justificativa da pesquisa.

Diante do contexto geomorfológico apresentado surgiram outras questões que serviram como fundamentação para a elaboração de uma pesquisa de doutorado sobre os estudos geomorfológicos estruturais e fluviais nesta região. São muitas as perguntas e diversos os métodos que podem ser utilizados para o estudo da participação das estruturas Proterozóicas na evolução da drenagem, em face de compartimentos de relevo, em setor de borda do Planalto Atlântico. Entretanto, *já de antemão, partimos da hipótese de que o **relevo da bacia do Rio Benevente**, sendo uma área amostral da Região Serrana do Estado e do Planalto Atlântico, somente é melhor compreendido em face dos processos geomórficos diferenciais associados à organização tectônica, diversidade litológica Proterozóica e sistemas de knickpoints que controlam a evolução dos canais*. Ou seja, a chamada Região Serrana do Estado somente existe devido aos dobramentos de fundo que controlam os níveis de dissecação fluvial e, com isso, a organização geomórfica dos compartimentos de relevo, através desses sistemas.

Partimos do pressuposto de que é necessário priorizar a compartimentação hidrogeomórfica e os processos geomórficos diferenciais, em face de uma organização estrutural e diversidade litológica, herdada de tempos bem antigos, para se chegar a uma compreensão melhor da gênese e dinâmica hidrográfica da Região Serrana do Espírito Santo.

Não há, nesse sentido, como entender a gênese e evolução de bacias hidrográficas como a do Rio Benevente, sem o estudo da relação entre relevo e estruturas Proterozóicas no condicionamento da drenagem, em função do detalhamento dos fatores que mantém essa relação. Fato que pode elucidar as questões levantadas e *auxiliar o entendimento da gênese de bacias na borda da fachada atlântica*, aliado é

claro, ao estudo de outros mecanismos que possibilitam entender a evolução hidrográfica diretamente sobre estruturas de organização complexa e antiga.

Há uma forte relação entre os fatores condicionantes estudados por Vervloet (2009) com os dobramentos de fundo que Ruellan pesquisou nos anos 50 e com a configuração heterogênea das rochas Proterozóicas. Diante desse contexto, esse doutorado procurará apresentar como essa relação entre dobramentos, sistemas de knickpoints, diversidade litológica e relevo ocorrem ao nível da compartimentação hidrogeomórfica.

1.3 – Objetivo geral.

- Estudar a Região Serrana do Espírito Santo, em especial o relevo da bacia hidrográfica do Rio Benevente, como compartimentos de relevo residuais, resultantes de processos geomórficos diferenciais condicionados por dobramentos de fundo. Para tal será investigado os processos de evolução diferencial da hidrografia frente às estruturas litológicas herdadas do Proterozóico e a importância dos dobramentos anticlinais e sinclinais de fundo na compartimentação deste relevo.

Queremos deixar bem claro que, embora haja muitos trabalhos sobre o relevo do Planalto Atlântico realizados sobre uma abordagem predominantemente tectônica e/ou neotectônica, como os de Saadi (1993, 2000), Hasuy (1990), Gontijo (1999) Riccomini (1989) e Mello (1997) entre muitos outros, nossa intenção não é pesquisar os fundamentos tectônicos na gênese dos compartimentos e hidrografia, mas sim a *importância das estruturas Proterozóicas nos fatores condicionantes da evolução diferencial da drenagem, em face dos dobramentos de fundo e sistemas de knickpoints intencionando, desta forma, estabelecer novos conhecimentos sobre o relevo do Planalto no Espírito Santo*. Fato que acreditamos ter sido muito pouco pesquisado nestes trabalhos, embora não fosse objetivo primordial deles, e também pouco pesquisado na geomorfologia brasileira que se ocupou dos estudos das terras altas do Planalto.

1.4 – Objetivos específicos.

- Pesquisar a relação das estruturas litotectônicas Proterozóicas com a compartimentação do relevo, em termos de erosão diferencial e intemperismo químico;
- Avaliar o papel dos sistemas de knickpoints na evolução dos perfis longitudinais dos principais canais fluviais da bacia e a relação com os níveis de base do relevo;
- Analisar qual a natureza dos processos de seccionamento e festonamento feitos por canais fluviais sobre as litoestruturas que estão orientadas para NE e NNE na região da bacia;
- Estabelecer as características geomórficas dos sistemas de evolução da rede de drenagem da bacia;
- Elaborar o mapa hidrogeomorfológico da bacia hidrográfica do Rio Benevente tendo este como síntese final da pesquisa.

1.5 – A área em estudo: Bacia hidrográfica do Rio Benevente – Um espaço da continuidade geomórfica do Planalto Atlântico no Espírito Santo.

A área de estudo escolhida é a bacia hidrográfica do Rio Benevente, localizada no sul do Espírito Santo e abrangendo grande parte do espaço geomórfico da chamada Região Serrana do Estado, conforme se pode visualizar pela fig. (01) e fig. (02). A bacia do Benevente possui aproximadamente 1.260 Km² de área, entre os meridianos de 41°00' e 40°30'WG e os paralelos 20°00' e 20°48' de latitude sul, englobando os municípios de Anchieta, Alfredo Chaves, Domingos Martins, Piúma, Rio Novo do Sul e Guarapari no sul do Espírito Santo.

A Região Serrana do Espírito Santo se configura como um conjunto de compartimentos de relevos escalonados na forma de níveis altimétricos que levou King (1956) a considerar como superfícies de aplainamento. Da observação das imagens de satélite se deduz serem estes relevos “resíduos” que sobraram de longos processos de dissecação que atuaram no período Cenozóico, uma vez que, os mesmos faziam parte de um mega planalto que se estendia por toda a fachada atlântica do Brasil (MAIZATTO, et. al. 2009) e (CHEMALE JR. e HADLER NETO, 2005). Esse mega planalto teria sido dissecado por ciclos de aplainamento atuantes ao longo do Cenozóico, sendo isso objeto de ampla discussão na história da geomorfologia brasileira (VERVLOET e ROSS, 2012). Portanto, no Espírito Santo a Região Serrana representa importante significado geomórfico para compreensão da gênese destas terras altas. Todavia, não é objetivo desta pesquisa investigar o papel dos processos de aplainamento na formação desses relevos “residuais”.

Por englobar uma grande área territorial que vai do oceano Atlântico até a porção centro sul e interior da Região Serrana, a bacia do Rio Benevente reflete o comportamento litoestrutural e litotectônico dessa Região Serrana, em uma relação compartimentos geomórficos-litoestruturas-tectônica. Assim sendo, apresenta-se como importante área amostral específica de aplicação do método escolhido e das técnicas e procedimentos utilizados neste estudo geomorfológico.

Fig. (01). Localização da bacia hidrográfica do Rio Benevente (traçado amarelo) e da Região Serrana do Espírito Santo (traçado branco).

Fig. (02). Visão hidrográfica da rede de drenagem da Bacia do Rio Benevente.

O principal acesso à região é feito pela BR – 101 que liga Vitória ao Rio de Janeiro, sendo que, para o interior da bacia, também existem estradas pavimentadas com distribuições laterais de vias não pavimentadas, mas de fácil trânsito. Portanto, quase todos os setores da bacia são de excelente acesso, com exceção da região próxima ao Distrito de Urânia, onde estão distribuídas as nascentes do canal principal Rio Benevente, que tem o acesso dificultado por estradas cujo trânsito é mais limitado. Entretanto, nos outros setores da bacia há fácil acesso para execução de trabalhos de campo.

As cabeceiras de drenagem que formam as nascentes principais dessa bacia encontram-se na região da Pedra do Alto do Redentor, após o distrito de Urânia, originando o Córrego do Redentor que, nas proximidades deste distrito, passa a receber o nome de Rio Benevente. Este canal fluvial deságua diretamente no Oceano Atlântico no município de Anchieta.

As atividades econômicas da região estão divididas em dois grupos principais: no litoral onde predomina a pesca e o turismo, e no interior que tem seu suporte econômico baseado na agropecuária.

A agricultura tem a bananicultura como produto principal e o café em plano secundário, sendo que as culturas temporárias são representadas por feijão e milho, distribuídos pontualmente por todo o espaço da bacia. A bovinocultura e, com menor expressão a suinocultura, tem na pecuária as duas principais atividades.

Recentemente, na última década, processos de industrialização e urbanização vêm se incrementando, acarretando a ampliação de vias vicinais, aumento dos núcleos urbanos e, a pavimentação de estradas estaduais no espaço regional da bacia, além de duplicação da BR 101 que corta a região no sentido norte-sul.

Diante disso, ocorre a formação de novas frentes de ocupação de espaços e ampliação de núcleos de povoados, o que acarreta manchas de atividades impactantes em setores diversos do espaço regional, tais como ecoturismo, turismo recreativo, implantação de monocultura de eucaliptos em “complexos” de cabeceiras de drenagem, com suas redes de nascentes, dessecamento de planícies de

inundação, através de retificações de canais para drenagem, intencionando a implantação de pastagens localizadas, construção de pequenas centrais hidroelétricas, mineração de rochas graníticas para as indústrias que estão se instalando e comércio de rochas ornamentais, entre outros.

São atividades que necessitam a exigência rápida de estudos que objetivem contribuir para o conhecimento de todos os vetores dinâmicos de suas potencialidades paisagísticas, uma vez que a região da bacia é muito bem provida de espaços geomórficos de relevante interesse cênico, que necessita da proteção para preservação de seu patrimônio natural, bem como da dinamização das atividades turísticas.

Portanto, vem crescendo nos últimos anos, sistematicamente, a necessidade de estudos básicos sobre a natureza geomórfica dessa drenagem, sem a qual é praticamente impossível evitar os padrões de frentes de atividades impactantes e que exigem o conhecimento direto e minucioso da natureza tropical úmida tanto regional, quanto setorial desse território. Fato que de certa forma justifica também sua escolha como área de estudo.

Este trabalho, no entanto, não tem a intenção direta de contribuir com a análise ambiental da região em função dessas transformações espaciais, mas de auxiliar o conhecimento desse ambiente físico, como forma de subsidiar, ainda que indiretamente, as soluções que são necessárias aos problemas advindos dessas transformações.

Capítulo 02 – A base teórica e o método de estudo adotado.

A base teórica que subsidiou a realização deste trabalho é a teoria do antagonismo de forças entre processos endógenos e exógenos de Penck (1953), que lança a fundamentação teórica para se entender o relevo de paisagens continentais em função desse antagonismo de forças e processos.

A escolha da base teórica de Penck se fundamenta na possibilidade de articulação entre conceitos trabalhados por este autor com elementos empíricos que podem ser constatados e cartografados na realidade de campo, permitindo que fatos geomórficos possam ser associados e indeterminados, em função do método escolhido.

A proposta de investigação do relevo com base no antagonismo de forças exógenas e endógenas é mais desejável no estudo de relevos de caráter nitidamente estrutural, como é o caso em questão, devido a capacidade que esse sistema teórico permite para a interpretação de relevos estruturais, em função dos processos exógenos fluviais, embora outras propostas possam ser também utilizadas como Davis (1938), King (1956), Budel (1982), Hack (1960) entre outros.

Para Penck (op.cit.) a paisagem terrestre da crosta era o resultado do conflito entre processos exógenos e endógenos. Os processos exógenos seriam resultantes da ação das forças externas sobre a superfície comandadas pelo clima e estariam relacionados ao incremento ocasionado pelos processos endógenos, que para ele teria como principal motor as forças tectônicas. Diferentemente de Davis (1938) que se baseava nas etapas cíclicas de soerguimento da superfície por forças tectônicas em estágios sequenciais, de King (1956) que via no recuo paralelo das vertentes a base para interpretação da paisagem a partir dos pediplanos, de Hack (1960) que acreditava na superfície como oriunda do equilíbrio de forças em que haveria evolução dinâmica e de Budel (1982) que colocava maior preponderância na variável climática como agente genético principal do relevo.

Penck (op.cit.) considerava que as forças endógenas atuavam de dois modos: um dinâmico, causado pelos movimentos tectônicos atuais da crosta, e outro estático, relacionado a composição litológica e ao arranjo estrutural do substrato rochoso que atuaria de forma passiva, condicionando os processos de erosão diferencial.

Nesta pesquisa de doutorado o conceito de erosão diferencial está relacionado ao condicionamento diferencial que a superfície provoca nos processos de erosão, em função da organização complexa que possui as rochas da superfície. Ou seja, não são os mecanismos de erosão que se diferenciam por si só, mas sim, o condicionamento que a superfície ocasiona frente aos agentes de erosão atuantes sobre ela, determinando, deste modo, a natureza da erosão diferencial, englobando tantos os processos mecânicos de superfície quanto os geoquímicos subsuperficiais e superficiais, uma vez que, ambos estão fortemente relacionados.

As implicações dessa organização, ou seja, o arranjo litoestrutural das rochas frente aos agentes exógenos que atuam sobre a superfície é de interesse especial nesta pesquisa e será tratado em um subcapítulo mais a frente.

A proposta teórica de Penck se diferencia da de Davis (1938), King (1956), Budel (1982) e Hack (1960) por possibilitar entender os processos exógenos fluviais em termos de verificação da atuação dos sistemas de knickpoints na elaboração da paisagem, possibilitando demarcar os níveis diferenciais de dissecação da superfície em função da natureza hidrográfica dos terrenos. Daí optarmos pela aplicação de sua proposição teórica neste trabalho. Embora nos outros autores haja referência a importância dos knickpoints fluviais como níveis de base locais no controle dos processos erosivos, sobretudo o trabalho de Davis (op. cit.), é com Penck que os knickpoints, tanto fluviais como de vertentes, planícies, etc., irão ser vistos dentro de um sistema de evolução. E, mais, este autor conseguirá posicionar essas feições em um lugar de destaque na sua proposta teórica, sendo primordial para o entendimento e aplicação ao estudo do relevo.

Haveria também, na proposição de Penck (op. Cit.), uma terceira condição de evolução da superfície, relacionado ao produto do equilíbrio de forças entre esses dois processos, que resultaria em formas de relevo derivadas do equilíbrio entre

agentes exógenos e endógenos. Quando as forças de denudação, ou seja, quando os processos exógenos se igualassem às forças endógenas em uma taxa de equivalência similar, haveria um equilíbrio na evolução das formas da superfície, sendo uma terceira proposição na consideração da essência de análise morfológica. Assim, para este autor, a morfologia (que depois veio a ser conhecido como geomorfologia) deveria ser assentada em três elementos principais, a saber:

- 1 – processos exogenéticos;
- 2 – processos endogenéticos, e,
- 3 – os produtos de ambos os processos, derivados do jogo de equilíbrio de forças que haveria em determinadas porções da superfície.

Podemos considerar que a abordagem de Penck se configura como um sistema físico-teórico de tentativa de entendimento das forças tectônicas da Terra, por meio do estudo de sua morfologia. Para Penck (op.cit.) não interessava muito o estudo do relevo *stricto sensu*, mas em fazer da morfologia uma forma de compreender as forças tectônicas que teriam moldado a crosta da Terra. A superfície da Terra era tratada em sua abordagem como um campo de forças em que ocorreria, ao longo do tempo geológico, a atuação desses três elementos de processos, tendo como resultante a origem e dinâmica da paisagem morfológica.

Não é objetivo desse capítulo tecer considerações profundas sobre a proposta de Penck (op. Cit.), devido à prolixidade que isto pode ocasionar. Entretanto, ao longo do trabalho trataremos e discorreremos sobre seus conceitos sempre que se fizer necessário, como forma de demonstrar a capacidade evocativa e a aplicação de sua proposta teórica.

2.1 – O método de pesquisa geomorfológico adotado.

O método que subsidiou a realização desta pesquisa é o da *Associação e Indeterminação Geomorfológica* de Leopold e Langbein (1970). Esse método consiste em um tipo de lógica científica em uma construção argumentativa, baseado em uma linha de raciocínio que parte da associação de diferentes fatos geomórficos

cartografados, visto que a associação de diferentes observações de fatos geomórficos é considerada um tipo de lógica científico-metodológica.

.

Na geomorfologia há diferentes propostas metodológicas que fazem associação de fatos como Ab'Sáber (1969) que se baseia na aplicação de níveis de tratamento da pesquisa geomorfológica, fundamentado na compartimentação da paisagem morfológica, na estrutura superficial e na fisiologia da paisagem. Entretanto, sua proposição não explicita o conteúdo lógico de um método associativo de fatos geomórficos. Na proposta de Ab'Sáber cada nível de tratamento pode ser um sistema de associação, o que coloca problema com relação a relação que esses níveis de tratamento irão ter na linha de argumentação geomorfológica.

Há a proposta de Ross (1992) que traça o estudo do relevo por meio da compartimentação morfológica da paisagem baseado nos conceitos de morfoestrutura e morfoescultura de Mescerjakov (1968). Essa proposta é prática e possibilita o tratamento da informação geomorfológica na dependência da qualidade do material cartográfico utilizado. Quanto melhor o material cartográfico utilizado maior a quantidade e qualidade das informações a serem tratadas. No entanto, fica uma dependência da ótica cartográfica que pode interferir na lógica dos fatos geomórficos que devem ser associados. Há uma limitação na tentativa de fazer associação dos fatos por meio desta proposta relacionada às características do material cartográfico utilizado em sua aplicação.

Tricart (1977) vai apresentar uma proposição metodológica de análise do relevo com viés ecológico que é muito pouco utilizado no Brasil, fundamentado na análise ecodinâmica da paisagem com base nos meios ecodinâmicos. Essa proposta foi utilizada por esse autor para estudar o relevo da Estação Ecológica de Taim no Rio Grande do Sul (GOMES, et. al. 1987). Ultimamente vem sendo utilizada por geógrafos para estudos ambientais da paisagem com forte conotação ecológica. Todavia se configura como uma proposição que faz uso do estudo da morfologia para atingir e aprofundar a análise ecológica da paisagem, sem preocupação com uma discussão lógica sobre a essência dos fatos morfológicos para aplicação na ecologia.

Leopold e Langbein (1962) apresenta um método de análise da paisagem morfológica baseada no jogo de distribuição de forças físicas atuantes na superfície da terra. Essa metodologia tem fundamentação na visão mecanicista da paisagem por meio da entropia, em que se analisa a diversidade e espacialização dos processos físicos atuantes no relevo com base na ótica mecânica. Trata-se na verdade de um dos ramos da escola Davisiana que se desenvolveu nos Estados Unidos ao longo dos anos 1940 a 1960. Entretanto, esse método é fortemente dependente de conceitos buscados na física e na mecânica, sendo aplicados à análise geomórfica, tendo uma contextualização de conceitos que pode colocar sérias limitações na busca de interpretação dos fenômenos geomorfológicos.

Há outros métodos de análise geomórfica que poderiam ser elencados para estudos fluviais e estruturais, entretanto, consideramos esses os mais próximos do método da associação e indeterminação geomorfológica de Leopold e Langbein (1970). Eles, de certa forma, são, também, uma maneira lógica de estudo dos fatos geomórficos, no entanto, dependentes de etapas que limitam a construção da argumentação e do raciocínio a partir dos dados levantados.

Este método que foi escolhido para subsidiar as etapas de investigação geomorfológica deste trabalho é puramente lógico. Não se trata somente da busca de relações entre processos, mas de produzir interpretações de eventos, fatos, dados, manifestações e fenômenos baseando-se na associação com aqueles já conhecidos, documentados e estudados do ponto de vista cartográfico geomorfológico. Esta pesquisa utiliza, em grande parte, informações que foram coletadas nos procedimentos técnicos (cartográficos, trabalhos de campo e gabinete) e que serviram de direção à execução desse método. Entretanto, estas são sempre complementadas por associação com fatos já estudados pela literatura geomorfológica.

Assim sendo, por ser o relevo e as estruturas que o sustenta algo muito variável e complexo, o método da associação explica melhor essas variações por meio da introdução de relações que tem uma importância proporcional ao nível de concordância com a realidade encontrada no campo e nos produtos cartográficos que serão gerados. A associação e indeterminação geomorfológica é, portanto, uma

linha de raciocínio lógica fundamentada por meio dos fatos geomórficos elencados e cartografados que podem se dar por meio da correlação, da associação, da inferência, da comparação, enfim, da busca de relações entre estes fatos.

Segundo Leopold e Langbein (1970), existem quatro tipos diferentes de associações fundamentais. A saber:

- **Associação indicativa do processo em ação.** É o tipo de associação de processos mais simples e fundamental que existe na natureza. Por exemplo, um sistema de redes de cabeceiras de drenagem que está em processo atual de evolução pode ser associado a um sistema de fraturamentos ocorrentes na sua paisagem, desde que haja correlação de parâmetros morfométricos como direção da incisão dos canais, orientação das fraturas com o eixo de dissecação das cabeceiras, níveis diferentes de evolução, tectonismo regional, etc. Sabe-se, portanto, que a gênese e evolução dessas cabeceiras de drenagem podem estar profundamente associadas aos sistemas de fraturas das estruturas.

- **As associações de processos particulares.** Refere-se a um tipo de associação em que as peculiaridades dos processos ocorrentes permitem entendê-los em função dessas características particulares. O melhor exemplo é a ocorrência de paisagens em que a presença de um relevo na forma de leques aluviais possibilita compreendê-los como uma forma resultante de processos vinculados àquele setor da paisagem. Sabe-se, portanto, que aquele material formador do leque aluvial está associado àquela feição da paisagem, originada por processos em um setor de vale que, ao ser erodido, originou outra forma de relevo. Neste sentido, as duas formas de relevo, o vale e o leque aluvial, estão profundamente associados.

- **A associação de processos locais.** É a que trata de relações de processos que são ocorrentes fora do contexto observado, ou seja, eles se situam em uma condição de observação que possibilita entendê-los como ocorreram fora do contexto em que estão posicionados. O melhor exemplo disto é a ocorrência de um depósito sedimentar localizado que permite inferir as condições de paisagem que permitiu a geração desse registro sedimentar.

- **Síntese das observações.** A síntese de uma variedade de observações efetuadas por meio dos procedimentos cartográficos e de trabalhos de campo é, com efeito, uma ampliação do alcance das associações, consideradas em um contexto determinado. Ela é, simplesmente, a projeção ampliada do contexto das associações. Segundo Leopold e Langbein (1970), a quantidade de associações em um processo mental é a medida do grau de realização que alcança esta síntese. Quanto melhor a síntese, maior o número de associações que podem ser feitas no contexto considerado. Em outras palavras, a síntese é o processo de considerar as pequenas porções individuais do conhecimento, dentro de um sistema mais amplo, sendo, no entanto, um processo de generalização. A síntese é simplesmente a ampliação esquemática e sistemática do contexto da associação. Ela é o resultado final da construção lógica e de argumentação do processo de investigação (POPPER, 2013).

Uma das melhores formas de se trabalhar com o método da Associação e Indeterminação Geomorfológica é por meio da cartografia geomorfológica¹ do relevo, aliado a outras informações coletadas em procedimentos técnicos, complementados por observações de campo. Isto ocorre porque ela permite a compilação de informações e fatos no estudo do relevo que possibilita a operacionalização desse método. A cartografia geomorfológica é bem pedagógica como uma maneira de se operacionalizar tal método, desde que respeitado os parâmetros básicos de cartografia. Portanto, ao longo da pesquisa, toda forma de raciocínio geomórfico empregado pelo método escolhido será apresentado e discutido cartograficamente, junto com outros dados que são apresentados e discutidos.

2.2 – Procedimentos técnicos e operacionais da investigação.

Para se fazer a associação de fatos geomórficos foram estabelecidos procedimentos técnicos e cartográficos de compilação de informações sobre as litoestruturas,

¹ Cartografia geomorfológica não diz respeito, exclusivamente, a elaboração de mapas geomorfológicos, mas, em uma forma de análise, de investigação, de observação dos fatos geomórficos como forma de ordená-los em um processo lógico de raciocínio, tendo o mapa como produto empírico e gráfico da análise realizada e/ou síntese da pesquisa.

hidrografia e sobre o relevo. Esses procedimentos são fundamentados e direcionados através de etapas cartográficas, gabinete e de trabalhos de campo que tiveram como produto final a confecção de um mapa hidrogeomorfológico que serviu como eixo guia das etapas técnico-operacionais. Nesta pesquisa, a cartografia geomorfológica, os trabalhos de gabinete e de campo aparecem como procedimentos técnicos de compilação de informações geomórficas e não como eixo metodológico. Isso se faz necessário porque os procedimentos técnicos e operacionais são os melhores meios de compilar informações para se fazer a associação de fatos geomórficos.

Foi realizada também, concomitantes as etapas de elaboração de mapas, a compilação de dados estruturais de lineamentos em anfiteatros perenes e sistemas de fraturas em afloramentos de campo, a feitura de perfis longitudinais de rios principais sobrepostos às unidades litológicas. O que será melhor apresentado nos subcapítulos posteriores.

Para o estudo do intemperismo químico procedeu-se a compilação de dados de composição química e mineralógica das unidades litológicas da bacia na forma de tabelas, buscadas em Féboli (1993a e 1993b) e Vieira (1997). Tais tabelas serviram como forma de auxiliar o entendimento dos processos de erosão diferencial, realizado pela hidrografia para correlação com a morfologia do relevo que foi mapeado nos compartimentos elencados. Procurou-se correlacionar os dados de composição químico-mineralógica das unidades com os compartimentos de relevo em processo de convexização, através da verificação do grau de suscetibilidade a alteração intempérica química das unidades litológicas. Portanto, o que se verificou foi a suscetibilidade das litoestruturas ao intemperismo químico em função da composição mineralógica e química. Não foi investigado a natureza do processo intempérico químico, devido a complexidade que tal pesquisa demanda, mas a suscetibilidade da litologia, em função da composição da rocha, como variável de entendimento da diversidade de compartimentos de relevo e erosão diferencial.

2.2.2 – Procedimentos cartográficos.

Para auxiliar a coleta de informações sobre os fatos geomórficos a serem associados os procedimentos cartográficos foram utilizados buscando estabelecer uma sequência lógica, facilitando a compilação de dados que foram correlacionados com observações de campo e com outros dados coletados. Foram os seguintes procedimentos cartográficos realizados:

1ª - Mapa de domínios tectônicos da bacia e Mapa de Unidades Litológicas: O primeiro mapa objetivou reconhecer os compartimentos tectônicos e suas relações estruturais (blocos tectônicos, eixos e tipos de dobramentos e sistemas de falhas) na região da bacia, relacionados aos grupos de formas de relevo. Este mapa foi elaborado dentro das seguintes etapas:

- a - Análise de cartas topográficas 1:50.000 e de mapas geológicos 1:100.000 da CPRM, juntos com imagens SRTM e MDT da bacia;
- b - Após analisar esses documentos procedeu-se a vetorização em programa de SIG dos dados tectônicos interessantes a elaboração do mapa de domínios tectônicos (sistemas de dobras, falhas, fotointerpretação de fraturas, etc.) junto com informações de trabalhos de campo e revisão bibliográfica;
- c – Após vetorização, esses dados foram sobrepostos as fotografias aéreas digitais da bacia como forma de correção, restituição e visualização da relação com os compartimentos de relevo;
- d – Após essa sobreposição algumas correções foram realizadas até se chegar a uma escala de apresentação e escolha dos dados tectônicos interessantes a análise geomórfica, tomando-se a simbologia para feições tectônicas adotadas por Féboli (1993a e 1993b) e Vieira (1997). Este mapa será apresentado e melhor discutido no subcapítulo 4.3.

Já o mapa de unidade litológicas é o resultado da compilação das unidades litológicas de Féboli (1993a e 1993b) e Vieira (1997). Ele se configura como um mapa que apresenta a distribuição das principais unidades litológicas da bacia, sobreposto a MDT. Foi elaborado dentro das seguintes etapas.

- a – Vetorização dos polígonos das unidades litológicas da bacia em programa de SIG;
- b – Após a vetorização, as unidades litológicas foram sobrepostas às fotografias aéreas digitais para correção, restituição e melhor delimitação de seus limites. Essa

correção foi fundamentada tomando-se como variável principal a própria morfologia do terreno, e, principalmente, trabalhos de campo analisando macroscopicamente os afloramentos de rocha, onde em grande parte dos casos houve perfeita correspondência entre a rocha e o relevo, tomado como variável;

c – Na etapa seguinte, para elaboração do mapa final, foram escolhidas a simbologia de Vieira (1997). Este mapa é apresentado anexo a tese (Anexo A).

2ª – Mapa de compartimentos hidromorfológicos: Foi realizado objetivando o reconhecimento das zonas hidrográficas homogêneas, em função dos padrões de drenagem de Howard (1967). Trata-se de unidades em que se observam os fatores que intervêm na relação entre estruturas tectônicas, rede de drenagem e relevo. A base cartográfica utilizada foi a análise de cartas topográficas 1:50.000, mapas geológicos 1:100.000 da CPRM, imagens SRTM e trabalhos de campo. Para elaboração deste mapa foram executadas as seguintes etapas:

a – Após análise dos documentos cartográficos procedeu-se a delimitação em carta topográfica dos padrões de drenagem com base na classificação proposta por Howard (1967);

b – Terminada esta delimitação foi vetorizado em programa SIG todos os polígonos correspondentes aos padrões de drenagem estabelecidos e reconhecidos;

c – Com os padrões de drenagem vetorizados foi feito a sobreposição em fotografias aéreas digitais onde foram realizadas correções nas distorções e melhor refinamento dos limites mais corretos, conformes as características estabelecidas na proposta de Howard (1967);

e – Com as correções e refinamento realizados chegou-se a uma compartimentação do relevo com base nesse padrões onde foi possível reconhece-los como unidades hidromorfológicas. Este mapa será apresentado e melhor discutido no subcapítulo 2.2.2.

3ª – Mapas de compartimentos e feições morfológicas: Objetivou delimitar os compartimentos morfológicos relacionados e inseridos nas unidades hidromorfológicas, os grupos de formas e feições de relevo, associados aos tipos de processos fluviais dos respectivos sistemas de canais e suas frentes de expansão, formadores da hidrografia geral da bacia. Subsidia também a análise dos vales de seccionamento e festonamento da mesma. A base foram cartas topográficas digitais

e analógicas em 1:50.000, fotografias aéreas 1:25.000 e imagens SRTM, MDT e trabalhos de campo. Este mapa subsidia a realização da etapa final de elaboração do mapa hidrogeomorfológico. Para sua feitura foram seguidas as seguintes etapas:

- a – Terminado o mapa de unidades hidromorfológicas foi realizado, para cada unidade reconhecida, o mapa de compartimentos e feições morfológicas;
- b – O mapeamento dos compartimentos e feições morfológicas foi realizado com base na fotointerpretação geomorfológica de fotografias aéreas digitais e algumas analógicas por meio de estereoscopia;
- c – A fotointerpretação foi realizada seguindo a simbologia de representação das feições do relevo buscadas nos trabalhos de Fairbridge (1968) e Coltrinari (1984). Dessa forma para cada unidade hidromorfológica foi realizado um mapa de compartimentos e feições morfológicas. Melhor discussão da elaboração e importância dos dados desse mapa será realizada no subcapítulo 2.2.4.

4ª – Mapas de sistemas de knickpoints (knickzonas): Foram produzidos mais de um mapa desta natureza que auxiliou a compreensão e localização espacial dos níveis de base regional e local, os pontos de interrupção do perfil longitudinal (associados aos respectivos perfis longitudinais dos canais principais que foram realizados), a posição espacial das dobras, dos eixos de dobramentos e os sistemas de falhas das rochas Proterozóicas. A base cartográfica foram fotografias aéreas em 1:25.000, 1:15.000, imagens MDT e trabalhos de campo. Os critérios e etapas de elaboração desse mapa são apresentados e discutidos no subcapítulo 2.2.4.

5ª – Mapa hidrogeomorfológico (síntese conclusiva): Todos esses mapas trouxeram um conjunto de informações acerca do papel das estruturas Proterozóicas, através dos fatores litoestruturais no condicionamento e evolução da rede hidrográfica que foram, ao longo da pesquisa, associados aos fatos e processos geomórficos e hidrogeomórficos mapeados. Tudo serviu para apresentação do mapa hidrogeomorfológico como síntese final da pesquisa.

A síntese conclusiva teve, portanto, como produto final a confecção do mapa hidrogeomorfológico que auxiliou o conhecimento dos processos responsáveis pelo controle da evolução da drenagem, a relação destes com os dobramentos de fundo, informações sobre a gênese dos knickpoints e compreensão das condições

geomórficas, atuantes no período em que a drenagem seccionou as principais litoestruturas orientadas para NNE e NE. Este mapa traz, também, informações sobre a climatologia dinâmica da região por meio de informações sobre os sistemas atmosféricos produtores de tempo.

O mapa hidrogeomorfológico, além de ser a síntese de todas as associações produzidas pelos outros mapas, torna-se uma proposta de cartografia hidrogeomorfológica para bacias hidrográficas de ambientes tropicais úmidos, uma vez que o Brasil já produziu alguns mapas hidrogeológicos para efeito de gerenciamento de recursos hídricos subterrâneos, mas não produziu quase nada em termos de cartografia hidrogeomorfológica. A simbologia que subsidia a fotointerpretação geomorfológica que concretiza o desenvolvimento dessa cartografia hidrogeomorfológica se baseia em Tricart (1964 e 1965) e Tricart e Michel (1965).

Esses mapas foram os que serviram como eixo norteador da aplicação do método adotado e alguns serão melhor discutidos nos próximos subcapítulos. No entanto, outros mapas foram produzidos para auxiliar a compilação de outras informações sobre o relevo como o mapa clinográfico, hipsométrico, de unidades litológicas etc., e serão apresentados nos respectivos subcapítulos que se seguem. Na fig. (03) apresenta-se o fluxograma metodológico e operacional da pesquisa.

Fluxograma metodológico e técnico operacional

Fig. (03). Fluxograma demonstrando as etapas e procedimentos técnico-operacionais realizados. Elaboração: Roberto Vervloet.

2.2.2 – Hidrogeomorfologia e cartografia hidrogeomorfológica.

Neste subcapítulo, procurando discutir sobre a importância da relação entre compartimentação do relevo com os estudos hidrogeomorfológicos e a cartografia propriamente dita, será apresentada uma breve discussão sobre a importância da hidrogeomorfologia para os estudos fluviais da paisagem. Tal necessidade também se impõe, em função da escolha de qual concepção de ciência hidrogeomorfológica que esta pesquisa adotou. Fato que determina de certo modo a natureza do trabalho.

A hidrogeomorfologia é uma corrente da geomorfologia que tem se desenvolvido muito nas últimas décadas com pesquisas muito variadas que não delimitam muito bem a natureza conceitual dessa corrente. O uso do termo hidrogeomorfologia, em pesquisas de geomorfologia, começou na década de 1960 através de estudos de Tricart (1964) sobre cartografia hidrogeomorfológica detalhada, por meio de uma concepção fundamentada no entendimento da predominância do papel das águas fluviais na formação dos relevos.

Há quem acredite que essa disciplina tenha sido proposta conceitualmente em 1973 (GOERL, et.al., 2012), através do trabalho de Scheidegger (1973), entretanto, esta corrente já havia sendo tratada na geomorfologia desde os anos 1930, por meio das pesquisas de Horton (1945) e muitos outros, embora não houvesse o reconhecimento delas como hidrogeomorfológicas e nem o uso desse substantivo como designativo de uma tendência científica.

É evidente que não se define uma corrente científica pelo uso de certos substantivos, tal como a palavra “hidrogeomorfologia”, mas sim pelo seu enfoque e pelo caráter de abordagem que essa corrente procura apresentar no tratamento de seu objeto de estudo e no desenvolvimento de seus métodos de investigação (POPPER, 2010).

Assim sendo, podem-se considerar como hidrogeomorfológico os vários trabalhos desenvolvidos na geomorfologia fluvial americana dos anos 1940 e 1950 e que foi um dos fundamentos do desenvolvimento histórico da disciplina geomorfológica, como demonstrado por Vervloet (2009).

Neste contexto, ao se fazer um levantamento rápido dos trabalhos mais recentes que se intitulam como hidrogeomorfológicos, ou seja, designativos de uma corrente científica particular dentro da geomorfologia, podem-se vislumbrar duas formas de abordagem que essa corrente tem desenvolvido. Uma forma de abordagem com enfoque baseado na hidrografia das bacias fluviais e a outra forma fundamentada no estudo dos canais fluviais propriamente ditos.

Para a corrente que tem abordagem sobre o estudo da hidrografia das bacias têm-se os trabalhos de Tricart (1964), Marini e Piccolo (2005), Ojeda et. al. (2007), Teixeira et. al. (2009), Santos (2009), Marini et. al. (2009), Ollero et. al. (2011), Goerl et. al. (2012), entre outros. Para a corrente que aborda o estudo dos canais fluviais, propriamente ditos, os exemplos são os trabalhos de Barco (1995), Chave (2002), Garry et. al. (2002), Ballais et. al. (2007), Lelièvre et. al. (2008), Mata e Gonzáles (2011), Ballais et. al. (2011), entre outros.

Há estudos sobre a importância metodológica e teórica da hidrogeomorfologia como os trabalhos de Okunishi (1991, 1994), Dunne (1994), Sidle (2004), Babar (2005), Ballais (2006) e Goerl et. al. (2009).

Essa pesquisa tem como um de seus objetivos a apresentação do mapa hidrogeomorfológico da bacia do Rio Benevente, como já dito anteriormente, intencionando, ainda que de forma indireta, desenvolver uma proposta de cartografia hidrogeomorfológica analisando a relação entre evolução da drenagem, dobras de fundo e knickpoints.

Nesse sentido, a concepção hidrogeomorfológica desse trabalho é o de uma corrente da geomorfologia que procura estudar os relevos originados pelos processos predominantemente fluviais, ou seja, a noção de hidrogeomorfologia adotada é a de uma corrente da geomorfologia que procura estabelecer o papel “preponderante” das águas fluviais na gênese e dinâmica do relevo, tendo a hidrografia como objeto principal de análise (TRICART, 1964). Portanto, nesse trabalho a concepção de hidrogeomorfologia insere-se na linha de tendência de estudo dos processos hidrográficos fluviais. Isso, de certo modo, não significa que não deva ser considerado como hidrogeomorfológico, os trabalhos com a concepção diversa desta ótica, ou seja, a título de exemplo, as pesquisas que visam estabelecer processos hidrológicos de vertentes. Ou, até mesmo, pesquisas sobre

ação do gelo e degelo na formação de relevos glaciais. No entanto, para efeito de estudo da evolução da drenagem em face das dobras de fundo, diversidade litotectônica e litoestrutural a ênfase será sobre os processos da hidrografia.

2.2.3 – Procedimentos técnicos de compartimentação e cartografia hidrogeomorfológica.

Partindo deste princípio e contexto histórico, tomou-se como critério para elaboração do mapa hidrogeomorfológico, o estabelecimento de etapas e procedimentos técnicos, intencionando compilar informações de acordo com o que foi estabelecido pelo fluxograma metodológico e técnico operacional (fig. 03), relacionado ao método da Associação e Indeterminação Geomorfológica de Leopold e Langbein (1970). Nessa pesquisa, a compartimentação hidrogeomorfológica é tomada como um procedimento técnico para compilação de informações que irão subsidiar a aplicação do método proposto, e não como um nível metodológico da pesquisa.

Esta *primeira etapa* foi a elaboração do mapa tectônico da bacia com o quadro tectônico *Tardi a Pós-Transcorrência* (subcapítulo 4.3, mapa da fig. 51). Este mapa, como já foi falado anteriormente, permitiu ter uma ideia da distribuição espacial e da organização das dobras de fundo na bacia, dos principais traços tectônicos e estruturais e das zonas de cisalhamento, servindo de subsídio a compilação de informações litotectônicas.

A compartimentação da bacia refere-se a *segunda etapa* da pesquisa, em observância à concepção de ciência hidrogeomorfológica adotada. Para se realizar essa compartimentação foram tomados, como referência, os trabalhos de Zernitz (1932) e Howard (1967).

Estes dois trabalhos procuraram estudar a relação que as estruturas litológicas e tectônicas possuem com o padrão de drenagem da superfície, apresentando tipologias de classificação dos padrões, conforme as relações estabelecidas entre o padrão de drenagem e a organização tectônica das estruturas.

A descoberta destas relações permitiu traçar uma forte associação entre drenagem, estrutura e relevo, pois os relevos estão, de certo modo, fortemente relacionados

aos tipos de padrão de drenagem desenvolvidos sobre as estruturas. Tomando-se como referência a tipologia de padrões de canais, apresentada por Zernitz (1932) e modificada por Howard (1967), optou-se por classificar os compartimentos de relevo a partir dos diversos tipos de padrões de drenagem que são encontrados na bacia. Esse procedimento já havia sido realizado por Vervloet (2009), no entanto, reconhecendo dez tipos de unidades de padrões de drenagem ao longo de todo o espaço da bacia. Nesse trabalho houve uma mudança no procedimento de compartimentação, modificando o reconhecimento dessas unidades de padrões para o número de cinco no total, uma simplificação que se faz necessária devido à similaridade entre padrões com características iguais.

A escolha dos padrões de drenagem como ponto de partida para a compartimentação morfológica relaciona-se também a concepção hidrogeomorfológica adotada neste trabalho, baseada no estudo do papel preponderante da água no relevo em face da hidrografia dos terrenos.

Esses compartimentos são conhecidos como unidades hidromorfológicas, em observância ao fato de que estes padrões estabelecem e refletem as relações entre o tipo de drenagem com o relevo e a organização das estruturas litológicas e tectônicas. Todavia, não se pode confundir os critérios de definição de uma unidade de relevo com o de uma unidade hidromorfológica, que é fundamentada nos tipos de padrões de drenagem existentes na superfície, ao passo que unidades de relevo são definidas por critérios puramente morfológicos, morfográficos e/ou morfométricos.

Assim sendo, foi elaborado o mapa das Unidades Hidromorfológicas da bacia, apresentado na fig. (04), com um total de cinco unidades. Cada unidade, e/ou compartimento delimitado, refere-se a um tipo de padrão de drenagem existente na superfície e recebeu o nome do rio principal, referente àquela sub-bacia tributária do Rio Benevente. Eles foram compartimentados tomando-se como referência o Rio Benevente como canal principal.

Os compartimentos hidromorfológicos serviram de base para a realização da *terceira etapa* (mapa de knickpoints) e *quarta etapa* (mapa de feições morfológicas, seccionamento e festonamento fluvial). Portanto, para cada unidade hidromorfológica foi realizado, também, o mapeamento dos knickpoints fluviais e das feições morfológicas.

Procurou-se, na síntese final (mapa hidrogeomorfológico), a realização, tanto necessária quanto possível, de um mapa com informações morfométricas, morfográficas, morfodinâmicas e morfogenéticas, como deve ser todo mapa de linha geomorfológica (FAIRBRIDGE, 1968) e (COLTRINARI, 1984).

Entretanto, por se tratar de cartografia hidrogeomorfológica, foi adotado também, como forma complementar, outra variável de grande importância para entendimento da dinâmica fluvial que são os aspectos referentes à climatologia dinâmica regional. Portanto, o mapa hidrogeomorfológico objetiva cruzar informações da climatologia dinâmica regional com dados morfométricos, morfológicos, morfográficos, morfodinâmicos e morfogenéticos da bacia.

A cartografia hidrogeomorfológica deve sempre primar pelos aspectos fluviais que estão sendo analisados, seja sobre o canal fluvial ou a hidrografia de uma bacia, sendo importante que ele seja a síntese da análise que se empreende sobre o relevo fluvial. Ainda que não seja o objetivo principal do trabalho, ela deve sintetizar e explicitar os elementos principais que permite a construção de uma interpretação geomórfica da superfície que está sendo analisada.

Para compilar informações morfométricas que auxiliaram o mapeamento hidromorfológico do relevo foram elaborados os mapas hipsométrico e clinográfico. No mapa hipsométrico (fig. 05) foram escolhidas classes de altitude que subsidiassem a observação da distribuição espacial de níveis altimétricos correspondentes a grupos de formas de relevo, niveladas nas cotas de 300 e 800 a 1.000 metros de altitude que marcam dois níveis altimétricos bem observáveis nos documentos cartográficos.

No mapa clinográfico (fig. 06) foram escolhidas classes clinográficas que evidenciassem a multiplicidade de padrões de inclinações das vertentes, conforme os tipos de processos de entalhamento fluvial realizado pelos rios.

Esses mapas auxiliaram a compilação de informações morfométricas e morfográficas sobre o relevo da bacia.

Logo após, foi elaborado, em cada unidade, por meio da fotointerpretação em fotografias aéreas digitais e auxiliado por MDT (Modelo Digital de Terreno) com resolução espacial de 5 metros e trabalhos de campo, o mapa de compartimentos e feições morfológicas de cada Unidade Hidromorfológica. Esse mapa configura-se como o reconhecimento dos compartimentos de grupos de formas de relevo e das áreas onde os canais fluviais desenvolveram e desenvolvem processos de seccionamento e festonamento fluvial sobre estruturas tectônicas Proterozóicas.

Esses mapas morfológicos auxiliaram a compilação de um conjunto imprescindível de informações sobre a distribuição e organização dos compartimentos de relevo em face da hidrografia e da organização das estruturas. E, para subsidiar a compilação dessas informações, procurou-se reconhecer cada grupo de formas com base na relação que esses relevos possuem com os processos fluviais, ou seja, em função de processos hidrodinâmicos que participam da origem e dinâmica das feições.

Para tal, objetivou-se reconhecer os domínios hidrodinâmicos do relevo com base na modificação de proposta aplicada por Colangelo (1995, 1996 e 2007). Assim sendo, quatro domínios foram trabalhados: o *domínio da dispersão interfluvial*, *domínio da concentração plúvio-fluvial*, *domínio da dissecação fluvial ativa* e o *domínio da aluviação fluvial*.

O domínio da dispersão interfluvial caracteriza-se por relevos em que se infere o predomínio de processos interfluviais, tais como infiltração da água sobre vertentes de morros e colinas, escoamento superficial e/ou subsuperficial tanto em topo quanto em vertentes, controle da movimentação da água conforme o grau de evolução da cobertura pedológica. Ou seja, define-se pelo predomínio desses processos característicos de interflúvios.

O domínio da concentração plúvio-fluvial caracteriza-se por um conjunto de processos associados a relevos que absorvem rapidamente todo escoamento plúvio fluvial, isto é, relacionam-se com compartimentos de relevo que captam a água das chuvas e as distribuem, por meio de um escoamento superficial e subsuperficial concentrado para um ponto comum, em função da topografia.

O domínio da dissecação fluvial ativa refere-se aos relevos em que os canais “retalham” a superfície rochosa dispostas, em geral, no sentido geral dos fluxos da

drenagem. Daí estarem fortemente relacionados com vales de festonamento, por exemplo, por serem relevos onde a drenagem rompe o condicionamento rochoso imposto pela organização da litoestrutura.

Já o domínio da aluviação fluvial relaciona-se aos setores da superfície em que há o predomínio de processos de sedimentação, e que, por este meio, demonstra aumento da superfície de deposição na medida em que há incremento de sedimentos.

Portanto, os domínios hidrodinâmicos são definidos em função de conjuntos de processos fluviais e plúvio-fluviais característicos e predominantes sobre os compartimentos morfológicos, inferidos empiricamente em função da topografia dos terrenos asilados nestes compartimentos.

Cada grupo de forma de relevo insere-se em um tipo de domínio hidrodinâmico, possibilitando evidenciar os tipos de processos fluviais que participam de forma mais pormenorizada da dinâmica dos agentes hidrográficos fluviais. Nos mapas morfológicos esses domínios foram simbolizados por linhas de traçados e hachuras, com objetivo de não poluí-lo visualmente e reconhecer em que tipo de domínio cada grupo de forma de relevo está inserido.

Junto a aplicação do conceito de domínio hidrodinâmico na análise dos compartimentos morfológicos foi calculado para cada unidade hidromorfológica o $RE_{90\%}$ (Rendimento Específico), com base na $Q_{90\%}$ (vazão mínima que ocorre em 90% do período de tempo da série histórica de registro fluviométrico das vazões).

O Rendimento Específico a partir da $Q_{90\%}$ ($RE_{90\%}$), reflete a quantidade de água que infiltra no solo e contribui para o escoamento base que participa da manutenção da perenidade da drenagem, ou seja, refere-se ao fluxo do escoamento base que responde pela perenidade fluvial sem a participação do escoamento superficial (MELLO, et.al. 2013).

Para calculá-lo é necessário obter a vazão $Q_{90\%}$, dividida pelo valor da área de drenagem da unidade, expressando-o em $L_s^{-1} km^{-2}$, o que permite a comparação entre as unidades por meio de um indicador referenciado a uma mesma unidade de área de drenagem (Km^2). Isso significa, por exemplo, que uma área que possui $RE_{90\%} = 24,80 L_s^{-1} km^{-2}$ produzirá cerca de 24,80 litros de água, como fluxo de base

por segundo a cada quilômetro quadrado do território em referência. Assim é possível identificar as unidades que possuem maior ou menor escoamento base para manutenção do canal e permitir fazer comparações sobre taxas de infiltração d'água na superfície do relevo. Trata-se de um indicador quali-quantitativo que auxilia o entendimento dos processos de infiltração e escoamento superficial, visto em uma perspectiva macro.

Destaca-se que esse indicador foi calculado para cada unidade e seus dados serão comparados em função do “universo” da bacia do Rio Benevente, em que sua extrapolação para outras áreas deve ser feita em condições relativas e com certo cuidado.

2.2.4 – Procedimentos técnicos de análise de fraturas, anfiteatros e knickpoints.

Na pesquisa sobre processos fluviais em áreas de embasamento cristalino com organização geotectônica, litotectônica e dobras complexas, como é o caso da bacia em questão, é primordial estudar o padrão de distribuição e ocorrência dos sistemas de fraturas, dos anfiteatros e knickpoints, em associação as dobras de fundo. Isso porque essas feições possuem forte relação com os processos fluviais e sistemas de dobras, condicionando a maneira como a drenagem evolui ao longo da paisagem através de inter-relações muito específicas típicas de áreas de rochas cristalinas dobradas.

Nesse sentido foi realizada a compilação de sistemas de fraturas no campo para serem relacionadas aos eixos de evolução da drenagem em anfiteatros desenvolvidos em bacias de primeira ordem. Ou seja, procurou-se, com esse procedimento, evidenciar se há alguma associação entre a disposição e orientação dos sistemas de fraturas e os eixos de drenagem em anfiteatros, fatos que já foram pesquisados por Avelar e Coelho Netto (1992), Hess et. al. (1993), Eirado Silva et. al. (1993), Filgueira Leite e Coelho Netto (2002), Xavier et. al. (2002), Coelho Netto (2003), entre outros, demonstrando como sistemas de fraturas condicionam a gênese, evolução e dinâmica das cabeceiras de drenagem em anfiteatro.

Desse modo, para cada anfiteatro desenvolvido em bacia de primeira ordem de drenagem (conforme a drenagem da carta topográfica do IBGE, escala 1:50.000) foi retirado a direção (azimute) do lineamento relativo ao eixo de evolução da drenagem, como se pode observar pela figura (07).

Esse eixo, representado por um lineamento, corresponde à linha de evolução da cabeceira de drenagem em anfiteatro, e teve sua direção em azimute retirada por meio desse lineamento, para ser associada estatisticamente às fraturas medidas em afloramentos de campo. Todos os anfiteatros, interpretados por meio da rede de drenagem da carta topográfica (IBGE, 1978) em escala 1:50.000, tiveram a direção extraída por meio desse lineamento após a elaboração do mapa de lineamentos em cabeceiras de primeira ordem, fig. (08).

A forma de fazer essa associação estatística foi por meio da confecção de diagramas de rosetas semicirculares, com plotagem por frequência absoluta dos azimutes dos lineamentos e das fraturas medidas no campo. Portanto, para cada unidade hidromorfológica estabelecida serão confeccionados esses diagramas, para verificar se há alguma relação entre fraturas e evolução das cabeceiras de drenagem em anfiteatro.

Fig. (07). Anfiteatro com lineamento representativo do eixo de evolução da drenagem, traçado em linha amarela e linha azul representando a drenagem. Organização: Roberto Vervloet.

A definição de fratura adotada neste trabalho é a mesma de Fossen (2012), que conceitua fratura como qualquer descontinuidade do corpo rochoso sendo plana, subplana ou delgada, e em uma direção, formada por esforço externo (tectônico) ou interno (térmico ou residual). Segundo este autor as fraturas podem ser divididas em fraturas de cisalhamento, abertas ou de extensão. Para esse trabalho, a fratura que foi compilada em afloramentos de campo é designada de fratura de extensão que pode ser denominada também de junta.

Portanto, nesse trabalho as fraturas medidas em campo são também sinônimo de junta. Todas as unidades hidromorfológicas tiveram seus sistemas de fraturas (juntas) compilados e associados com os lineamentos dos anfiteatros.

Para o mapeamento dos knickpoints, o procedimento técnico adotado foi baseado na formulação de mapas de distribuição e ocorrência deles em cada Unidade hidromorfológica, ou seja, utilizou-se de critérios cartográficos para se evidenciar a organização espacial dos knickpoints em face dos sistemas de dobras.

Não é fácil elaborar um critério de definição de knickpoints, pois essas feições se referem aos vários pontos que podem ser considerados como níveis de base na evolução da paisagem, tanto de ordem local ou geral, podendo ocorrer em rios, vertentes e/ou fundos de vales (PENCK, 1953).

Os knickpoints que este trabalho procura investigar, em sua relação com os processos de evolução da drenagem associados aos sistemas de dobras, referem-se aos níveis de base locais que ocorrem nos canais fluviais, ou seja, trata-se das rupturas de gradiente na calha fluvial comum em áreas de rochas cristalinas. Entretanto, quando se trata de rios tropicais, em setores de rochas cristalinas, a ocorrência de rupturas é quase que regra e não a exceção. Assim sendo, torna-se imperioso estabelecer quais rupturas fluviais (knickpoints fluviais) serão consideradas na análise.

Estudando rios em áreas de montanhas no Japão Hayakawa e Oguchi (2006, e 2009) e Hayakawa e Matsukura (2002) formularam o conceito de knickzonas para áreas de ocorrência de múltiplos knickpoints escalonados no perfil longitudinal dos canais, ou seja, em setores do perfil longitudinal em que há uma alta ocorrência de knickpoints por unidade de área, foi trabalhado o conceito de knickzona. Esse, por sua vez foi definido com base em uma taxa de declividade do leito fluvial por comprimento de segmento do rio, extraído de um Modelo Digital de Elevação, com resolução espacial de 50 metros. Trata-se de uma forma cartográfica de definição de knickzonas, aplicado ao estudo de caso, em bacias de grande extensão.

Para mapeamento e reconhecimento dos knickpoints na bacia do Rio Benevente foi realizado uma modificação dos critérios utilizados por esses autores. Decidiu-se compilar, cartograficamente, todas as áreas de ocorrência de knickpoints que ocorrem em leitos fluviais de canais, com declividade entre $21^{\circ} - 35^{\circ}$; $35^{\circ} - 45^{\circ}$; e $>45^{\circ}$, através de um mapa de declividade dos canais da bacia. O canal que apresentasse leito fluvial em segmentos, com declividades dentro desses parâmetros, teria esse setor compilado como knickzonas. Entretanto, outro problema surgiu. Todos os canais de primeira ordem em áreas de topografia montanhosa, como a da bacia do Rio Benevente, enquadrariam-se como setores de knickzonas com a aplicação desses parâmetros de declividade. Para contornar tal situação foram considerados os canais que ocorrem a partir da segunda ordem de hierarquia fluvial, conforme método de hierarquização de Strahler (1952). Ou seja, foram considerados todos os canais a partir da segunda ordem de hierarquia até a última hierarquia da bacia.

Neste sentido, os canais de primeira ordem, apesar de serem fortemente inclinados e possuírem segmentos com declividades que poderiam ser classificados como setores de knickzonas, não foram considerados. Tal critério permitiu que fosse considerada uma distribuição mais espacial das áreas de ocorrência significativa de knickzonas em face dos sistemas de dobras da bacia, eliminando os múltiplos casos que não se relacionam diretamente ao que está sendo investigado.

Com base nesses critérios foi elaborado, para cada unidade hidromorfológica, o mapa das knickzonas. Esses setores são de suma importância para o estudo de

rupturas longitudinais dos canais no sentido de permitir investigar a relação espacial com as dobras de fundo e sistemas de falhas. Essas feições servem também para entendimento da evolução dos perfis longitudinais fluviais e para compreensão da dinâmica de sedimentação nas áreas de estocagem diferencial de sedimentos (DANTAS e COELHO NETTO, 1991), (DANTAS, et. al., 1994), e (DANTAS, et. al., 1995).

2.2.5 – Procedimento técnico de elaboração dos perfis longitudinais e dos perfis morfogeológicos.

Os perfis longitudinais dos rios escolhidos foram elaborados com base em cartas topográficas digitais do IBGE na escala 1: 50.000 (Folha Matilde SF.24-V-A-VI-1, Folha Alfredo Chaves SF.24-V-A-VI-2 e Folha Piúma SF.24-V-A-VI-4, edição vetorizada, 1978), carta geológica do DNPM na escala 1: 100.000 (Folha Piúma SF.24-V-A-VI, e Folha Domingos Martins SF.24-V-A-III, ed. 1992), fotografias aéreas digitais em escala 1: 35.000 e MDT (modelo digital de terreno), com resolução espacial de 5 metros, do levantamento aerofotogramétrico IEMA 2007/2008, além de dados de trabalhos de campo.

Procurou-se, na elaboração dos perfis, representar, com base em dados de foliação coletados em trabalhos de campo e da carta geológica do DNPM, as unidades litológicas que sustentam os leitos fluviais, além de sua organização tectônica (mergulho da foliação, presença de dobras e fraturas). Devido a complexidade e demanda onerosa de trabalho, não foi realizado o perfil longitudinal do Rio Benevente, como foi feito para esses rios, uma vez que não havia dados disponíveis de mergulho das rochas nos lugares onde o Rio Benevente cruza e a coleta de dados demandaria uma quantidade muito grande de trabalhos de campo.

Desta forma os perfis elaborados apresentam as rupturas (knickzonas) e as unidades litológicas correspondentes aos leitos fluviais. Os perfis são apresentados e discutidos no capítulo 5, que discorre sobre compartimentos hidromorfológicos mapeados e áreas de knickzonas.

Para auxiliar a análise dos compartimentos morfológicos e a relação das estruturas com os grupos de formas de relevo foram realizados perfis morfogeológicos. Foram

compilados de Vervloet (2009) e refinados com mais dados de campo, no sentido de permitir representação mais fidedigna entre a organização e posição espacial das dobras, disposição das falhas e os controles litoestruturais das unidades litológicas. A base cartográfica para realização desses perfis é a mesma que foi utilizada na elaboração dos perfis longitudinais.

Capítulo 03 – Hidrologia e climatologia dinâmica da bacia.

3.1 – Climatologia dinâmica e aspectos hidrometeorológicos da bacia do Rio Benevente.

A climatologia dinâmica da região da bacia foi analisada levando-se em consideração a dinâmica dos sistemas regionais de circulação atmosférica produtores de tempo (NIMER, 1966, 1971 e 1972), e a análise de dados de elementos climáticos e da série histórica de pluviometria e temperatura da estação meteorológica de Alfredo Chaves, localizada na parte central da bacia. A outra estação mais próxima é a de Venda Nova do Imigrante, que devido à distância e suas diferenças geográficas com a de Alfredo Chaves, teve que ser descartada.

A abordagem a partir da climatologia dinâmica pressupõe não somente realizar a caracterização climática da área em estudo, mas, principalmente, de procurar entender os sistemas que respondem pelos diferentes tipos de tempo (MONTEIRO, 1969 e 1973) e, com isso, estabelecer conhecimentos sobre sua dinâmica hidrológica e hidrogeomórfica. Tal fato apresenta, também, subsídios para elaboração do mapa hidrogeomorfológico da bacia, um dos objetivos dessa pesquisa. Pois desde já, consideramos que mapas hidrogeomorfológicos de bacias hidrográficas devem apresentar a relação entre elementos da climatologia dinâmica das bacias e os fatos geomórficos mapeados. Eis aí uma característica diferencial de uma proposta de mapeamento hidrogeomorfológico, ou seja, a de incorporar a climatologia dinâmica na análise dos fatos geomórficos fluviais mapeados. Procurou-se não classificar o clima da bacia, com base nas propostas da literatura a fim de evitar a limitação da análise, uma vez que ambas possuem dificuldades de aplicação em função da limitação de seus contextos.

Para se entender um pouco a climatologia dinâmica da região, devemos ter uma noção geral dos padrões de comportamento dos principais sistemas de circulação atmosférica que atuam sobre o Espírito Santo, pois o clima da bacia reflete as características climáticas gerais que ocorrem no Estado, em termos de elementos climáticos.

Três sistemas principais de circulação atmosférica vão afetar e determinar os tipos climáticos e quadros de tipos de tempo ao longo do ano, no Estado. Nimer (1972) considerava como correntes de circulação, mas preferimos considerá-los como sistemas dinâmicos de circulação, a saber: *sistemas de circulação perturbados de Sul*, *sistemas de circulação perturbados de E* e *sistemas de circulação perturbados de W*. No mapa da fig. (09) é possível observar a atuação dos mesmos sobre o Estado.

Os *sistemas de circulação perturbados de S* (FPA - Frente Polar Atlântica) são representados pela invasão de anticiclones polares (frentes frias), ocorrendo no Estado em períodos determinados nos meses que vão de outubro a março, tendo temperaturas quentes e trazendo chuvas mais ou menos abundantes, que caracterizam a sua passagem.

Durante a primavera e o verão estes sistemas conseguem, devido ao recuo das frentes originadas da massa tropical, provocar chuvas no norte e interior do Estado. Já no inverno esta frente polar consegue atingir com mais frequência o litoral, enquanto o interior sofre a ação de alta tropical com tempo estável, provocando chuvas pontuais no litoral e estação mais amena no interior, conforme Nimer (1971 e 1972).

Os *sistemas de circulação perturbados de W*, considerados como um sistema de circulação secundária, possui atuação espacializada pelo interior do Estado entre o final da primavera e o início de outono. Esse sistema é também responsável pelas chamadas linhas de *instabilidade tropicais* (IT) (NIMER, 1972).

Durante o verão sua presença torna-se mais comum, produzindo chuvas e trovoadas, além de ventos moderados nos meses de novembro, dezembro e janeiro. Essas chuvas estão aliadas ao choque derivado do encontro com a Frente Polar Atlântica (FPA), quando os dois sistemas de propriedades diferentes, um quente e úmido, outro frio e seco, originam ciclones, condicionando um período de tempo mais instável pelo interior do Estado. Fato que ocorre com mais frequência nas regiões situadas mais a leste do sudeste brasileiro.

Fig. (09). Mapa dos sistemas de circulação atmosférica no Estado. Baseado em Nimer (1972). Linha em seta amarela – sistemas de circulação perturbados de sul (Frente Polar), linha em seta vermelha – sistemas de circulação perturbados de E, linha em seta branca pontilhada – sistemas de circulação perturbados de W. Linha branca pontilhada e contínua – Região Serrana do Estado, linha amarela pontilhada e contínua – bacia do Rio Benevente. O adensamento das linhas significa maior frequência do sistema.

Este choque de massas de ar de diferentes propriedades térmicas, a partir do mês de novembro, é o que causa as variações acentuadas dos dados de precipitação e vazão para este mês na bacia, como se verá adiante. Ele responde por chuvas de inverno ao longo da fachada sul-oriental do Brasil (MONTEIRO, 1973).

Os *sistemas de circulação perturbados de E* possuem maior atuação ao longo do litoral nos períodos de inverno e, secundariamente, no outono, tendo atuação esparsa durante a primavera e o verão sendo, às vezes, de ocorrência rara. Estão associadas aos anticiclones tropicais sob a forma de ondas que caminham para oeste, constituindo uma espécie de *pseudo-frentes* (NIMER, 1972). Provocam chuvas relativamente abundantes no litoral, com diminuição de sua força à medida que se penetra para o interior.

A atuação desses sistemas pelo Estado não obedecem a critérios rígidos, vindo a variar de um ano para o outro e entre os anos de uma série histórica ou normal climatológica, podendo também possuir ampla variação no espaço considerado. Fatores como latitude, orografia, circulação atmosférica e maritimidade, respondem pela regularidade diferencial dos elementos climáticos, condicionando uma relativa distribuição e intensidade de ambos.

O que ocorre por todo o Espírito Santo, em termos de características da dinâmica climática e atuação dos três sistemas de circulação atmosférico, repete-se em menor escala na bacia do Rio Benevente. Durante o inverno, as chuvas diminuem acentuadamente, ao mesmo tempo em que a zona litorânea recebe relativas contribuições de precipitação. Após o inverno e chegada do verão, as chuvas se distribuem significativamente, chegando a alcançar também a parte mais ao norte da bacia do Benevente e atingindo toda a Região Serrana. Essa dinâmica é o resultado da atuação e interação conjunta dos sistemas designados anteriormente.

Entretanto, embora a bacia repita, em termos gerais, o que ocorre no Estado, internamente ao seu espaço climático há diferenciações muito significativas. A precipitação é um elemento climático que varia, substancialmente, ao longo da bacia, como pode ser visualizado pelo mapa da fig. (10).

A bacia do Rio Benevente possui gradientes significativos de precipitação em seu interior. Observa-se, por este mapa, que no centro norte da bacia podem ocorrer precipitações acima de 1.800 mm, ao passo que na região do litoral há decréscimo para 1.100 mm. Portanto, uma discrepância muito substancial.

Fig. (10). Mapa de precipitação média acumulada para o Espírito Santo. Observar a variação de precipitação sobre a região da bacia do Rio Benevente, traçada em linha vermelha. Fonte: adaptado do IJSN. Elaboração: Roberto Vervloet.

Tal gradiente de precipitação é o resultado dos efeitos da orografia sobre a distribuição das chuvas. A forma como é disposta as escarpas ao longo da bacia tem implicações importantes nos processos de precipitação, principalmente no que diz respeito ao efeito de barlavento, ocasionando processos diferenciais na

velocidade de subida das massas de ar e, deste modo, interferindo na precipitação (NIMER, 1972) e (MONTEIRO, 1973).

Para melhor compreensão da dinâmica da precipitação e temperatura ao longo do tempo foram gerados os gráficos da precipitação média mensal, para o período de 1977 – 2005, da linha de tendência da precipitação anual, da média mensal da temperatura máxima e mínima e média anual da temperatura máxima e mínima, sendo todos para o mesmo período. Foi calculado, também, o coeficiente de variação da precipitação.

Pelo gráfico da precipitação média mensal no período 1977 – 2008 da fig. (11) observa-se uma chegada brusca das chuvas nos meses de novembro e dezembro, com ligeiro declínio em janeiro e fevereiro, mas aumento em março.

Fig. (11). Gráfico da precipitação média mensal da estação meteorológica de Alfredo Chaves. Fonte: modificado de Vervloet (2009).

O inverno é bem caracterizado nos meses de maio, junho, julho e agosto. Esse gráfico tem forte semelhança com os fluviogramas e hidrogramas das estações fluviométricas que serão analisados no subcapítulo posterior, demonstrando como os períodos de maiores e menores chuvas interferem nas variações das vazões.

Quando se busca entender o comportamento da precipitação ao longo do tempo histórico registrado pelo gráfico da fig. (12), nota-se a tendência de queda desse elemento para os últimos anos do século passado, ou seja, as precipitações vêm diminuindo ao longo do tempo.

Fig. (12). Gráfico da linha de tendência da precipitação da estação meteorológica de Alfredo Chaves. Fonte: modificado de Vervloet (2009).

Essa diminuição da precipitação gira em algo próximo de 1.700 mm no ano do primeiro registro para um valor em torno de 1.500 mm no ano de 2005. O coeficiente de variação desse gráfico é de 21,8%, isto é, os valores de precipitação podem variar esse valor tanto para mais quanto para menos, em relação a média do ano. Isso significa um regime de precipitação muito regular ao longo do tempo de registro.

Essa diminuição da precipitação ao longo dos últimos anos está relacionada, também, à queda da temperatura que pode ser confirmada pelo gráfico da média anual de temperaturas máximas e mínimas da fig. (13), embora a média deva ser tomada como um parâmetro estatístico que exige muita cautela.

Quando se projeta o gráfico da temperatura média anual na fig. (14), demonstrando linha de tendência ao longo do registro histórico, também se nota uma queda na temperatura, ou seja, as temperaturas e as chuvas estão com tendência de diminuir na região da bacia, vistos a partir do tempo de registro, tomando-se os dados dessa estação como fonte de análise do clima regional. Esse fato também constatado por Nobre et. al. (1999).

Não vamos entrar no mérito da questão sobre qual mecanismo do padrão climático regional e/ou global responde pela diminuição das taxas de temperatura máxima e mínima e de precipitação regional. O que exige conhecimentos sobre oscilação decadal do pacífico, el nino, la nina, etc. O que importa agora é saber como vem se comportando as precipitações e temperatura, com vistas ao interesse sobre o conhecimento da climatologia dinâmica da bacia, afim de subsidiar a compreensão dos processos hidrogeomorfológicos e no seu mapeamento.

Fig. (13). Gráfico da temperatura mínima e máxima da estação meteorológica de Alfredo Chaves. Fonte: SIAG - Sistema de Informações Agrometeorológicas - Incaper - ES - Instituto Capixaba de Pesquisa, Assistência Técnica e Extensão Rural do Espírito Santo.

Fig. (14). Gráfico da temperatura média anual com linha de tendência. Estação Alfredo Chaves. Fonte: modificado de Vervloet (2009).

A despeito dessas variações nos últimos tempos, pode-se perceber um comportamento dos elementos temperatura e precipitação ao longo de um ano que caracteriza um regime típico de clima tropical úmido sazonal, com chuvas e temperaturas altas concentradas nos meses de verão (outubro a abril), e índices menores nos meses de inverno (junho a agosto). Fato que pode ser confirmado também pelo gráfico da temperatura média mensal, na fig. (15). Dezembro e julho são os meses mais chuvosos e “secos” (menos chuvoso), respectivamente.

Fig.(15). Gráfico da temperatura média mensal da estação meteorológica de Alfredo Chaves. Fonte: modificado de Vervloet (2009).

Isso caracteriza um clima tropical úmido que abrange praticamente toda área, dominando as regiões de baixada litorânea e os vales que penetram as serras e encostas do interior da bacia.

Entretanto, a distribuição das chuvas é, relativamente, desigual tanto no tempo quanto no espaço, sofrendo marcante influência do relevo e da exposição das escarpas. Os índices de precipitação crescem do sul da bacia (cerca de 1.000 mm aproximadamente) para o norte, e do litoral para o oeste, podendo atingir valores acima de 2.200 mm, aproximadamente, no distrito de Matilde. O seu período de incidência é de 150 dias na zona serrana, decaindo para 90 dias na porção sudoeste da bacia.

O período mais quente vai de janeiro até março, e o mais frio de junho até agosto, sendo fevereiro o mês mais quente e julho o mais frio. A umidade do ar registra uma média anual de 80% e cresce, ligeiramente, do litoral para o interior da região. Esses dados podem ser melhor compreendidos não somente por meio de gráficos de séries históricas, mas também pela visualização de gráficos de temperatura fig. (16) e umidade fig. (17), dentro de um ano civil, no caso o ano de 2013.

Período: 01/01/2013 a 01/01/2014

Fig. (16). Gráfico de distribuição da temperatura média mensal no ano de 2013, para estação Alfredo Chaves. Fonte: INMET.

Fig. (17). Gráfico de distribuição da umidade na estação Alfredo Chaves no ano de 2013. Período: 01/01/2013 a 01/01/2014. Fonte: INMET.

Nota-se, por esses gráficos, a forte correlação entre temperatura e umidade. Nos meses de maior incidência da temperatura, de novembro a fevereiro, a umidade permanece grande parte do tempo acima de 80%, vindo a cair no início de janeiro (época do veranico) e início de março. No entanto, permanecem entre 60% e 80%, em grande parte do ano.

Estes elementos são reflexos diretos da maneira como se distribui, ao longo do ano, a precipitação, observado pelo gráfico da fig. (18). Notar que há chuva em quase todos os meses do ano, sendo raro o mês em que não ocorre precipitação, concentradas nos meses de novembro, dezembro e março, como dito anteriormente.

Os outros elementos do clima irão confirmar as características de uma região altamente úmida, quente e de ocorrência sazonal dos dados, como ocorre com a precipitação que é relativamente sazonal no tempo e bem desigual sobre o espaço. Esses elementos são a radiação solar, pressão barométrica, direção do vento, velocidade do vento e o ponto de orvalho, nas figuras (19, 20, 21, 22 e 23).

Fig. (18). Gráfico de distribuição da precipitação da estação Alfredo Chaves para o ano de 2013. Período: 01/01/2013 a 01/01/2014. Fonte: INMET.

Fig. (19). Gráfico de distribuição da radiação solar da estação Alfredo Chaves para o ano de 2013. Período: 01/01/2013 a 01/01/2014. Fonte: INMET.

Fig. (20). Gráfico de distribuição da pressão barométrica da estação Alfredo Chaves para o ano de 2013. Período: 01/01/2013 a 01/01/2014. Fonte: INMET.

Fig. (21). Gráfico de distribuição da direção do vento na estação Alfredo Chaves para o ano de 2013. Período: 01/01/2013 a 01/01/2014. Fonte: INMET.

Fig. (22). Gráfico de distribuição da velocidade do vento da estação Alfredo Chaves para o ano de 2013. Período: 01/01/2013 a 01/01/2014. Fonte: INMET.

Fig. (23). Gráfico de distribuição da temperatura do ponto de orvalho na Alfredo Chaves para o ano de 2013. Período: 01/01/2013 a 01/01/2014. Fonte: INMET.

Importante frisar, em termos climáticos e hidrometeorológicos, que os elementos possuem uma variação ao longo do ano, reflexo da sazonalidade que atinge a região. Isso é produto do ritmo dinâmico dos diferentes sistemas de tipos de tempo associado a configuração física da bacia (efeito orográfico). No entanto, essa variação não é muito acentuada se comparada a outras regiões do Estado que possuem uma discrepância muito maior, ao longo do ano, em termos de elementos

climáticos e hidrometeorológicos. Todavia, tomando-se o espaço interno da bacia, há uma variação que deve ser atenciosamente analisada.

Nos meses de transição entre estações (agosto, setembro e outubro – março, abril e maio) alguns elementos apresentam variação significativa, como a radiação solar e a pressão barométrica, tendo consequências na velocidade e direção do vento que por sua vez, reflete na temperatura de ponto de orvalho. Assim sendo, nesses meses, esses elementos tem maior grau de variabilidade, implicando em maior estabilidade nos meses de verão e inverno, quando os sistemas responsáveis pelos tipos de tempo passam a ser mais regulares.

Isso infere que, do ponto de vista hidrogeomorfológico, os processos de maior magnitude na drenagem da bacia irão atuar nesses meses de transição, em especial, no final das chamadas estações de transição (primavera e outono). Trata-se dos períodos em que os canais necessitam responder, geomorfologicamente, aos “impulsos” do metabolismo hidrológico regional. Isso será evidenciado pela análise de fluviogramas no subcapítulo posterior.

Por fim, em termos de climatologia dinâmica regional, pode-se afiançar que a Bacia do Rio Benevente, localiza-se na porção de domínio do anticlone semifixo do Atlântico Sul, o que acarreta ventos de nordeste e noroeste, sendo que no verão, com o predomínio da depressão térmica do interior do continente, surgem os ventos de norte e noroeste, responsáveis pelas grandes chuvas da estação mais quente (NIMER, 1972).

Com base nos gráficos apresentados admite-se que o Espírito Santo, assim como a bacia em estudo, sintetiza muito bem os padrões gerais de tipos de tempo e clima que caracterizam toda a região Sudeste do Brasil, principalmente nos elementos temperatura e pluviometria. Ocorre relativa heterogeneidade térmica ao longo do tempo e do espaço que coincide exatamente com a variação pluviométrica. Por isso, a média da precipitação anual se distribui decrescendo do litoral para a parte central do Estado e desta para o extremo oeste, como se observa pelo mapa da fig. (10). A exceção é a Região Serrana, onde a precipitação apresenta maiores taxas devido

ao efeito de barlavento ou orografia e uma área nuclear central no nordeste do Estado.

Essa dinâmica que responde pela variação das taxas de pluviosidade e temperatura nas diferentes porções do território estadual, é uma consequência da distribuição e influência dos compartimentos geomorfológicos e da maneira como os sistemas de circulação atmosférica são condicionados ao penetrarem sobre estes relevos. Deste modo, eles sofrem a interferência orográfica de acordo com os impulsos condicionados pelos avanços e recuos das frentes frias, determinados pela interação das massas de ar em diferentes épocas do ano (MONTEIRO, 1973).

A interação que há entre essas massas de ar de propriedades físicas diferentes determina estabilidades e provoca instabilidades, quando de suas passagens, vistas nas respectivas épocas e estações do ano e sobre o espaço. É esta interação que controla os diferentes tipos de sistemas de tempo nas estações de transição, onde ocorre maior variabilidade dos elementos climáticos, observados a partir da escala temporal em um ano cível (MONTEIRO, 1969 e 1973).

2.3 - Dinâmica Hidrológica do Rio Benevente.

O estudo do comportamento hidrológico do Rio Benevente foi realizado por meio da análise de séries históricas de dados fluviométricos (vazão em m³/s), em estações que estão localizadas nos municípios de Alfredo Chaves e Matilde, visando obter conhecimento sobre o comportamento fluvial e dinâmico da drenagem, em termos de frequência e magnitude das vazões e períodos de vazante e cheia. De um total de 5 estações fluviométricas instaladas na bacia, somente estas duas apresentam dados disponíveis para uma análise mais acurada.

Por questões de método é mais conveniente tratar dos aspectos hidrológicos da bacia após a caracterização da climatologia dinâmica. Dessa forma, compreende-se as características hidrológicas em face do ritmo climático e meteorológico, e não se corre o risco de analisar estes dois temas de forma separada e desarticulada.

Essa análise foi realizada a partir da caracterização hidrológica do canal principal, no caso o Rio Benevente, que reflete, de forma completa, toda a dinâmica hidrológica e hidrogeomórfica dos sistemas de drenagens da região. Para tal feito foram levantados dados da dinâmica fluvial relativos ao fluviograma das vazões médias anuais, curva de permanência de vazões de referência (Q_{90} e Q_{50}), curva dos intervalos de ocorrência das vazões máximas e mínimas e hidrograma anual da vazão média mensal. Todos esses gráficos tratam da análise de dados da série histórica, com base no registro das duas estações fluviométricas, a de Alfredo Chaves e a de Matilde.

A estação de Alfredo Chaves possui uma área de drenagem de 368 km² e uma altitude de 17 m (aproximadamente) com um período muito curto de registro. São 11 anos, que vão de 1969 a 1979, sendo que os anos de 1969, 1971 e 1972 apresentam lacunas que caracterizam “buracos” na série. Para não perder esses poucos dados e inviabilizar o estudo dessa série, foram usados métodos de preenchimento de lacunas, conforme procedimentos de Milanese e Galvani (2006) que, embora não sejam muito recomendáveis, optou-se por executá-los nesse caso, devido à carência de dados.

Já a estação de Matilde apresenta uma área de drenagem de 210 Km² e altitude de 525 m (aproximadamente), em uma série mais longa que vai de 1950 a 1997, com lacunas nos anos de 1972, 1980, 1982, 1990 e 1991. Nos anos em que há “buracos” na série, também foram executados métodos para preenchimento de lacunas. Essa estação permitiu também a execução de gráficos relativos aos períodos de intervalo de ocorrência de vazões máximas e mínimas, contrariamente a outra estação, que por ter dados muito incompletos não permite a feitura destes gráficos. O mapa da fig. (24) apresenta a localização das estações fluviométricas.

O primeiro gráfico realizado é o fluviograma da estação Alfredo Chaves na fig. (25), apresentando a distribuição da vazão média mensal (m³/s) para o período 1969 – 1979. É acrescentado junto ao fluviograma, dados relativos ao coeficiente de variação, em relação à média mensal de cada ano ao longo do período.

Isto deve ser feito devido aos problemas de natureza estatística da média, que em muitos casos acaba mascarando a verdadeira característica do fenômeno estudado.

Fig.(25). Fluviograma da estação Alfredo Chaves. Código 57260000. Fonte: modificado de Vervloet (2009).

Este fluviograma caracteriza o Rio Benevente nesse ponto da bacia com um regime fluvial *razoavelmente definido*, entre a estação da seca (vazões baixas), nos meses que vão de junho até agosto e o período chuvoso (vazões altas), que vai de outubro a março.

Considera-se, neste trabalho, como *regime razoavelmente definido* rios em que a média de vazão da estação mais seca corresponda em 70% da média de vazão da estação chuvosa. O *regime definido* seria aquele em que a média da estação mais seca seria de 50% da chuvosa, e o *regime bem definido* aquele em que a média da estação seca seria de 25% da estação chuvosa. Como a média de vazão do Rio Benevente na estação seca (12,18m³/s) é acima de 70% em relação à média da estação chuvosa, ele deve ser classificado como *razoavelmente definido*.

A importância de se estabelecer uma tipologia de regime fluvial é necessária para designar a noção de capacidade de transporte diferencial de carga sedimentar pelos canais nos diferentes regimes, uma vez que os processos de transporte de carga sedimentar, e com isso a incisão fluvial, varia conforme esses regimes (SEIDL e DIETRICH, 1992), (SKLAR e DIETRICH, 1998, 2001) e (KIRBY e WHIPPLE, 2001). Os canais tem uma resposta geomorfológica conforme os diferentes regimes fluviais. Tal questão será melhor discutida no capítulo 04.

Pela análise do gráfico observa-se como o mês de novembro tem seu coeficiente de variação muito acentuado (55,7%), configurando quase que uma “anomalia” na distribuição dos dados. Isso é consequência da chegada de chuvas frontais, oriundas dos avanços das frentes frias (sistemas de circulação perturbados de S) nos meses de outubro e novembro, sendo muito bem perceptível ao longo do período registrado. Tal evento é muito variável entre um ano e outro, implicando uma oscilação do dado que interfere, por sua vez, nas taxas do coeficiente de variação das vazões de novembro.

Por esse gráfico observa-se que as taxas de coeficiente de variação das vazões são relativamente constantes ao longo do ano, caracterizando um regime fluvial em que a diferença entre vazões altas e baixas não é significativamente alta, com transição muito gradual. Por isso estabeleceu-se essa tipologia de classificação de regimes

fluviais para aplicação no Rio Benevente, concluindo que esse rio se encaixa no regime razoavelmente definido.

Quando se projeta o hidrograma do ano hidrológico desta estação, na fig. (26), que trata da distribuição da vazão média mensal do período (1969 – 1979), confirma-se, mais uma vez, a regularidade do regime fluvial do Rio Benevente. Fato que acaba corroborando o regime razoavelmente bem definido em face da não existência de queda brusca na linha de vazão fluvial, na passagem do período úmido para o seco e vice-versa.

Fig. (26). Hidrograma da estação Alfredo Chaves no ano hidrológico. Fonte: modificado de Vervloet (2009).

Rios que possuem o hidrograma da vazão média mensal do ano hidrológico, com passagem abrupta entre períodos de estiagem e de umidade, configura canais com regime hidrológico bem definido que, neste caso, pode ser o resultado de uma sazonalidade extremamente acentuada do clima da região, o que não é o caso do Rio Benevente.

Para termos uma noção da permanência dos tipos de vazão fluvial nessa estação ao longo do período, foi gerado o gráfico da curva de permanência das vazões de referência Q_{90} e Q_{50} , na fig. (27). Tal gráfico auxilia também o cálculo do Rendimento

Específico $Q_{90\%}$ ($RE_{90\%}$) dos compartimentos de relevo que serão analisados mais adiante.

As vazões Q_{90} e Q_{50} devem ser entendidas como as vazões em que 90% e/ou 50% do período de tempo registrado, teve-se vazões iguais ou superiores a ela, ou seja, se em um rio tivemos, ao longo do período histórico de registro, uma determinada vazão que ocorre em 90% e/ou 50% desse tempo registrado, ela deve ser compreendida como Q_{90} e Q_{50} .

Fig. (27). Gráfico da curva de permanência das vazões de referência Q_{50} e Q_{90} da estação Alfredo Chaves. Fonte: modificado de Vervloet (2009).

No caso do Rio Benevente a estação Alfredo Chaves irá registrar uma vazão Q_{90} de $7,66 \text{ m}^3/\text{s}$, isto é, ao longo do período de registro, em 90% desse tempo essa taxa de vazão prevaleceu e a de 50% foi em torno de $Q_{50} 13,7 \text{ m}^3/\text{s}$.

Mais uma vez estes dados corroboram um comportamento hidrológico muito regular, ou seja, não há uma passagem brusca entre a altura das vazões maiores e menores verificadas ao longo do tempo, em face da dinâmica hidrológica, vistos a partir dos dados desta estação localizada na cidade de Alfredo Chaves. Todavia, devemos

alertar que o período de tempo de registro desta série é muito curto e nossa análise fica carente de maiores níveis de certeza.

Para contornar tal entrave, aplicamos sobre os dados da estação de Matilde os mesmos gráficos para uma estação que possui 37 anos de registro. Embora com menor vazão e localizada em uma posição geográfica distinta da estação de Alfredo Chaves, o período maior de registro vem confirmando o comportamento geral da natureza hidrológica da bacia.

O fluviograma desta estação, representado na fig. (28), é relativamente bem parecido com o anterior. A exceção fica para os meses de março e fevereiro, que também apresentam coeficientes de variação muito acentuados (45,58% e 51,23%). Ou seja, nesta porção da bacia os respectivos meses configuram uma oscilação da taxa de vazão muito acentuada, fato que certamente se deve a chegada de chuvas frontais nestes meses, influenciadas pelos efeitos da orografia, já que esta estação está a 525 metros de altitude na região serrana.

Fig.(28). Fluviograma da estação Matilde. Código 57250000. Fonte: modificado de Vervloet (2009).

Os períodos de estiagem e de maior vazão dessas duas estações acontecem nas mesmas épocas, com destaque para o fato de que o período seco da estação

Matilde configura maior regularidade dos dados de coeficiente de variação comparado à estação anterior.

Podemos perceber também que há uma maior variabilidade da vazão nos meses da estação chuvosa comparando-se os dois gráficos, isto é, nesta porção da bacia a variação das chuvas na estação úmida responde por uma acentuada oscilação dos dados de vazão. O mês de Novembro, mais uma vez, aparece com uma taxa importante de variação de 43,51%, comportamento que ocorre também com o mês de março, que vai ter uma taxa de variação mais alta ainda que o mês de novembro, isto é, de 51,23%.

O hidrograma da vazão média mensal do ano hidrológico, na fig. (29), dentro do período de 1950 – 1997, demonstra uma linha diferente da estação anterior. Nota-se que, no mês de fevereiro, as vazões diminuem em função de uma redução das precipitações causando uma queda na linha do hidrograma. Esse fenômeno também ocorre na estação anterior com a diferença de que o traçado da linha é com uma inclinação mais suave, caracterizando uma queda sem declividade acentuada.

Fig. (29). Gráfico do hidrograma anual da estação Matilde. Fonte: modificado de Vervloet (2009).

Cumprir lembrar que, do ponto de vista da dinâmica de vazão, medida por meio de uma estação instalada em uma seção de um rio, somente terá seu valor alterado a partir do momento em que se chove nas regiões que estão a montante da área de

localização da estação. Em outras palavras, para se ter a vazão do momento alterada, a precipitação responsável por esta alteração deve ocorrer em regiões situadas a montante da área da estação.

Estamos lembrando desse fato porque a bacia do Rio Benevente possui um gradiente orográfico importante na direção de suas principais nascentes e nas estações localizadas em Matilde e Alfredo Chaves, ou seja, são 508 metros de desnível entre uma e outra, e as chuvas que caem nestas regiões, influenciadas por efeitos da orografia, interferem nas vazões medidas por estas estações. Essa característica orográfica atua em conjunto com o efeito de recuo e avanço das frentes frias sobre a região da bacia, em diferentes períodos do ano e ao longo da série histórica das estações, condicionando taxas de variações pluviométricas.

No que diz respeito à permanência de vazões ao longo do tempo de registro, a diferença entre Q_{90} e Q_{50} é bem menor do que a registrada na estação anterior, como se observa na fig. (30). Isto caracteriza uma regularidade que, a despeito de maiores oscilações nas vazões da estação mais úmida dentro do período de registro (visto no fluviograma), não se percebe muita diferença entre a que permanece em 90% ($Q_{90} = 3,05 \text{ m}^3/\text{s}$) e 50% ($Q_{50} = 5,08 \text{ m}^3/\text{s}$) do tempo registrado. Essa discrepância é bem menor, comparada a que ocorre na estação de Alfredo Chaves.

Fig. (30). Gráfico da curva de permanência das vazões de referência Q_{50} e Q_{90} da estação Matilde. Fonte: modificado de Vervloet (2009).

Observa-se também uma inclinação mais suave da linha de vazão, comparado a anterior, que possui rupturas gerando quebras na linha. Estas rupturas que ocorrem na linha anterior é, provavelmente, o resultado de um período muito curto de registro onde houve oscilações importantes na série histórica. Por ter um período de registro mais longo, a estação de Matilde não apresenta rupturas significativas.

Para esta estação foi possível gerar, também, o gráfico da curva do intervalo de ocorrência das vazões máximas e mínimas, demonstrado nas figuras (31 e 32).

Fig. (31). Gráfico da curva do intervalo de ocorrência das vazões máximas da estação Matilde. Fonte: modificado de Vervloet (2009).

Nota-se que a linha pode ser dividida em três grupos: um que vai de 65,1 até 41,2 m³/s com intervalo de ocorrência de 50 a 12,5 anos, ou seja, intervalo de tempo muito discrepante com vazões apresentando uma diferença da ordem de 23,9 m³/s; outro grupo que vai de 37,7 a 21,5 m³/s em um intervalo de tempo de ocorrência de 8,33 a 1,72 anos, diminuindo a diferença discrepante tanto no tempo quanto na vazão; e outro grupo que vai de 19,6 a 8,8 m³/s com intervalo de 1,43 a 1,02 anos com discrepância maior na vazão e insignificante no tempo.

Fig. (32). Gráfico do intervalo de ocorrência das vazões mínimas da estação Matilde. Fonte: Vervloet (2009).

Isso demonstra que a medida que se aumenta os valores extremos, há discrepância maior tanto no intervalo quanto no próprio valor de vazão máxima, vindo a ter uma regularidade no intervalo temporal que vai de 1,43 a 1,02 anos. Observa-se dessa forma, que nesse intervalo de tempo o valor máximo pode variar de 19,6 a 8,8 m³/s. Nota-se também que no dado de intervalo não se tem muita diferença, mas no dado de vazão há uma variação bem significativa. De certa forma, isso corrobora a característica regular de um regime fluvial que não varia muito em termos de vazão máxima.

Para o gráfico da curva de vazões mínimas da fig. (32), acontece um fenômeno curioso. Isto é, o intervalo de ocorrência apresenta maior valor discrepante ao passo que a vazão oscila muito pouco se comparada aos valores máximos. Mais uma vez pode-se separar três grupos: o primeiro, que tem vazão que vai de 4,33 a 3,01 m³/s com intervalo de ocorrência de 50 a 3,13 anos, ou seja, absurdamente discrepante; um grupo que vai de 3,00 a 2,68 m³/s com intervalo de 2,78 a 1,43 anos; e o último que vai de 2,57 a 1,36 m³/s com intervalo temporal de 1,39 a 1,02 anos.

É provável que o comportamento não muito discrepante da vazão mínima versus o intervalo de tempo seja devido à contribuição do fluxo de base que alimenta a perenidade da drenagem quando cessa as chuvas e começa a estação seca,

período em que a contribuição subterrânea diminui com o prolongamento da estiagem durante o ano. Ela poderia ser responsável por essa menor oscilação do valor de vazão mínima. Este fato será melhor analisado no capítulo 05 que trata da análise dos compartimentos hidrogeomórficos e os dados de Rendimento Específico $Q_{90\%}$ ($RE_{90\%}$) dos mesmo.

De certa forma, portanto, fica caracterizado que essa bacia hidrográfica tem como importante característica, em termos de dinâmica hidrológica, o canal principal com um regime fluvial do tipo razoavelmente definido no que diz respeito à vazão e comportamento fluvial. Essa particularidade, em termos hidrogeomórficos, possibilita entender que os rios da bacia não vão apresentar morfologia de canais típicos de regimes bem definidos, como terraços fluviais simetricamente escalonados, alvéolos dessimétricos, planícies embutidas, diferenciação morfológica de tipos de leitos fluviais, etc., e outros elementos geomórficos, como será visto adiante.

Capítulo 04 – A organização geotectônica das estruturas litológicas e tectônicas na região da bacia.

4.1 – As implicações geomorfológicas da organização tectônica e estrutural das rochas.

Pode-se considerar que a erosão diferencial ocorrente na superfície é praticamente a síntese dos processos superficiais oriundos da forma como se organizam as rochas, em termos de estruturas que são de ordem tectônica e de características petrogenéticas. Ela não está, necessariamente, e somente, vinculada aos processos exógenos de superfície, tais como ação da água através do escoamento superficial, subsuperficial e a ação linear fluvial dos canais de drenagem resultante da força da gravidade. Ela resulta, também, do condicionamento dado pela organização das estruturas² distribuídas no espaço.

A erosão diferencial é o resultado da ação passiva da estrutura rochosa, condicionando a atuação do principal fluído geofísico atuante na superfície que é a água. Mesmo um maciço rochoso com características litológicas e estruturais homogêneas será esculpido diferencialmente, como resultado da atuação da erosão diferencial oriundo de variáveis complexas existentes na organização estrutural do corpo rochoso que condiciona, distintamente, a distribuição das forças físicas atuantes na superfície rochosa (LEOPOLD, 1964). E esse caráter “passivo” não implica, necessariamente, que a rocha seja mero guia dos caminhos erosivos da água. A rocha, na verdade, condiciona a distribuição e regulação das forças físicas nos processos erosivos diferenciais, atuantes na elaboração da paisagem de maciços antigos. Em certas ocasiões, os processos erosivos de superfície rompem com esses condicionantes, estabelecendo novo contexto de equilíbrio de forças físicas ocorrentes na superfície (LEOPOLD, 1964).

Entretanto, do final do século XIX até meados do XX, pela ótica da Geomorfologia Estrutural, a influência das rochas sobre o relevo era vista somente do ponto de vista do arranjo estrutural e da resistência ao intemperismo e a erosão (PIRES NETO,

² Entende-se por estrutura, neste trabalho, como sendo o arranjo espacial das rochas (corpos litológicos ou conjuntos de corpos) e suas arquiteturas internas (texturas, foliação, acamamento, isto é, formas, tamanhos e articulação de grãos, ou retículos cristalinos, isto é, arranjos de átomos e íons nos grãos minerais) (HASUI e SENA, 1990).

1991). Tal caráter de “passividade” e de conhecimento da maneira como ocorre o condicionamento das estruturas impedia que se revelasse a verdadeira participação das mesmas na esculturação das formas, como variável condicionante das forças físicas dos processos de superfície.

O avanço em uma série de pesquisas no campo da Geologia Estrutural, na sua íntima relação com a Geomorfologia Estrutural e de Processos, permitiu que tal conhecimento fosse mais refinado, estabelecesse as relações entre o substrato litoestrutural e o relevo em vários níveis e envolvesse as implicações entre os elementos das formas e a faciologia, e/ou bandeamento das rochas, até as relações entre os tipos de relevo e as séries litológicas e/ou formações geológicas.

Penck (1953) já postulava na década de 1920 as características principais das rochas que condicionavam detalhes da esculturação das formas, sendo as principais: capacidade de expansão, elasticidade, coesão, textura, composição química dos constituintes minerais e seu estado de agregação. Ele ainda assinalou a importância da textura e da estrutura nos fenômenos de partição das rochas em planos resultantes do acamamento, xistosidade, fraturamento, cavidades, cimentação, diagênese e dos diferentes graus de metamorfismo, além do efeito de contatos, impregnações e recristalizações.

Há quem acredita que os arranjos estruturais das rochas, de modo geral, somente se manifestariam no relevo pelo comportamento neotectônico da área (MESCERJAKOV, 1968). Para este autor, o caráter ascensional da atividade neotectônica seria responsável por realçar os arranjos litoestruturais e, dessa forma, sua manifestação no relevo, ao passo que, em caso contrário, essa manifestação tenderia a ser mascarada. Questão que, evidentemente, não concordamos, por oferecer somente ao caráter “ativo” da tectônica, a sua importância em termos de condicionamento estrutural.

Segundo Hugget (2007), podemos considerar os *dobramentos*, os *falhamentos*, as *juntas* e os *sistemas de fraturas* como os principais processos que produzem os arranjos estruturais que atuam no condicionamento do relevo. Esses arranjos seriam responsáveis, tanto de forma direta quanto indireta, na gênese das formas estruturais de pequena e grande escala. Ter-se-ia uma ação ativa e passiva no condicionamento e gênese dessas formas, atuando de forma integrada.

Entretanto, Lehman (1980) considera que a participação do arranjo estrutural das rochas no relevo está mais associada a sua resistência diferencial, frente aos processos de alteração e erosão, considerando que a resistência diferencial das rochas depende de inúmeros fatores, sendo os principais, em ordem decrescente de importância: a coesão, a permeabilidade, a alterabilidade e os processos vigentes de alteração. Portanto, o arranjo das estruturas seria uma variável menos importante do que os processos geoquímicos de alteração que estariam diretamente influenciados pela composição química e mineralógica da rocha, segundo este autor. Questão que de certa forma é muito controversa, devido a natureza relacional que ambas possuem, pois o arranjo das estruturas interfere diretamente ou indiretamente nos processos geoquímicos de alteração da rocha.

Segundo Hasui e Mioto (1992), as estruturas podem ser classificadas basicamente em:

- Dúcteis, contínuas ou plásticas;
- Rúpteis, disjuntivas ou descontínuas.

As *juntas, falhas, fraturas e clivagem de fratura* seriam arranjos estruturais do tipo rúptil, ao passo que as *dobras, zonas de cisalhamento dúctil, foliações e lineações* (principalmente lineações mineral e de estiramento) seriam arranjos estruturais do tipo dúctil. Lineamentos, dados por feições topográficas lineares, podem ser considerados como dúctil, uma vez que estão relacionados a disposição linear da estrutura rochosa, derivado de uma orientação mineral metamórfica ou ígnea.

Neste subcapítulo iremos tratar, de forma breve e resumida, dos principais arranjos estruturais que atuam no condicionamento do relevo, tais como *dobras, falhas, juntas e sistemas de fraturas*, e também da importância que as características petrogenéticas (composição mineralógica e química das rochas) possuem nos processos de erosão diferencial, frente aos principais agentes do intemperismo químico. Será tratado das implicações que tais arranjos estruturais possuem para a geomorfologia estrutural e, também, da importância que os mesmos têm na dinâmica dos processos de erosão diferencial na relação com os processos geoquímicos de denudação.

4.1.1 – Dobras e dobramentos.

As dobras podem ser consideradas como ondulações adquiridas por feições planares (camadas, bandeamento, etc.) através de deformação inhomogênea de massas rochosas (HASUI e MIOTO, 1992).

Há na literatura geológica um acervo considerável de classificações de dobras e de sistemas de dobramentos. Loczy e Ladeira (1980), baseados em Turner e Weiss (1963), Ramsay (1967), Fleuty (1964) e Donath e Parker (1964), apresentam várias classificações de dobras com base em uma série de critérios. Estes critérios seriam *a simetria da dobra, a atitude de seus elementos geométricos, o estilo e as relações entre as superfícies dobradas sucessivas*.

Consideramos que todas as classificações são importantes para a geomorfologia estrutural por apresentarem, dependendo do caso estudado, implicações no conhecimento das relações entre relevo e estrutura. Entretanto, em atendimento aos objetivos deste trabalho, as classificações que consideramos mais importantes são as que estão baseadas nos critérios de *simetria* e *estilo*, por propiciarem melhor aplicação no estudo da relação entre elementos geométricos das dobras e os condicionantes estruturais do relevo.

Antes de apresentarmos essas classificações é importante visualizar os elementos geométricos das dobras, conforme fig. (33).

Fig. (33). Elementos geométricos de uma dobra. (Extraído de Fossen, 2012).

Denomina-se de *charneira de dobra* ou *linha de charneira* (*Hinge line*), a linha que une os pontos de curvatura máxima da superfície dobrada simples, ao passo que a parte da dobra, em que a superfície dobrada é sensivelmente plana, entre

curvaturas opostas, é designada de *flanco da dobra*, (*limb*) fig. (33). Comumente a *linha de charneira* é encontrada na forma curva, mas quando configurada de forma linear, ou seja, reta e paralela a si própria, pode ser denominada de *eixo da dobra* (*Fold axis*). A *linha de inflexão* (*Inflection line*) é a linha imaginária que separa duas curvaturas de sentidos opostos entre duas *linhas de charneiras* sucessivas, sendo considerado o limite de uma única dobra na superfície, fig. (33). Por fim, o mais importante elemento geométrico da dobra é a *superfície axial* (*Axial surface*), que é a superfície que contém as *linhas de charneiras* de todas as superfícies dobradas sucessivas, ou seja, das camadas litológicas sucessivas. O *ponto de inflexão* (*Inflection point*) marca a localização da linha de inflexão em uma seção dobrada. O *traço axial* (*Axial trace*) é a linha de intersecção da superfície axial com a superfície de observação em afloramento ou seção geológica. Importante frisar que quando se fala em dobramento remete-se ao processo e dobra refere-se ao produto deste processo (FOSSEN, 2012).

Desta forma, as dobras são conhecidas, de modo geral, como *anticlinais* e *sinclinais*, conforme fig. (34). Quando as rochas acamadas estão dobradas em arco, com a concavidade para baixo, são chamadas de anticlinais; já aquelas rochas dobradas com a concavidade para cima, formando calhas, são denominadas de sinclinais. Se a idade relativa das camadas dobradas é irreconhecível, do ponto de vista estratigráfico, denomina-se de *antiformes* e *sinformes*, respectivamente.

Fig. (34). Representação esquemática de anticlinais e sinclinais. (Extraído de Press, et al. 2006).

Quanto ao critério de *simetria*, as dobras podem ser simétricas e assimétricas, fig. (35). As dobras *simétricas* são as que, sendo planares, possuem o perfil

bilateralmente simétrico em relação à superfície axial (flancos simetricamente mergulhantes), ao passo que as *assimétricas* possuem camadas em um flanco que mergulham mais que as do flanco oposto.

Fig. (35). Classificação das dobras quanto ao critério de simetria. (Modificado de Press, et al. 2006).

No que diz respeito ao critério de *estilo*, há uma classificação mais complexa, que se baseia na forma geral ou estilo observados em seções transversais, normais à charneira das dobras.

Neste sentido, a dobra é designada de ***dobra isoclinal normal***, quando a superfície axial é vertical. Se for inclinada ou deitada é dita ***isoclinal invertida ou deitada***, e ***recumbente*** se a superfície axial for, essencialmente, horizontal, conforme fig. (36). Se os flancos da dobra mostram-se invertidos, tem-se uma ***dobra em leque***.

Se há ocorrência de estruturas formadas por rochas que mergulham no mesmo sentido, com o mesmo valor angular e com uniformidade razoável, denomina-se de ***dobra homoclinal*** fig. (37). Quando essas estruturas ou camadas mergulhantes adquirem localmente uma posição horizontal, chama-se de ***terraço estrutural***. Se essas estruturas apresentam mudança no valor do mergulho de suave, passando a relativamente mais forte e novamente suave, enquanto sua direção permanece praticamente, a mesma, é designado de ***dobra monoclinal*** fig. (38), (LOCZY e LADEIRA, 1980), (FOSSEN, 2012).

Fig. (36). Classificação das dobras com base no estilo. A e B – Dobras isoclinais normais erodidas, C – Dobra recumbente e D – Dobra em leque. Modificado de Loczy e Ladeira (1980).

Fig. (37). Dobra homoclinal e terraço estrutural. Modificado de Loczy e Ladeira (1980).

É comum os monoclinais apresentarem adelgaçamento das camadas como forma de absorver um determinado esforço tectônico regional ou local.

Fig. (38). A - Dobra em monoclinal e B – dobra em monoclinal apresentando processo de adelgaçamento. Modificado de Loczy e Ladeira (1980).

Quando o topo amplo e chato de um antiforme ou o fundo amplo e chato de um sinforme são adjacentes ou bordejados, em ambos os lados, por flancos de alto

mergulho é classificado de **dobra em caixa**. Se os flancos encurvam-se suavemente em arcos, mas se fecham na zona axial na forma de cúspides, têm-se **dobras em cúspide** fig. (39).

Fig. (39). A – Dobra em caixa e B – dobra em cúspide. Modificado de Loczy e Ladeira (1980).

Se a deformação foi suficientemente intensa para causar o fluxo das camadas mais móveis (plásticas), de modo que estas se espessam e se adelgaçam, denomina-se de **dobra comprimida** ou **apertada**. Se não houver fluxo plástico, a dobra é denominada de aberta, fig. (40). Em geral, ocorre um forte espessamento nas curvaturas das dobras, ao passo que o adelgaçamento sucede-se em seus flancos. Este fato é de suma importância para se compreender os condicionantes de dissecação erosiva dessas estruturas do ponto de vista geomorfológico.

Fig. (40). A – Dobra aberta e B – dobra comprimida. Modificado de Loczy e Ladeira (1980).

Há uma série de denominações de tipos de dobras de escala micro que também são classificadas com base no *estilo*. Entretanto, devido a microescala em que essas dobras aparecem na natureza, elas possuem pouca aplicação aos objetivos deste

trabalho, sendo de maior importância somente as dobras que configuram estruturas de macroescala devido a nítida influência que essas exercem na gênese do relevo estrutural estudado.

3.1.2 – As falhas.

Segundo Fossen (2012), as falhas podem ser consideradas como uma superfície qualquer ou faixa estreita, onde é visível um deslocamento causado por cisalhamento, ou seja, trata-se de descontinuidades presentes nas estruturas que geralmente funcionam como verdadeiros sistemas de alívio de esforços tectônicos. Embora nos mapas geológicos elas sejam sempre representadas por uma linha contínua, não é muito comum, na natureza, visualizar uma falha em toda sua extensão, visto que funcionam como zonas preferenciais de dissecação e transformação geoquímica, alterando as rochas e dificultando a sua observação.

É interessante notar na definição de Fossen, que as falhas podem funcionar também como faixas em que é comum a presença de duas ou mais falhas, sempre associadas ao ambiente tectônico que respondeu pela gênese das mesmas. Portanto, as falhas podem ser consideradas não somente como uma linha, mas como uma faixa. Ou seja, um sistema de alívio de pressão tectônica, sempre relacionada a deformação rúptil.

De acordo com Engelder (1994), para que ocorra o início e a propagação de falhas, a tensão diferencial deve ser mais alta do que as diferenças das tensões regionais médias no interior da crosta, sendo este o fator que responde pela formação de falhas em regiões localizadas. Martel et al (1988) e Martel (1990) propõem que as falhas possam se desenvolver a partir de juntas iniciadas sob compressão, paralelas ao eixo principal de tensão. Há, nesse sentido, forte relação das falhas com as fraturas no que diz respeito a mecânica de formação e ruptura de estruturas.

Segundo Loczy e Ladeira (1980), as falhas podem ser classificadas tanto do ponto de vista geométrico quanto do genético. Para os objetivos deste trabalho, apresentar-se-á a classificação geométrica por fazer uso de elementos geomorfológicos no auxílio à interpretação da gênese e dinâmica das falhas.

Do ponto de vista geométrico, as falhas possuem os seguintes elementos conforme fig. (41). Há o *plano de falha*, que é a superfície por onde se deu o deslocamento dos blocos e onde é medida a *atitude* da falha, como se mede uma camada ou junta; há o *mergulho* da falha, que é o ângulo diedro formado pelo plano de falha e um plano horizontal qualquer; e o *hade*, que é o ângulo entre o plano de falha e um plano vertical, perpendicular ao plano de falha e paralelo a sua direção. A falha possui também o teto e o muro, também denominados de *lapa* e *capa*, sendo que a lapa é o bloco estável que não se desloca, servindo de referência para o movimento da capa. A superfície de deslocamento, também denominada de lance, é a porção da falha que gera o rejeito ou a superfície deslizada, que em raros casos fica exposta na paisagem.

Fig. (41). Elementos geométricos de uma falha.
Fonte: modificado de Loczy e Ladeira (1980).

Esses elementos são muito importantes porque são eles que irão definir os tipos de falhas (FOSSEN, 2012). Quando a capa se rebaixa em relação a lapa, temos uma *falha normal*, ao passo que se a capa é soerguida em relação a lapa, tem-se uma *falha reversa*. Se houver movimento lateral, a falha é denominada *transcorrente*, que pode ser sinistral (blocos em movimento no sentido horário) ou dextral (sentido de movimento anti-horário), fig. (42).

Fig. (42). Classificação das falhas conforme o deslocamento dos blocos. A – falha normal, B – falha transcorrente (sinistral) e C – falha reversa. Fonte: adaptado de Fossen (2012).

As falhas transcorrentes têm ângulo de mergulho alto, e as falhas reversas possuem, tipicamente, ângulo de mergulho menor que o das falhas normais. Falhas reversas de baixo ângulo são denominadas falhas de cavalgamento se o movimento for da ordem de dezenas a centenas de quilômetros (RAMSAY e HUBBER, 1987).

Um elemento importante da falha é o vetor de deslocamento que é encontrado na superfície de deslocamento, unindo pontos que foram contíguos antes da falha. Denomina-se também de vetor de deslocamento ou direção de rejeito líquido, fig. (43). Esse elemento da falha é de grande importância porque permite estabelecer a direção de deslocamento dos blocos e, com isso, inferir várias informações sobre a sua história e dinâmica tectônica.

As falhas são estruturas complexas, formadas em sua maioria por uma grande quantidade de elementos estruturais. Não há, neste sentido, um modelo simples, aplicável para descrição dos diversos tipos de falhas existentes na natureza.

Fig. (43). Ilustração do vetor de deslocamento de uma falha normal com componente destral. Notar a diferença no deslocamento tomando-se o vetor como referência e/ou segunda a direção. Fonte: extraído de Fossen (2012).

Na maioria dos casos é muito útil, principalmente do ponto de vista geomorfológico, fazer uma distinção entre o *núcleo da falha* (ou superfície de deslizamento) e o volume ao seu redor, conhecido como *zona de dano* da falha onde as rochas possuem deformação rúptil (FOSSEN, 2012), (SHIPTON e COWIE, 2003), como se observa pela fig. (44).

Fig. (44). Anatomia simplificada de uma falha com microelementos rúpteis. Fonte: modificado de Fossen (2012).

Segundo Kim et. al. (2004) e Fossen (2012) a espessura do núcleo de falha cresce com o aumento da componente vertical do rejeito da falha. Isso leva a inferir que as falhas podem ter uma zona de dano maior, conforme o grau de inclinação da

superfície de deslizamento, sendo as falhas de alto ângulo mais facilmente dissecáveis do ponto de vista da erosão diferencial, considerando que a zona de dano seja uma área preferencial de “fraqueza” aos processos erosivos e de maior suscetibilidade das rochas ao intemperismo químico.

Toda falha possui um núcleo central, que é uma zona de alta deformação dominada por rochas de falha e superfície de deslizamento. A zona de dano envolve o núcleo da falha e pode estar presente tanto em sua extremidade, como nas laterais, incluindo estruturas tais como bandas de deformação, fraturas de cisalhamento, fraturas extensionais e estilólitos (KIM et. al., 2004). Elas estão diretamente associadas à deformação dútil, portanto, comum em rochas cristalinas (FOSSEN, 2012).

Segundo Aydin e Johnson (1978), as falhas formam-se com a geração de bandas individuais de deformação. A partir da conexão dessas bandas há formação sequencial de novas bandas de deformação em que, por meio da conexão entre elas, gera-se uma zona de dano em processo que dará origem a superfície de deslizamento, como se vê na fig. (45). A falha sempre é dependente do desenvolvimento da zona de processo.

Fig. (45). Anatomia simplificada de uma falha com micro e macro elementos rúpteis. Fonte: modificado de Fossen (2012).

De acordo com Fossen (2012), a formação de falhas por reativação requer menos esforço, causa menos dano nas imediações da falha (zona de dano mais estreita) e pode resultar em menos gradiente de deslocamento, ao longo da falha. Isso explica porque muitas falhas formadas no Proterozóico, e reativadas ao longo do Cenozóico, demonstram evidências não muito claras de reativação, sendo difícil

encontrar elementos cinemáticos que comprovem esta reativação por terem menor gradiente de deslocamento. Não é que elas não tenham sido reativadas, o que ocorre é que as evidências do fato são menores e mais sutis de serem observadas e encontradas.

Na década de 1920, W. Riedel realizou uma série de testes para estudar a formação e ligação das falhas. Os resultados de seus estudos são discutidos por Price e Cosgrove (1990), com a demonstração de um modelo simples e aplicável de forma simplificada, ao que acontece em falhas originadas em zonas de cisalhamento, como se vê na fig. (46).

Fig. (46). Visão em planta do sistema de falhas conjugadas de Riedel que se forma em zonas e/ou falhas de cisalhamento. Fonte: modificado de Zeffass e Chemale Jr. (2011).

Segundo os estudos de Riedel, dentro da zona de cisalhamento formam-se juntas, fraturas abertas e falhas, sendo que as fraturas (subsidiárias) formadas são conjugadas e denominadas de R (sintético) e R' (antitético). Elas são classificadas com base na sua atitude e sentido de deslocamento, em relação à tendência geral da zona de falhas de rejeito direcional. Elas costumam perfazer um baixo ângulo com a zona geral de cisalhamento e apresentam o mesmo sentido de deslizamento, sendo que R' é em maior ângulo que R, e são menos evoluídas que estas. Após o desenvolvimento de R e R' forma-se outro conjunto de fraturas, denominadas de fraturas de cisalhamento P. Seu desenvolvimento está, provavelmente, relacionado a variações temporais no campo local de esforços ao longo da zona de cisalhamento à medida que o rejeito se acumula. Por fim, tem-se a formação de fraturas T que são extensionais e são geradas, perpendicularmente, ao máximo eixo de estiramento presente na zona de cisalhamento (PRICE e COSGROVE, 1990).

Esse modelo é teórico, mas, sobretudo, dotado de forte simplificação, porque na natureza dificilmente as coisas ocorrem seguindo estes parâmetros e disposição das estruturas, como ele evidencia. Entretanto, do ponto de vista empírico, ele auxilia muito no entendimento da compartimentação geomorfológica das zonas de cisalhamento, ainda mais as que foram geradas no Proterozóico e que ocorrem na região da bacia do Rio Benevente, subsidiando o entendimento da relação entre hidrografia e arranjo das estruturas.

As falhas possuem implicações geomorfológicas das mais importantes para o conjunto das geociências, fazendo com que muitos geólogos façam uso de dados geomórficos para estudarem as falhas. Entretanto, isso pode levar a uma série de equívocos na interpretação dos fatos geomórficos da paisagem, bem como em sua história e dinâmica tectônica. Esta questão é bem colocada por Angelier (1994), que discute três casos que são comumente encontrados na realidade do campo, como se observa na fig. (47).

Fig. (47). Morfologia de blocos falhados com exemplos de erosão ao longo de blocos de falhas, com casos típicos que são encontrados na realidade de campo. Explicação no texto, Fonte: modificado de Angelier (1994).

No primeiro caso (fig. 47a), os efeitos da denudação podem ser negligenciados devido ao fato do deslocamento da falha ser recente, não havendo tempo para que os processos erosionais modificassem a escarpa durante um breve período de tempo. No segundo caso (fig. 47b), o bloco soerguido da falha está mais alto do que

o bloco rebaixado. No entanto, esse desnivelamento não é somente devido ao deslocamento dos blocos, mas à atuação do processo erosivo diferencial no bloco rebaixado, que foi erodido a ponto de aumentar o desnível entre ambos, facilitado pelas condições litológicas do bloco que permitiu seu rebaixamento perante a porção soerguida. Portanto, neste caso, o desnível entre blocos não é somente devido ao deslocamento, mas também à atuação dos processos erosivos. No terceiro caso (fig. 47c), a erosão diferencial atuou mais efetivamente no bloco soerguido fazendo com o que fosse rebaixado frente ao bloco estacionário. Nesse caso, a escarpa de falha não é oriunda do deslocamento dos blocos, mas originada, sobretudo, da exposição provocada pela atuação dos processos erosivos no bloco mais incompetente, tratando-se de um fenômeno clássico de inversão de relevo.

As falhas, portanto, possuem um interesse especial para os estudos geomórficos de estruturas e de erosão diferencial porque são zonas de fraqueza preferencial da superfície, ou seja, verdadeiros sistemas em que os processos intempéricos atuam com maior efetividade, abrindo vales e permitindo o encaixamento dos canais que irão formar e desenvolver a hidrografia dos terrenos, além do fato de estarem profundamente relacionadas a sistemas de fraturas.

3.1.3 – Juntas e sistemas de fraturas.

As fraturas podem ser consideradas como descontinuidades presentes no corpo rochoso, em que há o desenvolvimento de superfícies planas ou subplanas, sendo formadas por esforço externo (tectônico, por exemplo) ou interno (térmico ou residual), onde não ocorre deslocamento significativo das superfícies rompidas.

Segundo Hodgson (1961) as fraturas e/ou juntas podem ser divididas em sistemáticas e assistemáticas. As sistemáticas são as que ocorrem formando conjuntos definidos, dispondo-se de forma paralela ou subparalela com superfícies planares, curvilineares ou suaves; e as assistemáticas são geralmente curvilíneas em planta, terminando contra os planos de acamamento e não interceptando outras juntas.

Esta classificação é seguida por Ramsay e Huber (1987), que acrescenta que as juntas sistemáticas podem ser, em grande parte, derivada de esforços tectônicos, ao passo que as assistemáticas estão relacionadas ao alívio de pressão. Há um considerável acervo de trabalhos sobre fraturas, iniciados, sobretudo, a partir da década de 1950, mas todos sob a perspectiva da física ou da mecânica de rochas (LAHEE, 1952), (CLOSS, 1955), (KELLEY, 1959), (PRICE, 1959), (RAMSAY, 1967), (WERNICK e SINELLI, 1970), (LOCZY e LADEIRA, 1980), (HANCOCK, 1985), (RAMSAY e HUBER, 1987), (JAMISON, 1989), (NARR e SUPPE, 1991), (FOSSEN, et.al. 2007) e (FOSSEN, 2012), entre outros.

Embora não fosse objetivo destes trabalhos discutir as implicações dessas estruturas para a geomorfologia, é no trabalho de Ramsay (1987) que exemplos da importância dessas implicações para esta ciência é brevemente discutido. Loczy e Ladeira (1980) também o fazem, mas de forma muito breve e indireta, sendo que Wernick e Sinelli (1970) também apresentam exemplos mais diretos da importância dessas estruturas aplicadas aos estudos geomorfológicos.

Os sistemas de fraturas são de grande importância para a geomorfologia estrutural e geoquímica do relevo porque são zonas preferenciais de fraqueza e atuação dos processos intempéricos de superfície (THOMAS, 1974) (MELFI, 1967), (MELFI e CERRI, 1974), (LEHMAN, 1980), (PIRES NETO, 1991), (PARAGUASSU, et.al. 1974), (FILIZOLA, 1993), (THOMAS, 1994), (COLTRINARI, 2003).

É através das discontinuidades presentes no corpo rochoso que os processos intempéricos químicos estabelecem zonas preferenciais de alteração. Entretanto, para que tais processos ocorram é necessário que haja a instalação de certas condições específicas, relacionadas à atuação dos níveis de base fluviais, que serão mostrados mais a frente nessa pesquisa. As fraturas são essenciais também para o entendimento do sistema de dobras, porque são estruturas fortemente relacionadas a gênese dessas feições geológicas (LOCZY e LADEIRA, 1980), (HANCOCK, 1985), (RAMSAY e HUBER, 1987).

Fossen (2012) apresenta uma classificação dividida em *fraturas de cisalhamento* e *fraturas de extensão* (fig. 48). As fraturas de cisalhamento também são conhecidas como superfícies de deslizamento, por conterem um deslocamento muito pequeno ao longo de seus planos que as caracterizam como tal, ao passo que as fraturas de

extensão seriam as juntas, fissuras e veios. As juntas apresentam pouco ou nenhum deslocamento visível a olho nu e que somente é perceptível com o exame detalhado da estrutura. As fissuras, por sua vez, são fraturas diretamente preenchidas por ar ou algum fluido, e os veios são as fraturas preenchidas por minerais que, quando contém magma, são denominadas diques (FOSSEN et.al., 2007) e (FOSSEN, 2012).

Fig. (48). Tipologias de fraturas, conforme Fossen (2012).

Segundo Fossen (2012) as juntas são o tipo mais comum de fratura de extensão e ocorre muito próximo a superfície, estando totalmente relacionada à tectônica rúptil e caracterizada por pequenas magnitudes de deformação.

Elas se formam pela conexão de microdefeitos planos ou microfraturas presentes na rocha, orientados em relação ao campo de esforços externos, crescendo e se conectando para formar uma macrofratura através da rocha, como se observa pela fig. (48). As microfraturas formam-se em uma zona de processo em frente à propagação da macrofratura. Essa zona é muito similar a zona de dano que envolve a formação das falhas macroscópicas (FOSSEN, 2012). A zona de processo é de grande importância para o entendimento da propagação das fraturas e outros aspectos interessantes associados. Nesta zona pode ocorrer o efeito de aumento do volume da rocha em função do crescimento de microfraturas, que pode diminuir a pressão local dos poros e, temporariamente, tornar a rocha mais resistente aos esforços tectônicos. Entretanto, o corpo rochoso fica mais suscetível aos processos intempéricos devido à formação de porções preferenciais de fraqueza e exposição

maior da estrutura aos agentes químicos de alteração, facilitando o intemperismo químico e, conseqüentemente, a instalação da pedogênese e influenciando na formação do relevo em áreas tropicais. Para o estudo das fraturas é necessário classificá-las e analisá-las estatisticamente, o que nessa pesquisa estará relacionado às feições morfológico fluviais do relevo da bacia. O que será discutido mais detalhadamente no capítulo 4.

3.1.4 - A composição mineralógica das rochas, o intemperismo e a erosão diferencial.

Segundo Demattê (1980), o intemperismo pode ser considerado como a resposta dos materiais que estavam em equilíbrio no interior da litosfera às solicitações da atmosfera, hidrosfera e biosfera. Ele pode ser de dois tipos: físico, em que ocorre a desagregação das rochas sem alteração química dos minerais; e químico, que consiste na “quebra” da estrutura química dos minerais constituintes das rochas (REICHE, 1945).

De acordo com Ollier (1975) o grau de efetividade dos processos intempéricos depende do tipo de rocha, das condições climáticas, da cobertura vegetal, da topografia e da duração da ação química. A presença e intensidade de feições estruturais na rocha (diáclases e fraturas) e da atuação de agentes mecânicos influencia a velocidade do intemperismo químico. Ambos, intemperismo químico e físico, estão fortemente relacionados, sendo que os agentes que respondem pelo intemperismo físico (mecânico) facilitam a ação dos agentes químicos responsáveis pela alteração das rochas e, portanto, pela sua maior ou menor suscetibilidade a essa alteração química.

Para uma melhor compreensão dos processos de erosão diferencial e devido às condições climáticas e geológicas da área em estudo, esse trabalho dará ênfase aos conhecimentos relacionados aos processos de intemperização química. Não é intenção *monitorar e medir*, pormenorizadamente, os processos de intemperismo químico, questão que pressupõe outra pesquisa mais aprofundada sobre o tema, com métodos e técnicas próprios. Nem investigar a relação das coberturas pedológicas com as feições do relevo como faz Millot (1977), Boulet et. al. (1977) e Bocquier et. al. (1977). No entanto, para a compreensão dos processos de

dissecação da superfície, em termos de erosão diferencial sobre estruturas litológicas de rica diversidade mineralógica e de complexo arranjo tectônico, faz-se necessário uma correlação empírica entre a composição mineralógica e química dessas estruturas e a sua suscetibilidade com relação ao intemperismo químico, levando-se em consideração a morfologia (processos de convexização) dos compartimentos de relevo mapeados. Neste trabalho, a lógica que se segue é a de que quanto mais convexizada é a forma de relevo (em função de uma formação superficial profunda), mais suscetível ao intemperismo químico é a rocha que o sustenta. Ao passo que formas de geometria menos convexa e aguçada, leva a inferir menor suscetibilidade da litoestrutura aos processos intempéricos químicos.

Portanto, o intemperismo químico, para verificação dos processos de erosão diferencial, será estudado em função da verificação da composição mineralógica e química das rochas, para correlação com a literatura sobre o tema e os compartimentos morfológicos elencados nos procedimentos de compartimentação. Tudo fundamentado no que diz a literatura sobre a natureza e características dos processos geoquímicos que são, em grande parte, os responsáveis pela formação do relevo em estruturas litológicas cristalinas, presentes em ambientes tropicais úmidos e equatoriais (THOMAS e SUMMERFIELD, 1986), (THOMAS, 1994a e 1994b).

Ademais, as bacias hidrográficas são fundamentais para compreensão dos processos de intemperismo químico, em função do fato de ser o canal fluvial o condicionador do fluxo e da velocidade da água, bem como da dinâmica do lençol freático suspenso nas encostas e dos aquíferos que, por sua vez, exercem controle nas taxas de alteração dos litótipos, bem como de suas reações químicas (KROONENBERG e MELITZ, 1983).

Os processos geoquímicos atuam sobre os minerais das rochas através de reações químicas que, sob condições naturais, são bastante complexos. Envolvendo um grande número de variáveis, esses processos são denominados de dissolução, hidratação, hidrólise, carbonatação, oxidação e redução e quelatação (OLLIER, 1975) e (MILLOT, 1983). E, essas reações químicas alteram a composição químico-mineralógica das rochas, com a formação de novas substâncias (silicatos hidratados, óxidos hidratados, carbonatos, minerais secundários de alteração, entre

outras) (QUEIROZ NETO, 1975), (MELFI e PEDRO, 1977) e (QUEIROZ NETO, 2001).

Existem minerais que são mais e/ou menos suscetíveis a alteração química, levando Goldich (1938) a estabelecer uma série hierárquica de suscetibilidade ao intemperismo químico para minerais silicatados, conforme fig. (49).

Fig. (49) Sequência de susceptibilidade ao intemperismo químico de minerais silicatados (extraído de Goldich, 1938).

É pelo trabalho de Goldich que se sabe que rochas ígneas de composição básica (55% - 45% de SiO_2) e ultrabásica (menos de 45% de SiO_2) tendem a se alterar mais facilmente do que as mais ricas em quartzo. As rochas ígneas básicas de cor escura (máficas) são mais suscetíveis ao “ataque” químico do que aquelas de coloração clara (félsicas). Para se ter um exemplo, os diques de diabásio intrusivos em maciços graníticos frequentemente alteram-se mais rapidamente do que as rochas encaixantes, dando lugar a formação de vales (OLLIER, 1975). Esta questão foi estudada por Vervloet (2008 e 2012) que pesquisou a formação de coberturas pedológicas, em zonas de contato entre rochas dioríticas, granodioríticas e graníticas porfiróides, descobrindo que as primeiras possuem maior suscetibilidade a alteração respondendo pela formação de coberturas pedológicas mais profundas e com horizontes mais argilosos que as graníticas.

A susceptibilidade das rochas ao intemperismo químico vai depender da ligação entre os íons, mais forte naqueles com maior carga e menor raio atômico. Nesse sentido, os íons Si^{4+} e Al^{3+} formam ligações mais fortes do que íons como o Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ e K^+ explicando o porquê da existência dessa ordem de estabilidade dos minerais presentes na série de Goldich (PORTO, 2000).

O tamanho dos grãos também influencia na alteração visto que, quanto menor o grão, maior a razão entre sua superfície e seu volume e, desta forma, sua exposição aos agentes intempéricos, sendo que grãos recristalizados possuem maior área de contato entre si, o que resulta maior coesão e explica porque alguns grupos de rochas metamórficas são mais resistentes ao intemperismo químico, comparado a outras rochas cristalinas (PENHA, 2001).

Segundo Melfi e Pedro (1977 e 1978), em zonas tropicais e subtropicais úmidas, o mecanismo essencial de alteração superficial das rochas são aqueles comandados pelos processos de hidrólise. Os outros processos também ocorrem, só que em proporções muito reduzidas e são concomitantes a hidrólise.

A hidrólise consiste na reação química entre o mineral e a água, isto é, entre os íons H^+ ou OH^- (oxidrila) da água e os íons do mineral. A decomposição dos silicatos (feldspatos, micas, hornblenda, augita, etc.) processa-se através da hidrólise, ou seja, da ação da água dissociada (BRINKMANN e PONS, 1964).

De acordo com Melfi e Pedro (1977a), a hidrólise pode ser total ou parcial. Na hidrólise total os três elementos que constituem um mineral primário, tal como o plagioclásio (Si, Al, Na ou K), são completamente liberados e aparecem no meio de alteração sob a forma de hidróxidos, sendo que em sistema aberto $Si(OH)_4$ e $(Na^+ \cdot OH^-)$, solúveis, são eliminados completamente. Em contrapartida, o $Al(OH)_3$, que é insolúvel, acumula-se e se individualiza, formando hidróxidos de alumínio do tipo gibbsita (PEDRO, 1969).

Quando a hidrólise é parcial, uma parte da sílica liberada do mineral primário reage com o alumínio para formar sais básicos insolúveis (hidroxissilicatos aluminosos – argilas). Esse processo é denominado sialitização, portanto, com eliminação incompleta da SiO_2 . Entretanto, a eliminação dos cátions básicos pode ser mais ou menos elevada, observando-se que, quando de ocorrência elevada, tem-se argilomineral com estrutura 1/1 do tipo caulinita (monossialitização). Se a eliminação de cátions básicos é parcial, formam-se argilominerais com estrutura 2/1 do tipo esmectita (bissialitização) (MELFI e PEDRO, 1977 e 1978).

No decorrer dos processos de alteração há sempre interação entre os diferentes constituintes das rochas. O quartzo provoca um aumento da concentração de SiO_2

fazendo, dessa forma, regredir a hidrólise dos aluminossilicatos alcalinos, modificando o tipo de alteração (MELFI e PEDRO, 1977). Sendo o quartzo um mineral bem representado nas rochas silicáticas da litosfera, fica evidente que essa interação permite compreender a importância da monossilização (caolinização) nas regiões tropicais (MELFI e PEDRO, 1978).

De acordo com a série de Goldich (fig. 43), os minerais do grupo dos feldspatos, constitui um dos primeiros minerais a serem afetados pelo intemperismo químico. Pela hidrólise forma-se um silicato hidratado de alumínio (mineral argiloso), sílica solúvel e íons alcalinos e/ou alcalino-terrosos (K^+ , Na^+ e Ca^{++}). Entre os feldspatos citam-se os plagioclásios (silicatos alumino-sódico-cálcicos) e os ortoclásios (K-feldspato – silicato alumino-potássico) como os mais suscetíveis à alteração. Eles dão origem aos argilominerais (caulinitas, ilitas, montmorillonitas, vermiculitas, etc.) presentes nos solos (OLLIER, 1975). Portanto, quanto maior o conteúdo desses minerais, em proporção, nas rochas, mais suscetível ela pode ser a alteração ocasionado pelos processos químicos em ambientes tropicais úmidos. A identificação da predominância desses argilominerais nos solos possibilita a identificação dos principais processos geoquímicos ocorrentes na superfície, responsáveis pelas formações superficiais.

A olivina, augita (piroxênio) e hornblenda (anfíbólio) também são, concomitantemente aos feldspatos plagioclásios, rapidamente afetados pelos processos de intemperismo químico. Devido a presença do Fe e Mg a biotita (mica ferro-magnésiana) é também tão alterável quanto os feldspatos (OLLIER, 1975).

A muscovita é muito estável, sendo que sua clivagem na forma de finíssimas escamas dificulta sua intemperização química, sendo tão resistente quanto o quartzo. Já o quartzo é considerado o mais estável, sendo somente meteorizado em condições muito específicas, sobre a presença de ácidos orgânicos (BOULET, 1974), (BOULET, et. al. 1977), (CHAUVEL e LUCAS, 1992). Deduz-se, desta forma, porque rochas ricas em quartzo tendem a apresentar forte resistência aos processos de intemperismo químico, de uma forma geral e em determinadas condições. Exemplo disso é o arenito, bem cimentado, que em muitas regiões tropicais forma relevos residuais de topografia positiva junto com os quartzitos.

Nos ambientes naturais ocorrem que as rochas ou minerais de composição variável, num mesmo ambiente, podem dar origem a diferentes minerais argilosos. Granitos e gnaisses (baixo teor de bases) produzem, predominantemente, caulinita, ao passo que o gabro (alto teor de bases) origina montmorillonita (THOMAS, 1994a).

A influência do relevo, neste sentido, ocorre pelo fato de que nas encostas, de uma maneira simplificada, haverá formação de caulinita e nos vales a montmorillonita. Isso acontece porque a caulinita forma-se, com mais frequência, em ambientes de ortomorfia, onde a água permanece por pouco tempo com a presença do ar. Já as montmorillonitas têm sua gênese ligada aos ambientes de hidromorfia, onde a água permanece por mais tempo, tornando o meio pouco oxigenado (MELFI e PEDRO, 1978). Esse processo ajuda a entender um pouco porque nos ambientes tropicais e de rochas cristalinas a topografia influencia o intemperismo químico que por sua vez, interfere no processo de convexização das formas.

A convexização das formas foi pesquisada por Power e Smith (1994) para entender como a constituição das rochas e a formação dos mantos superficiais de alteração atuam na gênese da convexidade do relevo, como se observa na fig. (50).

Fig. (50). Efeitos da topografia convexa sobre os processos de intemperismo químico e seus produtos correlatos. Fonte: extraído de Power e Smith (1994).

Power e Smith (1994) identificou diferentes graus de convexização das formas e a influencia desta característica na formação das caulinitas e vermiculitas nas Montanhas Mourne na Irlanda e em Niterói no Brasil. No Brasil as encostas de relevos mais convexos responderiam pela gênese de formações superficiais com predomínio de caulinitas nas encostas, onde a drenagem seria mais eficiente, e nos topos haveria o predomínio das vermiculitas, devido a menor eficiência da drenagem. Ao mesmo tempo, sobre relevos menos convexos e de inclinações mais modestas haveria predomínio da “hidrobiotita” (argila hidratada com vermiculita), boemita e vermiculitas. A caulinita seria formada por monossilificação quando parte da sílica é removida e o que resta vai combinar com o alumínio. As vermiculitas por sua vez, seriam formadas por bissialitização. Na Irlanda, sobre clima temperado, a caulinita e vermiculita predominariam nas encostas, onde haveria melhor drenagem e a hidrobiotita e endelita no topo onde se tem drenagem menos eficiente. Ou seja, a topografia teria um papel importante na gênese dos processos responsáveis pelas formações superficiais ao passo que esses processos influenciariam a gênese dessa própria topografia, através do controle da hidrólise parcial (em perfis de drenagem menos eficiente) e total (em perfis de boa drenagem).

Mas não é somente a composição mineralógica que interfere na geoquímica das rochas, há outras propriedades no corpo rochoso que influencia o intemperismo químico, como se observa na tabela 01 abaixo, extraído de Chorley et. al. (1984).

A textura, a porosidade, as propriedades da massa rochosa e a estrutura vão interferir diretamente na suscetibilidade ou resistência aos processos intempéricos. Para se ter um exemplo, não adianta uma rocha ter composição mineral rica em conteúdos de feldspato se possuir, ao mesmo tempo, estrutura maciça com textura fina e/ou gnáissica, pois assim será menos suscetível aos processos de intemperismo químico. Ao mesmo tempo, se o arenito, que é geralmente resistente aos processos químicos, tiver pobre cimentação em sílica, será mais suscetível às reações químicas que ocorrem na superfície.

Ademais, falhas, fraturas extensionais, fraturas de alívio de pressão, diáclases e outros arranjos tectônicos condicionam a velocidade de alteração das rochas, ao mesmo tempo em que isolam zonas com diferentes graus de alteração (BÜDEL, 1982), (TWIDALE e VIDAL-ROMANI, 1994).

A relevância da composição mineralógica e química das rochas, para a compreensão dos processos de erosão diferencial sobre estruturas litotectônica complexas, não pode ser realizado sem levar em consideração as outras propriedades estruturais.

Tabela 01. As propriedades rochosas e sua influencia no intemperismo químico. (adaptado de Chorley et. al., 1984).

Propriedades das rochas	Intemperismo físico		Intemperismo químico	
	Resistente	Suscetível	Resistente	Suscetível
Composição mineral	Conteúdo elevado de feldspato Plagioclásio cálcico Baixo conteúdo de quartzo Carbonato de cálcio Composição homogênea	Alto conteúdo de quartzo Plagioclásio sódico Composição heterogênea	Composição mineral uniforme Alto conteúdo em sílica (quartzo e feldspato estáveis) Baixo teor de íons metálicos (Fe-Mg) e em biotita Alto teor em ortoclásio e feldspato sódico Alto teor em íons de alumínio	Composição mineral variada Alto teor em CaCO_3 Baixo teor de quartzo Alto conteúdo plagioclásio cálcico e olivina Minerais ígneos primários instáveis
Textura	Granulação fina Textura uniforme cristalina Clástica compacta Gnáissica, silicatos de granulação fina	Granulação grossa Textura variável Xistosa Silicatos de granulação grossa	Rocha densa e de granulação fina Textura uniforme Cristalina Clástica Gnáissica	Granulação grossa Textura variável Xistosa
Porosidade	Baixa porosidade, drenagem livre, baixa superfície específica interna, diâmetros dos poros grandes permitindo a drenagem após a saturação	Alta porosidade, pobremente drenada, alta superfície específica externa, poros de pequeno diâmetro impedem a drenagem livre após a saturação.	Poros de grande diâmetro, baixa permeabilidade Drenagem livre Superfície específica externa baixa	Poros de pequeno tamanho e alta permeabilidade Pobremente drenado Superfície específica externa alta
Propriedades de massa	Baixa absorção Alta dilatação com boa propriedade elástica, Rocha são, dura	Alta absorção Baixa dilatação Parcialmente alteradas Moles	Baixa absorção Alta compressividade e dilatação Rocha fresca Dura	Alta absorção Baixa dilatação e parcialmente alterada Mole
Estrutura	Foliação mínima clástica Formas maciças Acamamento espesso	Foliada Fraturada e quebrada Composta por minerais solúveis e insolúveis Acamamento fino	Compactação e cimentação forte Cimento silicoso Maciça	Cimentação pobre, cimentação carbonática, fino acamamento, fraturada e quebrada, mistura de componentes minerais solúveis e insolúveis
Tipos de rochas	Granitos finos, granitos gnáisses, riolitos, quartzitos, ardósias, diabásios, gabros, alguns calcários, arenitos fortemente cimentados	Granitos porfiróides, alguns basaltos, xistos, arenitos pobremente cimentados, dolomitos, margas	Rochas ígneas ácidas, rochas metamórficas, riolitos, granitos, quartzitos, gnáisses e gnáisses graníticos	Calcários sedimentares, carbonatos, arenitos pobremente cimentados, calcários, rochas básicas, carbonatos argilosos, ardósias, margas dolomíticas, xistos

Embora analisar a constituição mineralógica não seja um atributo do trabalho geomorfológico, é necessário considerar essa informação na medida em que subsidia a compreensão dos mecanismos erosivos responsáveis pela evolução diferencial dos corpos litológicos, auxiliando, por sua vez, na explicação da diversidade de tipos de formas de relevo.

Nesta pesquisa, a composição mineralógica e química das rochas será apresentada e discutida no sentido de auxiliar o entendimento dos níveis e processos de dissecação diferencial dos compartimentos morfológicos, elencados para correlação com as estruturas tectônicas (falhas, fraturas e dobras), levando-se em consideração o grau de convexização das formas de relevo destes compartimentos.

3.1.5 – Processos erosivos em leitos fluviais rochosos.

Os processos erosivos em leitos fluviais de escoamento aberto tem sido estudados pela literatura sob a perspectiva de rios de planície, onde o fluxo fluvial flui sobre leito aluvial, na maioria das vezes, e sobre leitos rochosos onde o fluxo fluvial está associado ao controle litológico-estrutural (LEOPOLD e MADDOCK, 1953) e (LEOPOLD e WOLMAN, 1957). Há também a ocorrência de rios de leito misto, com leitos rochosos e aluviais intercalados (SCHUMM e KHAN, 1972) e (SCHUMM, 1981).

Neste trabalho, a análise estará centrada nos processos fluviais que ocorrem em leitos rochosos, por serem os responsáveis pelos setores de incisão fluvial e porque grande parte dos canais da rede hidrográfica em estudo apresenta esta configuração. A importância deste fato reside na questão do entendimento do papel dos canais nos processos de “retalhamento fluvial” das estruturas, e, por conseguinte, na formação de relevos relacionados a esses processos. Pois, um dos objetivos deste trabalho é o de entender os processos de seccionamento e festonamento feitos por canais fluviais sobre as litoestruturas.

Os processos erosivos em leitos rochosos são divididos, de acordo com Christofolletti (1981) e Knighton (1998), em três grandes categorias: corrosão, abrasão e cavitação. Nas últimas décadas, trabalhos têm pesquisado amplamente outra

categoria, denominada por Hancock et. al. (1998) e Whipple et. al. (2000) de erosão por arranque (plucking), que também deve ser considerada.

A corrosão é considerada comumente relacionada a processos de dissolução e/ou intemperismo químico nos leitos. Embora a percepção desses processos como de dissolução, criando uma espécie de simplificação do fenômeno, como faz Whipple et. al. (op. cit.) e Sklar e Dietrich (2001) seja uma visão restritiva do fenômeno, há que considerar que a corrosão é de fundamental importância para os mecanismos de incisão em leitos rochosos.

Mesmo porque é ela quem libera material para a atuação dos mecanismos de cavitação, abrasão e arranque. Além do que, em litologias fraturadas, a corrosão atua ao nível da pequena escala, mas seus efeitos podem ser sentidos por centenas de metros ou quilômetros de distância, ao longo do canal fluvial (CHARLTON, 2008).

Outro fator que aumenta o nível de importância da corrosão é a sua capacidade de liberar soluções através dos processos de intemperismo químico, o que pode responder pela alteração das massas rochosas e mudar a capacidade corrosiva das águas fluviais, acentuando o “ataque” intempérico (GUPTA, 2011). De qualquer forma deve-se considerar a corrosão como um conjunto de processos com suas particularidades capazes de atuar nos mecanismos de incisão fluvial, rebaixando níveis de base e erodindo massas rochosas e intrinsecamente relacionada aos outros tipos de processos erosivos.

A abrasão é considerada como o mais importante processo de erosão fluvial em leitos rochosos e fundamenta-se pelo atrito das partículas de sedimento em trânsito tanto com carga em suspensão como de fundo, sobre as rochas do leito. O transporte dos sedimentos é feito por saltação, suspensão e arrastamento. A carga sedimentar é dividida geralmente por carga do leito, em suspensão e em solução (LEOPOLD, et. al. 1964).

Para Hancock et. al. (1998) e Whipple et. al. (2000), a carga que é transportada em suspensão é considerada como o mais importante agente abrasivo nos processos de incisão fluvial porque o fluxo turbulento (predominante em leitos rochosos) facilita o contato da carga em suspensão com a superfície rochosa, respondendo por maior participação na abrasão do leito fluvial.

Essa questão é controversa para Sklar e Dietrich (2001 e 2004). Para esses autores a abrasão derivada da carga do leito seria o elemento mais eficiente do processo abrasivo porque a carga em suspensão atuaria somente nas protuberâncias da superfície rochosa da calha fluvial, ao passo que a carga do leito predominaria no atrito com essa superfície.

Esses autores realizaram estudos experimentais e empíricos sobre o tipo, atuação e frequência da carga sedimentar, tanto do leito como em suspensão para os processos de incisão fluvial, para 22 tipos litológicos distintos, descobrindo que a carga de fundo, a vazão relativamente constante e a fonte de sedimentos seriam as variáveis que controlariam a incisão fluvial (SKLAR e DIETRICH, 1998, 2001 e 2004). Questão que já vinha sendo tratada por Seidl e Dietrich (1992), no entanto, com variáveis menos complexas que os estudos destes autores.

A importância dos estudos de Sklar e Dietrich (1998, 2001 e 2004) é a confirmação de noções empíricas levantadas pela literatura de geometria hidráulica da década de 1950 e sintetizadas no livro de Leopold et. al. (1964). Ou seja, qual é a real participação da carga sedimentar nos processos de incisão fluvial? Fica evidente, por meios desses estudos, que as condições de abrasão dependem da quantidade de carga sedimentar disponível para o leito (fonte sedimentar), da distribuição granulométrica do sedimento, da taxa de cominuição das partículas, e da tensão de cisalhamento (potência do escoamento) disponível para mobilização da carga do leito (SKLAR e DIETRICH, 2001 e 2004). Essas seriam, em síntese, as variáveis mais importantes para se entender o grau de abrasão dos leitos fluviais, e com isso a erosão e incisão.

Já a cavitação também é considerada um processo de erosão muito comum em rios rochosos, dependendo da variação da velocidade da água e variação da pressão.

Segundo Whipple et. al. (2000) as condições para que ela ocorra depende da relação específica entre velocidade e profundidade, número de Reynolds, concentração de sedimento fino em suspensão e grau de aeração do fluxo, sendo que a velocidade crítica necessária para ocorrer a cavitação aumenta com a profundidade do fluxo.

Os processos de cavitação estão associados ao fluxo turbulento e aos vórtices lineares, tendo como principal feição clássica as marmitas e flutes que, segundo Whipple et. al. (2000), seriam feições derivadas de processos abrasivos. Essa concepção contraria Barnes (1956) e Wohl (1992), para quem essas feições devem ser relacionadas aos processos de cavitação.

De certa forma, tanto cavitação quanto abrasão podem atuar em conjunto nos leitos rochosos, criando feições do tipo marmitas, flutes, depressões e protuberâncias, sendo difícil distinguir qual processo efetivamente responderia por cada uma dessas feições uma vez que ambos atuam em conjunto (SKLAR e DIETRICH, 2001 e 2004).

Por fim, tem-se a erosão por arranque que segundo Hancock et. al. (1998) e Whipple et. al. (2000), caracteriza-se como o processo de deslocamento de blocos facilitados por fraturas, microfraturas e/ou outro tipo de descontinuidade litoestrutural ocasionado pelo fluxo fluvial. Planos de acamamento também atuam como condicionantes para ocorrência da erosão por arranque.

Miller (1991) demonstra que o deslocamento de blocos nas rupturas de declive (knickpoints) é mais eficiente nas camadas que mergulham na direção contrária ao fluxo fluvial, ou seja, fluxo “anti-dip” e nas camadas com fluxo “dip”, isto é, no sentido do mergulho das camadas, desde que o ângulo de mergulho das mesmas seja menor do que o gradiente fluvial. Fato também pesquisado e confirmado por Selander (2004).

Estudando evolução fluvial na costa Oregon nos Estados Unidos Selander (op. cit.) verificou como a evolução longitudinal de canais fluviais, em áreas de rochas dobradas, tem diferentes configurações, conforme o mergulho da foliação metamórfica, como pode ser observado na fig. (51). Quando evoluindo no sentido contrário ao das camadas o perfil teria escalonamento com degraus mais curtos ao passo que evoluindo no mesmo sentido de mergulho das camadas o escalonamento seria com degraus mais espaçados. Estas questões foram estudadas por Eirado Silva et. al (1993) e Dantas et. al. (1995) no Rio Paraíba do Sul e bacia do Rio Bananal, onde, também se constatou a diferença do grau de erosão fluvial conforme o “dip” e o “anti-dip” nos processos de incisão.

Na literatura Davisiana mais antiga, rios que têm fluxo no sentido contrário ao das camadas e/ou foliação das rochas são denominados de rios *obsequentes*, os que fluem no sentido do mergulho das camadas são designados de *consequentes*, e os que fluem como os consequentes, porém em nível um pouco mais baixo, denomina-se ressequentes (CHRISTOFOLLETI, 1980). Nesta pesquisa esses termos serão utilizados dentro de uma conotação genética.

Whipple et. al. (2000) e Wohl e Ikeda (1998) destacam o papel das fraturas e demais descontinuidades para o processo de erosão por arranque, discutindo a importância do espaçamento entre tais feições para o desencadeamento dos processos.

Fig. (51). Perfil de evolução longitudinal de canais fluviais em rios da costa de Oregon nos Estados Unidos, influenciado pelo mergulho das rochas dobradas da região. Na figura superior o perfil evolui no sentido contrário ao mergulho das camadas e na inferior no mesmo sentido das camadas. Extraído de Selander (2004).

Hancock et. al. (1998) conclui, através de estudos com modelos físicos, que a capacidade de um rio para erodir o leito através de arranque aumenta com o quadrado da velocidade do fluxo e que o espaçamento das fraturas estabelece uma velocidade limiar a partir da qual o arranque não se processa.

De acordo com Sklar e Dietrich (2001) o que se deve levar em consideração na análise da evolução de leitos rochosos é o suprimento (fonte) de sedimentos. Quando este fornece uma grande quantidade de sedimentos ele inibe a erosão, criando uma barreira entre o leito rochoso e a carga abrasiva; quando fornece uma carga de sedimentos de granulometria grossa (blocos, seixos, grânulos e areias) e o leito rochoso é exposto, a erosão fluvial atinge sua máxima eficiência. Portanto, a distribuição da granulometria do sedimento pela fonte sedimentar é condição ideal para ocorrência dos processos de erosão por incisão em leitos rochosos.

Esse fato é de grande importância porque a montante dos vales de seccionamento e festonamento na bacia do Rio Benevente estão rochas (quartzitos e gnaisses Pps2qtxt e gnaisses Pps2) que são grandes fontes de suprimentos de sedimentos de granulometria grossa para os processos de abrasão nos leitos fluviais. Esses setores são reconhecidos como *vales de seccionamento e festonamento* e a posição espacial de ambos é de grande importância para entendimento dos processos de incisão fluvial, explicitados no capítulo 05, sobre os compartimentos de relevo descritos.

De certa forma, nas observações de campo, ao longo dos perfis longitudinais dos canais da bacia do Rio Benevente, nestes vales mapeados, é possível constatar, empiricamente, a prevalência de um ou outro conjunto de processo erosivo, através das feições e configurações do leito. Tal constatação é apenas intuitiva, no entanto, possibilita entender a evolução pretérita dos canais em função dos processos atuais prevaletentes.

3.1.6 – Perfis longitudinais e knickpoints.

O perfil longitudinal dos canais fluviais é considerado como um dos principais elementos para o estudo da evolução dos rios e, por conseguinte, das bacias hidrográficas (CHRISTOFOLETTI, 1977). É através dele que se analisam as

implicações e mecanismos de atuação dos níveis de base locais, temporários, regionais e gerais na evolução das superfícies (PENCK, 1953).

Os perfis longitudinais possibilitam o entendimento dos níveis diferenciais de evolução dos canais, conforme a organização das litoestruturas em termos de dobras, falhas e fraturas (SCHUMM, et. al. 1987). Portanto, são fundamentais para se interpretar a dinâmica e morfogênese dos rios em sistemas de dobras conjugados com falhas (SUMMERFIELD e HULTON, 1994).

A evolução dos rios tende a ocorrer, no plano teórico, em direção a um perfil longitudinal que tem como característica a curva do eixo da abcissa na forma côncava para cima, em forma de uma parábola, onde o sistema fluvial estaria em equilíbrio dinâmico (HACK, 1957 e 1973) e (HOWARD, 1998). Entretanto, tal situação é praticamente impossível de se encontrar na natureza.

Falava-se antigamente que tal perfil “equilibrado” seria indicativo de relevos que estariam também em condição de equilíbrio dinâmico, onde o fluxo de energia que entrasse e saísse do sistema não teria grandes modificações (HOWARD, 1967 e 1971). Atualmente, sabe-se que tal concepção praticamente não ocorre na natureza, dentro das situações que foram conjecturadas tempos atrás (HARBOR, 1998a e 1998b).

Os perfis longitudinais são de grande importância para o estudo das chamadas rupturas de declive e/ou knickpoints, e estas feições estão sempre associadas a algum tipo de organização litotectônica das rochas, seja através de falhas, dobras, fraturas, níveis de metamorfismo, composição mineralógica, etc. ou aos tipos distintos de processos hidráulicos de evolução dos canais (SELANDER, 2004).

Estudando evolução fluvial na costa Oregon nos Estados Unidos Selander (op. cit.) verificou como a evolução longitudinal de canais fluviais, em áreas de rochas dobradas, tem diferentes configurações, conforme o mergulho da foliação metamórfica, como pode ser observado na fig. (51). Quando evoluindo no sentido contrário ao das camadas o perfil teria escalonamento com degraus mais curtos ao passo que evoluindo no mesmo sentido de mergulho das camadas o escalonamento seria com degraus mais espaçados.

Os knickpoints são considerados como um dos diversos tipos de níveis de base que existem e exercem forte influência no perfil longitudinal de evolução dos rios. O conceito de nível de base foi formulado inicialmente por Powell (1875), ao estudar os tributários do Rio Colorado no oeste dos Estados Unidos. Posteriormente, Gilbert (1877) destacou a importância das características litológicas do substrato geológico na gênese desses níveis de base.

Entretanto, deve-se a Penck (1953) a denominação de “knickpoints” às rupturas íngremes do perfil longitudinal dos canais fluviais, criando níveis de base locais que controlam a evolução dos perfis.

Miller (1991), por sua vez, avançou no entendimento da gênese dos knickpoints associados aos elementos estruturais da litologia, ao passo que Seidl e Dietrich (1992) sugerem que a dissecação diferencial do canal principal, em relação a seus tributários, produzem knickpoints junto as suas confluências.

Embora essas feições tenham uma grande importância para a geomorfologia fluvial, curiosamente, elas não são muito estudadas em áreas de geomorfologia tropical como é o caso do Brasil. Ainda são poucos os trabalhos sobre sua cartografia e sobre sua importância para evolução das paisagens (LANA e CASTRO, 2012), (EIRADO SILVA, et. al. 1993), (SILVA e SANTOS, 2010), (DANTAS et. al. 1995), (DANTAS et. al. 1994), (DANTAS e COELHO NETTO, 1994) e (LIMA, 2009).

Gardner (1983) apresenta três modelos de evolução de rupturas de declive (knickpoints), na fig. (52), que podem ser aplicados a diferentes situações encontradas nos rios.

No caso A e B ocorre evolução por inclinação. Onde a tensão de cisalhamento crítica (T_c) é bem inferior a tensão de cisalhamento que prevalece no leito (T_o). Nesse caso, a face da ruptura sofre rotação através da erosão de sua parte que está na forma de aresta (caso A).

Se a T_c for bem maior do que a T_o pode ocorrer também evolução por inclinação (caso B), quando a rocha do leito é muito resistente, provocando rotação da face da ruptura, em relação a sua base. Se caso a T_o excede a T_c e o material for moderadamente resistente, o processo é denominado de substituição, onde a

erosão máxima ocorre na aresta da ruptura, diminuindo tanto para montante como para jusante.

Já no caso de retração paralela a situação é mais complexa, pois é necessário que na aresta da ruptura a T_c seja maior do que a T_o e que na base da ruptura a T_c seja bem menor do que a T_o .

Tal situação seria mais ocorrente em rios obsequentes, onde o leito fosse de camadas de diferentes resistências, em que a menos resistente provocaria o solapamento da rocha mais resistente (SELANDER, 2004). Entretanto, Seidl et. al. (1994) reporta que tal situação pode acontecer também em litologias maciças e com fraturas tanto vertical quanto horizontal.

Fig. (52). Modelos de evolução de knickpoints, segundo Gardner (1983). A e B por inclinação, C por retração paralela e D por substituição. Fonte: modificado de Gardner (1983).

Na bacia do Rio Benevente tais feições já haviam sido estudadas por Vervloet (2009), mas de forma indireta e não explicitamente relacionadas às características tectônicas da região e processos típicos de evolução como referem a literatura.

Neste trabalho tais feições serão estudadas nos perfis longitudinais de rios escolhidos ao longo da bacia, no sentido de mapear e auxiliar a caracterização da posição espacial de tais feições no perfil longitudinal, e sua relação com as dobras de fundo, além das situações de predomínio de processos de evolução, conforme a proposta de Gardner (1983) e outros.

4.2 – As Unidades Litológicas da Bacia do Rio Benevente.

Para a compreensão da maneira como se distribui e se organiza as unidades litológicas (litoestratigráficas) foi elaborado o *Mapa de Unidades Litológicas da Bacia* (anexo A), compilado e adaptado dos trabalhos de Féboli (1993a, 1993b) e Vieira (1997), e a compilação da composição mineralógica e química de algumas unidades litológicas em tabelas, compilado dos trabalhos de Féboli (1993a, 1993b), Vieira (1997), Moura (1997) e Karniol e Machado (2010).

A média nas tabelas é usada no sentido de facilitar a análise das amostras. Procurou-se, nesse mapa de unidades litológicas, seguir a adaptação da simbologia de Vieira (1997) por estar dentro de convenções de mapeamento geológico mais atuais, mas aproveitando a nomenclatura das unidades dos trabalhos de Féboli (1993a e 1993b).

Fundamentado nesses trabalhos é possível observar que sete grupos de unidades litológicas irão responder pela “ossatura” geológico-estrutural da bacia, a saber: *Suíte Caparaó, Complexo Paraíba do Sul, Intrusivas Sin a Tardi Tangenciais, as Intrusivas Ácidas a Básicas Tardi-a Pós-Transcorrentes, Intrusivas Ácidas Pós-Transcorrentes, Grupo Barreiras e os Depósitos Sedimentares.*

4.2.1 – Suíte Caparaó.

As rochas que compõem a *Suíte Caparaó* na área da bacia do Rio Benevente foram designadas, anteriormente por Féboli (1993a, 1993b), como ortognaisses granulíticos pertencentes ao Proterozóico Superior (P_{sgl} , P_{sglt}).

Em uma nova interpretação, através de levantamentos geológicos básicos, Vieira (1997) posicionou essas rochas no Proterozóico Indefinido, portanto, em posição mais antiga do que o Proterozóico Superior, representando tais rochas, o embasamento metamórfico de alto grau do *Complexo Paraíba do Sul*.

Na região da bacia as rochas da *Suíte Caparaó* ocorrem na faixa costeira, sendo dividida em Ortognaisses Enderbíticos (V_{scgl}) e Ortognaisses Tonalíticos ($\text{V}_{\text{scgl/t}}$).

Na verdade, trata-se de uma única unidade onde há variações muito graduais na ocorrência dos litótipos em campo.

Segundo Féboli (1993a) configura-se como uma unidade não homogênea, em que predominam gnaisses enderbíticos a charnoenderbíticos, localmente apresentando porções tonalíticas, granodioríticas, e até mesmo graníticas. Não é possível no campo visualizar uma mudança de textura ou de estrutura nos afloramentos entre esses dois litótipos, sendo a distinção possível somente por predominância do mineral hiperstênio, que define os gnaisses enderbíticos (*Yscgl*) do charnoenderbito (*Yscgl*).

O contato com os gnaisses do Complexo Paraíba do Sul é aproximado e, na foz do Rio Benevente, essa unidade é recoberta discordantemente pelos sedimentos do Grupo Barreiras. A foliação varia de mergulhos verticais, próximo a Zona de Cisalhamento de Iconha, a baixo ângulo em pontos mais distantes.

A principal assembléia mineralógica é composta por quartzo, plagioclásio, biotita, hiperstênio, granada e, localmente, K-feldspato (Féboli 1993a). Os acessórios são apatita, allanita, opacos, zircão e rutilo, sendo que os secundários são carbonato, anfibólio, bastita, sericita, biotita, clorita, muscovita e epidoto. A tabela 02 apresenta a composição mineralógica estimada da unidade *Yscgl* (ortognaisses enderbíticos).

Tabela 02 – Composição mineralógica estimada da Unidade *Yscgl*.

Amostra	Minerais																
	QZ	PL	BT	PX	GRA	AF	KFD	ALL	AP	OP	ZR	EP	BAT	CRB	CL	MU	SE
49A	30	40	10				20		tr	tr	tr						tr
49B	35	45	15	tr		tr	tr		tr	tr	tr	tr	tr	tr			tr
54A	20	55	12	3			3		tr		tr		tr	tr	tr	Tr	
54C	40	45	15			tr		tr	tr	tr	tr			tr	Tr		
60A	30	40	20	8	2				tr	tr	tr		tr	tr			tr
73	20	50	10	10				tr	tr	tr	tr		tr				
78	40	35	10	5		tr	10		tr		tr		tr		tr		
81	30	55	10		tr		5		tr	tr			tr	tr	tr		tr
83	20	50	15				5		tr	tr	tr			tr		tr	tr
83A	20	60	13	5	2			tr	tr	tr	tr		tr				
83B	45	42	12		1		tr		tr		tr			tr			tr
158C	30	40	20	5		5			tr		tr			tr	tr	tr	tr
161	25	45	15	10	tr	tr		tr	tr	tr	tr						
164	35	45	10		tr		5	tr	tr		tr	tr	tr	tr	tr		tr
174	20	35		15	tr	tr	20	tr	tr		tr		tr	tr			tr

180	30	40	15	5			5	tr	tr	tr	tr		tr	tr	tr		
210	20	45	10	21		tr	tr		tr	4	tr		tr				tr
230	20	35	15	10		10			tr	tr	tr		tr	tr			tr
236	20	40	15		2		20		tr	tr	tr					tr	tr
240	35	50	10			tr		tr	tr	tr	tr	tr		tr			tr
241	?	?	15				?							tr	tr	tr	tr
247	40	40	10		tr		2		tr	tr	tr	tr				tr	tr
401	30	40	10	17		3			tr	tr	tr	tr		tr	tr	tr	tr
407	15	55	20	8					tr	tr	tr		tr	tr	tr	tr	
409	25	45	15	10	tr				tr		tr		tr				tr
463	3	50	20	10		15			tr		tr		tr	tr			
468		40		25		35			tr	tr			tr			tr	tr
471	20	45	10	15		1			1	1	1	1	tr	tr			tr
488	?	?	13	?					tr	tr				tr	tr		tr
490	?	?	?			?	?		tr	tr	tr						tr
494	15	25	20	10		25			tr	tr	tr		tr	tr			
590	30	40	25						tr	tr	tr	tr		tr		tr	tr
593	25	40	15	7	4	tr			tr	tr	tr	tr	tr				
597	35	40	20			2		tr	tr	tr	tr	tr		tr		tr	tr
604	40	45	15				tr	tr	tr	tr	tr					tr	tr
606	20	10	3		2		65									tr	tr
612	25	50	15				5	tr	tr	tr	tr			tr		tr	tr
612A	30	40	24			1		1	2	1	1			tr	tr	tr	tr
612B	30	30	5			tr	30	tr	tr		tr			tr	tr	tr	tr
616	30	40	15		1		10		tr	tr		tr			tr	tr	tr
624	30	40	20	5	2			tr	tr	tr	tr	tr		tr			
624A	40	45	8	6					tr	tr			tr				
624B	18	35	25	15	10	tr		tr	tr	tr	tr		tr	tr	tr		
643	20	20	45			15			tr	tr		tr					tr
664A	30	50	10	2		tr	5	tr	tr		tr	tr	tr	tr	tr		
664B	20	45	15	tr			15		tr	tr	tr		tr	tr			
664C	20	55	10	tr		1	10		tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr		
673	15	55	25						tr	tr	tr	tr		tr		tr	tr
763A	20	57	20				tr		1	1	tr	tr		tr	tr		
767	30	40	20		tr		8				tr						tr
777	20	25	15		tr		40		tr		tr						
790	?	?	?	?		?			tr	tr	tr		tr	tr			tr
792C	38	5	2				54			tr	tr	tr		tr	tr		
798	?	?	?	?					tr	tr	tr		tr	tr			tr
839D		5	12	25		53			2	1				tr	tr		tr
WL90	31	45	21		1				2	tr	tr	tr		tr			
WL114	48	5	15				30		tr	tr	tr					1	
Média	27,1	40,2	15,0	10	2,7	13,8	17,4	1	1,6	1,6	1	1				1	10,3

QZ – quartzo; PL – plagioclásio; BT – biotita; PX – piroxênio; GRA – granada; AF – anfíbolito; KFD – feldspato potássico; ALL – allanita; AP – apatita; OP – opacos; ZR – zircão; EP – epidoto; BAT – bastita; CRB – carbonato; CL – clorita; MU – muscovita; SE – sericita.

tr – traços

? – porcentagem indeterminada.

Fonte: adaptado de Féboli (1993a).

Observa-se que as rochas da Unidade *Yscgl* possuem grande parte de sua composição formada por minerais de plagioclásio (grupo de feldspatos ricos em sílica) com mais de 40% de ocorrência, em média, ao passo que o quartzo está em segundo lugar com mais de 27% de ocorrência, em média, e em terceiro, com mais de 17,4% os feldspatos potássicos.

Esses minerais, que são considerados essenciais, compõem mais da metade das amostras analisadas. Em menor expressão aparecem a biotita e os anfibólios. Trata-se, portanto, de uma unidade litológica que possui minerais ricos em silicatos em sua constituição que, devido à composição química, facilitam os processos geoquímicos de alteração.

Analisando pela série de Goldich (1938) observa-se que a forte presença de minerais do grupo dos plagioclásios facilita a forte alteração da rocha por processos de intemperismo químico. Esse fato ajuda a entender, entre outros fatores, porque os relevos sobre essas rochas formam coberturas pedológicas muito espessas, observáveis em campo em média com 15 a 25 metros de espessura.

Essas rochas vão ocorrer na porção sudoeste da bacia sustentando os terrenos da porção costeira, em contato discordante com os sedimentos fluviais Quaternários e com os depósitos do Grupo Barreiras. Trata-se, segundo Vieira (1997), das rochas que compõem o embasamento regional, sotopostas as rochas do Complexo Paraíba do Sul.

Elas ocorrem, também, em alguns afloramentos na costa, próximo a foz do Rio Benevente onde formam costões rochosos que, provavelmente, funcionaram como soleira rochosa durante as oscilações do nível marinho no Quaternário, controlando o nível de base geral do relevo, e impedindo os efeitos do recuo do nível do mar sobre a drenagem, evitando a erosão regressiva.

4.2.2 - Complexo Paraíba do Sul.

As rochas que compõem o Complexo Paraíba do Sul foram citadas pela primeira vez por Liandrat (1972) que as denominaram de Grupo Paraíba-Desengano ao mapearem os gnaisses e granulitos que ocorrem na região. Cordani (1973), por sua vez, também estudou os gnaisses e migmatitos desse complexo, mas sem fazer

referência aos termos de Liandrat (op. Cit.), não designando formalmente essas rochas em termos de nome de unidade.

Silva e Ferrari (1976) denominaram todos os gnaisses que ocorrem na região da bacia do Rio Benevente de Associação Paraíba do Sul, ao passo que Fonseca et al. (1979) designou os gnaisses, migmatitos e granulitos da área, sobre a denominação informal de “faixa costeira”.

Machado Filho et al. (1983), através de análises químicas mais detalhadas, interpretaram estes gnaisses que ocorrem na área como de origem metassedimentar, a partir de sedimentos de composição das grauvas e arcóseos. Esta interpretação foi acompanhada por Féboli (1993a) e Vieira (1997), por meio de estudos de litogeoquímica, através de métodos de diagrama de composição das rochas e em mapeamento geológico de escala mais detalhada.

Segundo os estudos desses autores, o Complexo Paraíba do Sul, na região da bacia, pode ser dividido em quatro subunidades, a saber: granada-sillimanita-biotita-gnaisses com quartzitos (*Pps2qtxt*); quartzitos de ocorrência muito restrita (*Pps1qt*), sillimanita-biotita-gnaisses com anfibolitos (*Pps2*) e gnaisses aluminosos (*Pps1*).

Os gnaisses *Pps2qtxt* ocorrem na porção noroeste da área em estudo e está fortemente associado aos gnaisses *Pps2*, constituindo sillimanita-biotita-gnaisses granatíferos de aspecto xistoso com biotita-hornblenda-gnaisses, anfibolitos, rochas calciossilicáticas e quartzitos, correspondendo a um ambiente deposicional marinho plataformar (proximal) (FÉBOLI, 1993a). Embora sejam distinguidos no mapa de Unidades Litológicas, no campo, o contato entre as duas unidades é muito gradual e de difícil distinção.

Os minerais que compõem os gnaisses *Pps2qtxt* e que ocorrem em maior abundância são a sillimanita, biotita, granada, quartzo e cordierita. Junto a esses gnaisses quartzíticos ocorrem outros quartzitos (*Pps1qt*), em afloramentos muito restritos de pequena abrangência espacial, tendo sua importância no fato de auxiliarem somente na reconstrução paleogeográfica da origem dessas rochas.

Os sillimanita-biotita-gnaisses granatíferos, com intercalações de anfibolitos, são os *Pps2*, e ocorrem na porção noroeste da bacia, de forma alongada no sentido SO-NE, e no extremo noroeste. Assim como as rochas *Pps2qtxt*, esses gnaisses

também são oriundos do metamorfismo de sedimentos originados em ambiente marinho plataformar (proximar). A tabela 03 apresenta a composição mineralógica estimada destas rochas.

Pela tabela 03, observa-se que os gnaisses Pps2 são ricos em minerais de plagioclásio, sendo mais de 41%, em média. Em algumas amostras eles perfazem mais da metade da composição, atestando uma característica fortemente silicática a essas rochas.

Tabela (03). Composição mineralógica estimada da unidade Pps2, Complexo Paraíba do Sul.

Amostra	Minerais																		
	QZ	PL	BT	AF	KFD	PX	SIL	CD	GRA	ALL	AP	DP	TIT	ZR		CL	EP	SE	MU
97	?	?		?							tr	tr	tr			tr			Tr
99	?	?	tr	?							tr	tr							
113	13	56	25	1						1	1	1	1	1		tr	tr	tr	
123	15	35		40		10					tr		tr					tr	tr
152	10	60	22	tr						tr	tr	tr	tr			tr			
274	?	?	?		tr						tr			tr			tr	tr	
276	5	45	tr	50							tr	tr						tr	
276B				95		tr					1	1	1	1		tr	tr		
297	15	8	25		50						tr			tr			tr	tr	
363	85	tr	tr		tr	?										tr			tr
366	10	40	25	25										tr					tr
368B	5	55					26	5	3	tr		1		tr		tr			3
371	32	20	15		30									tr		tr		tr	
372C	?	?	tr	?							tr	tr	tr	tr		tr			
383	?	?	25											tr				tr	tr
386	15	55	25		5						tr			tr				tr	tr
662	?	?	?								tr	tr		tr					
683	?	?	?	?						?	tr	tr		tr					
WL-11A	?	?	?	?					tr		tr	tr		tr		tr		tr	
WL-15	?	?	?	?					?	?	tr	tr	?	tr		tr			
WL-80	?	?	?	?							tr		?	tr		tr		tr	
WL-82	?	?	?	?							tr	tr				tr			
Média	20,5	41,5	23,1	42,2	28,3	10	26	5	3	1	1	1	1	1					3

QZ – quartzo; PL – plagioclásio; BT – biotita; AF – anfibolito; KFD – feldspato potássico; PX – piroxênio; SIL – sillimanita; CD – cordierita; GRA – granada; ALL – allanita; AP – apatita; DP – diopsídio; TIT – titanita; ZR – zircão; CRB – CL – clorita; EP – epidoto; SE – sericita; MU – muscovita.

tr – traços

? – porcentagem indeterminada.

Fonte: adaptado de Féboli (1993a).

Minerais de biotita e quartzo também possuem índices significativos, sendo 23,1% e 20,5% respectivamente, em média. Embora os anfibólios possuam um índice alto na média, sua análise deve ser relativizada, uma vez que uma das amostras (276B) apresenta índice altíssimo na composição (95%), puxando o valor desse dado para cima. Outros minerais como sillimanita e piroxênios irão ter valores médios altos,

mas somente em função da presença em uma das amostras, não se configurando como de boa representatividade na unidade para uma análise mais detida.

A tabela 04 apresenta a composição química estimada dessas mesmas rochas (Pps2).

Tabela 04. Composição química estimada da Unidade Pps2, Complexo Paraíba do Sul.												
Elemento Químico	Amostras											Média
	HR-97	HR-99	HR-123	HR-274	HR-372C	HR-662	HR-683B	WL-11A	WL-15	WL-80	WL-82	
SiO ₂	48,60	46,80	51,70	72,30	46,30	58,10	45,70	54,00	59,90	80,30	60,40	56,7
Al ₂ O ₃	18,20	16,70	13,60	11,80	17,90	13,50	13,30	16,80	16,50	6,10	15,60	14,5
Fe ₂ O ₃	5,30	6,90	3,80	1,70	8,00	6,80	11,10	6,30	4,40	0,78	3,40	5,3
FeO	5,60	6,60	5,70	3,20	4,00	5,00	5,60	5,60	3,40	2,90	4,60	4,7
MnO	0,16	0,13	0,21	0,09	0,33	0,13	0,27	0,21	0,13	0,07	0,13	0,16
MgO	4,30	4,80	7,90	2,30	4,80	3,60	5,80	2,30	2,20	3,40	2,50	3,9
CaO	10,30	10,30	13,10	2,00	11,20	2,90	11,70	8,50	6,10	2,70	5,80	7,6
Na ₂ O	3,60	2,90	0,90	2,20	3,30	1,60	1,10	0,80	3,00	0,36	3,00	2,06
K ₂ O	0,88	0,77	0,45	2,50	1,10	3,70	0,81	1,50	1,90	1,40	1,70	1,5
TiO ₂	1,60	2,40	1,30	0,74	1,30	2,80	3,00	1,90	1,20	0,65	1,10	1,63
P ₂ O ₅	0,27	0,29	0,18	0,16	0,27	0,52	0,32	0,59	0,20	0,15	0,34	0,29
S	0,17	0,005	0,01	0,011	0,036	0,005	0,12	0,06	0,10	0,006	0,008	0,04
Co ₂	0,45	0,15	0,30	0,25	0,55	0,25	0,25	0,45	0,45	0,15	0,15	0,30
H ₂ O ⁺	0,59	0,62	0,73	0,45	0,74	0,79	0,72	0,68	0,24	0,55	0,70	0,61
H ₂ O ⁻	0,05	0,05	0,08	0,06	0,14	0,09	0,05	0,07	0,04	0,07	0,09	0,07
Total	100,02	99,37	99,88	99,70	99,83	99,70	99,79	99,69	99,72	99,52	99,43	
Fonte: adaptado de Féboli (1993).												

Por essa tabela pode-se observar a grande quantidade de sílica (56,7% de SiO₂, em média) presente na constituição desses litótipos, conferindo as mesmas um caráter intermediário (entre rochas ácidas e básicas). Pela quantidade de SiO₂ (sílica) infere-se que o plagioclásio presente nas rochas desta unidade é predominantemente a albita (NaAlSi₃O₈).

Esta forte presença da sílica deve-se a ocorrência de minerais do grupo dos plagioclásios (albitas) e do quartzo. É de se esperar, conforme Lindsay et al. (1982), que a presença da sílica confere um caráter de maior resistência as rochas dificultando sua intemperização química. Entretanto, a sílica ocorre em sua maior parte nos plagioclásios que estão presentes na rocha e não somente nos quartzos, facilitando, dessa forma, sua alteração por processos químicos, uma vez que os plagioclásios possuem uma composição química que facilita processos de transformação. Esses minerais são designados de tectossilicatos por causa da cadeia de ligação entre Si-O-Si que se perfaz em torno de quatro ligações, ao redor de um íon de Si. Devido a essa forma de ligação entre íons, os tectossilicatos são facilmente intemperizáveis por processos de hidrólise (DEMATTÊ, 1980).

Segundo Féboli (1993a), a origem desses gnaisses está relacionada ao metamorfismo de rochas sedimentares, associadas ao vulcanismo subordinado de composição básica e à ausência de feições texturais e estruturais típicas de rochas vulcânicas, levando a admitir que elas constituam intrusões tipo soleiras ou lacólitos intercalados nas sequências sedimentares.

Os gnaisses aluminosos Pps1 (grafita-sillimanita-cordierita-granada-biotita-gnaisses) são os litótipos que possuem maior expressão territorial na área da bacia. Eles ocupam a porção central e nordeste, distribuídos em duas amplas faixas de direção SW-NE. Em campo é possível ver, nos afloramentos, uma notável estrutura bandada com coloração cinza-esverdeada a marrom escura quando alterados. Apresentam-se, em grande parte, com forte mergulho para NE e em alguns lugares esse mergulho é ligeiro. O contato com as outras unidades se dá de forma gradual com os metamorfitos Pps2 e Pps2qtxt, e de forma discordante com os maciços das Intrusivas Sin a Tardi Tangenciais e Intrusivas Pós-Transcorrentes. A tabela 05 apresenta a composição mineralógica estimada da Unidade Pps1.

Tabela 05 – Composição mineralógica estimada da Unidade Pps1, Complexo Paraíba do Sul.

Amostra	Minerais																	
	QZ	PL	BT	CD	GRA	SIL	KFD	AF	AP	EP	OP	ZR	CRB	CL	MU	PIN	SE	TIT
HR-02	7	38	15					40	tr	tr	tr	tr					Tr	
54D	40	35	25		tr				tr			tr	tr		tr		tr	
57	55	10	20	7	5				tr	tr	tr	tr		tr	tr	tr		
106	5	60	30					5	tr		tr			tr				tr
125	14	50	30				3	3	tr	tr	tr	tr	tr	tr			tr	tr
136	55	10	20	10	3	tr						tr	tr	tr	tr	tr	tr	
142	35	18	2	1		3	40							tr				
175A	35	5	20		10	3	25				tr	tr			tr			
184	?	?	?	?	?	?	?			tr	tr	tr		tr	tr	tr	tr	
194	35	10	25		20		10				tr	tr					tr	
301B	?	?	?	?	?	?	?				tr	tr	tr		tr		tr	
315A	10	38	20				tr	24	1		1		1					3
335	20		20	20	2	1	30				1	1				tr		
393	40	15	20		2	1	10		tr			tr				tr		
415	15	35	20	10	5	5	10				tr	tr			tr		tr	
418	10	52	25				3	5	tr		tr							tr
420	55	8	20				10				tr	tr				tr		
446	?	?	?	?	?		?		tr			tr				tr	tr	
450	10	21	35	10	8	5	8				tr	1	tr	tr	tr			
451	10	48	40						1		1		tr	tr	tr		tr	
601	35	45	15		5				tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr		tr	
633	35	40	20		3						tr	tr			tr		tr	
639	6	2	30	6	4	1	45			tr	tr	tr				tr	tr	
657	20	10	1		1		65		tr		tr	tr			tr		tr	
658	15	2	10	45	10	5	10			tr	tr					tr		
693	10	38	35				1	2	2	1	3	tr					tr	7
WL-67	6	60	13					10	2		2							3
Média	24	28,2	21,2	13,6	6	3	19,2	12,7	1,5	11,6	1	1						4,3
QZ – quartzo; PL – plagioclásio; BT – biotita; CD – cordierita; GRA – granada; SL – sillimanita; KFD – feldspato potássico; AF – anfibólios; AP – apatita; EP – epidoto; OP – opacos; ZR – zircão; CRB – carbonato; CL – clorita; MU – muscovita; PIN – pinita; SE – sericita; TIT – titanita.																		

tr – traços.
 ? – porcentagem indeterminada.
 Fonte: modificado de Féboli (1993a).

Observa-se que, seguindo a tendência geral das rochas desse complexo, os gnaisses Pps1 irão apresentar os plagioclásios como os minerais predominantes com mais de 28%, em média, só que em proporções menores do que o que ocorre nas outras unidades.

Nesse sentido, ocorre uma distribuição mais equilibrada dos chamados minerais essenciais (quartzo com 24% e biotita 21,2%, em média). Mas, a presença significativa de feldspatos potássicos (19,2%, em média) confirma um caráter também silicático a essas rochas. Nota-se a presença dos minerais cordierita e granada com 13,6% e 6% respectivamente, em média. Esse fato é significativo para atestar o caráter de metamorfismo de alto grau, que essas rochas sofreram, uma vez que a presença dos mesmos é indicador dessa condição (YARDLEY, 2004).

Esse dado é de suma importância para a geomorfologia estrutural por evidenciar como essas rochas foram perturbadas por processos tectônicos posteriores que responderam pelos sistemas de dobras. Portanto, podem apresentar maior resistência a dissecação fluvial mecânica devido ao grau de metamorfismo.

Pela tabela 06 observa-se uma quantidade maior de sílica, em média (65,38%), nestes gnaisses aluminosos, comparando-os com os gnaisses Pps2. Trata-se de um grupo de rochas mais silicáticas do que os litótipos anteriores. Essa quantidade maior de sílica deve-se a presença mais equilibrada dos minerais de quartzo, plagioclásio e, sobretudo, feldspato potássico que possuem, em suas composições químicas, a sílica presente. Quando ocorre predominância de um mineral sobre o outro, há menor concentração desses compostos químicos, ao passo que a distribuição equilibrada desses minerais na rocha, reflete maior concentração dos compostos químicos.

Tabela 06 – Composição química estimada da Unidade Pps1, Complexo Paraíba do Sul.									
Elemento Químico	Amostra								
	HR-54D	HR-301B	HR-393	HR-415	HR-446	HR-602A	HR-603	HR-639	Média
SiO ₂	74,00	61,30	67,10	69,60	59,70	58,40	72,90	60,10	65,38
Al ₂ O ₃	11,30	18,40	15,20	13,60	18,40	17,30	11,60	17,80	15,45
Fe ₂ O ₃	1,40	0,97	1,90	1,00	2,40	3,00	1,90	5,40	2,24
FeO	2,80	7,10	4,30	4,50	6,20	4,30	2,60	3,10	4,36

MnO	0,05	0,19	0,16	0,10	0,16	0,15	0,06	0,12	0,12
MgO	1,60	3,60	2,60	2,10	3,90	2,90	1,70	3,30	2,71
CaO	2,30	0,72	1,40	0,88	1,00	4,40	2,10	0,56	1,67
Na ₂ O	1,90	1,40	2,50	1,80	1,40	3,30	2,90	1,30	2,06
K ₂ O	2,50	3,70	2,60	4,00	3,90	2,60	1,80	5,10	3,27
TiO ₂	0,82	1,10	0,85	0,92	1,20	1,10	0,89	1,10	0,99
P ₂ O ₅	0,16	0,06	0,14	0,15	0,18	0,73	0,27	0,12	0,22
S	0,008	0,040	0,048	0,068	0,018	0,030	<0,005	0,029	0,03
Co ₂	0,60	0,30	0,30	0,15	0,15	0,75	0,75	0,95	0,49
H ₂ O ⁺	0,44	0,78	0,66	0,99	1,01	0,91	0,46	0,89	0,76
H ₂ O ⁻	0,05	0,09	0,08	0,11	0,10	0,13	0,08	0,16	0,1
Total	99,88	99,66	99,76	99,86	99,62	99,87	99,94	99,87	

Fonte: adaptado de Féboli (1993).

A Al₂O₃ (alumina), que também é um silicato, ocorre com uma porcentagem baixa (15,45%), assim como ocorre nos litótipos anteriores. Os demais compostos químicos irão ocorrer em valores bem baixos. Dessa forma, os gnaisses Pps1, serão de caráter ácido, diferentemente dos litótipos Pps2.

Segundo Féboli (1993a) e Vieira (1997), o elevado teor em alumínio dos minerais constituintes indicam que o protólito dessas rochas deveria ter sido um sedimento pelítico, sendo que a associação mineralógica revela que as rochas dessa unidade sofreram metamorfismo de fácies anfibolito alto a granulito, sendo, posteriormente, submetidas a novo metamorfismo na fácies xisto-verde. Portanto, rochas com um elevado grau de resistência ainda que com uma constituição mineralógica que facilita sua alteração por intemperismo químico.

4.2.3 – As Intrusivas Sin a Tardi-tangenciais.

As primeiras referências a essas rochas foram feitas por Rosier (1965), que as designou como gnaisses granitóides, ao identificar litótipos idênticos em levantamento realizado no Estado do Rio de Janeiro.

Liandrat (1972) por sua vez, reconheceu esses litótipos como uma faixa migmatizada, na região da bacia, como biotita-gnaisses granitóides semifacoidais e facoidais, denominando-as de Grupo Paraíba Desengano.

Silva e Ferrari (1976) incluíram essas rochas num complexo migmatítico designado de Associação Paraíba do Sul, ao passo que Machado Filho et al. (1983), as reconheceram como gnaisses granitóides, inserindo-as no conjunto dos litótipos pertencentes ao Complexo Paraíba do Sul.

Pela tabela observa-se que a quantidade média de plagioclásios (46,6%) é bem maior do que os outros minerais, e mais abundante ainda em comparação as outras unidades descritas (gnaisses Pps2 e os ortognaisses enderbíticos γ_{scgl}). O quartzo aparece em segundo lugar como mineral mais abundante, com 27,3 %, em média, e a biotita e o feldspato potássico terão 17,1% e 14,4%, respectivamente, em média.

Este dado é interessante por demonstrar uma predominância muito forte de um único mineral sobre os demais, caracterizando uma distribuição desigual dos mesmos sobre a rocha. Essa quantidade de plagioclásios conferirá a rocha um caráter fortemente siálico que, junto com a presença significativa de quartzo, configura uma rocha ácida. Ao mesmo tempo, esse predomínio do plagioclásio ajuda explicar o porquê de terem uma granulação grossa. Fato que, segundo Lindsay et. al. (1982), pode facilitar a exposição da rocha ao intemperismo químico devido a esse tipo de estrutura.

Os ortognaisses tonalíticos P γ 1b ocorrem em uma faixa estreita e alongada, cortando toda a bacia no sentido SO-NE, com características de corpos estirados. O contato desses ortognaisses com os paragneisses do Complexo Paraíba do Sul é brusco e, nessa zona, essas rochas irão apresentar aspecto migmatítico. O contato com os granitos circundantes também se dá na forma brusca. Em geral mostram boa foliação em afloramentos no campo.

Esses ortognaisses possuem composição tonalítica com variações para quartzo-diorítica e granodiorítica, raramente granítica ou quartzo-monzodiorítica (FÉBOLI, 1993a). São rochas de coloração acinzentada a esbranquiçada, de granulação grossa, mesoscopicamente formadas por quartzo, plagioclásio, biotita, granada, hornblenda e K-feldspato como minerais essenciais. Os acessórios são apatita, allanita, opacos, titanita e zircão e os secundários são carbonato, sericita, clorita, muscovita e epidoto (FÉBOLI, 1993a). A tabela 08 apresenta a composição mineralógica estimada desta unidade.

Tabela 08 – Composição mineralógica estimada da unidade Py1b.																
Amostra	MINERAIS															
	QZ	PL	BT	HB	KFD	GRA	PX	ALL	AP	OP	TIT	ZR	CRB	CL	MU	SE
HR30A	30		10		2			tr	2			tr			tr	tr
110	30	40	15					tr	tr	tr					tr	tr
146	30	35	10		25						tr		tr	tr	tr	tr
198	10	55	13	12	5			tr	tr	tr	tr					tr
220	10	55	22	3				2	2	2	1	1	tr			tr
223	5	65	10	15				tr	tr	tr	tr	tr				tr
224	10	50	20	10	5			1	1	1	2				tr	tr

224A	10	50	25	10	5			tr	tr		tr					tr	
234	30	35	7		20	tr			tr			tr				tr	tr
323A	10	55	22	10	2	1			tr	tr		tr				tr	
398	10	40	25	25				tr	tr			tr				tr	
382	?	?	25						tr	tr						tr	tr
385	20	44	25		3			1	2	1	2	1	tr			tr	tr
391	15	55	20		10			tr	tr		tr	tr			tr	tr	tr
394	40	45	10		5				tr			tr					tr
395	10	55	20	1	4			2	2	2	2	2					
396	10	54	15	1	10			2	2	2	2	2	tr	tr		tr	
396A	15	70	10		5				tr	tr	tr				tr		
390	15	55	15	5	10			tr	tr	tr	tr	tr			tr		tr
427	10	55	30					1	1	1	2					tr	tr
429	10	50	30	1	5			tr	1	1	1	1	tr		tr		tr
460	30	40	20		5	tr		tr	tr	tr			tr		tr	tr	tr
480	10	55	15	10	10		tr	tr	tr	tr			tr				
677	20	30	15		35				tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
709	20	38	8		24				tr	3	3	tr	tr	tr	2		1
710B	20	35	18	tr	15				1	3	5	tr	tr	1			1
767	30	40	20		8	tr											
777	20	25	15		40	tr			tr			tr				tr	
WL11B	?	?	?		?	?			tr			tr	tr		tr	tr	
WL061	20	45	10	1	17				1		2						
Média	17,8	47,0	17,2	8	11,7	1		1,5	1,5	1,7	2,2	1,4		1	2		1

QZ – quartzo; PL – plagioclásio; BT – biotita; HB – hornblenda; KFD – feldspato potássico; GRA – granada; PX – piroxênio; ALL – allanita; AP – apatita; OP – opacos; TIT – titanita; ZR – zircão; CRB – carbonato; CL – clorita; MU – muscovita; SE – sericita e EP – epidoto.
Tr – traços.
? – porcentagem indeterminada.
Fonte: adaptado de Féboli (1993a).

Por essa tabela é possível observar de maneira mais explícita o caráter silicático destas rochas, devido a presença abundante dos minerais plagioclásicos que correspondem a cerca de 47%, em média, da composição mineralógica dessas rochas. Trata-se de uma concentração muito significativa, atestando uma distribuição muito desigual dos minerais no corpo rochoso. O quartzo aparece em segundo lugar como o mineral mais abundante, com 17,8% em média, seguido da biotita e do feldspato potássico com 17,2% e 11,7% respectivamente, e em média. A distribuição das proporções minerais nos ortognaisses P₁b é muito similar aos ortognaisses P₁c, configurando também uma rocha de natureza ácida.

4.2.4 – As Intrusivas Tardi a Pós-Transcorrentes.

Esta unidade corresponde a um conjunto bem marcado de corpos circulares que ocorrem na porção centro-sul da bacia. Foram estudados, primeiramente, por Lamego (1949) e Liandrat (1972) que não os individualizaram cartograficamente.

Bosum et. al. (1973), por sua vez, em trabalhos de interpretação aeromagnetométrica, localizou anomalias que são cerca de dez vezes maior que a área aflorante, sendo considerado como representantes de um corpo único,

concluindo serem tais rochas pertencentes a único evento tectônico. Machado Filho et al. (1983) fizeram estudos mais detalhados nesses corpos intrusivos, denominando-os de Suíte Intrusiva Espírito Santo.

Essas rochas ainda foram objeto de estudos bem detalhados realizados por Wiedemann et al. (1986), Wiedemann e Mendes (1987), Bayer et al. (1987), Wiedemann (1992), Wiedemann (1993), Moura (1997), entre outros.

Féboli (1993a) dividiu esses maciços circulares em três unidades denominadas de *Maciço Intrusivo Iconha (E3ic)*, *Maciço Intrusivo Rio Novo do Sul (E3rns)* e *Maciço Intrusivo Aracê (Pedra Azul – E3a)*, sendo que na área da bacia do Rio Benevente ocorrem os *Maciços Intrusivos Iconha (E3ic)* e *Maciço Aracê (E3a)*. Nesse trabalho será usada a denominação de *Maciço Aracê – Pedra Azul (E3a)*, devido a sua abrangência espacial e gênese tectônica.

O Maciço Iconha – E3ic corresponde a dois corpos circulares que ocorrem entre Iconha e Alfredo Chaves. Afloram em uma área de 100 km² como maciços rochosos que se destacam fortemente na topografia, na porção centro-sul da bacia. O contato com as encaixantes Pps1 ocorre de forma brusca e com as demais unidades é gradual. No campo é possível observar a ocorrência de coloração cinza a rósea, granulação fina a média e são compostos por uma sequência de rochas dioríticas a granodioríticas, bordejadas por rochas graníticas. O conjunto do maciço está injetado em parte por rochas graníticas que parecem constituir uma segunda fase magmática (WIEDEMANN, 1992), (WIEDEMANN, 1993) e (MOURA, 1997).

Segundo esses autores estes diápiros tem sua gênese condicionada por processos de cristalização fracionada, em que nas bordas do corpo intrusivo há formação de granitos e na porção interna forma-se granodioritos, quartzo-monzodioritos e dioritos. Os granodioritos e quartzo-monzodioritos são de granulação média na porção interna do plúton e receberam injeções locais de diorito fino a médio, com contatos gradacionais. Na porção externa os granitos são de granulação média, exibindo ligeira foliação e tornando-se mais porfirítico em direção à porção central do corpo. É de difícil distinção a identificação dos contatos entre os diferentes litótipos no conjunto do corpo intrusivo devido a forma gradual em que ocorrem.

Nos granitos ocorre a seguinte assembléia mineral: quartzo, plagioclásio, microclima, biotita, titanita, allanita, opacos e apatita. As porções granodioríticas e dioríticas são constituídas por plagioclásio, biotita, hornblenda, pouco quartzo, apatita, opacos, titanita e allanita.

A tabela 09 apresenta a composição mineralógica estimada desta unidade.

Tabela 09 – Composição mineralógica estimada do Maciço Iconha - E ₅ ic																
Amostra	Minerais															
	QZ	PL	BT	KFD	AF	ALL	AP	OP	TIT	ZR	EP	CRB	CL	MU	SE	PX
138	10	40	5	45		tr	tr	tr		tr		tr	tr	tr	tr	
139A	35	35	20	10			tr	tr		tr		tr		tr	tr	
139B	15	30	10	45			tr	tr		tr		tr	tr	tr	tr	
139D	20	30	20	25	5		tr	tr	tr	tr	tr	tr		tr	tr	
140	15	50	15	5	10		tr	tr	tr			tr			tr	
185	10	55	20	1	15	1	1	1	1		tr	tr			tr	
321	10	45	12	8	10	tr	tr	tr	tr			tr			tr	7
414A	17	30	10	35		3	tr	tr		tr	tr	tr	tr	tr	tr	
442	20	47	11	8	10		1	2	tr		tr	tr				
476	5	47	18	3	22		1	3	tr		tr	tr				
504	10	55	15	5	15	tr	tr	tr	tr		tr					tr
127	28	10	17	45			tr	tr	tr		tr	tr	tr	tr		
128	3	60	25		6	tr	tr	tr	tr						tr	
130	15	40	15	15	tr	6	tr	tr			tr	tr	tr		tr	
312A	30	20	15	35		tr	tr	tr		tr		tr	tr		tr	
316	15	40	15	10	15	tr	tr	tr	tr		tr	tr			tr	
412	15	53	25	1	1	1	1	1	1						tr	
416A	20	25	5	50			tr	tr		tr			tr	tr	tr	
562	20	30	15	30		1	1	1	1	1		tr	tr	tr	tr	
702	5	40	30	tr	8		3	2	11	tr	tr	tr		tr		
733	18	38	24	10	3		1	2	3	tr	tr	tr	tr	tr		
Média	16	39	16,2	20,3	10	2,4	1,2	1,7	3,4	1						7
QZ – quartzo; PL – plagioclásio; BT – biotita; KFD – feldspato potássico; AF – anfibólio; ALL – allanita; AP – apatita; OP – opacos; TIT – titanita; ZR – zircão; EP – epidoto; CRB – carbonato; CL – clorita; MU – muscovita; SE – sericita; PX – piroxênio. Tr – traços. ? – porcentagem indeterminada. Fonte: adaptado de Féboli (1993a).																

Por esta tabela observa-se que há ocorrência menor do mineral plagioclásio (39%, em média) comparando-se as unidades anteriores, onde este mineral extrapola os índices médios acima de 45%. Em contrapartida, o quartzo e a biotita possuem índices equilibrados de cerca de 16%, em média, e o feldspato potássico aparece com 20,3% em média. Nota-se a presença do mineral anfibólio que atinge índice de cerca de 10%, em média, na composição geral do maciço.

Segundo Wernick (2004) rochas ácidas como o granito e o granodiorito são ricas em minerais siálicos, tendo plagioclásio ácido, ao passo que rochas dioríticas irão apresentar teores aproximadamente iguais de minerais claros e escuros (anfibólios). A presença alta de anfibólios na composição geral das rochas do maciço deve-se a ocorrência de dioritos e granodioritos que se formam associados aos granitos da borda da intrusão. A presença de minerais escuros no corpo rochoso como os anfibólios é de suma importância para o entendimento dos processos de erosão diferencial, uma vez que esses minerais são mais suscetíveis aos processos de hidrólise, facilitando a atuação dos agentes de alteração química das rochas e, por sua vez, a dissecação dessas litoestruturas.

Pela observação da tabela 10 é possível visualizar o caráter intermediário das rochas do maciço, embora haja presença significativa de minerais básicos.

Tabela 10 – Análise química do Maciço Iconha – E31c						
Elementos Químicos	Amostras					
	HR - 130	HR - 312	HR - 316	HR - 416	HR - 562	Média
SiO ₂	57,50	68,50	58,40	69,70	65,50	63,92
Al ₂ O ₃	14,90	14,10	15,10	14,20	15,60	14,78
Fe ₂ O ₃	5,70	1,80	3,70	0,87	1,90	2,794
FeO	2,80	2,00	4,30	2,60	2,00	2,74
MnO	0,14	0,07	0,14	0,05	0,06	0,092
MgO	2,30	0,77	2,30	0,80	1,10	1,454
CaO	5,00	2,00	4,80	1,40	2,60	3,16
Na ₂ O	2,90	2,70	3,30	2,80	3,50	3,04
K ₂ O	3,80	5,90	3,90	5,90	4,80	4,86
TiO ₂	2,00	0,69	2,00	0,68	0,90	1,254
P ₂ O ₅	1,10	0,23	0,95	0,25	0,26	0,558
S	0,047	0,009	0,047	0,057	0,033	0,0386
CO ₂	0,60	0,55	0,30	0,15	0,80	0,48
H ₂ O ⁺	0,80	0,40	0,27	0,24	0,35	0,412
H ₂ O ⁻	0,08	0,06	0,05	0,05	0,07	0,062
Total	99,59	99,72	99,51	99,70	99,40	
Fonte: adaptado de Féboli (1993a).						

Observa-se que a SiO₂ (sílica) tem forte predominância, com mais de 63% em média, de ocorrência, junto a Al₂O₃ (alumina) que apresenta índice de 14,78%, em média. Segundo Féboli (1993a), as rochas que compõem esses maciços intrusivos

têm uma forte tendência monzodiorítica até granítica, com teores de SiO₂, variando de 48% a 72% e álcalis entre 6% e 9%.

Essa presença forte de silicatos na composição geral do maciço se deve a ocorrência dos plagioclásios, quartzos e feldspatos potássicos, dados pelos granitos, granodioritos e quartzo-monzodioritos. Estes litótipos ocorrem no corpo intrusivo e não irá diferir muito, em termos de composição química, dos outros complexos intrusivos que ocorrem na bacia. Entretanto, auxilia em muito a entender a compartimentação geomórfica, em face dos processos de erosão diferencial que serão tratados nos capítulos posteriores.

O Maciço Aracê – Pedra Azul (E3a) constitui-se como uma associação de rochas graníticas, granodioríticas e dioríticas localizadas na porção noroeste da bacia, onde estão as nascentes principais da rede de drenagem que compõe a hidrografia total do Rio Benevente.

O maciço se configura como um corpo de contorno ovalado, alongado no sentido E-W, tratando ser um diápiro intrusivo tabular, em subsuperfície e apresentando-se em um arranjo esférico superficial com estrutura inversamente zonada, gradando de granito para diorito, da borda para o centro, respectivamente (MOURA, 1997).

O litótipo predominante é um microclima granito de coloração cinza-claro a discretamente rosa, de granulação fina a média e estrutura isotrópica (homófona) (FÉBOLI, 1993a). Os outros litótipos predominantes variam de sienogranito até diorito, com presença de granodiorito e quartzo-sienito.

O litótipo principal que é o granito é constituído por microclina, quartzo, plagioclásio e biotita como minerais essenciais. Como minerais acessórios ocorrem zircão, apatita, titanita, allanita e opacos. A tabela 11 apresenta a composição mineralógica estimada das rochas dessa unidade.

Tabela 11 – Composição mineralógica estimada do Maciço Aracê – Pedra Azul – E3ac.														
Amostras	Minerais													
	QZ	MCL	PL	BT	ALL	AP	OP	TIT	ZR	TUR	HB	CRB	SE	EP
WL-207B	28	40	15	15	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2					
WL-207C	15	10	50	15	0,5	0,5	0,5	3	0,5	0,5	0,5			
WL-231	20	40	30	10		Tr			Tr					
WL-231	20	50	10	20	Tr	Tr	Tr	Tr						

WL-247	10	65	10	15	Tr		Tr		Tr					
WL-251	23	45	22	10	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr		Tr			
WL-258B	25	10	30	30		Tr	Tr	5	Tr					
WL-514A	15	55	10	20		Tr	Tr		Tr					
WL-541B	5	2	50	25	1	1	2	2	2		10	Tr	Tr	
WL-541C	5	5	55	25	1	1	1	1			3	1	1	1
WL-480	25	35	19	20	tr	tr	1	tr						
MÉDIA	17,3	32,4	27,3	18,6	0,6	0,8	0,9	2,2	0,9	0,5	4,5	1	1	1

QZ – quartzo; MCL – microclina; PL – plagioclásio; BT – biotita; ALL – allanita; AP – apatita; OP – opacos; TIT – titanita; ZR – zircão; TUR – turmalina; HB – hornblenda; CRB – carbonato; SE – sericita; EP – epidoto.
Tr – traços.
? – porcentagem indeterminada.
Fonte: adaptado de Féboli (1993a).

Observando a tabela 11 é possível notar o predomínio do mineral microclina com 32,4%, em média, de presença nas rochas do maciço. O microclina ($\text{Si}_2\text{AlO}_8\text{K}$) é um tipo de mineral que pertence ao grupo dos feldspatos potássicos, posicionado no grupo dos silicatos e subclasse dos tectossilicatos.

O plagioclásio, embora apareça em segundo lugar na composição mineralógica, possui presença significativa na constituição do corpo rochoso, com 27,3%, junto ao quartzo que possui 17,3% e a biotita com 18,6%, em média, respectivamente.

Esses quatro grupos de minerais irão responder pela quase totalidade da constituição mineral do maciço, chamando a atenção pelo fato de que, embora haja diferença nas porcentagens, ambos possuem uma presença equilibrada, principalmente a biotita e o quartzo. Essa não disparidade acentuada na constituição mineral auxilia entender o caráter de homogeneidade do maciço, advindo do seu processo de intrusão e cristalização, reponde por uma textura mineral que facilita a dissecação homogênea do corpo rochoso estrutural, auxiliado pela total ausência de orientação metamórfica por se tratar de um típico processo intrusivo do tipo passivo (WERNICK, 2004).

4.2.5 – As Intrusivas Pós-Transcorrentes.

As Intrusivas Pós-Transcorrentes ocorrem como núcleos isolados que afloram no quadrante noroeste da bacia em áreas muito restritas. Sua principal ocorrência se dá na forma de diques descontínuos e orientados nas mais diversas direções, ora SE-

NW e ora SO-NE. O tipo litológico principal é o allanita-microgranito fino a médio, às vezes hornblêndico e isotrópico (O'4).

No campo é de difícil visualização e somente é identificável devido a presença de blocos localizados e alinhados de forma muito descontínua, evidenciando a presença de diques que possuem forte significado geomórfico, por estarem associados a vales fluviais em zonas preferencias de fraqueza.

Nos poucos afloramentos é possível observar rochas de coloração cinza-claro de composição, predominantemente, granítica e granulação média. Os minerais essenciais são quartzo, plagioclásio, microclima e biotita e os acessórios são apatita, allanita, opacos, zircão, epidoto e titanita. Por serem de ocorrência muito restrita e apresentarem-se na forma de diques alinhados, não será apresentada tabela com a composição mineralógica estimada dessa unidade.

4.2.6 – Grupo Barreiras.

Os sedimentos do Grupo Barreiras foram estudados de forma detalhada por Amador (1982a e 1982b), autor quem fez a primeira subdivisão estratigráfica desses sedimentos, inferindo duas fases de deposição independentes, separadas por discordâncias internas.

Para este autor, o Grupo Barreiras seria originado por duas fases, uma associada a porção inferior (fase II) e outra a porção superior (fase I), sendo interpretado como de origem continental, como depósitos de planície de inundação e lagoas, derivados de transporte curto e rápido de sedimentos. Essa interpretação foi seguida por muitos outros autores, sendo referendada até por trabalhos de levantamento geológico, realizado por órgãos oficiais até fins da década de 1980.

Recentemente outros trabalhos têm feito uma revisão profunda da origem destes sedimentos, associando-os com processos de sedimentação em ambientes de sistemas deposicionais, predominantemente, marinhos e fluviomarinhos (ROSSETI, 1998), (SUGUIO e NOGUEIRA, 1999), (ARAI, 2006). Trata-se de uma nova interpretação que tem colocado em pauta um outro modelo de explicação da

paleogeografia do litoral brasileiro, associado a oscilações eustáticas do nível marinho, combinado a processos epirogenéticos da plataforma continental.

Na área da bacia o Grupo Barreiras (denominação já consagrada na literatura) ocorre de forma muito restrita na porção sudeste, restrita a colinas convexas muito próximas do divisor de águas da bacia.

Segundo Féboli (1993a), são compostos por sedimentos areno-argilosos a argilo-arenosos na porção inferior e areias arcossianas e cascalhos com lentes de argila na porção superior e material ferruginoso nas interfácies. Devido a forte controvérsia quanto a época de deposição desses sedimentos, preferiu-se, neste trabalho, posicioná-los no Terciário, visto que a grande maioria das pesquisas mais recentes assim o tem feito, sem especificar, necessariamente, em que época houve essa deposição.

4.2.7 – Depósitos Sedimentares.

Os depósitos sedimentares do Quaternário distribuem-se de maneira bem ampla pela região da bacia e associados aos ambientes fluviais das planícies fluviais e alveolares dos rios e fluviomarinhas da foz. Podem ser divididos em sedimentos litorâneos e sedimentos aluvionares.

Os sedimentos litorâneos são compostos de areia fina a grossa, bem selecionada e localmente monazítica, constituindo argilas e atuais linhas de praia e, subordinadamente, sedimentos fluviais, lagunares e de mangue. Ocorrem associados ao ambiente fluviomarinho da foz, onde a dinâmica fluvial e da maré tornam o ambiente propício a alta mobilidade de sedimentos e estando relacionado aos ecossistemas de manguezais da foz do Rio Benevente.

Os sedimentos aluvionares englobam todos os depósitos relacionados a dinâmica fluvial. São compostos por areia, areia com seixos, areia fina a grossa, areia com argila, argila arenosa e argila. Ocorrem nos mais diversos setores de dinâmica fluvial dos rios da bacia, desde as planícies fluviais próximas a região da foz até as planícies alveolares posicionadas ao longo dos perfis longitudinais dos rios. São

depósitos originados por dinâmica tipicamente holocênica de deposição de sedimentos arenosos e finos em condições de sedimentação em processo.

4.3 – O quadro tectônico da região da bacia e os dobramentos de fundo.

Os dobramentos e/ou dobras de fundo estudados por Ruellan (1951a, 1951b, 1952a, 1952b e 1953), como dito anteriormente, caracterizam-se como grandes eixos de dobramentos de escala subcontinental que atingem as grandes estruturas do embasamento dos continentes. Para entendermos sua organização, distribuição e gênese na região da bacia é necessário ter noção do quadro tectônico do Espírito Santo, de forma geral, evidenciando os aspectos geotectônicos responsáveis pela estruturação tectônica regional.

O Espírito Santo está situado dentro dos domínios da Província Mantiqueira, unidade geotectônica Pré-Cambriana complexa definida por Almeida (1977, 1981), que se estende do centro leste da Bahia até o sul do país, delineando uma grande faixa de orientação NE-SO, como se observa pela fig. (53). Essa província configura-se como um sistema orogênico neoproterozóico-cambriano de natureza essencialmente diacrônica que engloba todo o conjunto de colagens responsáveis pela estruturação do embasamento da Plataforma Sul-Americana (BRITO-NEVES et.al., 1999).

O período temporal que compreende a formação da Província Mantiqueira configura um lapso de tempo que teve início a 880 MA (Neoproterozóico) e término próximo de 480 MA (final do Cambriano), durante a Orogenia Neoproterozóica Brasileiro-Pan Africana (Orogênese Brasileira), que teve como resultante a amalgamação do Paleocontinente Gondwana Ocidental na passagem para o período Cambriano (BRITO-NEVES, op.cit.), (HEILBRON, et. al. 2004), (HASUY, 2013).

A Província Mantiqueira é um sistema orogênico subdividido em vários orógenos, com base em critérios geotectônicos e estudos geocronológicos. Estes orógenos são denominados de Orógeno Araçuaí, Ribeira, Brasília Meridional, Dom Feliciano e São Gabriel, segundo a proposta de compartimentação tectônica de Heilbron et. al. (op.cit.).

Hasuy (op.cit.) apresenta outra subdivisão orogênica incorporando a porção norte do orógeno Ribeira no Araçuaí, denominando-os de Cinturão Orogrênico Ribeira e Cinturão Orogrênico Araçuaí, tratando-se de uma nova proposta de compartimentação tectônica. Decidiu-se neste trabalho pela compartimentação tectônica de Heilbron et. al. (2004) por ser mais detalhada e elucidativa na compreensão genética dos processos responsáveis pelas dobras de fundo.

Fig. (53). Mapa tectônico da região Sudeste com os compartimentos que compõem a Província Mantiqueira, com localização da bacia do Rio Benevente (modificado de Moraes et. al. 2004).

Deve-se ressaltar que, o que era antigamente designado de Ciclo Brasileiro, está sendo denominado neste trabalho de Orogrênese Brasileira, com referência a uma concepção de geotectônica baseada no diacronismo de eventos e pluralidade de produtos tectônicos gerados (DELGADO et. al., 2003).

A compreensão dos fatos geológicos da Orogênese Brasileira e de seus produtos geotectônicos é de grande importância para o entendimento da estruturação tectônica dessa porção do território capixaba, a qual responde pelo arcabouço litotectônico que condiciona a evolução da drenagem regional em face das dobras de fundo. E os condicionantes tectônicos (falhas, dobras e sistemas de fraturas) são mais bem entendidos em função da compreensão genética das etapas responsáveis por esta orogênese que respondeu pela formação da Província Mantiqueira.

A Região Serrana do Espírito Santo e, por sua vez, a bacia em estudo, situa-se na transição entre os domínios do Orógeno Araçuai e do Ribeira. Entretanto, decidiu-se, neste trabalho, deixá-la incorporada dentro do Orógeno Araçuai, como se observa na fig. (54), devido às características tectônicas, litológicas e de história geológica que configura esse orógeno. No entanto, a percepção de uma zona de tectônica de conexão entre esses dois orógenos na região é bem evidente, como faz saber o trabalho de Karniol e Machado (2010).

Fig. (54). Mapa tectônico do Orógeno Araçuai com a localização da bacia do Rio Benevente (modificado de Heilbron et. al., 2004).

Não há uma transição nítida entre o Orógeno Ribeira e o Orógeno Araçuaí nessa porção do Estado, estando essa passagem caracterizada por mudanças muito graduais na direção das estruturas brasileiras de NNE para NE. Na área interna da bacia em estudo, há estruturas que ora seguem a direção NNW, NW e NNE e ora se alinham para NE, e estão frequentemente associadas a um mesmo conjunto no terreno, podendo ser mais perfeitamente distinguida quando se observa os lineamentos topográficos a partir de uma visão em planta. Segundo Heilbron et. al. (2004) não há descontinuidade estratigráfica ou metamórfica na zona de passagem entre esses dois orógenos.

O conhecimentos relativos a evolução das estruturas tectônicas da área em estudo foram buscados nos trabalhos de Almeida (op. cit.), Heilbron *et al* (op. cit), Sadowski (1983), Campanha (2002), Tupinambá (1999), Delgado *et al* (op. cit.), Mendes *et al* (1997), Mendes *et al* (1999), Mendes *et al* (2002), Féboli *et al* (1993a, 1993b), Viera (1993), Vieira (1997), Wiedemann *et al* (1986), Wiedemann (1992), Wiedemann (1993), Wiedemann e Mendes (1987), Vauchez *et. al.* (1992), Moraes et. al. (2004) e Hasuy (2013). Com base nos trabalhos desses autores é possível abordar sinteticamente os estágios orogênicos responsáveis pela estruturação brasileira da região e, assim, entender a compartimentação tectônica e a gênese das dobras de fundo.

Na região abordada, a Orogênese Brasileira está registrada pelos estágios pré-colisional (630-585 Ma), sincolisional (585-565 Ma), tardi-colisional (565-535 Ma) e pós-colisional (520-490 Ma) (MORAES, et. al., 2004), (HEILBRON et. al., 2004).

O estágio pré-colisão até o sincolisional respondeu pela edificação do arco magmático cálcio-alcalino e a sedimentação, em bacia de retroarco, dos protólitos que formaram o complexo paragnáissico, representados na região pelas rochas do Complexo Paraíba do Sul. Portanto, os gnaisses aluminosos (Pps1, Pps2 e Pps2qtxt) do Complexo Paraíba do Sul é o ponto de partida para o entendimento da compartimentação tectônica da área e a maneira como evoluiu as dobras de fundo, pois foram as primeiras rochas a serem dobradas num processo sincrônico metamorfismo-dobramento, após a longa sedimentação (FÉBOLI, et. al. 1993a, 1993b), (VIERA, 1993), (VIEIRA, et. al.1997), (WIEDEMANN, et.al.1986),

(WIEDEMANN, 1992), (WIEDEMANN, 1993), (WIEDEMANN e MENDES, 1987), (VAUCHEZ, *et.al.*, 1992), (MORAES, *et. al.*, 2004).

No estágio sincolisional ocorre a formação dos padrões principais de metamorfismo e deformação dessas rochas, além dos sistemas de falhas e zonas de cisalhamento. Os vetores indicadores do aumento de temperatura do metamorfismo regional convergem para a zona de intensa anatexia. Este estágio é o que responde pela formação dos sistemas de dobras maiores que ocorrem na região, ou seja, as dobras primeiras e com maiores ondas de comprimento. Fusão parcial é extensiva no complexo paragnáissico onde aumenta de leste para oeste e de norte para sul (MORAES, *et. al.*, 2004), (HEILBRON *et. al.*, 2004). Formam-se as primeiras dobras de fundo nesta condição, ou seja, com ambientes de metamorfismo e anatexia. O transporte tectônico ocorre de oeste para leste, como se observa na fig. (54), indicando haver uma pressão tectônica nestas estruturas nesse sentido de orientação.

O estágio tardi-colisional é caracterizado pelo estabelecimento da foliação regional e pela gênese das primeiras suítes intrusivas, formando complexos granítico-gnáissicos. A importância destas suítes é que elas interferiram ainda mais os gnaisses do Complexo Paraíba do Sul na região, respondendo pela gênese de dobras menores, com comprimento de onda na escala de metros e bem localizadas nas zonas de contatos entre os paragnaisses e os granitos intrusivos (FÉBOLI, *et. al.* 1993a, 1993b), (VIERA, 1993) e (VIEIRA, *et. al.* 1997). São as chamadas dobras de contato que se superpõem as dobras maiores, o que complica ainda mais a interpretação do sistema em meio a ambientes de migmatização.

O estágio pós-colisional é caracterizado pelo colapso extensional do Orógeno Araçuaí e pelas intrusivas graníticas mais rasas. Os batólitos plutônicos de cristalização fracionada e zonada são formados neste estágio também, só que derivados de porções de níveis crustais mais profundos que ocorrem na região sul, como as Intrusivas Tardi-A-Pós-Transcorrente (Maciço Iconha e Aracê-Pedra Azul). Formam-se neste estágio também, outras dobras pequenas, superpostas a dobras pré-existentes e localizadas nas bordas de contato entre intrusivas e o complexo paragnáissico e também nos flancos das dobras de maiores comprimentos de onda (MORAES, *et. al.*, 2004), (HEILBRON *et. al.*, 2004).

Após todo esse processo de etapas orogênicas é possível definir, de forma mais localizada, os domínios geotectônicos da bacia que auxiliam na visualização da sua compartimentação tectônica e, assim, a distribuição e organização das dobras de fundo.

Para subsidiar melhor o entendimento mais localizado dos compartimentos tectônicos e gênese das dobras de fundo é apresentado uma seção geológica regional esquemática, na fig. (55), junto com o mapa tectônico da bacia na fig. (56) que apresenta o quadro tectônico tardi a pós-transcorrência, evidenciando as propriedades tectono-estruturais da região geradas na fase terminal do Proterozóico e estágios iniciais do Cambriano. Estas duas figuras evidenciam os principais produtos da tectogênese Brasileira na região, e que, por seu turno, definem os grandes compartimentos tectônicos e que possuem expressão no relevo.

Observa-se que três grandes domínios tectono-estruturais respondem pela estruturação tectônica regional, o DAM – Domínio de Arco Magmático, o DOR – Domínio Oriental e o DL – Domínio Litorâneo ou FCI, também conhecido como Fragmento de Crosta Inferior (WIEDEMANN, 1992) e (VIEIRA, 1997). Esses domínios estão limitados por expressivas zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais de regime dúctil, a ZCI – Zona de Cisalhamento Iconha e a ZCB – Zona de Cisalhamento Batatal. Ambas são componentes do cinturão de cisalhamento dúctil de alto ângulo que caracteriza a tectônica transcorrente dextral do Orógeno Araçuaí.

O DAM ocorre na porção noroeste da bacia, tendo como limites na parte oriental, uma grande falha transcorrente dextral que atravessa a região no sentido SW-NE, pertencente a ZCB. Esse domínio possui estruturas litológicas que refletem um ambiente tectônico de arco vulcânico, representado por uma subassociação de filiação calcialcalina, e um pretérito ambiente de arco vulcânico em desenvolvimento em condições de mar raso, comprovado pela ocorrência de outra subassociação de caráter sedimentogênico (WIEDEMANN, 1992) e (VIEIRA, 1997).

Segundo Mendes et. al. (2002) o arco magmático nessa região formou-se aproximadamente a 600 Ma., no estágio pré a sincolisional, associado a anatexia generalizada e intrusão de magmas intermediários a básicos na infracrosta, sofrendo, por volta de 580 Ma., um pico metamórfico de fácies anfibolito a granulito.

Fig. (55). Seção geológica esquemática da região da bacia, evidenciando a organização dos domínios tectono-estruturais e os dobramentos de fundo, junto com a distribuição litológica. Organização: Roberto Vervloet. Fonte: adaptado e modificado de Vieira (1997).

Observando o mapa tectônico e a figura da seção geológica regional é possível perceber a distribuição dos antiformes e sinformes presentes neste domínio. Eles são derivados de antigas estruturas horizontais originadas da sedimentação em bacia de retro arco que foram metamorfoseadas e dobradas sincronicamente. Não é por acaso que as dobras irão ocorrer com mais frequência neste domínio uma vez que nele há forte presença dos paragneisses do Complexo Paraíba do Sul, a principal unidade litológica dobrada da região.

Observa-se também que grande parte das dobras possuem eixo de dobramento orientado no sentido SW-NE, indicando um vetor de compressão SE-NW. Esse fato é importante para o entendimento da orientação da paleodrenagem do Rio Benevente que outrora seguia a direção SW-NE, indicando a existência de uma paleosuperfície inclinada nesta direção.

O Domínio Oriental – DOR estende-se entre as duas zonas de cisalhamento sendo limitada a leste pela ZCI e a oeste pela ZCB. Esse domínio é marcado pela presença de um grande conjunto de falhas transcorrentes dextrais, espacialmente bem distribuídas. Essas falhas apresentam um *trend* geral NE-SW a NNE-SSW, com um estilo de deformação e metamorfismo que aponta para um cavalgamento de leste para oeste, em direção ao cráton do São Francisco (MENDES, et. al., 1997). Trata-se do setor na bacia onde se concentra uma quantidade maior de conjunto de falhas que se cruzam nos mais diversos sentidos e direções. Enquanto as rochas do DAM absorveram, em grande parte, os efeitos da compressão tectônica por dobramento, nesse domínio as rochas além de dobrarem em menor frequência, romperam-se mais, formando grandes sistemas de falhas que tornam o entendimento da tectônica algo muito mais complexo.

O DOR é composto por paragneisses do Complexo Paraíba do Sul e também por ortogneisses, granitos e granodioritos intrusivos, portanto, rochas incompetentes que se quebraram como forma de absorver os esforços advindos dessa tectônica compressiva. Se no DAM houve o predomínio do dobramento, no DOR houve o predomínio do falhamento associado com dobramento.

Esse domínio é bem marcado na parte central da bacia por um sistema de antiformes e sinformes, no setor de confluência do Rio Benevente com o Ribeirão São Joaquim e Rio Iriritimirim, nas porções internas da ZCB, nos limites com o DAM.

Este setor marca uma zona de quedas d'água e cachoeiras onde afloram leitos rochosos possibilitando observar melhor as estruturas, ele marca também diversos níveis de base local, associados a evolução diferencial da calha fluvial do Rio Benevente. Observa-se também uma quantidade maior de fraturas fotointerpretadas e de lineamentos topográficos orientados em diversas direções. Três grandes sistemas de falhas dextrais cortam este domínio no sentido SO-NE, onde importantes afluentes do Rio Benevente se desenvolveram, originando vales abertos que serão tratados no capítulo 5 sobre a compartimentação.

O Domínio Litorâneo – DL ou FCI, também denominado de Fragmento de Crosta Inferior configura-se como uma faixa paralela ao litoral, seguindo a direção NE, e limita-se a oeste por uma falha transcorrente dextral pertencente à ZCI. Esse domínio é composto por complexos gnáissicos-migmatíticos/granulíticos e sequências charnoenderbíticas gradando a gnaisses anfibolíticos, como demonstrado no mapa de unidades litológicas. Essas estruturas foram todas rejuvenescidas pela Orogênese Brasileira, podendo representar a infraestrutura deste orógeno.

Nesse domínio não há ocorrência de sistemas de dobramentos de amplitude macroscópica e somente dois sistemas de falhas dextrais, ou seja, as que limitam a ZCI. Este fato ocorre devido a própria natureza genética destes terrenos que são considerados como remanescentes de uma crosta anterior de idade transamazônica, rejuvenescida posteriormente na Orogênese Brasileira, em ambiente dúctil e sofrendo vários períodos de deformação. As estruturas desses terrenos geológicos que sofreram deformação por dobramento com falhamento foram todas erodidas, restando, atualmente, os restitos de um embasamento de idade transamazônica e rejuvenescido posteriormente (MENDES, et. al., 1997).

O DL, portanto, é um núcleo de rochas antigas que podem ser consideradas como o embasamento da Orogênese Brasileira na região da bacia, e por ser composto por rochas geradas em ambientes profundos e rejuvenescidas posteriormente, não apresentam porções significativas de sistemas de falhas e dobras profundas a qual foram, certamente, todos erodidos (MENDES et. al., 1997) e (WIEDEMANN, 1992).

Por fim, as ZCI e ZCB podem ser consideradas como sistemas de transição que separam os domínios tectônicos. Elas parecem configurar zonas de divisão e

passagem entre domínios, apresentando uma disposição complexa com características de ambos os domínios que elas separam.

Uma zona de cisalhamento define-se como um feixe de bandas com fatias isoladas e lentes menos deformadas ou indeformadas, ocorrente ao longo de faixas alongadas que em conjunto com outras zonas formam um cinturão de cisalhamento (HASUI e SENA COSTA, 1991). Segundo Fossen (2012) as zonas de cisalhamento podem ser soerguidas ao longo de sua formação, passando do regime plástico para o regime transicional plástico-rúptil e, posteriormente, para o regime rúptil. Portanto, uma zona de cisalhamento pode ter características rúpteis quanto plásticas ou plástico-rúptil.

A ZCI é uma faixa mais curta e se distribui no sentido SO-NE limitada por duas falhas de componente direcional dextral. Ela coincide perfeitamente com morros residuais de cristas alongadas no mesmo sentido, em que essas estruturas são estiradas e alongadas no sentido de deslocamento dos blocos. Em trabalhos de campo é possível visualizar em alguns pontos a lineação de estiramento desta zona formada, certamente, quando essas rochas estiveram em níveis mais profundos da infracrosta.

Todos os rios que formam a rede de drenagem do Benevente atravessam transversalmente a ZCI, estendendo-se para o interior, não sendo possível localizar no campo nenhum setor que nos remete a idéia de drenagem totalmente encaixada e/ou controlada pelas estruturas desta zona. Nota-se, também, forte alinhamento de topos, dados por lineamentos topográficos no sentido NE, condicionado por estruturas metamórficas do Complexo Paraíba do Sul.

A ZCB é mais larga e com descontinuidade nessa largura na porção mais ao sul, próximo ao divisor de drenagem da bacia. Trata-se de uma zona de cisalhamento mais complexa que preserva as rochas dobradas do Complexo Paraíba do Sul, limitada tanto a oeste quanto a leste, por sistemas de falhas dextrais por onde os canais principais de bacias tributárias do Rio Benevente evoluíram e se encaixaram.

A ZCB ainda guarda as características estruturais de uma zona formada em ambiente dúctil e rúptil por ter características com elementos plásticos quanto rúpteis. Em certos pontos de sua extensão é possível encontrar faixas de catáclase,

indicadores de uma dinâmica rúptil quanto faixas milonitizadas que indicam uma dinâmica plástica.

O principal destaque desta zona é o setor de antiformes e sinformes conjugados, presentes na zona de confluência do Rio Benevente com o Rio Iiritimirim e Rio Maravilha. É provável que todo esse sistema de dobras conjugadas ocorra ao longo desta zona devido à própria cinemática de descolamento das falhas limitantes da mesma, que respondeu pelo dobramento das estruturas do Complexo Paraíba do Sul. Entretanto, somente nesse setor tal fato é mapeado, devido à carência de dados que permita visualizar tais estruturas em outros pontos da zona.

A ZCB ainda possui uma série de fraturas orientadas em diversas direções, relacionadas às falhas transcorrentes dextrais, por onde tributários das sub-bacias do Rio Benevente se encaixaram, não sendo possível observar um padrão na orientação dessas fraturas. Destaque deve ser dado a falha transcorrente dextral do Batatal que limita a porção leste dessa zona, possuindo uma extensão que praticamente corta toda a bacia no sentido norte-sul, tendo uma amplitude escalar de importância regional no contexto da tectônica que respondeu pela gênese dessas estruturas nessa porção do Espírito Santo.

Capítulo 05 – Análise dos compartimentos hidromorfológicos.

5.1 – Compartimentos hidromorfológicos gerados.

Com os critérios de compartimentação elencados e projetados no espaço geomórfico da bacia, foi possível reconhecer um total de cinco unidades, como dito anteriormente, sendo denominados de Unidade Hidromorfológica Rio Grande (URG), Rio Batatal (URB), Rio Joeba (URJ), Rio Iiritimirim (URI) e Rio Maravilha (URM) (vide mapa da fig. 04). A seguir serão discorridos sobre os aspectos geomórficos, litotectônicos, litoestruturais e hidrogeomórficos de cada Unidade, a partir das informações coletadas por meio dos trabalhos de campo e procedimentos cartográficos realizados.

5.1.1 – Unidade Hidromorfológica Rio Grande - URG.

5.1.1.1 – As knickzonas.

A Unidade Rio Grande é a mais extensa de todas as unidades da bacia do Rio Benevente com 308,84 km² englobando as bacias dos rios Salinas, Pongal, Córrego do Pabuçu e Rio Grande. Outras bacias ocorrem nessa unidade, no entanto, com menor expressão areal.

A grande característica geomórfica da URG é a ocorrência do baixo curso do Rio Benevente e de seus tributários, também de baixo curso. Esse fato favorece a chegada de sedimentos trazidos de montante e depositados a jusante, formando planícies fluviais perfeitamente embutidas entre colinas, escarpas e morros.

O padrão de drenagem, segundo a classificação de Howard (1967), é o treliça recurvado. Entretanto, pode-se identificar em alguns setores, a partir de uma escala mais detalhada, padrões subdendríticos como ocorrem com as bacias de menor expressão areal, caso do Córrego Itapeúna e Córrego Arerá.

A distribuição das knickzonas, de acordo com os critérios elencados para mapeamento acontece com maior concentração nas porções norte, nordeste e sudoeste da Unidade, como se pode observar pelo mapa da fig. (57).

Essas knickzonas ocorrem com grande frequência sobre as rochas Pps1 (Grafita-sillimanita-cordierita-granada-biotita gnaisses) que possui foliação com mergulho predominante nessas áreas para SE, com orientação para NNE e NE. Elas estão fortemente associadas às cabeceiras superiores das drenagens que mantêm as bacias do Rio Grande e Rio Pongal.

Os gnaisses Pps1 possuem mergulho muito bem nítido em afloramentos de campo, que evidenciam antigos flancos de antiformes, outrora existentes nessa porção da bacia e dissecados por processos erosivos Cenozóicos, caso muito similar a estruturas homoclinais. Isso leva a interpretar as cabeceiras principais dos rios Grande e Pongal como cursos d'água consequentes, ou seja, derivados de cabeceiras de drenagem que são, na origem, de caráter perfeitamente consequente fluindo no sentido do mergulho da foliação metamórfica. Daí a presença dessas knickzonas, derivadas de rios que persistem em dissecar a paisagem no sentido do mergulho regional da foliação gnáissica, outrora antigas camadas de fundo de bacia oceânica, transformadas no Proterozóico, em resistentes gnaisses devido sucessivos estágios de metamorfismo (FÉBOLI, 1993a e 1993b), (VIEIRA, 1997).

Não foi identificado e mapeado sistemas de dobras completas na URG, mas somente flancos de antigas dobras, uma vez que essa Unidade refere-se ao baixo curso das bacias, possuindo relevo com estruturas bem dissecadas. Por isso, a distribuição das knickzonas é também mais restrita e localizada nas porções superiores dos cursos descritos anteriormente. As demais unidades litológicas não apresentaram ocorrência de knickzonas.

O perfil longitudinal do Rio Grande na fig. (58), quando projetado sobre as unidades litológicas da região, demonstra o nível da natureza consequente do canal quando percorre sobre os gnaisses Pps1, em contato com os ortognaisses enderbíticos Yscgl. Ressalta-se o setor de concentração das knickzonas quando o canal desce de uma cota de 370 para 80 metros de altitude, portanto, 290 metros de queda, em curto espaço de extensão do canal.

**Fig. (57) Mapa de Knickzonas
Unidade Rio Grande**

É observável pelo mapa da fig. (57) que o Rio Grande responde, neste setor, por um vale desenvolvido sobre uma falha transcorrente dextral, associado a Zona de Cisalhamento Iconha. Esse fato favoreceu o encaixamento desta drenagem mestre que é controlada pelos ortognaisses enderbíticos γ_{scgl} , na zona de contato com os gnaisses Pps1.

Pelo perfil longitudinal (fig. 58) é possível observar a diferença de resistência que as duas unidades litológicas impõe ao Rio Grande nesse setor do seu curso. Enquanto que nos gnaisses Pps1 o escalonamento é mais espaçado e com distância maior entre as rupturas (ressequente), nos ortognaisses enderbíticos γ_{scgl} o escalonamento é mais sistemático, obedecendo ao grau de fraturamento a que este corpo intrusivo foi submetido pela tectônica, provavelmente, Cenozóica.

Considera-se, nesse trabalho, como foi dito anteriormente, como evolução em obsequência (obsequente) quando o rio apresentar perfil com fluxo fluvial no sentido “anti-dip” do mergulho da foliação metamórfica e evolução em ressequência (ressequente) quando o fluxo evolui no mesmo sentido da foliação metamórfica, sentido “dip”. Trata-se de processos diferenciais de evolução que refletem estágios distintos na configuração dos perfis e, por sua vez, na evolução dos canais (MILLER, 1991) e (SELANDER, 2004).

Observa-se, em trabalhos de campo, que essas knickzonas se associam aos flancos de rochas dobradas quando em gnaisses Pps1, e as fraturas de rochas “quebradas” quando em ortognaisses enderbíticos γ_{scgl} , neste setor da Unidade. Entretanto, sistemas de fraturas também ocorrem nos gnaisses Pps1, tendo menor participação no escalonamento do canal.

O quadro assimilado a partir da análise mais acurada do Rio Grande, através de seu perfil longitudinal projetado sobre as unidades litológicas, é também similar ao Rio Pongal. Embora não tenha sido apresentado o perfil deste rio, sua evolução, em face das knickzonas, é um quadro relativamente parecido com o do Rio Grande. Esses fatos irão ter implicações muito importantes para a compreensão dos compartimentos de relevo que ocorrem nessa Unidade.

Legenda

Qa - Sedimentos aluvionares.

Yscgl - Ortognaisses enderbíticos a tonalíticos.

Pps1 - Grafita-sillimanita-cordierita-granada-biotita gnaiss.

— — — — — Contato litológico aproximado

Elaboração: Roberto Vervloet
Fonte: modificado de Vervloet (2009).

Fig. (58). Perfil longitudinal do Rio Grande associado às unidades litológicas.

5.1.1.2 – Os grupos de formas de relevo.

Os morros residuais são considerados como o grupo de formas de relevo mais antigos da unidade e possuem vertentes escarpadas que não permitem a formação de coberturas pedológicas mais espessas. Possuem uma disposição no sentido SW-NE, e com morfologia assimétrica que em visão de perfil aparentam ser relevos homoclinais. A visualização dos grupos de formas de relevo da URG pode ser observado pelo mapa da fig. (59). Essa característica parece ser resultante do condicionamento da topografia realizado pela textura gnáissica dos litótipos Pps1, mergulhantes para NE e NNE.

Morfometricamente ocorrem em classes hipsométricas que vão de 100 a 300 metros, com vertentes de declives entre 36°- 45° e acima de 45° de inclinação.

Após os morros residuais aparecem as escarpas dissecadas que ocorrem em áreas restritas na porção norte e extremo sudoeste da URG. São de pouca expressão, em área, e estão relacionadas às porções de dissecação dos rios Grande e Pongal sobre os gnaisses Pps1. A ação fluvial linear dos canais disseca de modo muito evidente as estruturas a ponto de formar escarpas dissecadas ao longo da margem direita do vale do alto curso do Rio Grande, após exumação de estruturas típicas de áreas de ocorrência de falhas dextrais, como as facetas trapezoidais de falhas, observáveis na fig. (60). Morfometricamente ocorrem em cotas altimétricas entre 100 e 600 metros de altitude, declividades altas, sempre acima de 45° de inclinação.

Os vales de festonamento são o grupo de formas de relevo que seguem a escala morfocronológica após as escarpas dissecadas. Ocorrem nas proximidades do alto curso do Rio Grande originados por um canal lateral que foi capaz de provocar o fenômeno da superimposição fluvial, à margem direita do Rio Grande, respondendo pela gênese de amplo anfiteatro com drenagem radial centrípeta, como se observa no mapa morfológico fig. (59).

**Fig. (59). Mapa morfológico
Unidade Rio Grande**

É de suma importância observar que nestes setores os canais fluviais dissecam rochas gnáissicas Pps1 que estão em contato com os ortognaisses enderbíticos γ_{scgl} na Zona de Cisalhamento Iconha. Portanto, o contato litológico entre duas unidades litológicas distintas e em zona de cisalhamento, e a proximidade do alto curso, onde canais fluviais possuem maior capacidade hidráulica de dissecação, auxilia compreender a gênese desses grupos de relevos.

Fig. (60). Facetas trapezoidais, em processo de exumação (linha vermelha), no vale do alto curso do Rio Grande. Relevo de escarpas dissecadas. Visada para SW. Coordenadas UTM 332113/7719735. Organização: Roberto Vervloet

Tais facetas trapezoidais respondem, também, pela origem de vales de seccionamento que, em situações particulares, avançam superimpondo-se às estruturas litológicas, dispostas ortogonalmente ao avanço dos canais. Esse processo de seccionamento, quando em estágio avançado, forma vales de festonamento que são mais abertos, profundos e de vertentes laterais mais inclinadas, sendo nitidamente visualizável em imagem MDT da bacia.

Na sequência aparecem os morros dissecados que, similarmente as escarpas dissecadas, também terão expressão territorial muito pequena, estando associados ao setor de dissecação fluvial do alto curso do Rio Grande na porção norte da URG. Morfometricamente são bem diversos, ocupando cotas altimétricas que vão de 100 a 800 metros de altitude, e vertentes com declividades predominantes entre 31° - 35° e acima de 45° . São sustentados pelos gnaisses Pps1.

As colinas convexas, semi-convexas, macro anfiteatros e planícies fluviais aparecem como os grupos de relevos na escala morfocronológica. É possível perceber pelo

mapa da fig. (59) a predominância, em área, que esses relevos possuem na URG, com exceção dos macro anfiteatros que ocorrem somente nesta porção da URG.

As colinas convexas distribuem-se de forma ampla, ocorrendo nos mais variados setores. A morfologia convexa de seus topos é resultado da dissecação linear fluvial da drenagem que varia, em determinados locais, em função do grau de incisão dos canais fluviais. É esse grau de incisão que define a diferença entre colinas convexas e colinas semi-convexas, presentes na porção sudeste da Unidade, nas bacias do Córrego Arerá e Córrego Itapeúna. Trata-se de uma morfologia resultante da maneira como vem dissecando a superfície as drenagens das bacias, presentes nesses grupos de formas de relevo. Por estarem próximas do nível de base geral, posicionado na foz do Rio Benevente, essas drenagens possuem sua capacidade de incisão linear limitada em função da estabilização do processo de recuo erosivo de canais, fato que contribui por uma dissecação menos pronunciada que as outras bacias vizinhas.

Na bacia do Rio Benevente, os efeitos da oscilação do nível do mar no Quaternário foram praticamente nulos em termos de erosão regressiva, devido a soleira rochosa mantida na foz deste rio pelos ortognaisses enderbíticos γ_{scgl} que serviram como nível de base geral da bacia, protegendo a mesma da erosão regressiva. Apenas a título de exemplo, a calha fluvial na foz do Rio Benevente (“boca” do canal) na saída para o Oceano Atlântico possui 2,5 metros de profundidade, em média. Fato que demonstra a resistência e o condicionamento desta rocha para manutenção do nível de base quando houve regressão do mar.

As colinas, tanto convexas quanto semi-convexas, caracterizam-se pela maior infiltração de água no topo e consequente escoamento lateral superficial e subsuperficial nas encostas, condicionados pelo tipo de cobertura pedológica que se desenvolve nas vertentes (VERVLOET, 2008 e 2012). Isso irá ocorrer também em outros grupos de formas, entretanto, em menor intensidade. Nessas colinas, a cobertura pedológica, por esses e outros motivos, é mais espessa caracterizando morfologias de topos arredondados em contado direto com as planícies. A morfometria dessas colinas apresenta altitudes em torno dos 100 metros e vertentes de declividades baixas entre 6°-15° de inclinação. São sustentadas por gnaisses Pps1 e ortognaisses enderbíticos γ_{scgl} .

Existe uma assimetria muito sutil quando as colinas são observadas através de uma visão em perfil. Essa assimetria não é muito nítida ao nível da visualização das paisagens regionais, contudo, mais perceptível em perfis topográficos com plotação do mergulho da foliação gnáissica, como pode-se observar no perfil da fig. (61).

Fig. (61). Perfil morfogeológico A – A' na URG.

É possível perceber também a assimetria nos morros residuais. Haja vista a história geotectônica complexa da região é bem provável que essas estruturas homoclinais tenham sido, no passado, flancos de grandes dobras, com comprimentos de onda de escala quilométrica. Atualmente, configuram-se como estruturas residuais devido ao arrasamento por processos erosivos cenozoicos, com organização mergulhante para NE.

Interessante notar que ao nível das colinas convexas e semi-convexas essa assimetria torna-se menos perceptível, certamente, devido aos processos de convexização por meio da transformação geoquímica e intempérica dessas estruturas, respondendo por alterações espessas e solos profundos (coberturas pedológicas complexas) e gerando formas convexas de morfologia nitidamente arredondada, o que levou Ab'Sáber (1973) a falar em processos de “mamelonização” no Domínio dos Mares de Morros Florestados.

As planícies fluviais tem uma distribuição perfeitamente relacionada ao sentido de atuação dos canais fluviais. Elas se relacionam ao baixo curso dos canais, mas, em muitos setores, aproximam-se do chamado médio e alto curso de algumas bacias,

como ocorre com o Rio Salinas, Pongal e Córrego Picuã. Tal fato chama a atenção para o seu caráter embutido, resultado da rápida sedimentação que os cursos fluviais ocasionam logo após descerem do alto curso e pelo recuo erosivo de cabeceiras, respondendo pela formação de sistemas de anfiteatros de menor expressão areal.

Em muitas cabeceiras de drenagem (anfiteatros menores), a conexão com as planícies se dá pela coalescência com rampas de colúvio, dispostas sobre encostas laterais relacionadas ao recuo erosivo das mesmas.

O transbordamento é o fenômeno mais típico de planícies fluviais tropicais (LEOPOLD e MADDOCK, 1953), (LEOPOLD e WOLMAN, 1957), (LEOPOLD e MILLER, 1956), (SCHUMM e KHAN, 1972), (SCHUMM, 1961), (LEOPOLD et. al., 1964) e provoca a formação de complexos depósitos sedimentares argilosos, arenosos e argilo-arenosos nas planícies que são, sem sombra de dúvida, no caso em questão, de idade holocênicas.

Em muitos setores esse transbordamento alcança o nível ligeiramente mais alto das planícies, influenciando o contato dessas com as vertentes laterais das colinas. Esse fato ajuda explicar o porquê de, geometricamente falando, o contato das vertentes com as planícies ocorrer de forma abrupta, como se observa na fig. (62).

Quanto mais embutidas forem as planícies, entremeadas entre colinas isoladas, mais abrupta é a forma de contato entre vertentes e planícies, evidenciando o caráter periódico que o transbordamento das águas atinge sobre esses espaços, respondendo pelo amplo nivelamento dessas superfícies. Observa-se em trabalhos de campo que, nas colinas próximas aos canais, esse contato abrupto possui maior ruptura, o que evidencia a natureza periódica do transbordamento das planície fluviais, ao passo que em colinas mais afastadas esse contato tende a ser mais suave e em alguns casos até com desenvolvimento de rampas de colúvio.

A presença de terraços fluviais também ocorre em áreas muito restritas da URG, no entanto, não foi possível seu mapeamento na escala adotada. Entretanto, ao longo do curso principal Rio Benevente, em setores muito restritos de seu percurso e sem simetria ocorrem de forma muito limitada, relacionada a mudança de curso fluvial determinados por processos sedimentares de migração lateral do canal.

Fig. (62). Paisagem de colinas convexas, a partir da estrada Alfredo-Chaves – BR 101, com planície fluvial embutida entre colinas e, em contato abrupto com vertentes das mesmas. Visada para SE. Coordenadas UTM 3187797/7713795. Foto: Roberto Vervloet.

Na Unidade Rio Grande ocorre outros grupos de formas de relevo de menor expressão em área, como as planícies alveolares e fluviomarinhas. As alveolares estão associadas aos pontos de ruptura dos canais, onde há deposição ligeira de sedimentos aluvionares e as fluviomarinhas estão relacionadas aos efeitos da dinâmica de maré que afeta toda a área da foz até onde ocorre a presença de ecossistemas de manguezais.

5.1.1.3 - Os domínios hidrodinâmicos e o Rendimento Específico $Q_{90\%}$ ($RE_{90\%}$).

Os domínios hidrodinâmicos auxiliam a compreensão empírica dos conjuntos de processos fluviais predominantes sobre os compartimentos de relevo da unidade.

Na URG, o *domínio da dispersão interfluvial* configura-se como o que tem maior expressão espacial caracterizado por processos interfluviais, associados às colinas convexas, semi-convexas, morros residuais, morros dissecados e escarpas residuais.

Os processos interfluviais são caracterizados pela dinâmica de infiltração e escoamento da água sobre a superfície e está, intrinsecamente, relacionado à formação superficial que se desenvolve sobre a paisagem (ESPINDOLA, 2008 e

2013). Nas colinas convexas e semi-convexas ocorre o predomínio da infiltração sobre o escoamento superficial, evidenciado pela morfologia convexizada que esses relevos têm, e devido à profunda cobertura pedológica que se desenvolve sobre os mesmos. Nessas colinas, a cobertura pedológica, sendo mais espessa, caracteriza morfologias de topos arredondados em contado direto com as planícies.

Nas escarpas e morros dissecados ocorrerá o predomínio do escoamento superficial, por possuírem vertentes escarpadas que não permitem a formação de coberturas pedológicas mais espessas. Nesse sentido, é salutar que o escoamento superficial torne-se predominante em razão de menores taxas de infiltração. Isso irá ocorrer também em outros grupos de formas, entretanto, em menor intensidade. Há, nesse sentido, uma relação muito forte entre os processos que caracterizam a dispersão interfluvial com os do *domínio da aluviação fluvial*.

Se no primeiro pode haver, predominantemente, infiltração com hegemonia do escoamento lateral subsuperficial e superficial nas encostas, no segundo, pode predominar sedimentação e transbordamento, regulado pelo regime fluvial dos rios que é determinado pela climatologia dinâmica regional.

Nesse sentido, a aluviação fluvial é fortemente relacionada ao tipo de processo ocorrente sobre os interflúvios, pois são estes quem regulam as taxas de infiltração e escoamento que alimentam a perenidade fluvial e sedimentação do canal e, por sua vez, a dinâmica hidrológica do regime fluvial.

O vale de festonamento e os macro anfiteatros irão responder por dois outros domínios hidrodinâmicos: o da *dissecação fluvial ativa* e o da *concentração plúvio-fluvial*.

Embora esses dois domínios tenham expressão territorial insignificante, possuem forte significado hidrogeomórfico, pois a evolução de uma rede de drenagem depende das frentes de expansão dos canais, dado por cabeceiras de drenagem em evolução (HORTON, 1945) (SCHUMM, 1977) e (HACK e GOODLETT, 1960), na maioria das vezes, associadas a macro anfiteatros, que é um relevo característico de concentração plúvio-fluvial.

De outro lado, os vales de festonamento mudam a organização da drenagem em função do estabelecimento de uma nova hierarquia e sentido de direção a

hidrografia, devido a rompimento das direções estruturais a qual uma parte da rede está condicionada.

Embora tanto o vale de festonamento quanto o macro anfiteatro possam ser denominados como de concentração plúvio-fluvial ou de dissecação fluvial ativa e vice versa, optou-se, nesse trabalho, por associá-los aos domínios que eles representam, devido às características principais de ambos. Ou seja, o vale de festonamento, por exemplo, embora possa ser considerado também como relevo característico de processos plúvio-fluviais, optou-se por reconhecê-lo como condizente com processos fluviais ativos em vista de serem mais predominantes sobre esses relevos.

Ao que tudo indica parece ficar claro que, em áreas de drenagem mais dissecadas, e desse modo, podendo ser consideradas como mais evoluídas (embora não seja este um critério sólido para consideração do grau de evolução), haverá aumento dos relevos interfluviais e assim do domínio da dispersão interfluvial, em detrimento da menor participação dos relevos característicos dos outros domínios.

De certo modo, a evolução de um compartimento de relevo, e com ele os processos que o caracterizam, tende a diminuir a participação de outros, levando a inferir que na evolução da drenagem há estágios sucessivos de padrões característicos, associados a diferentes tipos de domínios.

Com relação ao Rendimento Específico ($RE_{90\%}$), não foi possível obter o seu cálculo, a partir da $Q_{90\%}$, na URG, devido ao fato da estação fluviométrica Alfredo Chaves estar localizada fora dessa unidade, ou seja, a estação fluviométrica que possui dados para o cálculo deste parâmetro situa-se bem a montante do ponto onde está o Rio Benevente nessa Unidade. Trata-se da única unidade em que não foi possível calcular este parâmetro.

5.1.1.3 – Sistemas de fraturas e anfiteatros perenes.

A compilação de dados de fraturas no campo, ao longo da Unidade Rio Grande, apresentou grandes dificuldades devido a pouca quantidade de afloramentos onde elas pudessem ser observadas. Não é que elas não ocorram na Unidade, pois é

impossível áreas cristalinas não possuírem sistemas de fraturas. O que acontece é que é difícil visualizar essas feições no campo devido, sobretudo, a ausência de afloramentos onde pudessem ser medidas. Assim sendo, não foi possível compilar número significativo de fraturas no espaço dessa Unidade.

Outro fato que dificultou a coleta desses dados é o nível de dissecação e alteração que as estruturas rochosas dessa unidade apresentam. Coberta por uma “capa” de cobertura pedológica, quase todos os grupos de formas de relevo possuem coberturas pedológicas espessas da ordem de vários metros de alteração. Trata-se de relevos onde processos geoquímicos alteraram profundamente as estruturas e em que os sistemas de fraturas tiveram, certamente, papel importante, uma vez que quanto mais fraturado é o corpo rochoso, maior facilidade ocorre para os processos geoquímicos de alteração (OLLIER, 1975).

Entretanto, os poucos dados coletados em campo permitiram algumas inferências importantes em termos de evolução de cabeceiras condicionadas por sistemas de fraturas. A fig. (63) apresenta o diagrama de semi-rosetas dos anfiteatros de drenagens perenes e dos sistemas de fraturas coletados em campo.

Enquanto que para a elaboração do diagrama de anfiteatros foi possível coletar 612 medidas de lineamentos, para o de sistemas de fraturas somente foram possíveis 73 medidas, em afloramentos distribuídos pontualmente pela Unidade.

Fig. (63). Diagrama de rosetas de anfiteatros perenes (esquerda) e de sistemas de fraturas (direita) da Unidade Rio Grande. Frequência absoluta. Elaboração: Roberto Vervloet.

Entretanto, há correspondências interessantes entre ambos os diagramas, pois no de lineamentos percebe-se quatro direções preferenciais N20-30W, N75-80W, N50-60E e N80-90E. Essas direções preferenciais associam-se, em termos, às direções preferenciais do diagrama de sistemas de fraturas que são N70-85W, N50-60E e N75-90E. Portanto, observa-se que três sistemas podem ser associados em termos de quadrantes, um para WNW, outro para NE, e por fim, ENE. A direção N20-30W (NNW) não apresentou boa correlação entre os diagramas.

Essa associação que ocorre entre lineamentos e as poucas fraturas medidas em campo evidencia que, provavelmente, os anfiteatros que evoluem com direção para WNW podem estar sendo condicionados pelas fraturas orientadas para N70-85W, ao passo que os anfiteatros com direção quadrante NE e E estariam condicionados pelas direções preferenciais N50-60E e N75-90E. Assim sendo, os sistemas de fraturas orientados nessas respectivas direções condicionariam a evolução atual desses anfiteatros perenes, nestas citadas orientações.

Do ponto de vista geral ressalta-se uma tendência de expansão do sistema de drenagem na direção NW e NNW, visto pelo mapa morfológico da Unidade pelo diagrama de rosetas de lineamentos e pelo mapa de lineamentos da fig. (64), ou seja, a hidrografia possui uma quantidade muito significativa de cabeceiras evoluindo neste sentido.

Entretanto, tal contexto não é, de todo modo, muito evidente no diagrama de fraturas que apresentou três sistemas com direções preferenciais que se associam, em parte, com os lineamentos em anfiteatro.

A incipiente associação que existe entre os diagramas demonstra uma tendência que, certamente, teria maior nível de certeza se caso fosse possível número maior de medidas de fraturas, uma vez que a URG é a mais extensa de todas as Unidades, possuindo diversidade apreciável de grupos de formas e graus distintos de evolução de anfiteatros. No entanto, não se deve descartar a incipiente associação que ocorre entre as direções preferenciais mostradas por ambos os diagramas, mesmo com número pequeno de medidas de fraturas. De certo modo, mais dados seriam necessários para uma boa correlação.

5.1.2 – Unidade Hidromorfológica Rio Joeba - URJ.

5.1.2.1 – As *knickzonas*.

A Unidade Rio Joeba é a menos extensa das unidades com 84,47 km² de área. Ela compreende as bacias do Rio Crubixá, Rio Joeba, Córrego Quarto Território e outras bacias de menor hierarquia e extensão.

Na classificação dos padrões de drenagem de Howard (1967), essa unidade seria do tipo padrão retangular (angulado), com canais ordenados em ângulos retos e em segmentos retilíneos de trechos encaixados, dados pelo arranjo em rede das duas principais bacias que são a mola mestra da hidráulica erosiva desta unidade, a do Rio Joeba e a do Rio Crubixá.

Este padrão retangular tem implicações importantes em termos de geração de *knickzonas*, sobretudo, porque canais de ângulos retos pressupõe nítido controle estrutural, dado por segmentos de falhas e fraturas dispostas conforme a organização tectônica das estruturas locais.

Para efeito de presença de *knickzonas* o cenário é típico de rios de montanha, ou seja, rios que nascem nas partes altas das cabeceiras, nas porções mais elevadas da unidade e tem grande parte dos cursos desenvolvidos sobre regiões de relevos íngremes, ou seja, setores em que ocorre alta declividade dos canais, caracterizando típicas áreas de *knickzonas*. Portanto, o cenário é propício para o desenvolvimento dessas feições, como se observa no mapa da fig. (65).

Entretanto, o que mais chama atenção na distribuição espacial dessas feições nessa unidade é a presença delas nos setores onde os cursos d'água percorrem vales encaixados sobre as falhas transcorrente sinistral e dextral, sobretudo o Rio Joeba e o Córrego Quarto Território, na zona de confluência deste com o Rio Crubixá.

As *knickzonas* irão estar associadas também aos diversos tipos litológicos ocorrentes na unidade, mas de forma mais evidente nos granitos constituintes do Maciço Iconha, o plúton intrusivo que apresenta grande significado para entendimento dos sistemas de falhas transcorrentes e dobras regionais.

É notável a quantidade de knickzonas que ocorrem nos cursos que dissecam estas rochas, no entanto, de significativa importância também é a presença de knickzonas nos gnaisses Pps1 (Complexo Paraíba do Sul).

Os gnaisses Pps1 possuem um padrão de ocorrência de knickzonas muito similar ao que acontece na Unidade Rio Grande, entretanto, naquela unidade não havia presença de dobramento identificado, ao passo que na Unidade Rio Joeba há antiforme presente nos setores superiores de seu curso, em especial nos afluentes de sua margem esquerda, como se observa na fig. (65), e sinforme na bifurcação do Rio Crubixá com o Rio Benevente.

Esse antiforme estende-se ao longo de quase toda a porção sudoeste da unidade, com eixo de orientação na direção SW-NE. Cabe notar que os afluentes da margem esquerda do Rio Crubixá irão apresentar knickzonas dispostas no flanco direito desse antiforme, sobretudo nas proximidades de confluência com o Rio Crubixá. Trata-se de um padrão de comportamento na evolução desses canais, que percorrem no sentido do mergulho da foliação da rocha, tratando serem típicos canais em processo de ressequência.

Na confluência do Rio Crubixá com o Rio Benevente ocorre uma sinforme por onde o canal que deu origem ao Rio Crubixá encaixou e evoluiu, remontantemente, dissecando essa estrutura a ponto de desenvolver, atualmente, planícies alveolares. Cabe frisar que no setor de confluência desse rio com o Benevente não há ocorrência de knickzonas e somente irão aparecer mais a montante na zona de bifurcação do Rio Crubixá com o Córrego Quarto Território. Deve-se chamar a atenção para o fato de que essas knickzonas tiveram origem nessa sinforme, evoluindo, regressivamente após níveis diferenciais de dissecação linear fluvial desse canal, concentrando-se, neste setor, em um vale desenvolvido em falha transcorrente sinistral.

Tanto o rio Crubixá quanto o Joeba possuem seus cursos controlados por falhas transcorrentes. Eles dissecam a superfície, estando, nitidamente, encaixados nestas estruturas, em uma área de presença de maciço intrusivo, tectonicamente “quebrado”, em contato com rochas metamórficas dobradas. Essas falhas formaram-se tanto em zonas de contato litológico entre litótipos diferentes como no “dorso” do

maciço, fato comum em massas intrusivas. A interpretação que se tem é de serem típicos rios subsequentes, no entanto, o Rio Crubixá seria de origem antecedente.

A evidência dessa antecedência que ocorreu na rede hidrográfica dessa bacia é o direcionamento geral da drenagem no sentido WSW – ENE e O - E seccionando estruturas orientadas para NE e NNE, ou seja, o canal fluvial “mestre” que deu origem ao Rio Crubixá se expandiu em sentido quase que ortogonal ao direcionamento dessas estruturas. Para tal feito, ele teve que seccionar estruturas contrárias a direção de sua hidrografia inicial. Esse processo de antecedência respondeu pela geração de vales profundos e concentração de knickzonas nestes setores.

Essa antecedência ocorreu à custa da evolução destas knickzonas e, embora neste setor da unidade o Rio Crubixá esteja encaixado em uma falha transcorrente sinistral, sua evolução remontante, seccionando estruturas alinhadas no sentido contrário a sua direção, respondeu pela gênese dessas knickzonas.

É importante frisar que a organização textural e de bandamento metamórfico – originado do metamorfismo sobre rochas sedimentares (fator de origem desses litótipos) dos gnaisses Pps1 – interfere na formação dessas knickzonas pois, tais metamorfitos tem a foliação regional mergulhante para NE e ENE, levando a inferir que, nesse setor do Rio Crubixá, o canal seria do tipo obsequente (anti-dip), num caso típico de segmento de rio correndo no sentido contrário ao da foliação metamórfica, como se percebe pela fig. (66) do seu perfil longitudinal.

No segmento que vai entre a confluência com o Rio Benevente e o contato dos gnaisses Pps1 com as rochas do Maciço Iconha (E3ic), o Rio Crubixá percorre um trecho tipicamente escalonado, como se observa nessa figura. Chama a atenção o padrão de ordenamento dos degraus deste escalonamento em que o canal percorre no sentido “anti dip” da foliação tectônica principal, mergulhante para NE e ENE. Como já dito, rios que percorrem no sentido contrário ao da foliação regional tendem a desenvolver processos de obsequência, o que responde pelo desenvolvimento de perfis longitudinais perfeitamente escalonados, conforme Miller (1991), Selander (2004) e por Seidl et. al. (1994), caso do Rio Crubixá nesse segmento.

Fig. (66). Perfil longitudinal do Rio Crubixá sobreposto às unidades litológicas.

Após o contato entre os gnaisses Pps1 e as intrusivas do Maciço Iconha, o Rio Crubixá segue um perfil menos escalonado, com degraus mais espaçados, vindo a ter outro setor de knickzonas após transpor o referido maciço em área de ocorrência de antiforme de gnaisses Pps1. Neste setor é fácil deduzir que o canal não desenvolveu o mesmo perfil escalonado de antes devido ao fato do Maciço de Iconha manter o nível de base local, não permitindo o aprofundamento de seu leito.

Já o Rio Joeba possui dois setores de knickzonas bem individualizados, chamando a atenção para a flexão em “cotovelo” que este rio apresenta quando seu curso deixa as planícies fluviais de seu baixo curso, após a confluência com o Rio Benevente. Essa flexão tem origem no encaixamento desse canal em falha transcorrente dextral que cruza a unidade no sentido SE - NW. É a partir dessa flexão que a hidrografia do Rio Joeba desenvolve suas knickzonas, vindo este canal, a ter grande parte do seu percurso associado ao plúton intrusivo do Maciço Iconha (e'3ic).

Nesse sentido o perfil longitudinal do Rio Joeba terá uma configuração diferente do Rio Crubixá, como se observa pela fig. (67).

Fig. (67). Perfil longitudinal do Rio Joeba sobreposto às unidades litológicas.

O Rio Joeba apresenta um segmento de seu curso sobre gnaisses Pps1 que possuem foliação tectônica mergulhante para NE e NNE, nesse setor. A partir desse trecho o canal evoluiu conforme o mergulho da foliação, ou seja, no sentido “dip” e, não em sentido contrário, tratando ser um típico trecho de rio ressequente. Importante ressaltar que as knickzonas desenvolvidas terão escalonamento com degraus mais espaçados no início e, sofrendo processo de encurtamento dos degraus à medida que o canal evoluiu remontantemente, até a zona de contato litológico com o Maciço Iconha (ελ3ic).

Após o contato dos gnaisses Pps1 com as intrusivas do Maciço Iconha, o rio apresentará um canal do tipo subsequente por estar encaixado em estrutura de falha transcorrente dextral (como dito anteriormente), apresentando um setor de knickzonas com perfil local quase que em “perfeita parábola”. Trata-se de uma região do dorso do maciço intrusivo, isto é, área central ao plúton e/ou cúpula do batólito que vai apresentar, por diversas razões tectônicas e geofísicas, “zona radial” de fraturas, onde este rio e seus afluentes se encaixaram desenvolvendo vales em “V” profundos e perfeitamente simétricos. A evolução do perfil longitudinal nesse setor e, por consequência, as knickzonas, tiveram dependência do grau de profundidade das falhas e fraturas associadas, quando da intrusão do plúton e, concomitantemente, da história tectônica posterior.

5.1.2.2 – Os grupos de formas de relevo.

Os grupos de formas de relevo que ocorrem na URJ estão profundamente relacionados ao plúton intrusivo Maciço Iconha (E₃ic). Trata-se de um conjunto de relevos típicos de núcleos plutônicos intrusivos em que os processos de cristalização fracionada responsáveis pelas variações litológicas do núcleo intrusivo (WERNICK, 2004) tiveram fortes implicações do ponto de vista da evolução litoestrutural.

A partir de uma morfocronologia relativa é possível inferir os três grupos de formas de relevo mais antigos desta unidade, os morros residuais, escarpas erosivas e o vales de festonamento, como se observa no mapa da fig. (68).

Os morros residuais ocorrem na porção leste e sudeste da unidade, caracterizando topos assimétricos em que, a partir de uma visão em perfil, percebe-se a existência de uma morfologia controlada por foliação mergulhante para N e NNE. São morros de caráter homoclinal e mais altos do que as colinas circundantes que, observados por meio de uma visão em planta no MDT, evidencia serem típicos relevos residuais. A declividade predominante das vertentes que compõem esses relevos vai de 21° a 35° de inclinação, e a hipsometria de seus topos gira em torno de 300 metros. São sustentados pelos gnaisses Pps1.

As escarpas erosivas são os relevos de maiores declividades, com predominância acima dos 45° de inclinação, com altimetrias variáveis que podem ir desde 20 a 800 metros de altitude. O que caracteriza as escarpas erosivas são os processos de seccionamento realizados por canais de primeira ordem que avançam regressivamente, respondendo por relevos íngremes com cabeceiras de drenagem perenes que evidencia estágios diferentes de evolução da drenagem. Trata-se de canais obsequentes.

Esses relevos irão estar fortemente associados às falhas transcorrentes dextrais que cruzam a unidade uma vez que derivam da exumação dessas estruturas ocasionados pelos canais em evolução remontante. A litologia que sustenta essas escarpas são os ortognaisses P₁c.

O vale de festonamento é o relevo que segue na ordem morfocronológica. É caracterizado por uma morfometria de encostas com declividades predominantes

acima de 36° de inclinação. As cotas altimétricas variam em torno de 300 a 600 metros.

O significado geomórfico desse vale implica o entendimento do fato de que a drenagem festonante do Rio Crubixá, nesse setor, evoluiu após seccionar estruturas alinhadas no sentido contrário a direção geral da drenagem. Esse fato é de suma importância para o reconhecimento dos setores em que os rios, por questões hidráulicas, conseguiram romper essas litoestruturas e impor um novo arranjo na disposição da drenagem e, por consequência, responder por um novo padrão de organização das formas de relevo. O vale de festonamento, em alguns casos, pode ser interpretado como um vale de seccionamento em estágio mais “avançado” de evolução que rompeu as estruturas e desenvolveu uma nova ramagem na drenagem. As rochas que sustentam esses relevos são os granitos intrusivos do Maciço Iconha (E3ic).

Os morros dissecados, que são relevos que seguem na escala morfocronológica, possuem características morfológicas parecidas com os morros de topos alinhados, com a diferença de que estão menos dissecados em função da evolução condicionada pelas knickzonas, com se observa pela fig. (69). Ocorrem em altimetrias entre 300, 600 e 800 metros de altitude, com declividades predominantes que variam entre 26° e 30° e acima de 45°. Estão, junto com as escarpas erosivas, associados à evolução remontante de canais de primeira ordem que respondem pelo dissecamento direto da superfície, gerando relevos de topografia bem pronunciada. Esses canais evoluem por processos de seccionamento de estruturas relacionadas a zonas de falhas transcorrentes dextrais, gerando encostas do tipo facetas trapezoidais fig. (70), como ocorre na Unidade Rio Grande. São típicos processos de obsequência. Os litótipos que sustentam os morros dissecados são os gnaisses Pps1 e os granitos, granodioritos e dioritos do Maciço Iconha.

**Fig. (68). Mapa morfológico
Unidade Rio Joeba**

Legenda

Formas de relevo

- Planícies alveolares
- Planície fluvial
- Colinas convexas
- Macro anfiteatros
- Morros de topos alinhados
- Morros de formato dômico
- Morros dissecados
- Vales de festonamento
- Escarpas erosivas
- Morros residuais

Domínios hidrogeomórficos

- Domínio da aluviação fluvial
- Domínio da dissecação fluvial ativa
- Domínio da concentração plúvio-fluvial
- Domínio da dispersão interfluvial

Perfil B - B'

- Vale estrutural
- Vale de sectionamento

Escala numérica e gráfica

1:35.000

Elaboração: Roberto Vervloet
Base: Fotografias aéreas e MDT
2007/2008 - IEMA

Fig. (69). Vale do Rio Crubixá apresentando paisagem de morros dissecados e vales de seccionamento laterais ao eixo de evolução da drenagem. Visada para NNE. Coordenadas UTM 306075/7711937. Foto: Roberto Vervloet.

Fig. (70). Facetas trapezoidais de falhas laterais, associada a falha transcorrente dextral, em processo de exumação no vale do Rio Crubixá. Relevo de morros dissecados. Visada para SE. Coordenadas UTM 306463/7711678. Foto: Roberto Vervloet.

Os morros de formato dômico apresentam uma configuração muito parecida com os morros residuais, no entanto, vistos em uma visão em planta, torna-se possível observar a nítida morfologia dômica individualizada na paisagem. Ocorre na porção sudeste da unidade e possui as mesmas características morfométricas dos morros residuais. Este relevo está associado à zona de flexão do Rio Joeba e a uma falha

transcorrente dextral que corta a unidade no sentido SE – NW, por onde o canal que deu origem ao rio homônimo se encaixou.

A evolução deste encaixamento, a partir desta flexão, permitiu a separação desses morros dos morros residuais, uma vez que ambos eram um só conjunto. São sustentados, também, por gnaisses Pps1.

Os morros de topos alinhados é o conjunto de relevos mais expressivos da Unidade. São caracterizados por topos e vales estruturais alinhados para N e NNE. Daí sua denominação.

Estes relevos estão relacionados aos vales profundos, por onde a drenagem radial que caracteriza toda a hidrografia da unidade se encaixou, a partir do “dorso” do antigo batólito intrusivo, como se verifica no perfil B – B’ da fig. (71). São morfometricamente muito variados, com setores com cotas entre 600 e 800 m de altitude e declividades que variam entre 26° e 45° nas encostas de vales mais dissecados e 11° e 15° nos topos. Diferentemente dos anteriores, esses relevos estão em sua grande parte sustentados pelas rochas intrusivas que caracterizam o Maciço Iconha (εϣ3ic – granitos, allanita granitos, granodioritos, quartzo-monzodioritos, microgranodiorito, monzonitos e dioritos). Esses litótipos ocorrem como núcleos individualizados em uma matriz de granito originado de processos de cristalização fracionada que caracteriza essas intrusões na região (WIEDEMANN, 1992), (WIEDEMANN, 1993) e (MOURA, 1997).

Os topos alinhados na direção NE e NNE indica controle litoestrutural desse conjunto de formas, embora ocorra drenagem capaz de seccionar essas litoestruturas em sentido quase que perpendicular a esses alinhamentos (Rio Crubixá), o conjunto parece estar bem relacionado a esse fator.

Fig. (71). Perfil morfogeológico B – B' sobre os relevos da URJ.

Os macros anfiteatros são interpretados como estruturas de drenagem centrípeta, ou seja, um conjunto radial de canais com vales que se dispõe a partir de um tronco principal, na maioria das vezes, com um formato da drenagem em “pé de galinha”. Trata-se de relevos derivados de um canal que avançou no sentido remontante e, após dispersão radial de cabeceiras centrípetas, dissecou a topografia local, desenvolvendo vales interconectados que possuem geometria que podem ser designados de macro anfiteatro. Estão profundamente relacionados aos morros dissecados e aos eixos de dobras, podendo estar associados ao ponto de envergamento das dobras, similar a linha de charneira, como se observa pela antifórme por onde o Rio Crubixá se encaixou (vide fig. 65).

Ocorrem em cotas que vão de 300 a 600 metros e de 600 a 800 metros de altitude, com declividades de suas encostas entre 36° e acima de 45° de inclinação. Eles são sustentados por granitos do Maciço Iconha e por gnaisses Pps1.

As colinas convexas, as planícies alveolares, e as fluviais são os relevos de menor expressão em área na unidade. Ocorrem na porção nordeste, com altimetrias até 20 metros e entre 20 e 100 metros respectivamente. As declividades também são baixas, entre 0° e 5° e 16° e 20° respectivamente. As colinas convexas são sustentadas tanto pelos gnaisses Pps1 quanto por ortognaisses P1c, e as planícies fluviais estão relacionadas aos sedimentos fluviais.

Já as planícies alveolares irão ocorrer em setores muito variados, relacionadas às áreas de presença de knickzonas nos canais. São pequenos platôs que ocorrem nas calhas e curvas dos rios derivados de uma sedimentação pontual associada ao nível de base local. Morfometricamente possuem declividades baixas que não ultrapassam mais do que 5° de inclinação e cotas altimétricas muito variáveis indo desde 300 a 800 metros de altitude. A importância geomórfica desses relevos reside no fato de que são depósitos correlativos da evolução holocênica na região e refletem os estágios de evolução das knickzonas nos perfis longitudinais dos rios.

5.1.2.3 – Os domínios hidrodinâmicos e o Rendimento Específico $Q_{90\%}$ ($RE_{90\%}$).

Com relação aos domínios hidrodinâmicos o domínio da dispersão interfluvial é o de maior expressão em área, dominando quase que por completo toda a unidade. Esse fato não é de todo modo uma surpresa, pois os compartimentos de relevo desta Unidade derivam, em sua totalidade, de um sistema hidrográfico evoluindo sobre um antigo maciço intrusivo Proterozóico.

Infere-se que, em sua origem, um sistema tipicamente radial que foi encaixando sobre fraturas e falhas, salvo os canais que conseguiram festonar estruturas dispostas no sentido contrário ao de sua evolução remontante. Daí a predominância de processos de dispersão dado pelos interflúvios. Entretanto, é visível a gênese de outros domínios que crescem à medida que os grupos de forma que os caracterizam predominam na evolução. Trata-se dos domínios da dissecação fluvial ativa e da concentração plúvio-fluvial.

Quando os vales de festonamento e os macro anfiteatros começam a predominar no espaço da unidade, esses domínios de processos fluviais adquirem maior expressão em área. E, obviamente, os processos que os caracterizam. Em outras palavras, quando os grupos de formas de relevo que exprimem processos fluviais de dissecação linear ativa e de concentração plúvio-fluvial adquirem maior participação na configuração geomórfica da unidade, infere-se um quadro evolutivo em que um domínio de processos substitui outro por estágios sucessivos de evolução das formas.

Nesse contexto, é possível deduzir que todo o espaço geomórfico da Unidade, em seu estágio inicial de evolução fluvial, se é que se pode falar em estágio inicial de evolução do relevo sob a ótica exclusivamente fluvial, foi caracterizado pelos processos típicos da dispersão fluvial. E, ao evoluir na dissecação da superfície do maciço, os canais fluviais têm respondido pela diminuição da participação desse domínio, em detrimento do aumento da participação de outros.

O domínio da concentração fluvial ativa parece ter maior participação à medida que os macro anfiteatros evoluem em sua dissecação da superfície. Fato que é de menor expressão no domínio da concentração plúvio fluvial, pois está associado ao vale de festonamento que é bem pontual na URJ.

Já o domínio da aluviação fluvial está relacionado às planícies fluviais e alveolares e tem sua participação aumentada à medida que estês relevos ocupam maior espaço, principalmente, as planícies alveolares que se desenvolvem na retaguarda das knickzonas, que controla o perfil de evolução longitudinal dos canais. Assim sendo, observa-se que tudo, em certo sentido, está intrinsecamente relacionado às knickzonas. Elas evidenciam ser uma “janela” para entendimento das formas a partir da ótica fluvial.

Com relação ao Rendimento Específico $Q_{90\%}$ ($RE_{90\%}$) foi possível, diferentemente da Unidade Rio Grande, calcular esse parâmetro para a URJ. A tabela 12 abaixo apresenta o cálculo:

Tabela 12 – Dados de cálculo do $RE_{90\%}$ da URJ	
$Q_{90\%}$	Área da Unidade
7,66 m ³	84,47 km ²
$RE_{90\%} = 7,66\text{m}^3/84,47\text{km}^2 \cdot 1000 = 90,67 \text{ L/s/Km}^2$	

A unidade, portanto, apresentou 90,67 L/s/km² de produção hídrica, ou seja, cada km² da Unidade é capaz de produzir 90,67 litros de água por segundo como fluxo de base. A análise desse dado para o entendimento dos processos fluviais na bacia será feita no capítulo 6 de discussão dos dados

5.1.2.3 – Sistemas de fraturas e anfiteatros perenes.

Na Unidade Rio Joeba foi possível visualizar um quadro bem distribuído de sistemas de fraturas e lineamento em anfiteatro. Embora o relevo dessa unidade esteja sustentado por rochas cristalinas intrusivas que possibilitam o desenvolvimento de coberturas pedológicas espessas, nas áreas de cortes de estradas e leitos de rios foi possível compilar um numero razoável de fraturas que permite visualizar os sistemas vigentes. A fig. (72) apresenta o diagrama de rosetas dos anfiteatros de drenagens perenes e dos sistemas de fraturas coletados em campo.

Observa-se que em relação aos anfiteatros, o diagrama vai apresentar a vigência de três sistemas predominantes. Um sistema de direção $N15^{\circ} - 25^{\circ}E$, predominante, e secundariamente, dois sistemas $N25^{\circ} - 30^{\circ}W$ e $N60^{\circ} - 65^{\circ}W$ (vigência NW), de modo que aparecerá, associado a essas direções secundárias, sistemas menos frequentes, no entanto, orientados em sua maioria para NW.

No diagrama de fraturas é possível evidenciar um sistema predominante orientado para E – W, com direção $N85^{\circ} - 90^{\circ}E$, outro sistema com a direção $N65^{\circ} - 70^{\circ}E$, e, secundariamente, um sistema $N30^{\circ} - 70^{\circ}W$. Embora nesse diagrama ocorra uma frequência maior para E e ENE, nota-se uma frequência importante de fraturas orientadas para NW, coincidentes com as orientações do diagrama de anfiteatros.

Fig. (72). Diagrama de rosetas de anfiteatros perenes (esquerda) e de sistemas de fraturas (direita) da URJ. Frequência absoluta. Elaboração: Roberto Vervloet.

Observando-se os dois diagramas é possível notar um conjunto significativo de fraturas e lineamentos orientados para NW, embora com frequência menor. É evidente uma associação entre anfiteatros perenes orientados para NW com fraturas também orientadas para NW. No entanto, há fraturas dispostas para ENE e E que

não possuem anfiteatros correspondentes orientados nessa mesma direção. Neste caso se percebe que essas fraturas ainda não foram capazes de influenciar a direção dos canais de primeira ordem.

Em muitos pontos da unidade foi possível visualizar a intersecção de fraturas ENE e NE, com um sistema orientado para NW, principalmente em leitos de rios, como se observa pela fig. (73). As implicações deste fato são de suma importância para entendimento da evolução de knickzonas.

O sistema de fraturas orientado para ENE e E ($N65^{\circ} - 70^{\circ}E$ e $N85^{\circ} - 90^{\circ}E$) parece condicionar a evolução geral dos canais de maior ordem (acima de terceira ordem na classificação de Strahler) em alguns setores, como ocorre com o Rio Crubixá, ao passo que o sistema que intersecta essas fraturas no sentido perpendicular para NW ($N30^{\circ} - 70^{\circ}W$) responde pela formação dos degraus do escalonamento em setores de knickzonas.

Este padrão de intersecção vai facilitar o deslocamento de blocos em períodos de inundação rápida (flash flood), quando os rios, como o Crubixá, transportam maior quantidade de sedimentos arenosos como carga de fundo, acompanhado de blocos. Esse padrão de intersecção facilita a retirada desses blocos, já que se tratam de processos de evolução de knickzonas por retração paralela (GARDNER 1983), acompanhada de erosão por arranque (HANCOCK, et. al., 1998) e (WHIPPLE, et. al., 2000) e em processo de ressequência.

Fig. (73). Leito do Rio Crubixá em setor de intersecção de sistemas de fraturas orientadas para ENE (seta azul) e para NW (seta vermelha). Notar o escalonamento do leito fluvial em setor de knickzonas em gnaisses Pps1. Coordenadas 313523 / 7716243, visada para N. Foto: Roberto Vervloet.

Cabe notar que o fluxo do Rio Crubixá corre em sentido ortogonal ao mergulho da foliação tectônica do gnaisse Pps1, em flanco de antiforme dissecado presente

nessa porção da unidade. Esse fato facilita os processos de deslocamento de blocos formando degraus no leito rochoso e esse é o comportamento padrão das knickzonas encontradas nessa unidade. Portanto, observa-se pelos diagramas elaborados a vigência de dois sistemas de orientação NW, tanto para fraturas quanto para anfiteatros que se associam em termos de direções coincidentes, ao passo que ocorre também um sistema ENE, no diagrama de fraturas, que ao mesmo tempo não possui correlação correspondente em termos de associação com a direção dos anfiteatros. A distribuição espacial dos lineamentos pode ser visualizada pelo mapa da fig. (74).

5.1.3 – Unidade Hidromorfológica Rio Batatal - URB.

5.1.3.1 – *As Knickzonas.*

A Unidade Rio Batatal é a mais extensa de todas as unidades com 311,72 km² em área, englobando as bacias hidrográficas dos rios Batatal, Caco de Pote e Corindiba, entre outras de menor expressão.

Na classificação dos padrões de drenagem de Howard (1967), essa unidade seria do tipo treliça falhado, devido às falhas de cisalhamento transcorrente dextral que a corta no sentido norte-sul, complementado por outros sistemas de falhas associados. Daí um padrão de canais em ângulos retos, visto em planta, por onde rios de maior ordem de hierarquia se encaixaram desenvolvendo vales alinhados e associados a essas estruturas tectônicas.

As implicações desse padrão de drenagem de ângulos retos para entendimento da gênese de knickzonas guarda um significado geocientífico de grande importância, no sentido de possibilitar compreender como as dobras de fundo atuam no condicionamento dessas feições. Tudo porque nesta unidade, dobras e falhas ocorrem de maneira bem associada e, explicitamente, mais visível ao nível da paisagem e compartimentação geomórfica.

Assim como nas outras unidades, as knickzonas irão aparecer fortemente relacionadas aos litótipos dobrados do Complexo Paraíba do Sul (gnaisses Pps1). Entretanto, se nas unidades Rio Grande e Joeba havia setores de knickzonas nos canais principais, na URB essas feições irão ocorrer nos tributários, sobretudo, nos segmentos de bifurcação desses com os canais principais. Trata-se do comportamento padrão de distribuição espacial das knickzonas nessa unidade, observável pelo mapa da fig. (75).

No entanto, haverá uma ligeira modificação deste padrão nos rios que percorrem sobre os ortognaisses graníticos PY1c. Nessas rochas, as knickzonas irão se desenvolver próximas dos canais de primeira ordem, em áreas de relevos escarpados, ao passo que nos gnaisses dobrados Pps1, as knickzonas ocorrem nos tributários que estão próximos da bifurcação com os canais principais. O comportamento massivo e fraturado dos ortognaisses ajuda explicar tal fato, pois

nestes os rios evoluíram em um processo de regressão mais avançada das knickzonas, se estabilizando próximo das cabeceiras de segunda ordem, enquanto que nos gnaisses esse recuo erosivo estabilizou nas áreas próximas da bifurcação com os canais principais. Entretanto, é evidente a participação maior das knickzonas nos gnaisses dobrados Pps1.

Observando o mapa das Knickzonas da unidade é notório o conjunto dessas feições nos canais tributários dos rios Batatal e Caco de Pote, principalmente nos flancos das antiformes, entre essas duas bacias. Pelo mapa é possível visualizar a forte concentração de knickzonas nos canais que evoluem nos flancos de duas antiformes presentes entre essas bacias. Trata-se de antiformes com plano axial orientado para NNE, posicionadas entre dois sistemas de falhas transcorrentes dextrais.

A partir dos rios Batatal e Caco de Pote tributários dispostos perpendicularmente a esses canais principais, evoluíram sobre os flancos de tais sistemas de dobras, condicionados pelo rebaixamento desses canais. Esse fato é bem pedagógico para entendimento de como as dobras de fundo se relacionam com as falhas dextrais, responsáveis pelo envergamento dessas estruturas. Falhamento e dobramento são processos concomitantes, a qual o metamorfismo das estruturas também está associado, através das diferentes fases de deformação (YARDLEY, 2004).

Esse padrão de distribuição das knickzonas ocorre também no setor de maciços de ortognaisses graníticos P_{Y1c}, situado entre os rios Caco de Pote e Corindiba. Sobre esses ortognaisses graníticos desenvolveu-se outra antiforme com plano axial orientado para NNE, associada entre falhas transcorrentes dextrais por onde os rios homônimos se encaixaram. De maneira similar às outras antiformes citadas anteriormente, os tributários também evoluíram de forma perpendicular aos canais principais, desenvolvendo knickzonas nos flancos desse sistema de dobra, posicionando também entre duas falhas transcorrente dextrais.

Importante frisar que o padrão de distribuição das knickzonas nesses setores é similar para dois tipos distintos de unidades litológicas, entretanto, com falhas e dobras dispostas a partir de uma mesma organização tectônica. Isso leva a inferir que, independentemente do tipo de rocha que condiciona a evolução fluvial dos canais, se as dobras e as falhas tiverem o mesmo padrão de organização em litótipos distintos, os canais irão evoluir desenvolvendo padrões espaciais similares de ocorrência de knickzonas. Esse fato evidencia como essas feições estão fortemente relacionadas à organização das rochas em sistemas de dobras e, obviamente, aos processos de evolução dos canais sobre essas estruturas dobradas, respondendo pela gênese das knickzonas.

As knickzonas irão ocorrer em outros setores da unidade, sobretudo nas cabeceiras de nascente do Córrego São Miguel, onde também estarão associadas ao antiforme e sinforme com plano axiais orientados para N, e em tributários ortogonais aos canais principais das bacias hidrográficas.

Esses setores de knickzonas irão evoluir na dependência direta do aprofundamento dos canais principais das respectivas bacias, e onde ocorrem essas feições, haverá a deposição, a montante, de sedimentos aluviais respondendo pela formação de planícies alveolares.

A evolução do perfil longitudinal dos rios da URB é bem elucidativa das implicações que tipos litológicos distintos e dobrados podem ter nos canais. Observando o perfil longitudinal do Rio Corindiba, é notável a evolução diferencial desse canal ao se desenvolver sobre ortognaisses P₁c e gnaisses Pps1, fig. (76).

O Rio Corindiba é um canal subsequente que evolui encaixado em uma falha transcorrente dextral orientada para NNE, tendo uma forte flexão à direita na altura de seu alto curso onde percorre trecho encaixado em zona de contato litológico entre os ortognaisses P₁c e gnaisses Pps1. Nota-se que, sobre os gnaisses, assim como nos rios das unidades Rio Joeba e Rio Grande, o Corindiba irá apresentar perfil com trechos escalonados, entretanto, há um escalonamento mais espaçado em seu baixo curso, próximo aos sedimentos aluvionares e escalonamento menos espaçado, no setor de alto curso. Esse fato ocorre porque no primeiro caso o canal flui sobre rochas com foliação tectônica no sentido “dip” (no caso, ressequente), ou seja, mergulhante no sentido do canal, ao passo que no segundo caso o canal flui

sobre “anti-dip” (obsequente), com foliação mergulhando no sentido contrário ao fluxo. Embora o rio possa ser considerado como subsequente em seu percurso total, nestes trechos ele pode ser classificado como consequente e obsequente, respectivamente. Daí as diferenças locais nos processos de escalonamento do perfil.

Fig. (76). Perfil longitudinal do Rio Corindiba, sobreposto às unidades litológicas.

Sobre o percurso em ortognaisses ocorre o principal setor de knickzonas desse rio, na zona de contato entre os gnaisses e os ortognaisses. Importante frisar o desnível de cerca de 580 metros para 200 metros de queda, uma ruptura de 380 metros de gradiente.

O perfil nesse trecho é, de todo modo, muito curioso, pois inicia-se com um pequeno escalonamento até uma forte ruptura na cota de 580 metros (vide fig. 76). A partir dessa ruptura o rio não vai apresentar perfil significativamente escalonado como nos outros trechos. Este fato, acredita-se, está relacionado ao comportamento das fraturas sobre o maciço ortognaissico PY1c que é concentrado sobre as bordas das falhas transcorrentes dextrais que ocorre na zona de contato entre as duas rochas, como observado em trabalhos de campo. As fraturas não irão ocorrer no centro do maciço, mas nas proximidades dessas falhas. Deste modo, longe dessas zonas de falhas e na parte central do maciço, o rio não terá como ocasionar processos de deslocamento de blocos (erosão por arranque) com formação de degraus, como foi visto para o Rio Crubixá na Unidade Rio Joeba.

Já o Rio Batatal terá um perfil longitudinal totalmente distinto dos rios analisados até o momento, fig. (77).

Fig. (77). Perfil longitudinal do Rio Batatal, sobreposto às unidades litológicas.

Observando a figura é notória a uniformidade do grau de escalonamento no perfil longitudinal deste canal. São poucos os trechos onde o espaçamento dos degraus foge ao comportamento padrão de escalonamento, possuindo um ordenamento das “escadas” que não permite ruptura brusca no declive geral do canal.

O Rio Batatal poderia ser designado como um canal subsequente por ter grande parte do seu curso encaixado em falha. Entretanto, observando esse perfil é possível perceber que na maior parte de seu percurso ele flui no sentido “anti-dip”, ou seja, contrário ao mergulho da foliação tectônica que caracteriza os gnaisses Pps1 nessa unidade. O que pode ser considerado também como consequente/ressequente.

Pouco a pouco vai ficando evidente que o padrão de mergulho da foliação dessas rochas tem papel fundamental para entendimento dos níveis de escalonamento dos perfis fluviais, desenvolvidos pelos canais que erodem esse litótipo. Não custa nada lembrar que esse mergulho ora no sentido “dip” ora “anti-dip” tem a ver, diretamente, com os sistemas de dobras de fundo, sendo tal mergulho compreensível pela orientação do plano axial dos mesmos.

Visto sob esta ótica, a interpretação que se tem é que o Rio Batatal não seria um caso de rio subsequente, mas, todavia, obsequente, pois, ele percorre no sentido “anti-dip” da foliação mergulhante dos gnaisses. Este contexto possibilita inferir que as knickzonas terão maior ocorrência nos casos em que os rios evoluíram sobre esses gnaisses e, sobretudo, quando o canal apresentar trecho ou percurso caracterizado como do tipo obsequente, ou seja, fluindo no sentido “anti-dip” da foliação tectônica.

5.1.3.2 - Os grupos de formas de relevo.

A Unidade Rio Batatal é a unidade que tem uma grande diversidade de grupos de formas de relevo, onde a intensidade dos processos fluviais pode ser visualizada de forma mais explícita. Desde relevos rebaixados por processos de dissecação tais como as colinas, passando por relevos oriundos de processos atuais de seccionamento por canais fluviais como as escarpas dissecadas até os morros dissecados, há uma variedade maior de grupos de compartimentos de formas de relevo.

Embora nas outras unidades ocorra também variedade significativa de formas, nesta ela é mais refletiva da forte associação entre erosão diferencial sobre estruturas Proterozóicas, sistemas de dobras e dissecação por canais fluviais de primeira e segunda ordem, em avanço sobre os diversos tipos de terrenos, como se observa pelo mapa da fig. (78).

Do ponto de vista de uma morfocronologia relativa, as formas de relevo mais antigas serão as escarpas erosivas e dissecadas. Ambas possuem uma grande expressão espacial, ocupando grandes porções da unidade, sobretudo a partir das encostas dos rios Batatal, Caco de Pote e Corindiba.

As escarpas erosivas ocorrem em menor extensão e estão intimamente relacionadas com as dissecadas, pois quando uma escarpa erosiva é desnudada por canais fluviais em processos de seccionamento, através da formação de vales de seccionamento, formam-se as escarpas dissecadas que se configuram como uma etapa “posterior” do processo de dissecação das escarpas erosivas. Portanto, são formas de relevo que estão fortemente associadas a estágios diferenciais de evolução dos canais fluviais. São sustentadas tanto pelos gnaisses Pps1, quanto pelos ortognaisses graníticos P₁c.

As escarpas erosivas, assim como as dissecadas, possuem morfometricamente, altimetrias que irão de 100 a 300 metros de altitude e declividades, predominantes, entre 36° e 46° de inclinação. Elas estão associadas ao encaixamento dos rios Batatal, Caco de Pote e Corindiba sobre as falhas transcorrente dextrais que cortam a unidade de norte a sul.

Esse encaixamento, seguido de forte “retalhamento” da superfície pelos rios, procedeu ao desenvolvimento de tributários laterais que evoluíram sobre outras falhas e fraturas, associadas às transcorrentes, permitindo a gênese desses relevos, após seccionamento das encostas laterais. Esses compartimentos de formas estão relacionados à organização geotectônica imposta pela Zona de Cisalhamento Batatal.

Em seguida, as formas de relevo que seguem na escala morfocronológica são os vales de festonamento que, embora possuam pouca expressão em área, são portadores de importante significado geomórfico. Esses relevos permitem identificar setores da unidade onde os canais romperam a orientação geral das estruturas tectônicas, ou seja, trata-se de vales onde os rios seccionaram estruturas com textura mineral e estrutural perpendicular a direção dos canais, permitindo uma nova organização da drenagem a montante de tais setores. Não é por acaso que esses vales irão aparecer, na maioria das vezes, em áreas de flexão de canais em ângulos retos, associados com setores de captura fluvial.

Esses vales ocorrem nas bacias do rio Batatal e Corindiba, em tributários que romperam a orientação das estruturas no sentido N e NNE, estabelecendo novo padrão de organização da drenagem a montante dos mesmos.

Morfometricamente são muito variados, ocorrendo em relevos de cotas entre 100 e 300 metros de altitude e declividades com encostas que variam entre 36° e 45° de inclinação. São sustentados pelos gnaisses Pps1 e ortognaisses graníticos P₁c e ocorrem, também, em zonas de contato litológico entre ambos.

Ao falar dos vales de festonamento é preciso tratar dos eventos de captura fluvial a que estão evidentemente relacionados, na URB. Pois se trata de eventos que são primordiais para o entendimento da organização hidrográfica de bacias fluviais (CROSBY, 1937), (BISHOP, 1995), (SILVA, et. al. 2006), (OLIVEIRA, 2003 e 2010), (OLIVEIRA e QUEIROZ NETO, 2007) e (VERVLOET, 2013).

Essas capturas fluviais já haviam sido identificadas por Vervloet (2009), e estudadas, mais detalhadamente, em Vervloet (2013), onde foram classificadas conforme pesquisas clássicas da literatura sobre o tema. Entretanto, em nenhum desses trabalhos foram estudadas do ponto de vista mais sistêmico e associadas aos processos de evolução de canais. Nesta pesquisa há a intenção de inseri-las em um contexto de associação ao comportamento evolutivo dos sistemas de drenagem.

Assim sendo, na URB cinco eventos de capturas fluviais foram compilados e estão, evidentemente, associados a presença dos vales de festonamento. Devido a ausência de toponímia em alguns vales e rios que participaram desses eventos de captura, elas serão identificadas por letras do alfabeto e sempre que possível será designado o nome dos canais.

A primeira captura identificada é a captura A e B fig. (79), que ocorreu na passagem do médio para o alto curso do Rio Corindiba.

As cabeceiras do Rio Corindiba eram onde, atualmente, está o Córrego São Felix, ao passo que o Córrego Cobi tinha seu alto curso onde estão às cabeceiras atuais do Rio Corindiba. Ou seja, a drenagem do Cobi originava nesse setor, tendo direção para NE, como se observa pela direção de drenagem pré-captura (vide fig. 79).

Em um dado momento, um dos tributários do Rio Corindiba da margem direita avançou por erosão regressiva, capturando o alto curso do Córrego Cobi. O vale de festonamento é resultante desse avanço do canal sobre estruturas orientadas no sentido contrário ao da direção do mesmo.

O setor do Cobi que foi capturado está sobre cota média de 600 metros, sendo que o antigo tributário do Corindiba, que avançou regressivamente e capturou o Cobi, está no nível de 100 metros de altitude (confluência do Corindiba com o Córrego São Felix), portanto, um desnível de 500 metros que facilitou o avanço da brusca erosão regressiva capturante. Ao que tudo indica o processo de captura foi rápido, pois as cristas (lineamento topográfico) das colinas convexas do alto curso do Rio Corindiba, ainda se alinha em sua maioria para NE e NNE, característica morfográfica do relevo quando a drenagem se orientava nestas direções, no sentido da bacia do Rio Cobi. Elas ainda evidenciam a direção da pretérita drenagem. O

resultado foi a reversão da drenagem do alto curso do Cobi para a bacia do Rio Corindiba, ocasionando uma flexão de quase 90° neste curso d'água. Portanto, um evento de captura que procedeu toda uma reorganização da drenagem dessa bacia.

A outra captura B foi originada pelo mesmo processo, só que em uma escala territorial menor. O Córrego Independência teve um de seus tributários capturando um setor de canais que se direcionavam para a drenagem que hoje faz parte do Rio Corindiba. Por erosão remontante, esse tributário da margem esquerda do Independência capturou esse setor de canais, revertendo a drenagem para o córrego homônimo. A diferença altimétrica entre o vale capturado e o de captura também é de 500 metros e facilitou a erosão regressiva deste tributário em seu avanço remontante, respondendo pelo processo de captura. Trata-se de um evento em escala menor, mas que possibilita inferir os mecanismos que atuaram para o processo de captura anterior.

curso superior do Córrego Batatal, designado atualmente de Ribeirão do Cristo. Neste processo de avanço remontante de seu canal principal, o Rio Batatal capturou, também, tributários da antiga margem esquerda do Córrego Batatal, revertendo suas drenagens e posicionando-os na margem direita de seu vale. Fato curioso em termos de captura, ou seja, a mudança de posicionamento dos canais em relação às margens do rio que sofreu o processo de captura.

Importante frisar o fato de que as cristas de relevo, dado pelos lineamentos topográficos da região, ainda se orientam para NE, direção da drenagem pré-captura, possibilitando inferir o sentido de direção dessa rede de drenagem em tempos pré-captura.

Já o evento de captura D ocorreu devido ao processo de seccionamento inicial de um canal tributário que conseguiu festonar as estruturas orientadas para norte, incorporando o atual Ribeirão do Cristo após o vale de festonamento. É provável que o Rio Batatal tenha aproveitado o antigo vale gerado pelo Ribeirão do Cristo, quando ele pertencia a bacia do Córrego Batatal, ou seja, quando se orientava na direção dessa bacia. Fato que facilitou o avanço remontante de seu canal, incorporando os tributários do Ribeirão do Cristo quando ele vertia para NE. Interessante notar que a dissecação linear fluvial ainda não foi capaz de obliterar todos os lineamentos topográficos que estão ainda direcionados para NE, característica da bacia em tempos pré-captura.

A captura fluvial E ocorreu também na bacia do Rio Batatal e antecedeu do ponto de vista morfocronológico às capturas anteriores, porque ela aparenta ter ocorrido primeiro, como se observa no mapa da fig. (81). Na verdade, esta captura fluvial evidencia como será a configuração geomórfica dos relevos das capturas relatadas anteriormente após certo “estágio” de evolução.

A captura E ocorreu após um dos tributários do Rio Batatal, denominado de Córrego Santo Antônio, avançar regressivamente por processos de seccionamento, alcançando o nível de festonamento e capturando a bacia do Córrego do Cristo que pertencia ao Ribeirão do Cristo. Esta bacia se estendia, preteritamente, para além das imediações dessa captura e foi totalmente fragmentada pelas capturas ocasionadas pelo avanço dos tributários da margem direita do Rio Batatal.

O avanço remontante do Córrego Santo Antônio se deu de forma rápida e encaixada sobre fratura lateral, associada a falha transcorrente dextral por onde o Rio Batatal flui de forma condicionada. O desnível altimétrico local facilitou esse recuo remontante, pois enquanto o Córrego do Cristo está sobre 600 metros de altitude, o Córrego Santo Antônio está sobre 300 metros, portanto, 300 metros de desnível. Embora na época da captura tais valores não fossem exatamente os mesmos dos atuais, esses dados servem para a noção de que havia, na época, um forte desnível que facilitou o avanço remontante deste tributário por processos de erosão regressiva.

É de todo modo importante notar que essa captura, por ter ocorrido primeiro que a captura C e D, permite inferir como será a configuração do relevo de tais áreas no processo de evolução da drenagem pós-captura, ou seja, como será os compartimentos no processo contínuo de evolução linear vertical da drenagem, nesta nova reorganização da hidrografia e por, consequência, do relevo que se

ajusta a nova condição hidromórfica. Enquanto que nas capturas anteriores o lineamento topográfico é quase todo orientado para NE e NNE, como se observa no mapa da fig. (79), na captura E eles são mais caóticos e menos padronizados, com alguns lineamentos já apontando para outras direções. Fruto do estágio mais avançado da dissecação linear da drenagem no período pós-captura, onde o relevo está mais “ajustado” a essa nova condição.

Essas capturas, por ocorrerem em posições espaciais similares, em termos de configuração da drenagem e com elementos geomórficos padronizados, permitem inferir a evolução sistêmica da drenagem, e como a configuração da mesma é dependente dessa evolução sistêmica. Os vales de festonamento são uma tipologia de relevo que facilita identificar e compreender esse padrão de evolução sistêmico associado a processos de captura fluvial.

Retornando a escala morfocronológica do relevo da URB, após discorrer sobre esses eventos de captura, têm-se os morros dissecados, aguçados e de topos convexos como compartimentos de relevo que se associam a sequência da escala morfocronológica.

Os morros dissecados distribuem-se pelas porções finais das respectivas bacias hidrográficas nos limites da unidade. Eles estão relacionados a uma dissecação mais intensa dos canais e ocorrem em cotas altimétricas que irão de 300 a 800 metros de altitude e encostas com declividades predominantes, entre 36° e acima de 45° de inclinação. São derivados de uma fácies mais pronunciada da dissecação fluvial, daí possuírem morfometria com valores altos, indicando declives acentuados e fortes discrepâncias altimétricas. Interessante notar que são relevos sustentados, originariamente, pelos litótipos Pps1 (gnaisses) do Complexo Paraíba do Sul.

Os morros aguçados irão ocorrer na porção final da bacia do Rio Batatal, sendo morros menos dissecados, devido a evolução linear vertical dos canais está menos pronunciada, característica desse setor da bacia. Morfometricamente estão situados em cotas altimétricas entre 600 e 800 metros e vertentes com declividades predominantes entre 26° e 36° de inclinação. A importância desses morros reside no fato de que foram gerados por um sistema de drenagem pré-captura C e D, refletindo um estágio de relevo menos “ajustado” a condição atual da drenagem. São sustentados também pelos gnaisses Pps1.

Os morros de topos convexos são um grupo de morros com morfografia e morfometria ainda menos dissecada, em comparação com os aguçados. As características em perfil desses relevos podem ser observadas pela seção da fig. (82). Observa-se a organização tectônica dos gnaisses Pps1 que sustentam esses relevos.

Fig. (82). Perfil morfogeológico C – C' demonstrando o relevo em corte na URB.

Por estarem em um setor da bacia em que a dissecção não atingiu estágio mais intenso de erosão, devido às knickzonas que condicionam a erosão remontante dos canais, esses morros terão topografia de vertentes convexas. Posicionam-se nas cotas entre 600 e 800 metros de altitude, com vertentes de declives entre 21° a 35° de inclinação.

Em seguida vêm os macro anfiteatros que terão, na URB, uma distribuição mais ampla, ao contrário do que ocorre em outras unidades. A distribuição espacial desses relevos nesta unidade é ordenada e padronizada. Elas ocorrem em áreas de presença de sistemas de dobras, ou seja, estão relacionados a linha de charneira de dobras, ou melhor dizendo, superfície de charneira.

Os macro anfiteatros possuem configuração da drenagem do tipo centrípeta, em seu interior e com padrão “pé de galinha”, uma vez que se configuram, em geral, com uma ramagem disposta a partir de um canal que recebe a confluência de outros que convergem para o mesmo. Tudo leva a crer serem canais que se encaixaram em

áreas de cruzamento de linhas de fraturas, associados ao setor de arqueamento das dobras, ou seja, porções da superfície de charneira que foram fraturadas por arqueamento gerando sistemas cruzados de fraturas por onde os canais se encaixaram e dissecaram verticalmente a superfície na forma de uma topografia convergente. Daí uma ramagem da drenagem com característica centrípeta, escoando para o centro, onde se instalou um canal que ocasiona o esvaziamento do relevo local originando relevos na forma de anfiteatros que, por terem maior expressão espacial, são designados de macro anfiteatros. Esse fato tem um significado muito importante em termos de compreensão da relação entre dobras de fundo e rede de drenagem, pois onde ocorrem esses compartimentos de relevo, há, evidentemente, presença de dobras, seja em antifforme ou sinformes, com esta típica ramagem da drenagem. Eles podem ser gerados tanto em gnaisses Pps1, quanto em ortognaisses graníticos P₁c.

Morfometricamente, estes relevos irão ocorrer em cotas altimétricas que vão de 300 a 800 metros de altitude, com vertentes que também variam com declividades entre 26° a 36° de inclinação.

Após os macro anfiteatros aparecem as colinas convexas e semi-convexas, como grupos de relevos típicos de setores onde a drenagem ocasiona uma dissecação menos intensa.

As colinas convexas possuem uma distribuição espacial mais extensa, ocupando áreas na porção centro-norte e sul da unidade. Ocorrem em duas cotas altimétricas, sobre 300 e 600 metros de altitude, no entanto, em áreas onde a dissecação fluvial linear não foi capaz de aprofundar os vales, derivando relevos na forma de colinas, como se observa pelo perfil da fig. (83) e fig. (84).

Nota-se por este perfil a organização tectônica dos sistemas de dobras (antiformes e sinformes) neste setor, na unidade, verificando a diferença morfológica entre as colinas convexas dos outros tipos de relevos. Em termos de declividade das encostas, as colinas convexas irão possuir maior uniformidade em relação a altimetria. Suas vertentes apresentam declividades predominantes entre 21° e 35° de inclinação.

Do ponto de vista morfométrico ocorrem em cotas altimétricas que não passam de 100 metros, com declividades que se diferenciam das colinas convexas, predominantes entre 16° e 30° de inclinação.

Os dois últimos grupos de relevos são as planícies alveolares e fluviais que, embora ocupem porções restritas do espaço geomórfico da unidade, possuem forte significado em termos de gênese e evolução do relevo.

As planícies fluviais ocorrem nos vales dos rios Caco de Pote e Corindiba na forma contínua, interpenetrando por vales laterais até as cabeceiras de alguns tributários dessas bacias. Em setores de confluência de canais elas se espriam, apresentando maior largura e, evidentemente, continuidade lateral dos depósitos de sedimentos fluviais que as sustentam, com canais que, embora sejam retilíneos, devido às retificações antrópicas, eram, outrora, todos meandantes.

Em áreas de vales fechados, onde os rios entalham escarpas e colinas, esses relevos possuem menor largura, e, evidentemente, os depósitos de sedimentos fluviais que as sustentam são de estratigrafia mais complexa. Ocorrem em cotas altimétricas sempre abaixo de 20 metros de altitude e declividades que não ultrapassam 5° de inclinação.

As planícies alveolares são de distribuição mais pontuada, relacionadas a setores de ocorrência de knickzonas, ou seja, desenvolve-se a montante dessas feições, no entanto de forma bem sequencial, como se observa no mapa morfológico da URB.

Quando há coalescência das planícies alveolares o comportamento do canal fluvial muda, passando a ter características hidráulicas e hidrogeomórficas típica de zonas de planícies fluviais. Por isso, nesta pesquisa as planícies fluviais são consideradas antigas planícies alveolares que passaram por processos de coalescência, ou seja, quando há junção de várias planícies alveolares tem-se o desenvolvimento de uma planície fluvial. Portanto, são duas formas de relevo fortemente relacionadas em termos genéticos.

As planícies alveolares irão ter grande ocorrência ao longo do vale do Rio Batatal e setores elevados da bacia do Rio Corindiba. Nesse sentido, possuem cotas altimétricas variadas, morfometricamente falando, com hipsometrias que vão de 20 a 600 metros de altitude, no entanto, com declividades que não passam de 5° de

inclinação, assim como as planícies fluviais. São compostas, predominantemente, por sedimentos aluviais.

5.1.3.3 - Os domínios hidrodinâmicos e o Rendimento Específico $Q_{90\%}$ ($RE_{90\%}$).

Observando o espaço geomórfico da URB fica perceptível como o domínio hidrogeomórfico da Dispersão Interfluvial é predominante territorialmente.

A configuração tectônica e hidrográfica desta unidade possibilitou a gênese de uma tipologia de grupos de formas de relevo característico de processos hidrodinâmicos de dispersão hídrica entre interflúvios. A própria ocorrência de vales de seccionamento e estruturais, dispostos lateralmente aos canais fluviais principais das bacias do Rio Batatal, Caco de Pote e Corindiba evidencia o comportamento geomórfico da água em superfície. Trata-se de relevos que refletem a predominância de processos erosivos de dissecação hídrica linear fluvial, ou seja, de desnudação da superfície com retirada de material muitas vezes *in situ*, na forma de sedimentos grossos e arenosos, além dos sedimentos finos e em solução oriundos da alteração intempérica sobre os gnaisses Pps1 e ortognaisses graníticos P₁c. O escoamento superficial, neste caso, é predominante sobre a infiltração.

A predominância desse domínio no espaço geomórfico da unidade se dá pela ocorrência de espaços interfluviais curtos, em que a distância da água percorrida para concentração em canais fluviais é pequena, ou seja, os relevos deste domínio refletem interflúvios pequenos, facilitando processos fluviais erosivos de caráter brusco. Infere-se daí baixas taxas de infiltração uma vez que, por terem relevos escarpados, a superfície caracteriza-se por forte presença de relevos com rochas expostas.

Interflúvios curtos e relevo de superfícies de rochas expostas, sem o desenvolvimento de grandes mantos de cobertura, facilitam a ocorrência de processos erosivos de dissecação fluvial linear, pois os canais dissecam diretamente o leito rochoso das calhas fluviais ocasionando uma paisagem morfológica dissecada, não por acaso, os grupos de formas predominantes dessa unidade irão ser de característica dissecada, “arrasada” como os morros dissecados, aguçados e as escarpas erosivas e dissecadas.

Já o Domínio da Concentração Plúvio-Fluvial é caracterizado pelos vales de festonamento que, embora tenham pouca expressão espacial na Unidade, possuem forte significado geomórfico, pois trata-se de setores em que há mudança no comportamento da dissecação da drenagem, ocasionando ruptura em termos de evolução dos processos fluviais de superfície.

Os relevos desse domínio refletem mudança no comportamento padrão das águas superficiais, de dispersiva para características de concentração dos processos plúvio fluviais, facilitando que os canais nesse setor possam festonar as estruturas que os condicionam a uma determinada orientação tectônica. Isso reflete áreas onde, a montante, os processos de dispersão fluvial terão que se adaptar a uma nova condição imposta pela ruptura nos processos hidrogeomórficos de evolução da superfície, caracterizada pela mudança de caráter dispersivo da água para de concentração plúvio fluvial.

Já o Domínio da Dissecação Fluvial Ativa ocorre devido a presença dos macro anfiteatros, orientados pela charneira de dobras e setores de cabeceiras de drenagem que dissecam ativamente a superfície local. Deve-se frisar que, quando se fala em dissecação fluvial ativa, faz-se referência à predominância dos processos característicos dessa natureza, o que não exclui a possibilidade de se ter, nesse domínio, a presença também de processos característicos da dispersão fluvial. Entretanto, é a predominância de um dado conjunto de processos que caracteriza a classificação do domínio.

A importância desse domínio reside no fato de que, diferentemente do que ocorre na Unidade Rio Joeba, onde processos de dissecação fluvial ativa parecem obter espaço do domínio de dispersão interfluvial, na URB ocorre o contrário. Tudo leva a crer que à medida que os macro anfiteatros forem dissecando a superfície, haverá predominância de processos de dispersão, pela formação de novos interflúvios, ou pela expansão dos que já se formaram.

Assim, não é de se estranhar que, preteritamente, deveria ocorrer maior participação desse domínio no espaço geomórfico da unidade. Se se considerar que a evolução da drenagem sobre a superfície ocorre por expansão de cabeceiras de drenagem, deve-se supor que muitos setores de escarpas e morros atuais foram, no passado, áreas associadas ao domínio da dissecação fluvial ativa que, após um determinado

estágio de evolução dos processos hidrogeomórficos, cedeu espaço para formação de interflúvios, caracterizando o domínio da dispersão interfluvial.

Por fim, o Domínio da Aluviação Fluvial ocorre nas áreas mais rebaixadas do relevo, caracterizado por planícies alveolares e fluviais. Como ocorre em outras unidades, esse domínio tem sua evolução ocasionada pela substituição de espaços interfluviais pelo de sedimentação fluvial, ou seja, à medida que as planícies adquirem espaços por deposição de sedimentos nos vales, ou por dissecação dos interflúvios, ocorre aumento da sua participação no território da URB, entretanto, em menor número se comparado a Unidade Rio Grande. Tal fato se deve ao menor desenvolvimento do baixo curso dos rios, devido à evolução incipiente do perfil longitudinal.

Com relação ao Rendimento Específico $Q_{90\%}$ ($RE_{90\%}$) desta unidade foi possível, diferentemente da Unidade Rio Grande, calcular este parâmetro. A tabela 13 apresenta o cálculo:

Tabela 13 – Dados de cálculo do $RE_{90\%}$ da URB	
$Q_{90\%}$	Área da Unidade
7,66 m ³	311,72 km ²
$RE_{90\%} = 7,66\text{m}^3/311,72 \text{ km}^2 \cdot 1000 = 24,57 \text{ L/s/Km}^2$	

A unidade, portanto, apresentou 24,57 L/s/km² de produção hídrica, ou seja, cada km² da Unidade é capaz de produzir 24,57 litros de água, por segundo, como fluxo de base.

O $RE_{90\%}$ desta Unidade se demonstrou bem abaixo da Unidade anterior, ou seja, na Unidade Rio Joeba este dado foi de 90,67 L/s/Km² ao passo que na Unidade Rio Batatal foi de 24,57 L/s/km², portanto, bem abaixo. A análise desse dado para o entendimento dos processos fluviais na bacia será feita no capítulo posterior.

5.1.3.4 - Sistemas de fraturas e anfiteatros perenes.

Na URB houve pouca correspondência entre lineamentos em anfiteatros perenes e sistemas de fraturas coletados em afloramentos de campo. Embora nas unidades Rio Grande e Rio Joeba houvesse a possibilidade de vislumbrar sistemas que apresentassem uma sutil relação espacial, em termos de orientações, nesta unidade, houve, baixa correlação, como se observa pelos diagramas da fig. (85).

Observando o diagrama em roseta dos lineamentos em anfiteatros, percebe-se a forte predominância de uma orientação no sentido $N05^{\circ} - 70^{\circ}W$, ou seja, a maioria dos lineamentos medidos orientam-se para um sistema NNW, NW e ONW. Secundariamente, ocorre um sistema de orientação $N40^{\circ} - 50^{\circ}E$ e $N80^{\circ} - 90^{\circ}E$, ambos com frequência bem menor.

Fig. (85). Diagrama de rosetas de anfiteatros perenes (esquerda) e de sistemas de fraturas (direita) da URB. Frequência absoluta. Elaboração: Roberto Vervloet.

Já o diagrama de rosetas de fraturas possui uma configuração bem distinta em comparação ao de lineamentos. Neste, a orientação predominante será $N80^{\circ} - 90^{\circ}E$, com uma frequência que chega acima de 27%, ou seja, é bem hegemônica a ocorrência da direção ENE, sobretudo, E.

Secundariamente observam-se dois sistemas, um de direção $N5^{\circ} - 10^{\circ}W$ e outro $N40^{\circ} - 45^{\circ}E$, no entanto, com frequências baixas.

A única correlação entre as direções medidas e apresentadas pelos respectivos diagramas é a de $N80^{\circ} - 90^{\circ}E$, ou seja, um sistema ENE e E, atuando no condicionamento dos anfiteatros perenes que estariam associados a essas direções. As outras direções considera-se de correlação insignificante.

Embora tal correlação na direção ENE e E seja importante, em termos de associação entre a orientação dos anfiteatros com a direção das fraturas medidas, considera-se esse caso, como pouco evidente para visualizar a relação entre condicionamento dos anfiteatros perenes pelos sistemas de fraturas, ao nível das paisagens morfológicas, objetivo da feitura dos diagramas.

Entretanto, como ocorre em outros afloramentos de rochas nos leitos de rios com áreas de knickzonas, caso do Rio Crubixá na Unidade Rio Joeba, nesta unidade também haverá uma grande quantidade de canais com fraturas dispostas, perpendicularmente, a direção de fluxo dos mesmos, caso do Rio Corindiba, como se visualiza pela fig. (86).

Nota-se a importância do sistema de fraturas para entendimento da gênese do escalonamento dos canais fluviais, em áreas de knickzonas, onde as rochas possuem forte resistência à abrasão fluvial, sendo, predominantemente, erodidas em linhas de fraqueza dada pela intersecção de fraturas, como no caso da fig. (86). Observar o sistema de fraturas de orientação N80°W que responde pelo deslocamento de blocos ocasionados pela ação fluvial do Rio Corindiba, em setor onde o rio evolui por processos de ressequência.

A face do degrau de escalonamento é perfeitamente correspondente à superfície de ruptura ocasionada pela fratura, que é exposta pelo deslocamento dos blocos, devido à ação fluvial do canal formando degraus e escalonamento do leito. Nota-se o recuo do degrau, em erosão por arranque, ou seja, do próprio knickpoint no setor de fraturas cruzadas, formando uma superfície em patamar que recua condicionada pelas linhas de fraqueza das fraturas.

Trata-se de processo padrão de evolução do leito fluvial que ocorre nas áreas de knickzonas, toda vez que o rio flui, perpendicularmente, ao sistema de fraturas, na URB. Na proposta evolutiva de Gardner (1983) seria um caso típico de retração paralela.

A importância do sistema de fraturas na URB presta-se muito mais ao esclarecimento da gênese e dinâmica das áreas de knickzonas em canais fluviais do que, evidentemente, a uma correlação com anfiteatros perenes condicionados por sistemas de fraturas, como foi observado nas unidades Rio Grande e Joeba. No

mapa da fig. (87) é possível visualizar a distribuição espacial dos lineamentos em anfiteatros perenes, sendo notória a orientação de ambos para NW e NNW.

Fig. (86). Setor de knickzonas no Rio Corindiba, Cachoeira São Felix. Notar a retração paralela dos blocos associado com as fraturas perpendiculares ao fluxo do canal. Seta amarela indica a posição das fraturas. Coordenadas UTM 329872/7729013. Organização: Roberto Vervloet.

Fig. (87). Mapa de lineamentos em anfiteatros
Unidade Rio Batatal URB

Legenda

- Lineamentos em anfiteatro
- Hidrografia
- Unidade Rio Batatal URB
- Bacia do Rio Benevente

Escala numérica e gráfica

1:70.000

0 1.700 3.400 6.800 10.200 M

Elaboração: Roberto Vervloet
Fonte: levantamento aerofotogramétrico
IEMA - 2007/2008

5.1.4 – Unidade Hidromorfológica Rio Iritimirim - URI.

5.1.4.1 – As knickzonas.

A Unidade Hidromorfológica Rio Iritimirim - URI possui uma conformação espacial que reflete uma transição entre distintos níveis altimétricos, ou seja, sua configuração territorial apresenta a passagem do setor de médio e baixo curso da bacia do Rio Benevente para o seu alto curso, configurando níveis altimétricos bem distintos em termos de hipsometria.

Essa conformação espacial geomórfica de transição tem como peculiaridade o fato de ser uma unidade constituída por sistemas de drenagens da margem direita e esquerda do Rio Benevente, ao passo que as unidades anteriores abarcavam os sistemas hidrográficos da esquerda ou da direita deste rio para definição de seus limites.

O espaço geomórfico da URI compreende 190,82 km² de área e as principais bacias são as do Rio Iritimirim e Córrego do Cedro pela margem esquerda do Rio Benevente, e bacias do Rio Santa Maria da Vitória, Ribeirão São Joaquim e Córrego São Sebastião pela margem direita.

Na classificação dos padrões de drenagem de Howard (1967), a URI apresenta um padrão do tipo subparalelo com bacias hidrográficas que se distribuem de forma paralela e subparalela com tributários de extensão curta, mas que, no entanto, desenvolveram, em determinados setores, relativa expansão dos canais que compõem as cabeceiras das nascentes dessas respectivas bacias, quebrando o perfeito paralelismo da hidrografia. Daí considerar o padrão de drenagem dessa unidade como subparalelo.

Os rios da URI possuem comportamento muito diversificado em termos de características hidráulicas e de evolução de perfis longitudinais. Isso implica uma distribuição espacial das knickzonas que também é muito diversificada, como se observa pelo mapa da fig. (88), de caráter pontual mas que, no entanto, segue a mesma lógica de explicação dos casos das unidades anteriores.

**Fig. (88). Mapa de Knickzonas
Unidade Rio Iriritimir**

Esse caráter de distribuição pontual das knickzonas é mais explícito nos rios Santa Maria da Vitória, Córrego São Vicente, Córrego do Cedro e Ribeirão São Joaquim.

Nestas bacias a localização espacial das knickzonas ocorre com maior ênfase sobre os gnaisses granatíferos Pps2, sobretudo, nas porções próximas as nascentes e alto curso dos respectivos canais, onde a drenagem escoar sobre rochas dobradas em uma antiforme, com eixo de charneira de orientação SW - NE.

Interessante notar que esses rios serão, em grande parte de seus percursos, de caráter subsequente, uma vez que evoluem encaixados em falhas transcorrentes dextrais da Zona de Cisalhamento Batatal. Somente nos setores em que os canais foram capazes de ocasionar superimposição fluvial, em relação as estruturas litotectônicas orientadas para NE, é que há a ocorrência de knickzonas mais contínuas, como é o caso do Ribeirão São Joaquim, Córrego São Vicente e Rio Santa Maria da Vitória.

Nesses setores próximos às nascentes dos cursos que formam essas bacias, as knickzonas ocorrem em vales fechados, derivados dos processos de superimposição fluvial sobre as estruturas, onde os rios atualmente entalham a superfície rochosa dos gnaisses Pps1 e Pps2. Ressalta-se que nessas áreas de knickzonas mais contínuas, a ramificação da hidrografia torna-se mais densa com nível maior de densidade de drenagem, característica da hidrografia nas áreas de ocorrência de rochas Pps2 e Pps2qtxt.

O comportamento dos canais principais dessas bacias muda quando os rios percorrem unidades litológicas distintas, embora oriundas dos mesmos processos petrogenéticos, como é o caso do Rio Santa Maria da Vitória, observado pelo seu perfil longitudinal litológico na fig. (89).

Em grande parte de seu percurso, o Rio Santa Maria da Vitória é de caráter subsequente, no entanto, com características obsequentes quando flui sobre gnaisses Pps2 em rochas com foliação metamórfica e fluxo fluvial “anti-dip”. Nota-se o espaçamento sistemático dos degraus de escalonamento do segmento do perfil, quando desenvolvido sobre essas rochas, com rompimento somente no lugar em que o canal muda da cota de 580 m para de 700 m. Um desnível, portanto de 120 metros.

Fig. (89). Perfil longitudinal do Rio Santa Maria da Vitória, sobreposto às unidades litológicas.

Sobre o segmento do perfil desenvolvido sobre os quartzitos e gnaisses Pps2txt a configuração do canal muda, com redução do espaçamento entre degraus e concentração maior das knickzonas, ou seja, quando está próximo das cabeceiras associadas às nascentes da bacia, como dito anteriormente.

É importante frisar que os tributários da margem esquerda do Rio Santa Maria da Vitória e da margem direita do Ribeirão São Joaquim percorrem sobre os flancos de dois sistemas de antiforme, com eixo de charneira de orientação SW – NE. Ou seja, esses tributários percorrem terrenos dobrados que, salvo as características litológicas das rochas, tiveram papel determinante na gênese e dinâmica dessas feições ao gerar a foliação tectônica mergulhante que responde pelos processos de obsequência e ressequência destes canais.

Já as bacias do Rio Iiritimir e Córrego do Cedro, situadas à margem esquerda do canal Benevente, apresentam um quadro diferente de distribuição espacial das knickzonas.

O Rio Iiritimir desenvolve suas knickzonas nas proximidades de sua confluência com o Rio Benevente que também vai apresentar uma sucessão contínua dessas feições neste setor.

O setor de confluência do Benevente com o Iiritimirim não é importante somente do ponto de vista da presença de knickzonas contínuas, há um significado maior nessa porção da unidade que é muito importante frisar, pois trata-se da área onde esses canais seccionam sistemas de dobras em antiformes e sinformes, com eixos de charneiras orientados para NNE e NE. Este fato possui implicações geomórficas de suma importância para entendimento do papel que as knickzonas possuem no controle da evolução do relevo a montante de tais feições.

Ao seccionar tais sistemas de dobras, em sentido quase que perpendicular ao eixo de suas charneiras, o Rio Benevente e o Iiritimirim desenvolve uma série de knickzonas contínuas que irão responder pelo nível de base local e geral de todo o relevo da unidade e do restante da bacia do Rio Benevente, a montante desse setor. Isso explica porque a distribuição espacial dessas feições é mais concentrada nessa porção da bacia do Rio Iiritimirim, ou seja, naquilo que pode ser chamado de seu baixo curso, diferentemente das outras bacias da unidade onde as knickzonas concentram-se no alto curso. Trata-se de um setor onde o rio desenvolve trechos em processo de ressequência, como na fig. (90), e de obsequência.

Fig. (90). Trecho do Rio Iiritimirim, sobre gnaisses Pps1, com fluxo fluvial no sentido da foliação metamórfica, em processo de ressequência. Visada para SE. Coordenadas UTM 313442/7722389. Foto: Roberto Vervloet.

Este fato também é perceptível pela visualização do perfil longitudinal litológico do Rio Iiritimirim na fig. (91). Observa-se que a partir da confluência com o Rio Benevente até a zona de contato litológico entre gnaisses Pps1 e ortognaisses

tonalíticos P γ 1b, o perfil longitudinal do Iiritimirim é sistematicamente escalonado com degraus pequenos e de espaçamento curto. Desse ponto de contato litológico em diante, o Iiritimirim percorre sobre gnaisses Pps1 até sua nascente, desenvolvendo knickzonas somente a partir da cota de 590 a 620 metros de altitude.

É interessante notar, por este perfil, que no setor de maior concentração de knickzonas, a partir da confluência com o Benevente até a cota de 500 metros de altitude, o Iiritimirim secciona, perpendicularmente, um sistema de antiformes e sinformes.

Nota-se que mesmo nesse setor há diferença de configuração dessas knickzonas. Quando o canal escoia sobre foliação “anti-dip” (obsequência), o espaçamento dos degraus de escalonamento das knickzonas são mais curtos, e, portanto, as escadas ocorrem com maior frequência, ao passo que no trecho em que o canal escoia sobre foliação “dip” (ressequência) o espaçamento dos degraus são mais alongados, e, portanto, há menor frequência de escadas. Trata-se de um setor onde o rio praticamente entalha a superfície rochosa, com antiformes e sinformes que estão em processo de exumação fluvial, ocasionada pela própria drenagem dos rios Iiritimirim e Benevente.

Fig. (91). Perfil longitudinal do Rio Iiritimirim sobreposto às unidades litológicas.

Após seccionarem tais dobras, esses canais percorrem trechos encaixados sobre falhas transcorrentes dextrais pertencentes à Zona de Cisalhamento Batatal. No trecho próximo ao distrito de Matilde, o Rio Benevente desenvolve um setor de

knickzonas de grande importância sobre vale gerado em falha transcorrente dextral. Trata-se da cachoeira Engenheiro Reeve, um salto d'água de aproximadamente 60 metros de altura que controla todo o processo de dissecação erosiva da bacia a montante deste ponto, fig. (92).

Trata-se de uma knickzona derivada do recuo regressivo do canal quando esse atinge o setor de contato litológico entre as rochas Pps1 e P γ 1b, que apresentam sistemas de fraturas com orientação N e NW de espaçamento métrico e outro sistema NE de espaçamento menor. Ao fluir quase que perpendicularmente sobre esses sistemas cruzados de fraturas, o rio provoca erosão por arranque (plucking) combinada com abrasão (HANCOCK, et.al., 1998), (WHIPPLE, et.al., 2000). Como é uma região em que há fortes gradientes altitudinais, a tendência é a formação de knickzonas com discrepâncias altimétricas bruscas (cachoeiras e rápidos).

Legenda

Morfologia

Md - Morros dissecados

Zona de superimposição fluvial

Tectônica

Zona de cisalhamento transcorrente dextral

Litologia

P γ 1b - Ortognaisses de composição tonalítica

Pps1 - Grafita-sillimanita-cordierita-granada-biotita gnaiss.

Pps2 - Sillimanita-biotita gnaiss granatífero e biotita-hornblenda gnaiss.

Fonte: modificado de Vervloet (2009).

Fig. (92). Cachoeira Engenheiro Reeve nas proximidades do distrito de Matilde. Salto d'água de 60 metros de altura. Coordenadas UTM - 310597/7725587.

5.1.4.2 - Os grupos de formas de relevo.

A URI apresenta uma configuração morfológica diversificada, assim como a URB, em termos de compartimentos e sub-compartimentos de relevo. Por ser uma unidade situada entre a transição de níveis altimétricos distintos, no espaço geomórfico total da bacia do Rio Benevente, essa característica já era de se notar.

A partir de uma morfocronologia relativa, os grupos de formas mais antigos dessa unidade são as escarpas dissecadas e os morros de formato dômico que possuem uma distribuição muito restrita, em setores pontuais, como se observa pelo mapa da fig. (93). Ambas apresentam características morfométricas bem distintas. As escarpas dissecadas ocorrem em cotas altimétricas que vão de 300 a 800 metros de altitude, com encostas de declividade predominante entre 36° até acima de 45° de inclinação. Já os morros de formato dômico aparecem entre 100 e 300 metros de altitude, com declividade predominante acima de 45° de inclinação. Ambos são sustentados por gnaisses Pps1 do Complexo Paraíba do Sul.

Na sequência morfocronológica aparecem os vales de festonamento que irão apresentar, na URI, maior número de ocorrência. A maior quantidade de relevos dessa tipologia, nessa unidade, é uma condição geomórfica previsível, uma vez que a URI é onde os sistemas de drenagem que constituem a hidrografia da bacia do Rio Benevente ocasionam processos de superimposição fluvial sobre estruturas orientadas para ENE e NE.

Essa condição de superimposição fluvial, sobre estruturas orientadas perpendicularmente a direção geral da drenagem, somente é possível através de uma dissecção fluvial linear originada, a partir de um nível altimétrico correspondente a altitude das cristas dos morros, pertencentes aos vales de festonamento. E estas cristas irão se situar sempre na cota altimétrica em torno de 700 metros de altitude, ou seja, nas áreas onde a drenagem foi capaz de se superimpor sobre as estruturas, gerando os vales de festonamento. As cristas dos morros adjacentes aos vales se situam, também, nessa cota.

Este dado é importante para se inferir o nível altimétrico a partir do qual a rede hidrográfica se instalou festonando essas estruturas e imprimindo uma direção geral a drenagem, diferente da orientação das estruturas. Do ponto de vista morfométrico,

os vales de festonamento se situam entre cotas de 600 a 700 metros de altitude com encostas predominantes entre 26° e 35° de inclinação. Eles ocorrem nos mais diferentes litótipos, ora sobre quartzitos Pps2qtxt, ora sobre gnaisses Pps1 e Pps2 e/ou ortognaisses P₁b.

Em seguida têm-se os morros de topos alinhados e dissecados que irão se distinguir somente em termos morfológicos. Ambos são muito parecidos quanto a gênese e características morfométricas, no entanto, diferenciando-se devido as linhas de topo.

Morfológicamente, o primeiro grupo possui uma série de linhas de topos orientados para NE e ENE, dado pela dissecação dos canais também condicionados por essa direção. Já os morros dissecados não apresenta essa característica padrão de forma tão nítida, como se observa pelo mapa da fig. (93). Entretanto, também é geneticamente ligado à dissecação da drenagem orientada para NE e ENE.

Este padrão de orientação NE e ENE, das cristas dos morros de topos alinhados é importante para tratar do outro evento de captura fluvial que ocorreu nesta unidade, observável no mapa da fig. (94).

Esta captura fluvial é denominada de captura F e ocorreu quando a cabeceira da nascente principal do Rio Santa Maria da Vitória capturou o alto curso superior do Córrego São Sebastião, na altura do cotovelo de captura, como se observa na fig. (94).

O alto curso do Rio Santa Maria da Vitória pertencia a bacia do Córrego São Sebastião, e toda esta rede de drenagem seguia para ENE e E, para direção do vale do São Sebastião, como evidencia os lineamentos topográficos mapeáveis e a direção da drenagem pré-captura.

Em um dado momento do Quaternário a cabeceira da nascente principal do Rio Santa Maria da Vitoria erodiu, regressivamente, capturando o antigo curso do Córrego São Sebastião e vertendo a drenagem de E para NNE.

Os lineamentos topográficos, ou seja, as cristas dos morros de topos alinhados evidencia, nitidamente, a direção da rede de drenagem para NE nos tempos pré-captura.

**Fig. (93). Mapa morfológico
Unidade Rio Iriritimir**

Ambos o vale do Rio Santa Maria da Vitória e Córrego São Sebastião foram gerados sobre falhas transcorrentes dextrais, ou seja, zonas de fraqueza por onde as cabeceiras da drenagem principal erodem, regressivamente, mais rápido do que os vales laterais, facilitando a incorporação de drenagens perpendiculares ao avanço regressivo do canal principal. Essa captura é distinta dos eventos de captura anteriores justamente neste sentido, ou seja, não foi o avanço de um tributário lateral que ocasionou o fenômeno, mas o recuo do canal de drenagem principal.

Esse recuo facilitou o aprofundamento dos vales principais que as drenagens tributárias necessitaram acompanhar. Esse fato possibilita raciocinar, em termos de associação de processos geomórficos, na mudança das características geomórficas no período pós-captura, ou seja, é possível perceber que a geomorfologia do terreno ainda guarda características geomórficas que ainda não se adaptaram a nova condição, tendo que se readequar a configuração atual da drenagem pós-captura.

O vale do Santa Maria da Vitória, embora com vazão fluvial maior que o vale do Córrego São Sebastião, ainda é cerca de 60 metros mais alto do que este, isto é, enquanto que o vale do Santa Maria ainda não se rebaixou, em adaptação a nova condição geomórfica, situando-se em torno de 420 metros de altitude, o do São Sebastião não se preencheu totalmente de sedimentos, a ponto de aumentar seu nível, em resposta a ausência de uma dissecação linear outrora mais eficiente nos tempos pré-captura. Ele está em cerca de 360 metros de altitude. Essas diferenças de níveis podem ser observadas pelo perfil morfogeológico da fig. (95).

Fig. (95). Perfil morfogeológico E – E' em relevos da URI.

Portanto, trata-se de uma condição geomórfica pré-captura que ainda não se adaptou a nova reorganização da drenagem, interferindo nos diferentes estágios de evolução do relevo após ruptura das condições anteriores, em termos de evolução por processos predominantemente de domínio fluvial.

Voltando a sequência morfocronológica, na URI os morros dissecados, diferente dos morros de topos alinhados quanto ao alinhamento das cristas, é também morfometricamente distinto desses, como se observa pela fig. (96). Situam-se em cotas de 600 a 800 metros de altitude, com vertentes de 36° a acima de 45° de declividade, ao passo que os morros de topos alinhados situam-se em cotas de 300 a 600 metros de altitude e vertentes de declividades entre 16° e 35° de inclinação.

Esses dois grupos de formas de relevo ocorrem também em diferentes tipos litológicos, como os quartzitos Pps2qtxt, gnaisses Pps2 e ortognaisses P γ 1b.

Os morros de cristas assimétricas e os morros aguçados irão ocorrer nas porções do alto curso das bacias dos rios Ribeirão São Joaquim, Santa Maria da Vitória e Córrego do Cedro, nos setores de maior ocorrência de knickzonas e relacionados a uma dissecação dependente do controle ocasionado por essas feições.

Fig. (96). Paisagem do vale do Ribeirão São Joaquim com morros de topos alinhados no plano esquerdo e morros dissecados no plano direito da foto. Nota-se a diferença morfológica das formas. Visada para NNE. Coordenadas UTM 307849/7717031. Fotos: Roberto Vervloet.

Os morros de crista assimétricas são formas de relevo desenvolvidas sobre os flancos dissecados de uma antiforme esvaziada que ocorre neste setor. São relevos associados, em grande parte, aos ortognaisses tonalíticos P γ 1b, mas uma parte é sustentada por gnaisses Pps2.

A principal morfologia desses morros é a forma assimétrica que se destaca, sobretudo, na parte superior das formas, ou seja, a assimetria é bem evidente nas cristas ao nível da paisagem, já que se trata de antigos flancos de dobras que controlam a morfologia através do mergulho da foliação metamórfica, sendo relevos homoclinais. A variação altimétrica estabelece características morfométricas distintas, isto é, esses relevos ocorrem em diferentes níveis altimétricos que vão de

600 a 1000 metros de altitude, com encostas de declividades que também variam muito, de 16° a acima de 45° de inclinação.

Já os morros aguçados estão relacionados às cabeceiras principais da frente de expansão da drenagem das bacias do Rio Santa Maria da Vitória e Córrego do Cedro. Importante notar que esses morros são sustentados, efetivamente, por quartzitos Pps2qtxt e gnaisses Pps2 que ocorrem de forma muito associada ao nível dos terrenos. Em campo essas rochas apresentam-se com uma quantidade muito grande de sistemas de fratura, o que infere na maior densidade da rede de drenagem e, por conseguinte, em uma fácies maior de dissecação pela rede de canais fluviais. Daí serem, em certos setores, morros de morfologia mais aguçada, embora de forma geral relacionam-se a relevos mais convexizados. Morfometricamente são mais uniformes, situados em cotas hipsométricas entre 800 e 1000 metros de altitude e vertentes de declividade, predominante, entre 36° e acima de 45° de inclinação.

Os morros de topos convexos são um grupo de formas com morfologia similar aos morros dissecados, entretanto, com topos geometricamente convexos, devido à dissecação incipiente dos tributários do Rio Iiritimirim, uma vez que esses relevos estão situados em um setor restrito da margem esquerda desse rio. Do ponto de vista morfométrico ocorrem em cotas de 300 a 600 metros de altitude com vertentes de inclinação menor, predominantemente, entre 16° e 35° de inclinação. Estão efetivamente sustentados pelos gnaisses com anfíbolitos Pps2.

Os macro anfiteatros, assim como ocorre na URB, também terão uma distribuição pontual e associado aos eixos de antiformes, entretanto, com boa frequência nas porções terminais de cabeceiras das nascentes principais dos tributários das bacias da unidade, onde não foram mapeados diretamente sistemas de antiformes e sinformes. São de diversos tamanhos e morfologicamente diversos, no entanto, sempre associado a um sistema de drenagem radial, a partir de um tronco principal, o qual possui um canal fluvial que recebe toda a contribuição da ramagem radial e condiciona o esvaziamento dos macro-anfiteatros. Ocorrem em diversos grupos litológicos, referentes aos ortognaisses tonalíticos P γ 1b e gnaisses Pps1 e Pps2.

Na URI há uma boa frequência desses relevos, o qual foram mapeados somente os principais devido a maior relevância na interpretação geomorfológica das imagens

MDT. Morfometricamente desenvolvem-se nos mais distintos níveis altimétricos que vão desde 300 a 800 metros de altitude. As vertentes também terão declividades muito distintas, desde 16° até acima de 45° de inclinação.

Por fim, têm-se as colinas convexas e as planícies alveolares como os grupos de relevos mais recentes, em termos de evolução morfochronológica da superfície. As colinas convexas são um grupo de formas de morfologia, nitidamente convexa, como se observa por uma visão em perfil, visto pela fig. (97).

Essa morfologia, resultante de um estágio de dissecação uniforme da drenagem, ocorre em diferentes litologias, evidenciando que as características geométricas desses relevos estão mais associadas ao padrão de dissecação fluvial do relevo do que, evidentemente, ao tipo litológico que o sustenta. É óbvio que, levando em consideração a escala de mapeamento adotada porque ao nível de um detalhamento maior, diferenças sutis e/ou significativas podem ocorrer. As características morfométricas são uniformes, situando em altimetrias entre 300 a 600 metros de altitude, com vertentes predominantes entre 16° a 25° de inclinação.

Fig. (97). Perfil morfogeológico F – F' em relevos da URI.

As planícies alveolares possuem boa compartimentação na URI, principalmente nos vales dos rios Santa Maria da Vitória, Ribeirão São Joaquim e Iritimirim. Importante observar que nesse último rio, essas superfícies locais de deposição sedimentar aluvial irão ocorrer em diferentes níveis altimétricos, como perceptível no perfil da fig.

(97), associados à retaguarda de knickzonas. Elas ocorrem em cotas hipsométricas que vão desde 300 as 700 metros de altitude, no entanto, não passam de declividades acima de 5° de inclinação.

5.1.4.3 - Os domínios hidrodinâmicos e o Rendimento Específico $Q_{90\%}$ ($RE_{90\%}$).

Por ser uma unidade, como dito anteriormente, de transição entre níveis de altimetria bem distintos, a URI terá um quadro de forte predominância do Domínio da Dispersão Interfluvial, sobretudo, porque nela prevalecem grupos de relevos característicos de processos de dispersão interfluvial, em especial as diversas classes tipológicas de morros cartografados.

Os morros se configuram como espaços interfluviais que condicionam, através do percurso superficial da água, níveis diferenciais de dissecação. Desse modo é possível notar que a diversidade de morros mapeados é o reflexo de um conjunto heterogêneo de processos hidrodinâmicos de caráter interfluvial, embora dependentes também da incisão fluvial e composição mineralógica das rochas.

Em uma região em que há grandes gradientes altitudinais é de se esperar que haja o desenvolvimento de relevos mais escarpados. No entanto, eles não são predominantes na URI devido ao controle do nível de base local condicionado pela evolução das knickzonas do Rio Benevente, relacionadas aos sistemas de dobras que este canal secciona perpendicularmente.

Assim sendo, o Domínio da Dispersão Interfluvial será caracterizado por processos interfluviais responsáveis pela gênese de morros tendo a evolução da superfície, esses relevos como resultante da dissecação interfluvial e fluvial.

A hegemonia desse domínio e seus processos interfluviais correlatos somente será quebrada pela gênese dos macro anfiteatros, em que estes apresentam-se como relevos resultantes de processos do Domínio da Dissecação Fluvial Ativa. É notório que há uma forte presença desses relevos na URI, em comparação proporcionalmente, as outras unidades. Entretanto, é possível observar que, à medida que os processos de dissecação fluvial ativa dos setores de macro

anfiteatros evoluir, haverá aumento da participação dos relevos característicos do domínio da concentração plúvio-fluvial.

Embora em outras unidades possa ocorrer o contrário, como na Unidade Rio Joeba, na URI os processos de dissecação fluvial ativa darão espaço aos da dispersão interfluvial. Isso pode levar a inferir que no início da evolução da rede de drenagem dessa unidade haveria maior participação dos processos característicos do domínio da dissecação fluvial ativa. No entanto, é necessário maior quantidade de dados em termos de evolução paleogeomorfológica da superfície e respectiva rede de drenagem.

Este raciocínio pode ser aplicado ao se analisar o espaço ocupado pelos relevos característicos do domínio da concentração plúvio-fluvial. É preciso considerar que os rios, ao festonarem todas as estruturas perpendiculares ao sentido de seus fluxos, desenvolveram uma quantidade maior de vales de festonamento.

Assim sendo, é perfeitamente possível que esses relevos tenham tido maior participação no espaço geomórfico da URI. Entretanto, com a evolução da drenagem e, por conseguinte, o surgimento de novos grupos de formas de relevo, em substituição a outros, estes relevos diminuiram sua participação na configuração morfológica dos terrenos. O que parece ser uma tendência na evolução da drenagem ao longo de toda a bacia do Rio Benevente.

Por fim, o domínio da aluviação fluvial possui uma participação expressiva em termos de significado geomórfico, entretanto, de pouca expressão do ponto de vista territorial.

O relevo característico desse domínio na URI são as planícies alveolares associadas às áreas de desenvolvimento de knickzonas que ocasionam processos de deposição sedimentar aluvial a montante e, posteriormente, coalescência de alvéolos formando planícies embutidas.

A evolução das knickzonas tende a diminuir a participação dessas planícies no espaço geomórfico da unidade e, conseqüentemente, provoca a diminuição também desse domínio. Nesse sentido, é de se notar que a evolução da rede fluvial, por incisão da drenagem, substituirá as planícies, aumentando os interflúvios e, desse

modo, os relevos do domínio da dispersão interfluvial, que tende a aumentar sua hegemonia concomitantemente à evolução hidrográfica da superfície.

No que diz respeito ao Rendimento Específico $Q_{90\%}$ ($RE_{90\%}$) da URI, os cálculos foram feitos conforme os dados de vazão da estação de Matilde que apresenta $Q_{90\%}$ de $3,05 \text{ m}^3$. A tabela 14 apresenta o cálculo:

Tabela 14 – Dados de cálculo do $RE_{90\%}$ da URI	
$Q_{90\%}$	Área da Unidade
$3,05 \text{ m}^3$	$190,82 \text{ km}^2$
$RE_{90\%} = 3,05 \text{ m}^3 / 190,82 \text{ km}^2 \cdot 1000 = 15,98 \text{ L/s/Km}^2$	

A unidade, portanto, apresentou $15,98 \text{ L/s/km}^2$ de produção hídrica, ou seja, cada km^2 da Unidade é capaz de produzir 15,98 litros de água por segundo como fluxo de base para o canal fluvial.

O $RE_{90\%}$ da URI se demonstrou bem abaixo do da URB e URJ, ou seja, nestas unidades os dados foram de 24,57 e $90,67 \text{ L/s/Km}^2$, respectivamente, portanto, bem abaixo. A análise desse dado para o entendimento dos processos fluviais na bacia será feita no capítulo posterior.

5.1.4.4 - Sistemas de fraturas e anfiteatros perenes.

Na URI, assim como na URB, os diagramas apresentaram pouca correspondência entre sistemas de fraturas extensionais e lineamentos de anfiteatros perenes, como se observa pela fig. (98). Entretanto, o diagrama de lineamentos da URI apresentou-se bem semelhante ao da URB, em termos de direções preferenciais.

Ao analisar o diagrama de lineamentos em anfiteatros perenes observa-se a predominância de um sistema $N20^\circ-70^\circ W$, ou seja, um sistema NW e WNW e, secundariamente, um sistema $N65^\circ-70^\circ E$, portanto, ENE.

Fig. (98). Diagrama de rosetas de anfiteatros perenes (esquerda) e de sistemas de fraturas (direita) da URI. Frequência absoluta. Elaboração: Roberto Vervloet.

Já o diagrama dos sistemas de fraturas extensionais é mais complexo, com a predominância de três sistemas preferenciais ortogonais. Há um sistema predominante de direção N70°-85°W, portanto, WNW e, secundariamente, dois sistemas, um de direção N65°-70°E e outro para N75°-90°E, ambos ENE.

O sistema NW e WNW do diagrama de lineamentos em anfiteatro possui ligeira correlação com o sistema WNW do diagrama de fraturas, embora não com os mesmos valores de orientação, mas, contudo, uma correlação que evidencia uma relação estreita entre anfiteatros perenes e sistemas de fraturas alinhados nessa direção. Haveria, portanto, nesse sentido, a possibilidade de que o sistema de fraturas WNW estivessem condicionando o avanço da rede de drenagem através dos anfiteatros perenes. Entretanto, tal correlação pode ser considerada baixa em termos de visualização pelo diagrama.

Uma outra correlação que chama mais a atenção é a que ocorre no sistema N65°-70°E, presente nos dois diagramas. Ambos possuem os mesmos valores de direção e apresentam os mesmos valores de frequência. Haveria, nesse sentido, uma correspondência evidente entre fraturas e anfiteatros perenes na direção ENE, podendo crer que os canais que evoluem para ENE estariam seguindo as zonas preferenciais de fraqueza dado pelos sistemas de fraturas desta direção.

Contudo, de um modo geral, os diagramas apresentam configurações muito distintas, chamando a atenção para a distribuição dos sistemas de fraturas. Pelo diagrama é possível notar que as fraturas possuem uma configuração através de sistema ortogonal para ENE e WNW, que se inter cruzam, podendo ser visualizados até em afloramentos de campo, como se observa pela fig. (99) e (100). No primeiro

caso o Rio Benevente evolui em processo de ressequência, ao passo que no segundo o Rio Iriritimir evolui seu perfil em processo de obsequência.

Esse sistema cruzado de fraturas que ocorre em muitos setores da URI, condiciona a formação de escalonamento no perfil dos rios da unidade, em especial, o Rio Benevente e o Iriritimir. Como ocorre nos rios de outras unidades observados até aqui, é notório a formação de knickzonas quando as fraturas apresentam-se de forma perpendicular ao fluxo dos canais.

Fig. (99). Afloramento de ortognaisses P_Y1b no leito do Rio Benevente, com sistema cruzado de fraturas extensionais que condicionam a evolução de knickzonas e gênese de matacões neste setor do rio. Fraturas em vermelho com orientação N80°W e, em amarelo, orientação N-S. Notar a superfície vertical derivada de deslocamento de bloco em azul, formando degrau no leito do rio. Visada NW. UTM 309592/7722122. Foto: Roberto Vervloet.

Isso certamente favorece a erosão por arranque (plucking), processo caracterizado pelo deslocamento de blocos relacionados a estas feições e típico de rios que apresentam tal configuração (HOWARD, 1998); (TOOTH & MCCARTHY, 2004), associado a retração paralela (GARDNER, 1983).

Outro fato que chama atenção é o diagrama de lineamentos em anfiteatro perenes que apresentou uma frequência alta de orientações para NW e ONW. Essa característica do diagrama evidencia que grande parte da drenagem evolui avançando nessa direção, ou seja, condicionado pelo recuo dos canais na direção NW, sendo essa característica perceptível até visualmente através do mapa de

lineamentos na fig. (101). Esse fato leva a inferir a existência pretérita de um nível e/ou superfície que condiciona a evolução da rede de drenagem nessa direção, uma vez que não tem existido boa correlação entre sistemas de fraturas relacionadas aos anfiteatros perenes, como tem evidenciado os diagramas apresentados.

Fig. (100). Setor de knickzona no Rio Iiritimirim com fraturas cruzadas de orientação NW e NNW, formando degraus em área de fluxo anti-dip. Notar os blocos deslocados em seta preta, e seta vermelha a fratura de alívio de pressão. Visada para N. Coordenadas UTM 311912 / 7723710.

5.1.5 – Unidade Hidromorfológica Rio Maravilha - URM.

5.1.5.1 – As *knickzonas*.

A Unidade Hidromorfológica Rio Maravilha – URM pode ser considerada como o “teto hidrográfico” da bacia do Rio Benevente, e até mesmo da Região Serrana do Espírito Santo. Isso porque é nessa unidade que estão as principais nascentes que alimentam a perenidade dos sistemas de drenagens da bacia.

A URM possui cerca de 190,99 km² de área e seu padrão de drenagem é um misto de redes hidrográficas do tipo dendríticas com treliça falhada, o que dificulta a análise das características que condicionam tanto um quanto outro padrão de drenagem. Nesse sentido, o mais correto é classificá-la como do tipo padrão complexo, tomando-se as tipologias classificatórias de Howard (1967), por envolver a conjugação de classes distintas, inseridas de forma associada em um espaço de alta concentração da drenagem.

A principal característica da URM é a alta concentração de canais, ou seja, a altíssima densidade de drenagem que essa unidade apresenta, qualificando-a como uma área especial no que diz respeito à compreensão dos fatores responsáveis pela manutenção da perenidade fluvial da bacia.

O padrão de distribuição espacial das *knickzonas*, assim como nas outras unidades, também vai apresentar suas peculiaridades relacionadas a posição dos canais ao longo das respectivas bacias hidrográficas, ocorrência e orientação das dobras quanto a linha de charneira e aos tipos de unidades litológicas. Assim sendo, a conjugação desses fatores determina a posição e concentração das *knickzonas* em face dos processos hidromórficos e hidráulicos de evolução do perfil longitudinal dos rios, como se observa pelo mapa da fig. (102).

Neste sentido, as *knickzonas* irão se concentrar e ser mais contínuas ao longo das bacias da margem direita do Rio Benevente, sobretudo quando têm seus cursos sobre os quartzitos Pps2qtxt.

Tal distribuição espacial pode ser claramente notada nas bacias dos córregos da Pedra e Morandi e nos tributários da margem esquerda do Rio Benevente, constituindo-se como os setores em que há maior concentração dessas feições ao longo da unidade. O outro setor em que tais feições ocorrem também de forma concentrada e contínua é ao longo do Rio Maravilha, Córrego Matilde e seus tributários.

O Rio Maravilha é um rio que tem grande parte de sua rede de drenagem e, principalmente, seu canal principal, encaixado em uma falha transcorrente dextral, zona de contato litológico entre os gnaisses Pps2 e os quartzitos/gnaisses Pps2qtxt e a uma sinforme, com eixo de dobra orientado para NE. Na confluência com o Córrego Deserto esse canal secciona os flancos orientados para NE, dessa sinforme, tendo desenvolvido quase toda sua rede de drenagem sobre os quartzitos e gnaisses Pps2qtxt. Cabe notar que sobre os flancos dessa sinforme, os tributários

da margem esquerda do Córrego Deserto desenvolveram uma série de knickzonas contínuas, em tributários paralelos. Trata-se de canais tipicamente obsequentes.

A característica de obsequência dos canais nesse setor da unidade pode ser melhor compreendido pela visualização do perfil longitudinal do Rio Maravilha na fig. (103).

Fig. (103). Perfil longitudinal do Rio Maravilha, sobreposto às unidades litológicas.

Sobre os gnaisses Pps2 este canal terá o fluxo fluvial no sentido “anti-dip”, ou seja, contrário ao mergulho da foliação metamórfica. Esse trecho terá knickzonas com degraus mais espaçados, tendo-se uma ruptura do padrão no trecho compreendido entre 12.570 a 13.966 metros de extensão do perfil, onde o rio desce da cota de 700 para 600 metros de altitude. Essa ruptura ocorre por ser o setor em que o rio secciona flancos de dobras com eixo de charneira para NE. No geral, todo o segmento do perfil sobre gnaisses Pps2 possuem knickzonas geradas por processos obsequentes.

No trecho sobre quartzitos/gnaisses Pps2qtxt este rio possui um perfil com outra configuração, apresentando um padrão de knickzonas em degraus consecutivos e menos espaçados, sendo difícil precisar se o fluxo corre no sentido “dip” ou “anti-dip” devido às rochas não apresentarem foliação muito nítida, observado em afloramentos de campo. Entretanto, percebe-se o padrão de evolução ordenado e diferencial das knickzonas quando sobre rochas de unidades litológicas distintas, com escalonamento de degraus curtos porém mais nitidamente ordenados.

A bacia do Córrego Matilde, afluente da margem esquerda do Rio Maravilha, também terá sua rede de drenagem com knickzonas concentradas e contínuas, entretanto, em menor intensidade. Esse canal fluvial secciona quartzitos/gnaisses Pps2qtxt, em uma sequência de antiformes e sinformes conjugadas, em que em sua periferia tem-se a distribuição das knickzonas.

Interessante notar que na periferia dessas dobras, essas feições ocorrerão distribuídas de maneira setorial sobre seus bordos dos flancos, nas áreas das nascentes principais das bacias do Córrego da Pedra, Fortuna, Morandi, Capoteira e o próprio Córrego Matilde. Todas essas bacias têm os seus setores de knickzonas localizados na periferia dessas antiformes e sinformes, com eixo de dobra para NNE e NE.

No Córrego São Bento, Córrego do Redentor e no canal do Rio Benevente as knickzonas serão descontínuas e distribuídas de forma pontual, tanto ao longo do canal fluvial quanto pelos seus tributários.

Esse caráter de distribuição pontual e descontínua, porém sistêmica, pode ser melhor compreendido pela análise do perfil longitudinal do Córrego do Redentor na fig. (104).

O perfil longitudinal desse rio é notável pela uniformidade côncava que seu traçado apresenta, com um escalonamento de degraus com espaçamento curto e de maior declividade no trecho entre 625 a 2500 metros de extensão. Após esse trecho, entre 2.500 até 9.375 metros, o perfil apresenta escalonamento com degraus que aumentam o espaçamento à medida que diminui a declividade do canal, em gnaisses Pps2 e com mergulho no sentido contrário ao fluxo fluvial, ou seja, sentido “anti-dip”. Trata-se de trecho também com processos obsequentes.

De 10.000 metros até a confluência com o Córrego Fortuna, o rio percorre trecho sobre quartzitos/gnaisses Pps2qtxt com somente uma área de knickzona, onde desce de 900 para 850 metros de altitude.

Portanto, é perceptível que a declividade do canal, conjugado às características litológicas (composição litológica, fraturas e mergulho da foliação metamórfica) das rochas, irá determinar o desenvolvimento e os padrões morfométricos das knickzonas, além de sua distribuição e concentração espacial.

Fig. (104). Perfil longitudinal do Córrego do Redentor sobreposto às unidades litológicas.

5.1.5.2 - Os grupos de formas de relevo.

A URM é a unidade em que os diversos tipos de morros prevalecem como categoria principal de compartimentos de relevo. Por ser o chamado “teto hidrográfico” da bacia do Rio Benevente, a dissecação diferencial dos terrenos pelos canais fluviais, aliado a maior densidade de drenagem e unidades litológicas, gradualmente distintas, ocasiona a formação de um padrão sequencial de compartimentos de relevos com características morfológicas e morfométricas intrinsecamente relacionadas.

Nesse sentido, as diversas classes tipológicas de morros cartografados irão distinguir-se mais em termos de características morfológicas e morfométricas do que, necessariamente, de fatores relacionados a processos morfogenéticos.

Tomando-se a escala morfocronológica de análise, aplicada às unidades, os grupos de compartimentos de relevo considerados mais antigos serão as escarpas dissecadas, os vales de festonamento e os morros dissecados, como se observa pelo mapa da fig. (105).

As escarpas dissecadas distribuem-se de forma bem setorizada, ao longo da margem esquerda do vale onde está encaixado o Rio Maravilha e o Córrego Deserto. Em comparação com as escarpas dissecadas de outras unidades, as da

URM terão uma amplitude morfológica menor, haja vista a dissecação linear fluvial dos rios homônimos não responderem pela incisão intensa que ocorre nas outras unidades. Entretanto, observa-se que as características gerais de evolução morfogenética e morfodinâmica dessas escarpas não fogem ao padrão geral responsável pela gênese desses relevos, que está muito associado a canais encaixados em zonas de falhas transcorrentes. É nestes setores onde esses canais estabelecem complexos processos de incisão fluvial, acompanhados por tributários laterais de disposição ortogonal que tenta, a todo custo acompanhar esses processos de incisão.

As escarpas dissecadas são sustentadas por gnaisses Pps2 e quartzitos/gnaisses Pps2qtxt, e morfometricamente, estes relevos situam-se em cotas que vão de 800 a 1.000 metros de altitude e declividades, predominantes, em torno de 36° e acima de 45° de inclinação.

Os vales de festonamento são relevos que se distribuem de maneira pontual sobre a unidade, porém com uma importante continuidade sequencial ao longo do Rio Benevente. Em outros setores vão aparecer nos vales do Rio Maravilha e Córrego Matilde, com extensão, em área, de ocorrência mais restrita.

Ao longo do vale do Rio Benevente esses compartimentos de relevo possuem um significado geomórfico de suma importância, por designar os setores onde o Benevente, por questões hidráulicas e hidrogeomórficas, conseguiu festonar litoestruturas orientadas, perpendicularmente, ao seu fluxo de escoamento, rompendo com o controle litoestrutural da drenagem e estabelecendo a sua organização em função de uma independência relativa, em relação a litoestrutura

Os vales de festonamento, portanto, permitem analisar as condições de evolução da drenagem, possibilitando identificar os setores onde os canais fogem ao “encarceramento geral” ocasionado pela litoestrutura, tornando mais complexo o entendimento da questão relacionado ao controle litológico e estrutural da drenagem.

**Fig. (105). Mapa morfológico
Unidade Rio Maravilha**

Morfometricamente, estes relevos possuem cotas altimétricas entre 800 a 1000 metros de altitude, e vertentes com declividades, predominantes, entre 36° e acima de 45° de inclinação. As litologias que sustentam estes relevos são bem distintas, podendo ocorrer nos gnaisses Pps1, Pps2 e quartzitos/gnaisses Pps2qtxt.

Os morros dissecados se distribuem ao longo do vale do Rio Maravilha, Córrego Deserto e Rio Benevente. São os compartimentos de relevo mais rebaixados da unidade, originados da dissecação mais pronunciada da drenagem, sobretudo do Rio Benevente e Maravilha, como se pode observar pelo perfil morfogeológico da fig. (106).

Esses compartimentos de relevo são sustentados por gnaisses Pps2qtxt, Pps2 e Pps1, e refletem a dissecação da drenagem sobre antiforme com eixo de charneira orientado para NNE, como se observa por esta figura.

Fig. (106). Perfil morfogeológico G – G' sobre relevos da URM.

Nota-se pelo perfil que os morros dissecados são derivados da maior dissecação da drenagem sobre esses gnaisses que vem sofrendo processo de exumação, uma vez

que se apresentam e eram inteiramente recobertos por quartzitos/gnaisses Pps2qtxt. O fato de estarem sendo gerados sobre gnaisses dobrados em antiforme facilita o processo de incisão fluvial sobre o dorso de dobra mais fraturado, e por consequência, a dissecação linear fluvial pelos canais.

Os morros dissecados possuem características morfométricas uniformes com cotas situadas entre 600 e 800 metros de altitude, e vertentes de declividade, predominante, entre 36° e acima de 45° de inclinação.

Em seguida, na sequência da escala morfocronológica, aparecem os morros pequenos que se configuram como compartimentos de relevo que irão se distinguir, minuciosamente, em função de características morfológicas e morfométricas muito sutis. Quatro tipologias de morros pequenos foram cartografados na URM, a saber: morros pequenos de topos convexos, de topos simétricos, de topos aguçados e de topos semi-convexos.

O principal parâmetro morfológico e morfográfico que vai distinguir as diferentes classes de morros pequenos são a maneira como se configuram, morfologicamente, os topos dos mesmos, pois refletem, de forma mais explícita, o grau de dissecação dos compartimentos em função da drenagem, permitindo observar os variados níveis de incisão fluvial dos canais e, conseqüentemente, a geometria das formas.

O primeiro desses compartimentos de relevo vai ser os morros pequenos de topos convexos, que se localizam na porção norte da URM. São compartimentos de relevo onde o espaço interfluvial reflete menor incisão linear dos canais, a ponto de facilitar os processos de convexização, com aumento do grau de arredondamento dos topos, como se observa pela fig. (107). É óbvio que visto a partir dos compartimentos circundantes que apresentam interflúvios menores. Eles são sustentados, em grande parte, por gnaisses Pps2, mas uma pequena porção ocorre também em gnaisses Pps1.

Morfometricamente, esses relevos situam-se em cotas que vão de 1.000 a 1.200 metros de altitude, no entanto, com vertentes que evidenciam o grau de arredondamento dos topos, pois as declividades predominantes são baixas, em comparação com a altitude. As vertentes apresentam inclinações que vão de 11° a 20° e 21° a 25° de declividade.

Fig. (107). Paisagem na URM com relevos de morros pequenos de topos convexos em primeiro plano e morros aguçados em segundo plano. Visada para NE. Coordenadas UTM 305173/7729588. Fotos: Roberto Vervloet.

Os morros pequenos de topos simétricos ocorrem na porção sudoeste da unidade, e apresentam uma configuração morfológica e morfográfica peculiar, pois apresentam linhas de topos simétricas orientadas para N e NNE e NE. Trata-se de uma característica morfológica que chama a atenção, embora a simetria das cristas seja determinante na classificação morfológica realizada. Essa peculiaridade é resultante da dissecação orientada dos canais que compõem a rede de drenagem do Rio Maravilha, ocorrente em uma área de cruzamento de falhas transcorrente dextrais que cortam a unidade no sentido SW-NE e SE-NW (vide mapa da fig. 102). Paralelamente a esses sistemas desenvolveram-se sistemas menores (falhas e fraturas subparalelas) por onde os canais se encaixaram de forma concomitante, respondendo pelo paralelismo e simetria das cristas. Litologicamente estes relevos são sustentados por gnaisses Pps2, quartzitos/gnaisses Pps2qtxt, e allanita microgranito O₄.

Em relação às características morfométricas situam-se entre 1.000 e 1.200 metros de altitude, com vertentes de declividades, predominantes, entre 21° e 25° e 31° e 35° de inclinação.

Já os morros pequenos de topos aguçados são os compartimentos de relevo de maior expressão, em área, da URM. Trata-se dos relevos da bacia do Rio

Benevente que mais refletem a relação rocha-relevo, pois são sustentados, predominantemente, pelos quartzitos/gnaisses Pps2qtxt.

Esses grupos de formas derivam da dissecação concentrada da drenagem mais densa que resulta da evolução hidrográfica dos canais sobre as litologias fraturadas da unidade litológica Pps2qtxt. Isso porque é sabido que quartzitos são rochas mais resistentes à dissecação e que se apresentam, em geral, mais fraturadas, permitindo o desenvolvimento de uma “ramagem” mais densa da drenagem. Daí a hidrografia local permitir a geração de interflúvios menores e responder pela formação de topos mais aguçados, particularidade morfológica principal que caracteriza estes relevos, como é possível visualizar pelo perfil da fig. (108).

Do ponto de vista morfométrico esse grupo de formas de relevo terá características bem homogêneas, sendo desenvolvimento, em grande parte, sobre a cota de 800 a 900 metros de altitude, e com vertentes de declividade, predominante, acima de 45° de inclinação.

Os morros pequenos de topos semi-convexos podem ser considerados como uma variação morfológica sutil dos morros pequenos de topos convexos, uma vez que ambos possuem as mesmas características morfogenéticas e morfodinâmicas, no entanto, com um grau menor de convexização dos topos, como se observa pelo perfil da fig. (108).

A densidade de drenagem sobre os terrenos onde se desenvolvem esses compartimentos de relevo é um pouco menor, no entanto, ligeiramente mais incisa, permitindo o desenvolvimento de espaços interfluviais sutilmente mais amplos do que no outro compartimento de relevo, e, deste modo, a instalação e maior permanência dos processos responsáveis pela convexização dos topos.

Nota-se pelo perfil morfogeológico como os morros pequenos de topos semi-convexos apresentam topos ligeiramente convexos. Essa característica pode ser posicionada em uma situação intermediária, entre geometria de topos aguçados e convexos. Importante observar que esses relevos apresentam tais peculiaridades morfológicas tanto em quartzitos/gnaisses Pps2qtxt, quanto em gnaisses Pps2. O que leva a inferir ser a incisão da drenagem um dos fatores responsáveis por essa morfologia/morfografia.

Fig. (108). Perfil morfogeomológico H – H', sobre relevos da URM.

A morfometria varia um pouco em relação aos outros compartimentos mapeados, pois a cota altimétrica desses relevos situa-se em torno de 1.000 a 1.100 metros de altitude, e as vertentes possuem declives situados entre 36° a 45° e acima de 45° de inclinação.

Após as classes de morros pequenos mapeados aparecem os morros convexos que serão um compartimento de relevo de ocorrência muito restrita, situados no extremo noroeste da unidade. Trata-se de uma área de ocorrência de vários sistemas de cabeceiras de drenagem que configuram as nascentes principais do Córrego do Redentor e da bacia do Rio Benevente. A incisão fluvial, neste sentido, não é muito pronunciada, respondendo por interflúvios mais amplos e, conseqüentemente, morros mais arredondados, portanto, convexos. As rochas que sustentam esses relevos são os gnaisses Pps2.

As características morfométricas, em termos de altitude, são extremadas, porque se situam na porção mais alta da bacia, em cotas situadas entre 1.100 a 1300 metros de altitude. Entretanto, as vertentes não possuirão valores altos, apresentando declividades, predominantes, entre 16° a 20° e 21° a 25° de inclinação, haja vista os espaços interfluviais serem mais amplos.

Os macro anfiteatros são a penúltima categoria de relevo na escala morfocronológica, com ocorrências pontuais porém alinhadas para NE, ao longo do

espaço geomórfico da URM. Estão, como ocorre na Unidade Rio Batatal, associados aos dorsos das dobras que sofrem processo de esvaziamento, devido às drenagens de primeira ordem que se encaixam, por meio de uma forma peculiar de expansão, com ramagem do tipo “pé de galinha”.

Na URM, os macro anfiteatros são de morfologia convexa ou semi-convexa, visto em planta, com canais que avançam sobre as encostas, partindo de um “canal tronco” central, que recebe toda contribuição das cabeceiras tributárias adjacentes. Tudo leva a crer que esses sistemas tenham características muito parecidas com as frentes de expansão da drenagem, responsáveis pela formação da hidrografia das respectivas bacias, entretanto, mais elementos seriam necessários para uma analogia no tempo de evolução geomorfológico dessa superfície.

Estes relevos ocorrem nas mais diversas cotas altimétricas que vai de 800 a 1.200 metros de altitude, e vertentes com declividades, também, muito variáveis, no entanto, predominantemente, entre 26° a 30° até acima de 45° de inclinação.

Por fim têm-se as planícies alveolares, distribuídas setorialmente nos vales fluviais, a montante das knickzonas, e de natureza nitidamente holocênica. A mais importante delas é a que se forma na zona de confluência entre o Rio Maravilha e o Rio Benevente. Trata-se de uma planície alveolar com características que atestam também uma classificação como planície fluvial, entretanto, seu caráter em álveo e, explicitamente embutida entre morros dissecados, escarpas dissecadas e morros convexos leva a denomina-la como do tipo alveolar.

Em trabalhos de campo é possível perceber que na URM as planícies alveolares compõem-se de sedimentos oriundos da deposição de cascalho fino a grosso, areias finas e grossas e areias argilosas, predominantemente. Esse fato é explicado pela presença dos quartzitos e gnaisses Pps2qtxt de onde os rios retiram estes sedimentos de granulometria mais grossa.

Essas superfícies aparecem em cotas situadas entre 600 e 800 metros de altitude e a declividade não ultrapassa mais do que 5° de inclinação.

5.1.5.3 - Os domínios hidrodinâmicos e o Rendimento Específico $Q_{90\%}$ ($RE_{90\%}$).

Embora na URM o domínio hidrodinâmico da dispersão interfluvial seja, assim como nas outras unidades, predominante, há uma peculiaridade que precisa ser de todo modo, melhor analisada.

Trata-se das características geométricas dos espaços interfluviais, ou seja, se nas outras unidades eles são mais amplos em extensão espacial, na URM são curtos e de comprimento menor, devido a maior densidade da rede de drenagem.

Essa particularidade é resultante do desenvolvimento da rede de drenagem sobre rochas quartzíticas associadas com gnaisses xistosos Pps2qtxt, em que o grau de fraturas das mais diversas naturezas (tectônica, alívio de pressão, atectônica) responde pela maior densidade da drenagem, aliado ao fato de que essas rochas não permitem maiores taxas de infiltração da água, em comparação as outras unidades litológicas da bacia.

Essa diminuição brusca das taxas de infiltração, inferido a partir da análise das características litológicas dos terrenos, pode ser compreendido pela mudança do próprio caráter do padrão de drenagem das unidades Rio Maravilha e Iiritimirim, que se torna mais denso à medida que a hidrografia avança sobre esses terrenos.

Assim sendo, o grande fator determinante da questão de o domínio da dispersão interfluvial ter interflúvios menores e de extensão mais curta é a natureza litológica da unidade, associado ao avanço da rede de drenagem sobre essa organização litotectônica. Fato que responde pela presença de processos fluviais resultantes de maiores taxas de escoamento superficial e de cabeceiras de drenagem em anfiteatros com “eixo central” menor de expansão.

É este contexto que responde pela formação dos morros pequenos, morros convexos e morros dissecados, que são compartimentos de relevo típicos de domínios de processos interfluviais.

Já o domínio da concentração plúvio-fluvial, caracterizado pelos vales de festonamento, tem uma participação importante na evolução da drenagem da URM. Os vales de festonamento, como dito anteriormente, configuram setores onde a drenagem secciona estruturas alinhadas no sentido contrário ao do condicionamento

imposto pelas litoestruturas, portanto, são áreas onde os rios rompem o “encarceramento” litoestrutural da drenagem, condicionado pela organização das rochas.

Esses setores impõem a montante, uma organização da drenagem que vai ser resultante da evolução do rebaixamento do nível de base local, controlado pela evolução desse nível, em que os processos vão ser dependentes do grau de desenvolvimento e dinâmica geomórfica desses vales. Assim sendo, os processos característicos do domínio da dispersão interfluvial vão depender, diretamente, da evolução dos processos que caracterizam o domínio da concentração plúvio-fluvial.

É provável que, preteritamente, esse domínio tivesse uma participação maior na configuração geomórfica da URM, uma vez que a drenagem para ter a organização hidrográfica atual, necessitaria de uma quantidade maior de setores de festonamento e seccionamento. Entretanto, a escala de mapeamento adotada neste trabalho, não permite a cartografia além dos setores que foram mapeados, o que, sem sombra de dúvida, facilitaria melhor a análise da dinâmica da inter-relação entre tais domínios.

Os processos do domínio da dissecação fluvial-ativa também são de grande importância para entendimento da organização da drenagem. Nota-se pelo mapa morfológico da URM (vide fig. 102), a orientação para NW dos macro anfiteatros que caracterizam este domínio. Isto leva a inferir que, a despeito de em outros setores a drenagem estar orientada para outras direções, inicialmente a mesma avançou por erosão regressiva, em uma pretensa superfície inclinada para SE.

Os macro anfiteatros também possuem caráter seccionante das litoestruturas por constituírem uma drenagem ramificada que direciona para um canal tronco principal que corta morros orientados, perpendicularmente, antes da confluência com qualquer outro canal. No entanto, o padrão morfológico de receptor de uma drenagem envoltória que diseca a superfície na direção de um ponto central, determina a morfologia de um macro anfiteatro, sendo melhor considerado com uma área de dissecação fluvial ativa, como dito anteriormente.

Os macro anfiteatros tendem, com a evolução da hidrografia, a ceder lugar para os relevos interfluviais, no sentido estrito do termo, à medida que as knickzonas

rebaixam os níveis de base locais e ocasionam novo avanço regressivo dos canais. Portanto, os processos de um domínio tendem a substituir outros, na medida em que os fatores de controle dos mesmos se modificar.

Por fim, o domínio da aluviação fluvial, caracterizado pelas planícies alveolares e setores de sopés de vertentes, rampas de colúvio e alúvio (não mapeados na referida escala), aparentam uma situação temporária e/ou provisória, devido a própria dinâmica de evolução das knickzonas e perfis longitudinais dos rios. É notório em trabalhos de campo a existência de setores onde as mesmas são (re) entalhadas por novos processos que se instalam, após nova dinâmica de evolução das knickzonas.

Essa mudança na dinâmica de evolução dessas feições possibilita mudança na carga sedimentar transportada pelos canais, principalmente em relação as taxas de transporte da carga de fundo, implicando em aumento da abrasão fluvial e, conseqüentemente, erosão das knickzonas (SEIDL, et. al, 1994).

Portanto, os processos que caracterizam cada domínio mudam, na dependência da manutenção das variáveis de equilíbrio dos canais, e deste modo, as formas são (re) afeiçoadas, refletindo os novos processos que irão predominar.

No que diz respeito ao Rendimento Específico $Q_{90\%}$ ($RE_{90\%}$) da URM, os dados de vazão também são da estação fluviométrica de Matilde. A tabela 15 apresenta o cálculo:

Tabela 15 – Dados de cálculo do $RE_{90\%}$ da URM.	
$Q_{90\%}$	Área da Unidade
7,66 m ³	190,99 km ²
$RE_{90\%} = 3,05 \text{ m}^3/190,99 \text{ km}^2 \cdot 1000 = 15,96 \text{ L/s/Km}^2$	

A unidade, portanto, apresentou 15,96 L/s/km² de produção hídrica, ou seja, cada km² da Unidade é capaz de produzir 15,96 litros de água, por segundo, como fluxo de base, para o canal fluvial.

O $RE_{90\%}$ da URM demonstrou-se similar ao da URI que foi de 15,98 L/s/Km². A análise desse dado para o entendimento dos processos fluviais na bacia será feita no capítulo posterior.

5.1.5.4 - Sistemas de fraturas e anfiteatros perenes.

Corroborando uma característica que vem ocorrendo a partir da análise dos diagramas da URB e URI, na URM tornou-se mais evidente a tendência de discrepância entre a orientação dos lineamentos em anfiteatros perenes e sistemas de fraturas.

Nas duas últimas unidades analisadas, esse quadro vinha sendo vislumbrado, embora fosse possível observar uma nítida associação entre sistemas de fraturas e anfiteatros, ainda que em direções correlacionadas de forma bem relativa. Na URM, entretanto, confirma-se, de forma bem explícita, a discrepância que vinha tendencialmente, se impondo nos dados levantados e projetados em diagrama.

Pelos diagramas da fig. (109) observa-se a orientação, disposta em direções quase que opostas, dos dados de lineamentos em anfiteatros e sistemas de fraturas.

Fig. (109). Diagrama de rosetas de anfiteatros perenes (esquerda) e de sistemas de fraturas (direita) da URI. Frequência absoluta. Elaboração: Roberto Vervloet.

Observa-se pelo diagrama em semi-roseta dos dados de lineamentos em anfiteatro a ocorrência, predominante, da direção N10°-50°W, portanto, NNW e WNW e, secundariamente, a direção N80°-90°E, portanto de direção E-W, e N20°-40°E, podendo ser considerado como NNE e NE, respectivamente.

Já no diagrama de fraturas a direção predominante vai ser de N20°-40E, portanto, NE, e, secundariamente, N80°-90°E, praticamente E-W.

Pela observação dos diagramas é possível verificar a confirmação da tendência que havia sendo vislumbrada desde a análise dos dados da URB, ou seja, a medida que se direciona para compartimentos próximos as áreas de nascentes principais, próximo ao alto curso dos sistemas de drenagens das bacias superiores da hidrografia do Rio Benevente, verifica-se a dissociação entre sistemas de fraturas e lineamentos em anfiteatro.

Há, de forma incipiente, uma correlação entres lineamentos orientados para N80°-90°E do diagrama de lineamentos, com um sistema de fraturas orientado também para N80°-90°E, ambos E-W. Entretanto, em termos de condicionamento da evolução da rede de drenagem essa situação coloca mais perguntas do que respostas.

O sistema NNW e WNW do diagrama de lineamentos, praticamente não possui correspondente com sistemas de fraturas, que em sua grande maioria são todas orientadas para NE.

Em afloramentos de campo é possível observar, em áreas de knickzonas, o intercruzando de fraturas NW com as de NE, o que parece responder por formação de processos de erosão de canais por arranque (plucking) (HOWARD, 1998); (TOOTH & MCCARTHY, 2004), com se observa pela fig. (110).

Esse setor ocorre em vale de festonamento onde o Rio Maravilha secciona litoestruturas, perpendiculares, ao seu curso, num caso tipo de evolução em processos de obsequência.

Essas fraturas de direção NW têm muito pouca ocorrência na URM, comparado às fraturas NE. O espaçamento delas é muito variável, indo de centimétrico a métrico em afloramentos de campo. Entretanto, elas estão sempre presentes nas áreas onde os rios ocasionam seccionamentos e de knickzonas. O cruzamento das fraturas NW com as NE é fator de grande relevância para ocorrência dos processos de erosão fluvial por arranque.

Com relação aos lineamentos em anfiteatro, a direção NNW e NW é, hegemonicamente, predominante, a ponto de ser percebido visualmente pela observação do mapa de lineamentos em anfiteatro na fig. (111). Não somente o eixo dos anfiteatros perenes estão orientados para NW, mas, também, os canais de maior ordem de hierarquia estão preponderantemente, orientados nesta direção, como se vê pelo mapa desta figura.

Fig. (110). Afloramento de gnaisses Pps2 no leito do Rio Maravilha, em vale de festonamento, com sistema cruzado de fraturas extensionais que condicionam a evolução de knickzonas e gênese de matacões neste setor do rio. Fraturas em vermelho com orientação N46°W (NW) e, em amarelo, orientação N40°E (NE). No segundo plano, blocos deslocados por arranque, facilitado pelo cruzamento das fraturas. Visada NW. UTM 0305753/7725789. Foto: Roberto Vervloet.

Capítulo 06 – Análise e discussão dos resultados.

6.1 – O papel dos sistemas de falhas, dobras e fraturas.

Após a realização da compartimentação hidromorfológica da bacia e visualização da distribuição espacial dos compartimentos geomórficos, knickzonas, dobras, falhas e fraturas, fica mais evidente entender a participação das dobras de fundo na gênese da hidrografia.

Para tal é necessário analisar e discutir os dados compilados através de dois modelos de explicação, os quais a análise levou a esta interpretação e que são aqui denominados de modelo e/ou sistema hidrogeomórfico-tectônico Rio Batatal e Rio Maravilha (Modelo Rio Batatal e Rio Maravilha).

Trata-se de uma forma de interpretação-explicação com base na análise da evolução hidrogeomórfica da drenagem, fundamentado na consideração da organização tectônica das dobras, falhas, posição espacial das knickzonas e as implicações no desenvolvimento hidrográfico da drenagem.

A evolução da drenagem se deu, aproximadamente, conforme o que é apresentado nestes exemplos esquemáticos, ou seja, o Rio Batatal e o Rio Maravilha que foram escolhidos por serem os mais elucidativos, em termos de explicação e compreensão. Entretanto, tal situação é aplicável aos demais rios que compõem toda estrutura hidrográfica das Unidades Rio Batatal, Grande e Joeba. Isto é, tais unidades tiveram a hidrografia resultante de processos erosivo-fluviais oriundos desse sistema de evolução.

O primeiro desse sistema de evolução é o modelo do Rio Batatal, Unidade Rio Batatal (URB), fig. (112). É possível observar por esta figura os estágios diferenciais de evolução deste canal, num caso que pode ser aplicável as situações que são encontradas nos rios Grande, Joeba, Corindiba, Pongal, Caco de Pote e Crubixá. Todos esses rios tiveram um padrão de evolução dependente do avanço de seus canais sobre estruturas litotectônicas, organizadas em face das falhas transcorrentes e dobras de fundo. Tais rios apresentam uma configuração

hidrográfica mais evoluída, em termos de dissecação das estruturas, e, deste modo, os elementos e dados que embasam esta interpretação são mais explícitos.

A fig. (112) demonstra três estágios de evolução do Rio Batatal sobre a falha transcorrente dextral pertencente a Zona de Cisalhamento Batatal. O estágio A, B e a situação atual da configuração da drenagem deste rio.

No estágio A o Rio Batatal se configura como um canal que ainda não havia capturado o Ribeirão do Cristo que possuía a sua drenagem toda vertida para direção NE. Neste estágio, o Rio Batatal também estava no seu processo inicial de avanço retrogressivo encaixado na falha transcorrente dextral de Batatal. Entretanto, seu avanço estava no estágio inicial, evidenciando como toda a drenagem da URB vertia na direção da bacia do Ribeirão do Cristo. É conveniente salientar que tal cenário é fundamentado na interpretação dos elementos geomórficos da rede hidrográfica da URB e sua configuração tectônica.

À medida que o Rio Batatal foi avançando regressivamente sobre a falha transcorrente, seus tributários foram capturando canais pertencentes a bacia do Ribeirão do Cristo, como se evidencia no estágio B. Tal processo foi, aos poucos, alimentando a erosão linear fluvial ocasionado por este rio, que teve tal situação favorecida pela zona de fraqueza preferencial sustentado pela *zona de dano* da falha transcorrente, que é por onde os rios se encaixam e dissecam as falhas. Lembrando que na natureza a falha não é uma linha de ruptura (como aparecem nos mapas), mas um sistema, com vários elementos associados, a *zona de dano* é o principal deles. Vale lembrar que os rios se encaixam conforme se configura a *zona de dano* das falhas que pode ser mais larga ou profunda dependendo da constituição da rocha e da mecânica tectônica.

Assim sendo, a erosão regressiva linear dos canais fluviais tal como o do Rio Batatal e de outros rios como Grande, Corindiba, Pongal, Joeba, Caco de Pote e Crubixá sobre as falhas transcorrentes que cortam a bacia no sentido SW-NE, ocorreu em função da maneira como se configurava a *zona de dano* dessas falhas.

No estágio atual, o Rio Batatal apresenta a configuração de sua drenagem, após essa evolução sobre a falha transcorrente, para além da confluência com o Ribeirão do Cristo. Notar os tributários laterais desse rio que se dispõe em diversos ângulos de confluência. Aqui cabe uma pergunta, porque os tributários apresentam tal configuração e porque essas capturas foram singulares para o avanço da drenagem?

Aplicando o modelo de sistema de falhas conjugadas de Riedel, ao caso do Rio Batatal, é possível observar a correlação entre falhas e/ou fraturas fotointerpretadas, na fig. (112), com as falhas conjugadas que aparecem no sistema de Riedel. Segundo Price e Cosgrove (1990) toda falha transcorrente dextral ou sinistral desenvolve um sistema conjugado de falhas, lateralmente a falha principal, tal como é o Sistema de Riedel.

As falhas dispostas, diagonalmente ao movimento cisalhante do bloco principal (falha P e falha R – sintético), podem ser consideradas como as mais profundas, e por onde os tributários (devido ao movimento cisalhante de acomodação) que ocasionaram as capturas se encaixaram e avançaram mais rapidamente. Já as falhas R' (antitéticas) condicionou o encaixamento dos tributários de ângulo mais aberto e, em ângulo reto. Pela visualização do estágio atual da drenagem, na fig. (112), é possível notar o encaixamento final dos tributários nas falhas P, R, R' (antitéticas) e nas juntas T (sistemas de fraturas que foram dissecados e não se encontra mais no campo).

É dessa forma que o avanço do canal do Rio Batatal sobre estruturas tectônicas herdadas do Proterozóico ocorreu, num caso que foi similar aos outros rios das bacias, nas respectivas unidades hidromorfológicas (URG, URJ e URB). Entretanto, estas bacias apresentam esse sistema na forma mais dissecada, portanto, mais “evoluída”.

No caso do Rio Maravilha, que é outro sistema hidrogeomórfico-tectônico apresentado, como se observa na fig. (113), tal padrão de evolução tem ocorrido de forma similar ao das demais bacias, com a diferença de que a configuração atual apresenta-se menos dissecada, em termos de erosão linear fluvial.

Fig. (113). Mapa esquemático do modelo de evolução hidrogeomórfico-tectônico do Rio Maravilha.

Nota-se no Rio Maravilha e Córrego Deserto o mesmo padrão de evolução e de encaixamento dos tributários sobre o sistema de falhas conjugados de Riedel, relacionados aos blocos cisalhantes das falhas transcorrentes dextrais que cortam a área no sentido SW-NE. Importante observar as falhas P, R e R' dispostas lateralmente, e em ângulos diversos de conexão com a falha principal (reto e diagonal).

O processo de evolução do Rio Maravilha e de seus tributários laterais é muito similar ao do Rio Iriritimir, Ribeirão Crubixá e Rio Santa Maria. Esses rios marcam uma diferença no padrão de evolução da drenagem em face dos rios Grande, Corindiba, Pongal, Joeba, Caco de Pote e Crubixá. Ao passo que nos outros a configuração hidrogeomórfica tectônica apresenta-se mais “evoluída”, em termos de dissecação da paisagem. Nestes, a configuração é menos “evoluída”, onde os canais ainda se encaixam com a erosão fluvial linear em estágio “inicial”, no que diz respeito à adaptação as estruturas litotectônicas proterozóicas. Feições

geomórficas, tais como facetas trapezoidais de falhas, em processo de exumação na paisagem, evidencia este padrão de evolução.

Portanto, tais sistemas hidrogeomórfico-tectônicos (Rio Batatal e Maravilha) apresentam a relação entre canais fluviais em evolução, e as implicações das falhas transcorrentes para o estabelecimento dos mecanismos dessa evolução. Esses dois rios foram escolhidos por serem os mais elucidativos para compreensão desse sistema de interpretação. As bacias tributárias do Rio Benevente, tanto da margem esquerda quanto direita estão, explicitamente, associadas a esse padrão esquemático de evolução.

É importante lembrar que a associação entre o sistema de Riedel com as falhas fotointerpretadas através de fotografias aéreas e MDT é questionável, uma vez que os indicadores cinemáticos que evidencia melhor a distribuição desses sistemas de falhas, não são mais possíveis de serem observados nas rochas, tal é o grau de dissecação dos vales fluviais. Entretanto, impossível falhas transcorrentes não desenvolverem tais sistemas, conforme Price e Cosgrove (1990) e Zeffass e Chemale Jr. (2011). Além do que, o encaixamento da drenagem tributária lateral desses rios, sobre essas falhas, é tão perfeitamente padronizado que é desnecessário uma discussão em torno de indicadores cinemáticos, como evidência direta dessa forma de organização tectônica.

As falhas conjugadas de Riedel são fundamentais para se entender a dinâmica das capturas fluviais, mais presentes na URB e URI. Pode-se até falar em um verdadeiro sistema de capturas fluviais que fez parte da evolução hidrogeomórfica da bacia. A erosão diferencial dos canais fluviais laterais aos rios principais procedeu-se através do condicionamento imposto pelas características tectônica dessas falhas, associado a fatores hidráulicos, por isso alguns canais evoluíram mais em função de outros, ocasionando os processos de captura e, por sua vez a reorganização da drenagem. Sendo que os processos de captura fluvial apresentam elementos geomórficos que possibilitam entender esses eventos como relacionados a capturas do tipo headward erosion, ou seja, por recuo erosivo de cabeceiras de drenagem (CROSBY, 1937), (OLIVEIRA, 2003 e 2010) e (VERVLOET, 2013).

Com relação às dobras de fundo é possível notar, nas figuras (112) e (113), a presença das mesmas em antifforme e sinforme, associadas às falhas transcorrentes

e paralelas aos rios. Como já foi relatado no subcapítulo 4.3 elas foram geradas, assim como as falhas transcorrentes, no estágio sincolisional de edificação do Orógeno Araçuaí (MORAES, et. al., 2004) e (HEILBRON et. al., 2004). Elas também estão profundamente relacionadas à Zona de Cisalhamento Iconha – ZCI e Zona de Cisalhamento Batatal – ZCB (vide mapa tectônico figura 56).

Quando as dobras de fundo se formaram, elas modificaram completamente a posição de mergulho da foliação metamórfica dos gnaisses Pps1, Pps2 e dos quartzitos/gnaisses Pps2qtxt. Essas rochas, que tinham uma foliação metamórfica associada a metamorfose de arenitos, grauvacas e argilitos, foram todas dobradas, ficando a foliação metamórfica, em grande parte, mergulhante para NE, NNE e/ou NW, ou seja, conforme a posição dos flancos das dobras. E, paralelamente as mesmas, ficaram dispostos, os sistemas de falhas transcorrentes.

As knickzonas, portanto, irão se formar em sua grande parte, sobre essas rochas, porque as mesmas apresentam foliação mergulhante sempre na posição anti-dip e/ou dip ao fluxo fluvial dos tributários dos canais principais, trata-se do que têm sido denominados, neste trabalho, de processos de obsequência e ressequência. Tal questão pode ser visualizada através do mapa de knickzonas sobreposto ao mapa de unidades litológicas e elementos tectônicos (anexo B).

Neste mapa é possível visualizar, espacialmente, como as knickzonas se distribuem circundantes as antiformes e sinformes, em tributários instalados sobre os flancos das mesmas e, em sua maioria, sobre as rochas Pps1, Pps2 e Pps2qtxt. Essas feições irão ter maior frequência espacial sobre essas unidades litológicas e ao redor dos antiformes e sinformes, em tributários instalados sobre seus flancos. É a prevalência do mergulho metamórfico em leitos rochosos, com fluxo fluvial contrário ou no sentido do mergulho, que torna essa a condição para formação de knickzonas.

No que diz respeito à análise total dos dados de fraturas para pertinente correlação com os anfiteatros perenes, na fig. (114), é possível identificar a presença de cinco sistemas atuantes com relação aos lineamentos em anfiteatros perenes e as fraturas.

Lembrando Fossen (2012), um sistema de fraturas se configura como dois ou mais sets de fraturas associados, paralelamente, e um set de fratura se refere a duas ou mais fraturas paralelas e na mesma direção.

A tabela 16 apresenta os sistemas predominantes de lineamentos em anfiteatros e fraturas extensionais.

Tabela 16 – Sistemas dominantes de lineamentos e fraturas medidas.		
Dado compilado	Direção predominante	Denominação do sistema.
<i>Lineamentos em anfiteatros perenes</i>	N20°-30°W N35°-45°W	NNW NW
<i>Sistemas de fraturas extensionais</i>	N80°-90°E N30°-65°E N45°-85°W	E-W ENE WNW

Embora na análise dos dados de fraturas e anfiteatros, na perspectiva das unidades hidromorfológicas, foi possível observar algumas correlações como ocorreu na Unidade Rio Grande e Rio Joeba, do ponto de vista geral não se pode considerar que houve correlação. É possível observar, ainda, a ocorrência de vários sistemas, tanto de fraturas quanto de lineamentos em anfiteatros, inferindo um quadro que é menos diverso. Pela tabela 16 notam-se as direções predominantes e a denominação dos respectivos sistemas.

Com relação aos anfiteatros é possível notar a existência de dois sistemas, um de direção NNW e outro NW. Trata-se de direções fortemente associadas ao domínio da supra-estrutura da crosta intermediária (FÉBOLI, 1993a e 1993b) e (VIEIRA, 1997). São características exclusivas do embasamento do Orógeno Araçuaí, dividido na região em domínio de arco magmático (DAM), domínio oriental (DOR) e domínio litorâneo (DL), discutidos anteriormente (WIEDEMANN, 1992) e (VIEIRA, 1997).

Unidade Rio Grande - anfiteatros

Unidade Rio Grande - fraturas

Unidade Rio Joeba - anfiteatros

Unidade Rio Joeba - fraturas

Unidade Rio Batatal - anfiteatros

Unidade Rio Batatal - fraturas

Unidade Rio Iiritimirim - anfiteatros

Unidade Rio Iiritimirim - fraturas

Unidade Rio Maravilha - anfiteatros

Unidade Rio Maravilha -fraturas

Fig. (114). Relação total dos diagramas de anfiteatros e fraturas de todas as unidades hidromorfológicas. Elaboração: Roberto Vervloet.

Essas direções são mais predominantes sobre as rochas do DAM, e menos marcantes sobre os outros domínios, retratando serem características das litoestruturas do embasamento. Portanto, os lineamentos em anfiteatro refletem fortemente as características do embasamento do Orógeno Araçuaí que possui como traço marcante as propriedades litológicas orientadas na direção preferencial NW-SE.

As fraturas apresentaram três sistemas, E-W, ENE e WNW, e no campo, a presença das mesmas foi notada, com maior ênfase, sobre afloramentos em terrenos de maior altitude, nas áreas mais altas dos compartimentos, ou seja nos topos de morros e serras confirmando a literatura sobre o tema que caracteriza essas feições como típicas da superfície (RAMSAY e HUBERT, 1987), (PRICE e COSGROVE, 1990), (ZERFASS e CHEMALE JR., 2011) e (FOSSEN, 2012).

Nesse sentido, era de se esperar que houvesse forte correlação entre a direção dessas feições com a dos lineamentos em anfiteatros, uma vez que há trabalhos onde ocorre tal correlação (AVELAR e COELHO NETTO, 1992), (HESS et. al., 1993) e (COELHO NETTO, 2003). Entretanto, quase não houve correlação nenhuma, ao nível da análise geral dos dados, ao passo que no universo das unidades hidromorfológicas houve poucas correlações. A única, porém baixa correlação seria a do sistema WNW do sistema de fraturas com a do sistema NW dos lineamentos em anfiteatro. No entanto, mesmo essa associação seria de correlação baixa, portanto, questionável.

A explicação para tal fato reside no argumento de que os anfiteatros perenes, estudados neste trabalho como os canais de primeira ordem de drenagem, estão condicionados por feições do embasamento (diáclases e, principalmente falhas e fraturas conjugadas de Riedel) que se relacionam as falhas transcorrentes e dorso de dobras em processo de exumação (origem dos macro-anfiteatros).

As falhas transcorrentes dextrais cortam a bacia no sentido SW-NE fazendo com que o sistema de falhas conjugadas de Riedel se posicione no sentido NW-SE, em geral, perpendicularmente, a falha cisalhante principal, explicando porque os canais de primeira ordem estão fortemente associados a esta direção. São essas falhas que condicionam direta e indiretamente a evolução da drenagem, como se verifica pela orientação predominante das mesmas (vide mapa anexo B) e pela orientação

preferencial dos anfiteatros perenes (vide fig. 114). Portanto, tais feições do relevo se associam as feições tectônicas do embasamento que, originariamente, estariam relacionadas à tectônica da supra-estrutura da crosta intermediária e não da superfície da paisagem, tal é o caso das fraturas extensionais.

É possível que haja relação de outras feições tidas como anfiteatros do relevo, tais como o complexo de rampas de colúvio de Moura e Silva (2001) com fraturas extensionais que ocorrem ao nível da superfície da paisagem? É totalmente possível, como demonstra os trabalhos citados anteriormente, no entanto, a definição de anfiteatro aplicada neste trabalho não permitiu evidenciar esta relação, porque neste, o anfiteatro é considerado como canal de primeira ordem, portanto, perene, ou seja, é tomado como uma bacia de primeira ordem. E estas feições, ao dissecarem mais rapidamente a paisagem do que outros tipos de anfiteatros considerados pela literatura, vão estar associados as falhas laterais de Riedel, num processo de encaixamento da drenagem sobre essas feições, explicando porque estas se orientam, preferencialmente, para NW e NNW, contrário as fraturas que se orientam em grande parte para E-W, ENE e, secundariamente, para WNW.

6.2 – A erosão diferencial dos canais e a incisão fluvial.

Os sistemas de fraturas extensionais que foram compilados tiveram uma participação elementar para formação das knickzonas bem como para sua evolução. Pois elas influenciam, junto a foliação metamórfica dos gnaisses Pps1, Pps2 e quartzitos/gnaisses Pps2qtxt os processos de obsequência e ressequência.

Quando essas fraturas ocorrem em leitos rochosos de litótipos metamórficos Pps1, Pps2 e Pps2qtxt, com fluxo fluvial no sentido anti-dip da foliação metamórfica, o perfil longitudinal vai ser sistematicamente escalonado, com degraus ordenadamente espaçados, como são alguns trechos dos perfis dos rios Crubixá, Batatal, Santa Maria da Vitória, Iiritimirim, Maravilha e Córrego do Redentor (vide figuras 66, 77, 89, 91, 103 e 104).

Trata-se de uma evolução em obsequência, com processo de arranque e abrasão fluvial (SKLAR e DIETRICH, 1998, 2001 e 2004). Se caso as fraturas ocorrem, transversalmente, em segmentos de leitos com o fluxo fluvial no sentido dip, ou seja,

no mesmo sentido da foliação metamórfica o perfil terá um escalonamento com degraus mais curtos, como ocorrem também em segmentos dos perfis citados, como se pode visualizar na fig. (115). Neste caso, tem-se evolução por ressequência, também com processos de arranque (predominante) e abrasão. O que vai determinar o tipo de escalonamento dos perfis longitudinais dos rios e gênese das knickzonas é o mergulho da foliação metamórfica, seja em sentido dip ou anti-dip, seguido de fraturas perpendiculares ou transversais aos canais (GARDNER, 1983), (MILLER, 1991), (EIRADO SILVA et.al. 1993) e (DANTAS et. al. 1995). E o que controla o mergulho dessa foliação é a posição das dobras de fundo, paralela as falhas transcorrentes.

A posição das fraturas, no sentido perpendicular ao fluxo fluvial e associado a esse mergulho da foliação metamórfica, é quem determina os tipos de processos de evolução das knickzonas por retração paralela e substituição, conforme Gardner (1983) e Selander (2004). Esses dois processos irão predominar nos trechos de knickzonas. Os rios citados acima apresentam muitos trechos com a predominância desses processos.

Mas não é somente a conjugação desses fatores que irá determinar a erosão fluvial e, conseqüentemente, a evolução dos perfis longitudinais. Outro fator de grande importância deve ser considerado, que diz respeito à hidráulica dos processos fluviais de incisão e que, por sua vez, respondeu pelos vales de festonamento e seccionamento, conforme mapeados e demonstrados no capítulo 5.

Segundo Sklar e Dietrich, (1998, 2001 e 2004) o principal fator que determina a incisão fluvial, desde que não haja grandes variações dos fatores hidráulicos (vazão, competência, capacidade e potência do escoamento) ao longo do tempo, é o suprimento de sedimentos para a carga do leito, que precisa ser relativamente constante durante a vigência do processo de incisão fluvial.

A carga do leito é quem responde pelos processos de abrasão fluvial devido ao atrito com o leito rochoso, sendo este o principal agente responsável pela incisão e independe do tipo de litologia do leito (SKLAR e DIETRICH, 2001).

Fig. (115). Perfil longitudinal do Rio Iriritimir com detalhe da relação entre fluxo anti-dip (obsequência) e fluxo dip (ressequência). Fonte: modificado de Vervloet (2009).

Na bacia do Rio Benevente chama a atenção a quantidade de vales de seccionamento e, principalmente, os vales de festonamento que são considerados como compartimentos de relevo onde os rios seccionaram litoestruturas orientadas, perpendicularmente, ao sentido dos canais. E esses compartimentos de relevo estão todos posicionados a montante da unidade litológica que serviu como fonte de suprimento sedimentar para carga do leito que ocasiona os processos de abrasão fluvial. Trata-se dos quartzitos/gnaisses Pps2qtxt que, além de posicionarem-se à montante de tais vales, situam-se sobre as cotas altimétricas mais altas da bacia, entre 900 e 1100 metros de altitude. Portanto, em uma situação que permite liberar para os canais uma quantidade constante de areia que, ao longo do Quaternário, foi transportada como carga do leito (arrastamento) respondendo pela abrasão fluvial e, consequentemente, pelo festonamento das litoestruturas, influenciando na organização da drenagem.

Esse processo de incisão fluvial (abrasão predominante) para ser contínuo e eficiente, em termos de incisão, necessita que as condições hidráulicas sejam constantes ao longo do tempo do processo, ou seja, sem grandes variações das condições ambientais (HANCOCK et. al., 1998), (WHIPPLE et. al., 2000), (SKLAR e

DIETRICH, 1998, 2001 e 2004). Como o Rio Benevente se configura como um rio que reflete uma condição de *regime hidrológico razoavelmente definido*, isto é, sem grande amplitude entre vazão de cheia e seca, fato que responde pela manutenção relativamente constante da vazão fluvial, observa-se que as condições hidráulicas (vazão, potência do escoamento e suprimento sedimentar), para atuação dos processos de abrasão fluvial, são bem evidentes. Isso explica a posição espacial dos vales de festonamento, bem como o porquê da incisão fluvial por abrasão serem responsáveis pela gênese desses relevos.

6.3 – A erosão diferencial, os domínios hidrodinâmicos e o RE_{90%} (Rendimento Específico).

Conforme apresentado anteriormente, no capítulo 5, os domínios hidrodinâmicos se referem-se aos grupos de processos fluviais que respondem pela hidromorfogênese e hidromorfodinâmica do relevo da bacia. A eles se associam compartimentos de relevo que se relacionam com grupos de processos que caracterizam cada tipo de domínio. Quatro tipos de domínios foram trabalhados na análise morfológica do relevo, estando apresentados no mapa da fig. (116).

Dos quatros domínios elencados, dois associam-se diretamente a um determinado tipo de forma de relevo; o domínio da dissecação fluvial ativa, associado aos vales de festonamento e o domínio da concentração plúvio fluvial, associado aos macros anfiteatros. Os demais estão relacionados aos diversos grupos de formas de relevo que foram mapeados na escala adotada para a realização do trabalho.

A importância dos domínios fundamenta-se no fato de que eles refletem os conjuntos de processos fluviais predominantes sobre as formas, caracterizado pela morfologia do relevo.

Observando o mapa da fig. (116) é possível notar a hegemonia territorial do domínio da dispersão interfluvial, caracterizado por processos de interflúvio que são associados à distribuição sobre os interflúvios da “energia geomórfica” que responde pela dinâmica da paisagem morfológica.

Nesse domínio há o predomínio de processos hidrogeomórficos (escoamento superficial interfluvial, escoamento superficial de vertentes de morros e colinas) que irão caracterizar a perenidade da drenagem em função de relevos que condicionam essa dinâmica que são os morros, escarpas e colinas.

A evolução dos processos interfluviais é muito variável na bacia, uma vez que os espaços interfluviais são função da densidade de canais sobre a superfície.

Neste sentido, é de se notar que a evolução dos canais no tempo, respondeu pela variação, no espaço, dos processos que caracterizam esse domínio, ou seja, a densidade de canais variou em função da mudança de tipologia de relevos que caracterizam os interflúvios. Em outras palavras, o domínio da dispersão interfluvial aumentou ou diminuiu sua participação no espaço geomórfico da bacia em função dos relevos que o caracterizam, e esses, também se modificaram em função da evolução da drenagem. Parece que tal fato ocorre independentemente das mudanças das condições ambientais da região.

A evolução hidrogeomórfica de uma bacia é sempre caracterizada pela formação de relevos que, ao longo do tempo, perde ou ganha participação na configuração geomórfica da mesma.

Nesse sentido, pode-se argumentar que os domínios da dissecação fluvial ativa e concentração plúvio fluvial tiveram maior papel na configuração hidrogeomórfica da bacia no período inicial de sua evolução, uma vez que vales de festonamento e macro anfiteatros, tinham maior expressão territorial em comparação ao estado atual. Isso porque a evolução dos relevos que caracterizam o domínio da dispersão interfluvial (morros, escarpas, colinas), dependeu da dinâmica festonante da drenagem, bem como da dissecação fluvial ativa dado pelos macro anfiteatros, e, estes, provavelmente, ocorriam com maior frequência.

Assim sendo, é de se notar e/ou conjecturar que a evolução da hidrografia e, consequentemente, a bacia hidrográfica, tende a aumentar a participação de relevos interfluviais devido a própria dinâmica da dissecação, diminuindo o grau de participação de relevos que responde pelos domínios da concentração plúvio fluvial e dissecação fluvial ativa. Pela visualização do mapa da fig. (116), nota-se a distribuição pontual e setorizada desses domínios, que parecem diminuir à medida que a dissecação linear fluvial avança sobre os setores superiores da bacia.

Depreende-se também que, concomitantemente ao aumento da participação dos relevos que caracterizam o domínio da dispersão interfluvial, haverá aumento do domínio da aluviação fluvial, pois dissecação gera sedimentos que são depositados nas planícies fluviais, alveolares e flúvio-marinhas, aumentando, assim, a participação desses relevos. Trata-se, na verdade, de uma dinâmica peculiar a evolução de bacias hidrográficas o aumento de relevos interfluviais e aluviais, em função da diminuição da participação dos relevos que caracterizam a concentração pluvial fluvial da drenagem (anfiteatros, concavidades, bacias de captação, etc.) e dissecação festonante (vales de festonamento, seccionamento, estruturais, etc.).

Portanto, os domínios hidrodinâmicos permitem uma análise conjectural de grupos de processos fluviais e de relevos associados que possibilitam o entendimento dos padrões dinâmico-evolutivos da rede de drenagem, através do mapeamento dos grupos de relevos que os caracterizam, visando conhecer os estágios próprios e provisórios de evolução da rede de drenagem, em direção a uma configuração “ideal”.

Com relação ao $RE_{90\%}$ (Rendimento Específico) na tabela abaixo é possível observar os dados de $RE_{90\%}$ das quatro unidades hidromorfológicas analisadas.

Tabela 17 – Dados de $RE_{90\%}$ das Unidades Hidromorfológicas			
Unidade	$Q_{90\%}$	Área de drenagem	$RE_{90\%}$
Unidade Rio Joeba - URJ	7,66 m ³	84,47 km ²	90,67 l/s/km ²
Unidade Rio Batatal - URB	7,66 m ³	311,72 km ²	24,57 l/skm ²
Unidade Rio Iiritimirim - URI	3,05 m ³	190,82 km ²	15,98 l/s/km ²
Unidade Rio Maravilha - URM	3,05 m ³	190,99 km ²	15,96 l/s/km ²

O $RE_{90\%}$ possibilita ter uma noção da contribuição da unidade, em termos de fluxo de base, para alimentação da perenidade dos canais fluviais. Ele permite saber o quanto este espaço geomórfico contribui para alimentar subsuperficialmente a rede de drenagem.

Nota-se que em duas unidades os valores foram bem discrepantes e em duas foram similares. O maior valor de $RE_{90\%}$ foi na URJ, com $90,67 \text{ l/s/km}^2$, ou seja, em termos numéricos seria a unidade onde o fluxo de base seria maior, considerando a produção hídrica em litros por segundo, a cada quilômetro quadrado. Em seguida vem a URB com $24,57 \text{ l/s/km}^2$, seguida por URI com $15,98 \text{ l/s/km}^2$ e URM com $15,96 \text{ l/s/km}^2$, praticamente com valores iguais.

É possível perceber que o $RE_{90\%}$ tem um problema de aplicação que se refere a sua dependência com relação ao valor da área de drenagem, ou seja, ele se configura como um dado que, na ausência de uma quantidade maior de dados de $Q_{90\%}$, será uma função dependente do valor da área de drenagem. Trata-se de um dado que permite ter uma noção muito relativa do escoamento superficial e subsuperficial do relevo. Para título de exemplo, a área de drenagem não explica totalmente porque há uma discrepância acentuada entre a URJ e a URB. Deduz-se que a URB possui valores de infiltração de água na superfície, bem menores que a URJ, e esse dado pode ser percebido, empiricamente, pelo fato desta unidade ter relevos escarpados, com maiores quantidades de superfícies rochosas expostas menos coberturas de alteração. Em contrapartida, a URJ possui capacidade maior de infiltração da água, haja vista possuir relevos de morros e vales com geometria convexa e coberturas de alteração profundas, inferindo serem superfícies onde ocorrem o predomínio dos processos de convexização, com maior participação do intemperismo químico.

Já a URI e URM por terem relevos sobre quartzitos e gnaisses quartzíticos não permitiria grandes taxas de infiltração, impedindo a formação de valores maiores de $RE_{90\%}$, ainda que nestas unidades tenha sido compilado uma quantidade maior de sistemas de fraturas presentes na superfície.

De certo modo, estas questões podem ser argumentadas de diversas formas, ficando a aplicação do $RE_{90\%}$ para análise da perenidade de fluxo de base e infiltração da água na superfície do relevo, como um procedimento não muito confiável lançando mais perguntas do que respostas.

Neste sentido, é importante relatar que a aplicação deste dado para análise do fluxo de base que mantém a perenidade de redes hidrográficas, seja de pequena ou grande escala, deve vir acompanhada de uma quantidade maior de valores de $Q_{90\%}$ relacionados a cada compartimento de drenagem analisado. Um único dado, proveniente de uma única estação fluviométrica, em um ponto qualquer da bacia, possibilita uma análise com extrapolações que mais prejudica do que, evidentemente, ajuda responder as questões pertinentes a hidrodinâmica subsuperficial da drenagem.

6.4 – Erosão diferencial, intemperismo químico das litoestruturas e o mapa hidrogeomorfológico – síntese final.

Como já dito anteriormente a erosão diferencial não ocorre somente em função de fatores mecânicos, mas está intrinsecamente relacionada aos aspectos das litoestruturas, em termos de composição química e mineralógica, às características climáticas da região e a evolução da cobertura pedológica da paisagem. Esses aspectos, somados a presença de outros fatores como sistemas de fraturas, falhas, diáclases, etc., interferem distintamente nos processos de erosão diferencial, seja através da evolução da cobertura pedológica (MILLOT, 1977), (BOULET, et. al. 1977), (BOCQUIER, et. al. 1977) seja por meio de processos de circulação da água em subsuperfície (XAVIER et. al., 2002), (FILGUEIRA LEITE e COELHO NETTO, 2002), (COELHO NETTO, 2003), e em superfície (SALGADO e VALADÃO, 2003).

Nesse sentido, a correlação de compartimentos de relevo com os aspectos composicionais mineralógicos das rochas que os sustentam, auxilia na compreensão dos processos de intemperismo químico subsidiando o entendimento da erosão diferencial responsável pela gênese destes compartimentos, em termos de processos de convexização. Levando-se em consideração que a morfogênese e a morfodinâmica seria melhor entendida, em função do estudo das formações superficiais que recobrem e sustenta essa morfologia, por meio de outros métodos mais detalhados (ESPINDOLA, 2013).

Entretanto, como já foi dito anteriormente, neste trabalho, o estudo da erosão diferencial, em função do intemperismo químico e da relação das dobras de fundo

com a rede de drenagem, foi feito em função da análise da composição mineralógica e química das rochas, devido ao tamanho territorial da área em estudo e a outros objetivos que foram elencados para serem investigados. Portanto, a análise dos compartimentos de relevo, em face do intemperismo químico, foi realizado em detrimento da compilação de dados de composição mineralógica e química das rochas, para correlação com as formas de relevo, vista sob a ótica dos processos de convexização. Essa correlação foi auxiliada, também, pelo mapeamento morfológico realizado nas unidades hidromorfológicas.

Para uma discussão dos dados e informações compiladas deste procedimento é necessário observar o mapa da fig. (117) que é o mapa de unidades litológicas sobreposto as formas de relevo. É necessário, também, analisar o mapa hidrogeomorfológico (anexo C) que procura, nesta ocasião, ser a síntese da pesquisa. Ele apresenta o relevo da bacia em termos de morfologia, morfografia, tipos de padrões de drenagem das unidades hidromorfológicas, sistemas produtores de tempo e informações hidromorfodinâmicas e hidromorfogenéticas.

Associado a tais mapas é apresentado aqui, para auxiliar esta discussão e análise, a tabela 18 onde é possível observar a composição mineralógica média das unidades litológicas e os grupos de formas de relevo predominantes em cada unidade litológica.

Observando esta tabela é possível verificar que quase todas as unidades litológicas irão ter um conteúdo médio de plagioclásio muito alto, acima de 39%, em sua composição mineral. A exceção é as unidades Pps1 e EY3ia que terão 28,2% e 27,3% respectivamente. Esse fato por si só atesta estas rochas com maior suscetibilidade a alteração por processos de hidrólise, uma vez que, minerais do grupo dos plagioclásios são os mais suscetíveis de serem alterados por esses processos, segundo a série de Goldich (MELFI e LEVI, 1971), (MELFI e PEDRO, 1977 e 1978) e (POWER e SMITH, 1994).

As unidades Yscgl / Yscgl terão o conteúdo de plagioclásio médio bem alto (40,2%), relacionado com outros minerais que são mais suscetíveis ao intemperismo, como os piroxênios 10%, biotitas 15% e anfibólios (13,8%). Junto com a PY1c que tem cerca de 46,6% de plagioclásio, 17,1% de biotita, 9,5% de anfibólios e 14,4% de feldspato potássico essas duas unidades litológicas são as que sustentam grande

parte das colinas convexas e semi-convexas da bacia, sendo estes os grupos de formas de relevo desenvolvidos predominantemente sobre estas rochas. Portanto, os relevos de morfologia mais arredondada da bacia, que apresentam processos avançados de convexização.

Tabela 18 - Composição mineralógica média das unidades litológicas associado aos grupos de formas de relevo predominantes.

Minerais constituintes.	Unidades litológicas						
	Yscgl / Yscgl	Pps2 Pps2qtxt	Pps1	PY1c	PY1b	EY3ic	EY3ia
QZ	27,1	20,5	24	27,3	17,8	16	17,3
PL	40,2	41,5	28,2	46,6	47	39	27,3
BT	15	23,1	21,2	17,1	17,2	16,2	18,6
PX	10	10				7	
HB					8		4,5
MCL							32,4
GRA	2,7	3	6	6,1	1		
AF	13,8	42,2	12,7	9,5		10	
KFD	17,4	28,3	19,2	14,4	11,7	20,3	
ALL	1	1			1,5	2,4	0,6
AP	1,6	1	1,5		1,5	1,2	0,8
OP	1,6		1		1,7	1,7	0,9
ZR	1	1	1		1,4	1	0,9
EP	1		11,6		1		1
BAT							
CRB							1
CL					1		
MU	1	3			2		
SE	10,3						1
TUR							0,5
SIL		26	3				
CD		5	13,6				
DP		1					
TIT		1	4,3		2,2	3,4	2,2
CRD		1					
PIN							
Grupos de formas de relevo predominante em cada unidade litológica.	Cc Csc	Mta Md Ma Mpts Mptc Mc Mpta Mptsc	Cc Mr Md Ed Ee Ma	Cc Ed Ee	Cc Mta Md	Mta Manf Md	Md

QZ – quartzo; PL – plagioclásio; BT – biotita; PX – piroxênio; HB – hornblenda; MCL – microclina; GRA – granada; AF – anfibólio; KFD – feldspato potássico; ALL – allanita; AP – apatita; OP – opacos; ZR – zircão; EP – epidoto; BAT – bastita; CRB – carbonato; CL – clorita; MU – muscovita; SF - SE – sericita; TUR – turmalina; SIL – sillimanita; CD – cordierita; DP – diopsídio; TIT – titanita; CRD – cordierita; PIN – pinita.

Cc – colinas convexas; Csc – colinas semi-convexas; Mta – morros de topos alinhados; Md – morros dissecados; Ma – morros aguçados; Mpts – morros pequenos de topos simétricos; Mptc – morros pequenos de topos convexas; Mc – morros convexas; Mpta – morros pequenos de topos alinhados; Mptsc – morros pequenos de topos semi-convexas; Ed – escarpas dissecadas; Ee – escarpas erosivas; Manf – macro anfiteatros.

Elaboração: Roberto Vervloet.

Fig. (117). Mapa de unidades litológicas sobreposto as formas de relevo da Bacia Hidrográfica do Rio Benevente.

Em outros setores da bacia, essas formas de relevo ocorrem desenvolvidas em outras unidades litológicas, no entanto, não com as mesmas expressões territoriais e características morfológicas, embora na escala adotada tenham sido mapeadas em conjunto.

Os morros e escarpas da bacia, que foram mapeados conforme as diversas variações morfográficas da superfície, são gerados, predominantemente, nos gnaisses Pps1 e Pps2. Interessante notar a variação na composição mineralógica dessas duas unidades. A Pps2 tem, em média, 41,5% de plagioclásio, 42,2% de anfibólios, 23,1% de biotita e 28,3% de feldspato potássico, sendo mais suscetível ao intemperismo químico por hidrólise, ao passo que a Pps1 tem 28,2% de plagioclásio, 12,7% de anfibólios, 21,7% de biotitas e 19,2% de feldspato potássico, portanto, menos suscetível (MELFI e LEVI, 1971).

Em comparação aos gnaisses Pps2 esta unidade litológica teria mais resistência à alteração por processos intempéricos por hidrólise. Esse fato ajuda entender, além da dissecação fluvial, sistemas de falhas e fraturas, o porquê dos morros de morfologia convexa da bacia ocorrerem com maior frequência sobre as rochas Pps2, através da atuação de processos de convexização, ao passo que as escarpas e outros relevos mais dissecados ocorrem sobre as Pps1.

Neste sentido, deve-se relatar que por ser mais suscetível a alteração química, não significa, necessariamente, que a rocha será mais dissecada, mas que poderá formar relevos convexizados, com formações superficiais que dificultariam a denudação da superfície, onde o relevo somente seria alterado pela mudança no volume das rochas ao sofrerem transformações pelos processos intempéricos químicos (ESPINDOLA, 2008 e 2013).

As escarpas estarão fortemente associadas às rochas Pps1, junto com os morros residuais, como se evidencia pelo mapa da fig. (117), sendo relevos que refletem o desenvolvimento muito incipiente de formações superficiais. Fato nitidamente observável em campo.

Neste sentido, pode-se deduzir que sobre essas rochas estariam atuando o predomínio de processos de erosão mecânicos, em comparação aos gnaisses Pps2, principalmente os relacionados à incisão fluvial linear dos canais com deslocamento

de blocos. Não é que, neste caso, não haja atuação, concomitante, de intemperismo químico na gênese desses relevos. Todavia, a composição mineralógica que esses litótipos apresentam, relacionados a relevos escarpados de canais fluviais bem encaixados, ajuda explicar essa configuração, levando-se em conta a atuação bem incisiva, de processos erosivos mecânicos associados com processos intempéricos químicos, mas não nas mesmas proporções que nos morros gerados sobre as rochas Pps2.

Os gnaisses Pps2 possuem uma composição química com 56,7% de SiO_2 e 14,5% de Al_2O_3 , ao passo que as Pps1 possuem 65,3% de SiO_2 e 15,45% de Al_2O_3 , (vide tabelas 04 e 06), portanto, mais ácida. Em contrapartida, por serem menos ácidas, as Pps2 são mais suscetíveis ao intemperismo químico, corroborando a interpretação baseada no fato de que este processo é menos atuante sobre as Pps1, o que, aliado a outros fatores, ajudaria explicar o porquê dos relevos gerados sobre essas rochas serem mais escarpados, em geral mais aguçados, como se observa pelo mapa da fig. (117) e tabela 18. Já as rochas Pps2 geram relevos mais convexizados. Tal questão pode ser visualizada, também, através da observação dos perfis morfogeológicos regionais da fig. (118).

Estes perfis demonstram a topografia sobreposta às unidades litológicas auxiliando a compreender como rochas mais ricas em minerais mais suscetíveis ao intemperismo químico, conforme a série de Goldich, estão correlacionadas aos relevos mais convexos, que evidenciam estar sofrendo processos de convexização.

Deve-se afiançar que, segundo as informações derivadas da correlação dos dados de composição mineralógica e química das rochas com os compartimentos de relevo, não parece ser a quantidade de SiO_2 (sílica) quem determina a suscetibilidade das rochas aos processos intempéricos químicos, mas a sua distribuição oriunda da composição dos minerais constituintes do corpo rochoso, sobretudo os minerais do grupo dos plagioclásios. É este grupo de minerais o grande responsável pela maior ou menor suscetibilidade da rocha ao intemperismo químico, e o grau de convexização das formas aumenta na medida em que estes minerais tornam-se mais presentes na constituição rochosa.

Fig. (118). Perfis morfogeológicos regionais com unidades litológicas correlacionadas as formas de relevo da bacia.

Elaboração: Roberto Vervloet

A argumentação lógica então seria – relevos mais convexizados com desenvolvimento de formações superficiais apresentam menor dissecação – devido essas formações funcionarem como atenuantes dos processos de erosão diferencial mecânica. Já os relevos mais escarpados e aguçados teriam maior participação de processos erosivos mecânicos na sua dissecação, em detrimento do incipiente desenvolvimento de formações superficiais de cobertura. Entretanto, em menor ou maior grau, em ambos os casos há ocorrência do intemperismo químico.

Outro fato que auxilia o entendimento dessa interpretação alia-se a questão das rochas Pps2 estarem situadas numa região da bacia onde chove em torno de 1700 a 1900 mm de chuvas anuais, (vide mapa hidrogeomorfológico anexo C) com umidade que se mantém, ao longo do ano, entre 60% e 85% de umidade, temperatura média anual entre 20° e 33° e radiação solar média entre 200 e 1.000 Kjm².

Portanto, condições ideais para atuação dos processos de hidrólise, seja total ou parcial, dependendo das condições do terreno (MELFI e LEVI, 1971) e (MELFI e PEDRO, 1977 e 1978).

Já as Pps1 situam-se em setores da bacia onde as precipitações ocorrem abaixo de 1500 mm anuais em média e, nesse sentido, com hidrólise menos acentuada, comparado as condições de ambiente das Pps2. No entanto, mesmo a quantidade de chuva e temperatura ligeiramente mais baixa nos outros setores da bacia, em comparação com a área de ocorrência dos gnaisses Pps2, infere-se, também, que haja alta atividade da hidrólise.

Os morros pequenos de topos aguçados estão diretamente associados aos quartzitos Pps2qtxt que, devido à composição mineralógica predominantemente de quartzo, não permite a formação de cobertura pedológica, sendo, praticamente, relevos de rochas expostas na paisagem e de contornos aguçados (fig. 118). Trata-se de único compartimento de relevo que se correlaciona diretamente com um tipo litológico. Neste caso, o aguçamento das formas é resultante da dissecação pronunciada do escoamento plúvio-fluvial sobre a superfície rochosa e da incisão linear fluvial.

Já as intrusivas E γ 3ic (Maciço Iconha) composta em geral por granitos, dioritos e granodioritos, o que dificulta de uma forma geral o estudo da composição mineralógica média dessa unidade litológica, apresenta cerca de 39%, em média, de plagioclásio na sua composição geral, seguido de 10% de anfibólios, 16,2% de biotitas e 20,3% de feldspato potássico. O conteúdo de quartzo será baixo 16%. Pela composição química observa-se a presença de 63,9% de SiO₂ e 14,7% de Al₂O₃, portanto, uma rocha de composição química intermediária.

Apesar de ter granitos na sua constituição, essa unidade é composta, em sua maioria, por dioritos, granodioritos, monzonitos e microgranodioritos, ou seja, rochas suscetíveis de desenvolverem profundas coberturas pedológicas por terem minerais, em proporção, que facilita a rápida intemperização química e consequentemente instalação de processos pedogenéticos responsáveis por coberturas muito ricas em minerais de argila (VERVLOET, 2008 e 2012).

Portanto, é de se esperar que os relevos que a E γ 3ic (Maciço Iconha) desenvolve será de morros com morfologia em processo mais evoluído de convexização, embora haja participação de setores circunscritos de escarpas. Entretanto, essas podem ser facilmente entendidas pela presença de falhas transcorrentes que corta essa unidade litológica.

Em geral, esse maciço vai desenvolver relevos de morfologia convexa como se observa, nitidamente, pelo mapa hidrogeomorfológico, devido a sua boa suscetibilidade a alteração das rochas por intemperismo químico, respondendo por profundas formações superficiais. Característica típica de batólitos intrusivos básicos (MELFI e CERRI, 1974). Não é por acaso, no campo observa-se perfis de cobertura pedológica profundos, alguns passando dos 30 metros de profundidade.

As intrusivas E3ia (Maciço Aracê) são compostas por 27,3% de plagioclásios, 18,6% de biotitas, 32,4% de microclina (variedade dos feldspatos potássicos) e 17,3% de quartzo. Trata-se de intrusivas que possuem uma composição diferente, com tendência a rochas ácidas. Chama atenção nesta unidade litológica, a quantidade de microclina na composição mineralógica, acima dos outros minerais mais suscetíveis, como os plagioclásios e biotitas. Neste sentido, é de se esperar que essas rochas, sobre as condições de ambiente da bacia, responderá pela formação de relevos dissecados, como morros dissecados, “pães de açúcar” e escarpas. Embora na bacia do Rio Benevente esta unidade litológica tenha pouca expressão territorial, (aparecendo no extremo noroeste da bacia) ela auxilia no entendimento da participação da composição mineralógica das rochas para compreensão dos processos de intemperismo químico e sua relação com a erosão diferencial.

De uma forma geral, observa-se que a variação do plagioclásio na composição mineralógica das unidades, parece indicar ser esse o fator significativo para entendimento dos processos de erosão diferencial, em face do intemperismo químico e do grau de convexização das formas. Sua participação aumenta, junto a outros minerais também mais suscetíveis a esse processo como os piroxênios, anfibólios e biotitas, nas unidades litológicas que estão associados a relevos em processos de convexização, ou seja, compartimentos de relevo que apresentam morfologia nitidamente convexa, principalmente morros e colinas, associados ao desenvolvimento de formações superficiais profundas, com coberturas pedológicas mais espessas.

Nesse sentido, deve-se salientar que não ficou evidente ser o quartzo o mineral indicador da maior ou menor suscetibilidade de corpos rochosos ao intemperismo

químico, mas a presença dos minerais do grupo dos plagioclásios e outros tipos de feldspatos, confirmando-se a proposição de Ollier (1975).

Das informações compiladas e analisadas fica evidente ser o conteúdo de plagioclásio, seguido de anfibólios, piroxênios e biotitas, como os minerais que irão fazer do corpo rochoso como mais ou menos suscetível as reações do intemperismo químico e, neste caso a instalação de processos de convexização que responde pela morfologia arredondada das formas. A presença maior ou menor deles nas unidades litológicas é concomitante e correlacionada aos relevos que apresentam características morfológicas em processo de convexização. O que leva a inferir o desenvolvimento de formações superficiais profundas nestes relevos, na maioria das vezes com alteração profunda das rochas.

O processo intempérico predominante parece ser o da hidrólise, inferido a partir das condições de ambiente da bacia, ou seja, rochas com minerais altamente suscetíveis à alteração química, em ambientes de alta umidade, chuva e temperaturas predominantes, entre 25° e 33°. Portanto, em clima tropical sazonal. Não foi possível verificar a velocidade desses processos no campo pela transformação dos plagioclásios em caulinitas e nem dos feldspatos potássicos em minerais de argila, como demonstra Melfi e Levi (1971) e Melfi e Pedro (1977 e 1978). Não era objetivo desta pesquisa chegar a este nível de detalhamento.

Neste sentido, e baseado na discussão dos outros dados compilados, fica evidente que a evolução hidrográfica da bacia e, conseqüentemente, o relevo está mais associado aos agentes exógenos que atuam na superfície dos terrenos (PENCK, 1953). Eles parecem ter preponderância na explicação dos processos geomórficos, ao passo que os fatores endógenos seriam mais responsáveis pela organização geotectônica dos compartimentos em períodos geológicos bem mais antigos (principalmente Proterozóico e, talvez, Cenozóico).

Aplicando os procedimentos propostos, fundamentado no método da Associação e Indeterminação Geomorfológica de Leopold e Langbein (1970), levantando e projetando os dados compilados sobre a análise do relevo, chega-se ao mapa hidrogeomorfológico (anexo C). Este é a síntese das informações geomórficas compiladas que, além de apresentar os aspectos morfológicos, morfográficos, morfocronológicos, hidromorfogenéticos e hidromorfodinâmicos da bacia, procura

relacionar essas informações com as características da climatologia dinâmica. Trata-se dos sistemas produtores de tempo que sustenta o metabolismo hidrológico responsável pelos processos fluviais para entendimento dos sistemas atmosféricos, pois são eles que caracterizam a perenidade hidrológica da bacia e deste modo, o próprio relevo fluvial.

O mapa hidrogeomorfológico foi sobreposto ao Modelo Digital de Terreno da bacia com objetivo de auxiliar a correspondência entre grupos de formas mapeadas e a morfologia do relevo mapeado. Junto ao processo de confecção desse mapa foi sendo elaborado a legenda que procura sintetizar e correlacionar todas as informações geomórficas trabalhadas pelos procedimentos técnicos de mapeamento e compilação de informações tectônicas sobre as litoestruturas que foram empregados neste trabalho.

Sua legenda conceitual evidencia uma proposta de cartografia hidrogeomorfológica fundamentada na concepção de que o relevo, dentro dessa ótica, deve ser trabalhado em face da preponderância do papel das águas na explicação e análise da superfície da paisagem, seja água fluvial, pluvial, fluviomarinha, subterrânea, degelo, etc. Portanto, tal mapa é a síntese da pesquisa.

CAPÍTULO 07 – Conclusões.

7.1 – Conclusões específicas.

Diante a base teórica e o método adotado, os dados de compartimentação compilados, os mapas e resultados sobre as litoestruturas elaborados, apresentados, analisados e discutidos, chega-se a conclusões mais específicas, sobre qual é o papel das estruturas litológicas e tectônicas na evolução da bacia, a saber:

- As dobras de fundo foram fundamentais para instalação das knickzonas (conjuntos de knickpoints) porque é a presença delas que explica a distribuição espacial dessas feições em tributários instalados ao redor dos flancos de antiformes e sinformes orientados para NNE e NE e mapeados na bacia;
- Era de se esperar que tais knickzonas ocorressem na parte central das dobras, onde acreditava-se que o metamorfismo tivesse atuado criando fácies metamórficas mais resistentes a abrasão fluvial. No entanto, tal resultado não se configurou. As knickzonas se instalam nos rios que avançam sobre os flancos laterais das dobras, portanto nas porções circundantes dessas estruturas que possuem o eixo de dobra orientado, em sua maioria, para NNE e NE.
- Esse avanço regressivo sobre flancos de dobras se dá a partir do encaixamento em falhas laterais (falhas conjugadas de Riedel) que se desenvolveram como “atenuante reológica” das falhas transcorrentes dextrais e sinistrais quando de sua formação tectônica. São elas que respondem pelo encaixamento dos canais principais e, por sua vez, estes quem condicionam a evolução dos tributários;
- O avanço regressivo dos tributários sobre os flancos das dobras de fundo ocorre em processos de obsequência (fluxo anti-dip contrário à foliação metamórfica) e ressequência e/ou consequência (fluxo dip no sentido da foliação metamórfica), o que cria níveis de base sistematicamente escalonados;
- A obsequência responde por perfis longitudinais fluviais com escalonamento em escadas de degraus mais curtos, porém mais ordenados, e a ressequência/consequência responde por escalonamento em escada de degraus mais espaçados, porém menos ordenados;

- O mapeamento de knickzonas com base nos critérios que foram elencados para tal tornou-se condizente com a proposta de investigação do trabalho, pois permitiu o reconhecimento e mapeamento dos setores principais de ocorrência dessas feições, eliminando situações que não interessavam ao processo investigativo;
- Os setores de seccionamento e festonamento realizados pelos canais fluviais e, delimitados no mapeamento hidrogeomorfológico, foram fundamentais para a configuração e organização atual da hidrografia da bacia. Não fosse os canais fluviais seccionarem e, posteriormente, festonarem essas estruturas, a rede hidrográfica teria uma configuração perfeitamente adaptável ao controle litoestrutural tectônico originado pela geotectônica proterozóica;
- Os eventos de captura fluviais analisados evidenciam o caráter sistêmico desses fenômenos, ou seja, capturas de drenagem são muito mais comuns do que se imagina e devem ser vistos como “normais” ao processo de evolução hidrográfica de cabeceiras de drenagens perenes, e não somente e, necessariamente, relacionados a fatores paleoclimáticos e/ou tectônicos ou ainda “anomalias de drenagem”. Propõe-se que tais fenômenos parem de ser vistos sobre a ótica de “anomalias de drenagem”. Fato que prejudica a visão sistêmica dos mesmos. Os eventos de captura que ocorreram estão relacionados ao do tipo *headward erosion*, isto é, ocorreram devido ao recuo erosivo de cabeceiras de drenagem;
- O relevo da Região Serrana do Espírito Santo, portanto, configura-se como compartimentos residuais geomórficos oriundos de uma longa história de processos erosivos diferenciais (provavelmente Cenozóica), em que sistemas de dobras de fundo condicionam a evolução de knickzonas que, por sua vez, controla os níveis de base locais e assim, tem-se como resultante compartimentos de relevo com características geomorfológicas distintas;
- O cenário sistêmico que ocorre na bacia do Rio Benevente, em termos de organização de estruturas em dobras e falhas, e evolução controlada por knickzonas, repete-se no espaço além-bacia em estudo, ou seja, por toda Região Serrana;
- A correlação de sistemas de fraturas com cabeceiras em anfiteatro pressupõe a escolha e classificação geomórfica dos tipos de cabeceiras que irão ser

correlacionadas, pois nem todos os anfiteatros que ocorrem na paisagem possuem correlação direta com essas feições tectônicas de superfície;

- O mapa hidrogeomorfológico como síntese final do processo investigativo, evidencia, de maneira condizente, as etapas e procedimentos efetuados, dentro da sequência lógico-metodológica, baseada na Associação e Indeterminação Geomorfológica de Leopold e Langbein (1970);
- A aplicação do método ocorre de forma implícita, no raciocínio lógico sobre o entendimento da compartimentação morfológica, apresentada no capítulo 05 e na análise e discussão dos resultados, no capítulo 06 e conclusão no capítulo 07. Os demais capítulos se referem a procedimentos de compilação de informações. Não se configura tal método, como um “roteiro explícito” de etapas sequenciais que servem como guia mestre para busca de um resultado almejado. Fazer associação de fatos geomorfológicos e ao mesmo tempo discutir questões indeterminadas, pressupõe aplicação da lógica ao raciocínio geomórfico de interpretação dos dados.

7.2 – Conclusões parciais.

Chega-se, naturalmente, a conclusões que consideramos parciais, ou seja, resultantes também do processo investigativo porém passíveis da ausência de dados mais sólidos, e, portanto, mais questionáveis, a saber:

- A dinâmica hidráulica dos canais fluviais que realizaram os processos de seccionamento e festonamento necessitaria de quantidade maior de elementos empíricos, embora se saiba, pela literatura apresentada, que a fonte constante de suprimento sedimentar para carga de fundo, em regime fluvial também constante, responderia pelos processos de incisão linear do leito fluvial, através de abrasão fluvial;
- Embora a bacia do Rio Benevente tenha tido, e ainda tem, fonte constante de suprimento sedimentar como carga de fundo (sedimentos de areias grossas liberadas pelos quartzitos Pps2qtxt) e regime fluvial condizente com a condição necessária para realização dos processos de abrasão fluvial, é preciso medir e

quantificar melhor as variáveis que respondem pela participação desses processos na dinâmica dos leitos fluviais festonantes;

- Empiricamente, verifica-se que, rochas com composição mineralógica e química mais rica em minerais de plagioclásios, anfibólios, piroxênios e biotitas, correlacionam-se com compartimentos de relevo com morfologia mais arredondada, ou seja, relevos em processos de convexização. Entretanto, seria necessário o estudo desta questão, com aplicação de métodos relacionados à investigação da dinâmica das coberturas pedológicas que se desenvolve nestes relevos;

- A quantidade de plagioclásio presente na composição mineralógica das unidades litológicas, em relação a outros minerais, parece ser um importante indicador da suscetibilidade das litoestruturas a intensidade dos processos intempéricos, em especial, da hidrólise, uma vez que, rochas com maior participação desses minerais na sua constituição, estão mais relacionadas aos relevos em processo de convexização e/ou mais convexizados. No entanto, é necessário procedimentos investigativos mais detalhados, com métodos próprios e em escala pertinente;

- A investigação dos processos fluviais, através dos domínios hidrodinâmicos do relevo, demonstrou-se relativamente subjetiva, embora tenha ficado evidente a presença de etapas sucessivas de evolução da rede hidrográfica com diminuição/substituição da participação de um domínio por outro. Todavia, a aplicação de variáveis empíricas, com vistas a diminuir o grau de subjetividade do conceito deve ser buscada em sua aplicação;

- A escala morfocronológica para posicionamento das formas no tempo geomorfológico, presente nos mapas apresentados, é fundamentada em critérios de lógica baseados nos diversos níveis de dissecação que a hidrografia impôs sobre o relevo. No entanto, tais critérios são questionáveis, sendo uma incógnita de difícil solução a questão do posicionamento dos diversos compartimentos de relevo na escala do tempo geomorfológico (morfocronologia). A morfocronologia deve se basear em todos os métodos geocronológicos possíveis (análise de carbono, depósitos correlativos, aloestratigrafia, morfoestratigrafia, etc.) dentro de uma lógica de explicação teórica da evolução do relevo.

7.3 – Tópicos para estudos mais avançados.

É pertinente a apresentação de questões que podem ser futuramente aprofundadas, uma vez que, neste trabalho não puderam ser melhor investigadas. Trata-se de questões que surgiram no processo investigatório e, sobretudo, na análise e conclusão da pesquisa, a saber:

- Necessita-se de estudos mais aprofundados, por processos cartográficos mais detalhados e modelagem de dados empíricos, os setores de knickzonas mais complexas, como as que ocorrem em alguns trechos do canal do Rio Benevente, Batatal, Corindiba, Joeba e Maravilha, associadas a dobras de fundo conjugadas com sistemas de falhas;
- O estudo da evolução desses setores de knickzonas pode ser feito datando-se os depósitos associados à evolução dessas feições por Luminescência Opticamente Estimulada – LOE, ou datação das taxas de erosão, através da medição da concentração de ^{10}BE presente em minerais de quartzo nos afloramentos e veios de rocha presentes nestas feições;
- Fica evidente que o padrão de drenagem é o reflexo do tipo de dissecação fluvial que está ocorrendo na superfície e da forma como se organiza, tectonicamente, as estruturas litotectônicas. Nesse sentido, torna-se pertinente estudos geomórficos que procurem identificar a correlação direta entre padrão de drenagem, tipo de organização tectônica das litoestruturas e dissecação do relevo, em face dos processos geoquímicos de superfície;
- É necessário, em pesquisas mais direcionadas e aprofundadas, verificar qual o tipo de relação entre padrão de drenagem e aspectos hidrológicos da bacia, em termos de dados de vazão fluvial, natureza do hidrograma e comportamento dinâmico desses aspectos, objetivando a possibilidade de modelagens mais completas;
- Torna-se pertinente o estudo da evolução de vertentes, através do método da análise estrutural da cobertura pedológica, em unidades litológicas de diferente composição mineralógica e química e distintos compartimentos de relevo, objetivando averiguar a dinâmica de convexização do relevo.

Referências.

AB'SÁBER, A.N. Significado Geomorfológico da rede hidrográfica do Nordeste Oriental brasileiro. Anuário da Faculdade de Filosofia "Sedes Sapientiae". 1956, São Paulo: 69-76.

_____. O relevo brasileiro e seus problemas. In: AZEVEDO, A. (Org.). Brasil, a terra e o homem: as bases físicas, v. 1. São Paulo: Nacional, 1964, pág. 135-250.

_____. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. Boletim do Instituto de Geografia – USP, São Paulo, Nº 18, 1969.

_____. A organização natural das paisagens inter e subtropicais brasileiras. USP, Geomorfologia, São Paulo, 1973, 41: 1-39.

_____. AB'SÁBER, A. N. Megageomorfologia do território brasileiro. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Orgs.). Geomorfologia do Brasil. 2. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001. pág. 71-106.

ALMEIDA, F.F. M. de. Os fundamentos geológicos. In: AZEVEDO, A. (Org.). Brasil, a terra e o homem: as bases físicas, v. 1. São Paulo: Nacional, 1964a. pág. 55-133.

_____. Fundamentos geológicos do relevo paulista. São Paulo, Instituto de Geografia, 1964b, boletim 41, pág. 167-263.

_____. The System of Continental Rifts Bordering the Santos Basin, Brasil. Anais Academia Brasileira de Ciências, 1976, 48, (supl): pág. 15-26.

_____. O cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, 7(4): 349-364, 1977.

_____. O cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: SBG, Simpósio sobre o cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador, Anais, p. 1-10, 1981.

AMADOR, E. S. O Barreiras Pleistocênico no Estado do Espírito Santo e seu relacionamento com depósitos de minerais pesados. Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, 1982a, SBG, v.04 p. 1462-1473.

AMADOR, E. S. Depósitos relacionados à unidade inferior do Grupo Barreiras no Espírito Santo. Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, 1982b, SBG, v.04 p. 1451-1461.

ANGELIER, J. Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In: HANCOCK, P. L. (Ed.). Continental deformation. Oxford: Pergamon Press, 1994, p. 53-100.

ARAI, M. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. Geol. USP, Sér. Cient., 2006, 6:1-6.

AVELAR, A. S. e COELHO NETTO, A. L. Fraturas e desenvolvimento de unidades geomorfológicas côncavas no médio Vale do Rio Paraíba do Sul. Revista Brasileira de Geociências, 22 (2): 222-227, junho de 1992.

AYDIN, A. e JOHNSON, A. M. Development of faults as zones of deformation bands and as slip surfaces in sandstones. Pure and Applied Geophysics, v. 116, p. 931-942, 1978.

BABAR, M. Hydrogeomorphology: Fundamentals Applications and Techniques. Nova Delhi: NIPA, 2005, 274 p.

BARCO, C. C. Hidrogeomorfologia del Rio Samiria. Instituto de Investigaciones de la Amazonia Peruana, documento tecnico, nº 22, noviembre 1995, Iquitos – Peru.

BALLAIS, J-L. Le gardon d'anduze et la méthode hydrogéomorphologique. Études de Géographie Physique, nº XXXIII, France, 2006, p. 5-12.

BALLAIS, J-L., CHAVE, S., DUPONT, N., MASSON, E. e PENVEN, M-J. La méthode hydrogéomorphologique de determination des zones inondables. *PHYSIO-GÉO* Géographie Physique et Environnement, 2011.

BALLAIS, J-L., CHAVE, S., DELORME-LAURENT, V. e ESPOSITO C. Hydrogéomorphologie et inondabilité. Géographie physique et Quaternaire, vol. 61, nº 1, 2007, p. 75-84.

BARNES, H. L. Cavitation as a geological agent. Am. J. Science, v. 254, nº 8, p. 493-595, 1956.

BAYER, P., SCHMIDT-THOME, R., WEBER-DIEFENBACH, K. e HORN, A. H. Complex concentric granitoid intrusions in the coastal mobile belt, Espírito Santo, Brazil: Santa Angélica Pluton – An example. *Geol. Rdsch.*, Stuttgart, 67: 357-372, 1987.

BOCQUIER, G., ROGNON, P., PAQUET, H. e MILLOT, G. Géochimie de la surface et forms du relief. II – Interprétation pédologique des depressions annulaires entourant certains inselbergs. *Sci. Géol. Bull.* 30, 4, p. 245 – 253, Strasbourg, 1977.

BOULET, R. Toposéquences et sols tropicaux en Haute Volte: équilibres dynamiques et bioclimats. Strasbourg, these docteur sciences naturelles. 1974, 330 p.

BOULET, R. BOCQUIER, G. e MILLOT, G. Géochimie de la surface et forms du relief. I. Déséquilibre pédoclimatique dans les couvertures pédologiques de l'Afrique tropicale de l'Ouest et son rôle dans le aplainissement des reliefs. *Science Géologique Buletin*, 1977, 30: 235-243.

BOSUM, W., HAGEN, D. e MOLLAT, H. Relatório de reconhecimento geológico-geoquímico Guandu-Castelo, Minas Gerais – Espírito Santo, s.n.t. 1974, 52 p. mapas. Tradução de Maria C. C. Jinno. (Relatório inédito DNPM/CGBA).

BRINKMAN, R. e PONS, L. J. A classification and map of the Holocene sediments in the Coastal Plain of the three Guyanas. Wageningen, Soil Survey Institute, 1964, 25 p.

BRITO-NEVES, B. B. de., CAMPOS NETO, M. C. e FUCK, R. A. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan Africam Cycle and orogenic collage. *Episodes*, 1999, 22 (3): 155-166.

BÜDEL, J. *Climate Geomorphology*. New Jersey. Princeton University Press, 1982, 448 p.

CAMPANHA, G. D da C. O papel das zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira. São Paulo, IGc-USP. Tese de livre docência, 105 p. 2002.

CHAVE, S. Pertinence de la cartographie hydrogéomorphologique dans l'approche des inondations rares à exceptionnelles : exemples de sept bassins fluviaux dans les Corbières et le Minervois The relevance of hydrogeomorphological maps in predicting rare or exceptional floods: a study of seven catchments in the Corbières and Minervois (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, France, 2002, n° 4, p. 297-306.

CHARLTON, R. *Fundamentals of fluvial geomorphology*. Routledge Taylor e Francis Group, London, 2008, 224 p.

CHAUVEL, A. e LUCAS, Y. Soil formation in tropically weathered terrains. In: GOVETT, G. J. S. (eds.). *Handbook of exploration geochemistry*. New York: Elsevier, 1992, p. 57-77.

CHEMALE JR, F. e HADLER NETO, J. C. (coord.). *Termocronologia por traços de fissão em apatita: margem SE do Brasil e Uruguai*. [Porto Alegre]: UFRGS, 2005. 131 p. (Projeto Evolter, v. 4).

CHORLEY, R. J. et. alli. *Geomorphology*. Cambridge University, 1984, 606 p.

CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia Fluvial*. São Paulo: Edgard Blücher, 1981, 292 p.

_____. Considerações sobre o nível de base, rupturas de declive, capturas fluviais e morfogênese do perfil longitudinal. *Geografia* (1977), 2 (4): 81-102.

CLOOS, H. Experimental analysis of fracture patterns. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 66, 241-256, 1955.

COELHO NETTO, A. L. Evolução de Cabeceiras de Drenagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): a Formação e o Crescimento da Rede de Canais sob Controle Estrutural. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. Ano 4, n°2, (2003), p. 69-100.

COLTRINARI, L. *Cartas geomorfológicas*. Orientação, Instituto de Geografia da USP, n° 5, p. 96-99, 1984.

_____. Evolução geomorfológica do Planalto de São José dos Campos (SP). Tese de livre docência, São Paulo, Departamento de Geografia, FFLCH/USP, 2003.

COLANGELO, A. C. Movimentos de Massa e Evolução Geomorfológica das Vertentes no Alto Vale do Paraíba do Sul – São Luis do Paraitinga – SP. Tese de doutorado em Geografia, FFLCH – USP, 1995, 270 p.

_____. O modelo de feições mínimas ou das Unidades Elementares de Relevo: um suporte cartográfico para mapeamentos geoecológicos. Revista do Departamento de Geografia, nº 10, 1996, p. 29-40.

_____. Geomorfossíntese e Geomorfocinemática aplicadas à evolução e estabilidade de vertentes. Tese de livre docência, FFLCH-USP, São Paulo, 2007, 228 p.

CORDANI, U. G. Evolução geológica Pré-Cambriana da faixa costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória. Tese livre docência, São Paulo, Instituto de Geociências, USP, 1973, 98 p.

CROSBY, I. B. Methods of stream piracy. Journal of Geology, vol. XIV, nº 5, 1937, p. 465-486.

DANTAS, M. E., EIRADO SILVA, L. G. do. e COELHO NETTO, A. L. Spatially non-uniform sediment storage in fluvial systems: the role of bedrock knickpoints in the Southeastern Brazilian Plateau. In: 14th Internat. Sedimentol. Congress, Recife/PE, IAS, J12-13, 1994.

DANTAS, M. E., EIRADO SILVA, L. G. do. e COELHO NETTO, A. L. Níveis de base locais e estocagem diferencial de sedimentos nas bacias dos Rios Bananal (SP/RJ) e Salto (RJ): controles geológicos e morfométricos. Anais da ABEQUA, Niterói, p. 176-182, 1995.

DANTAS, M. e COELHO NETTO, A. L. Morfologia dos fundos de vales da bacia do Rio Bananal: Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. In: IV Simp. Geog. Física Aplicada, Anais, p. 113-120, 1991.

DAVIS, W. M. The geographical cycle. Geographic Journal, 14: 481 – 504, 1899.

_____. Sheetfloods and Streamfloods. Geological Soc. Am. Bull, New York, 49, p. 1337 -1416, 1938.

DELGADO, I. de M. et. al. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L. C. (ORG.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, cap. IV, p. 227-334, 2003.

DEMATTE, J. L. I. Processos Exógenos de Elaboração do Relevo: Intemperismo Químico. In: PENTEADO, M. M. Fundamentos de Geomorfologia. Rio de Janeiro, 3ª ed., 1980. p. 65-73.

DERBY, O. A. Relevo, estrutura e drenagem do Brasil. Boletim Paulista de Geografia, nº 34, março de 1960, pág. 52-70, São Paulo.

DE MARTONNE, E. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. Revista Brasileira de Geografia, Rio de Janeiro: IBGE, v. 5, n. 4, p. 523-550; v. 6, n. 2, p. 155-178, 1944-1943.

DONATH, F. A e PARKER, R. B. Folds and Folding. Geol. Soc. Amer. Bull. v. 75, p. 45-62, 1964.

DUNNE, T. Hydrogeomorphology – an introduction. Transactions, Japanese Geomorphological Union, 15A, p. 1-4, 1994.

EIRADO SILVA, L. G. do. DANTAS, M. E. e COELHO NETTO, A. L. Condicionantes lito-estruturais na formação de níveis de base locais (“knickpoints”) e implicações geomorfológicas no médio vale do Rio Paraíba do Sul (RJ/SP). Anais do Simpósio de Geologia do Sudeste, 3, Rio de Janeiro, Atas, SBG, p. 96-102, 1993.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Projeto Brasil visto em Relevo. Imagem SRTM, CD, Embrapa, 2011.

ENGELDER, T. Brittle crack propagation. In: HANCOCK, P. L. ed. 1995. Continental Deformation. Oxford: Pergamon Press, p. 43-52, 1994.

ESPINDOLA, C. R. Retrospectiva crítica sobre a pedologia – Um repasse bibliográfico. Campinas: Editora da Unicamp. 397 p.

_____. Gênese e Evolução das Formações Superficiais nos Trópicos. 1ª ed. São Paulo: Editora Beca, 2013.

FAIRBRIDGE, R. W. Encyclopedia of Geomorphology. Reinhold Book Corporation, New York, EUA, 1968.

FÉBOLI, W. Progr. Lev. Geolog. Básicos do Brasil. Carta Geológica, Carta Metalogenética / Previsional, escala 1: 100.000. Folha Domingos Martins, SF. 24-V-A-III, Estado do Espírito Santo. Brasília, DNPM/CPRM, 1993a.

_____. Progr. Lev. Geol. Bás. do Brasil. Carta Geológica, Carta Metalogenética / Previsional, escala 1: 100.000. Folha Piúma, SF. 24-V-A-VI, Estado do Espírito Santo. Brasília, DNPM/CPRM, 1993b.

FILIZOLA, H. F. O papel da erosão geoquímica na evolução do modelado da Bacia de Taubaté. Tese de doutorado (geografia física), FFLCH, USP, 2 volumes, São Paulo, 1993.

FILGUEIRA LEITE, A. e COELHO NETTO, A. L. Rotas de Fluxos Hidrogeoquímicos em Cabeceiras de Drenagem no Domínio Montanhoso da Bacia do Rio Bananal (SP): Subsídio ao Estudo do Intemperismo. Anais do 10º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental, Ouro Preto, 2002.

FLEUTY, M. J. The description of folds. Proc. Geol. Ass., v. 75, p. 461-492, 1964.

FONSECA, M. J. G., SILVA, Z. C. G., CAMPOS, D. A. e TOSSATO. Texto explicativo da carta geológica do Brasil ao milionésimo; Folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23). Brasília, DNPM, 1979, 240 p.

FOSSSEN, H. Geologia Estrutural. Tradução de Fábio R. D. de Andrade – São Paulo, Oficina de Textos, 2012.

FOSSSEN, H., SCHULTZ, R., SHIPTON, Z. e MAIR, K. Deformation bands in sandstone: a review. Journal of the Geological Society, London, v. 164, p. 755-769, 2007.

GARDNER, T. W. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. Geol. Soc. Am. Bull., v. 94, p. 664-672, 1983.

GARRY, G., BALLAIS, J-L. e MASSON, M. La place de l'hydrogéomorphologie dans les études d'inondation en France méditerranéenne / The contribution of hydrogeomorphology in flood hazard assessment: a review of the situation in

southern France. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, França, 2002, nº 1, p. 5-16.

GILBERT, G. K. Report on the geology of the Henry Mountains. U.S. Geological Survey Professional Paper, Washington, 1877.

GOERL, R. F., KOBIYAMA, M. e SANTOS, I. dos. Hidrogeomorfologia: princípios, conceitos, processos e aplicações. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 13, nº 2, p. 103-111, 2012.

GOERL, R. F., MICHEL, G. P., KOBIYANA, M. e SANTOS, I. O papel dos processos hidrogeomorfológicos extremos na evolução da paisagem. *Anais do IX SINAGEO*, outubro de 2012, Rio de Janeiro/RJ, p. 1-6.

GOLDICH, S. S. A study in rock Weathering. *Journal Geology*, 1938, 46: 17-58.

GONTIJO, A. H. F. Morfotectônica do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul: região da Serra da Bocaina, Estados de São Paulo e Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP – Rio Claro, 1999, 259 p.

GOMES, A., TRICART, J. e TRAUTMAN, J. Estudo ecodinâmico da Estação Ecológica do Taim e seus arredores. Ed. da Universidade, UFRGS, 84 p. 1987.

GUPTA, A. Tropical geomorphology. Cambridge, London, 2011, 374 p.

HACK, J. T. *Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland*. U. S. Geological Survey Professional Paper, 294-B, 1957, p. 53-63.

_____. Interpretation of erosional topography in humid-temperate regions. *America. Journal of Science*, 258A: 80 – 97, 1960.

_____. Drainage Adjustment in the Appalachians. In: MORISAWA, M. (ed.). *Fluvial Geomorphology. A Proceedings Volume of the Fourth Annual Geomorphology Symposia Series held at Binghamton, New York*, 1973, p. 51 – 69.

HACK, J. T. e GOODLET, J. C. Geomorphology and Forest Ecology of a Mountain Region in the Central Apalachians. Washington, U.S. Geol. Survey. 1960, 66 p. (Prof. Paper 347).

HANCOCK, P. L. Brittle microtectonics: principles and practice. *J. Struct Geol.* 7 (3/4): 437-457.

HANCOCK, G. S., ANDERSON, R. S. e WHIPPLE, K. X. Beyond power: bedrock river incision process and form. In: TINKLER, K. e WOHL, E. E. (eds.). *Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels*: Washington: American Geophysical Union: Washington, DC, 1998, p. 35-60 (Geophysical monograph 107).

HARBOR, D. J. Dynamic Equilibrium between an Active Uplift and the Sevier River, Utah. *Journal of Geology*, v. 106, p. 181-194, 1998a.

_____. Dynamics of bedforms in the Lower Mississippi River. *Journal of Sedimentary Research*, v. 68, nº 5, p. 750-762, 1998b.

HASUY, Y. Neotectônica e tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CONTINENTAL CENOZOICA DO SE DO BRASIL, 1., Belo Horizonte. **Anais...**, SBG/MG, 1990. Boletim 11, p. 1-32.

_____. Sistema Orogênico Mantiqueira. In: HASUI, Y., CARNEIRO, C. D. R., ALMEIDA, F. F. M. de. e BARTORELLI, A. (orgs.). *Geologia do Brasil*. São Paulo: Beca, 1992, p. 331-371.

HASUI, Y. e MIOTO, J. A. *Geologia estrutural aplicada*. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia: Votorantim, 1992.

HASUY, Y. e SENA COSTA, J.B. *Zonas e Cinturões de Cisalhamento*. Belém, UFPA, 1990, 144 p.

HAYAKAWA, Y. MATSUKURA, Y. Recession rates of waterfalls: a brief review. *Annual Report of Institute of Geoscience, University of Tsukuba*, vol. 28, 2002, p. 1-4.

HAYAKAWA, Y. S. e OGUCHI, T. DEM-based identification of fluvial knickzones and its application to Japanese mountain rivers. *Geomorphology*, 78, (2006), p. 90-106.

_____. GIS analysis of fluvial knickzona distribution in Japanese mountain watersheds. *Geomorphology*, 111, (2009), p. 27-37.

HEILBRON, M. et al. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (org.). Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca: São Paulo. Cáp. XIII, p. 203-235, 2004.

HESS, F. J., MELLO, C. L., LIMA, C. C. e MOURA, J. R. da S. de. Relações entre lineamentos, fraturas, e aspectos geomorfológicos Quaternários na região do médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ). Anais do Simpósio de Geologia do Sudeste, 3, Rio de Janeiro, Atas, SBG, 1993, p. 89-95.

HODGSON, R. A. Classification of structures on joint surfaces. American Journal of Science, v. 259, p. 493-502, 1961.

HORTON, R. E. (1945). *Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology*. Geol. Soc. Amer. Bulletin, vol. 56, nº 3, pp. 275-370.

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

HOWARD, A. D. Simulation of stream network by headward growth and branching. Geogr. Anal. 3, 1971, p. 29-50.

HOWARD, A. D. Long profile development of bedrock channels: interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport. In: TINKLER, K. J. e WOHL, E. E. Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels. American Geophysical Union: Washington, DC, 1998, p. 297-319, (Geophysical monograph).

HUGGET, J. R. Fundamentals of geomorphology. Second edition, New York, Taylor e Francis e-Library, 2007, 458 p.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. Folha Matilde SF.24-V-A-VI-1, Folha Alfredo Chaves SF.24-V-A-VI-2 e Folha Piúma SF.24-V-A-VI-4, ed. 1978 vetorizada.

INSTITUTO ESTADUAL DE MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS – IEMA. Levantamento aerofotogramétrico em ortofotomosaico na escala 1: 35.000 e Modelo Digital de Terreno – MDT. SEAMA/IEMA, Cariacica, 2007 / 2008.

INSTITUTO JONES DOS SANTOS NEVES – IJSN. Mapa de precipitação média anual acumulada para o Estado do Espírito Santo 1977 – 2006. Disponível em www.ijsn.es.gov.br acesso em novembro de 2013.

JAMISON, W.R. Fault-fracture strain in Wingate Sandstone. *Journal of Structural Geology*, v. 11, p. 959-974, 1989.

KARNIOL, T. da R. e MACHADO, R. Fluxo tectônico subparalelo ao Cinturão Ribeira no sul do Espírito Santo: análise das estruturas na seção Marechal Floriano-Ibatiba. *Revista Brasileira de Geociências*, 40 (4): 455-467, dezembro de 2010.

KELLEY, V. C. Origin of Fractures in Sedimentary Rocks. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Geological Record, Rky, Mtn. Sect.*, p. 61-67, 1959.

KIM, Y. S., PEACOCK, D. C. e SANDERSON, D. J. Fault damage zones. *Journal of Structural Geology*, v. 26, p. 503 – 517, 2004.

KING, L. A *Geomorfologia do Brasil Oriental*. *Revista Brasileira de Geografia*. Rio de Janeiro, 1956, 18 (2), p. 147-266.

KIRBY, E. e WHIPPLE, K. X. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology*, v. 29, p. 415-418, 2001.

KNIGHTON, A. D. *Fluvial forms and processes: a new perspective*. Arnold: Londres, 1998.

KROONENBERG, S. B. e MELITZ, J. P. Summit levels bedrock control and the etchplain concept in the basement of Suriname. *Geol. Mijn*, 62, 1983, p. 389-399.

LAHEE, F. H. *Field Geology*. McGraw-Hill, Book Co., New York, 883 p. 1952.

LAMEGO, A. R. A faixa costeira de Vitória. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1949, 68 p. (boletim 128).

LANNA, C. E. de. e CASTRO, P. de T. A. Níveis de base fluviais: síntese dos principais condicionantes e dinâmica de instalação. *Brazilian Geographical Journal: Geosciences and Humanities research médium*, Uberlandia, v. 3, nº 1, p. 102-122, Jan/Jun. 2012.

LEHMAN, J. P. Morfologia. In: Tratado de geologia 3: Tectonica, Tectonofísica, Morfologia. Barcelona, Ed. Ômega, 1980, 642 p.

LELIÈVRE, M-A., BUFFIN-BELANGER, T. e MORNEAU, F. L'approche hydrogéomorphologique pour la cartographie des zones à risque d'inondation dans les vallées de petites et moyennes tailles : un exemple commenté pour la vallée de la rivière-au-renard. In: J. Locat, D. Perret, D. Turmel, D. Demers et S. Leroueil, (2008).

Comptes rendus de la 4e Conférence canadienne sur les géorisques: des causes à la gestion. Proceedings of the 4th Canadian Conference on Geohazards : From Causes to Management. Presse de l'Université Laval, Québec, 594 p.

LEOPOLD, L. B. e LANGBEIN, W. B. Asociación e Indeterminación en Geomorfología. In: ALBRITTON, C. C. J. (ed.). Filosofía de La Geología. Companhia Editorial Continental S. A. México, Argentina, Espanã, Chile, 1970.

_____. The concept of entropy in landscape evolution. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 500 – A, 1962.

LEOPOLD, L. B. e MADDOCK, T. *The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications*. U. S. Geological Survey Professional Paper, 252, Washington, 1953, 57 p.

LEOPOLD, L. B. e MILLER, J. P. *Ephemeral Streams – Hydraulic Factors and Their Relation to the Drainage Net*. U. S. Geological Survey Professional Paper 282 – A, 1956, p. 1 - 37.

LEOPOLD, L. B. e WOLMAN, M. G. *River Channel Patterns: Braided, Meandering and Straight*. U. S. Geological Survey Professional Paper, 282 – B, 1957, p. 39 – 85.

LEOPOLD, L. B., WOLMAN, M. G. e MILLER, J. P. Fluvial processes in geomorphology. New York, Dover Publications, republication, 1995.

LIANDRAT, E. Mapa geológico da Folha de Vitória. Rev. Bras. de Geografia, Rio de Janeiro, 34 (2): 120-130, abr./jun. 1972.

LIMA, A. G. de. Controle Geologico e hidraulico na morfologia do perfil longitudinal em rio sobre rochas vulcanicas basicas da Formação Serra Geral no Estado do Paraná. Tese doutorado em Geografia, Florianópolis, UFSC, 2009, 219 f.

LOCZY, L. de. e LADEIRA, E. A. Geologia estrutural e introdução à geotectônica. São Paulo, Edgar Blucher, 1980.

MACHADO FILHO, L., RIBEIRO, M. W., GONZALES, S. R., SCHENINI, C. A., SANTOS NETO, A., PALMEIRA, R. C. B., PIRES, J. L., TEIXEIRA, W. e CASTRO, H. E. F. Geologia. In: Brasil – Ministério das Minas e Energia. Projeto Radambrasil, vol. 32, Folhas SF.23/24, Rio de Janeiro, 1983, p. 27-304.

MAIZATTO, J. R., LANA, C. C., RIBEIRO, A. W. S. e FERREIRA, E. P. Evidências de terras altas no Campaniano da Bacia do Espírito Santo. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 17, nº 1, p. 31-43, nov. 2008/maio 2009.

MARINI, F. M. e PICCOLO, M. C. Hidrogeomorfologia de la cuenca del río Quequén Salado, Argentina. Investigaciones Geográficas, n. 37, p. 59-71, 2005.

MARINI, F. M., SCHILLIZI, R. e PICCOLO, M. C. Carta hidrogeomorfológica de la Cuenca superior de los arroyos Pillahuincó Grande y Pillahuincó Chico, Buenos Aires, Argentina. Revista de Geografia Norte Grande, n. 42, p. 71-80, 2009.

MARTEL, S. J. Formation of compound strike-slip fault zones, Mount Abbot quadrangle, California. Journal of Structural Geology, 12 (7): 869-882.

MARTEL, S. J., POLLARD, D. D. e SEGALL, P. Development of simple strike-slip fault zones, Mount Abbot quadrangle, Sierra Nevada, California. Geol. Soc. Am. Bull., 100: 1451 – 1465, 1988.

MATA, F. J. S. e GONZALEZ, D. M. S. Estudio hidrogeomorfológico y análisis sedimentológico de la sección alta de la cuenca del río aranjuez. *Revista Geográfica de América Central Número Especial EGAL, 2011- Costa Rica II Semestre 2011 pp. 1-43.*

MELFI, A. J. Alteração de granitos e diabásios no município de Campinas e arredores (SP). Tese de doutoramento em Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 165 f, 1967.

MELFI, A. J. e LEVI, F. Geochemical and mineralogical study on the first stages of Weathering of basic and related rocks. Part I – Mineralogical study. Revista Brasileira de Geociências, vol. 1, 1971, p. 22-28.

MELFI, A. J. e CERRI, C. C. Contribuição ao estudo da alteração superficial de rochas graníticas. Evolução dos feldspatos para minerais do grupo da caulinita através de uma fase amorfa. Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, 1974, p. 39-47.

MELFI, A. J. e PEDRO, G. Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil. Parte 1 – tipos de evolução pedogeoquímica. Revista Brasileira de Geociências, (4), 1977, p. 271-286.

_____. Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil. Parte 2 – Considerações sobre os mecanismos geoquímicos envolvidos na alteração superficial e sua repartição no Brasil. Revista Brasileira de Geociências, volume 8, 1978, p. 11-22.

MELLO, C. L. Sedimentação e Tectônica Cenozóicas no Médio Vale do Rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de lagos. 1997, 275 f. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

MELLO, C. R., SILVA, A. M. da. e VIOLA, M. R. Vulnerabilidade Natural dos Recursos Hídricos. Relatório do Zoneamento Ecológico-Econômico do Espírito Santo. SEAMA/IEMA, Volume 02, 2013, p. 65-88.

MENDES, J. C. et al. *Charnockitóides do maciço de Várzea Alegre: um novo exemplo do magmatismo cálcio-alcalino de alto-K no arco magmático do Espírito Santo*. Revista Brasileira de Geociências, 27 (1): 13-24, março de 1997.

MENDES, J. C. et al. Conditions of formation of charnokitic magmatic rocks from the Várzea Alegre massif, Espírito Santo, southeast Brazil. Revista Brasileira de Geociências, 29: p. 47-54, 1999.

MENDES, J. C. et al. Norito e Charnóenderbitos da Borda do Maciço Intrusivo de Venda Nova, Espírito Santo. Anuário do Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, UFRJ, volume 25, p. 99-124, 2002.

MILANESI, M. A. e GALVANI, E. Preenchimento de falhas em banco de dados de curta série de observações. VII Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica, 2006, Rondonópolis - MT. Os Climas e Produção do Espaço no Brasil. Rondonópolis

- MT: Associação Brasileira de Climatologia e Universidade Federal do Mato Grosso – UFMT, 2006.

MILLER, J. The influence of bedrock geology on knickpoint development and channel bed degradation along dowcutting streams in South-Central Indiana. *Journal Geology*, v. 99, p. 591-605, 1991.

MILLOT, G. Planation of continents by intertropical weathering and pedogenetic processes. In: MELFI, A. J. e CARVALHO, A. de. (orgs.). *Laterisation Processes. Proceedings II International Seminar on Laterisation Processes*. São Paulo, Brasil, 1983, p. 53-63.

MILLOT, G. Géochimie de la surface et formes du relief. *Présentation. Sci. Géol., Bull.*, 30: 229-233.

MESCERJAKOV, J. P. Les concepts de morphostructure et de morphosculture: un nouvel instrument de l'analyse geomorphologique. *Annales de Géographie*. Paris, ZZ (423), 1968.

MONTEIRO, C. A. F. de. A frente polar atlântica e as chuvas de invernos na fachada sul-oriental do Brasil. São Paulo, Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo, Série Teses e Monografias nº 01, 1969.

_____. A dinâmica climática e as chuvas do Estado de São Paulo. São Paulo, Instituto de Geografia da USP, 1973.

MORAES, R. et. al. Granulitos do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (org.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca: São Paulo. Cap. XIX, p. 321-345, 2004.

MOURA, J. C. de. Geologia, Geoquímica e Meio Ambiente do Diápiro Granitoide da Pedra Azul, Espírito Santo. Relatório de trabalhos de campo da disciplina Estágio de Campo IV, UFRJ, Rio de Janeiro, 1997, 92 p.

MOURA, J. R. S. e SILVA, T. M. Complexo de Rampas de Colúvio. In: GUERRA, A. J. T. e CUNHA, S. B. (orgs.). *Geomorfologia do Brasil*. 2º ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001.

NARR, W. e SUPPE, J. Joint spacing in sedimentary rocks. *Journal of Structural Geology*, v. 13, p. 1037-1048, 1991.

NIMER, E. Circulação atmosférica do Brasil – Contribuição ao Estudo da Climatologia Dinâmica do Brasil. *Revista Brasileira de Geografia*, ano XXVIII, nº 3, p. 232-250, 1966, Fundação IBGE, Rio de Janeiro.

_____. Análise Dinâmica da Precipitação Pluviométrica da Região Serrana do Sudeste do Brasil. Especialmente na Serra das Araras. *Revista Brasileira de Geografia*, 1971, Fundação IBGE, Rio de Janeiro.

_____. Climatologia da Região Sudeste do Brasil. Introdução à Climatologia Dinâmica. *Revista Brasileira de Geografia*, 1972, ano 34, nº1, janeiro/março.

NOBRE, C. A., MARENGO, J. A., JUNIOR, H. C., OLIVEIRA, G. S. de., CALBETE, N. O. de., SANCHES, M. B., CASTRO, C. A. C. Estudo e caracterização da variabilidade climática no Espírito Santo. Relatório preparado para Secretaria de Agricultura do Estado do Espírito Santo, junho de 1999, Cachoeira Paulista, São Paulo.

OJEDA, A. O. et. al. Um Índice Hidrogeomorfológico (IHG) para la evaluación del estado ecológico de sistemas fluviales. *Geographica*, n. 52, p. 113-141, 2007.

OKUNISHI, K. Hydrogeomorphological interactions: a review of approach and strategy. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, 12, p. 99-116, 1991.

OKUNISHI, K. Concept and methodology of hydrogeomorphology. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, 15A, p. 5-18, 1994.

OLLERO, A. et. al. The IHG index for hydromorphological quality assessment of rivers and streams: updated version. *Limnetica*, 30 (2): 255-262, (2011).

OLLIER, C. D. *Weathering*. London: Longman Group Limited, 1975, 304 p.

PARAGUASSU, A. B., BJORNBERG, A. J. S., GANDOLFI, N., e RODRIGUES, J. E. Controle estrutural na alteração de rochas básicas da Serra de Dourado – SP. *Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador, 1974, p. 169-174.

PÉDRO, G. A alteração das rochas em condições superficiais (perimorfismo). Caracterização geoquímica dos processos fundamentais. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, 9: 3-14.

PENCK, W. *Morphological Analysis of Lands Forms: a contribution to physical geology*. London, Macmilian, 429 p.

PENHA, H. M. Processos Endogenéticos na Formação do Relevo. In: GUERRA, A. J. T. e CUNHA, S. B. da. (orgs.). *Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. 4º ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001, p. 51-92.

PIRES NETO, A. G. As abordagens sintético-histórica e analítico-dinâmica, uma proposição metodológica para a geomorfologia. Tese de doutorado (geografia física), FFLCH, USP, São Paulo, 1991.

POPPER, K. R. *Textos escolhidos*. Organização e tradução David Miller. Rio de Janeiro: Contraponto: Ed. PUC-Rio, 2010.

_____. *A Lógica da Pesquisa Científica*. 2º ed., São Paulo: Cultrix, 2013.

PORTO, C. G. Intemperismo em regiões tropicais. In: GUERRA, A. J. T. e CUNHA, S. B. da. *Geomorfologia e Meio Ambiente*. 3º ed. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, 2000, p. 25-57.

POWELL, J. W. *Exploration of the Colorado River of the West and its tributaries*. Smithsonian Institution, Washington, 1875.

POWER, E. T. e SMITH, B. J. A Comparative Study of Deep Weathering and Weathering Products: Case Studies from Ireland, Corsica and Southeast Brazil. In: ROBINSON, D. A. e WILLIAMS, R. B. G. (ed.). *Rock Weathering and Landform Evolution*. John Wiley & Sons Ltd., 1994, p. 21-40.

PRESS, F., SIEVER, R., GROTZINGER, J. e JORDAN, T. H. *Para entender a Terra*. Tradução Rualdo Menegat, 4 edição, Porto Alegre: Bookman, 2006.

PRICE, N. J. e COSGROVE, J. W. *Analysis of geological structures*. Cambridge: Cambridge University Press. 502 p. 1990.

PRICE, N. J. Mechanics of jointing in rocks. *Geol. Mag.* V. 96, p. 149-167, 1959.

QUEIROZ NETO, J. P. Pedogênese no Planalto Atlântico. Contribuição à interpretação paleogeográfica dos solos da Mantiqueira Norte Ocidental. Tese de livre docência, São Paulo, Depto. de Geografia, FFLCH/USP, 1975, 270 p.

_____. O estudo de formações superficiais no Brasil. Revista do Instituto Geológico, São Paulo, 2001, 22: 65-78.

OLIVEIRA, D. A captura do Alto Rio Guaratuba: uma proposta metodológica para o estudo da evolução do relevo na Serra do Mar, Boracéia-SP. Tese de doutorado em Geografia Física, 105 f. + anexos, Departamento de Geografia FFLCH – USP, São Paulo, 2003.

_____. Capturas fluviais como evidências da evolução do Relevo: uma revisão bibliográfica. Revista do Departamento de Geografia, nº 20, (2010), p. 37-50.

OLIVEIRA, D. e QUEIROZ NETTO, J. P. Estudo da evolução do relevo na Serra do Mar no Estado de São Paulo a partir de um caso de captura fluvial. Geosp, nº 22, São Paulo, 2007, p. 73-88.

RAMSAY, J. G. Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill Book Co. New York, 568 p. 1967.

RAMSAY, J. G. e HUBER, M. I. The techniques of modern structural geology. London: Academic Press, 1987, 700 p.

REICHE, P. Survey of weathering processes and products. Univ. of New Mex. Pub. in Geology, nº 1, 1945.

RICCOMINI, C. O Rift continental do Sudeste do Brasil. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1989, São Paulo, 256 p.

ROSIER, G. F. Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do Estado de Minas Gerais. B. DNPM/DGM, Rio de Janeiro (222): 1-40, 1965.

ROSS, J. L. S. O Registro Cartográfico dos Fatos Geomórficos e a Questão da Taxonomia do Relevo. Revista do Departamento de Geografia – FFLCH – USP, Nº 06, São Paulo: 17-30, 1992.

ROSSETI, D. F. Facies architecture and sequential evolution of incised valley estuarine fills: the Upper Itapecuru Formation (São Luiz Basin), northern Brazil. *Sedimentary Geology*, 1998, 133: 295-294.

RUELLAN, F. O problema geomorfogenético nos estudos dos relevos policíclicos e epicíclicos nas bordas do Atlântico. *Anais da Associação dos Geógrafos Brasileiros*, São Paulo, v. VIII, tomo I, p. 379-383, 1953- 1954.

_____. O escudo brasileiro e os dobramentos de fundo. Curso (Especialização em Geomorfologia) – Departamento de Geografia, Faculdade Nacional de Filosofia Universidade do Brasil, Rio de Janeiro, 1952a.

_____. Le rôle des plis found dans le relief du boudier Sud-Americain. Comm. au Congrès. Int. de Géol. Alger., 28 p. dactyl. I carte, 1952b.

_____. Problemas do relevo e da estrutura do Brasil. *Boletim Geográfico*, Rio de Janeiro, ano IX, n. 102, p. 625- 628, set. 1951a.

_____. Estudo preliminar da geomorfologia da região leste da Mantiqueira. *Boletim Carioca de Geografia*, Rio de Janeiro, ano IV, n. 2/3/4, p. 5-16, 1951b.

_____. Evolução geomorfológica da baía de Guanabara e das regiões vizinhas. *Revista Brasileira de Geografia*, n. 6, p. 445-508, 1944.

SAADI, A. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretações preliminares. *Geonomos*, Belo Horizonte, v 1, n. 1, p. 1-15, 1993.

_____. Neotectônica da área de tabuleiros do sul da Bahia. Projeto Porto Seguro – Santa Cruz Cabralia. Programa Informações para Gestão Territorial. Salvador: CPRM/CBPM/SEAGRI-DDF, 2000. V. Geologia. p. 40-55.

SADOWSKI. G. R. Sobre a Geologia Estrutural de cinturões de cisalhamento continentais. São Paulo, IGc-USP, Tese de livre docência, 108 p. 1983.

SALGADO, A. A. R. e VALADÃO, R. C. Contribuição da Desnudação Geoquímica na Evolução da Erosão Diferencial no Espinhaço Meridional – MG. Revista Brasileira de Geomorfologia, ano 4, nº 2 (2003), p. 31-40.

SANTOS, I. dos. Monitoramento e modelagem de processos hidrogeomorfológicos: mecanismos de geração de escoamento e conectividade hidrológica. Tese de doutorado em Geografia, UFSC, Florianópolis, 2009.

SCHEIDEGGER, A. E. Hydrogeomorphology. Journal of Hydrology, n. 20, p. 193-215, 1973.

SCHUMM, S. A. *The Effect of Sediment Characteristics on Erosion and Deposition in Ephemeral Stream Channels*. U. S. Geological Survey Professional Paper, 352 – C, 1961, p. 31 – 70.

_____. The fluvial system. John Wiley e Sons, Chichester, Inglaterra, 1977.

SCHUMM, S. A. e KHAN, H. R. *Experimental Study of Channel Patterns*. Geological Society of América Bulletin, v. 83, 1972, p. 1755 – 1770.

SCHUMM, S. A. *Evolution and Response of the Fluvial System, Sedimentologic Implications*. In ETHRIDGE, F. G. e FLORES, R. M. (ed.). *Recent and ancient nonmarine depositional environments: Models for exploration*. Society of Economic Paleontologist and Mineralogists. Special Publication 31, Tulsa, Oklahoma, 1981, p. 19-29.

SCHUMM, S. A.; MORLEY, M. P.; WEAVER, W.E. *Experimental Fluvial Geomorphology*. By a Wiley – Interscience Publication, Chichester, John Wiley e Sons, 1987.

SEIDL, M. A. e DIETRICH, W. E. The problem of bedrock channel erosion. Catena Suppl. 23, p. 102 – 124, 1992.

SEIDL, M. A., DIETRICH, W. E. e KIRCHNER, J. W. Longitudinal profile development into bedrock: an analysis of Hawaiian channels. J. Geology, v. 102, p. 457-474, 1994.

SELANDER, J. Processes of knickpoint propagation and bedrock incision in the Oregon coast range. Presented to the Department of Geological Sciences University of Oregon, June de 2004, 76 p.

SHIPTON, Z. K. e COWIE, P. A. Conceptual model for the origin of fault damage zone structure in high-porosity sandstone. *Journal of structural Geology*, v. 25, p. 333 – 344, 2003.

SIDLE, R. C. New concepts in Hydrogeomorphic Process Across Various Scales of Scales of Space and Time. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, v. 25, n. 4, p. 331-340, 2004.

SILVA, T. M. e SANTOS, B. P. dos. Sistemas de drenagem e evolução da paisagem. *Revista Geográfica Acadêmica*, v. 4, nº 1 (vii. 2010), p. 5-19.

SILVA, T. M., MONTEIRO, H. S., CRUZ, M. A. e MOURA, J. R. S. Anomalias de drenagem e evolução da paisagem no médio vale do Rio Paraíba do Sul (RJ/SP). *Anuário do Instituto de Geociências, Rio de Janeiro*, v. 29, 2006, p. 210-224.

SILVA, J. N. e FERRARI, P. G. Projeto Espírito Santo: relatório final. Belo Horizonte, s. ed. 1976. (Relatório Inédito DNPM/CPRM).

SKLAR, L. e DIETRICH, W. E. River longitudinal profiles and bedrock incision models: stream power and the influence of sediment supply. In: TINKLER, K. J. e WOHL, E. E. *Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels*. American Geophysical Union: Washington, DC, 1998, p. 237-260, (geophysical monograph 107).

SKLAR, L. e DIETRICH, W. E. Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. *Geology*, v. 29, nº 12, p. 1087 – 1090, 2001.

SKLAR, L. e DIETRICH, W. E. A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load. *Water Resources Research*; v. 40, nº 6, 2004.

STRAHLER, A. N. *Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography*. *Geol. Soc. Amer. Bulletin*, vol. 63, (1952), pp .1117-1142.

SUGUIO, K., e NOGUEIRA, A. C. R. Revisão crítica dos conhecimentos geológicos sobre a Formação (ou grupo?) Barreiras do Neógeno e o seu possível significado

como testemunho de alguns eventos geológicos mundiais. *Geociências*, São Paulo, 1999, 18: 461-479.

SUMMERFIELD, M. A. e HULTON, N. J. Natural Controls of Fluvial Denudation Rates in Major World Drainage Basins. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, nº B7, p. 13871-13883, 1994.

TEIXEIRA, J., GOMES, J. M. C. e CHAMINÉ, H. I. Cartografia hidrogeomorfológica aplicada à gestão sustentável dos recursos hídricos subterrâneos: exemplos de áreas graníticas no Norte e Centro de Portugal. Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos, Volume VI, APGEOM, Braga, 2009, p. 231-236

THOMAS, M. F. Tropical geomorphology. A study of weathering on landform development in warm climate. New York: John Wiley e Sons, 313 p. 1974.

THOMAS, M. F. Geomorphology in the tropics. A study of Weathering and denudation in low latitudes. Chichester: John Wiley e Sons, 1994a, 460 p.

_____. Ages and geomorphic relationships of saprolite mantles. In: ROBINSON, D. A. e WILLIAMS, R. B. G. (ed.). *Rock Weathering and Landform Evolution*. NY, John Wiley & Sons. 1994b, p. 287-302.

THOMAS, M. F. e SUMMERFIELD, M. A. Long-term landform development: key themes on research problems. In: GARNER, V. (Org.). *International Geomorphology*, part II, New York, John Wiley & Sons, 1986, p. 935-956.

THOOT, S. e MCCARTHY, T. S. Anabranching in mixed bedrock-alluvial rivers: the example of the Orange River above Augrabies Falls, Northern Cape Province, South Africa. *Geomorphology*, v. 57, n. 3-4, p. 235-262, 2004.

TRICART, J. La cartographie hydrogéomorphologique détaillée et son intérêt pour l'étude des regimes fluviaux. Centre de Géographie Appliquée et Institut de Géographie, 1964, Strasbourg.

_____. Principes et méthodes de la géomorphologie. Paris: Masson, 1965, 496 p.

_____. Ecodinâmica. FIBGE/Supren. Rio de Janeiro, 1977.

TRICART, J. e MICHEL, M. Monographie et carte géomorphologique de la region de Lagunilhas (Andes Vénézuéliennes). *Revue de Géomorphologie Dynamique*, XV an., nº 1,2,3, jan-fev-março de 1965, Strasbourg, p. 1-33.

TUPINAMBÁ, M. Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro. São Paulo, IGc-USP, Tese doutorado, 221p. 1999.

TURNER, F. J. e WEISS, L. E. *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. McGraw-Hill Book Co., Inc., 545 p.

TWIDALE, C. R. e VIDAL-ROMANI, J. R. On the multistage development of etch forms. *Geomorphology*, 11. 1994, p. 107-124.

VAUCHEZ, A. Tectônica de escape na terminação de um cráton: a Faixa Ribeira. *Anais do 37º Congresso Brasileiro de Geologia*, boletim de resumos expandidos, SBG/SP, São Paulo, p. 373-374, 1992.

VERVLOET, R. J. H. M. V. Condicionantes morfológicos e estruturais na dinâmica fluvial da bacia hidrográfica do Rio Benevente – Espírito Santo. 2009, 481 f. Dissertação (mestrado em Geografia Física), Programa de Pós-Graduação em Geografia Física, FFLCH, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

_____. Evolução de Vertentes no Meio Tropical Úmido. O Estudo da Cobertura Pedológica e a Configuração das Rupturas Geométricas. *Anais do VII Simpósio Nacional de Geomorfologia – II Encontro Latino-Americano de Geomorfologia*, Belo Horizonte, UFMG, 2008, 14 p.

_____. Dinâmica da cobertura pedológica, rupturas geométricas e hidrogeomorfologia em uma vertente de rocha granodiorítica. *REVISTA GEONORTE*, Edição Especial, V.2, N.4, 2012, p.343 – 355.

_____. Sobre a Tipologia de Capturas Fluviais na Bacia Hidrográfica do Rio Benevente – Espírito Santo. *Anais do XV Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada*, Vitória, Espírito Santo, 2013, p. 540-550.

VERVLOET, R J, H, M. e ROSS, J. L. S. Revisão dos conhecimentos sobre o relevo do Planalto Atlântico Brasileiro: incógnitas que ainda persistem. Revista do Departamento de Geografia – USP, Volume 23 (2012), p. 187-216.

VIEIRA, V.S. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Carta Geológica, Carta Metalogenética/Previsional, escala 1: 100.000. Folha Baixo Guandu, SE. 24-Y-C-V, Estado de Minas Gerais e Espírito Santo. Brasília, DNPM/CPRM, 1993.

VIEIRA, V. S. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Carta Geológica, Carta Metalogenética / Previsional, Escala 1: 250.000. Folha Cachoeiro do Itapemirim, SF.24-Z-VA, Estado do Espírito Santo, Minas Gerais e Rio de Janeiro. Brasília, DNPM/CPRM, 1997.

WERNICK, E. e SINELLI, O. Análise estrutural em geomorfologia. Notícia Geomorfológica, Campinas, 10 (20): 39-54, dezembro de 1970.

WERNICK, E. Rochas magmáticas: conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica. São Paulo: Editora UNESP, 2004.

WHIPPLE, K. X., SNYDER, N. L. e DOLLENMAYER, K. Rates and processes of bedrock incision by the Upper Ukak River since the 1912 Novarupta ash flow in the Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska. *Geology*, v.28, nº 9, p. 835-838, 2000.

WIEDEMANN, C. M. et. al. Maciços intrusivos do sul do Espírito Santo e seu contexto regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 16 (1): 24-37, março de 1986.

WIEDEMANN, C. M. Evolução Magmática Brasileira do Cinturão Móvel Ribeira, no Estado do Espírito Santo. *Anais do 37º Congresso Brasileiro de Geologia*, São Paulo, p. 376-377, 1992.

WIEDEMANN, C. M. The Evolution of the Early Paleozoic, Late-to Post-Collisional Magmatic Arc of the Coastal Mobile Belt, in the state of Espírito Santo, eastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65 (1): 163-181, 1993.

WIEDEMANN, C. M. e MENDES, J. C. Contribuição à Geologia e Petrografia do Complexo Intrusivo de Rio Novo do Sul. *Anais do I Simpósio de Geologia Regional RJ-ES, SBG*, Rio de Janeiro, p. 109-118, 1987.

WOHL, E. E. Bedrock benches and boulder bars: floods in the Burdekin Gorge of Australia. Geol. Soc. Am. Bull., v. 104, p. 770-778, 1992.

WOHL, E. E. e IKEDA, H. Patterns of bedrock channel erosion on the Boso Peninsula, Japan. Journal Geology, v. 106, p. 331-345, 1998.

YARDLEY, B. W. D. Introdução à petrologia metamórfica. 2ª edição revista, Brasília: Editora UNB, 2004.

XAVIER, R. A., FILGUEIRA LEITE, A. e COELHO NETTO, A. L. Fraturas e Artesianismo como Condicionantes do Intemperismo Diferencial da Bacia do Alto Rio Fortaleza, Bananal/SP: Evidências Mineralógicas. Anais do 10º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental, Ouro Preto, 2002.

ZERFASS, H. CHEMALE JUNIOR, F. Geologia Estrutural em ambiente rúptil: fundamentos físicos, mecânica de fraturas e sistemas de falhas naturais. TERRAE DIDATICA 7 (2): 75-85, Campinas, 2011.

ZERNITZ, E. R. *Drainage Patterns and Their Significance*. The Journal of Geology, Volume XL, number 05, July/August, 1932, p. 408-521.

Índice

CAPITULO 01 – A natureza do problema.....	14
1.1 – Introdução.....	14
1.2 – Da justificativa da pesquisa.....	18
1.3 – Objetivos gerais	19
1.4 – Objetivos específicos	20
1.5 – A área em estudo: Bacia hidrográfica do Rio Benevente – Um espaço da continuidade geomórfica do Planalto Atlântico no Espírito Santo.....	21
 CAPITULO 02 - A base teórica e o método de estudo adotado.....	 26
2.3 – Método de pesquisa geomorfológico adotado.....	28
2.4 – Procedimentos técnicos e operacionais da investigação.....	32
2.2.1 – Procedimentos cartográficos.....	34
2.2.2 – Hidrogeomorfologia e cartografia hidrogeomorfológica.....	39
2.2.3 – Procedimentos técnicos de compartimentação e cartografia hidrogeomorfológica.....	41
2.2.4 – Procedimentos técnicos de análise de fraturas, anfiteatros e knickpoints.....	49
2.2.5 – Procedimento técnico de elaboração dos perfis longitudinais.....	54
 CAPÍTULO 03 – Hidrologia e climatologia da bacia.....	 56
3.1 – Climatologia dinâmica e aspectos hidrometeorológicos da bacia do Rio Benevente.....	56
3.2 – Dinâmica Hidrológica do Rio Benevente.....	71
 CAPITULO 04 – A organização geotectônica das estruturas litológicas, tectônicas e processos de erosão diferencial na bacia.....	 83
4.1 – As implicações geomorfológicas da organização tectônica e estrutural das rochas.....	83
4.1.1 – Dobras e dobramentos.....	86
4.1.2 – As falhas.....	91
4.1.3 – Juntas e sistemas de fraturas.....	98
4.1.4 – A composição mineralógica das rochas, o intemperismo e a erosão diferencial.....	101
4.1.5 – Processos erosivos em leitos fluviais rochosos.....	109
4.1.6 – Perfis longitudinais e knickpoints.....	114

4.2 – As Unidades Litológicas da Bacia do Rio Benevente.....	118
4.2.1 – Suíte Caparaó.....	118
4.2.2 - Complexo Paraíba do Sul.....	121
4.2.3 – As Intrusivas Sin a Tardi-tangenciais.	127
4.2.4 – As Intrusivas Tardi a Pós-Transcorrentes.....	130
4.2.5 – As Intrusivas Pós-Transcorrentes.....	135
4.2.6 – O Grupo Barreiras.....	136
4.2.7 – Os Depósitos Sedimentares.....	137
4.3 – O quadro tectônico da Região da Bacia e os dobramentos de fundo.....	138
 CAPITULO 05 – Análise geomórfica dos compartimentos hidromorfológicos.....	 150
5.1 – Compartimentos hidromorfológicos gerados.....	150
5.1.1 – Unidade Hidromorfológica Rio Grande – URG.....	150
5.1.1.1 – As knickzonas.....	150
5.1.1.2 – Os grupos de formas de relevo.....	155
5.1.1.3 – Os domínios hidrodinâmicos e o Rendimento Específico $Q_{90\%}$ ($RE_{90\%}$).....	161
5.1.1.4 – Sistemas de fraturas e anfiteatros perenes.....	163
5.1.2 – Unidade Hidromorfológica Rio Joeba.....	167
5.1.2.1 – As knickzonas.....	167
5.1.2.2 – Os grupos de formas de relevo.....	173
5.1.2.3 – Os domínios hidrodinâmicos e o Rendimento Específico $Q_{90\%}$ ($RE_{90\%}$).....	179
5.1.2.4 – Sistemas de fraturas e anfiteatros perenes.....	181
5.1.3 – Unidade Hidromorfológica Rio Batatal.....	184
5.1.3.1 – As Knickzonas.....	184
5.1.3.2 - Os grupos de formas de relevo.....	190
5.1.3.3 - Os domínios hidrodinâmicos e o Rendimento Específico $Q_{90\%}$ ($RE_{90\%}$).....	203
5.1.3.4 - Sistemas de fraturas e anfiteatros perenes.....	206
5.1.4 – Unidade Hidromorfológica Rio Iriritimirim.....	209
5.1.4.1 – As knickzonas.....	209
5.1.4.2 - Os grupos de formas de relevo.....	216
5.1.4.3 - Os domínios hidrodinâmicos e o Rendimento Específico $Q_{90\%}$	

($RE_{90\%}$).....	224
5.1.4.4 - Sistemas de fraturas e anfiteatros perenes.....	226
5.1.5 – Unidade Hidromorfológica Rio Maravilha.....	230
5.1.5.1 – As knickzonas.....	230
5.1.5.2 - Os grupos de formas de relevo.....	234
5.1.5.3 - Os domínios hidrodinâmicos e o Rendimento Específico $Q_{90\%}$ ($RE_{90\%}$).....	243
5.1.5.4 - Sistemas de fraturas e anfiteatros perenes.....	246
 CAPITULO 06 – Análise e discussão dos resultados.....	250
6.1 – O papel dos sistemas de dobras, falhas e fraturas.....	250
6.2 – A erosão diferencial dos canais e a incisão fluvial.....	260
6.3 – A erosão diferencial, os domínios hidrodinâmicos, o $RE_{90\%}$ (Rendimento Específico).....	263
6.3 – Erosão diferencial, intemperismo das litoestruturas e mapa hidrogeomorfológico – síntese final.....	268
 CAPITULO 07 – Conclusões gerais.....	280
7.1 – Conclusões específicas.....	280
7.2 – Conclusões parciais.....	282
7.3 – Tópicos para estudos mais avançados.....	284
Referências.....	285
Índice	310
Anexos.....	313

Anexos.

Anexo A – Mapa de Unidades Litológicas da bacia hidrográfica do Rio Benevente.

Anexo B – Mapa de knickzonas sobreposto às unidades litológicas e elementos tectônicos.

Anexo C – Mapa hidrogeomorfológico da bacia hidrográfica do Rio Benevente.