Capítulo 02

A área em estudo: Bacia hidrográfica do Rio Benevente.

2.1 – A bacia fluvial do Rio Benevente: uma das redes de drenagem lateral na fachada atlântica Espírito Santense.

A fachada atlântica do Espírito Santo apresenta um conjunto de particularidades, que demonstram *"certo ar"* de semelhança, no que diz respeito à projeção de redes hidrográficas sobre compartimentos montanhosos da região interior.

Trata-se de bacias e microbacias que, certamente, tiveram o desenvolvimento do seu eixo de projeção da drenagem, interrompido em certos momentos do Quaternário, e, que se localizam em pontos de corredeiras, rápidos e cachoeiras formando *knickpoints* de significativo desnível topográfico. Essas interrupções que ocorrem ao longo do perfil longitudinal dos eixos principais de drenagem possuem importante significado geomorfológico.

A bacia do Rio Benevente, que é a área escolhida para a realização desta pesquisa não foge a esta regra, apresentado em toda sua configuração, fatos muito bem marcados de sua história hidrodinâmica, assim como certas questões que estimulam a realização de estudos abertos ao tratamento de temas clássicos da geomorfologia como os problemas de organização da drenagem em termos de impulsos tectônicos mais antigos, os níveis distintos de denudação, o avanço e desenvolvimento da hidrografia, os depósitos modernos muito bem compartimentados, graus diferentes de densidade de drenagem, heterogeneidade litológica e geomórfica, e, uma desembocadura fluvial direta no Oceano Atlântico, caracterizando uma drenagem tipicamente *exorréica.*

Portanto, nossa escolha pela realização de um estudo em geomorfologia fluvial nesta bacia, se baseia na possibilidade de pesquisar uma drenagem, que nasce em setores de compartimentos geomórficos de rica heterogeneidade litológico-tectônica, cristalina e metamórfica, vindo a desaguar diretamente no Oceano Atlântico, em terrenos de litologia sedimentar Quaternária (depósitos aluviais e fluviomarinhos) e Mio-Pliocênicos (Grupo Barreiras).

Isso nos incentiva de certa forma em buscar compreender as características geomórficas desta rede fluvial, em face de uma interessante e rica diversidade tectônica, litológica, hidrogeomórfica e hidráulica.

A bacia do Rio Benevente possui aproximadamente 1.260 Km^2 de área, estando localizada na porção sul do Estado do Espírito Santo (fig. 01), 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. As cabeceiras de drenagem que formam as nascentes principais deste rio, 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.

A população total dos municípios que estão inseridos no espaço da bacia é de 127.487 habitantes, segundo IBGE (2000), sendo que deste total 99.848 vivem em áreas urbanas e 27.639 vivem nas zonas rurais. A densidade de habitantes é de 67,56 hab/Km^2.

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 pela falta de estradas. Entretanto, nos outros setores da bacia há boa facilidade de acesso para execução de trabalhos de campo.

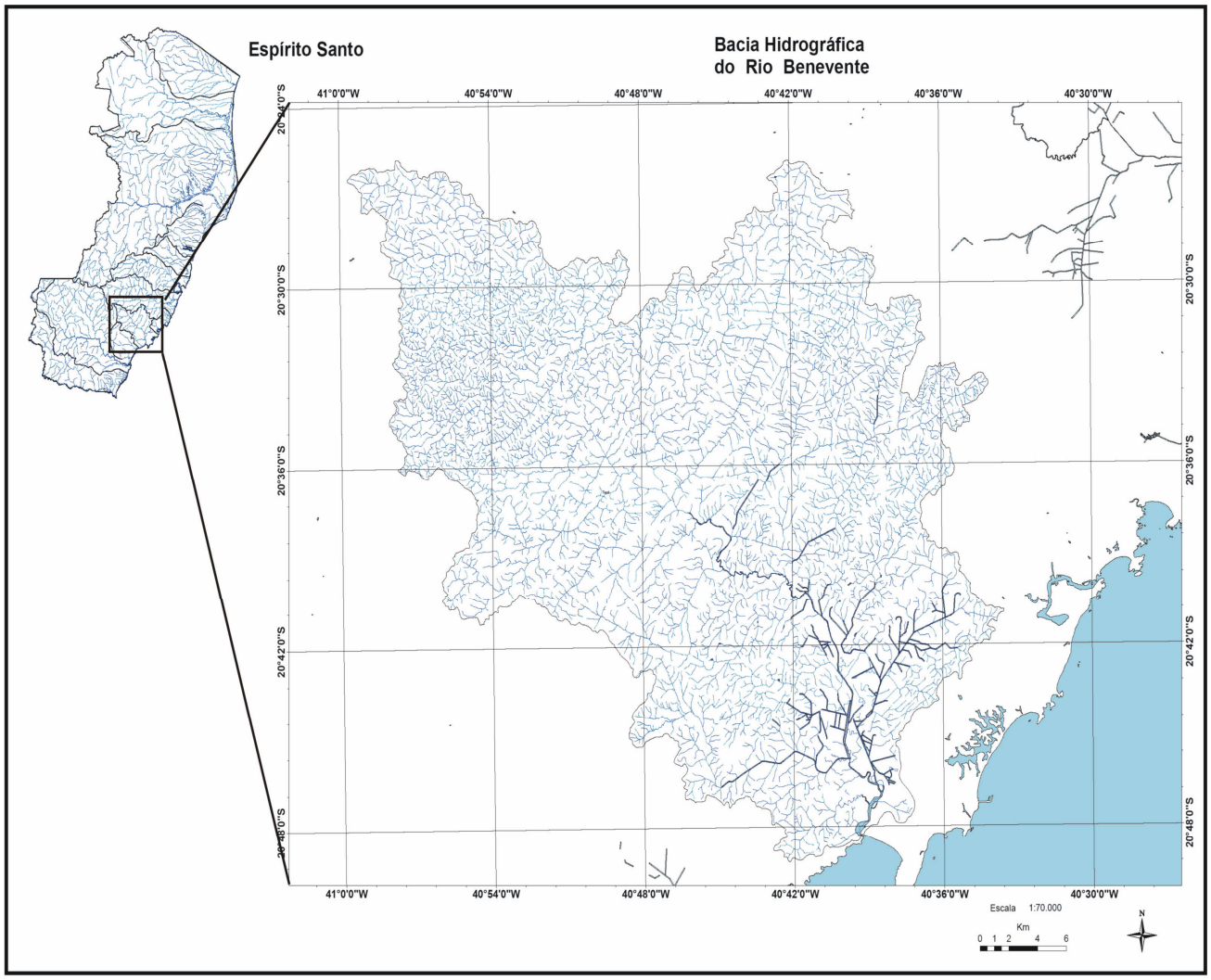


Fig. (01). Localização estadual da bacia hidrográfica do Rio Benevente.

As atividades econômicas estão divididas em dois grupos principais: no litoral onde predomina a pesca e o turismo, e o 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 nas duas últimas décadas, processos de urbanização vêm se incrementando, acarretando ampliação de vias vicinais, e, pavimentação de estradas estaduais no espaço regional da bacia.

Consequentemente, novas frentes de ocupação de espaços e ampliação de núcleos de povoados, têm acarretado manchas de atividades impactantes em setores diversos da região, 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 destas, intencionando a implantação de pastagens localizadas, construção de pequenas centrais hidroelétricas, mineração de rochas graníticas para indústria 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, o qual necessitam da proteção para preservação de seu patrimônio natural bem como a dinamização das atividades turísticas.

Portanto, vem crescendo, sistematicamente, nos últimos anos, 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.

2.2 – Dinâmica Hidrológica do Rio Benevente.

O estudo do comportamento hidrológico do Rio Benevente e climático da bacia foi feito através da análise de séries históricas de dados fluviométricos (vazão em m^3/s), pluviométricos (precipitação em mm) e de temperatura em estações que estão localizadas nos municípios de Alfredo Chaves e Matilde.

De um total de 5 estações fluviométricas instaladas na área da bacia, somente estas duas apresentam dados disponíveis, e uma estação meteorológica que está localizada em Alfredo Chaves, permite análise dos dados pluviométricos e de temperatura.

Por questões de método, achamos conveniente tratar primeiro dos dados fluviométricos, e em seguida, da climatologia dinâmica regional. Desta forma devemos compreender o comportamento hidrológico em face do climático e não corrermos o risco de analisar estes dois importantes fenômenos de forma separada e desarticulada.

Os aspectos hidrológicos da bacia que foram levantados para análise de sua dinâmica fluvial, dizem respeito ao fluviograma das vazões médias anuais, a 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[7] 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 estes poucos dados e viabilizar o estudo desta série foram usados métodos de preenchimento de lacunas, conforme procedimentos de Milanese e Galvani (2003), de forma a tornar viável a análise da mesma. Estes procedimentos não são muito recomendáveis, no entanto, devido à carência de dados, optamos por executá-los nos dados desta estação.

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" nesta série, também foram executados métodos para preenchimento de lacunas. Esta 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.

Em um pequeno mapa da bacia, com a localização das estações fluviométricas e meteorológicas é possível ter noção da localização espacial das mesmas, na fig (02).

[7] É preocupante o descaso dos órgãos ambientais de Estado para com a responsabilidade na coleta de dados de fluviometria e meteorológicos das estações fluviométricas e meteorológicas do Brasil. No Espírito Santo tal fato é ainda mais agravado, pela falta de políticas públicas e de bons técnicos nos órgãos ambientais, que deveriam exercer pressão sobre os responsáveis pela administração destes dados. Nem mesmo na "comunidade científica" se percebe uma preocupação com a importância da administração e coleta de dados fluviométricos e pluviométricos. Fica aqui registrado dessa forma, nossa revolta e indignação com esse descaso.

O primeiro gráfico realizado é o fluviograma da estação Alfredo Chaves na fig. (03), 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 a 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.

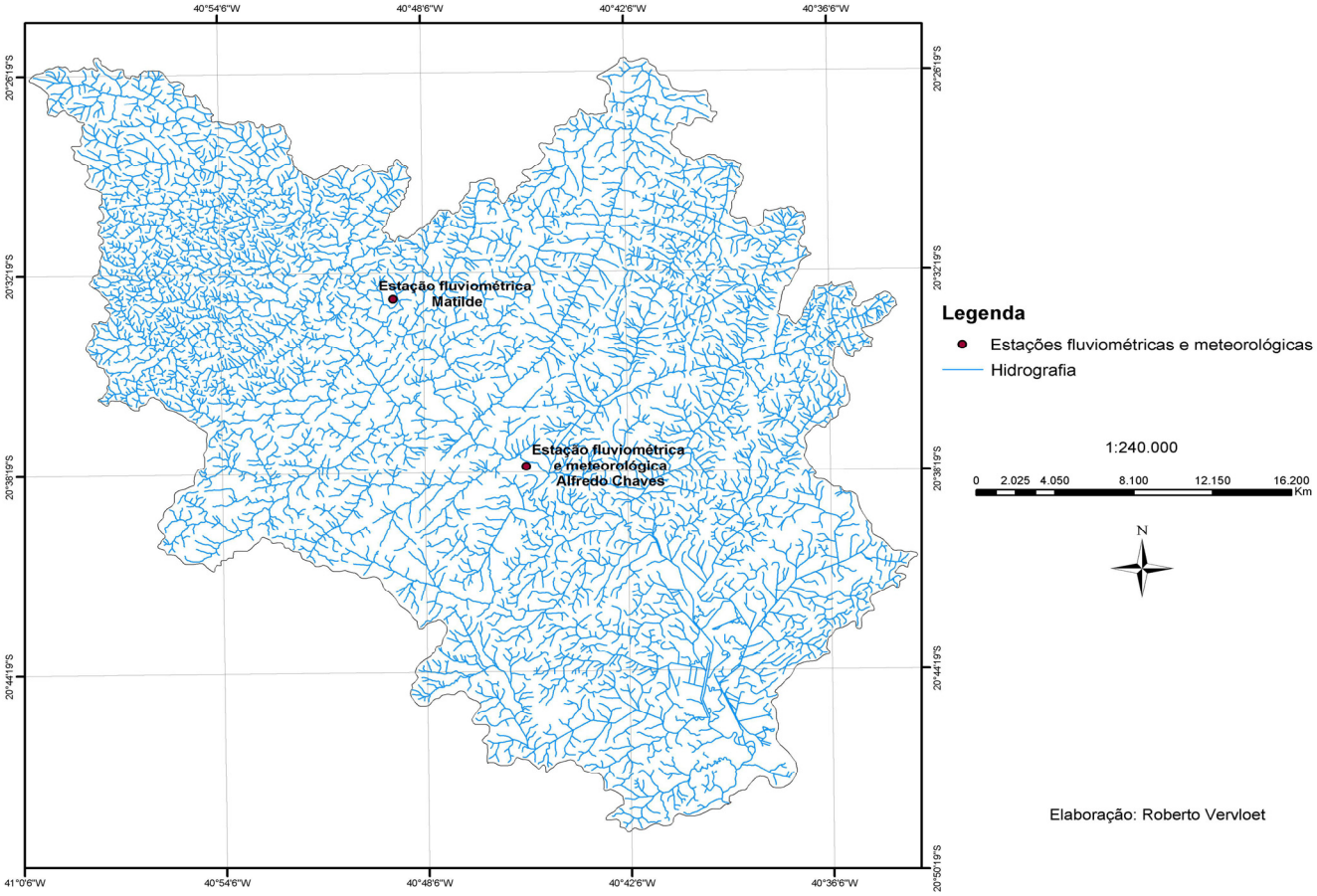


Fig. (02). Mapa com a localização das estações fluviométricas e meteorológicas na bacia do Rio Benevente.

Este fluviograma caracteriza o Rio Benevente neste ponto da bacia com um regime fluvial razoavelmente bem 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.

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 este rio deve ser classificado como um regime razoavelmente bem definido.

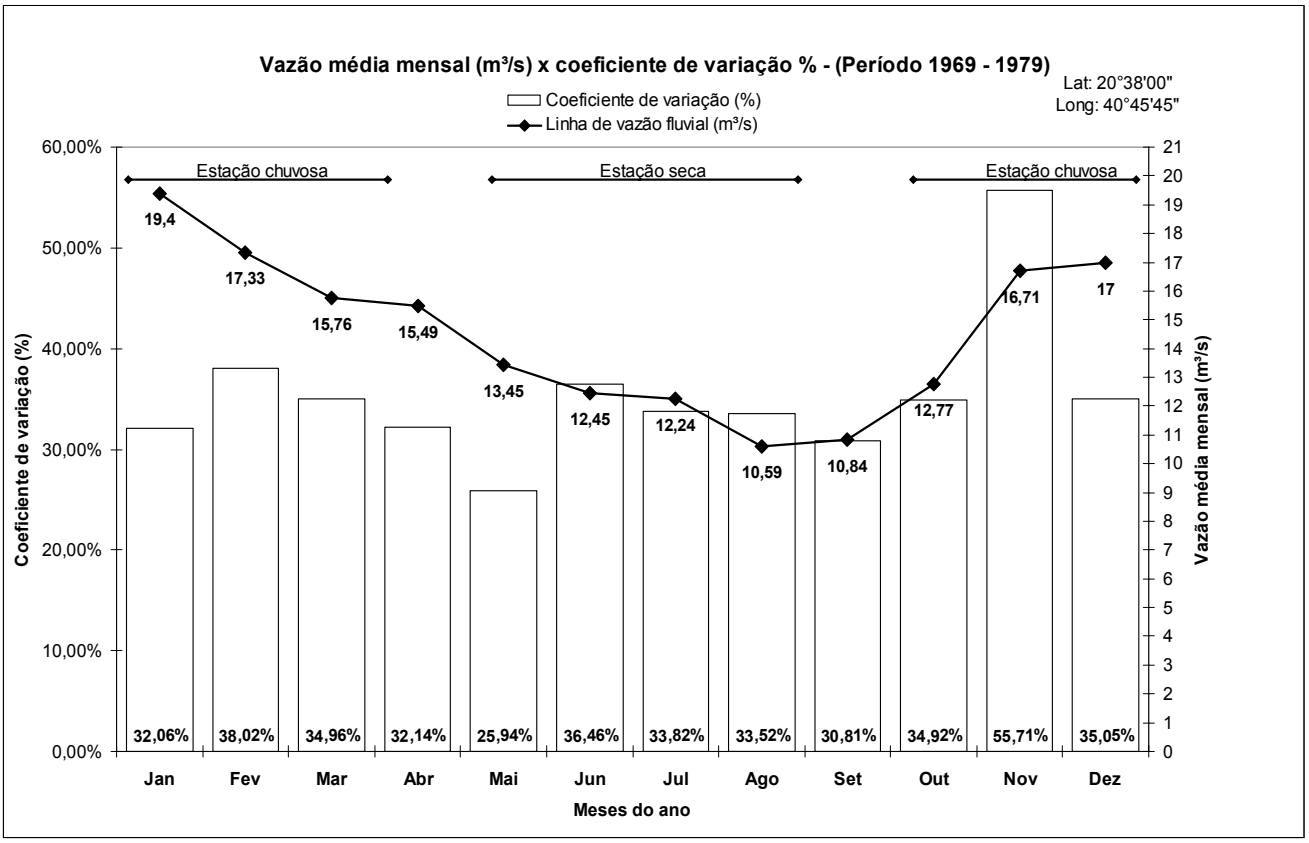


Figura (03). Fluviograma da estação Alfredo Chaves. Código 57260000. Elaboração: Roberto Vervloet.

O destaque é o mês de novembro que tem seu coeficiente de variação muito acentuado (55,7%), configurando quase que uma “anomalia” na distribuição dos dados. Isso é conseqüência da chegada de chuvas frontais, oriundas dos avanços das frentes frias no mês de novembro, sendo muito bem perceptivel ao longo do período registrado. Tal evento é muito variável entre um ano e outro, implicando em uma oscilação do dado que interfere, por sua vez, nas taxas do coeficiente de variação das vazões de novembro.

Quando se projeta o hidrograma do ano hidrológico desta estação, na fig. (04), 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 neste ponto, 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.

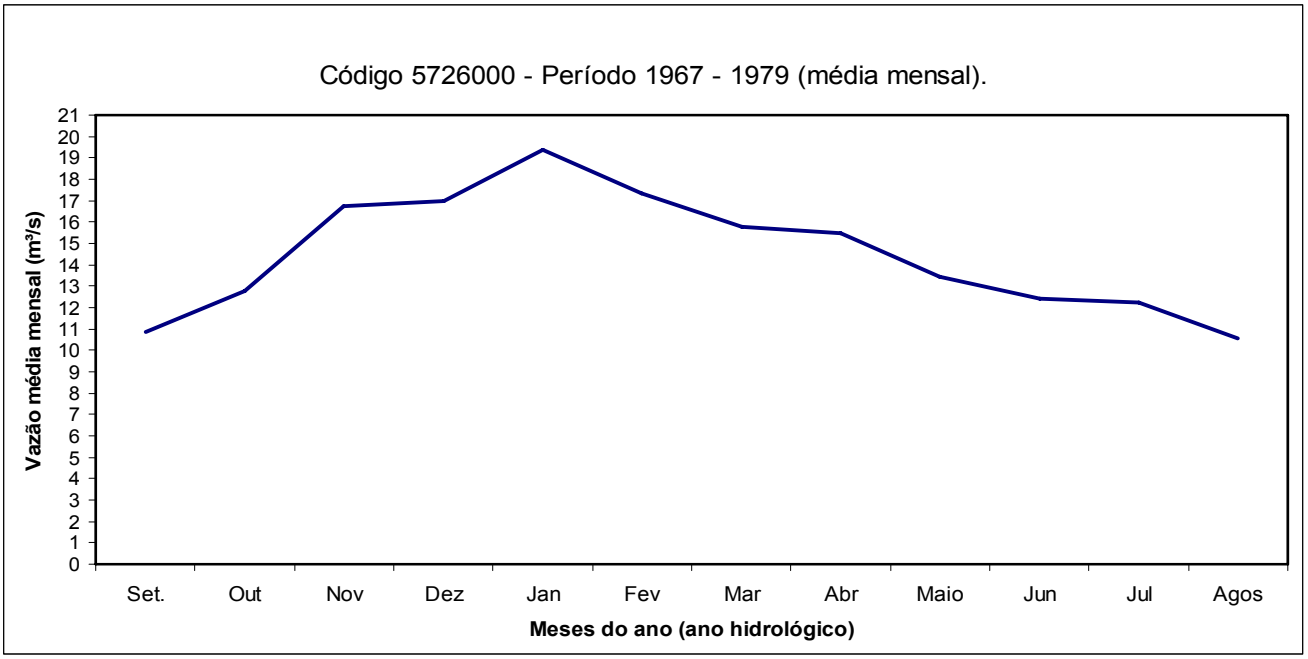


Figura (04). Hidrograma da estação Alfredo Chaves. Ano hidrológico.

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 muito bem definido, que neste caso pode ser o resultado da acentuada sazonalidade do clima da região. O que não é o caso do Rio Benevente.

Para termos uma noção da permanência dos tipos de vazão fluvial nesta estação ao longo do período foi gerado o gráfico da curva de permanência das vazões de referência Q_{90} e Q_{50}, que esta apresentado na fig. (05).

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, esta deve ser compreendida como as Q_{90} e Q_{50}.

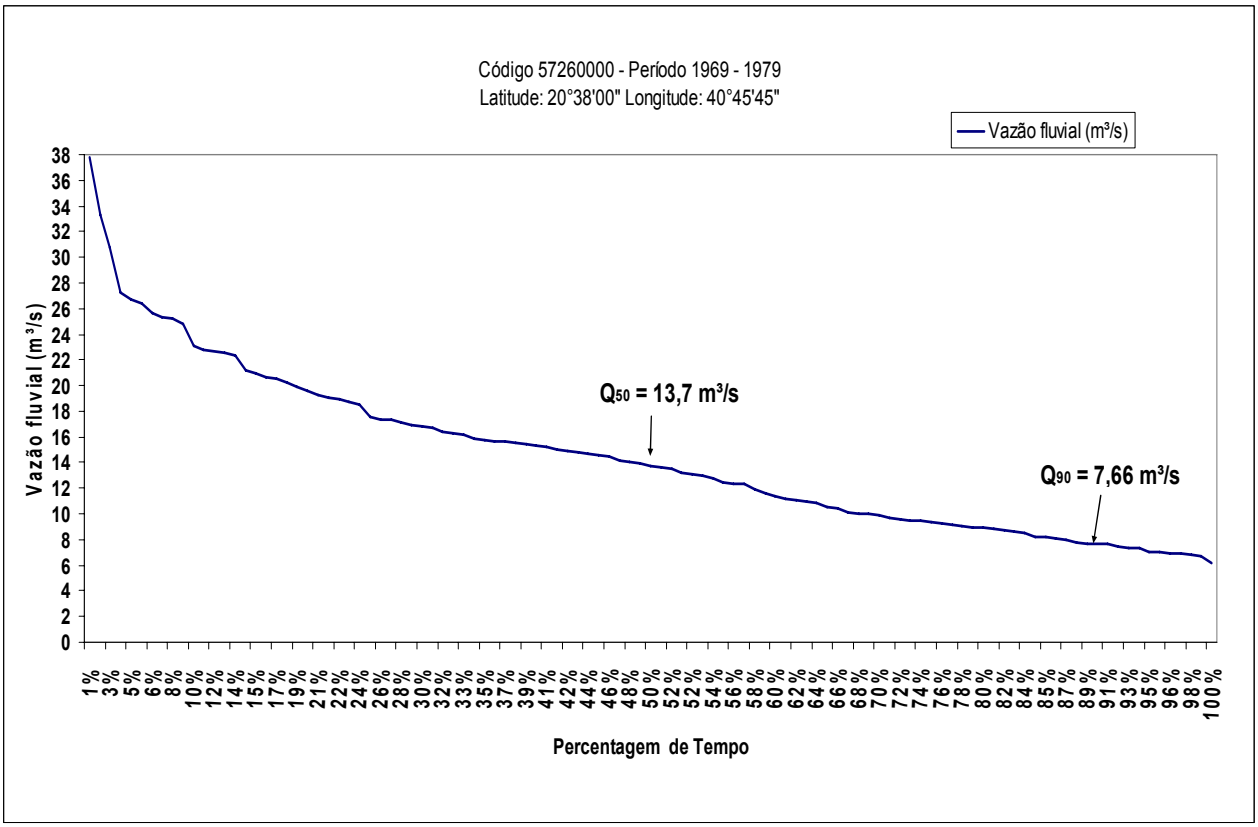


Figura (05). Gráfico da curva de permanência das vazões de referência Q_{50} e Q_{90} da estação Alfredo Chaves.
Elaboração: Roberto Vervloet.

No caso do Rio Benevente a estação Alfredo Chaves irá registrar uma vazão Q_{90} de 7,66 m³/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 m³/s.

Mais uma vez estes dados corrobora 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 que esta 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 do Rio Benevente.

O fluviograma desta estação, representado na fig. (06), 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 estes respectivos meses configuram uma oscilação da taxa de vazão muito acentuada. Fato que certamente se deve a chegada de chuvas frontais nestes meses influenciadas, certamente, pelos efeitos da orografia, pois esta estação está a 525 metros de altitude na região serrana.

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, em comparação com a estação anterior.

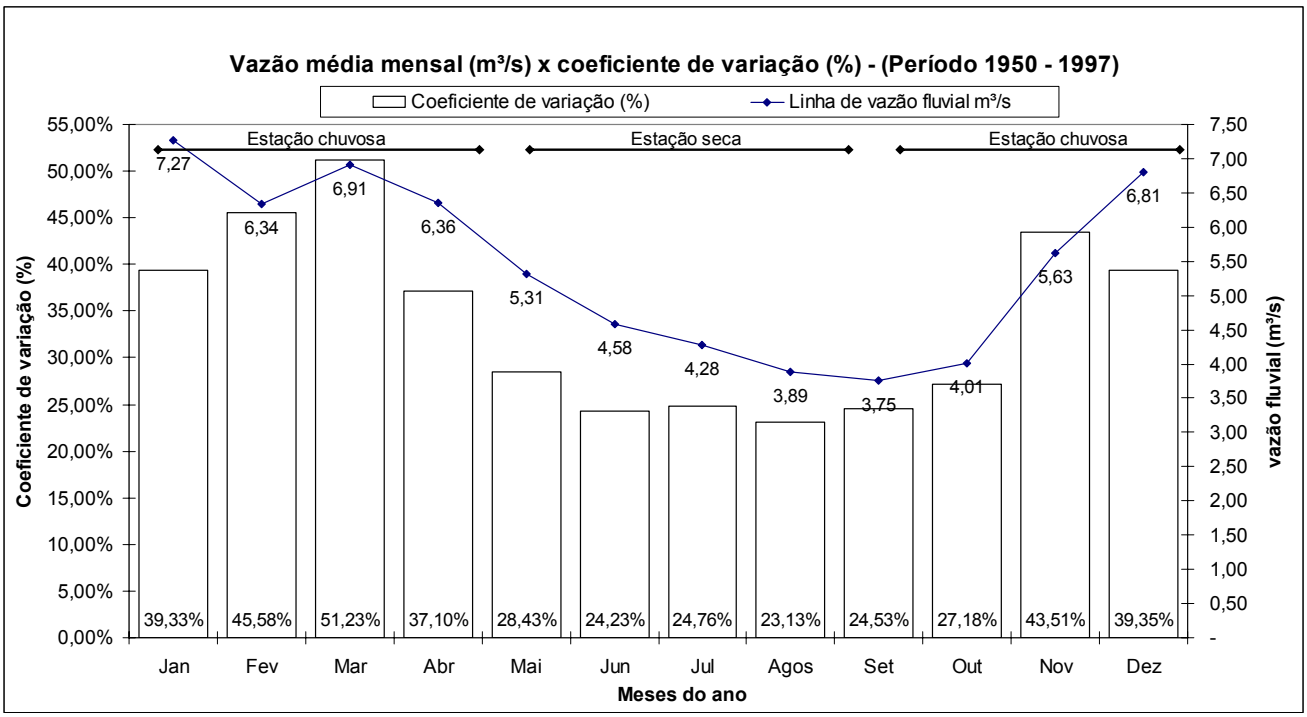


Figura (06). Fluviograma da estação Matilde. Código 57250000. Elaboração: Roberto Vervloet.

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. (07), 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.

Este 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.

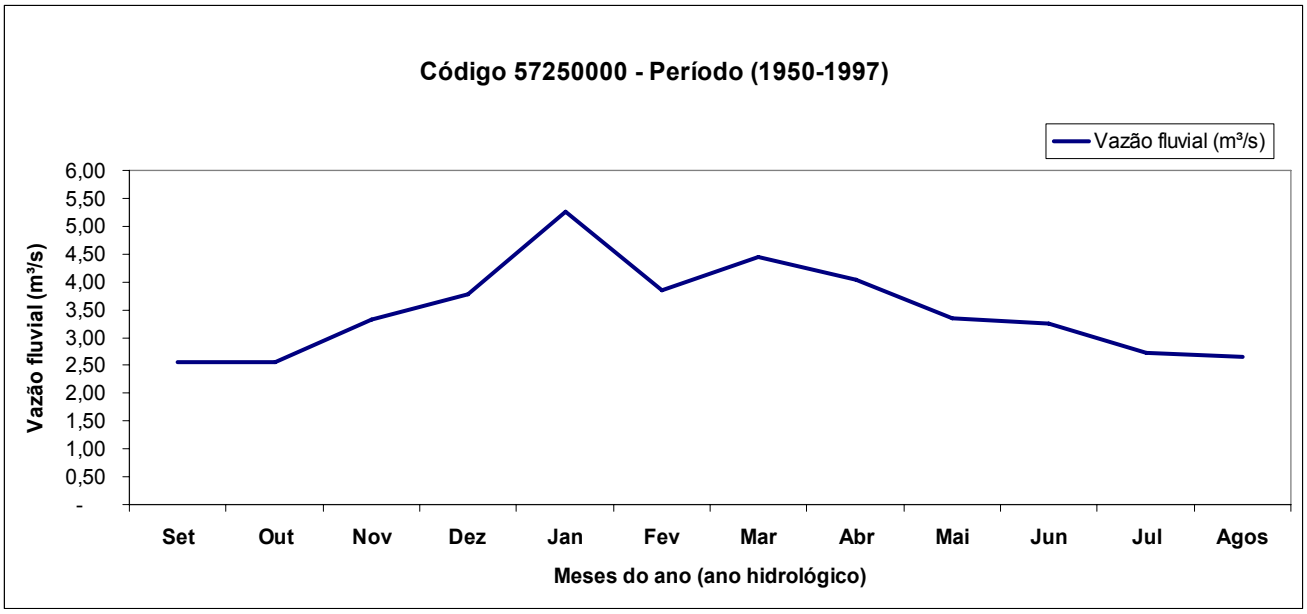


Figura (07). Gráfico do hidrograma anual da estação Matilde. Elaboração: Roberto Vervloet.

Cumpre 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 deste 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. Esta

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 dados de vazões ao longo do tempo de registro, a diferença entre Q_{90} e Q_{50} é bem menor do que o visto na estação anterior, como pode ser observado na fig. (08). 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 m³/s) e 50% (Q_{50} = 5,08 m³/s) do tempo registrado. Essa discrepância é bem menor, comparado a que ocorre na estação de Alfredo Chaves.

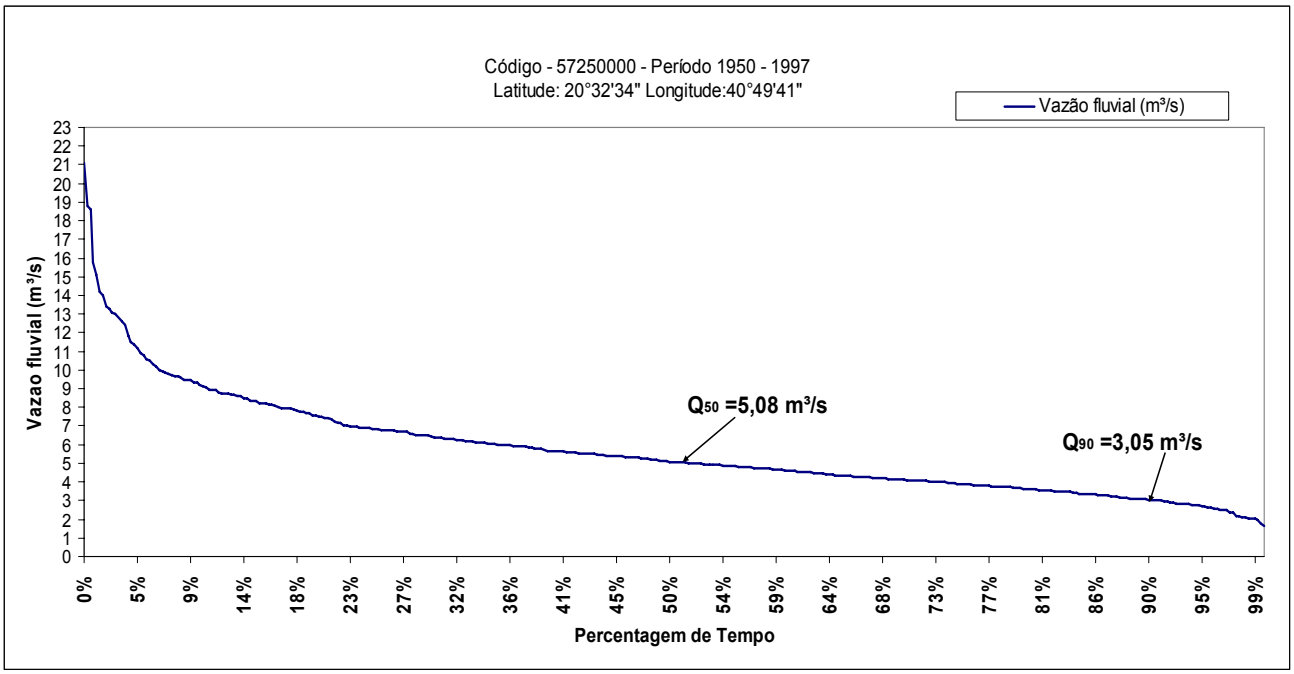


Figura (08). Gráfico da curva de permanência das vazões de referência Q_{50} e Q_{90} da estação Matilde. Elaboracão: Roberto Vervloet.

Observa-se também uma inclinação mais suave da linha de vazão, em comparação com 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 o gráfico da curva do intervalo de ocorrência das vazões máximas e mínimas, demonstrado na fig. (09).

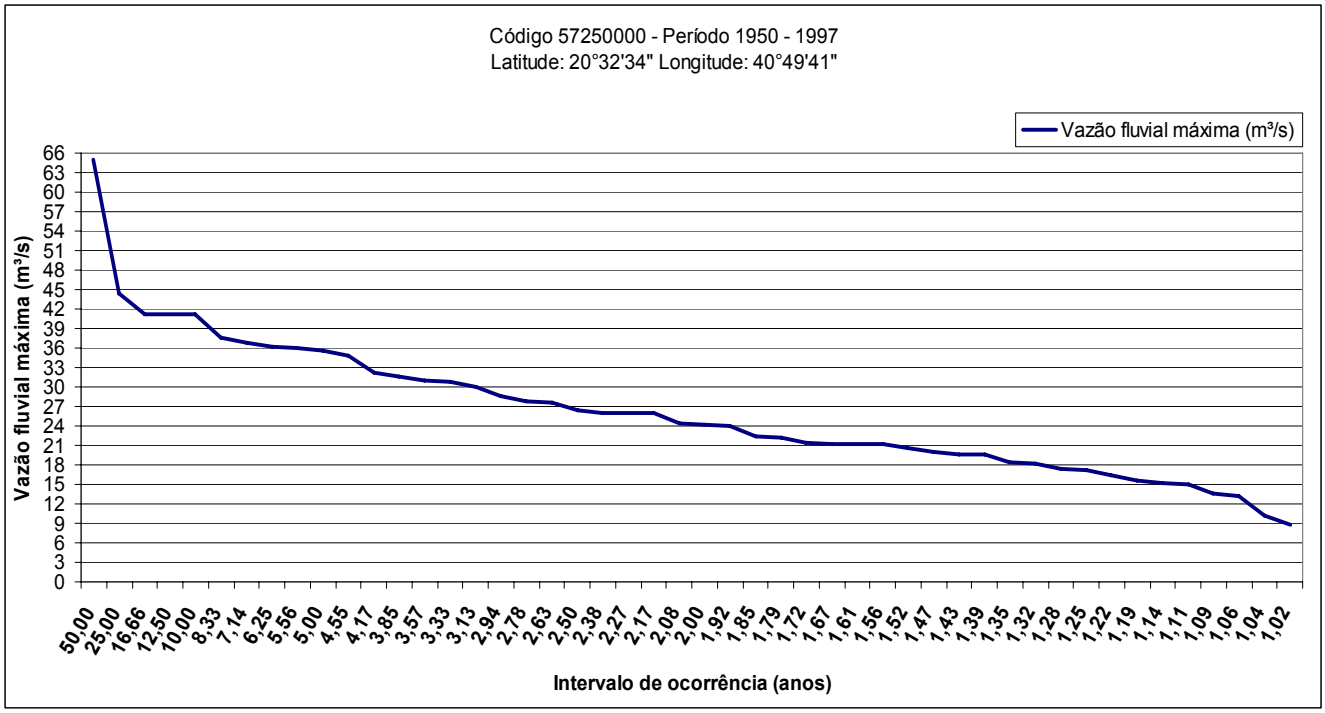


Figura (09). Gráfico da curva do intervalo de ocorrência das vazões máximas da estação Matilde.
Elaboração: Roberto Vervloet.

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, este intervalo de tempo é muito discrepante, com vazões apresentando uma diferença da ordem de 23,9 m³/s, um 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 um 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.

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. Observamos desta forma, que neste intervalo de tempo o valor máximo possa variar entre 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. (10), 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.

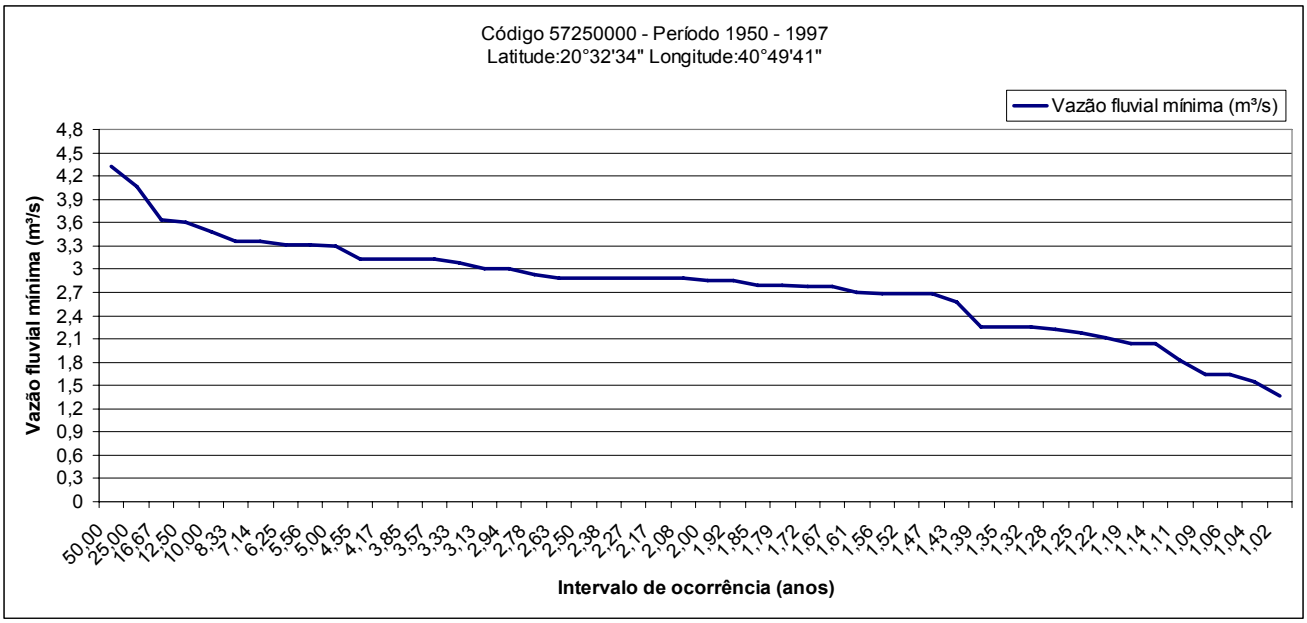


Figura (10). Gráfico do intervalo de ocorrência das vazões mínimas da estação Matilde. Elaboração: Roberto Vervloet.

Mais uma vez, podem-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 a contribuição subterrânea que alimenta a perenidade da drenagem, quando cessa as chuvas e começa a estação seca, vindo esta contribuição subterrânea, a diminuir com o prolongamento da estiagem durante o ano. Ela poderia ser responsável por essa menor oscilação do valor de vazão mínima. Entretanto, este pressuposto é meramente especulativo, carecendo de maior confirmação, a partir de outros procedimentos de investigação científica.

De certa forma, portanto, fica caracterizado que esta bacia hidrográfica tem como importante característica, em termos de dinâmica hidrológica, o canal principal com um regime razoavelmente regular, no que diz respeito à vazão e comportamento fluvial.

2.3 – Aspectos climáticos da bacia do Rio Benevente.

A climatologia da região da bacia foi analisada através do estudo da série histórica de pluviometria e temperatura da estação meteorológica de Alfredo Chaves, que está localizada na parte central da mesma, como dissemos anteriormente. A outra estação mais próxima é a de Venda Nova do Imigrante, que devido à distância e diferenças geográficas desta estação com a de Alfredo Chaves, teve que ser descartada.

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.

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

O Espírito Santo é um estado que 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.

Ele apresenta uma 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, com exceção de algumas zonas da chamada "Região Serrana", onde a precipitação apresenta maiores taxas, devido ao efeito de barlavento ou orografia. Fato que caracteriza fielmente o que ocorre em grande parte da região Sudeste.

Esta dinâmica que responde pela variação das taxas de pluviosidade e temperatura, nas diferentes porções do território estadual, é uma conseqüência da distribuição e influência dos compartimentos geomorfológicos e da maneira como os sistemas de circulação atmosférica são condicionados ao penetrarem sobre o mesmo, sofrendo deste modo, 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.

A interação que há entre essas massas de ar determina estabilidades e provoca instabilidades, quando de suas passagens, vistas nas respectivas épocas e estações do ano e sobre o espaço.

Três sistemas principais de circulação atmosférica vão afetar e determinar as tipologias climáticas, e quadros de tipos de tempo ao longo do ano no Estado, segundo Nimer (1972), a saber: as chamadas *Correntes Perturbadas de Sul*, *Correntes Perturbadas de Oeste* e *Correntes Perturbadas de Leste*.

As *Correntes Perturbadas de Sul* (FPA - Frente Polar Atlântica) são representadas pela invasão de anticiclones polares (frentes frias), ocorrendo no Estado em períodos determinados nos meses que vão de outubro a março, tendo temperaturas baixas e trazendo chuvas mais ou menos abundantes, que caracterizam a sua passagem.

Durante a primavera e o verão estas correntes 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 freqüência 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 (1989) atesta em seus estudos.

As *Correntes Perturbadas de Oeste,* consideradas como um sistema de circulação secundária, possui atuação espacializada pelo interior do Estado entre o final da primavera e o início de outono. Este sistema é também responsável pelas chamadas linhas de *instabilidade tropicais* (IT), de acordo com Nimer (1972).

Durante o verão sua presença torna-se mais comum, produzindo chuvas e trovoadas, ventos moderados nos meses de novembro, dezembro e janeiro. Estas 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 freqüência nas regiões situadas mais a leste do sudeste brasileiro.

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.

As *Correntes Perturbadas de Leste* 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, tendo 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 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 dos mesmos.

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, vindo a alcançar também a parte mais ao norte da bacia do Benevente, atingindo toda a região serrana. Esta dinâmica é o resultado da atuação e interação conjunta das correntes designadas anteriormente, *as correntes Perturbadas de Sul, de Oeste e de Leste.*

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, tendo ligeiro declínio em janeiro e fevereiro, mas aumentando em março.

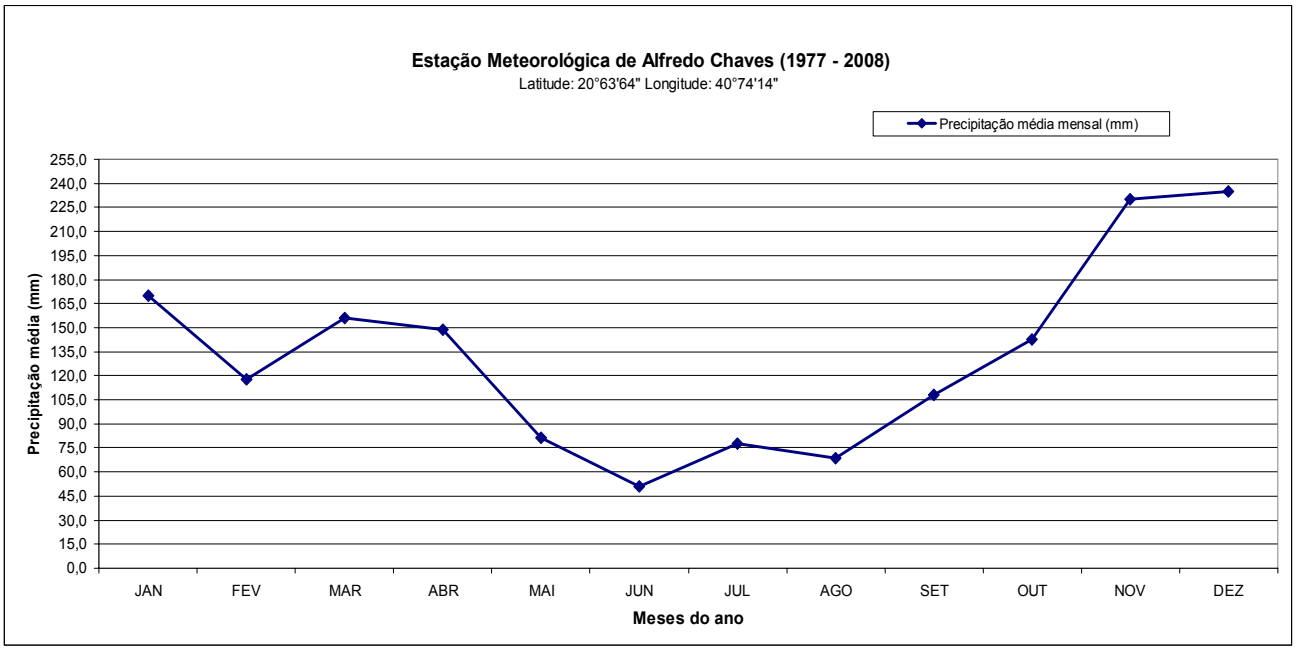


Figura (11). Gráfico da precipitação média mensal da estação meteorológica de Alfredo Chaves. Elaboração: Roberto Vervloet.

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 analisadas anteriormente, 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.

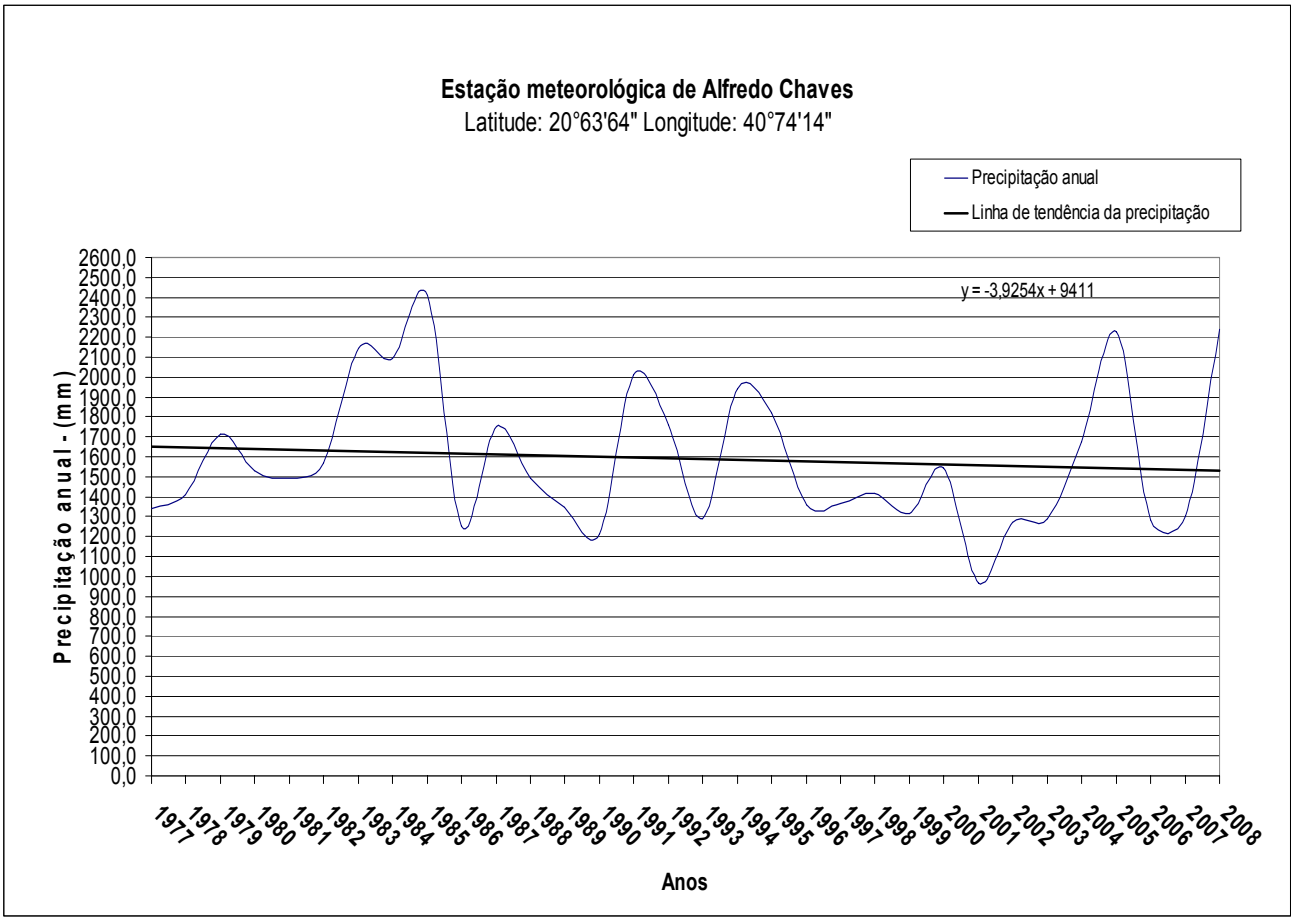


Figura (12). Gráfico da linha de tendência da precipitação da estação meteorológica de Alfredo Chaves. Elaboração: Roberto Vervloet.

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 deste gráfico é de 21,8%, isto é, os valores de precipitação podem variar este 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 confirmado pelo gráfico da média anual de temperaturas máximas e mínimas da fig. (13), embora a média deve 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 diminuírem, na região da bacia, vistos a partir do tempo de registro, e tomando-se os dados dessa estação, como fonte de análise do clima regional.

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 nesta pesquisa. Fato que exigiria conhecimentos sobre oscilação decadal do pacifico, el nino, la nina, etc. O que nos importa agora é saber como vem se comportando as precipitações e temperatura, com vistas ao interesse sobre a caracterização climática da bacia, no entanto, fica registrado tal fato para pesquisadores interessados no assunto.

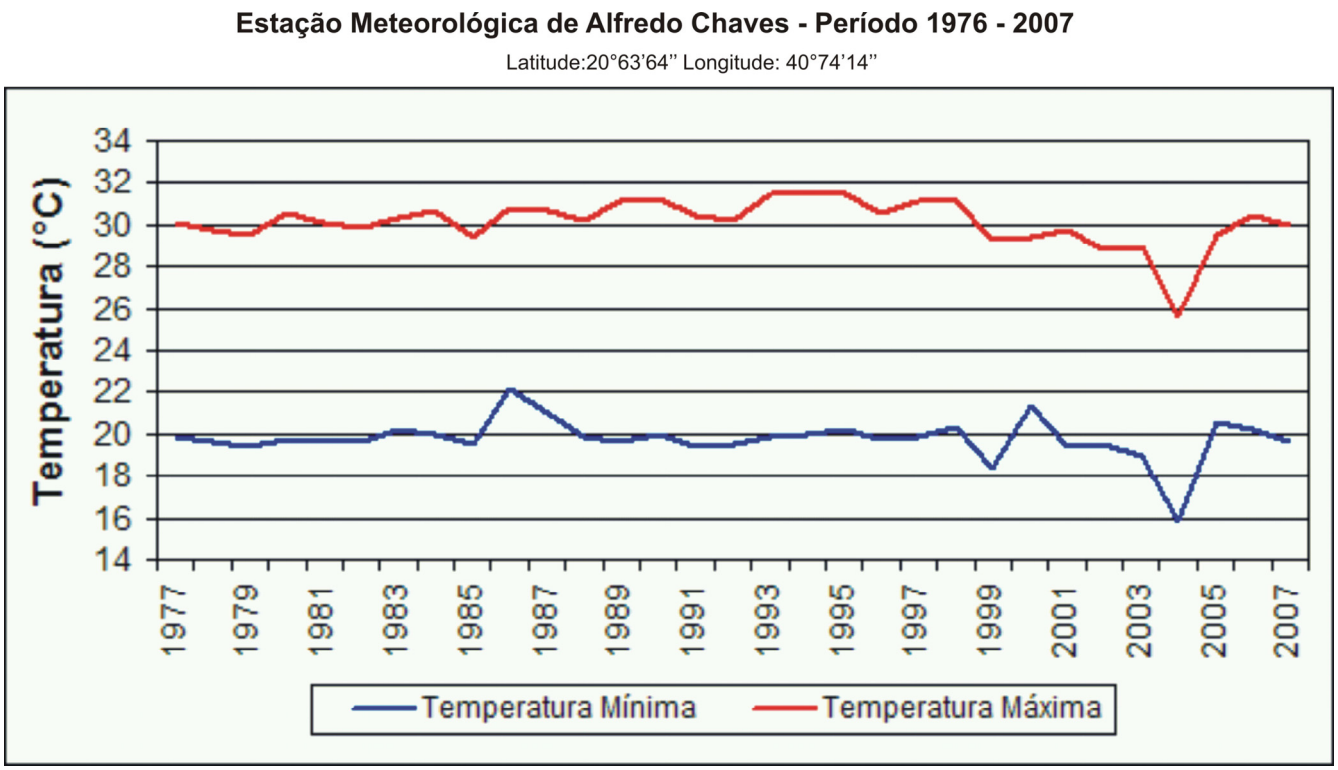


Figura (13). Gráfico da temperatura mínima e máxima da estação meteorológica de Alfredo Chaves.
Fonte: SIAG - Sistema de Informações Agrometeorológicas - Incaper - ES - Instituto Capixaba de Pesquisa, Assistência Técnica e Extensão Rural do Espírito Santo.

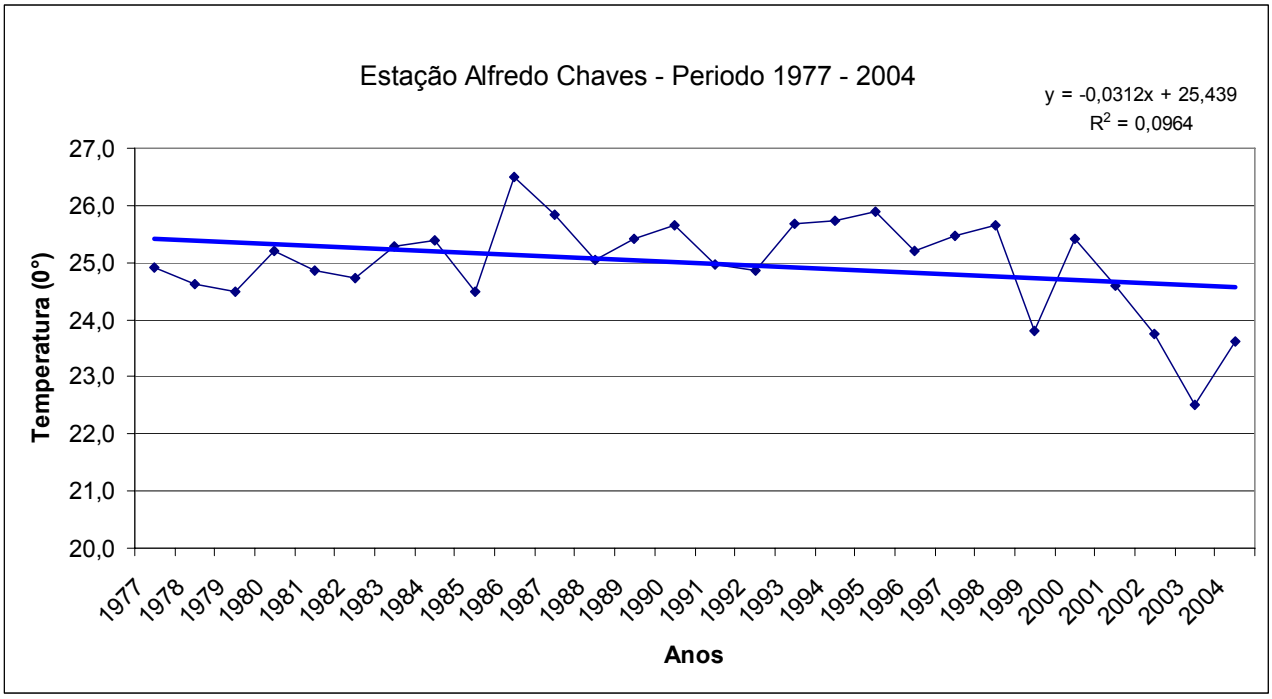


Figura (14). Gráfico da temperatura média anual com linha de tendência da estação Alfredo Chaves. Elaboração:Roberto Vervloet

A despeito destas 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 anual, na fig. (15). Dezembro e julho sãos os meses mais chuvosos e secos, respectivamente.

Quando nos baseamos na classificação de W. Koeppen, a região se encontra sob o predomínio dos tipos climáticos, designados pelas letras A (tropical) e C (mesotérmico), compreendendo os tipos Aw (úmido com estação chuvosa no verão e seca no inverno), Am (úmido, sem estação seca pronunciada) e Cf (úmido, sem estiagem). Isto caracteriza o típico clima tropical úmido.

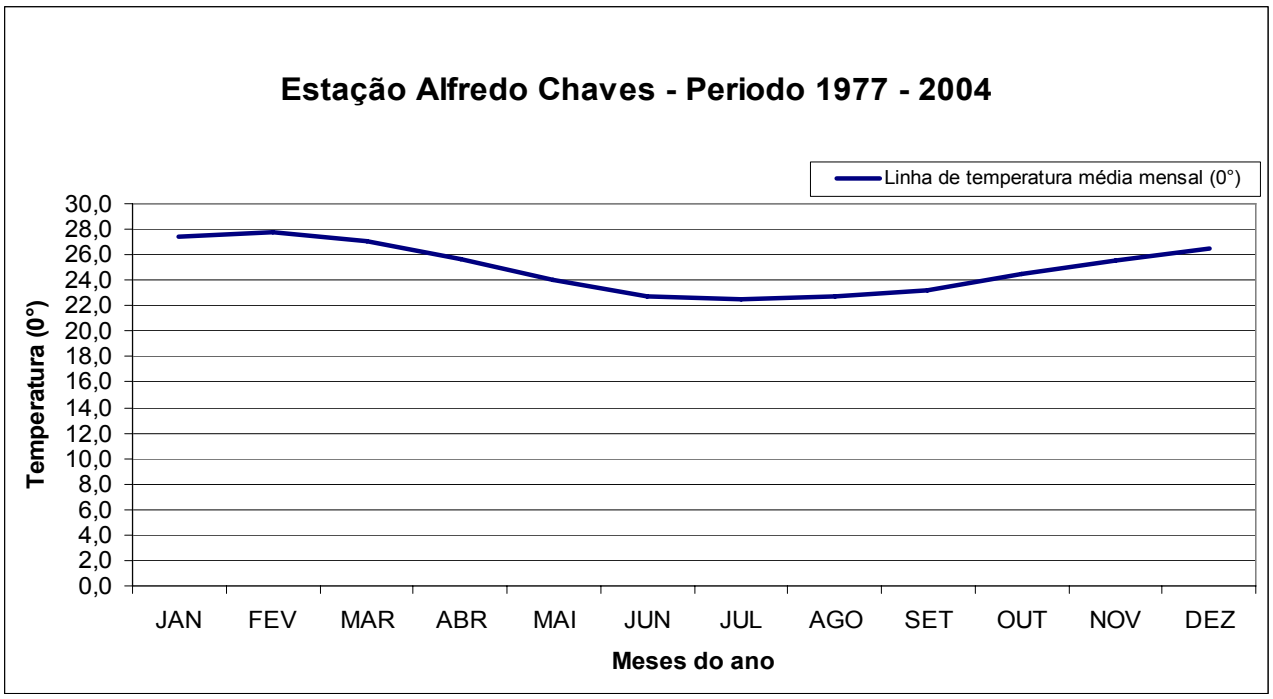


Figura (15). Gráfico da temperatura média mensal da estação meteorológica de Alfredo Chaves. Elaboração: Roberto Vervloet.

O clima tropical úmido abrange mais de 65% da área dominando as regiões de baixada litorânea e os vales que penetram as serras e encostas do interior da bacia.

A distribuição das chuvas no espaço sofre marcante influência do relevo e da exposição das serras. Elas crescem do sul da bacia (cerca de 1.000 mm aproximadamente) para o norte, e do litoral para o oeste, atingindo o máximo nas partes mais elevadas da região serrana com valores acima de 2.000 mm, aproximadamente, no distrito de Matilde. O período de incidência destas é de 150 dias na zona serrana, e 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 (gráfico da temperatura média mensal). A umidade do ar registra uma média anual de 80% e cresce, ligeiramente, do litoral para o interior da região.

Portanto, do ponto de vista da climatologia dinâmica regional, pode-se afiançar que a Bacia do Rio Benevente, localiza-se na porção de domínio do anticlone semifixo do Atlântico Sul, acarretando 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, que causam as grandes chuvas da estação mais quente, segundo os bons estudos, levados a efeito, pelas pesquisas de Nimer (1972).

2.4 – Os atributos litológicos e tectono-estruturais da bacia hidrográfica do Rio Benevente.

Antes de passarmos às questões pertinentes aos problemas dos critérios de compartimentação que tivemos que enfrentar no estudo desta bacia é preciso, primeiro, conhecer seus aspectos litológicos e tectônicos, pois estes influenciaram, decisivamente, na elaboração dos critérios e procedimentos de mapeamento geomorfológico de seu espaço.

No âmbito do estudo da geomorfologia de bacias hidrográficas de escalas regionais é praticamente impossível prescindir de um melhor detalhamento e maior consideração dos fatos responsáveis pela compreensão de sua história geológica, que em muitos casos é herdada de antigos processos e eventos geotectônicos, como é o caso das estruturas litológicas e tectônicas da bacia em estudo, que remontam ao *Eon* Proterozóico.

Se realmente for evidenciada a importância de tais fatos para entendimento da evolução fluvial sobre estruturas complexas e antigas, justifica-se o conhecimento mais pormenorizado de seus atributos, tendo em vista a compreensão da compartimentação tectônica e das propriedades litológicas dessas estruturas.

No caso da bacia do Rio Benevente, por ser localizar na região sul do Espírito Santo, possui esta, do ponto de vista geológico regional, todas as características tectono-estruturais edificadas por processos geológicos ocorridos ao longo do

Proterozóico. Fato que configura praticamente todas as estruturas cristalinas do território capixaba.

Não é preciso demonstrar porque já é relativamente bem conhecido, que muitos canais das bacias hidrográficas atlânticas do Brasil, possuem até certo ponto um forte controle tectono-estrutural, muito bem apreciável em imagens de satélites, fotografias aéreas e mapas hidrográficos. Talvez, um grande desafio da geomorfologia fluvial regional reside em saber até onde este controle ocorre, como ele se dá, e, porque em alguns setores, estes canais fogem ao “encarceramento” geral, condicionado pelas estruturas herdadas dos processos geotectônicos do Proterozóico. Característica que certamente é bem nítida, em todas as bacias hidrográficas da fachada atlântica do Espírito Santo.

O Espírito Santo está situado dentro dos terrenos 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, paralela a costa atlântica delineando uma grande faixa de orientação NE-SW, como podemos ver no mapa da fig. (16).

A Província Mantiqueira é 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, segundo (Brito-Neves *et al*. 1999).

Sua gênese remonta a um período temporal que teve início em torno de 880 Ma e término há cerca de 480 Ma, durante a Orogenia Neoproterozóica Brasiliano-Pan Africana, a qual resultou na amalgamação do Paleocontinente Gondwana Ocidental na passagem para o período Cambriano. É um sistema orogênico formado pelos orógenos Araçuaí, Ribeira, Brasília Meridional, Dom Feliciano e São Gabriel, segundo a divisão tectônica de Heilbron *et al* (2004).

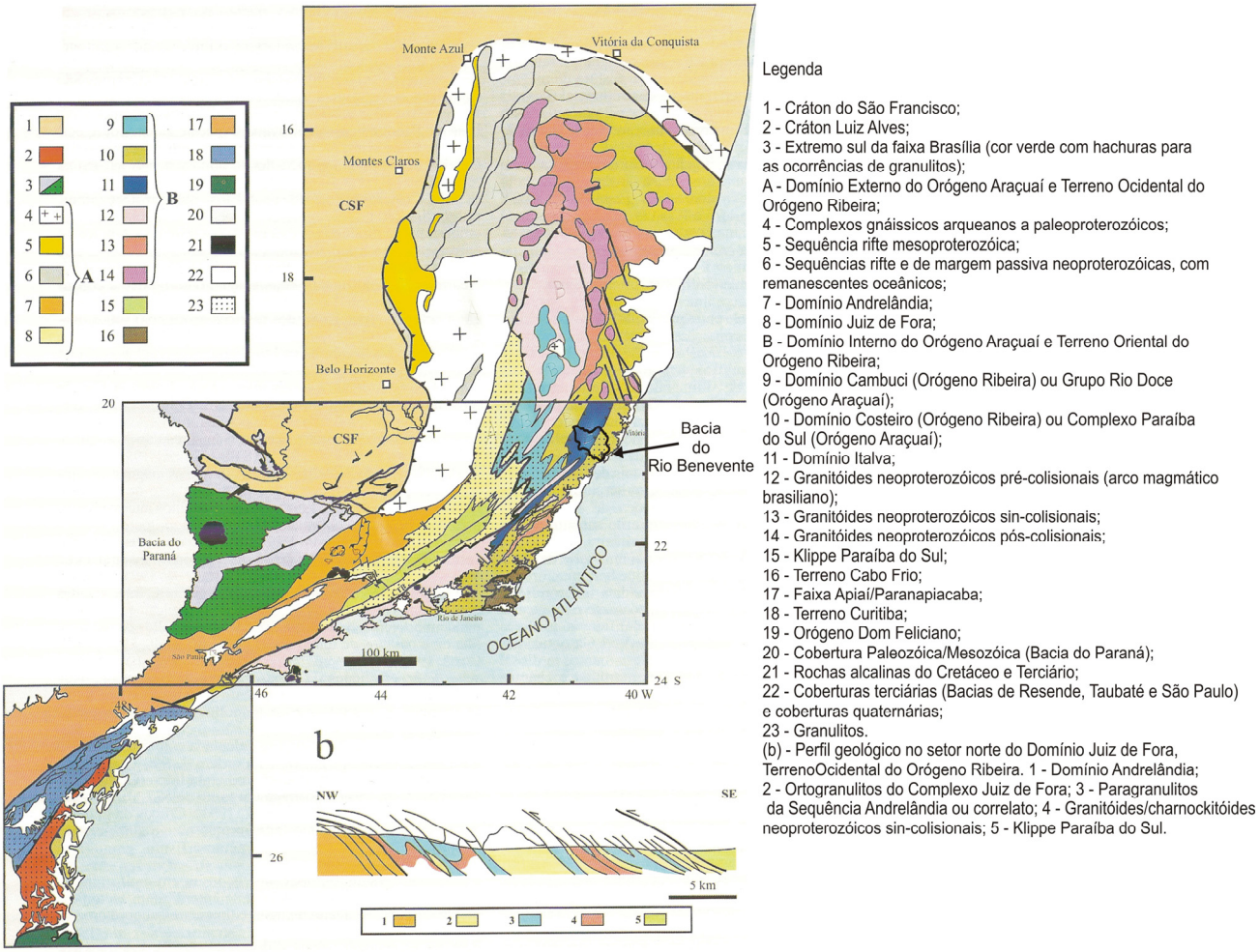


Figura (16). Mapa tectônico da região Sudeste com destaque para os elementos componentes da Província Mantiqueira e localização da bacia do Rio Benevente (compilado e modificado de Moraes et al., 2004).

O Sistema Orogênico Mantiqueira é dividido em um conjunto de orógenos, que por sua vez, recebem uma subdivisão tectônica, segundo critérios geotectônicos e estudos geocronológicos de diferentes autores. Muitos trabalhos já foram realizados

nessa porção do território brasileiro, e, a literatura geológica apresenta ampla e diversificadas pesquisas sobre a origem e evolução desses orógenos.

A compreensão de certos fatos da orogênese Brasiliana bem como de seus produtos geotectônicos é de suma importância para o entendimento da estruturação tectônica dessa porção do território capixaba, a qual responde pelo arcabouço litotectônico, que condiciona a evolução das grandes massas de relevos regionais, em especial o relevo da região sul e centro - serrana do Estado.

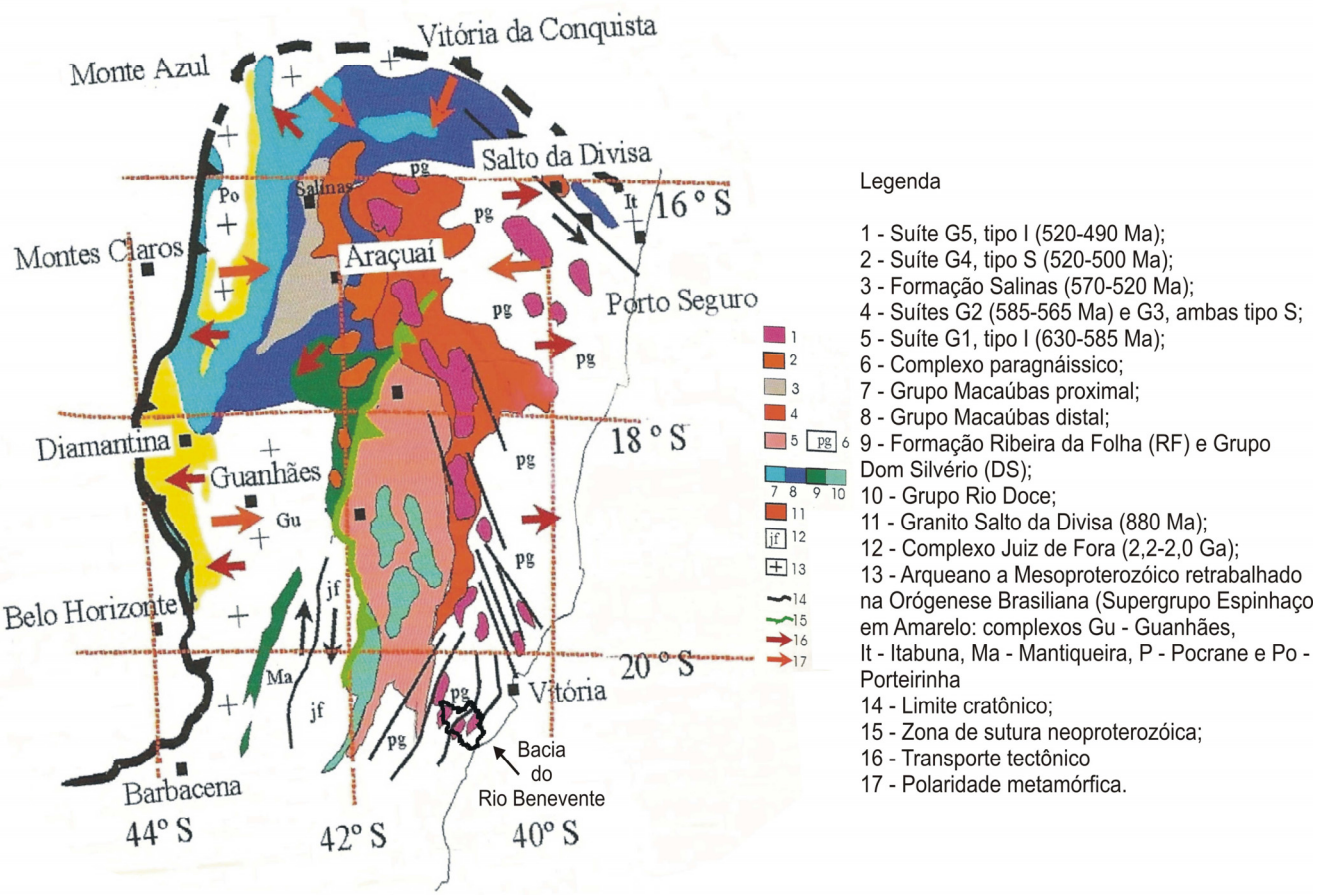


Figura (17). Mapa tectônico do Orógeno Araçuaí com localização da Bacia do Rio Benevente (compilado e modificado de Heilbron et al., 2004).

Esta região sul e, por sua vez, a bacia em estudo, situa-se dentro dos domínios do Orógeno Araçuaí fig. (17), que tem seus limites se estendendo do litoral atlântico até a borda leste do cráton São Francisco e entre os paralelos 15° e 21° S, fazendo divisa com o Orógeno Ribeira na porção sul.

Não há uma transição nítida entre o Orógeno Ribeira e o Orógeno Araçuaí nesta porção sul do Estado, estando esta passagem caracterizada por mudanças muito graduais na direção das estruturas brasilianas de NNE para NE, quando se caminha em direção ao sul. Mesmo na área interna da bacia em estudo, há estruturas que ora seguem a direção NNE e ora se alinham para NE, estando 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 estes dois orógenos.

Todas as propriedades litoestruturais do embasamento da Plataforma Sul – Americana no Estado foram edificadas ao longo dessa Orogênese Brasiliana, que é designada em trabalhos mais antigos de “Ciclo Brasiliano”.

No estado atual dos conhecimentos há quem discorde do uso do termo “Ciclo” e “Orógeno” Brasiliano, Delgado *et al.* (2003), como designativo de uma concepção de geotectônica não baseada no diacronismo dos eventos e na pluralidade de produtos tectônicos, gerados em um intervalo de tempo que vai de 880-520 Ma. Fato que certamente tem sido lentamente assimilado pela comunidade geocientífica brasileira. Ainda há muitos trabalhos utilizando os termos “Ciclo” e “Orógeno” Brasiliano, como

derivativos da história geológica tectônica Proterozóica dessa porção do nosso território.

Neste nosso trabalho o termo Orogênese Brasiliana é usado como representativo de um sistema de evolução orogenética Proterozóica, como ocorre nos textos mais recente sobre a Província Mantiqueira. Portanto, diz respeito a uma série de eventos que teve como repercussão a formação de distintas entidades e compartimentos geotectônicos, que em conjunto formam a grande Província Mantiqueira (sistema de orógenos).

A importância de se colocar em evidência, o fato de que a Orogênese Brasiliana responde pela formação da grande Província Mantiqueira, reside no argumento de que é impossível ter consciência dos mecanismos de controle estrutural regional, sobre os aspectos geomorfológicos fluviais da bacia, sem levar em consideração o estudo dessas propriedades (falhas, dobramentos, lineações, etc) de um sistema de orogênese que é responsável pela gênese dessas grandes estruturas, uma vez que as mesmas – que foram edificadas ao longo do Proterozóico e nos estágios iniciais do cambriano – participam da organização estrutural da região, estando relacionadas à evolução fluvial da bacia. Portanto, já aventamos de antemão, a hipótese na qual há forte participação de estruturas tectônicas, herdadas da Orogênese Brasiliana, controlando a evolução da drenagem. Embora isso não seja novidade na nossa literatura geomorfológica, há sempre a possibilidade de se fazer outras considerações a partir de novos ângulos de tratamento.

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 *et al* (1997), Wiedemann *et al* (1986), Wiedemann (1992), Wiedemann (1993), Wiedemann e Mendes (1987),e Vauchez *et al* (1992) e Moraes et al (2004).

Para o reconhecimento das propriedades tectônicas e litológicas dessas estruturas Proterozóicas, a partir de uma escala mais detalhada, elaboramos dois mapas: o primeiro que apresenta o quadro tectônico tardi – a pós – transcorrência modificado e fundamentado em Féboli (1993a) e Vieira (1993), e, o segundo que demonstra a distribuição das unidades litológicas da região, baseado em Féboli *et al* (1993a, 1993b) e Vieira (op. cit.).

Optamos por trabalhar essas propriedades de maneira separada, devido a alta complexidade geológica desta região. Questão que auxilia o entendimento dos fatores de influência dessas estruturas nos mecanismos de evolução relacionados aos processos geomórficos fluviais. Todavia, não buscaremos enfocar a geologia pela geologia, e, sim, as propriedades geológicas da região que nos levem a entender os mecanismos de evolução fluvial, que sofrem interferência direta advinda da influência dessas propriedades litológicas e tectônicas, que são: as formas de contato entre unidades litológicas, as características da foliação metamórfica, tipos de corpos intrusivos, texturas, composições mineralógicas básicas, estruturas de dobramento, falhamento, níveis de metamorfismo, estiramento e sistemas de juntas. Todas essas propriedades litológicas e litotectônicas da região da bacia foram, como

já dissemos anteriormente, edificadas ao longo da Orogênese Brasiliana Proterozóica e nos inícios do Cambriano.

Discorreremos em primeiro lugar, portanto, sobre a tectônica, e após, analisaremos a distribuição e características das unidades litológicas que compõem a “ossatura” geológica regional. É mais comum em textos de geociências uma primeira consideração da litologia, e após, a tectônica. Estamos fazendo o contrário baseado no fato de que os produtos tectônicos nos permitem maior consideração na análise das variáveis geológicas conceituais de entendimento, relacionadas às questões geomorfológicas, e, sendo a distribuição litológica, uma etapa somente complementar na compreensão desta análise.

2.4.1 – O Quadro tectônico e os elementos estruturais. A importância dos dobramentos de fundo.

Através do mapa com o quadro tectônico da fig. (18), podemos visualizar as principais estruturas e elementos tectônicos que ocorrem na região a qual a bacia está inserida, visualizável através do seu divisor topográfico. Este mapa apresenta um quadro tectônico *tardi* – a pós – transcorrente, ou seja, trata dos produtos que foram gerados na fase terminal do Proterozóico e estágios iniciais do Cambriano, configurando os principais produtos da Tectogênese Brasiliana nesta porção do Espírito Santo.

Três grandes domínios tectono-estruturais respondem pela estruturação tectônica regional, segundo Vieira (1993), o DAM – Domínio de Arco Magmático, o DOR – Domínio Oriental e o FCI – Fragmento de Crosta Inferior ou DL – Domínio Litorâneo, também conhecido por esta designação.

Estes domínios estão limitados por expressivas zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais de regime dúctil. Duas são de grande importância na região e cortam a área da bacia do Rio Benevente em sentido diagonal, sendo uma a Zona de Cisalhamento Iconha (ZCI) que se direciona no sentido NE – SW e tem uma faixa de largura mais estreita, e a outra a Zona de Cisalhamento Batatal (ZCB) que tem direção NNE – SSW, sendo na parte inicial menos estreita e se alargando na porção central da bacia e voltando a se reduzir em largura à medida que se direciona para NNE. Voltaremos a elas com maior detalhe, após discorrermos sobre os grandes domínios geotectônicos.

O Domínio de Arco magmático - DAM ocorre na porção noroeste da área mapeada, tendo como limites em sua parte oriental, uma grande falha transcorrente dextral, que atravessa a região no sentido SW – NE, pertencente a ZCB. Este domínio possui estruturas litológicas que refletem um ambiente tectônico de arco vulcânico, representado por uma subassociação vulcanogênica de filiação calcialcalina, e um pretérito ambiente de arco vulcânico em desenvolvimento em condições de mar raso, atestado pela ocorrência de outra subassociação de caráter sedimentogênico, segundo os estudos de Vieira (1997).

Coube a Mendes *et al* (2002), através de importantes estudos de geologia estrutural, acompanhados de geocronologia, atestar que este arco magmático formou-se aproximadamente a 600 Ma., sendo pré a sin-colisional, estando totalmente associado com 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.

Todavia, todo o conjunto é metamorfoseado em torno de 590 Ma. e por volta de aproximadamente 520 Ma. dezenas de corpos diapíricos híbridos do tipo I-Caledoniano, “sensu lato”, intrudem preferencialmente as estruturas antiformais encaixantes, de acordo com as palavras de Wiedemann (1992). Podemos perceber, portanto, que este domínio está intimamente associado aos processos intrusivos.

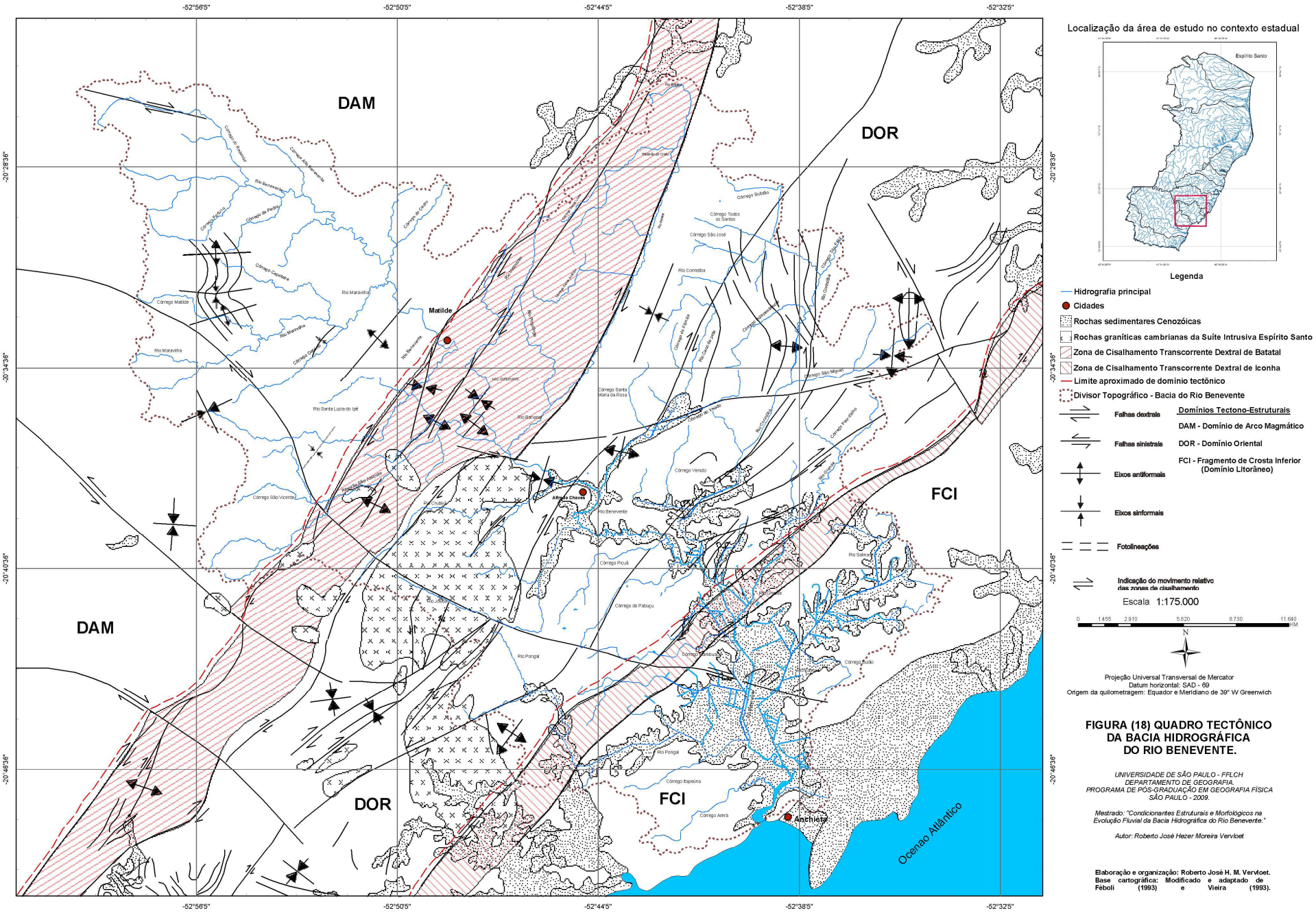


FIGURA (18) QUADRO TECTÔNICO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO BENEVENTE.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO - FFLCH
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA.
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA FÍSICA
SÃO PAULO - 2009.

Mestrado: "Condicionantes Estruturais e Morfológicos na Evolução Fluvial da Bacia Hidrográfica do Rio Benevente."

Autor: Roberto José Hezer Moreira Vervloet

Elaboração e organização: Roberto José H. M. Vervloet.
Base cartográfica: Modificado e adaptado de Féboli (1993) e Vieira (1993).

O Domínio Oriental - DOR se estende entre as duas zonas de cisalhamento sendo a leste limitada pela ZCI e a oeste pela ZCB. Um grande conjunto de falhas transcorrentes dextrais estão espacialmente bem distribuídas neste domínio.

Estas falhas demonstram a presença de estruturas com 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, como evidência os trabalhos de Mendes *et al* (1997). Trata-se de um domínio composto por rochas supracrustais dobradas e ortognaisses de natureza diversa.

Um pluton granitóide, granodiorítico e quartzo-monzodiorito de formato elíptico do inicio do Cambriano, segundo Féboli (1993), intrude este domínio na sua porção centro-sudoeste, marcando os estágios finais da orogênese tectônica Brasiliana na região. Nas partes circundantes observa-se pequenos corpos de forma elíptica, também associada a este evento plutônico granítico. Provavelmente foi injetado na base da crosta, em regime distensivo sendo *tardi*-a pós-tectônico, como atesta Féboli (op. Cit.).

Um número significativo de fotolineações ocorre em direções diversas ora SW-NE, ora N-S e de forma mais rara SE-NW. Um conjunto bem marcado de dobras anticlinais e sinclinais com eixos de direções diversas, também caracterizam a tectônica deste domínio, estando associadas às partes terminais das falhas orientadas na direção SW-NE e SSW-NNE. Destaque deve ser dado ao posicionamento de duas anticlinais e duas sinclinais que ocorrem na zona de confluência entre o Rio Iriritimirim e o Rio Benevente, dentro dos terrenos da ZCB.

Como veremos mais adiante, estes anticlinais e sinclinais, são os sistemas que respondem pelos dobramentos de fundo, a qual Ruellan (1952), pioneiramente, estudou em um ensaio sobre a participação desses dobramentos de fundo no escudo brasileiro e sua repercussão geomorfológica. Eles possuem um papel preponderante de controle na evolução da drenagem e, suas ocorrências estão intimamente associadas à dinâmica das falhas. Falaremos das importantes considerações de Ruellan sobre os dobramentos de fundo, logo adiante.

O Fragmento de Crosta Inferior (Domínio Litorâneo) se posiciona na faixa paralela ao litoral seguindo a direção NE, e estando limitada a oeste por uma falha transcorrente dextral pertencente à ZCI. Os terrenos deste domínio são compostos por complexos gnáissicos-migmatíticos/granulíticos e seqüências charnoenderbíticas grandando a gnaisses anfibolíticos que foram rejuvenescidos pela Orogênese Brasiliana, podendo representar a infra-estrutura deste orógeno, pois configura idades que atestam os remanescentes de uma crosta anterior de idade transamazônica, rejuvenescida posteriormente na Orogênese Brasiliana, como resume os estudos para levantamento e mapeamento geológico efetuados por Vieira (1997). Neste domínio, também está presente a maior quantidade de depósitos cenozóicos que formam as planícies fluviais, fluviomarinhas e costeiras, que se distribuem no setor de desembocadura dos rios que deságuam diretamente ao mar.

Duas grandes zonas de cisalhamento cortam a região no sentido diagonal, como atestamos anteriormente, configurando importantes elementos tectônicos que repercutem diretamente nos eixos de expansão e elongação da drenagem regional.

Uma zona de cisalhamento pode ser considerada 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, segundo a definição de Hasui e Sena Costa (1991). Uma zona de cisalhamento, portanto, é um sistema que gera vários elementos estruturais tectônicos (dobras, falhas, lineação, foliação, lineamento, sistemas de juntas, fraturas, etc.) que repercutem direta ou indiretamente na gênese dos grandes conjuntos de formas de relevo, ou em muitos casos, em pequenas feições do modelado. Portanto, devemos delegar a elas uma atenção especial na tentativa de analisar esses produtos que foram gerados em eventos do Proterozóico.

Podemos considerar a ZCI e a ZCB, como componentes do cinturão de cisalhamento dúctil de alto ângulo, que caracteriza a tectônica transcorrente dextral do Orógeno Araçuaí, no Espírito Santo, como os autores, que já foram citados, vêm confirmando em suas pesquisas.

A ZCI é dotada de propriedades de natureza muito sutil e mascaradas no campo, e as evidências que permitem analisar sua dinâmica tectônica, bem como classificá-la e/ou enquadrá-la nos modelos geotectônicos da literatura geológica, são quase imperceptíveis. Tudo porque zonas de cisalhamento dúcteis são sistemas que se formam em setores que estão abaixo de 15 KM de profundidade na crosta, comprovado pelos estudos físicos e reológicos de Ramsay e Hubert (1987), e, o que nós vemos hoje, são porções profundas da crosta que foram soerguidas, exumadas e erodidas ao longo do tempo.

Os processos de soerguimento que aconteceram no Brasil, certamente epirogenéticos[7] e, de maior ocorrência, durante o Cenozóico, foram acompanhados por deslocamento de blocos, seguidos por longa atividade erosiva, sendo, este soerguimento, sistematicamente medidos pelos trabalhos de Vignol-Lelarge et al (1994) e Gallagher et al (1994). Embora o primeiro tenha tratado de datações por traços de fissão em apatita, na região do Arco de Ponta Grossa no Paraná, é praticamente impossível considerar que toda a fachada atlântica não tenha sofrido os efeitos deste soerguimento. Questão confirmada pelo segundo trabalho, que é mais completo e abrange maior nível de escala, discutindo a história denudacional da margem continetal do sudeste do Brasil e os modelos de soerguimento e expansão oceânica responsáveis por estes processos, também baseado em traços de fissão em apatita. Ambos os trabalhos, confirmam as taxas de soerguimento ocorridas na passagem do Cretáceo para o Paleógeno, originando as cadeias montanhosas que formam a Serra do Mar e outros compartimentos montanhosos da fachada atlântica. Por estar localizada próxima ao litoral as estruturas tanto da ZCI, quanto da ZCB não ficaram a mercê dos efeitos advindos desses soerguimentos que ocorreram no pós-cretáceo.

Com relação à ZCI, em trabalhos de campo, quando muito, somente é possível encontrar evidências que permitem analisar em alguns pontos, a lineação de estiramento desta zona, sendo necessário a catalogação de várias medidas para se ter uma plotagem estatística que nos levem a uma noção mais exata do sentido de movimento dos blocos e a origem deste estiramento, que provavelmente responde

[7] Estes processos epirogenéticos, ocorrentes no pós-cretáceo, já haviam sido estudados por Ab'Sáber em sua tese de livre docência de 1965 e Almeida (1964).

pela lineação das rochas deste setor, formados, certamente, quando essas rochas estavam em níveis profundos da intracrosta.

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 nos componentes desta zona. É provável que no passado remoto, todos os rios que formam a drenagem desta região, estivessem de certa forma, encaixados em alguma falha, eixo de dobra antiformal ou sistema de juntas ortogonais, etc. Mas isso certamente é questão para uma análise em capítulos posteriores. Aqui, devemos tentar interpretar ou analisar elementos que nos permita conhecer melhor as estruturas dessa zona de cisalhamento.

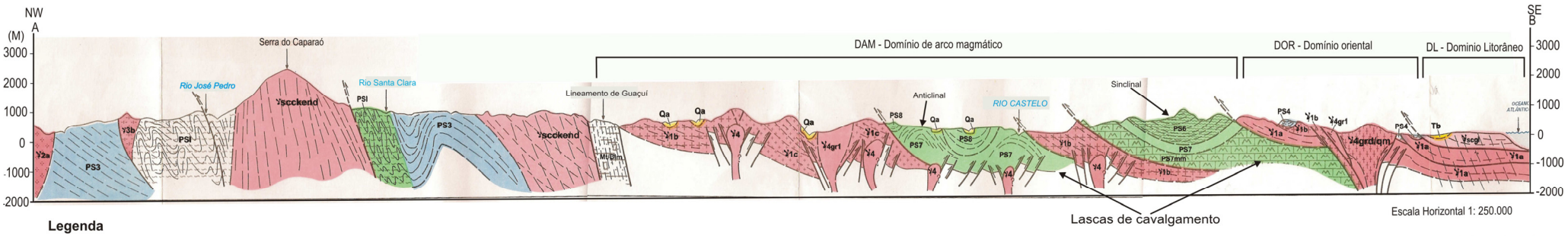
Dois sistemas conjugados de falhas limitam a ZCI sendo tanto o da margem direita, quanto o da esquerda de componente direcional dextral. Isso possui implicações importantes no sentido de se permitir, em pontos localizados, a formação pretérita de eixos de dobramentos. Mas, provavelmente, estes foram erodidos ao longo do Terciário e o que se encontra hoje, são apenas vestígios muito escassos desses dobramentos, que podiam ser pontuais ou se estender por grandes setores de envergadura. No entanto, as características estruturais de campo, corroboram a existência de um regime transpressivo de alto a médio ângulo, que respondeu pelo metamorfismo de alto grau das rochas (migmatitos e enderbitos) desse domínio, como veremos mais adiante através do mapa de distribuição litológica. Destaque deve ser dado ao antiforme com eixo de caimento para SW nas proximidades do Rio

Pongal, a par de falhas transcorrentes de extensão curta que ocorrem próximas ao Rio Grande e ao Córrego Pau d'Alho.

Esta zona sofre uma significativa interferência de um corpo intrusivo granítico da Suíte Intrusiva Espírito Santo, nas imediações da área onde se localiza as nascentes que irão formar a drenagem do Rio Pongal. Por afetar a zona diretamente, e, estar posicionado em um evento de intrusão do cambriano, pode se concluir que as propriedades e elementos tectônicos da ZCI é anterior a esta intrusão, configurando uma origem possivelmente pré-plutônica como nos adverte Féboli (1993). Este pluton apresenta uma estruturação tectônica em subsuperfície, na forma de um leque, como se vê no perfil geológico da fig. (19), que se ejeta das partes inferiores da crosta, circundado por sistemas de falhas de componente normal, atestando para esta região uma dinâmica compressiva, quando de sua formação no período cambriano.

Nestes locais de intrusão é possível encontrar em muitos afloramentos de campo, uma configuração resultante de mistura de magmas locais que origina rochas híbridas, granodioríticas e brechas magmáticas complexas, que provocam migmatização e anatexia nas rochas encaixantes. Estes pontos sempre afloram em calhas fluviais e zonas de cabeceira de drenagem. Fato que chama muito a atenção em observações de campo.

Seção Geológica Esquemática Regional



Elaboração e organização: Roberto Vervloet
Fonte: Adaptado e modificado de Vieira (2007)

Obs. Para localização regional do perfil vide mapa com a distribuição das unidades litológicas.

Legenda

Qa - Depósitos aluvionares inconsolidados de cascalhos, areias, siltes e argilas. Quaternário.

Tb - Sedimentos areno-argilosos e argilo-arenosos, inconsolidados, constituídos na porção inferior por areias arcosenas, cascalhos com lentes de argila e na porção superior por precipitações de material ferruginoso nas interfácies (Grupo Barreiras). Terciário.

ɣ4, ɣ4gd, ɣ4gr1, ɣ4grd/qm - Rochas intrusivas ácidas, intermédiarias e básicas tardi-a pós-transcorrentes (ɣ4). Maciços circunscritos, pós-tectônicos, de rochas granodioríticas (gd), graníticas (gr), granodiorítica a quartzomonzonitos (grd/qm). Cambriano.

Mt/Blm - Milonitos e blastomilonitos Proterozóico superior.

3ɣb- Ortognaisses graníticos a granodioríticos com migmatito de borda granitos finos contendo restos de paragnaisses e calciossílicáticas deformadas.

ɣ2a - Ortognaisses graníticos com porções de biotita quartzosa e gnaisse tonalítico.

ɣ1c -Augen gnaisses graníticos com fácies granodiorítica à tonalítica.

ɣ1b - Ortognaisse granodiorítico com fácies granítica à tonalítica.

ɣ1a - Ortognaisse tonalítico com enclaves de anfibolito, anfibólio gnaisse, metadiorito e gnaisse kinzigítico.

PS8 - Anfibólio gnaisses bandados com intercalações de anfibolitos, rochas calciossilicáticas e gnaisses aluminosos. Protrozóico médio a superior.

PS7 - Biotita anfibólio gnaisses com intercalações de anfibolitos, calciossilicáticas e quartzitos.

PS6 - Biotita gnaisses com intercalações de anfibolitos e rochas calciossilicáticas.

PS5 - Granada-sillimanita gnaisse com intercalações de quartzitos.

PS4 - Grafita-cordierita-granada-sillimanita-biotita gnaisses com anfibolitos e quartzitos.

PS3 - Granada-sillimanita-biotita gnaisses com lentes de quartzitos, calciossilicáticas e anfibolitos.

PS1 - Granada-sillimanita-biotita gnaisses com frequentes intercalações de quartzitos.

PSI - Biotita gnaisses, biotita-granada gnaisses, gnaisses miloníticos e lentes de quartzitos.

ɣscckend - Gnaisses enderbíticos. Proterozóico indefinido.

ɣscgl - Complexo ortognáissico enderbítico.

Fig. (19). Seção geológica esquemática da região da bacia evidenciando a organização litológica, tectônica e estrutural em sub-superfície dos corpos intrusivos e demais rochas metamórficas.

A ZCB por sua vez, é mais extensa, mais larga e com natureza e propriedades muito complexas. Nesta, os elementos que admitem poder conhecer os produtos tectônicos desse sistema de cisalhamento, não foram totalmente erodidos estando mais expostos na superfície dos terrenos. Questão que nos permite maior tratamento de dados para possíveis interpretações geotectônicas descritivas.

Esta zona esta limitada por duas falhas de componente dextral que praticamente atravessa toda a área mapeada. Dentro de seu domínio interno é notável a presença de um conjunto bem marcado de eixos antiformais e sinformais que repercutem diretamente na condição geomorfológica fluvial dos terrenos. No campo em muitos pontos, é permitido visualizar e tomar a atitude e mergulho de afloramentos de rochas com foliação sub-vertical mergulhante, caracterizadora da foliação das rochas nos flancos laterais desses eixos de dobramento. Nestes pontos, a drenagem se superimpõe, permitindo vir a lume na superfície, setores de migmatização e anatexia dessas rochas, quando de suas fases de dobramento. A estes setores devemos ter também uma atenção e consideração especial no que diz respeito com a dinâmica fluvial. Questão que será tratada no capítulo 04.

Estes eixos de antiformais e sinformais se concentram em uma zona de confluência de grande importância que ocorre entre o Rio Benevente, Rio Iriritimirim e o Ribeirão São Joaquim, estando também posicionado neste setor uma falha transcorrente dextral de extensão relativamente longa e direção SW-NE, indo desde as imediações do Ribeirão São Joaquim até as do Rio Bananal no centro da ZCB.

A ZCB possui uma faixa de largura média no seu início sudoeste, interrompida e deslocada várias vezes por falhas transcorrentes sinistrais e dextrais, posicionadas em sentido transversal e com orientação SE-NW, alargando-se na altura da zona de confluência fluvial, dita anteriormente, devido a um deslocamento ocasionado por uma pequena falha transcorrente dextral de orientação quase W-E.

Embora a literatura classifique estas zonas de cisalhamento da região como de regime dúctil, é possível, no campo, encontrar produtos pertencentes a uma fase de tectônica rúptil, mas que estão de certa forma, associadas a estas zonas dúcteis. Estamos falando da presença de pequenas falhas inversas que podem ocorrer na borda dessas zonas, em posição perpendicular a componente direcional principal de deslocamento dos blocos. É o que podemos ver na fig. (20). Trata-se de uma provável falha normal, gerada em ambiente distensivo na borda esquerda da ZCB, encontrada em afloramento de ortognaisses tonalíticos de direção N41°E e mergulho de 60°NW, próximo as margens do Rio Iriritimirim, na estrada que vai de Alfredo Chaves para Matilde, antes do trevo para Iriritimirim.

Segundo Hasui e Sena Costa (1990) é comum em faixas de falhas transcorrentes a existência de sistemas laterais que funcionam como zonas de alívio de tensões, desenvolvendo zonas de cisalhamento secundárias que permitem a acomodação dos deslocamentos advindos dos movimentos dos blocos principais. Essas zonas secundárias podem ser transcorrentes ou de rejeito oblíquo, envolvendo componentes inversas e/ou normais importantes. Pode haver também a acomodação dos blocos por formação de microdobras e pequenas falhas associadas, bem como sistemas de juntas e fraturas.

Figura (20).Provável falha normal gerada em regime distensivo, encontrada em afloramento de ortognaisses tonalíticos apresentando direção N41°E e mergulho de 60°NW, próximo as margens do Rio Iriritimirim na estrada que vai de Alfredo Chaves para Matilde, antes do trevo para Iriritimirim. Coordendas UTM 0311258/7724763. Foto e organização: Roberto Vervloet

Christie-Blick e Biddle (1986) apresentaram um trabalho sobre elementos tectônicos de zonas de cisalhamento transcorrentes, que nos tem servido como significativa referência e/ou guia conceitual na investigação dos elementos tectônicos que ocorrem na bacia. A fig. (21) extraída e modificada deste trabalho, demonstra uma série importante de elementos tectônicos e estruturais que podem ser gerados em zonas transcorrentes.

Não somente a ZCB, mas também a ZCI apresentam em parte esses elementos estruturais e tectônicos que se formam em sistemas de cisalhamento.

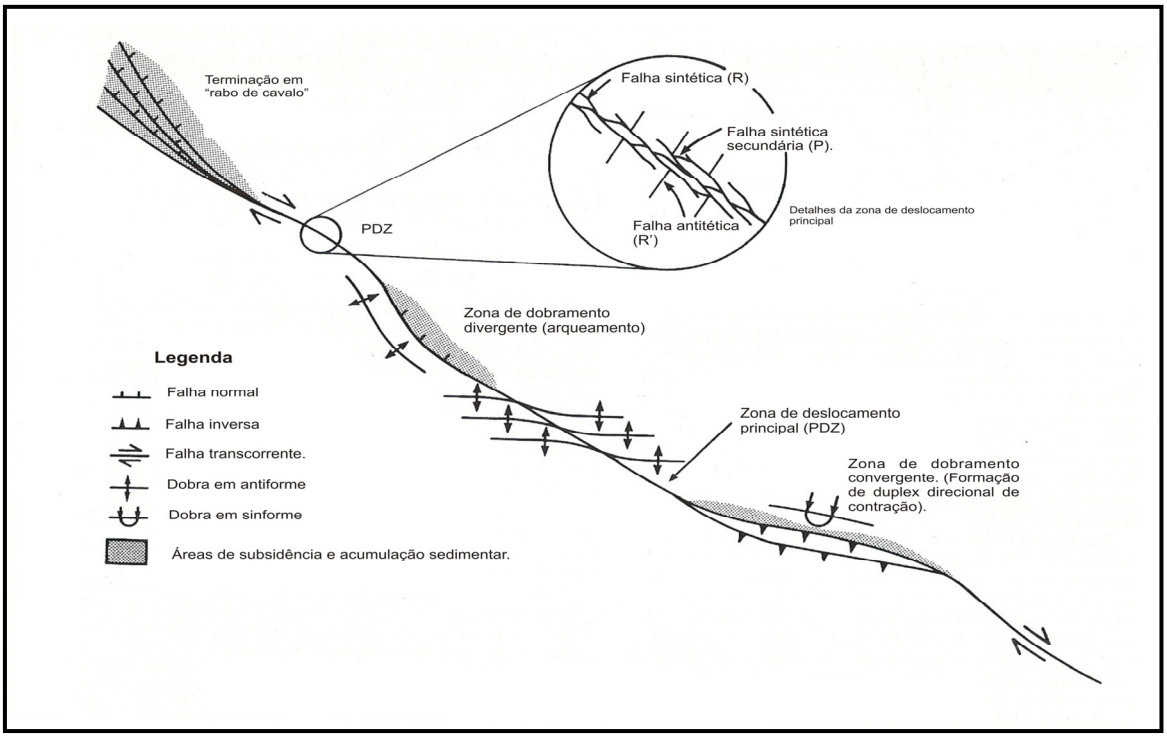


Fig. (21). Elementos estruturais e tectônicos que estão associados às zonas e cinturões de cisalhamento. Modificado e adaptado de Christie-Blick e Biddle (1986).

É muito comum ao se percorrer os vales e rios da região, encontrar nestas zonas de faixas transcorrentes, a ocorrência de afloramentos de rochas com sistemas de juntas, muitas fraturas e campos de matacões exumados na superfície que podem ser evidenciadores da presença desses elementos.

Dobras antiformais e sinformais também estão presentes sempre em posição paralela ao componente direcional de deslocamento dos blocos, denunciando as fases de arqueamento e dobramento das estruturas. Duplex e lascas de cavalgamento de escala regional também estão presentes, podendo ser observadas pela seção geológica da fig. (18). Sistemas de fraturas e falhas antitéticas e sintéticas, como demonstrado na fig (21), estão amplamente distribuídas, sendo mais concentradas em certos pontos e menos densas em outros, por causa das condições de anisotropia das rochas, tanto na ZCI quanto na ZCB. Há quem

recomenda chamar essas falhas de estruturas transversais, Campanha (1980), devido à dificuldade de se investiga-las nos terrenos tropicais úmidos, classificando-as conforme o deslocamento dos blocos. Procedimento que obviamente acatamos em nosso trabalho.

Elementos tectônicos e estruturais como estes que se encontram em setores da região da bacia, já foram verificados em outras zonas de cinturões transcorrentes por Robert Sadowski (1983), em suas pesquisas no lineamento Ribeira e na zona de falhamentos do nordeste brasileiro.

Na região da bacia, entretanto, devido ao alto grau de desenvolvimento da cobertura pedológica nas vertentes dos morros destas faixas, as juntas, fraturas e falhas somente podem ser observadas em corredeiras e rápidos das calhas fluviais e afloramentos rochosos em locais muito restritos.

Uma fase importante de cisalhamento rúptil, provavelmente sincrônico ao regime dúctil, deve ter afetado as estruturas litológicas regionais, sendo mais expositiva em setores da ZCB, como podemos ver através da fig. (22).

Trata-se de um afloramento de camada de cataclasitos sobrepostos a ortognaisses tonalíticos, localizados às margens do Rio Benevente na descida para cachoeira Engenheiro Reeve. Estes cataclasitos são, provavelmente, evidenciadores de uma fase de tectônica rúptil que afetou as estruturas presentes na ZCB.

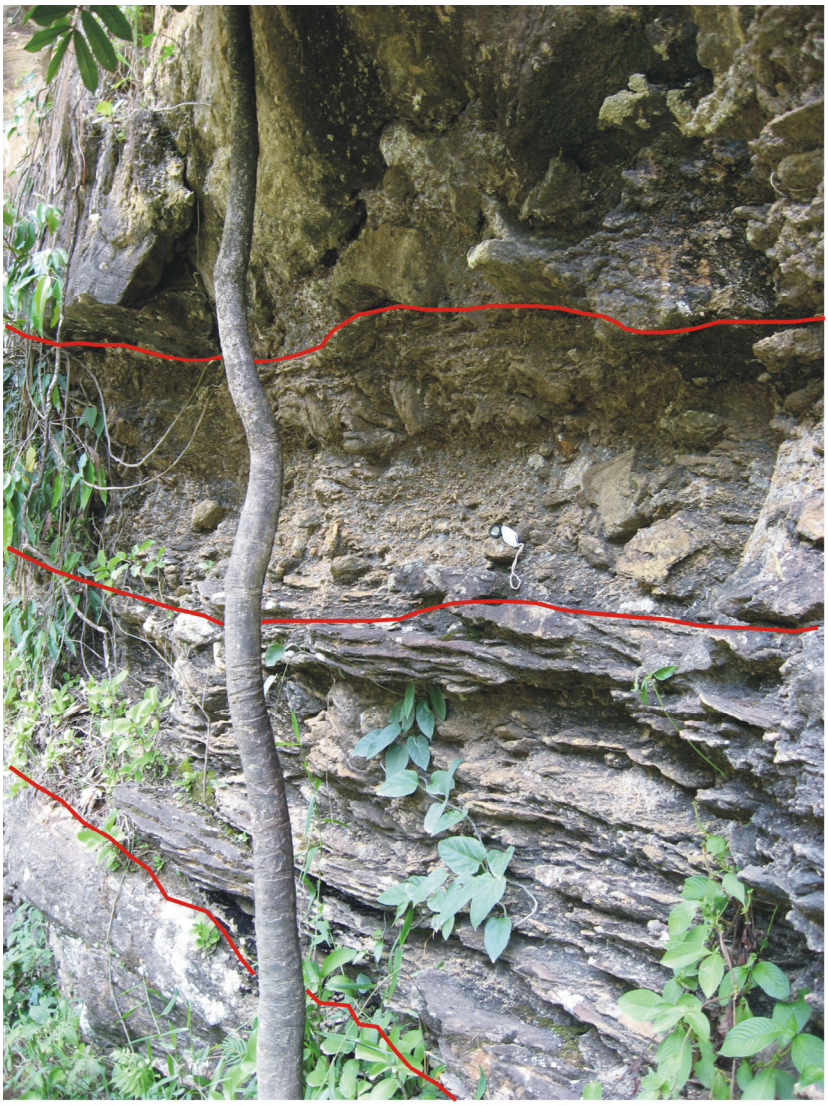


Figura (22). Faixa de cataclasitos em ortognaisses (PY1b) na trilha que desce para a Cachoeira Engenheiro Reeve na estrada Alfredo Chaves - Matilde. Coordenada UTM: 0310555/7725368 Foto e organização: Roberto Vervloet.

Para a geomorfologia os elementos de uma tectônica rúptil, gerados sincronicamente com a dúctil, possuem importância primordial por repercutirem diretamente nos aspectos estruturais e geométricos das formas do terreno, condicionando o controle litoestrutural. Há de certa forma uma significativa relação entre estes elementos tectônicos tanto rúptil quanto dúctil, com os tipos de padrões de drenagem e os processos de formação dos perfis longitudinais fluviais atuais que se desenvolvem na área estudada.

Para finalizar resta nos falar um pouco da importância de se considerar as propriedades tectônicas dos dobramentos de fundo que geram as porções de antiformais e sinformais da região, e, o significado destes para o estudo geomorfológico de bacias hidrográficas. Fato que foi muito bem assinalado por Ruellan (op. cit.), em um ensaio pioneiro que este autor publicou com o título “O Escudo brasileiro e os dobramentos de fundo”, onde o mesmo disserta sobre a importância dos dobramentos de fundo e os controles estruturais do relevo, como aventamos anteriormente.

Dizia Ruellan naquela época (1952, p. 08),

> Os dobramentos de fundo são deformações que afetam o próprio embasamento dos continentes, produzindo dobras de grande raio de curvatura. Assim, todos os maciços antigos, embora já consolidados, estão sujeitos a deformações do tipo denominado dobramento de fundo. Essas deformações são geralmente atribuídas a compressões tangenciais, porém, elas correspondem, talvez, a movimentos profundos do *sima* submetidos à correntes de convecção. (sic).

Ruellan foi o primeiro pesquisador a observar a repercussão e participação dos dobramentos de fundo na gênese dos grandes compartimentos de relevo do escudo brasileiro, abrindo espaço para que em escala local e regional, fossem aplicadas as suas observações projetadas para espaços sub-continentais.

Ele percebeu as fácies de controle estrutural da topografia, condicionado pelas estruturas mais resistentes, os dobramentos de fundo e os períodos de estabilidade

do escudo, através da percepção de épocas de maior arrasamento das estruturas, por processos erosivos longos.

Quando olhamos o mapa tectônico da bacia, vemos que os eixos de antiformais e sinformais, localizam-se sempre em zonas paralelas às falhas transcorrentes, ou seja, estão dispostos paralelamente à faixa de componente direcional dos movimentos principais de transcorrência. Portanto, os dobramentos de fundo e as falhas transcorrentes estão intimamente associados.

Os blocos que se deslocam em um sentido direcional, em uma zona transcorrente, são os que sempre respondem pela formação das lascas de cavalgamento, que são escamas de rochas que se movimentam em direções que permitem a acomodação destes blocos (vide fig. 19 sobre seção geológica regional).

Uma forma de se explicar a gênese destes dobramentos de fundo é o fato de que no deslocamento cisalhante dos blocos, quando da fase de choque tectônico na época orogenética, as lascas passaram, provavelmente, a sofrer arqueamentos com conseqüentes deformações, gerando sistemas de dobramentos que estão inteiramente relacionados às transcorrências dos blocos, como é apresentado no trabalho de Boyer (1986).

Este trabalho de Boyer (op. cit.) apresenta modelos distintos de dobramento de fundo em pontos diferentes das lascas. Há formação de dobras sinformais em zonas intermediárias e antiformais na cauda da lasca, e possíveis anticlinórios nas pontas da mesma. Portanto, essas dobras formam-se por efeito de acomodação dos

movimentos dos blocos da zona cisalhante advindas dos choques destes blocos geotectônicos. Em nossa pesquisa não intencionamos descobrir a natureza dessas dobras de acordo com a posição nas lascas de cavalgamento, pois isto demanda outros métodos e técnicas de análise a qual não dominamos, mas é importante saber que esse esquema geral tectônico ocorre na região.

Como estes dobramentos de fundo são formadas por rochas de diferentes propriedades, sendo muitas vezes anisotrópicas, e tendo diferentes camadas de composição, pois eram protólitos sedimentares que sofreram profundas transformações metamórficas, acreditamos que este fato tenha interferido significativamente na intensidade desse metamorfismo, durante os momentos de transcorrência dos blocos, pois como adverte Hasui e Sena Costa (op. cit.), uma lasca pode demonstrar diferentes graus metamórficos, estados de deformação ou outras características próprias, muitas vezes, possível de sustentar correlações a grandes distâncias. Daí se encontrar no campo nas posições relacionadas às partes centrais desses dobramentos de fundo (antiformes e sinformes), ou seja, naquilo que podemos considerar como o “miolo” do dobramento, setores com rochas migmatizadas e muitas vezes, níveis de anatexia na borda dos corpos intrusivos, associados com dobramentos.

São setores com litologias mais resistentes, que levou Ruellan a cogitar sobre processos de epigenia e superimposição hidrográfica, sob rochas de alta resistência litológica, ao estudar os rios principais das bacias hidrográficas na fachada atlântica brasileira e interior do Rio de Janeiro e São Paulo.

Na esteira de observações localizadas, mas objetivando compreender a organização da hidrografia geral, em face de um arranjo geotectônico em sub-superfície que aflora na paisagem, esse importante geomorfológo (op. cit. p. 36) irá deixar uma importante diretriz para pesquisas futuras, não podemos deixar de apresenta-la,

> Essas epigenias introduzem ainda mais diferenciações entre os níveis das porções das bacias fluviais limitadas por barras de rochas duras que atravessam os rios. Os sistemas fluviais que atravessam o grande dobramento de fundo longitudinal, são assim truncados por uma série de soleiras ligadas à travessia das cristas apalachianas. Esse fenômeno é sensível não somente para os rios que descarregam diretamente no Atlântico ao sudeste, como também para os que começam por se dirigir para o interior.

Em trabalhos de campo, principalmente na ZCB, percebemos a presença de pontos de migmatização e anatexia dos “miolos” das antiformais e sinformais em locais onde os processos fluviais apresentam alta intensidade morfogenética, considerando aqui o eixo longitudinal do Rio Benevente e de seus principais afluentes. Trata-se de setores onde os rios atravessam dobramentos de fundo de caráter longitudinal, o qual Ruellan, pioneiramente, discorreu.

Para a geomorfologia fluvial deve-se ter um interesse especial no tratamento desses fatos que estão relacionados a áreas de dobramentos, em setores com a presença de níveis de ruptura do eixo longitudinal de canais fluviais, porque isto revela um padrão de processos que podem ser entendidos através do conhecimento do quadro tectônico regional. Trataremos, no entanto, deste fato com maior nível de detalhe relacionando-o aos sub-compartimentos geomórficos, mais adiante no capitulo 04.

De uma maneira resumida e sem desejar ser conclusivo, mas fundamentado, sobretudo na leitura dos trabalhos citados, e, investigação dos dados litotectônicos e geotectônicos *in loco*, pode-se afirmar que o quadro estrutural da bacia é o resultado dos seguintes eventos:

- A bacia do Rio Benevente bem como toda a área da região sul do Espírito Santo, está inserida nos domínios do Orógeno Araçuaí com trend estrutural NNE-SSW e NE-SW que, segundo Heilbron *et al* (op. cit.), resulta da interação entre o Cráton do São Francisco com outra placa e/ou microplaca(s), e/ou arco de ilhas situado a leste deste cráton, e também com a porção sudoeste do Cráton do Congo, durante o Proterozóico.

Esta etapa de colisão continental designada de colisão II por Heilbron (op. cit.), teria acontecido por volta de 580 Ma, resultando no empilhamento dos terrenos de leste para oeste-noroeste. Esta colisão teria sido oblíqua com a deformação principal exibindo clara partição da deformação, entre zonas com predomínio de encurtamento crustal e zonas com componente transpressivo dextral. Fato que respondeu por toda a estruturação do Orógeno Araçuaí com formação de amplas lascas de cavalgamento, completadas por escamas de cavalgamento de amplitudes locais. Estas lascas e/ou escamas de cavalgamento, (vide fig.18 com seção geológica regional) estão relacionadas a uma fase tangencial, acompanhada de metamorfismo regional e migmatização, evidenciada pelas zonas de cisalhamento tangencial que formam essas escamas de cavalgamento, Vieira (1997). A esta fase tangencial de deformação, seguiu-se uma fase transcorrente acompanhada de

metamorfismo regional e dinâmico, evidenciada, entre outros elementos por zonas de cisalhamento transcorrente dextrais, tais como a ZCB e ZCI.

- A intensa deformação resultante desta colisão II, originou dobramentos de fundo, com características apertadas e isoclinais, forte xistosidade, em alguns locais milonítica, e lineação de estiramento. Diversas suítes granitóides originaram-se do espessamento crustal, oriundo desse processo de colisão tais como os granitóides da Suíte Intrusiva Espírito Santo que interfere as ZCB e ZCI. Dobras suaves de grande amplitude de onda, refletindo antiformes e sinformes abertas, geralmente posicionadas em paralelo às ZCB e ZCI estão relacionadas à fase transcorrente, segundo Vieira (op. cit.), que resultou dessa ampla colisão orógena.

- Um estágio pós-colisional, ocorrido entre 510-480 Ma, é caracterizado na região, por uma fase deformacional com transição para um regime tectônico extensional, Heilbron et al (op.cit.). As estruturas resultantes dessa fase seriam: zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis, normais, longitudinais e associadas a dobras com vergência para leste; e zonas de cisalhamento subverticais, de direção NW e transversais ao orógeno, tal como as falhas de traçados curvilíneos que ocorrem seccionando as ZCB e ZCI na porção centro-sudoeste e centro sul da região da bacia do Benevente (vide mapa com o quadro tectônico). Este regime tectônico está associado a geração de plutonismo pós-colisional com idades entre 510 e 480 Ma e foi, provavelmente, responsável pela geração dos corpos intrusivos pós-colisionais, relacionados a esta fase.

Resumidamente, estes são os eventos geotectônicos que são responsáveis pela formação dos traços tectônicos que caracterizam a região da bacia do Benevente e o Orógeno Araçuaí na zona de transição com o Orógeno Ribeira e, a eles recorreremos constantemente quando da descrição e análise das características dos sub-compartimentos geomórficos da bacia.

2.4.2 – O Quadro Litológico Diverso e sua Distribuição.

O quadro de distribuição litológica da bacia do Rio Benevente é perfeitamente condizente com a história tectônica do Proterozóico Superior responsável pela gênese da Província Mantiqueira. Aliás, como já era de se esperar, há forte correspondência entre as estruturas litológicas mais antigas e os elementos tectônicos analisados anteriormente. Eles refletem uma tectônica que foi capaz de gerar e imprimir uma história geológica específica, que está aflorando na paisagem devido à força de processos fluviais.

Entretanto, os depósitos Cenozóicos que possuem uma significativa participação areolar sendo o resultado direto da deposição sedimentar originada de agentes erosivos fluviais atuantes sobre as estruturas mais antigas, não participam do contexto geológico Proterozóico. Eles dependem da maneira como se entende a história Cenozóica, mais especificamente, o Quaternário regional. Daí decorre o fato de termos um quadro litológico diverso e heterogêneo, oriundo da soma entre grupos de litologias mais antigas, e de natureza complexa, e, um quadro Cenozóico que necessita de estudos mais concretos e detalhados.

Seis unidades litológicas respondem pela ossatura geológico-estrutural da bacia, a saber: *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.*

Para melhor compreensão e análise dessas unidades, no que diz respeito as suas características geológicas, tais como as formas de contato, foliação metamórfica, tipos de corpos intrusivos, texturas, composições mineralógicas básicas, estruturas de dobramento, falhamento, níveis de metamorfismo, estiramento e sistemas de juntas, como salientamos anteriormente, foi elaborado o mapa de unidades litológicas fig. (23), onde é possível ter uma visão da distribuição espacial das mesmas.

Optamos neste mapa não somente pelo quadro de distribuição litológica, mas, também, pela introdução de certos elementos tectônicos como as falhas transcorrentes, anticlinais e sinclinais em atendimento a idéia de que esses elementos facilitam a compreensão da história e características litológicas dessas estruturas. Todavia, nossa ênfase maior neste item será sobre as características geológicas das rochas dessas unidades, em especial as que listamos acima, por serem parâmetros que auxiliam na compreensão dos fatores de controle estrutural.

2.4.2.1 – Complexo Paraíba do Sul.

As primeiras citações sobre as rochas que compõem o Complexo Paraíba do Sul foram feitas por Rosier (1953, apud Vieira 1997), sendo este o criador do termo “Complexo do Paraíba”, que se refere a um grupo de rochas heterogêneas e bastante tectonizadas na região do Rio Paraíba do Sul.

Outros estudos foram feitos por Liandrat e Leal (1972) que modificaram a nomenclatura, denominando esta unidade de Grupo Paraíba-Desengano,

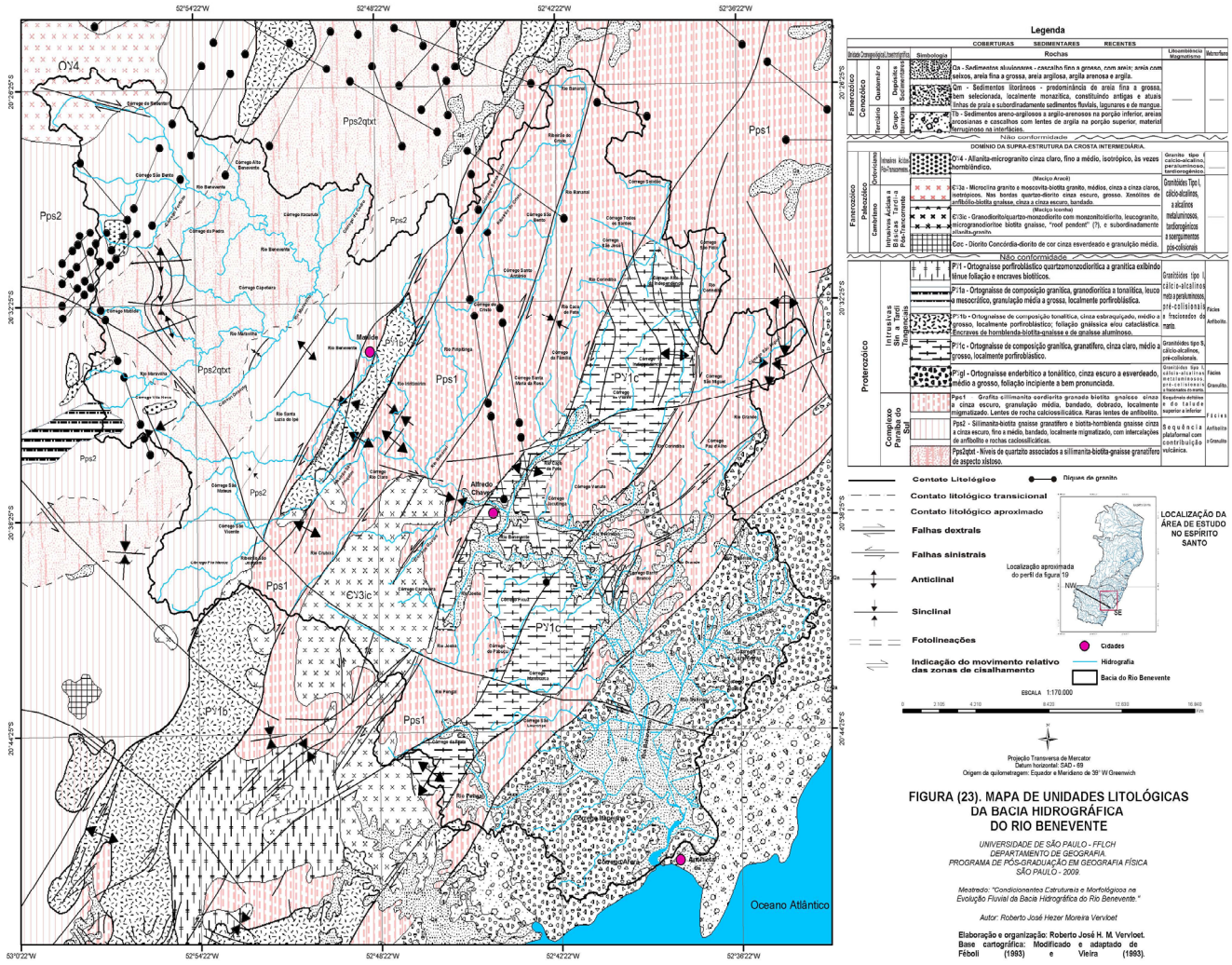


FIGURA (23). MAPA DE UNIDADES LITOLÓGICAS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO BENEVENTE

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO - FFLCH
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA FÍSICA
SÃO PAULO - 2009.

Meatrado: "Condicionantes Estruturais e Morfológicas na Evolução Fluvial da Bacia Hidrográfica do Rio Benevente."

Autor: Roberto José Hezer Moreira Vervloet

Elaboração e organização: Roberto José H. M. Vervloet.
Base cartográfica: Modificado e adaptado de Féboli (1993) e Vieira (1993).

caracterizada por gnaisses kinzigitos, quartzitos, gnaisses granitóides, granitos, granodioritos e migmatitos, em um estudo sobre a geologia da Folha Vitória.

Estudos mais sistemáticos sobre as rochas dessa unidade foram executados por Machado Filho *et al* (1983), nos estudos e levantamentos para execução do projeto Radambrasil, onde houve maior nível de detalhe e reconhecimento. No entanto, coube a Féboli *et al* (1993a, 1993b, 1993c) a execução de um levantamento com maior nível de descrições petrográficas, estudos litoquímicos de elementos Terras Raras e cartografia mais detalhada quando da concretização dos estudos para o Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, sendo que Vieira et al (1997), fez ligeiras modificações no reconhecimento da distribuição espacial das subunidades desse complexo em levantamento posterior, também em etapa de estudo para execução do mesmo programa.

Com base em Féboli *et al* (op. cit.) as rochas que compõem esta unidade foram divididas em três subunidades, que são: as Pps2qtxt; que são compostas de níveis de quartzito associados a sillimanita-biotita-gnaisse granatífero de aspecto xistoso, as Pps2; compostas de sillimanita-biotita gnaisse granatífero e biotita-hornblenda gnaisse e as Pps1; constituídas por grafita-sillimanita-cordierita-granada-biotita gnaisse com lentes de rocha calciossilicática e raras lentes de anfibolito.

As Pps2qtxt estão distribuídas na parte noroeste e centro-oeste da região da bacia, ocupando uma faixa que vai se alargando em direção ao centro-norte. São intercalações de quartzitos em gnaisses que em afloramentos apresenta-se muito intemperizado com coloração avermelhada conferindo uma desagregação que

resulta em aspecto de “sal grosso”. O contato dessas rochas com os litótipos da outras unidades é sempre aproximado, sendo de difícil reconhecimento em trabalhos de campo. Em alguns pontos a intemperização dos gnaisses ressalta os quartzitos na topografia que nas condições morfológicas dos terrenos se relacionam a alguns morros da parte noroeste.

Os litótipos da unidade Pps2 ocupam uma faixa que vai desde o sudoeste até o centro norte da região da bacia, sendo que uma parte considerável dessas rochas também ocorre na porção centro-oeste e noroeste.

São gnaisses granatíferos em que o grau de metamorfismo parece ter atingido a fácies anfibolito alto a granulito, segundo Féboli *et al* (1993a). Em trabalhos de campo é possível uma visualização bem ampla desses setores metamórficos em calhas de rios em zonas de rápidos e corredeiras. São as soleiras anfibolíticas que aparecem nos leitos fluviais, a qual detalharemos com maior acuidade no capitulo 04. A textura é lepidoblástica a nematoblática e possuem coloração verde-acizentada a verde-escura e cinza a cinza-escuro, granulação fina a média e estrutura maciça, pouco foliada, Féboli *et al* (op. cit.). Em campo é possível observar locais com exposição de níveis de migmatização dessas rochas nas estradas estaduais. O contato com as rochas da subunidade Pps2qtxt se dá de forma aproximada, ao passo que com as litologias da Pps1 e intrusivas graníticas o contato é brusco, por meio de zonas de cisalhamento transcorrentes.

A subunidade Pps1 é constituída em sua maioria por uma seqüência de gnaisses aluminosos de alto grau metarmórfico. Possui ampla distribuição em uma faixa

anastomosada que vai de sudoeste a nordeste, quase em todos os quadrantes da porção nordeste. Notável é a pequena faixa de cerca de 20 km de largura, paralela a costa e de direção NE-SW a qual corresponde a Zona de Cisalhamento Iconha (vide mapa litológico e tectônico).

Apresentam em campo ora uma coloração cinza-esverdeada, ora cinza a cinza-escuro, bandamento, dobramentos intrafoliais e níveis de migmatização. A granulação é média e a textura é granoblástica fina, sendo que a associação mineralógica indica que as rochas desta subunidade sofreram metamorfismo nas condições de fácies anfibolito alto a granulito, sendo posteriormente submetidas a novas condições de metamorfismo na fácies xisto-verde, de acordo com Féboli *et a*l (1993a, 1993b). Esta característica é de suma importância para se investigar controle litoestrutural.

O contato com as outras unidades é ocasionado por falhas transcorrentes associado a amplas zonas de cisalhamento, em que pese a ocorrência nesta subunidade dos conjuntos de anticlinais e sinclinais. Às vezes os contatos com as intrusivas são bruscos em alguns pontos e transicional em outros.

Os estudos litoquímicos executados por Féboli *et al* (op. cit.), Vieira *et al* (op. cit.) e Machado Filhe et al (op.cit.), atestam para as rochas do Complexo Paraíba do Sul, uma origem derivada de metamorfismo e granitização sobre rochas sedimentares com contribuições vulcânicas e subvulcânicas básicas. Os protólitos da Pps1 seriam provenientes de um ambiente de domínio marinho distal, pouco profundo, podendo ter uma configuração em bacia do tipo prisma acrescional (bacia de retroarco?) e as

Pps2 e Pps2qtxt seriam de ambiente deposicional marinho plataformal (proximal), ao passo que as contribuições vulcânicas seriam de intrusões tipo soleiras ou lacólitos, intercalados nas pretéritas seqüências sedimentares. Portanto, de acordo com os estudos geocronológicos de ambos os trabalhos citados, há maior tendência em aceitar a hipótese de gênese dessas rochas no Proterozóico Inferior (650-600 Ma), como derivadas de processos de migmatização, granitização e metamorfismo da fácies anfibolito a granulítico durante os estágios iniciais da Orogênese Brasiliana.

2.4.2.2 – As Intrusivas Sin a Tardi Tangenciais.

Esta unidade é caracterizada por um grupo diverso de rochas plutônicas que estão divididas em subunidades de acordo com a sua composição e tipo intrusivo, e, se distribuem de forma concentrada na faixa costeira até a porção central da área estudada em uma direção SW-NE.

A origem é complexa e está relacionada a uma fase de deformação tangencial, ocorrente nos inícios da Orogênese Brasiliana, se estendendo durante o Proterozóico Superior Féboli *et al* (op. cit.) e Vieira *et al* (op. cit.). São elas: P ɣgl que é caracterizado por gnaisses enderbíticos a tonalíticos associados; P ɣ1c ortognaisse granítico a granatífero; P ɣ1b ortognaisse tonalítico; P ɣ1a ortognaisse de composição granítica, granodiorítica a tonalítica e P ɣ1 caracterizada por um ortognaisse porfiroblástico.

As rochas da subunidade P ɣgl são compostas de gnaisses enderbíticos a charnoenderbíticos, com porções tonalíticas, granodioríticas e graníticas. Ocupa uma faixa costeira de aproximadamente 10 Km de largura de direção NE, estando intimamente associado a ZCI. No campo é notória a forma de contato com as rochas da unidade Pps1, ocorrendo por zonas de falhas transcorrentes, muitas vezes em vales abertos de direção NE. Em alguns pontos esta subunidade está recoberta discordantemente por sedimentos fluviais Quaternários e depósitos Cenozóicos do Grupo Barreiras, como acontece nas imediações da cidade de Anchieta, e, em pontos ao longo do divisor da bacia a partir da cidade homônima. Sua granulação vai de média a grossa e sua textura é hegemonicamente gnáissica a granonematolepidoblástica.

Apresenta uma foliação de baixo ângulo com predomínio de direção NNE e se dispõe na forma de corpos geralmente alongados, concordantes com a estruturação regional, sustentando cristas assimétricas e relevos residuais. Sua coloração vai de cinza escuro mais para o interior do continente a esverdeado nas proximidades do litoral. Segundo Féboli *et al (*op. cit) estão intimamente associados aos gnaisses aluminosos (Pps1), ortognaisses granatíferos (P ɣ1c) e aos ortognaisses tonalíticos (P ɣ1b). O metamorfismo que atingiu estas rochas é da fácies granulito de média pressão, com ocorrência de pontos apresentando retrometamorfismo na fácies anfibolito de alta pressão e de média pressão nas porções de rochas tonalíticas.

A subunidade P ɣ1c apresenta rochas ortognaissicas de composição granítica, coloração cinza a esbranquiçada, leucocrática e granulação grosseira. Distribui-se

em uma faixa irregular de direção NE ocupando aproximadamente 120 Km² de área circundado por falhas transcorrentes.

Apresentam uma estrutura gnáissica com mergulhos predominantemente de baixo ângulo e porções maciças. O contato com os gnaisses aluminosos (Pps1) é transicional sendo que nas proximidades desse contato, estes gnaisses aluminosos ficam com aparência migmatítica semelhante a dos ortognaisses dessa subunidade. A textura desses litotipos vai de granolepidoblástica a granular hipidiomórfica e a composição de tonalítica a granítica, Féboli *et al (*op. cit.). Esta subunidade também sustenta lineamentos estruturais que condiciona lineamentos topográficos na disposição dos morros de topos alinhados.

As rochas que caracterizam a subunidade P ɣ1b são ortognaisses de composição tonalítica, coloração acinzentada a esbranquiçada, granulação grosseira e geralmente são foliados. Posicionam-se na forma de faixas alongadas na porção oeste da área estudada com uma faixa mais larga de formato em “S” alongado, visto em planta, na parte sudoeste.

Notável é o corpo de formato lenticular e estirado, também visto em planta, aflorante na região de confluência entre o Rio Benevente e o Rio Santa Luzia do Ipê, onde se encontra um conjunto expressivo de anticlinais e sinclinais. Trata-se de uma pequena lasca de cavalgamento que configura a evidência clara de uma tectônica de empurrão, caracterizando uma falha transcorrente contracional de baixo ângulo (borda oeste da ZCB) que separa os litótipos desta subunidade das do Complexo Paraíba do Sul (Pps1) a leste respondendo por processos de migmatização destas.

Com as rochas da unidade P ɣ1 o contato é aproximado ao passo que com os plutons intrusivos é brusco. Segundo Féboli *et al* (1993a, 1993b), a composição é tonalítica variando para quartzo-diorítica e granodiorítica, raramente granítica ou quartzo-monzodiorítica com textura granoblástica a granolepidoblástica, localmente hipidiomórfica granular.

No campo observa-se certo grau isotrópico destas rochas em afloramentos de estrada com fraturamentos posicionados na direção SO-NE com ligeiro mergulho de 5° para NW, onde ocorre exfiltração de água em direção ao leito do Rio Iriritimirim. O metamorfismo que atingiu essas rochas é da fácies anfibolito.

A subunidade P ɣ1a é um pequeno corpo intrusivo ocorrente na parte centro-noroeste da área próximo ao divisor da bacia. É caracterizado por um ortognaisse cinza-esbranquiçado de granulação média a grossa e foliado. O contato com as rochas do Complexo Paraíba do Sul (Pps2) se dá através de falha contracional de baixo ângulo. A textura é granolepidoblástica com preservação da textura granular xenomórfica Féboli et al (op.cit.). O metamorfismo que atingiu essas rochas também é da fácies anfibolito. A P ɣ1a se configura como uma das subunidades de menor expressão areal na região em estudo.

As rochas da subunidade P ɣ1 se posicionam na porção centro-sul sendo constituídas de ortognaisses de composição quartzo-monzodiorítica a granítica, com variações para monzonítica, granodiorítica e tonalítica. São de coloração acinzentada a rósea de granulação grosseira e características porfiroblásticas.

Em trabalhos de campo é possível observar uma estrutura que se mostra maciça e discretamente foliada. A forma de contato com as encaixantes é de maneira brusca. Os estudos petrográficos de Féboli et al (op. cit.) e Vieira et al (op. cit.) evidenciam uma textura granular hipidiomórfica a granolepidoblástica, sendo que a paragênese mineral indica condições de metamorfismo da fácies anfibolito. Corpos intrusivos graníticos da subunidade Є ɣ3ic de formato lenticular estirado afeta essas rochas na sua parte central (vide mapa de unidades litológicas.).

Essas são as subunidades que caracterizam as litologias intrusivas que respondem por um regime tangecial de deformação crustal, podendo ser posicionadas em um ambiente geotectônico de pré-colisão de placas, segundo os estudos de Vieira et al (op. cit.), Féboli et al (1993a, 1993b, 1993c) e Silva et al (1993).

Essa diferenciação geotectônica de ambas as unidades da região da bacia, ajuda a entender as respostas diversas, advindas dos mecanismos de evolução fluvial atuantes sobre estruturas antigas, impulsionados por processos exógenos Quaternários sobre as mesmas.

2.4.2.3 – As Intrusivas Ácidas a Básicas Tardi-a Pós-Transcorrentes.

As intrusivas tardi-a pós-transcorrentes se relacionam a um conjunto de corpos diapíricos em formatos elípticos que ocorrem na porção centro-sul da região em estudo.

Wiedemann e Mendes (1987) chamam o conjunto total de ocorrência desses corpos de Complexo Magmático Rio Novo do sul aonde inferem ser prováveis “sills” que intrudem concordantemente os gnaisses bandados e ortognaisses encaixantes, podendo fazer parte de um complexo muito maior do que aquilo que os maciços aflorantes na paisagem fazem nos pensar.

Uma série de trabalhos foram feitos visando estabelecer as condições de formação dos ambientes de geração magmática desses plútons, bem como seu posicionamento dentro dos modelos geotectônicos oriundos da tectônica de placas moderna. Esses trabalhos são os de Wiedemann et al (1986), Wiedemann e Mendes (op. cit.), Wiedemann (1992), Wiedemann (1993), Mendes et al (1997), Mendes et al (1999) e Mendes et al (2002). Notável é o trabalho de Wiedemann et al (1986) onde esses autores chegam a conclusão de que esses plútons ratificam a hipótese da existência de um mecanismo de zona de subducção proveniente de uma colisão continente-continente respondendo pela geração de magmas de origem mantélica a supracrustal em ascensão, no mesmo espaço crustal e no mesmo espaço de tempo, durante a fase pós-colisão. Interpretação realística e inédita para uma época em que os modelos geotectônicos ainda estavam em fase inicial de desenvolvimento no Brasil.

Hoje, sabe-se que esses diápiros realmente caracterizam um domínio de arco magmático – DAM Proterozóico que existiu naquele tempo, possibilitando entender os ambientes geotectônicos desta região do Espírito Santo, somente capaz de ser formado em uma zona de subducção proveniente ou de colisão de placas continente-continente, e/ou continente-arco de ilhas ou continente-microplaca.

Estudos mais detalhados de geologia estrutural acoplados a geocronologia deverão futuramente elucidar estas dúvidas ocorrentes na região.

A unidade litológica Intrusivas Ácidas a Básicas Tardi-a Pós-Transcorrente é composta pelas seguintes subunidades: Єσc denominado Diorito-Concórdia-diorito; Є ɣ3ic composta de rochas granodioríticas a quartzo-monzodioríticas, monzonito-diorito, leucogranito e microgranodiorito e Є ɣ3a caracterizada por microclina granito e muscovita-biotita granito.

A Єσc é um corpo de diorito de formato irregular de aproximadamente 3 Km² de área que aflora na parte sudoeste não tendo muita expressão areal. Sua importância se reside na ocorrência na forma de diques foliados com mergulhos verticais, estando sempre relacionados a todas as zonas de cisalhamento que cortam a região da bacia.

Os litótipos que caracterizam a subunidade Є ɣ3ic são uma seqüência de rochas dioríticas a granodioríticas bordejadas por rochas graníticas. Segundo Féboli et al (1993), essas bordas graníticas representariam uma segunda fase magmática da intrusão. Essas litologias compreendem dois corpos de formato elíptico situados na parte centro-sul da região, ocupando uma área de aproximadamente 100 km², definindo maciços rochosos que se destacam na topografia. São ambos separados por uma pequena faixa de gnaisses aluminosos do Complexo Paraíba do Sul (Pps1) e por falhas transcorrentes dextrais. Esta subunidade também é denominada de Maciço Aracê, por Féboli et al (op. cit.).

Trata-se, portanto, de um plúton que sofreu processos de cristalização fracionada, quando de sua consolidação nas partes inferiores da crosta, tendo granitos na borda e associações de monzonito/diorito e granodiorito/quartzo monzodiorito no centro. Em geral, a coloração é cinza a rósea e a granulação vai de fina a média. As formas de contato entre os tipos litológicos internos são complexas e de difícil visualização em trabalhos de campo ao passo que com as rochas do Complexo Paraíba do Sul (Pps1) se dá através de falhas transcorrentes sinistrais, provavelmente secundárias ao cisalhamento regional, e, com ligeiro mergulho, como podemos ver através da fig. (24) com zona de migmatização em gnaisses.

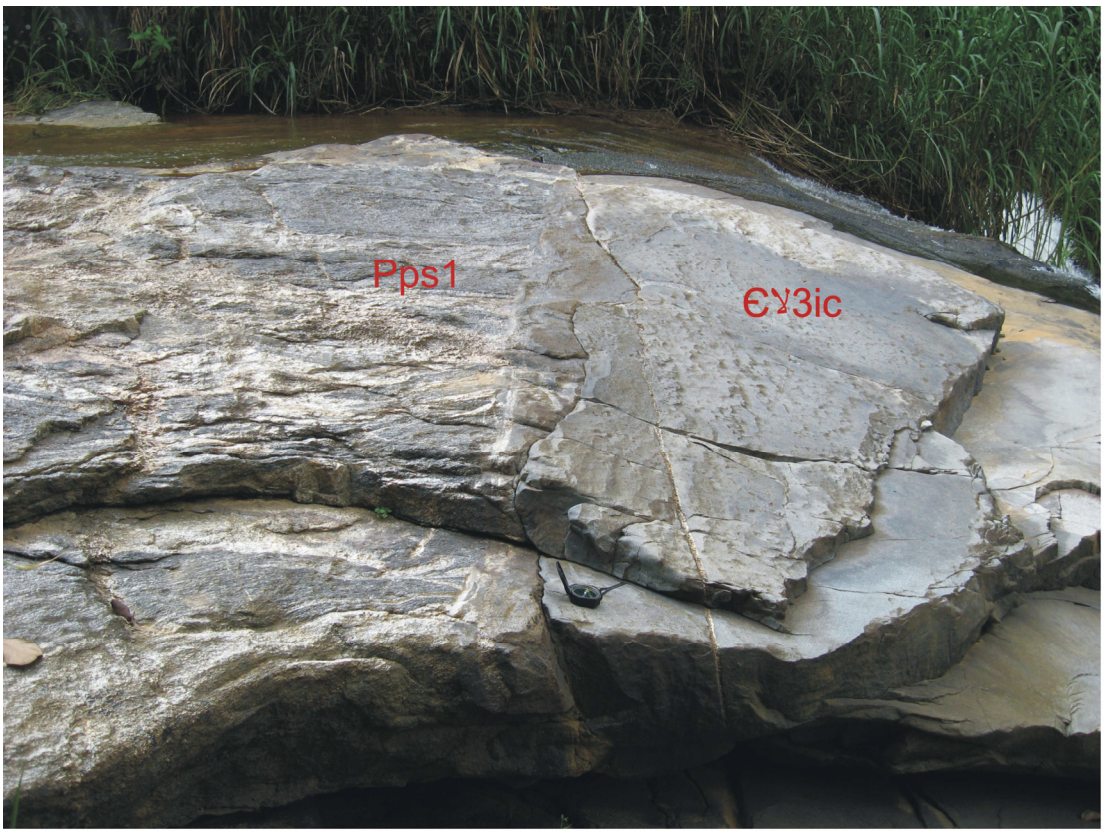


Figura (24). Zona de contato entre Pps1 e Є ɣ3ic na estrada Alfredo Chaves para Crubixá. Coordenadas UTM 0313604/7716205. Foto e organização: Roberto Vervloet.

A subunidade Є ɣ3a é composta de uma associação de rochas graníticas que se localiza na porção noroeste, tendo um formato e contorno ovalado, alongado no sentido E-W. Sua importância reside no fato de que é nestes setores litológicos que

se encontra o principal complexo de nascentes que formam a rede de drenagem da bacia em estudo. É denominado por Féboli et al (1993b) de Maciço Aracê e representa um dos principais símbolos turísticos do Espírito Santo, o famoso pico da Pedra Azul.

A rocha predominante é um microclina granito de coloração cinza-clara a discretamente rósea de granulação fina a média e estrutura isotrópica. O contato com as rochas Pps2 do Complexo Paraíba do Sul é brusco possuindo uma migmatização de borda no gnaisse.

Apresenta um grande número de fraturas de extensão regional e preferencialmente dispostas nas direções NE e NW. Segundo Féboli et al (op. cit.) todas as evidências tais como presença de xenólitos, ausência de estruturas metamórficas e tectônicas, forma do maciço e homogeneidade do corpo indicam uma intrusão do tipo passiva para este plúton.

2.4.2.4 – Intrusivas Ácidas Pós-Transcorrentes.

Essa unidade é caracterizada por um enxame de diques graníticos que cruzam a região nas mais diversas direções e um pequeno corpo de granito intrusivo que aflora na parte noroeste próximo ao divisor da bacia.

A principal e única subunidade (σ ɣ4) representante é caracterizada por um allanita microgranito que ocorre ora na forma de um corpo intrusivo elíptico e ora na forma de diques intrusivos.

Compõe-se de um granito cinza claro a esbranquiçado, isotrópico e de granulação fina a média. É equigranular e apresenta textura granular hipidiomórfica, segundo os estudos de Féboli et al (1993b).

De acordo com os trabalhos de Féboli et al (1993a), Féboli et al (op.cit.), Vieira (1993) e Silva (op. cit.) estes diques e pequenos corpos intrusivos representariam um dos últimos eventos de plutonismo na área, não demonstrando praticamente nenhum tipo de deformação que só se observa localmente por meio de uma incipiente foliação, mas que não caracteriza uma relação de deformação em “escala geotectônica”. Em trabalhos de campo tivemos muita dificuldade na tentativa de localização e correlação desses litótipos com fatos geomórficos fluviais, devido ao seu caráter de ocorrência descontinua e muito fragmentada.

2.4.2.5 – Grupo Barreiras.

O Grupo Barreiras é uma seqüência de depósitos sedimentares que caracterizam o inicio da deposição Cenozóica na região da bacia. Sua ocorrência mais expressiva se dá na porção sudeste formando uma grande zona de pontal onde está instalado o terminal portuário de Ubu.

Os estudos mais importantes realizados sobre o Grupo Barreiras foram feitos por Amador (1982a, 1982b), o qual sistematizou e reconheceu duas fases de deposição independentes separadas por discordâncias: a primeira fase seria representada por sedimentos grosseiros (areias arcosianas e cascalhos) com regularidade lateral e secundados por lentes de argila, e a segunda fase seria composta por sedimentos areno-argilosos e argilo-arenosos constituindo lentes e camadas mais estreitas.

A importância dessa unidade em termos reconhecimento para os estudos fluviais na bacia somente reside no fato de que ela atestaria na região uma época pretérita em que houvesse um clima, provavelmente, semi-árido, evidenciado por sedimentos que coadunam a hipótese de processos de transporte curto e mais ou menos rápido, com correntes incapazes de selecionar o material. Os níveis argilosos e os sedimentos imaturos comprovariam, possivelmente, a hipótese de deposição em lagoas e planícies de inundação contemporâneos a essa fase de clima rústico que provavelmente ocorreu na passagem do Plioceno para o Pleistoceno.

2.4.2.6 – Depósitos Sedimentares.

Os Depósitos Sedimentares possuem uma distribuição restrita na região, mas um significado de grande importância em termos de estudos fluviais, devido ao fato de serem a resposta sedimentar estratigráfica correlativa da atuação de processos fluviais sobre as estruturas antigas proterozóicas. Eles são a resultante da maneira como se desenvolveu os processos terciários da história geomorfológica local e regional.

Distribuem-se pelas planícies fluviais e aveolares embutidos em setores de morros e colinas e nas planícies fluviomarinhas e costeiras do litoral. Destaque deve ser dado a grande planície do Rio Benevente que se estende desde a cidade de Anchieta no litoral até as proximidades de Alfredo Chaves, formada, sobretudo por sedimentos aluviais.

Essa unidade se divide em duas subunidades que são: Qa formada por sedimentos aluvionares do tipo cascalho fino a grosso, com areia, areia com seixos, areia fina a grossa, areia argilosa, argila arenosa e argila, e Qm formada por sedimentos litorâneos onde há predominância de areia fina a grossa, bem selecionada, localmente com monazita, constituindo antigos cordões litorâneos e atuais linhas de praia e subordinadamente sedimentos fluviais, lagunares e de mangue.

Esse, portanto, é o quadro de distribuição litológica da bacia hidrográfica do rio Benevente que reflete como dissemos anteriormente, o contraste entre estruturas antigas e de natureza complexa compartimentada com depósitos sedimentares cenozóicos que carecem de estudos mais detalhados, em um ambiente territorial de ampla atuação de agentes fluviais, que são peculiares a essa organização tectônica e litológica.