



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIO POTI

IRACILDE MARIA DE MOURA FÉ LIMA

RIO DE JANEIRO
SETEMBRO / 1982

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA
DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO POTI

IRACILDE MARIA DE MOURA FÉ LIMA

Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio de Janeiro como requisito parcial para a obtenção do Grau de Mestre em Ciência.

Orientador: Prof. Dr. Jorge Xavier Da Silva.

RIO DE JANEIRO
SETEMBRO DE 1982

LIMA, IRACILDE MARIA DE MOURA FÉ

Caracterização Geomorfológica da Bacia Hidrográfica do Rio Poti. Rio de Janeiro. 1982.

xiii, 106 p. 29,7 cm (Instituto de Geociências – UFRJ, M. Sc., Programa de Pós-Graduação em Geografia, 1982).

Tese – Universidade Federal do Rio de Janeiro. Instituto de Geociências.

1. Relações entre as formas de relevo, a rede de drenagem e a estrutura geológica em uma bacia hidrográfica. I – IG/UFRJ II – Título (Série).

DEDICO A:

meus pais, Lourenço e Maria Rosenda;

meu esposo, Almir, pelo apoio e
contribuição em todos os momentos desta
pesquisa;

meus filhos, Leonardo, Marcelo e Flávio.

A G R A D E C I M E N T O S

À Universidade Federal do Piauí, pelo apoio institucional à realização deste curso de Mestrado;

Ao Prof. da Universidade Federal do Piauí, Noé Mendes de Oliveira, pelo apoio concedido, através do Programa de Capacitação de Docentes, sem a qual não teríamos realizado este curso;

Ao Prof. da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Jorge Xavier da Silva, M. Sc., Ph. D., pela presença, contribuição e incentivo como orientador;

À Coordenação e Professores do Curso de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, pela orientação recebida durante a realização desse curso;

Ao Dr. Felipe Mendes de Oliveira, ex-secretário de Planejamento do Estado do Piauí e Dr. Hélio de Carvalho Matos, atual Secretário de Planejamento, pela atenção e incentivo à realização deste trabalho;

Ao Dr. Antonio Manoel Gayoso de Almendra Castelo Branco Filho, Diretor do Centro de Ciências Agrárias da FUFPI, pela colaboração aos trabalhos de campo, favorecendo o deslocamento à área de estudo;

Ao Prof. João Gabriel Baptista, da Universidade Federal do Piauí, pela atenção e participação na viagem de reconhecimento da área de estudo;

Aos técnicos Ricardo João Soares Barros, estatístico da Fundação CEPA-PI e Prof. Humberto Coelho, da Universidade Federal do Piauí, pela contribuição ao dirimir dúvidas surgidas quando do tratamento estatístico de algumas das variáveis constantes deste trabalho;

Ao geólogo José do Patrocínio Paes Landim, pela identificação das amostras de rochas e minerais coletadas em campo;

Ao pesquisador Francisco Mota Bezerra da Cunha, geólogo da PETROBRÁS, pela indicação de importantes publicações sobre a área estudada;

À Fundação Centro de Estudos e Pesquisas Sociais do Piauí – CEPRO –, pelo apoio financeiro à pesquisa de campo e parte do material cartográfico deste trabalho;

Aos colegas e demais pessoas que direta ou indiretamente contribuíram para que conseguíssemos atingir nosso objetivo.

RESUMO

O presente estudo de caracterização geomorfológica da Bacia Hidrográfica do Poti objetiva contribuir para a ampliação do conhecimento do relevo do Estado do Piauí. Esta bacia hidrográfica se localiza na porção centro-norte do Estado do Piauí e sudoeste do Ceará, abrangendo uma área de aproximadamente 49.600 km². Compreende uma região formada por diferentes estruturas geológicas onde ocorrem diferentes tipos climáticos, constituindo-se numa transição de condições de semiaridez para subumidade, o que se reflete na sua diversidade de solos e de cobertura vegetal. Desta forma, a combinação dos elementos naturais, associada à intervenção humana, dá uma composição diversificada às unidades ambientais na área da bacia hidrográfica do rio Poti. Para o estudo das relações entre a rede de drenagem e a estrutura geológica, foram identificadas três unidades geomorfológicas, onde se analisou o comportamento de 6.727 cursos d'água distribuídos em 84 sub-bacias, através da seleção de sete variáveis. Considera-se necessária a continuidade de estudos mais detalhados sobre essa bacia hidrográfica, principalmente com relação à identificação dos níveis de aplainamento do seu relevo e ao fenômeno morfogenético que se constitui o *canyon* formado pelo rio Poti. Evidenciou-se neste estudo, o elevado grau de dependência dessa bacia hidrográfica ao padrão de estrutura geológica da área, por essa drenagem se adaptar aos falhamentos regionais e fraturamentos locais, aí representados como resultantes das perturbações internas Paleozoicas que afetaram essa região bem como das reativações tectônicas Mesozoicas.

Palavras-chave: Estrutura geológica. Formas de relevo. Bacia hidrográfica do rio Poti.

ABSTRACT

This study geomorphological characterization of the Basin Poti River objective contribute to the expansion of the State of Piauí relief knowledge. This basin is located in the north central part of the state of Piauí and Ceará Southwest, covering an area of approximately 49,600 km². It comprises a region formed by different geological structures where different climatic types, constituting a transition semiaridez conditions for subumidade, which is reflected in its diversity of soils and vegetation. Thus, the combination of natural elements associated with human intervention, gives a diverse membership to environmental units in the catchment area of the river Poti. For the study of relations between the drainage network and the geological structure identified three geomorphological units, which analyzed the behavior of 6,727 watercourses distributed in 84 sub-basins, through the selection of seven variables. It is considered necessary to continue more detailed studies of this basin, especially with regard to identification of planing levels of its relief and the morphogenetic phenomenon that is the canyon formed by the river Poti. Evidenced in this study, the high degree of dependence on this watershed to the standard geological structure of the area for that drainage adapt to regional faulting and fracturing locations, there represented as resulting from internal disturbances Paleozoic affecting the region as well as reactivations Mesozoic tectonic.

Keywords: Geological structure. Relief forms. River basin Poti.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	09
LISTA DE FOTOGRAFIAS	10
LISTA DE MAPAS	11
LISTA DE TABELAS	12
1. INTRODUÇÃO	13
2. METODOLOGIA	15
3. CARACTERIZAÇÃO GERAL DA BACIA	21
4. UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS	50
4.1 Depressão Cristalina Exumada (Alto Curso)	57
4.2 Depressão do Baixo Poti (Baixo Curso)	68
4.3 Cuesta da Ibiapaba (Médio Curso)	75
5. CONSIDERAÇÕES FINAIS	95
5.1 Análise Comparativa dos Dados Numéricos	95
5.2 Conclusões e sugestões	96
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	98

LISTA DE FIGURAS

1. Corte Topográfico da Bacia Sedimentar do Parnaíba e do Embasamento Cristalino
2. Corte topográfico e geológico da Bacia Sedimentar do Parnaíba
3. Localização do Arco de Xambioá.
4. Localização dos postos fluviométricos da bacia do Poti.
5. Perfil longitudinal do rio Poti.
6. Primeiro perfil transversal do *Canyon* do Poti. Localizado entre a Serra do Picote e a Serra das Almas.
7. Segundo perfil transversal do *Canyon* do Poti, traçado próximo ao povoado Oiticica.
8. Terceiro perfil transversal do canyon do rio Poti, traçado entre as Serras do Barreiro e do Mudubim.
9. Mapa da rede de drenagem no alto curso do rio Poti, Ceará.

LISTA DE FOTOGRAFIAS

1. Fotografia de cópia do mapa da bacia hidrográfica do Poti (colorido a mão), escala de 1:250.000 com curvas de nível de 100 m de equidistância.
2. Leito de riacho atual, cortando uma camada de seixos de tamanhos e litologias variados, localizado no pediplano entre Crateús e o front da Ibiapaba, no alto curso do rio Poti.
3. Camada superficial de seixos rolados de textura heterogênea encontrada na Depressão Periférica à Bacia Sedimentar, alto curso do rio Poti.
4. Solos subatuais bem desenvolvidos, entre as localidades de Crateús e Ibiapaba, no Alto curso do rio Poti.
5. Camada superficial de material rudáceo de cerca de 80 cm de espessura, capeando rochas parcialmente conservadas. Corte na BR-343, Km 57, entre Teresina e Monsenhor Gil, no baixo curso do rio Poti.
6. Ocorrência de nódulos esféricos de folhelhos carbonosos e sílex realçando a posição estratigráfica das rochas na formação geológica Pedra de Fogo (ou Piauí?), no vale do rio Marimbas, afluente da margem esquerda do Poti. Corte ao lado da BR-316, Km 35, em Teresina e Monsenhor Gil, no baixo curso do Poti.
7. Posição das linhas de nódulos esféricos no perfil. Corte ao lado da BR-316, Km 35, em Teresina e Monsenhor Gil, no baixo curso do Poti.
8. Detalhe dos nódulos esféricos indicando o processo de decomposição química das rochas.
9. Segunda curva do meandramento do rio Poti, a montante de sua foz, onde se observa o fenômeno de “margens caídas”, ao norte da cidade de Teresina
10. Visão panorâmica da primeira curva do rio Poti, a montante de sua foz, onde se observa a exposição do terraço onde se encaixa o leito do rio, ao norte da cidade de Teresina.
11. Relevo de cuesta destacando uma depressão ortoclinal no seu reverso, nas proximidades do povoado Cana Brava, médio curso do rio Poti.
12. Rampa de colúvios oriunda da encosta da depressão ortoclinal. No primeiro plano uma cerca utilizando placas de arenito folheado. Médio curso do rio Poti.
13. Controle estrutural observado na curva angulosa do leito do rio Poti, município de castelo do Piauí, na margem da rodovia PI-115, no médio curso do rio Poti.

14. Encaixamento de um pequeno afluente do rio Poti, em rocha intensamente fraturada, evidenciando o controle estrutural. Município de Castelo do Piauí, na margem da rodovia PI-115, no médio curso do rio Poti.
15. Relevo ruiforme em arenito intensamente diaclasado da formação Cabeças. Município de Castelo do Piauí, na margem da rodovia PI-115, no médio curso do rio Poti.
16. Leito de riacho seco com sobrecarga arenosa. Trecho próximo ao povoado Cana Brava, médio curso do rio Poti.
17. Visão panorâmica do *front* da *cuesta* da Ibiapaba, sentido oeste, tendo ao centro o *canyon*. Representa o contato entre o alto curso (depressão cristalina) e o médio curso do Poti (Bacia Sedimentar do Parnaíba).
18. Leito menor do rio Poti, trecho no interior do canyon, no início do período chuvoso (janeiro), reduzido a poças d'água e excessiva carga de areia.
19. Comprovação do encaixamento do leito do rio Poti em falha Leste-Oeste, trecho no interior do canyon, no início do período chuvoso (janeiro), com baixa vazão.
20. Afloramento de rocha granítica na encosta da margem direita do rio Poti – sentido nascente-foz, no interior do canyon do rio.
21. Intrusão granítica na margem direita do rio Poti, na meia-encosta no interior do canyon do rio.

LISTA DE MAPAS

1. Roteiro de inspeção ao campo
2. Localização da bacia hidrográfica do Poti
3. Mapa Geológico da Bacia Hidrográfica do Rio Poti
4. Mapa Hidrogeológico da Bacia Hidrográfica do Rio Poti
5. Mapa geológico da porção cearense – alto curso da bacia do Poti
6. Mapa Climático do alto curso do rio Poti
7. Mapa da distribuição das isoietas médias no Estado do Piauí
8. Mapa de associações de Solos do alto curso do rio Poti
9. Mapa de associações de Solos do médio e baixo cursos do rio Poti Mapa de drenagem e localização das unidades geomorfológicas e sub-bacias estudadas da bacia do Poti.

LISTA DE TABELAS

1. Características climáticas da porção piauiense da bacia hidrográfica do Poti
2. Bacia Hidrográfica do Poti – Temperatura Média Anual
3. Bacia do Poti: Características climáticas de pontos extremos
4. Distribuição da pluviometria na bacia hidrográfica do Poti
5. Água subterrânea e potencial explorável da bacia hidrográfica do Poti
6. Vazão por posto fluviométrico da porção piauiense da bacia hidrográfica do Poti
7. Distribuição da precipitação e vazão gerada por posto fluviométrico da bacia hidrográfica do Poti, no período 1913/1975
8. Distribuição da produção agrícola e sua participação em relação ao Estado do Piauí. Período: 1969/1973
9. Distribuição das áreas das sub-bacias por unidades geomorfológicas
10. Direção geral do total de rios das sub-bacias consideradas, segundo as unidades geomorfológicas
11. Direção geral dos principais rios das sub-bacias, segundo unidades geomorfológicas
12. Tipos de dissecação segundo classes e frequência por unidade geomorfológica
13. Nível de encaixamento das sub-bacias, segundo classes e frequência por unidade geomorfológica
14. Identificação, área das sub-bacias e extensão dos seus rios principais da unidade geomorfológica – alto curso
15. Identificação, área e extensão do rio principal das sub-bacias da Unidade Geomorfológica do Baixo Curso do rio Poti
16. Identificação, área e extensão do rio principal das sub-bacias da Unidade Geomorfológica do Médio Curso

1. INTRODUÇÃO

O presente trabalho pretendeu contribuir para o estudo geomorfológico do Estado do Piauí, através da análise de uma de suas importantes bacias hidrográficas: a bacia do rio Poti.

A realização desta dissertação atende a um dos requisitos do Programa de Pós-Graduação em Geografia, para obtenção do grau de Mestre em Ciência, na área de Estruturação do Meio Ambiente, oferecido pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), onde foram obtidos os créditos em disciplinas que compõem a etapa inicial do curso de Mestrado desse Programa de Pós-Graduação.

A Fundação Universidade Federal do Piauí estabeleceu um Programa de Capacitação de Docentes, através do qual o Departamento de Geografia e História deu seu apoio institucional, para atender suas necessidades de docentes qualificados na área de Geografia Física.

O desenvolvimento deste estudo teve início no ano de 1981 e contou com o apoio financeiro da Fundação Centro de Pesquisas Econômicas e Sociais do Piauí – CEPRO – para a fase de viagens de inspeção ao campo e organização de parte do material cartográfico.

Foram dois os objetivos gerais da presente investigação: contribuir para o conhecimento geomorfológico da porção centro-norte piauiense; e gerar subsídios para a identificação de Unidades de Relevo, que possibilitem subsidiar o desenvolvimento de estudos de aproveitamento econômicos da área analisada, uma das mais importantes do Estado.

Como objetivos específicos são considerados aquelas contribuições, embora modestas, que derivam diretamente do tratamento dos dados obtidos, às quais se procurou dar a maior inteireza e segurança possíveis. Pode ser citada a documentação múltipla da relação da drenagem com as condições geológicas, que se expressam pelas direções adotadas pela drenagem; pelo nível de encaixamento da bacia e das sub-bacias hidrográficas, mesmo quando de pequeno porte; pelo grau de dissecação do terreno, dentre outras manifestações de controle geológico.

Foram identificadas grandes unidades geomorfológicas da área ocupada por essa bacia, através da escolha das áreas geográficas que constituem o alto, o médio e o baixo cursos do rio Poti, as quais foram analisadas com apoio de tratamento estatístico aplicado às variáveis selecionadas.

Foram considerados os pressupostos básicos de que a frequência e a direção da drenagem estariam diretamente relacionadas com a direção das grandes falhas regionais e

fraturamentos locais, tendo importância apenas relativa as variações litológicas encontradas na bacia do Poti, principalmente na área sedimentar.

Um dos aspectos que tornam importantes os estudos estruturais dessa região é o fato de que ela corresponde a uma área de contato entre duas grandes estruturas geológicas distintas: a bacia sedimentar do Maranhão-Piauí e o escudo cristalino, onde se localiza o alto curso da bacia do Poti, no Estado do Ceará. O contato entre estas estruturas representa a fronteira entre esses dois Estados, onde se destaca uma faixa descontínua de litótipo, com uma área total de cerca de 2.600 km². A esses elementos estruturais soma-se também diferente compartimentação topográfica, pois essa área de estudo apresenta feições que se colocam com função desses elementos associados à atuação de paleoclimas, que se individualizam não só pelas formas de relevo como por um mosaico bioclimático diferenciado.

Assim, a compartimentação do relevo sub-regional reflete a formação e evolução dessas estruturas geológicas e a atuação de paleoclimas ao longo da história natural do Nordeste brasileiro, resultando na organização de paisagens naturais da drenagem e na elaboração de formas de relevo locais (BAPTISTA, 1976).

A escolha dessa bacia, portanto, deve-se ao fato de que representa uma área de transição climática e de diferentes estruturas geológicas, onde os recursos naturais, principalmente a água, são subutilizados.

Assim, considera-se necessário que outros estudos, de maior nível de detalhamento na área de Geociências, sejam desenvolvidos neste Estado, pois as limitações na utilização de suas potencialidades devem-se principalmente ao seu relativo desconhecimento, tanto a nível institucional como a níveis das populações locais.

2. METODOLOGIA

A metodologia utilizada neste trabalho constou de três fases: uma de gabinete/laboratório, outra de inspeção ao campo e a análise e organização da dissertação.

A fase de gabinete/laboratório compreendeu ao levantamento e análise de todo o material disponível na literatura geológica, geomorfológica e cartográfica dos Estados do Piauí e parte do Ceará, especificamente da bacia hidrográfica do rio Poti.

Essa análise desenvolveu-se basicamente em dois níveis de detalhamento, sendo o primeiro na escala de 1:1.000.000, onde se fez uma caracterização geral da área dessa bacia, num enfoque descritivo. No segundo nível é utilizou-se a escala de 1:250.000, buscando levantar problemas locais.

Para o nível de caracterização geral, fez-se a delimitação da bacia hidrográfica do Poti utilizando-se os mapas dos Estados do Piauí e Ceará e a Carta do Brasil ao milionésimo (IBGE, 1972), considerando como critérios básicos a rede de drenagem e a hipsometria (cota máxima do divisor entre a bacia em estudo e as bacias adjacentes). A partir dessa delimitação, compilaram-se todos os outros mapas, nessa escala, tendo como fonte os mapas elaborados pelo Projeto Radam, datados de 1973, e ampliação do Mapa Tectônico do Brasil (DNPM, 1971), de 1:5.000.000 para 1:1.000.000 e Imagens Landsat (MSS 5 e 7) escala 1:1.000.000 para a análise geológica e geomorfológica. Para a descrição dos solos dessa área, utilizaram-se os Mapas de Solos da SUDENE (1981) e o Atlas do Ceará (SUDEC/SUDENE, 1973).

Para a delimitação dessa bacia hidrográfica, no nível de 1:250.000, foram utilizadas as cartas do DSG/SUDENE (1973), reduzidas da escala de 1:100.000 para 1:250.000, com curvas de nível de 100 metros de equidistância, considerando-se como critérios específicos também a rede de drenagem.

A divisão da bacia em três grandes unidades geomorfológicas foi feita com base nos critérios geológicos de diferenciação litológica e mudança de direção geral do escoamento superficial do rio Poti, que obedece a padrões de fraturamentos regionais. Assim, os limites entre o alto e o médio curso são representados pela escarpa da Ibiapaba e entre o médio e o baixo curso são considerados tanto os divisores das sub-bacias, cujos rios principais apresentam direções ortogonais à do Poti, como também o contato aproximado entre as Formações Longá e Piauí. Estas unidades correspondem as áreas geográficas do alto, médio e baixo cursos do rio Poti.

Para a obtenção das variáveis, foram consideradas somente as sub-bacias cujo rio principal apresenta extensão a partir de 10 km, sendo que o critério para a identificação de um rio como principal foi o de maior extensão apresentada dentro de sua bacia.

Escolheram-se as variáveis julgadas significantes para a escala de 1:250.000, como se seguem:

a. Direção Geral da Drenagem

Em função do elevado nível de fraturamento da área, atestado no mapa geológico do Radam (1973) e dos lineamentos observados nos mosaicos semi-controlados de Radar, na escala 1:250.000 (1972), que cobrem a bacia do Poti, fez-se um levantamento da orientação da drenagem, medindo-se a direção de todos os afluentes de cada bacia considerada, utilizando-se as principais direções do fraturamento brasileiro que são: Norte/Sul (Sanfranciscana), Nordeste/Sudoeste (Brasileira), Leste/Oeste (Amazônica) e Noroeste/Sudeste (Carafba). O objetivo dessa variável foi o de detectar o grau de controle estrutural em cada unidade de estudo, identificando se a direção da falha local é compatível com a direção geral do falhamento regional. A sua determinação foi obtida traçando-se um eixo médio da nascente à foz de todos os rios, por sub-bacia, e em seguida medindo-se sua orientação com o auxílio do transferidor. Considerou-se os pontos cardeais e colaterais, com uma amplitude de variação de 22° para cada direção.

b. Direção dos Rios Principais

Essa variável está bem relacionada com a anterior, seguindo os mesmos critérios, com objetivo de reforçar os resultados obtidos, como também identificar a tendência direcional dos rios de maior extensão dentro de cada sub-bacia. A obtenção dessa direção verificou-se a partir dos mesmos critérios adotados para a variável anterior.

c. Área das Sub-bacias

A partir dessa variável pretendeu-se identificar a área padrão das sub-bacias, dentro de cada unidade, representada pela média aritmética. Considerou-se que a variação em torno dessa média, que se constitui no desvio padrão, reflete a homogeneidade ou heterogeneidade

do tamanho das sub-bacias consideradas. O cálculo de áreas foi efetuado através do uso do planímetro e o desvio padrão foi calculado pela fórmula:

$$S = \sqrt{\frac{\sum x^2 - \frac{(\sum x)^2}{N}}{n - 1}}$$

e o coeficiente de variação:

$$C. V. = \frac{s}{n} \cdot 100$$

Onde:

n = representa o número da série,

x = representa a média aritmética,

$\sum x^2 - \frac{(\sum x)^2}{n}$ representa a soma dos quadrados dos desvios,

s = é o desvio padrão,

C. V. = é o coeficiente de variação.

d. Extensão dos Rios Principais

Com essa variável pretendeu-se identificar o tamanho médio dos rios principais das sub-bacias estudadas, para cada unidade. Também se verificou a variação dessa extensão, em relação à sua média, através do desvio padrão. Segundo a literatura, rios de pequena extensão média, relacionados com o seu número, indicam maior dissecação da área, em relação às sub-bacias com rios de maior extensão. O comprimento dos rios foi obtido através do uso do curvímetro e o desvio padrão também foi expresso em percentual, pelo coeficiente de variação.

e. Razão Comprimento/Largura

Através dessa relação pretendeu-se verificar o comportamento das sub-bacias com relação à sua forma. Quanto mais alongada for essa forma, maior será o seu nível de encaixamento ou dependência do controle estrutural. Considerou-se, portanto, que quanto mais próximo de um for o resultado dessa relação, menor seria o controle geológico. O estabelecimento das classes consideradas como alta, média e baixa, foi feito a partir da divisão da amplitude de variação de cada série de dados das sub-bacias pelo número de classes, para cada unidade geomorfológica.

f. Índice de Frequência de Drenagem

Esse índice representa a relação entre o número de rios e a área de uma sub-bacia. Assim, corresponde ao comportamento hidrográfico de determinada área, na sua capacidade de gerar novos cursos d'água. Foi definido por R. E. Horton em 1945 para indicar que quanto maior for o resultado dessa relação, maior será a dissecação da área. Foram consideradas três categorias como classes de dissecação alta, média e baixa, utilizando-se o mesmo critério da variável anterior.

g. Padrão de Drenagem

Esse padrão compreende o arranjo de uma rede de drenagem, que geralmente reflete as condições estruturais, litológicas e de topografia de uma bacia hidrográfica (Christofolletti, 1974).

O perfil longitudinal e os transversais do rio Poti foram elaborados a partir da escala 1:100.000, sendo que nas cartas sob responsabilidade do Departamento de Serviço Geográfico do Exército (DSG, 1973), as curvas de nível obedecem a intervalos de 40m e nas de responsabilidade da Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE, 1973), essa equidistância é de 50 metros.

Quanto à análise das amostras de rochas e minerais colhidas em campo, procedeu-se à identificação por exame macroscópico.

A fase de trabalhos de inspeção ao campo foi desenvolvida através de visitas a diferentes pontos da bacia hidrográfica do Poti, durante o mês de janeiro de 1982. A primeira

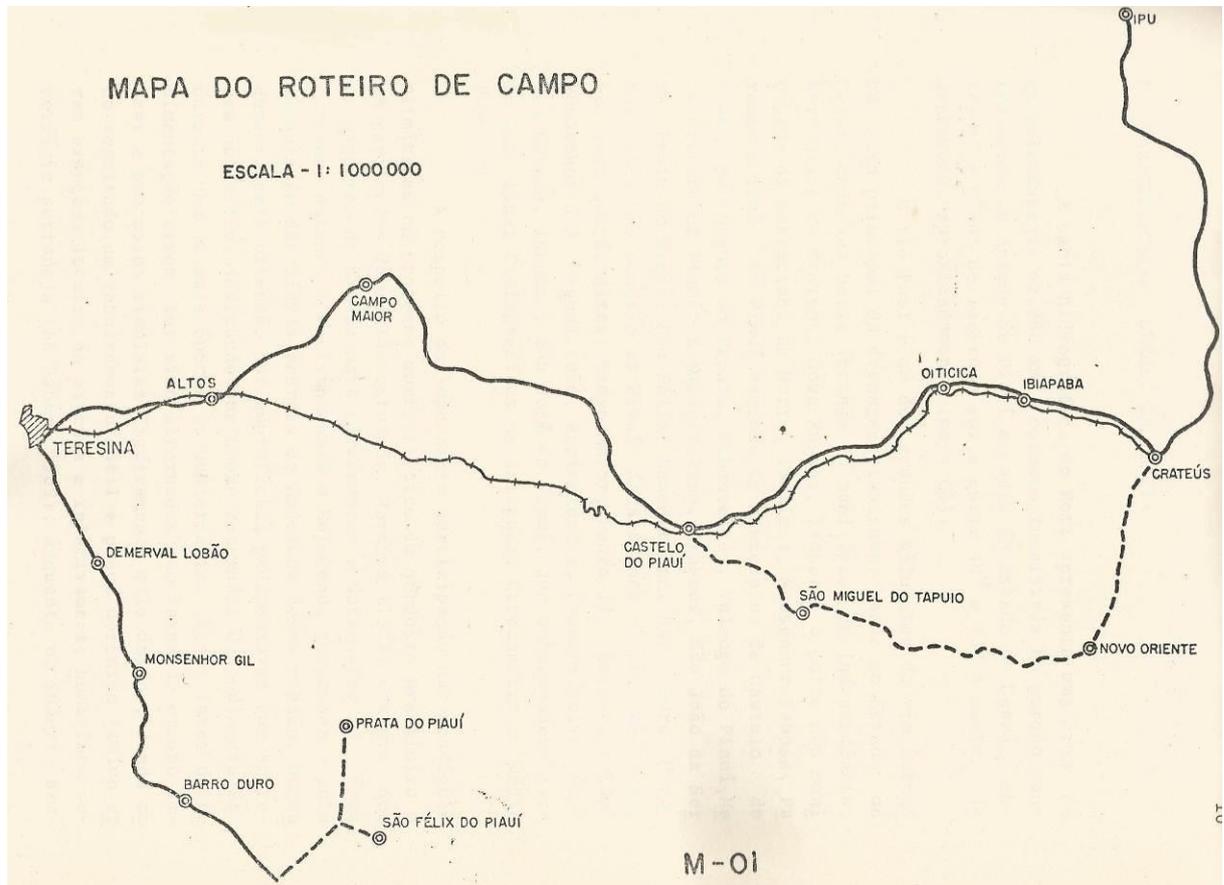
viagem para um reconhecimento da área, foi feita por via ferroviária percorrendo a bacia e acompanhando vários trechos do rio Poti, entre Teresina (PI) e Crateús (CE). As outras viagens foram feitas por via rodoviária, quando se procurou acompanhar todo o curso desse rio; no alto curso visitou-se trechos entre Ipu, Crateús e Novo Oriente e entre Crateús e o *canyon* ou boqueirão. Na inspeção ao baixo curso também se procurou acompanhar o rio Poti desde sua foz no rio Parnaíba (em Teresina) aos municípios de Altos, Demerval Lobão e Prata do Piauí.

Dentre as observações merecem destaque as paradas: uma nas proximidades da cidade de Castelo do Piauí e outras nos locais Combe e Salinas, em direção ao boqueirão, passando pelos povoados de Cana Brava e Oiticica, no médio curso. Percorreu-se estradas não transitadas há onze anos, antes de penetrar no grande *canyon* formado pelo Poti na serra da Ibiapaba. De Crateús voltou-se ao *canyon* para observação mais detalhada no seu interior, através de estradas vicinais diferentes entre aquela cidade e o povoado de Ibiapaba, na base da escarpa de mesmo nome. Em seguida rumou-se para Novo Oriente (CE), subindo-se a cuesta da Ibiapaba em direção a São Miguel do Tapuio, Castelo do Piauí e Teresina, no Piauí.

Vale ressaltar que uma visita a toda a área dessa bacia foi efetuada com a participação do Professor Orientador, quando foram efetuadas novas inspeções geomorfológicas, com análise de detalhe, fotografando-se e colhendo-se amostras de rochas e minerais.

No município de Teresina percorreu-se o curso do Poti até sua foz, quando se fez análise de detalhe de cinco pontos, nas proximidades do sítio urbano (Mapa 1).

Mapa 1: Roteiro de Campo



Fonte: Pesquisa direta (1981)

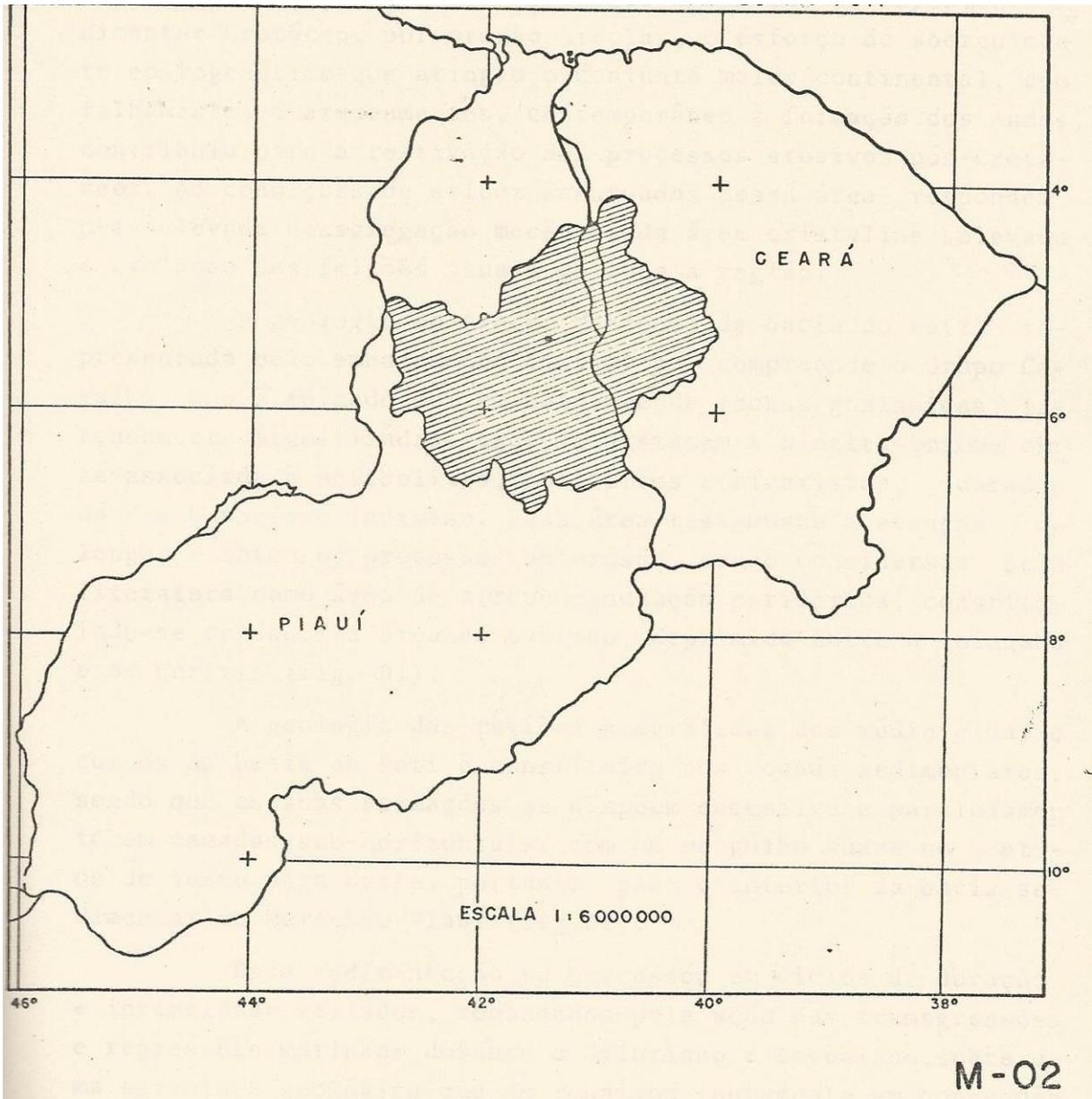
3. CARACTERIZAÇÃO GERAL DA BACIA

A bacia hidrográfica do Poti apresenta uma área de aproximadamente 49.800 km², estando localizada na porção centro-norte do Estado do Piauí e oeste do Estado do Ceará, entre 4° e 6°50' de latitude sul e entre 40° e 43° a oeste de Greenwich, aproximadamente (Mapa 2).

O rio Poti é um dos grandes afluentes do rio Parnaíba, eixo principal da drenagem piauiense. Nasce no Estado do Ceará, onde sua bacia abrange os municípios de Independência, Novo Oriente, Crateús, Nova Russas, Tamboril e parte dos municípios de Guaraciaba do Norte, Ipueiras, Monsenhor Tabosa, Parambu e Tauá. No Piauí engloba os municípios de Castelo do Piauí, São Miguel do Tapuio, Pimenteiras, Valença do Piauí, Novo Oriente do Piauí, Elesbão Veloso, Aroazes, São João da Serra, Prata do Piauí, São Félix, Beneditinos, Barro Duro, Hugo Napoleão, São Gonçalo do Piauí, Água Branca e parte de Teresina, Alto Longa, Altos, Campo Maior, Pedro II, Demerval Lobão, Monsenhor Gil, Miguel Leão, Agricolândia, Francinópolis, Várzea Grande, Inhumas e São José do Piauí, que compreendem parte das Zonas Fisiográficas da Ibiapaba, Carnaubeira e Médio Parnaíba.

A respeito da importante participação das condições climáticas no processo morfogenético do Nordeste Brasileiro e em particular da região estudada, Moreira (1973) comenta que os aspectos de aridez mais permanentes e duradouros na área cearense durante o Pleistoceno e o Holoceno, respondem pela elaboração das linhas mestras do modelado dessa região, marcadamente pela extensão das superfícies pedimentares que aparecem no sertão, indicando que houve retomadas de pedimentação durante uma ou mais épocas do Quaternário. Essas fases de pedimentação devem ter sido alternadas com fases de erosão linear e processos areolares ligeiramente mais úmidos, dando como resultado um rebaixamento sutil e pouco definido (salvo raras exceções locais) da extensa e relativamente homogênea superfície sertaneja (Ab'Sáber, 1969), enquanto no Sudeste brasileiro houve variações profundas de umidade que provocaram alternâncias de processos de mamelonização e pedimentação, com predomínio da umidade.

Mapa 2: Localização da Bacia Hidrográfica do Rio Poti

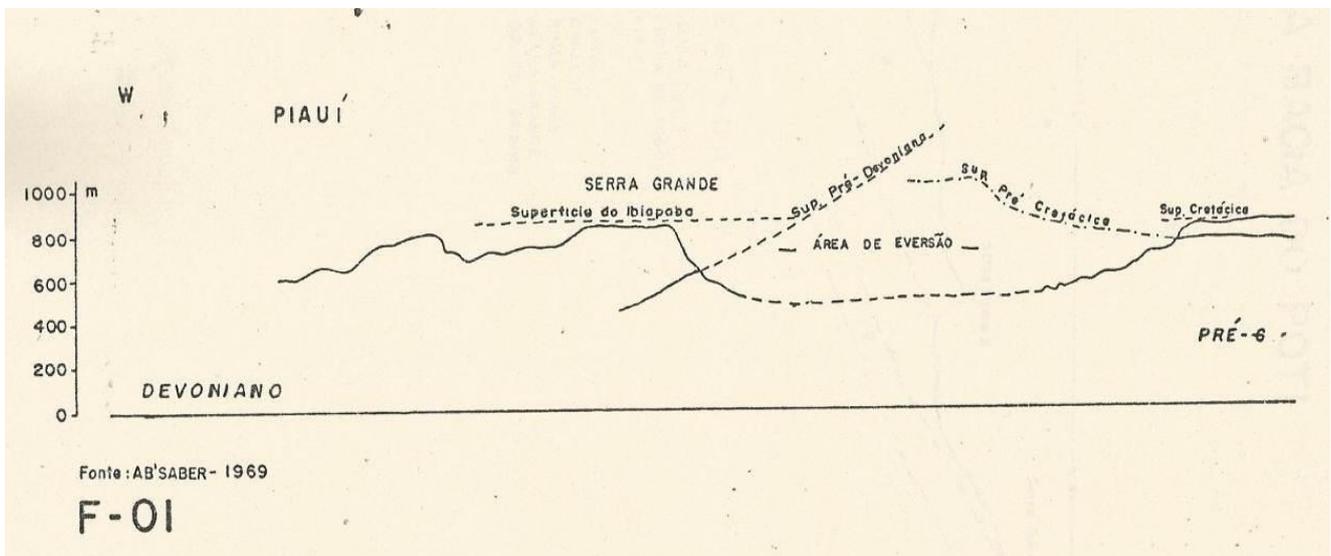


Org. Lima (1981). Base de dados: IBGE (1980).

No Nordeste, paralelamente à remoção do capeamento sedimentar Cretáceo, por erosão areolar, o esforço de soerguimento epirogenético que atingiu o conjunto maior continental, com falhamentos e arqueamentos, contemporâneo à formação dos Andes, contribuiu para a reativação dos processos erosivos pós-Cretáceos. As condições de aridez acentuadas dessa área respondem pela elevada desagregação mecânica da área cristalina solevada e evolução das feições atuais de toda a região (AB'SABER, 1969).

A geologia do trecho cearense da bacia do Poti, representada pelo embasamento cristalino, compreende o Grupo Caraíba, que é formado por um conjunto de rochas gnáissicas, intensamente migmatizadas, onde se destacam a biotita-gnaíse cinza associada à anfíbolitos, quartzitos e micaxistos, datados do Pré-Cambriano Indiviso. Essa área testemunha a atuação de longos e intensos processos de erosão, sendo considerada pela literatura como área de circundesnudação periférica, constituindo-se verdadeira área de aversão, deprimida entre a Ibiapaba e os Cariris (Figura 1).

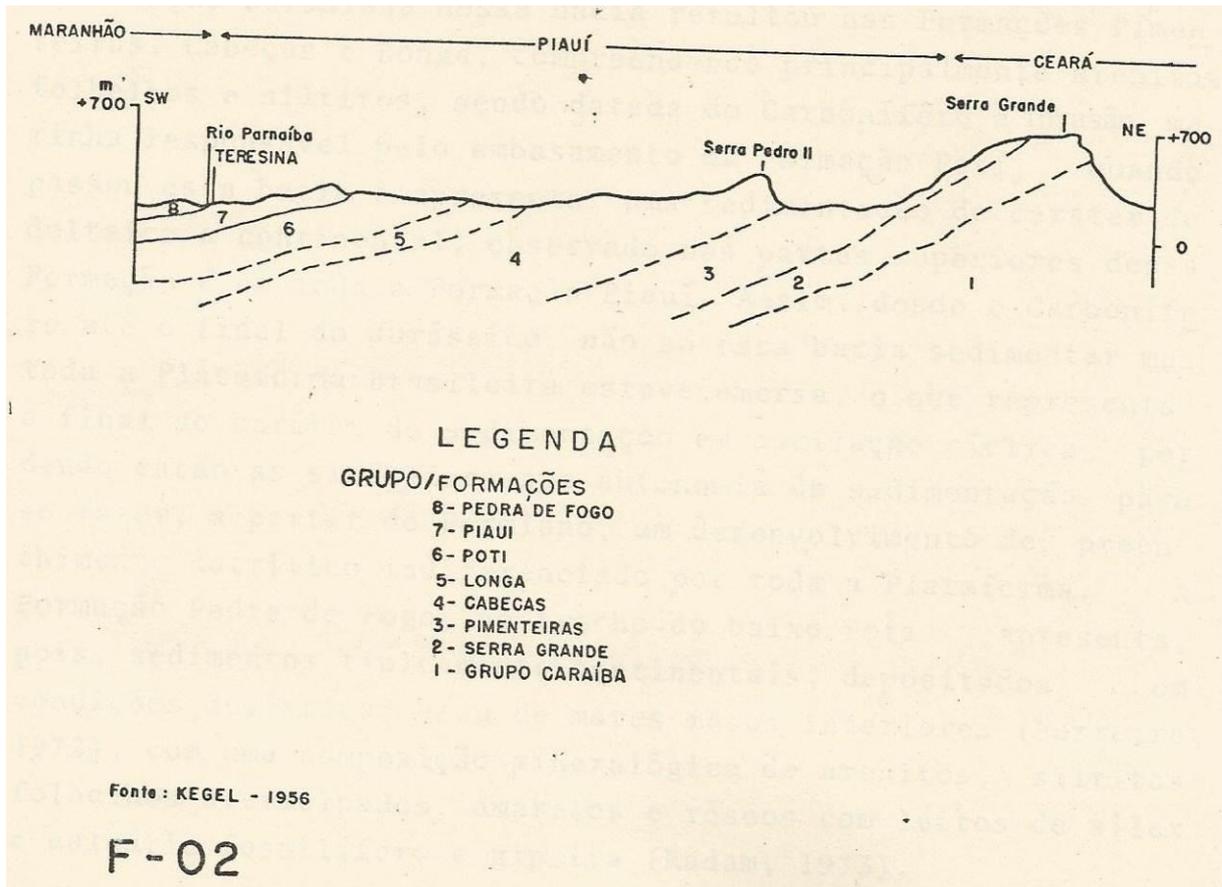
Figura 1: Corte Topográfico da Bacia Sedimentar do Parnaíba e do Embasamento Cristalino



Fonte: Ab'Saber (1969).

A base geológica das regiões geográficas dos médio e baixo cursos da bacia do Poti é constituída por rochas sedimentares, sendo que as suas Formações se dispõem sucessiva e paralelamente em camadas sub-horizontais, com um mergulho suave no sentido de leste para oeste, portanto, para o interior da bacia sedimentar do Maranhão-Piauí (Figura 2).

Figura 2 – Corte topográfico e geológico da Bacia Sedimentar do Parnaíba



Fonte: Kegel (1956)

Essa sedimentação procedeu-se em ciclos de duração e intensidade variados, comandados pela ação das transgressões e regressões marinhas durante o Siluriano e Devoniano, sobre uma estrutura geológica que se rebaixou lentamente em consequência de perturbações da crosta terrestre, verificadas a partir do Pré-Cambriano. Teve início no Siluriano, quando da subsidência de grandes regiões que formou, entre outras, a sinéclise que compreende a bacia sedimentar do Maranhão-Piauí, paralelamente à elevação de outras áreas – as antéclises – e exposição do embasamento nos escudos.

O Paleozóico presenciou grandes invasões marinhas que provocaram o início da

acumulação de arenitos maduros, extensos e pouco espessos gerando a Formação Serra Grande, em condições de plataforma estável quando da transgressão do Siluriano. Acredita-se, inclusive, com base em evidências dos vários capeamentos sedimentares em áreas esparsas extra-bacia sedimentar que, depois da regressão marinha do Siluriano Médio a Superior, a extensa transgressão Devoniana tenha extravasado essa grande sinéclise, recobrando áreas da plataforma brasileira que vão além dos limites atuais, como é o caso de Jatobá e Araripe, datados do Cretáceo (FERREIRA, 1972).

A sedimentação Devoniana nessa bacia resultou nas Formações Pimenteiras, Cabeças e Longá, compreendendo principalmente arenitos, folhelhos e siltitos, sendo datada do Carbonífero a invasão marinha responsável pelo embasamento da Formação Poti, quando passou essa bacia a apresentar uma sedimentação de caráter deltaico a continental, observado nas partes superiores dessa Formação e em toda a Formação Piauí. Assim, desde o Carbonífero até o final do Jurássico, não só essa bacia sedimentar, mas toda a Plataforma brasileira esteve emersa, o que representa o final do caráter de sedimentação em oscilação cíclica, perdendo então as sinéclises sua autonomia de sedimentação para se fazer, a partir do Permiano, um desenvolvimento de preenchimento detrítico indiferenciado por toda a Plataforma. A Formação Pedra de Fogo, no trecho do baixo Poti apresenta, pois, sedimentos tipicamente continentais, depositados em condições desérticas e/ou de mares rasos interiores (FERREIRA, 1972), com uma composição mineralógica de arenitos, siltitos folhelhos avermelhados, amarelos e róseos com leitos de sílex e calcárioossilífero e gipsita (RADAM, 1973).

O mapa geológico do RADAM (1973) indica um capeamento Cretáceo representado pela Formação Itapecuru, composta essencialmente por arenitos predominantes vermelhos, finos, caulíniticos; argilitos vermelhos finamente laminados e calcárioossilífero, na bacia do Poti, sobre as Formações Pedra de Fogo, Piauí, Longá e Cabeças. Também indica esparsas manchas da Formação Piauí sobre a Formação Longá e afloramentos de basalto cinza-escuro a preto a aspecto amigdaloidal, mapeados como Formação Orozimbo, sobre a Formação Longá, na sub-bacia do Sambito localizada no município de Elesbão Veloso (Piauí), nos limites dessa bacia hidrográfica com a bacia do rio Piauí (mapa 03). Confrontando-se esse com o mapa hidrogeológico da SUDENE (1968), verifica-se que não se registra a presença da Formação Itapecuru sobre a Formação Pedra de Fogo e que ocorrem alguns capeamentos desta sobre a Formação Piauí que se estendem ao norte do baixo curso da bacia do Poti, do município de Altos até a margem do Parnaíba e daí descendo numa faixa estreita e contínua,

Com relação aos aspectos geotectônicos observa-se, no trabalho do Radam, que nessa bacia hidrográfica a presença de feições estruturais em cuja faixa de rochas Pré-Cambrianas são identificados dobramentos resultantes de uma grande força compressional, sobressaindo-se os anticlinais de eixos orientados na direção nordeste/sudoeste, com indicações de que esse esforço tenha reduzido sua intensidade na direção norte/sul, onde as dobras apresentam maior amplitude de curvatura. Das falhas localizadas nesta porção, algumas apresentam deslocamentos horizontais, embora predomine o tipo normal, com prolongamentos, inclusive, para o interior da bacia sedimentar (mapas 03 e 05). Na porção sedimentar, as Formações geológicas datadas do Siluriano ao Permiano, formam uma estrutura homoclinal, com a direção geral norte/sul e um mergulho suave de leste para oeste, com seus sedimentos discordantemente depositados sobre o cristalino, atingindo uma profundidade superior a 2.000 metros na área da foz do rio Poti.

A ausência de Formações Juro-Cretáceas na porção central da bacia sedimentar, associada às inversões de mergulho dos arenitos da Formação Sambaíba, sugere um arqueamento consequente do soerguimento epirogenético dessa bacia no final do Cretáceo. Essas feições estruturais na porção sedimentar são orientadas por falhamentos regionais representados por extensas falhas nas direções ortogonais Nordeste/Noroeste, cujos lineamentos são visíveis nas imagens de Radar. Cunha (1975), com base nos alinhamentos e inflexões atuais dos grandes rios dessa bacia sedimentar, infere a presença de falhas transcorrentes principalmente no sentido NE/SW, desenvolvidas possivelmente em fins do Triássico ao Cretáceo, com reativamentos recentes e visíveis na morfologia atual. Sugere, ainda, que a grande falha transcorrente de Jaibara – Porto Nacional (NE/SW) poderia ter sido deslocada pela falha de Urbano Santos – Oeiras (N.NW/S.SE), ou vice-versa, resultante da suposição de que “as manifestações vulcânicas cretáceas seriam procedentes da parte leste da bacia e tiveram como condutos de ascensão magmática, aberturas produzidas pela conjunção de esforços que reativaram, transformaram ou originaram falhas transcorrentes” (Figura 03). Para a confirmação dessa hipótese seria necessário, a título de complementação, a datação dessas rochas vulcânicas.

Mapa 5 - Mapa geológico da porção cearense – alto curso da bacia do Poti

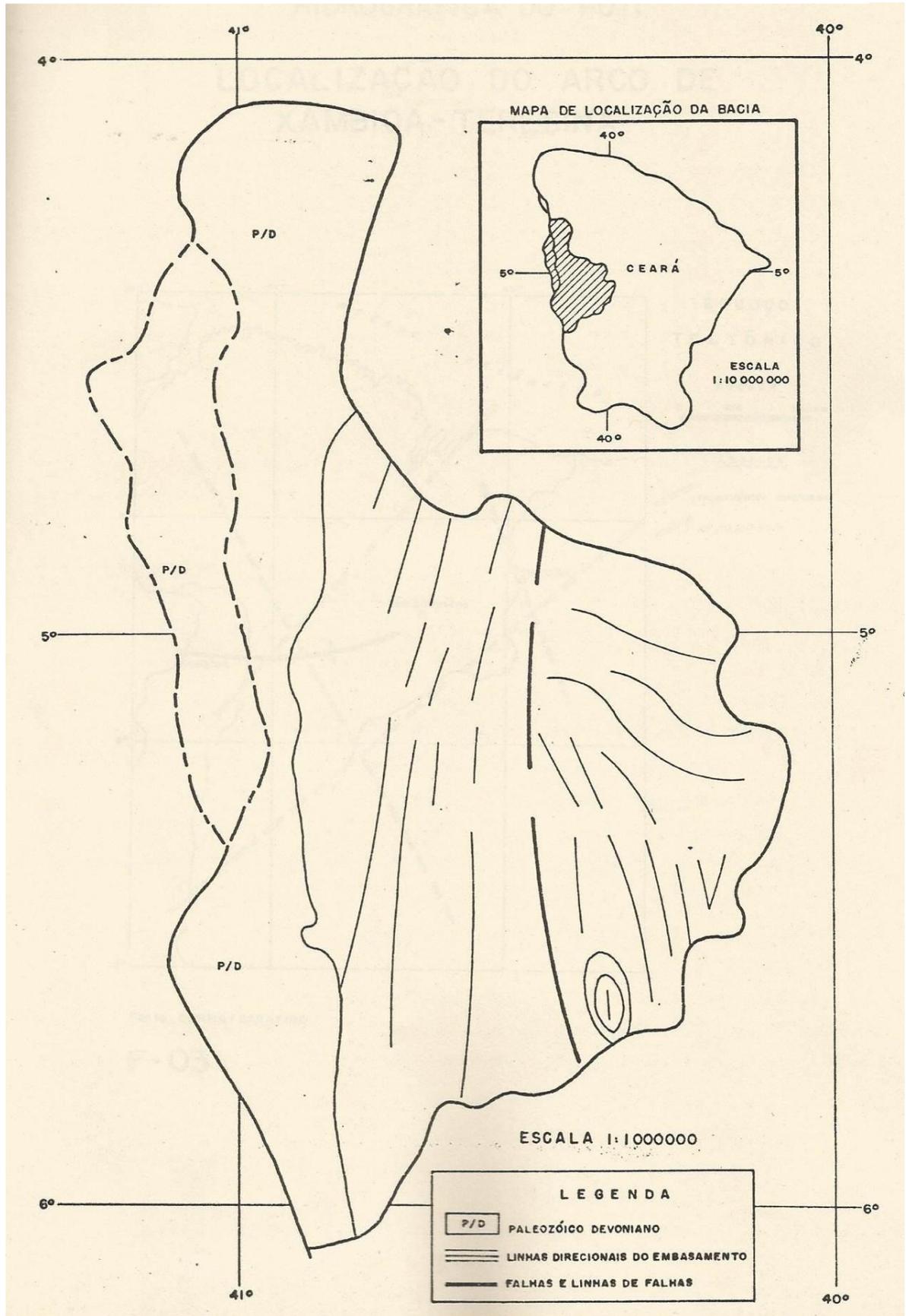
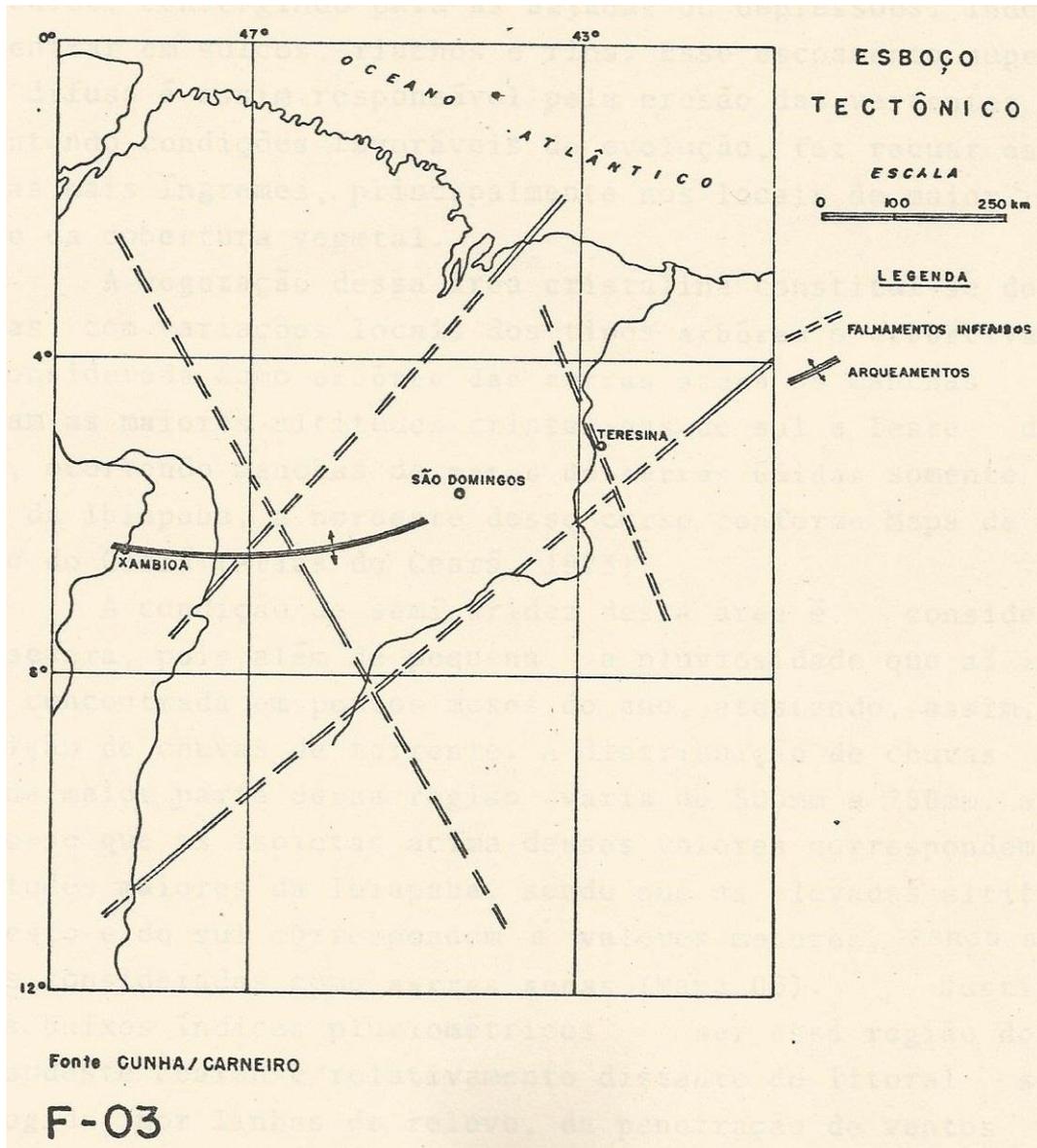


Figura 3: Localização do Arco de Xambioá



Fonte: Cunha; Carneiro (1980)

Associado aos falhamentos desenvolveu-se um intenso fraturamento, apresentando suas direções gerais coincidentes com as direções desses falhamentos regionais. As falhas e fraturas de menor extensão ocorrem com grande frequência tanto no cristalino, como na bacia sedimentar e em número significativo, cortam as duas estruturas, tanto ao norte como ao sul do *canyon* do Poti, sugerindo um forte grau de controle estrutural na organização da sua drenagem. A intensidade dessas falhas de pequena extensão são observáveis principalmente na Formação Poti, onde ocorrem associadas aos diques, destacando-se nas proximidades da cidade de Prata um desses diques de maior expressão, inferido pelo RADAM (1973), formando um ângulo reto onde se constata uma inflexão do Rio Poti de nordeste para noroeste, no contato das Formações Longá e Piauí.

A estrutura circular que se observa próximo à cidade de São Miguel do Tapuio (PI), cujos lineamentos são visíveis nas imagens de Radar, é identificada como resultante de silificações que se desenvolveram nos arenitos da Formação Cabeças, como também de uma “intrusão de rocha ígnea que não chegou a aflorar” (RADAM, 1973) e, segundo Moreira (1977), na Formação Pedra de Fogo nas proximidades de Teresina, ocorre um número de pequenos dobramentos, que interferem na drenagem local.

Os formadores da bacia hidrográfica do Poti no seu alto curso se arranjam numa densa rede de pequenos tributários que descem as encostas, apresentando pequenas amplitudes altimétricas em seus perfis longitudinais e em pequenas extensões alcançam o nível de base geral do amplo pediplano cristalino, abaixo de 300 metros de altitude, executando-se os cursos d'água que retalham o *front* da Ibiapaba que são os responsáveis pelo retalhamento dessa escarpa.

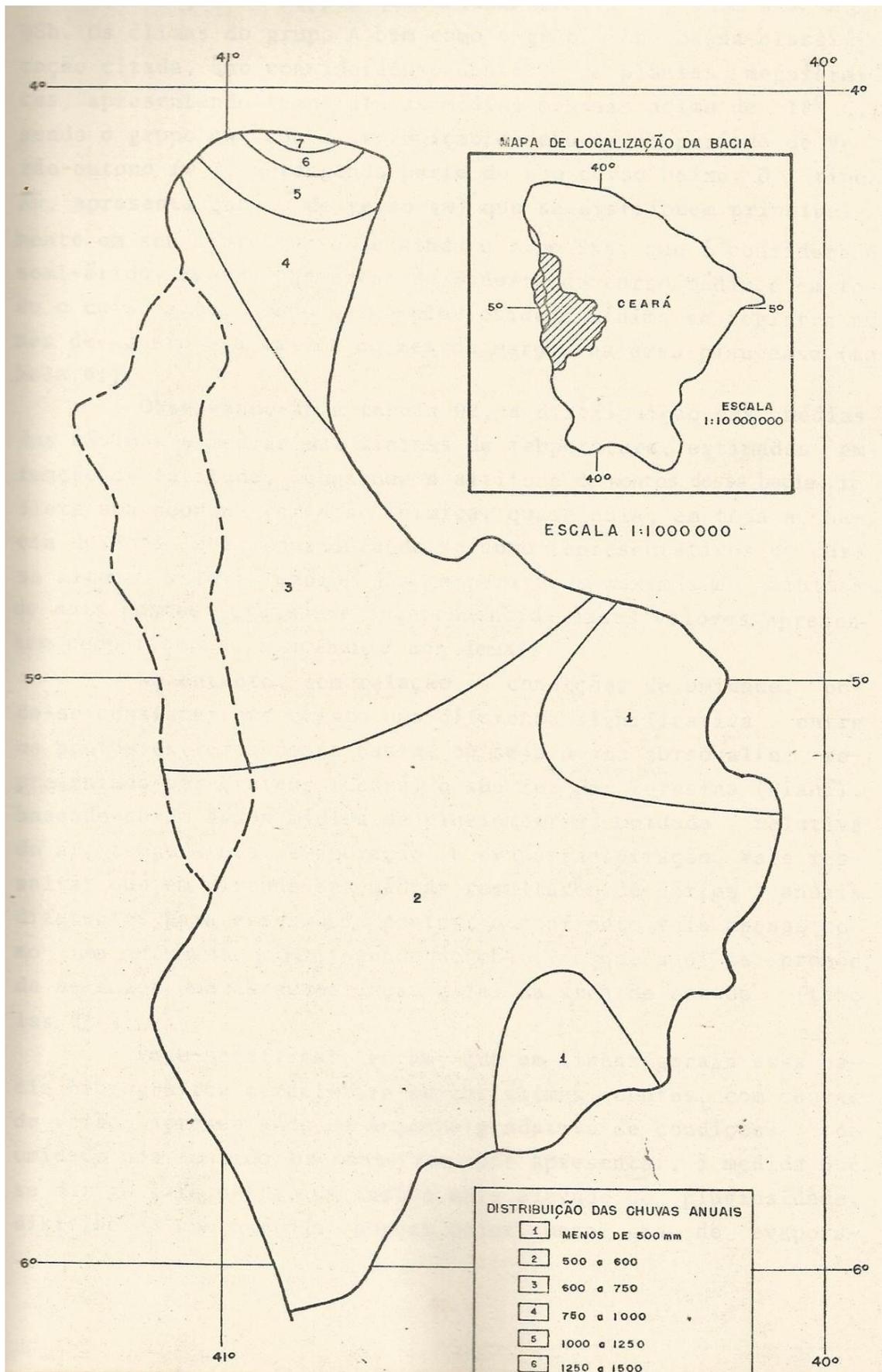
O tipo de chuvas dessa região é o característico dos sertões, apresentando-se geralmente breves períodos quando se constituem aguaceiros ou enxurradas, originando inicialmente um escoamento difuso ou laminar, transportando e depositando o material desagregado, em função de sua granulometria e competência da água, mas sempre dependente dessa condição de torrencialidade, convergindo para as bajadas ou depressões, indo se concentrar em sulcos, riachos e rios. Esse escoamento superficial difuso é, assim, responsável pela erosão das vertentes que, encontrando condições favoráveis de evolução, faz recuar as encostas mais íngremes, principalmente nos locais de maior rarefação da cobertura vegetal.

A vegetação da área cristalina constitui-se de caatingas, com variações locais dos tipos arbórea e arbustiva, sendo considerada como arbórea das serras secas as manchas que

ocupam as maiores altitudes cristalinas de sul a leste dessa área, ocorrendo manchas de matas de serras úmidas somente no alto da Ibiapaba, a noroeste desse curso, conforme Mapa de vegetação do Ceará (ATLAS DO CEARÁ, 1973).

A condição de semiaridez dessa área é considerada bem severa, pois, além de pequena, a pluviosidade que incide é concentrada em poucos meses do ano, atestando, assim, sua condição de chuvas de torrente. A distribuição de chuvas anuais na maior parte dessa região varia de 500 mm a 750 mm, observando-se que as isoietas acima desses valores correspondem às altitudes maiores da Ibiapaba, sendo que as elevadas altitudes de leste e de sul correspondem a valores menores, sendo assim áreas consideradas como serras secas (mapa 06). Esses baixos índices pluviométricos se justificam por ser uma região do sertão sudeste cearense relativamente distante do litoral, que é protegida por linhas de relevo que barra uma penetração de ventos úmidos, ficando essa precipitação concentrada no curto período entre janeiro a abril e não ser beneficiada com postos de nucleação artificial (ATLAS DO CEARÁ, 1973).

Mapa 6: Mapa Climático do alto curso do rio Poti



Na área sedimentar, que corresponde ao médio e baixo cursos dessa bacia, distribuem-se os tipos climáticos Aw, o Aw' e o BSh., segundo a classificação de Köppen para o Piauí (CEPA, 1973). Os climas do grupo A bem como do grupo BSh, dessa classificação citada são considerados quentes, de plantas megatérmicas, apresentando temperaturas médias mensais acima de 18° C, enquanto o grupo Aw' com distribuição de chuvas no período de verão-outono (w'), abrangem parte do baixo curso. O tipo Aw, apresenta chuvas de verão (w) que se distribuem principalmente em seu médio curso e ainda o tipo BSh, que é considerado semiárido, ocorre nas áreas de Sudeste do médio curso e em todo o alto curso, sendo que a pluviosidade mínima se registra no mês de agosto e a máxima no mês de março, na área piauiense (tabela 01).

Tabela 01 – Características climáticas da porção piauiense da bacia hidrográfica do Poti

Características Climáticas				
Zona Fisiográfica	Tipo de Clima (Köppen)	Pluviosidade (Mm)		
		Min.	Max.	Média Anual
Ibiapaba	Aw – Aw' – BSh	3,6	294,0	1.209,3
Carnaubeira	Aw – Aw'	9,8	355,6	1.462,8
Médio Parnaíba	Aw – Aw'	5,5	303,0	1.327,7

Fonte: CEPA-PI (1973)

Observando-se a tabela 02, verifica-se que a distribuição das temperaturas médias das máximas e médias das mínimas, estimadas em função da latitude, longitude e altitude de pontos dessa bacia, reflete uma pequena variação térmica, quase nula, em toda a bacia do Poti, pois considerando-se como representativos do alto curso os valores médios das temperaturas máximas e mínimas de dois pontos: Crateús e Independência, esses valores apresentam comportamento semelhante aos demais.

Tabela 02 – Bacia Hidrográfica do Poti – Temperatura Média Anual

Municípios	Temperatura Média (°C)	
	Máximas	Mínimas
Crateús e Independência (1)	33,00	23,00
Pimenteiras	33,17	21,55
Castelo do Piauí	32,67	21,61
Aroazes	32,01	20,92
São João da Serra	33,17	21,87
São Félix	33,06	21,71
Prata do Piauí	33,22	22,01
Alto Longá	32,67	21,96
Beneditinos	33,08	22,10
Barro Duro	32,60	21,69
Monsenhor Gil	32,67	22,19
Demerval Lobão	32,72	22,17
Teresina	32,59	22,40

FONTE: Relatório Preliminar do Projeto Delimitação e Regionalização do Brasil Semiárido CNPq/FUFPI, 1981, mimeo.

(1) DNOCS/MA (1934-62) in Atlas do Ceará (1973).

No entanto, com relação às condições de umidade, pode-se constatar que existe uma diferença significativa entre os pontos extremos dessa bacia, ou seja, o seu alto curso, representado por Crateús (Ceará), e sua foz por Teresina (Piauí), baseado em dados médios de pluviometria, umidade relativa do ar, temperatura, evaporação e evapotranspiração. Vale ressaltar que, em virtude das médias resultarem de séries anuais diferentes para esses dois pontos, o confronto vale apenas como uma referência, porém atende ao objetivo, que aqui se propõe, de se fazer uma caracterização geral da área de estudo (tabelas 03 e 04).

Tabela 03 – Bacia do Poti: Características climáticas de pontos extremos

Localidade	Temperatura Média °C		Evaporação (tanque classe “A”)	Precipitação Média Anual (mm)	Unidade Relativa do Ar (%)	Evapotranspiração (Thorntwaite)	Período de Observação
	Máxima	Mínima					
Crateús (CE)	32,9	21,9	2.815,6	878,80	59,9	1.703,0	1965/1971
Teresina (PI)	31,28 ⁽¹⁾	21,32 ⁽¹⁾	2.055,0	1.373,7 ⁽¹⁾	70,8	1.660,0	1931/1960

Fonte: SUDENE: Levantamento de recursos naturais da Bacia do Rio Parnaíba, 1975.

(1) Instituto Nacional de Meteorologia – M.A. (Recife)

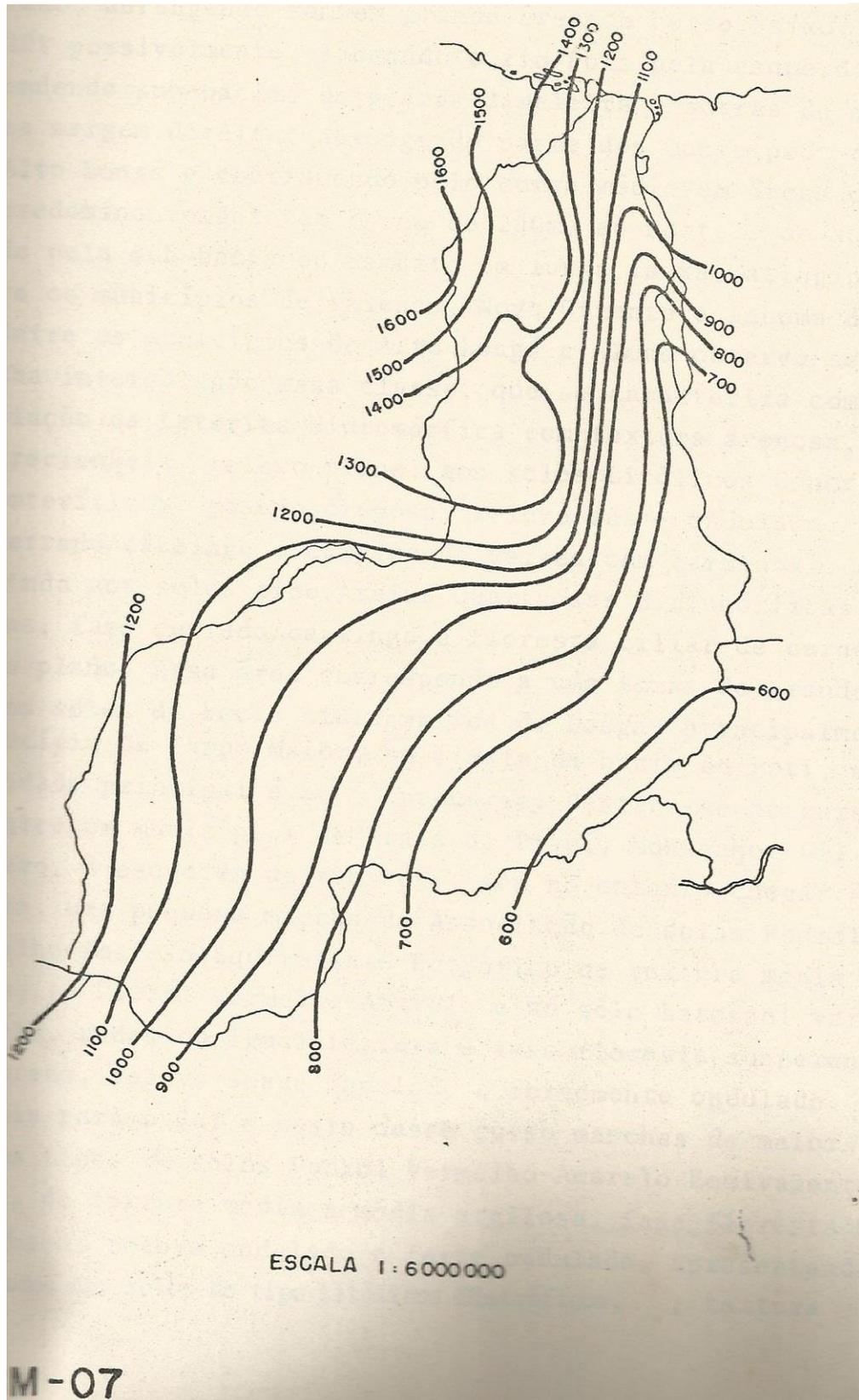
Tabela 04 – Distribuição da pluviometria na bacia hidrográfica do Poti

Pluviometria Média Anual			
Nome do Posto	Nº do Posto	Nº de anos de medições	Total (mm)
Crateús	3708369	67	730,5
Oiticica	3707184	13	764,9
Teresina	3704139	59	1.373,7
Demerval Lobão	3704762	11	1.487,6
Alto Longá	3705558	23	1.442,3
Beneditinos	3705927	14	1.575,5
Castelo do Piauí	3706689	62	1.051,6
Monsenhor Gil	3714179	14	1.653,4
Prata do Piauí	3715358	12	1.284,9
São Félix do Piauí	3715879	13	1.320,5
São João da Serra	3716017	13	1.003,5
São Miguel do Tapuio	3717034	14	859,7
Elesbão Veloso	3725475	10	1.436,1
Aroazes	3726245	11	1.086,8
Pimenteiras do Piauí	3727514	10	928,8
Inhuma	3736362	13	926,5

Fonte: SUDENE/ DRN/ HM (1981).

Em linhas gerais, pode-se afirmar, então, que que essa bacia hidrográfica caracteriza-se por climas quentes, com chuvas de verão, apresentando um aumento gradativo de condições de umidade nos sentido nascente/foz. Isto por que, à medida que se dirige para oeste, apresenta um índice mais elevado de pluviosidade, distribuído num período chuvoso maior, menor grau de evaporação e evapotranspiração e ainda maior umidade relativa do ar, características essas representadas também nas isolinhas dos mapas 06 e 07.

Mapa 7: Mapa da distribuição das isoietas médias no Estado do Piauí



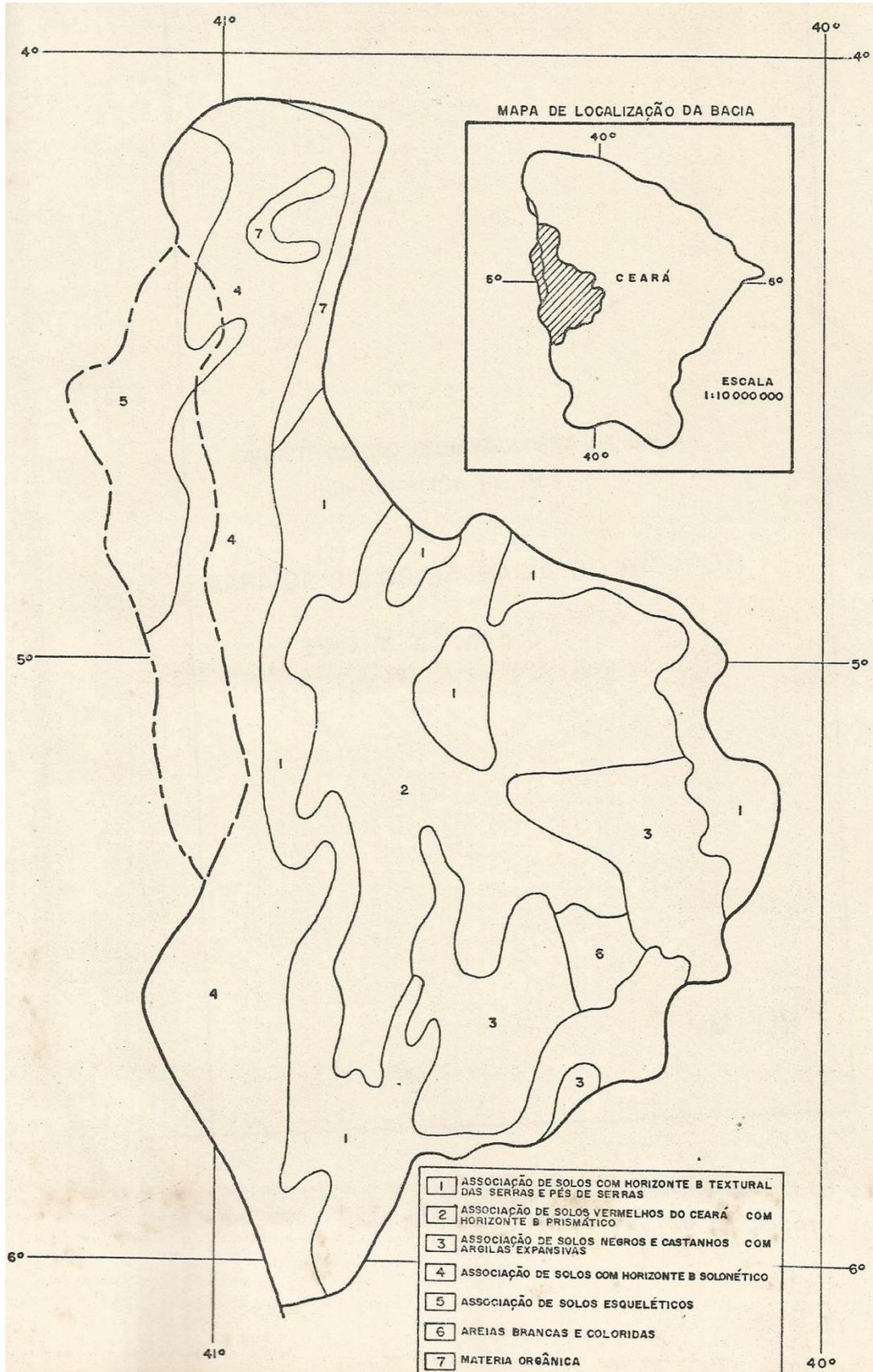
Fonte: CEPRO; IBDF (1977)

Na área cristalina observa-se, também, a distribuição espacial dos solos em quatro grupos de associações, segundo a classificação adotada pelo Atlas do Ceará (1973), onde a Associação de solos com Horizonte B Latosólico ocorre nas escarpas do *front* da Ibiapaba em direção à depressão cristalina. No entanto, ao norte do *canyon* do Poti observa-se manchas da associação de solos Esqueléticos às Areias Brancas e Coloridas aos solos Hidromórficos e aos solos com Horizonte B Solonético. Ainda ao norte ocorrem pequenas e estreitas faixas de matéria orgânica no contato com os solos de Horizonte B textural, se apresentando em faixa de largura variada, nas serras e pés-de-serra e com os solos que apresentam Horizontes B Latosólico.

Os solos Vermelhos do Ceará associados aos solos de Horizonte B Prismático ocorrem em maior expressão na área centro-norte do alto curso do Poti, sendo a sudeste representados por solos Negros e Castanhos com Argilas Expansivas (mapa 08).

No seu trecho sedimentar, a bacia do Poti apresenta grupos de solos a partir de seis tipos que se associam a outros, resultando em mais de dez classes (SUDENE, 1981) que se alternam em seus cursos médio e baixo. O tipo de solo Podzólico Vermelho – Amarelo, textura média, fase floresta mista de babaçu, relevo suave e ondulado, associado ao Latossolo Vermelho – Amarelo Distrófico, de textura média, fase floresta subciliar/cerrado, relevo plano e suave ondulado, associado ainda aos solos Litólicos Distróficos de textura média, fase pedregosa e concrecionário, floresta subciliar/cerrado, relevo ondulado e fortemente ondulado, ocorrendo desde a foz do Poti em direção à montante, ladeando o rio em quase 50% de seu baixo curso e de seus afluentes da direita, nos municípios de Teresina, Demerval Lobão, Beneditinos e Monsenhor Gil, abrangendo em torno de 30% a 40% dessa área. Corresponde às áreas de baixas altitudes, onde se observa uma intensa ocupação agrícola, considerada como área de melhores solos dessa bacia. Já na área de interflúvio Parnaíba/Poti, no sítio urbano de Teresina ocorre o Latossolo Vermelho – Amarelo Distrófico, textura média.

Mapa 8: Mapa de associações de Solos do alto curso do rio Poti



Fonte: Atlas do Ceará (1973).

A associação de Areias Quartzosas Distróficas, fase relevo plano e suave ondulado, aos solos Indiscriminados Concrecionários Distróficos, textura média, fase suave ondulado e ondulado, e ainda aos solos Litólicos Distróficos de textura arenosa e média, fase pedregosa e rochosa e/ou concrecionária, apresentando-se em relevo ondulado e ondulado, todos em fase cerrado, abrangendo também grande área do baixo curso, e em mais de 20% aproximadamente. Essa associação ocorre, ladeando o rio Poti pela esquerda e compreendendo sub-bacias do grande rio Gameleira e de outras sub-bacias de menor porte na margem direita, abrangendo parte dos municípios de Prata e Alto Longá e continuando pelo médio curso em áreas de altitude predominantemente em torno de 200m, ao norte. Já ao sul se estende pela sub-bacia do Sambito em longa faixa, atingindo inclusive os municípios de Valença, Novo Oriente e Inhumá do Piauí.

Entre os municípios de Alto Longá e Altos observa-se uma mancha intercalando essa classe, que se caracteriza com uma Associação de Laterita Hidromórfica com textura arenosa, fase concrecionária, relevo plano, aos solos Litólicos Concrecionários Lateríticos, fase pedregosa, relevo suave ondulado, ambos em fase cerrado/ caatinga e campina de várzea com carnaubal, associados, ainda, aos solos tipo Areias Quartzosas Hidromórficas Distróficas, fase cerrado/caatinga e floresta ciliar de carnaúba, relevo plano. Essa área corresponde a uma faixa de grande extensão dos solos da bacia hidrográfica do Longá, principalmente no município de Campo Maior, no limite da bacia do Poti, onde a atividade principal é a pecuária.

Destaca-se no baixo curso, entre os municípios de Prata do Piauí, Monsenhor Gil e Barro Duro, à esquerda do Poti sem, no entanto chegar à sua margem, uma pequena mancha da Associação de solos Podzólicos Vermelho-Amarelo-Equivalente Eutrófico de textura média a argilosa, ao Podzol Vermelho- Amarelo e ao solo Latossol Vermelho-Amarelo, todos de igual textura e fase floresta subperenefólia a perene, relevo suave ondulado e fortemente ondulado. Ocorrem mais para o Sul e Leste desse curso manchas de maior extensão dos tipos de solos Podzol Vermelho-Amarelo Equivalente Eutrófico, de textura média a média argilosa, fase floresta mista de babaçu, relevo ondulado e forte ondulado, apresentando-se associados aos solos do tipo Litólicos Distróficos, textura arenosa e média, fase pedregosa e rochosa, floresta caducifólia e cerrado em relevo forte ondulado. Já nas altitudes entre 300 a 400 m aproximadamente, numa grande faixa norte do médio curso, onde se localizam parte das grandes sub-bacias dos rios Canudos e Cais, além de outras pequenas sub-bacias, ocorre a

Associação de solos Litólicos Concrecionários Lateríticos textura arenosa, fase pedregosa, mais Areias Quartzosas Hidromórficas Distróficas, ambas em fase cerrado e campina de

várzea com carnaubeira, relevo plano e suave ondulado e ainda Areias Quartzosas Distróficas, fase cerrado, relevo plano e suave ondulado.

Ao sul dessa bacia em estudo, compreendendo parte dos seus cursos médio e baixo, no município de Elesbão Veloso, localizam-se associações dos solos Litólicos de textura média e argilosa, fase pedregosa e rochosa, relevo ondulado e forte ondulado, ao Vertisol fase relevo suave e ainda Brunizem Avermelhado, textura média/argilosa, fase relevo suave ondulado, todos fase floresta caducifólia, e, no município de Francinópolis até as proximidades de Hugo Napoleão destaca-se a ocorrência de solos salinos.

A Associação de solos Litólicos Eutróficos e Distróficos de textura arenosa e média, fase pedregosa e rochosa, relevo ondulado e fortemente ondulado aos solos de Areias Quartzosas Distróficas, fase relevo suave ondulado e ondulado, ambos fase caatinga hipoxerófila, ocorre numa faixa de manchas alternadas do norte ao sul, solos esses desenvolvidos sobre os arenitos da Formação Pimenteiras e contatos com a Longá e a Serra Grande, em toda a área do domo estrutural de São Miguel do Tapuio e seguindo em direção ao sul, na divisa dessa bacia com a do Rio Canindé e em direção a jusante do médio São Nicolau.

A Associação de solos Litólicos Distróficos de textura média e arenosa, fase pedregosa e rochosa e/ou concrecionária, relevo ondulado e montanhoso ao Latossol Vermelho-Amarelo Distrófico, textura média, fase relevo plano e suave, ambos fase caatinga hipoxerófila, ocorre nessa divisa alternados com associações de tipos de solos como o Latossol Distrófico, Podzol Vermelho-Amarelo, Areias Quartzosas e solos Litólicos Distróficos, todos apresentando uma textura ora arenosa, ora média e fase de relevo suave ondulado a ondulado.

Na faixa da Formação Serra Grande a principal ocorrência é a associação do Latossol Vermelho-Amarelo Distrófico ao Podzol Vermelho-Amarelo, com texturas médias, fase caatinga hipoxerófila e Areias Quartzosas Distróficas, fase cerrado, em relevo plano e suave ondulado, intercalada com as Associações de Areias Quartzosas Distróficas aos solos Indiscriminados Concrecionários e Litólicos Distróficos, também fase cerrado, de textura média em relevo plano e suave ondulado (mapa 09).

No tocante à exploração econômica dessa bacia hidrográfica, na porção da bacia sedimentar, observa-se que a sua pequena expressão em ocorrências minerais de valor econômico está associada às condições de relativa estabilidade geológica, principalmente porque a partir do Juro-Triássico é que se fizeram mais intensas as manifestações responsáveis pelas anomalias de interesse para petróleo e pela ascensão magmática, ocorrências essas que não afetaram de maneira significativa essa porção da bacia sedimentar do Maranhão-Piauí. A esse respeito, Aguiar (1974) comenta que “a área mais interessante para a pesquisa de petróleo na bacia (sedimentar do Maranhão-Piauí) é a do arco de Xambioá-Teresina, devido à sua privilegiada posição, adjacente aos dois eixos de máxima deposição da bacia”, e que devido aos soerguimentos das bordas Leste e Sudeste dessa bacia, que se deu contemporaneamente à sedimentação da Formação Piauí, destaca-se como mais importante a porção entre Xambioá e São Domingos, sendo que a área norte do arco é a que oferece melhores condições de prospecção, por se encontrar menos modificada em relação à sua estrutura original, uma vez que, posteriormente, também o flanco sudoeste dessa bacia sofreu soerguimento.

Pela Figura 03 observa-se que a bacia hidrográfica do Poti não chega a atingir a área de influência desse arco Xambioá-Teresina, ficando assim fora das áreas escolhidas como mais prováveis para as pesquisas de petróleo.

Segundo Lins (1978), foram localizadas ocorrências de galena no município de Monsenhor Gil, na localidade Varjota, reconhecidas em marmitas de leitões de afluentes da margem esquerda do Poti, em fase de estudos pelo Departamento Nacional de Produção Mineral (Piauí), bem como a presença de cobre no município de Valença, identificado por Wilherm Kegel, e a opala e a ametista nos municípios de Alto Longá, Castelo do Piauí e Beneditinos, associados aos contatos de arenitos devonianos e carbonífero com diques e *sills* de diabásio.

A opala é encontrada em volume que justifica sua exploração econômica, no município de Pedro II (PI), onde é explorada industrialmente, já no limite norte da bacia do Poti. Ocorrem ainda a barita em pequenos cristais, no arenito conglomerático da Formação Serra Grande, também em potencial desconhecido. Também os arenitos folhelhos da Formação Cabeças próximo a Castelo do Piauí, que são comercializados para revestimento de pisos, bem como as argilas que se encontram em amplo uso industrial no município de Teresina (PI).

Constitui-se uma grande fonte de riqueza, ainda inexplorada na bacia hidrográfica do Poti, a grande concentração de águas subterrâneas que ocorrem em toda a bacia sedimentar do Maranhão-Piauí. Segundo estudos hidrogeológicos da SUDENE (1968), na área cristalina do Ceará que constitui o Alto curso da bacia do Poti, essa concentração de água subterrânea se verifica nas zonas de intenso fendilhamento, de espesso manto de intemperismo e de cobertura aluvial. Nessa região os poços já perfurados apresentam, em geral, pequena vazão específica, tendo sido classificado como fraco a muito fraco o seu potencial explorável.

Na área sedimentar o comportamento hidrogeológico propicia condições favoráveis ao aproveitamento desse recurso a partir de bons aquíferos, geralmente bem definidos, onde se destacam na bacia do Poti, os das Formações Serra Grande, Cabeças e Poti. O aquífero Serra Grande é considerado o mais importante da bacia sedimentar do Parnaíba, pela sua constituição litológica e posição estratigráfica que favorecem o armazenamento de grande parte da água que chega à sua área, oferecendo extensas áreas de artesianismo. Por falta de medidas diretas de infiltração e de vazão dos rios que a drenam, a SUDENE só dispõe dos dados de sua vazão de escoamento natural, que corresponde a 0,58% da pluviometria, sendo o seu principal exutório o rio Poti.

A formação Pimenteiras, contígua a formação Serra Grande, também oferece grande reserva de água, pois, considerando-se toda a sua área de ocorrência, cerca de 3 milhões de m³ de águas pluviais nela se infiltram anualmente, sendo sua reserva permanente de 22 milhões de m³, valor esse que corresponde à sua vazão de escoamento natural.

A Formação Cabeças apresenta uma capacidade geral de reserva bem superior à Formação Pimenteiras, da ordem de 8,4 bilhões de m³, dos quais podem ser utilizados anualmente 77 milhões de m³, constituindo-se, assim, importante aquífero regional que, por possuir no seu interior camadas de folhelhos impermeáveis, funciona com confinamento próprio. No entanto, na localidade Brejo da Onça, ao sul de São Miguel do Tapuio, os cálculos médios resultantes de testes de outros pontos de pressão semelhante nessa formação, atribuem-lhe uma reserva de aproximadamente 13,4 bilhões de metros cúbicos de água, podendo ser aproveitados 500 milhões de m³ por ano, uma vez que recebe realimentação anualmente, pela sua condição de camada confinante também do aquífero Serra Grande.

A Formação Poti se apresenta com um bom aquífero, em função de sua litologia arenítica, com uma reserva permanente em torno de $2,96 \cdot 10^9$ m³ de água, enquanto que as Formações Pimenteiras e Pedra de Fogo apresentam menor disponibilidade de águas subterrâneas, por possuírem folhelhos, siltitos, dolomitos e evaporitos nas suas composições

mineralógicas, o que dificulta suas condições de permeabilidade, sendo classificado, assim, como médio e fraco o seu potencial explorável (tabela 05).

Tabela 05 – Água subterrânea e potencial explorável da bacia hidrográfica do Poti

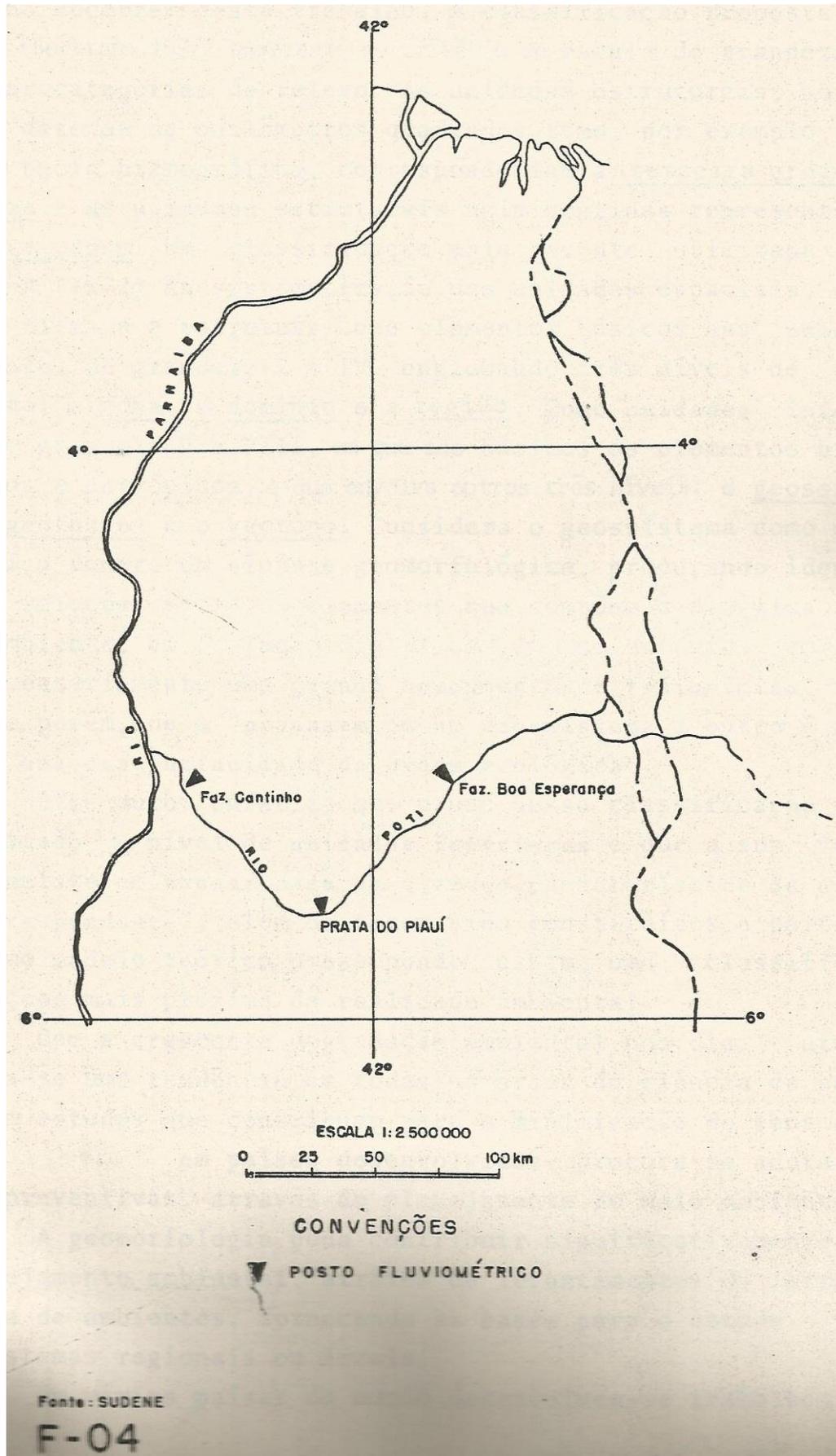
Localização do aquífero	Potencial explorável	Reserva permanente (m³)	Possibilidade de exploração anual (m³)
Rochas Cristalinas	Fraco e muito fraco		-
Formação Serra Grande	?	?	?
Formação Pimenteiras	Médio fraco	22 milhões	3 milhões
Formação Cabeças	Elevado a médio	8,4 bilhões	77 milhões
Formação Poti	Elevado a média	2,96 bilhões	-
Formações Piauí e Pedra de Fogo	Médio a fraco	-	-

Fonte: SUDENE (1968).

Deve-se observar que a classificação de potencial explorável baseia-se em critérios que dizem respeito a condições de aquíferos livres, portanto não foi considerado bom o aquífero com maior reserva, mas aquele resultante da boa combinação entre os critérios de acessibilidade de exploração, ou seja, a profundidade e confinamento das águas e a permeabilidade das rochas de cada formação (mapa 04).

Com relação à disponibilidade de águas superficiais, essa bacia apresenta em seu alto curso (área cristalina) um escoamento temporário e também em seu médio curso, mesmo este se localizando na bacia sedimentar, pois ainda nesse trecho é concentrada em poucos meses a precipitação pluviométrica e bem profundo o lençol freático, não lhe permitindo alimentar os cursos d'água durante todo o período seco. O rio Poti apresenta um regime de escoamento de caráter permanente somente a partir do seu baixo curso, tendo como ponto de referência inicial a cidade de Prata do Piauí, quando recebe seu maior tributário, o rio Sambito, associado às condições de menor profundidade de lençol d'água subterrânea, que lhe permite fornecer uma alimentação interna ao cessarem as chuvas. Os valores de vazão anual (m³/s) foram obtidos em três postos fluviométricos localizados na área sedimentar dessa bacia hidrográfica, sendo o primeiro no médio curso e o segundo e terceiro no baixo curso (fig. 04).

Figura 4: Localização dos postos de fluviométricos da bacia do Poti.



Fonte: SUDENE (1968)

Os registros de vazão das máximas correspondem ao mês de abril e os valores mínimos aos meses de outubro, para o médio curso, e setembro para o baixo curso (tabela 06), constatando-se no período de 1913/72 uma precipitação média de 877,1 mm que, gerando uma vazão média de 58,2 mm e 78,9 m³ no posto fluviométrico de Prata do Piauí. no posto próximo a foz do Poti, localizado na Fazenda Cantinho, a média fluviométrica foi de 934,8 mm, gerando uma vazão média de 72,6 mm e 117 m³/s, não se tendo registro, nesse período, para o posto instalado no médio curso (tabela 07).

Tabela 06 – Vazão por posto fluviométrico da porção piauiense da bacia hidrográfica do Poti

Nome do posto fluviométrico	Período de medições	Vazão (m ³ / s)		
		Máxima	Mínima	Anual
Fazenda Boa Esperança	1964/1973	170	3,43	33,2
Prata do Piauí	1963/1973	626	5,31	116,0
Fazenda Cantinho	1963/1973	769	5,24	146,0

Fonte: SUDENE (1975)

Tabela 07 – Distribuição da precipitação e vazão gerada por posto fluviométrico da bacia hidrográfica do Poti, no período 1913/1975

Nome do posto fluviométrico	Precipitação (mm)			Vazão Gerada					
				(mm)			(m ³ /s)		
	Média	Máx.	Min.	Média	Máx.	Min.	Média	Máx.	Min.
Prata do Piauí	877,1	1569,7	347,2	58,2	296,0	2,32	78,9	401,0	3,14
Fazenda Cantinho	934,8	1453,0	381,7	72,6	247,0	2,80	117,0	397,0	4,50

Fonte: SUDENE (1975)

A agricultura da área piauiense dessa bacia, como de todo o Estado, é caracterizada principalmente por uma produção mais dirigida para o autoconsumo e um baixo nível tanto de utilização de insumos como de tecnificação.

A participação da produção agrícola dessa área, na economia piauiense, a nível de município, para os dez principais produtos vegetais do Estado, denota um nível ainda incipiente de desenvolvimento do setor primário, concentrando-se essa atividade no baixo curso dessa bacia hidrográfica, principalmente onde os solos apresentam condições naturais propícias ao aproveitamento agrícola, como se pode observar na tabela 08.

Tabela 08: Distribuição da produção agrícola e sua participação em relação ao Estado do Piauí. Período: 1969/1973

Município	Produto	Produção (ton.)	Participação em relação ao Estado (%)
Teresina	Carnaúba (cera)	53	1,3
	Babaçu	1.277	8,1
	Cana de açúcar	27.300	7,2
	Laranja	14.785	1,8
	Mandioca	9.141	1,3
Demerval Lobão	Babaçu	370	2,3
	Banana (1)	32.880	1,1
	Arroz	1.253	1,3
	Mandioca	8.602	1,3
Monsenhor Gil	Babaçu	351	2,2
	Banana (1)	27.486	0,9
	Arroz	1.416	1,5
	Milho	803	0,9
	Mandioca	8.219	1,2
Alto Longá	Arroz	1.936	2,0
	Carnaúba (cera)	70	1,8
	Cana-de-açúcar	6.315	1,7
	Mandioca	8.996	1,3
	Banana (1)	49.186	1,6
Altos	Milho	1.015	1,1
	Babaçu	160	1,0
	Carnaúba (cera)	59	1,5
	Mandioca	15.889	2,3
	Arroz	1.668	1,7
	Laranja	97.736	11,7
Barro Duro	Arroz	1.711	1,8
	Milho	652	0,7
	Mandioca	13.450	2,0
	Laranja	19.333	2,3
Beneditinos	Carnaúba (Cera)	68	1,7
	Laranja	11.500	1,4

Continuação tabela 8			
Município	Produto	Produção (ton.)	Participação em relação ao Estado (%)
Água Branca	Arroz	3.911	4,1
	Milho	1.660	1,8
	Laranja	22.960	3,5
	Mandioca	19.310	2,8
S. Gonçalo do Piauí	Laranja	-	3,4
Elesbão Veloso	Feijão	687	1,5
	Milho	1.553	1,7
	Banana (1)	31.310	1,1
Aroazes	Cana de Açúcar	4.018	1,1
Novo Oriente do Piauí	Cana de Açúcar	7.840	2,1
Inhuma	Cana de Açúcar	8.860	2,3
	Banana (1)	58.000	1,9
Pimenteiras	Cana de Açúcar	3.958	1,0
S. Miguel do Tapuio	Feijão	3.769	8,3
	Cana de Açúcar	9.892	2,6
	Carnaúba (Cera)	77	1,9
Castelo do Piauí	Feijão	114	0,3
	Cana de Açúcar	113	2,8
S. João da Serra	Carnaúba (Cera)	37	1,0
Pedro II	Feijão	1.360	3,0
	Milho	2.248	2,4
	Mandioca	8.250	1,2
	Cana de Açúcar	6.250	1,7
	Banana (1)	110.584	3,6
	Carnaúba (Cera)	61	1,5
Valença do Piauí	Feijão	610	1,3
	Cana de Açúcar	6.686	1,8

Fonte: CEPA / PI (1975).

(1) unidade de referência – cacho

4. UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS

Com relação à identificação de feições geomorfológicas, feita no decorrer deste trabalho, a classificação proposta por Tricart (Bertrand, 1972) baseia-se no critério de escala de grandeza para gerar categorias de relevo. As unidades estruturais, no nível de dezenas de quilômetros quadrados como, por exemplo, uma grande bacia hidrográfica, corresponderiam à terceira ordem de grandeza e as unidades estruturais nela contidas corresponderiam a quarta ordem.

Uma classificação mais recente, utilizada por Bertrand (1972) na sistematização das unidades espaciais, considera o clima e a estrutura como elementos básicos nas unidades superiores de grandeza I a IV, englobando três níveis de detalhamento: a zona, o domínio e a região. Como unidades inferiores, nomeados de grandeza V a VIII, em que são básicos os elementos biogeográficos e antrópicos, e que envolve outros três níveis: o geossistema, o geofácies e o geotopo. Esta classificação considera o geossistema como unidade básica dentro da síntese geomorfológica, procurando identificar as relações entre os elementos que compõem a dinâmica do meio ambiente, em evolução dialética sem, no entanto, apresentar necessariamente uma grande homogeneidade fisionômica, salientando, porém, que a “passagem de um ecossistema a outro é marcada por uma descontinuidade de ordem ecológica”.

Bertrand (1972) enfatiza que o uso dessa classificação tem se limitado ao nível de unidades inferiores e que a sua vantagem consiste em “evocar cada um o traço característico da unidade correspondente”, além de ter sido constituída a partir de um mesmo modelo teórico, pressupondo, assim, uma classificação de feições mais próxima da realidade ambiental.

Com a crescente degradação ambiental nos dias atuais, observa-se uma tendência em todas as áreas da ciência de promoverem estudos que contribuam para a minimização de seus efeitos e, em países desenvolvidos, adotarem medidas preventivas, através do planejamento da utilização do meio ambiente.

A geomorfologia pode contribuir significativamente para o planejamento ambiental, através de levantamentos de infraestrutura de ambientes, fornecendo as bases para o estudo dos ecossistemas regionais ou locais.

Em vários países do mundo desenvolvem-se trabalhos, com a efetiva participação do geomorfólogo em equipes de planejamento regional, com o objetivo de promover a

restauração e manutenção de unidades ambientais. Entre esses países destacam-se a Austrália, Japão, África, Estados Unidos da América, União Soviética, onde são efetuados mapeamentos de *Land Systems* que, segundo Cook e Doornkamp (1977), representam complexas unidades ecológicas, identificadas por um padrão de relações entre relevo, solo e vegetação. Dentro dessas unidades são delimitados compartimentos menores de relevo que apresentam maior uniformidade entre essas características do quadro natural, denominadas de *land-units*. As críticas feitas a essa metodologia, enfatizadas por Tricart (1976), reconhecem as suas vantagens em proporcionar uma grande quantidade de informações à monitoria ambiental, apresentando, no entanto, como desvantagem o fato de que se apóia nas influências estruturais e etapas da morfogênese sem levar em conta os aspectos da morfodinâmica ambiental.

Tricart (1976), ao elaborar uma proposta metodológica para a estruturação de pesquisas de base, preliminares a uma ordenação biológica regional, tenta corrigir essa dificuldade apontada pela metodologia anteriormente citada. O seu trabalho partiu de uma solicitação do Programa das Nações Unidas para o Desenvolvimento – PNUD –, através da UNESCO e do Instituto de Pesquisas Agronômicas Tropicais da França – IRAT, em que posiciona a participação da geomorfologia em equipes de estudiosos do meio ambiente. Assim, na “avaliação integrada das características regionais”, considera como etapas de trabalho: 1) a definição do quadro natural, envolvendo dois aspectos fundamentais que são as condições climáticas refletidas na ecologia e morfodinâmica e o quadro morfoestrutural representado pela tectônica e pela litologia; 2) a análise morfodinâmica, onde são salientados os estudos do sistema morfogenético (envolvendo a etapa anterior), dos processos atuais (baseados nas relações entre morfogênese – pedogênese – ordenação), identificando suas naturezas, intensidades e distribuição espacial; 3) as influências antrópicas (como graus de intervenção e degradação), e o grau de estabilidade morfodinâmica, avaliado à partir da combinação de todos os dados dessas etapas precedentes.

Destaca como fatores de recursos ecológicos: os potenciais de regime hídricos, que devem ser estudados nas unidades morfológicas definidas em etapas anteriores; as condições ecoclimatológicas que permitem a escolha de culturas agrícolas; os solos, também estudados no sentido agrícola e o diagnóstico agrológico, que deverá definir as limitações, possibilidades técnicas e interesse para a região e as opções na escolha da utilização da área. Os problemas de ordenação consistem na etapa final do trabalho que dará suporte ao planejamento, envolvendo basicamente três fases:

- A apresentação dos diversos tipos de ordenação possível, identificando seus pontos positivos e negativos;
- Classificação das regiões em função dos problemas de ordenação; e
- A apreciação da dinâmica e previsão das modificações que uma ordenação pode introduzir nas estruturas dos sistemas naturais e sócio-econômicos.

Xavier da Silva (1978) chama a atenção para a necessidade de análises ambientais ao nível de geossistemas, que poderão fornecer um bom suporte ao planejamento regional. Portanto, a partir de uma base geomorfológica poderão ser identificadas as “unidades de manejo ambiental” que, estudadas como um sistema aberto permitirão fornecer subsídios ao planejamento, através da análise de suas partes componentes e suas relações no contexto regional. Este autor exemplifica que no estudo das bacias hidrográficas essas unidades devem ser identificadas tendo como base unidades topográficas individualizadas, onde as características geomorfológicas expressem de forma integrada a dinâmica ambiental, por corresponderem a sistemas naturalmente estruturados, capazes de permitir os prognósticos essenciais ao planejamento regional. A bacia hidrográfica é uma unidade excessivamente abrangente, comportando normalmente mais de uma unidade de manejo ambiental.

Abreu (1980) analisa a importância dos estudos da morfologia fluvial, destacando a obra de Alexandre Surret como básica para a compreensão do trabalho dos rios e sua participação nos processos de evolução das formas de relevo, através do estabelecimento das primeiras leis da morfologia fluvial. Embora esses estudos datem de 1841, suas contribuições permitirão o aprofundamento e o estabelecimento posterior de conceitos básicos para a teoria geomorfológica. Como por exemplo, destaca-se a divisão das bacias fluviais em alto, médio e baixo cursos, bem como nível de base, erosão remontante e perfil de equilíbrio. Em 1877 Gilbert, segundo aquele autor, introduziu novos conceitos que dariam suporte à continuidade do estabelecimento de outras leis fluviais, sobre a declividade, a estrutura e os divisores das bacias hidrográficas.

Os estudos sobre a importância do trabalho dos rios na esculturação do relevo tiveram continuidade e, principalmente, nas últimas décadas observa-se que essas importantes contribuições têm como objeto de frequentes estudos geomorfológicos as bacias hidrográficas que são reconhecidas como unidades de manejo ambiental, conforme Leopold *et al* (1964); Cooke e Doornkamp (1977); Xavier da Silva (1978).

A drenagem dessa bacia hidrográfica aqui estudada é comandada pelo rio Poti, que se apresenta com um regime de semi-perenidade, seguindo o seu curso quatro orientações gerais distintas, que, segundo a nomenclatura de Francis Ruellan (AB'SABER, 1968), classificam-se como direção Sanfranciscana (Norte/Sul) na área cristalina, flexionando-se para a direção Amazônica (Leste/Oeste) no seu contato com a bacia sedimentar, onde forma um grande *canyon*, e em seguida passa para a direção Brasileira (Nordeste/Sudoeste ou Norte-Nordeste/Sul-Sudoeste), sempre na condição de rio temporário. Nas proximidades de Prata do Piauí, quando passa para um caráter de perenidade, volta a correr, por pequeno trecho, na direção Amazônica e desse trecho até a sua foz no rio Parnaíba obedece à direção Caraíba (Noroeste/Sudeste).

O perfil longitudinal resulta do trabalho que um rio executa, das nascentes à foz, para manter o equilíbrio entre a capacidade e competência de transportar a sua carga detrítica, que se refletirá na morfologia e evolução do seu canal. Funcionando como um sistema que se autorregula, esse estado de equilíbrio torna-se dinâmico à medida que os fatores reguladores sofrem alterações, variando, assim, as suas características em função da variabilidade sazonal das condições ambientais, segundo Christofolletti (1974). A análise do perfil longitudinal do rio Poti permite, em parte, ratificar a escolha das unidades geomorfológicas, anteriormente feita com base na inspeção dos mapas. Na figura 05 observa-se que existem rupturas de declives que coincidem com os contatos dessas unidades da seguinte forma: cabeceiras x alvéolos, que definem o Alto Curso, alvéolos x *canyon* e *canyon* reverso da cuesta, compreendendo o Médio Curso. As rupturas de declives observadas no trecho do médio curso provavelmente estejam relacionadas com anomalias estruturais, que poderão ser verificadas em estudos de maior nível de detalhamento dessa área.

O mapa de número 10, em anexo, mostra a rede hidrográfica, as unidades geomorfológicas e as sub-bacias estudadas na bacia do Poti.

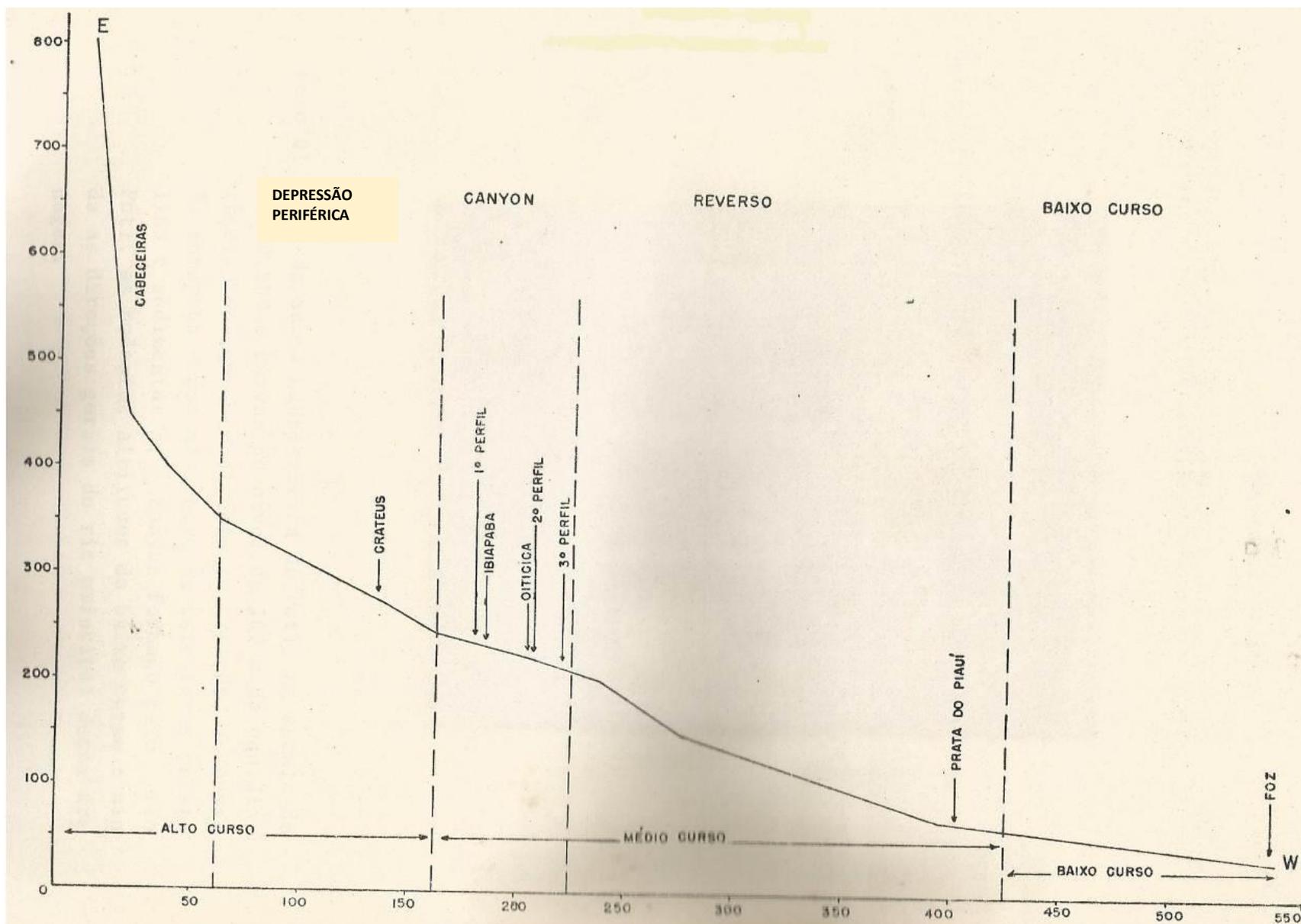
OBS: MAPA NA ESCALA DE 1: 100.000 NO TRABALHO ORIGINAL

**CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA BACIA
HIDROGRÁFICA DO POTI**

**MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS E
SUB-BACIAS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO POTI**

MAPA 10

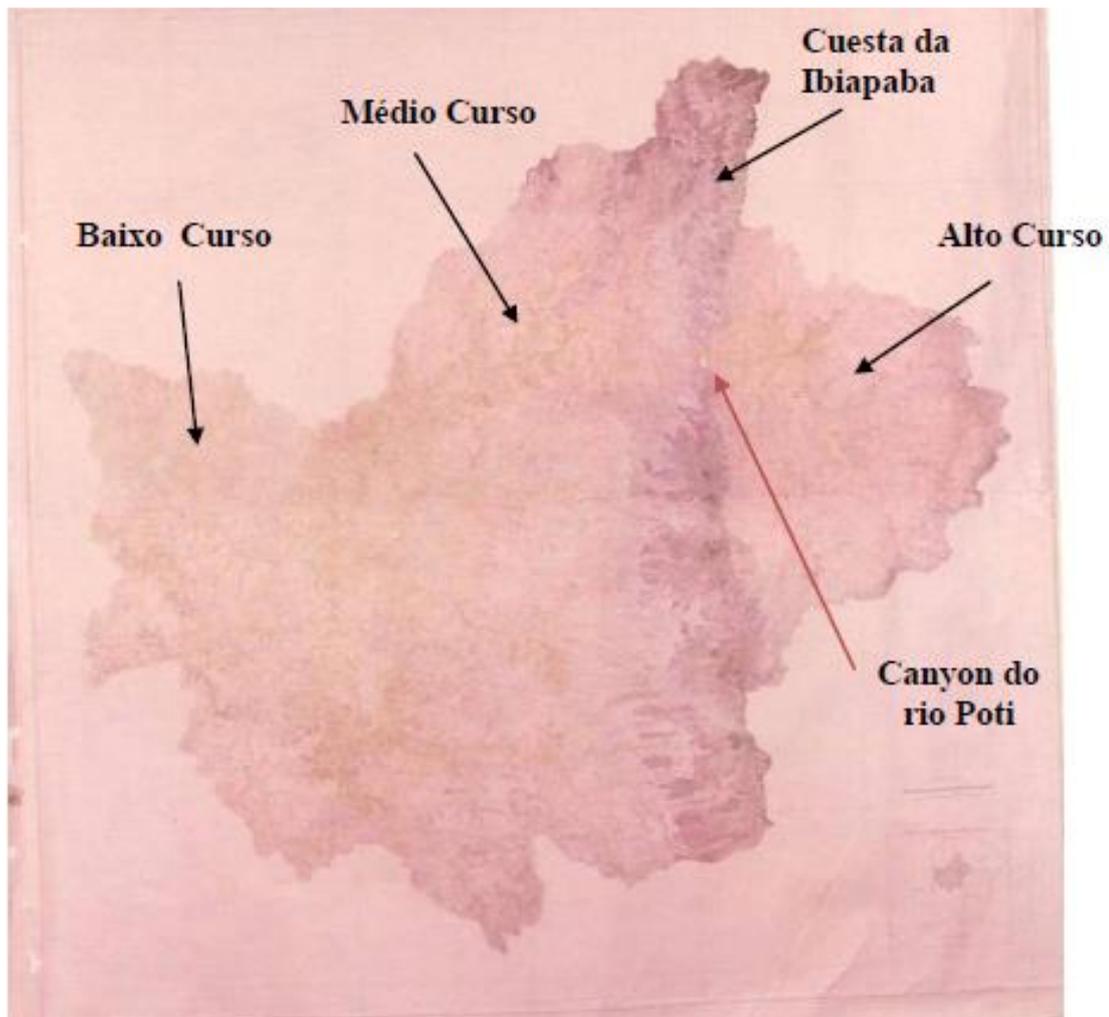
Figura 5: Perfil longitudinal do rio Poti



Org.: Lima (1982). Base de dados: DSG/SUDENE (1973).

A fotografia 01 mostra o relevo da bacia hidrográfica do Poti, realçando a cuesta da Ibiapaba – contato entre as estruturas cristalina e sedimentar – o *canyon*, o alvéolo de Crateús e as modestas altitudes do baixo curso.

Fotografia 1: Fotografia de cópia do mapa da bacia hidrográfica do Poti (colorido a mão), escala de 1:250.000 com curvas de nível de 100 m de equidistância.



Org. Lima (1982).

4.1 Depressão Cristalina Exumada (Alto Curso)

As influências das variações climáticas podem remontar a um passo muito distante, no caso das grandes superfícies pedimentares, ou datarem de um passado mais recente, como é o caso de determinados cascalheiros ou aluviões subatuais, atribuídos ao Quaternário. Segundo Penteadó (1974), esses últimos vinte mil anos, principalmente, presenciaram oscilações climáticas testemunhadas por formas de relevo que, em latitudes médias, resultaram da atuação de fenômenos glaciais e periglaciais. As regiões de climas áridos sofreram, segundo essa explicação, período de maior umidade, assim como regiões equatoriais estiveram sob condições de alternância de umidade/aridez, resultando em processos que atuaram em extensas áreas da superfície terrestre, considerando-se raras as áreas de estabilidade pós-Terciária, caracterizando o Quaternário, então, como período de grande instabilidade climática.

Considera-se, pois, que a região estudada compreende feições herdadas e diferenciadas entre si, uma vez que se constitui de estruturas heterogêneas muito antigas que se submeteram a longos processos desnudacionais. Portanto, para uma análise de suas formas, algumas noções básicas ganham realce, como o papel dos processos de erosão que, atuando combinadamente, elaboram feições que variam com as condições climáticas zonais e regionais. Assim, o fator tempo é de importância fundamental, pois interfere nas combinações desses processos erosivos através das oscilações climáticas, dando como resultante um elevado grau de complexidade às feições erosivas, residuais e deposicionais.

A partir do século XIX, para explicar essa condição de feições herdadas, surgiu o termo “desnudação” expressando um significado mais abrangente que o termo erosão, por representar uma “remoção generalizada de massas de solo e rochas de uma porção determinada da estrutura geológica de uma região qualquer” (AB’SABER, 1975). No entanto, se sugere longas fases de retirada de solos e rochas de uma área, não indica quais as combinações de processos ou os processos erosivos específicos que nela atuaram. Para suprir essa lacuna, foi introduzida mais recentemente a expressão sistemas de erosão para explicar os grandes conjuntos regionais de formas de relevo, funcionando como a junção de forças que respondem pela gênese de um conjunto de formas. Segundo esse autor, no caso brasileiro, as grandes bacias sedimentares e basálticas estiveram “sob a ação prolongada da desnudação marginal (e circundesnudação) no decorrer de dezenas de milhões de anos, desde os fins do Cretáceo até os fins do Terciário”, embora pouco se saiba a respeito dos processos erosivos específicos que retiraram essa gigantesca massa de rochas em tão longo período de

desnudação. A esse tipo de ação, relacionando com o caráter diferencial dos processos erosivos, onde cada vez mais se salientam as rochas mais resistentes e se rebaixam as rochas mais tenras, em torno de uma bacia sedimentar soerguida, dá-se o nome de circundesnudação periférica.

Segundo Bigarella *et al* (1965), os estudos sobre superfície de erosão, no território brasileiro, eram interpretados até a década de 1940 como resultantes dos processos de peneplanização, atuantes desde um passado geológico bastante antigo. A instabilidade da crosta, em períodos cíclicos, teria provocado o soerguimento regional, seguidos por períodos de erosão que rebaixaram progressivamente o relevo, sendo resultante de uma estabilidade. A esse caráter policíclico de geração do modelado terrestre, Ruellan acrescentou as influências dos movimentos eustáticos quaternários, que formariam os níveis mais baixos do modelado, passando, assim a uma explicação desses níveis a partir da associação dos processos da tectônica aos eustáticos.

Com a teoria de evolução das encostas, introduzida por King em 1956, atribuiu-se aos processos de pedimentação e pediplanação, em substituição a peneplanização, a elaboração das superfícies de erosão. Dentro dessa perspectiva, os níveis de erosão com várias altitudes encontrados no leste brasileiro seriam considerados como consequência direta do soerguimento da crosta e a evolução desses níveis corresponderiam aos *piedmonttreppen*, dos estudos de Penck. Assim, as superfícies recentes ou contemporâneas poderiam desenvolver-se em alvéolos a altitudes bastante variadas, uma vez que a sua evolução estaria ligada diretamente aos níveis de base locais, mantidos pela drenagem. No entanto, para Bigarella e Ab'Sáber (1964), a explicação dessa evolução cíclica do relevo, na elaboração de superfícies de erosão, baseia-se na argumentação de que essas superfícies resultariam das influências das profundas modificações nas variações climáticas, sendo os climas secos no Brasil oriental os responsáveis pela elaboração dos seus pedimentos e pediplanos. Esses autores consideraram que somente o critério topográfico não é suficiente para estabelecer a datação e correlação entre os diferentes níveis de aplainamento. Porém o registro da sucessão vertical desse nível topográfico, com relação à calha atual dos vales e das depressões, poderá fornecer elementos complementares para a determinação da cronologia e, ainda, uma correlação entre os níveis de altitudes absolutas variadas que ocorrem em outras áreas, devendo ser levada em conta também a possibilidade de que a erosão linear tenha se instalado em épocas diferentes nas diversas regiões.

A generalização dos processos de pedimentação poderá, portanto, se estender para todo o território brasileiro, nos pontos onde se observa essa desnudação. “Para as áreas do sertão nordestino Dresch (1958), já havia proposto tal critério de correlação, ao argumentar a favor de uma contemporaneidade entre os baixos níveis existentes em alvéolos a diferentes altitudes, ao longo da rede do Piranhas, Manhaguape e Paraíba” (BIGARELLA; AB’SÁBER, 1964). Essa interpretação é aceita pelos estudiosos da Geomorfologia, que consideram como gênese da maioria das superfícies aplainadas existentes na crosta terrestres os processos de pedimentação e pediplanação, em substituição ao processo de peneplanação da teoria davisiana.

A depressão sertaneja de terrenos cristalinos, considerada como área de desnudação periférica (AB’SÁBER, 1968), a leste da Bacia Sedimentar do Maranhão-Piauí, corresponde a uma área de aproximadamente 10.000,00 km². Dessa área 9.300,00 km² correspondem às 25 sub-bacias estudadas e o restante não foi considerado devidos aos critérios utilizados neste trabalho (tabela 09).

O tamanho médio que representa as sub-bacias estudadas nessa umidade é de 375 km², com uma variação de 203% (tabela 14), e um nível médio de encaixamento na estrutura geológica. Apresenta também um nível médio de disseção de suas feições e maior frequência de direção geral norte/sul, tanto do total como dos rios principais das sub-bacias consideradas.

Tabela 09: Distribuição da produção agrícola e sua participação em relação ao Estado do Piauí. Período: 1969/1973

Unidade Geomorfológicas	Áreas das sub-bacias consideradas		Área das sub-bacias não consideradas		Bacia Total	
	Km ²	%	Km ²	%	Km ²	%
Alto Curso	9.300	93,0	700	7,0	10.000	100
Médio Curso	29.700	97,0	1.000	3,0	30.600	100
Baixo Curso	8.200	91,0	700	9,0	9.000	100
Total	47.200	95,0	2.400	5,0	49.600	100

Fonte: pesquisa direta (1982).

Tabela 10: Direção geral total de rios das sub-bacias consideradas, segundo as unidades geomorfológicas.

Direção geral dos rios das Sub-bacias	I – Alto Curso		II – Baixo Curso		III – Médio Curso		Bacia Total	
	Nº	%	Nº	%	Nº	%	Nº	%
Unidade Geomorfológicas								
N/S	525	30,38	314	26,63	982	25,71	1.821	27,07
NE/SW	471	27,26	286	24,26	1.033	27,04	1.790	26,61
E/W	324	18,75	251	21,29	891	23,32	1.466	21,79
SE/NW	408	23,61	328	27,82	914	23,93	1.650	24,53
TOTAIS	1.728	100	1.179	100	3.820	100	6.727	100

Fonte: pesquisa direta (1982)

Tabela 11: Direção geral dos principais rios das sub-bacias do Ri Poti, segundo as unidades geomorfológicas.

Direção geral dos rios das Sub-bacias	I – Alto Curso		II – Baixo Curso		III – Médio Curso		Bacia Total	
	Nº	%	Nº	%	Nº	%	Nº	%
Unidade Geomorfológicas								
N/S	8	32,0	7	31,82	10	27,03	25	29,76
NE/SW	6	24,0	13	59,09	8	21,62	27	32,17
E/W	5	20,0	2	9,09	4	10,82	11	13,1
NW/SE	6	24,0	-	-	15	40,54	21	25,0
TOTAIS	25	100	22	100	37	100	84	100

Fonte: pesquisa direta (1982)

Tabela 12: Tipos de dissecação segundo classes e frequência por unidade geomorfológica.

Tipos de dissecação	Classes	Unidades geomorfológicas					
		I – Alto Curso		II – Baixo Curso		III – Médio Curso	
		Frequência	%	Frequência	%	Frequência	%
Baixa	0,08 – 0,26	17	68,0	22	100,0	35	94,6
Média	0,26 – 0,44	7	28,0	-	-	2	5,4
Alta	0,44 – 0,62	1	4,0	-	-	-	-

Fonte: pesquisa direta (1982)

Tabela 13: Nível de encaixamento das sub-bacias, segundo classes e frequência por unidade geomorfológica

Nível de Encaixamento	Classes	Unidades geomorfológicas					
		I – Alto Curso		II – Baixo Curso		III – Médio Curso	
		Frequência	%	Frequência	%	Frequência	%
Fraco	0,81 – 1,85	8	32,0	10	45,5	9	24,3
Médio	1,85 – 2,89	11	44,0	9	40,9	20	54,1
Forte	2,89 – 3,93	6	24,0	3	13,6	8	21,6

Fonte: pesquisa direta (1982)

Tabela 14: Identificação, área das sub-bacias e extensão dos seus rios principais por unidade geomorfológica - alto Curso

Nº	SUB-BACIA	ÁREA	EXTENSÃO DO RIO PRINCIPAL (KM)
01	S/N	32	11
02	S/N	43	14
03	Rch. S. Francisco	220	30
04	Rch. dos Cavalos	443	51
05	S/N	64	22
06	Rch. Pequeno		42
07	S/N	71	19
08	Rch. Três Irmãos	315	40
09	Rch. de Dentro	715	69
10	S/N	56	17
11	S/N	63	12
12	S/N	40	13
13	Rch. Paraíso	33	13
14	S/N	48	11
15	S/N	26	11
16	Rch. Independência	3.621	99
17	Rch. Tourão	420	40
18	S/N	35	11
19	Rch. Baié	90	24
20	Rch. Pitombeira	1.712	85
21	Rch. do Mato	911	59
22	S/N	29	10
23	Rch. do Mel	101	22
24	S/N	43	14
25	S/N	24	10
TOTAIS		9.368	749
	N	25	25
	X	375	30
	S	761	24
	C.V.	202	80

Fonte: Pesquisa direta (1982)

Sua topografia é representada por altitudes que variam de 300 a 800 m. O nível de base local, em torno de 250 m, encontra-se embutido entre os planaltos residuais cristalinos, no Estado do Ceará e o planalto sedimentar do Piauí – rebordo da cuesta da Ibiapaba.

Com relação à litologia, compreende rochas do Pré-Cambriano Indiviso, onde ocorrem principalmente gnaisses migmatizados, biotita gnaisses, leitos de quartzitos e veios de quartzo leitoso, lentes de anfibólio e mármore e ainda granitos de anatexia, pertencentes ao Grupo Caraíba (RADAM, 1973).

O padrão de drenagem se aproxima do tipo paralelo a sub-paralelo, sugerindo elevado grau de controle estrutural. Essa afirmação é reforçada pela direção geral Sanfranciscana (N/S) para a maioria dos rios das sub-bacias consideradas, inclusive a do rio principal da bacia. Dos 1.728 rios constantes dessa unidade de trabalho, 525 (30,38%) seguem essa direção, que também coincidem com a predominância das direções de lineamentos de fraturamentos, registrados nos mapeamentos do RADAM (1973), considerando-se todos os rios das sub-bacias, critério utilizado para todas as unidades, como se pode ver na figura 09, o padrão de drenagem é do tipo radial convergente em direção ao centro da depressão exumada, onde o rio Poti flexiona-se da direção Norte/Sul para Leste/Oeste, no sentido que penetrará mais adiante na estrutura sedimentar.

Pela tabela nº 13, observa-se que o nível de encaixamento das sub-bacias tende a um número significativo, pois sua maior frequência corresponde à classe medianamente encaixada. Quanto à sua frequência de drenagem, verificou-se um baixo nível de dissecação atual, fatores esses que corroboram com a condição de encaixamento apenas atual dos rios dessa Unidade em função do elevado controle estrutural.

A morfologia dessa depressão compreende as vastas rampas pedimentares, partindo da base das elevações residuais do cristalino cearense em direção à escarpa da cuesta da Ibiapaba a oeste no contato com o Piauí.

Nas proximidades do *canyon* formado pelo rio Poti, em direção ao Norte e ao Sul aparecem pequenos morros tabulares, testemunhos prováveis do recuo da cuesta, e em direção à leste e ao sul observam-se elevações residuais ao longo da rodovia do trecho compreendido entre Ipú, Crateús e Novo Oriente, no Estado do Ceará.

Os alvéolos, unidades menores de pedimentação, hoje não identificados, podem ter sido recobertos com sedimentos provenientes do recuo da cuesta, fenômeno este observado em grandes áreas de pedimentação, onde se inicia o processo a partir de centros menores que vão coalescendo até formar conjuntos maiores. Torna-se, no entanto, difícil inferir com

segurança as fontes geradoras do seu transporte, pois em direção à cuesta os depósitos de seixo espalhados na superfície não apresentam relação direta com a topografia atual. Infere-se, então, que devem ter constituído calhas fluviais portadoras de grande energia para depositar o referido material. Esses seixos hoje apresentam, na sua maioria, uma patina em decorrência, possivelmente de permanecerem algum tempo em sub-superfície. Encontra-se, geralmente, em grandes manchas e formam camadas pouco espessas (foto 02). Observa-se sua ocorrência em grande quantidade, embutidos nos perfis ao longo dos pequenos rios atuais, erodindo áreas de leitos antigos de rios. Pela grande heterogeneidade e condição de adoçamento, infere-se sua condição de cascalheiros provenientes de fontes não muito distantes (foto 03).

Nos perfis ao longo das estradas carroçáveis que ligam Crateús ao povoado Ibiapaba, observa-se a ocorrência de depósito em sub-superfície, evidenciados pelas linhas de seixos que indicam deposição por colúviação, possivelmente sob condições de maior umidade que a atual. Aparecem também zonas com maior intensidade de cascalhos, coincidentes com os topos das pequenas elevações da topografia atual, constituindo áreas de maior resistência à erosão. Estas áreas se intercalam com faixas de aluviões e coluviões subatuais, e este conjunto policíclico torna difícil a identificação de centros de depressões antigas (“*playas*”) (foto 04).

A drenagem atual, incipiente, se evidencia pela formação de canaletas nas pequenas ondulações sem, contudo, formar rede organizada nessa superfície de erosão.

A vegetação característica desta unidade é a de caatinga, onde se instala a pecuária nas faixas de solos rasos e arenosos. Nas áreas deprimidas, topograficamente, identificadas como *playas*, de solos mais úmidos e textura mais fina, concentra-se a ocupação agrícola.

Fotografia 2 – Leito de riacho atual, cortando uma camada de seixos de tamanhos e litologias variados, localizado no pediplano entre Crateús e o front da Ibiapaba, no alto curso do rio Poti.



Foto Lima (1982).

Fotografia 3 – Camada superficial de seixos rolados de textura heterogênea encontrada na Depressão Periférica à Bacia Sedimentar, alto curso do rio Poti.



Foto Lima (1982).

Figura 4 – Solos subatuais bem desenvolvidos, entre as localidades de Crateús e Ibiapaba, no Alto curso do rio Poti.



Foto Lima (1982).

Fotografia 5 – Camada superficial de material rudáceo de cerca de 80 cm de espessura, capeando rochas parcialmente conservadas. Corte na BR-343, Km 57, entre Teresina e Monsenhor Gil, no baixo curso do rio Poti.



Foto Lima (1982).

4.2 Depressão do Baixo Poti (Baixo Curso)

A literatura identifica no Piauí estruturas monoclinais (ou homoclinais), como bases dos relevos típicos de cuestras, abrangendo grandes áreas constituídas de camadas de sedimentos, que correspondem às formações geológicas regionais, com leve inclinação numa direção constante, formando uma topografia tabular e assimétrica, em direção à calha do rio Parnaíba, a oeste. As cuestras modeladas na área dessa bacia sedimentar correspondem, segundo a classificação de Penteado (1974), a um relevo de “estrutura concordante inclinada de borda de bacia sobre superfície de erosão em escudo antigo”.

Os elementos topográficos que se individualizam nessa forma de relevo de cuestras, mencionados no decorrer deste trabalho, são as escarpas ou *fronts* que formam os limites abruptos das camadas sedimentares (a borda leste da bacia sedimentar); as depressões ortoclinais ou subseqüentes que se encontram nas frentes das escarpas, limitando-se com os depósitos de talus desenvolvidos nesses contatos e apresentando formas topograficamente deprimidas; e os reversos formados pelos planos que se inclinam suavemente no sentido do mergulho das camadas ou formações geológicas, em oposição aos *fronts*.

Esta unidade compreende uma área de 9.000 Km², onde 8.200 Km² correspondem à área de 22 sub-bacias estudadas. A área média dessas bacias é correspondente por 558 Km² e uma variação em torno dessa média de 519%, portanto de tamanhos bastante variados.

Corresponde à uma extensão do reverso da cuestra da Ibiapaba, com altitudes modestas e caimento topográfico para o oeste até o rio Parnaíba, situando-se dentro de uma ampla depressão limitada a oeste pelas elevações maranhenses, de idades Jurássicas e Cretáceas.

Do ponto de vista ambiental apresenta continuidade do controle estrutural, representado pelo relevo modelado em cuestras de baixas altitudes. A erosão não obliterou sua forma de planalto da região e toda energia potencial resultou do soerguimento, restringido e/ou direcionando o processo erosivo pelo predomínio da forma estrutural e pela influência das variações litológicas. Os baixos perfis apresentam a formação de colúvios de pequena espessura, indicando a extensão do controle tectônico e a intensa retirada do material superficial por desnudação.

Em direção à cidade de São Felix, nas proximidades do povoado Baixa Grande, há evidências de fraturamento indicando, provavelmente, que essa movimentação tectônica foi mais intensa, embora se observe uma feição pouco ondulada, no contato entre as formações

Piauí e Longa e entre as de Pedra de Fogo e Itapecuru. Registra-se aí uma grande variação litológica e em superfície abundância de fragmentos de sílex de origens variadas.

Tabela 15: Identificação, área e extensão do rio principal das sub-bacias da Unidade Geomorfológica do Baixo Curso do rio Poti

Nº	SUB-BACIA	ÁREA	EXTENSÃO DO RIO PRINCIPAL
		Km ²	Km
63	S/N	40	12
64	Rch. do Saco	73	15
65	Rch. Fundo	102	23
66	Rch. Corrente	349	36
67	Rch. Bandeira	70	15
68	S/N	30	11
69	Rio Gameleira	1.313	63
70	Rch. Macacos	53	11
71	Rch. Formosa	207	28
72	Rch. Olho D'Água	134	21
73	S/N	59	11
74	S/N	92	20
75	S/N	53	11
76	Rch. Marimbás	302	45
77	Rch. Gameleira	90	15
78	Natal ou Riachão	496	50
79	Rch. Barracão	121	19
80	Rch. São Domingos	259	31
81	S/N	56	10
82	Rio Berlengas	3.791	158
83	Rch. Rodeador	159	26
84	Rch. da Gameleira	36	13
TOTAIS		7.885	644
	N	22	22
	X	558	29
	S	2.875	31
	C.V.	519	105

Fonte: Pesquisa direta (1982).

Onde o rio Poti recebe os grandes tributários e passa a um regime de perenidade, os rios Sambito e o Berlengas, observam-se fraturamentos locais e a presença de superfícies ferruginosas esparsadas, apresentando seixos e blocos de canga, associados às manchas de vegetação de cerrado. Observa-se, ainda, a presença de cascalheiras, pouco espessas, em matriz arenosa, em morrotes que funcionam como tivisor topográfico de pequenos friachos encaixados, sendo suas depressões recobertas por areias muito finas.

Próximo ao sítio urbano de Prata, o encaixe do rio Poti na rocha regional é evidenciado pelos blocos de arenitos facetados em sua margem esquerda (sentido nascente/foz), testemunhando fraturamento em sua direção geral leste/oeste, num trecho de aproximadamente 20 km de extensão.

O terraço aluvial é visível na margem direita do rio Poti, mas sendo inundado somente em cheias excepcionais (informações locais), o que comprova que o rio tem hoje ação de energia suficiente para esgotar o material grosseiro somente durante essas cheias, principalmente em função da pequena declividade do gradiente ao longo do seu curso, permitindo inferir-se sua condição de encaixamento subatual.

Na margem esquerda observa-se a presença de grande quantidade de seixos rolados, provavelmente resultantes do seu trabalho durante épocas do Quaternário inferior a médio, quando o processo de pedimentação esteve forte e seu curso com energia suficiente para transportar maior carga de sedimentos. À montante constata-se testemunhos da formação Piauí, capeando a formação Longá e os degraus estruturais que aí se observam, em direção ao sul da bacia, no contato dessas duas formações, devem ser remanescentes de uma linha de cuestas de caimento para o rio Parnaíba (Moreira, 1978). Esses pontos de maior resistência ao desgaste são atribuídos, também, à ocorrência de *sills* de diabásios (jurássicos), comuns na formação Longá, que possivelmente estejam conferindo maior resistência litológica aos processos erosivos atuantes nessa formação geológica.

No entanto, não foram encontradas evidências de falhas nem do dique de diabásio que aí se acham mapeados nos trechos percorridos nas imediações da cidade de Prata do Piauí,. (RADAM, 1973). Esses elementos estruturais são considerados como indicativos no ponto que o rio forma um ângulo reto, mudando sua direção para Noroeste. A vegetação da mata-galeria nesse trecho é representada principalmente por babaçu e carnaúba e à jusante se intensifica a presença de baixadas com predominância dessa vegetação nativa de cocais, onde os solos bem desenvolvidos encontram-se em franco uso agrícola.

Os testemunhos do processo de pedimentação são representados pelas linhas de seixos observados nos cortes das encostas de baixas colinas, onde o material rudáceo capeia as camadas geológicas (foto 05). No trecho entre Teresina e Monsenhor Gil, acompanhando a BR-316 começa a se evidenciar a presença de nódulos acompanhando os estratos de calcário embutidos nos cortes do relevo para construção das rochas em processo de decomposição química, dessa rodovia, se intensificando em áreas de escoamento difuso da sub-bacia do riacho Marimbas, presentes nas formações Pedra de Fogo e Piauí. Estes nódulos apresentam estruturas em anéis, resultantes do processo de decomposição química (fotos 06, 07 e 08).

Fotografia 06 – Ocorrência de nódulos esféricos de folhelhos carbonosos e sílex realçando a posição estratigráfica das rochas na formação geológica Pedra de Fogo (ou Piauí?), no vale do rio Marimbas, afluente da margem esquerda do Poti. Corte ao lado da BR-316, Km 35, em Teresina e Monsenhor Gil, no baixo curso do Poti.



Foto: Lima (1982).

Fotografia 07 – Posição das linhas de nódulos esféricos no perfil. Corte ao lado da BR-316, Km 35, em Teresina e Monsenhor Gil, no baixo curso do Poti.



Foto: Lima (1982).

Fotografia 08 – Detalhe dos nódulos esféricos indicando o processo de decomposição química das rochas.



Foto: Lima (1982).

A litologia dessa área é representada essencialmente por dolomitos, folhelhos e arenitos pertencentes às formações Piauí e Pedra de Fogo, correspondentes ao Carbonífero e Permiano, respectivamente, além da estreita faixa de aluviões Quaternárias.

Quanto à direção geral, predomina neste curso do rio Poti a direção noroeste/sudeste, embora com pequenas inflexões para nordeste/sudoeste e leste/oeste sem se afastar, no entanto, do comportamento do vale encaixado. Essa direção geral NW/SE é a que lhe caracteriza, mesmo tendo apenas leve predominância para o total dos rios afluentes, pois de todas as sub-bacias estudadas neste baixo curso, ela representa 27,82% num valor absoluto de 328 rios (tabela 10), para o total de 1.179 rios, valendo salientar que com relação aos rios principais das 22 sub-bacias estudadas, a direção predominante foi a de nordeste/sudoeste representada por 13 rios com 59,09%.

A sua drenagem é representada pelo padrão de paralelo a sub-paralelo, e as tabelas 12 e 13 indicam que há uma predominância de baixa dissecação fluvial e que seus rios se encontram na condição de nível médio de encaixamento na estrutura geológica, refletindo assim a continuidade do controle geológico, verificado no seu curso médio.

Próximo à foz, já no sítio urbano de Teresina, o rio Poti descreve duas grandes curvas sinuosas: a primeira delas apresenta encaixe de sua calha, e a segunda, à montante, descreve uma acentuada migração de seu canal, constatadas a partir de uma faixa bem representativa de pestanas na margem convexa (Mosaico Semi-Controlado de Radar, 1972) e confirmadas em observações locais.

O comportamento de erosão lateral, que se observa na migração desse rio, propicia a formação de aluviões mais espessos, sendo típico o processo de meandramento, onde se observa o fenômeno das margens caídas, que corresponde ao trabalho atual do rio, representados pelos bancos de solapamento na margem côncava e a zonas de *point bars* ou deposição, na margem convexa. A zona de turbulência se aproxima das margens côncavas por ocasião das descidas das cheias em pontos das curvas, em função do encaixe da calha, estendendo a faixa de desgaste para onde o material é menos resistente. Essa área corresponde ao baixo de Buenos Aires, Campus da Universidade Federal e Zoobotânico, na cidade de Teresina (fotos 09 e 10).

No município de Teresina se inicia a formação de planícies fluviais pelo Poti, apresentando-se em faixas que ora se alargam, ora se estreitam, em direção à jusante.

Transversalmente podem ser bem identificadas, pelo pronunciado talvegue resultante do aprofundamento do leito menor e sua homogeneidade de sedimentação tabular, somente inundáveis por ocasião de grandes cheias. Porém mesmo no sítio urbano de Teresina, onde o promontório que forma o interflúvio do Parnaíba/Poti é estreito, ocorre pequeno desenvolvimento de planícies aluviais. Vale ressaltar que os terraços aluviais próximos à sua foz são formados pelo trabalho conjunto dos rios Poti e Parnaíba, atingindo extensões representativas, com leve caimento de nível a partir dos respectivos diques marginais. Aí observa-se que a intensificação da formação de lagoas, principalmente a partir desse trabalho conjunto, pois quando sobe o nível das águas durante as cheias, o rio Poti fica represado pelo Parnaíba diminuindo a energia do seu fluxo linear e conseqüentemente transbordando sua calha menor.

Fotografia 09 – Segunda curva do meandramento do rio Poti, a montante de sua foz, onde se observa o fenômeno de “margens caídas”, ao norte da cidade de Teresina.



Foto: Lima (1982).

Fotografia 10 –Visão panorâmica da primeira curva do rio Poti, a montante de sua foz, onde se observa a exposição do terraço onde se encaixa o leito do rio, ao norte da cidade de Teresina.



Foto: Lima (1982).

4.3 Cuesta da Ibiapaba (Médio Curso)

Moreira (1977) comenta que os estudos sobre a formação da Ibiapaba, limite atual entre a bacia sedimentar e o cristalino, interpretam a retilinidade de sua escarpa duplamente: como escarpa de falha e como escarpa de erosão. Para essa autora a hipótese de que seja uma escarpa de falha prevalece, colocando como argumento a ação de uma falha datada do Pré-Paleozóico, que continuaria ativa durante a deposição do Devoniano, tendo elevado as camadas sedimentares à altitude atual. A segunda hipótese baseia-se na relação entre a erosão pós-cretácea e o movimento epirogenético que motivou o elevamento do escudo cristalino à leste da bacia sedimentar.

Corroborando a hipótese apoiada por Moreira, acrescenta-se que, embora essa falha não se encontre registrada nos mapeamentos geológicos da área, a sua inferência é passível de aceitação uma vez que no cristalino se observa um perfeito paralelismo entre as falhas registradas e a posição dessa escarpa (mapas 03 e 05). Associe-se, ainda, o fato de que em direção ao sul do Piauí observa-se a continuidade das bordas dessa bacia sedimentar formando cuestras em semicírculos, apresentando-se freqüentemente em escarpas de falhas inferidas ou constatadas pelo mapeamento do Projeto Radam (1973).

O rebordo da bacia sedimentar do Maranhão-Piauí que forma a Ibiapaba limita-se a Leste com a Depressão Cristalina Exumada, apresentando declividades íngremes voltadas para o Estado do Ceará e, para oeste, já no Estado do Piauí, suas camadas sedimentares apresentam um mergulho que não ultrapassa cinco graus. Caracteriza-se esse conjunto, assim, como relevo tipicamente de cuesta.

Esta unidade apresenta uma área total em torno de 30.600 km², dos quais foram considerados neste trabalho 29.700 km², identificados em 37 sub-bacias fluviais, com uma área média de 810 km² e 301% de variação em torno dessa bacia (tabela 16). Os rios principais dessas sub-bacias apresentam extensão média de 42 km com uma variação em torno de 122%. A direção geral dos rios obedece ao padrão de direção geral Brasileira (NE/SW), pois o rio Poti ao sair do encaixamento leste/oeste que forma o canyon, trecho esse que apresenta pequena extensão em relação ao curso total dentro desta unidade, aproveita-se da fraqueza da estrutura, encaixando-se no lineamento do Grupo de falhas Guaraciaba, registrado no Mapa Radam (1973) até o final do seu curso médio. O número de rios que obedece essa direção NE/SW é da ordem de 1.033, ou seja, 27,04% do total de rios deste curso (tabela 10) apresentando uma predominância relativa de 40,54% na direção geral NW/SE dos 37 rios principais das sub-bacias estudadas (tabela 11).

Tabela 16: Identificação, área e extensão do rio principal das sub-bacias da Unidade Geomorfológica do Médio Curso

Nº	SUB-BACIA	ÁREA Km²	EXTENSÃO DO RIO PRINCIPAL (Km)
26	Rch. dos Oitis	66	18
27	Rch. Cachoeira	150	28
28	Rch. Macambira	3.533	152
29	S/N	35	11
30	S/N	78	15
31	S/N	58	11
32	Rch. Capivara	1.620	124
33	Rch. Parafuso	928	90
34	S/N	40	11
35	S/N	20	12
36	Rch. Canudos	1.409	124
37	Rch. Caiçara	286	29

Continuação Tabela 16.			
Nº	SUB-BACIA	ÁREA Km²	EXTENSÃO DO RIO PRINCIPAL (Km)
38	S/N	51	13
39	Rch. Capivara	214	29
40	Rch.dos Mendes	90	17
41	Rch.Coroatá	45	13
42	Rio Sambito	14.614	243
43	Rch. dos Silva	89	20
44	Rio Onça	1.345	86
45	Grande	60	13
46	S/N	41	12
47	Caís	3.428	151
48	S/N	64	17
49	Rch. S. Francisco	74	20
50	S/N	43	13
51	Palmeira	85	19
52	Ingá	166	25
53	S/N	43	12
54	Imburana	145	23
55	S/N	96	21
56	Salina	125	25
57	Gameleira	61	15
58	Rch. do Saco	124	22
59	Rch. Cana Brava	437	51
60	Rch. Olho D'Água	220	32
61	Rch.Carnaubal	55	16
62	S/N	45	15
TOTAIS		29.983	1.548

N	37	37
X	810	42
S	2.445	51
C.V.	301	122

Fonte: Pesquisa direta

O nível de encaixamento foi de 54,06% (tabela 13), índice este que atesta uma condição de maior grau de encaixamento com relação às unidades do Curso Alto e do Curso Baixo desta bacia estudada, também apresentando baixa dissecação linear (Tabela 12).

Com relação à topografia, compreende áreas de altitudes máximas em torno de 800 m nas cumeadas no front e reverso imediato e cotas mínimas de 200 nos vales encaixados.

O poderoso controle estrutural regional reflete o soerguimento em conjunto e a estrutura local de falhas e fraturamentos determinaram as feições atuais. Do ponto de vista morfogenético, o seu reverso é caracterizado por processos sub-atuais de degradação pedimentares, com a sua compartimentação em unidades de relevo menores, tanto em altitude quanto em forma, para o interior da bacia sedimentar, obedecendo a padrão de cuestras, impostos por esse condicionamento estrutural e alternados por depressões monoclinais, à semelhança de grandes alvéolos pedimentares, na base das escarpas das cuestras (foto nº 11). Assim as cuestras formam os grandes traços do relevo e a sua evolução é atestada dentro do compartimento, onde se observa a possível seqüência desse processo de pedimentação, ou seja, a encosta apresenta-se retilínea e na base o material rudáceo, que forma o depósito de talus, seguido, em direção à depressão, de lençóis de areias de grosseira a fina até o nível de base do riacho local, geralmente encaixado e em trabalho de erosão regressiva (foto nº 12).

Esse desdobramento do relevo em cuestras, e em menor proporção em morros tabulares do tipo mesa, pode ser observado através dos sucessivos entalhes, nessa estrutura sedimentar, de rios de porte variado que, como energias diferenciadas dissecaram-se em feições tabulares. Esses níveis diferentes de erosão linear são observados nos Mosaicos Semi-Controlados de Radar (1972), principalmente nos contatos entre as Formações Sedimentares, pontos esses em que, pela variação de resistência litológica, as incisões dos vales refletem padrões de maior ou menor intensidade de dissecação. Esse contato se encontra bem evidenciado, por exemplo, entre as Formações Serra Grande, Pimenteiras e Cabeças onde a primeira é formada principalmente por arenitos e conglomerados, facilmente erodidos em

relação às outras duas que oferecem maior resistência, por serem constituídas tipicamente por folhelhos, associados ainda a um endurecimento litológico, provocado pela presença de silificação que forma alguns domos, observados ao longo do contato dessas duas formações.

Fotografia 11 – Relevo de cuesta destacando uma depressão ortoclinal no seu reverso, nas proximidades do povoado Cana Brava, médio curso do rio Poti.



Foto: Lima (1982).

Fotografia 12 – Rampa de colúvios oriunda da encosta da depressão ortoclinal. No primeiro plano uma cerca utilizando placas de arenito folheado. Médio curso do rio Poti.



Foto: Lima (1982).

Nas proximidades da cidade de Castelo do Piauí, o encaixamento do rio Poti se evidencia por seguir as direções do padrão ortogonal de fraturamento observado no cotovelo do rio, coincidente com esse padrão (foto 13). Aí, o seu leito apresenta a formação de marmitas e cariações na rocha arenítica aflorante abaixo dos folhelhos, pelo efeito da movimentação dos seixos transportados como carga de fundo. As encostas apresentam forma retilínea e à medida que recuam, apresentam algum festonamento provocado por pequenos tributários, também encaixados, que correm para o rio Poti (foto 14), intensificando a formação de *piemont*, que atesta antiguidade. Nestas proximidades o folhelho que capeia o arenito é utilizado para o comércio de pedra para revestimento de pisos (foto 15).

No trecho entre Castelo e o povoado de Cana Brava observa-se repetições de afloramentos areníticos ruiformes, formando pináculos nas rochas da formação Cabeças, como forma de detalhe dentro das grandes depressões intermontanas (depressões ortoclinais). Esse tipo de forma resulta de intensos processos de erosão, atualmente predominando o tipo pluvio-eólico em áreas intensamente diaclasadas. Mais adiante, o riacho Tranqueira apresenta-se com a aparência de um “oued” (rio de areia), onde a água corre subsuperficialmente, indicando que lhe falta energia suficiente para desgastar até a rocha (foto 16).

Ao longo da rodovia São Miguel do Tapuío-PI / Novo Oriente-CE, encontram-se morros remanescentes da Formação Serra Grande sobre a Formação Pimenteiras, sob a forma de pequenas colinas convexas, e já no alto da serra, do topo para o reverso, na faixa correspondente à área de litígio entre esses dois Estados, alternam-se alvéolos estruturais com drenagem incipiente endorreica. E ao longo dos cortes das estradas dessa área, observa-se a presença de solos mais profundos, com manchas de laterização, possíveis cangas retrabalhadas pela erosão atual, indicando maior umidade subatual, como também se observaram manchas de solos escuros, possíveis indicadores de rochas basálticas, que correspondem provavelmente aos derrames de sills e diques nessa região.

Fotografia 13 – Controle estrutural observado na curva angulosa do leito do rio Poti, município de castelo do Piauí, na margem da rodovia PI-115, no médio curso do rio Poti.



Foto: Lima (1982).

Fotografia 14 – Encaixamento de um pequeno afluente do rio Poti, em rocha intensamente fraturada, evidenciando o controle estrutural. Município de castelo do Piauí, na margem da rodovia PI-115, no médio curso do rio Poti.

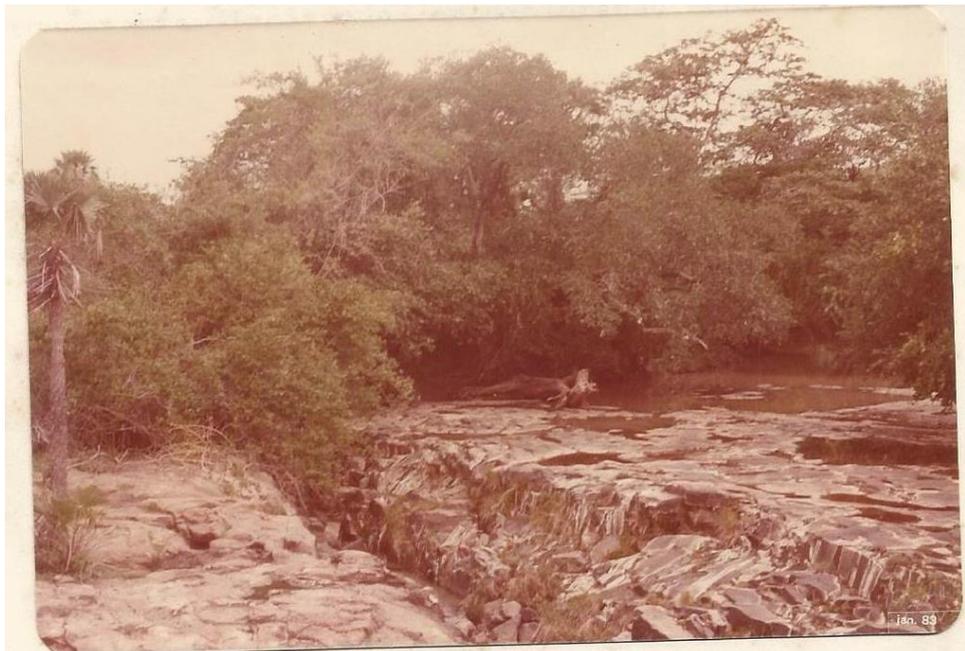


Foto: Lima (1982).

Fotografia 15 – Relevo ruiforme em arenito intensamente diaclasado da formação Cabeças. Município de Castelo do Piauí, na margem da rodovia PI-115, no médio curso do rio Poti.

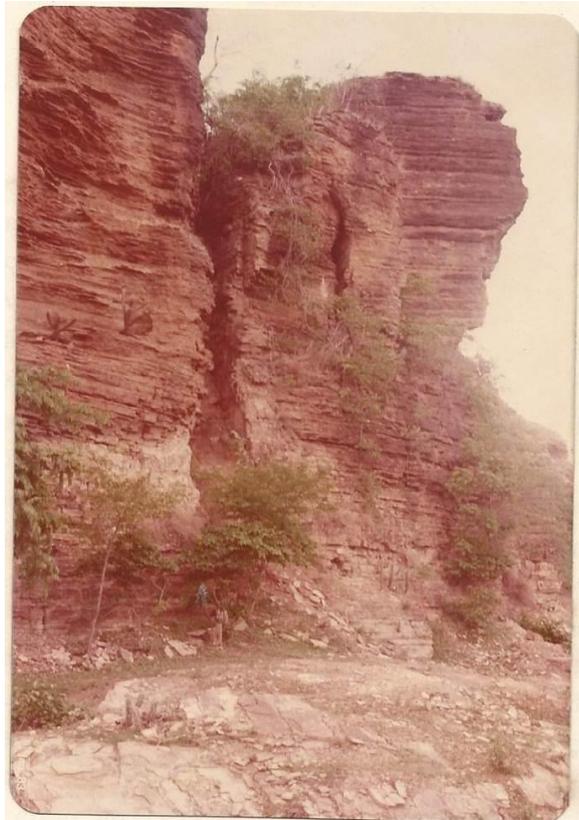


Foto: Lima (1982).

Fotografia 16 – Leito de riacho seco com sobrecarga arenosa. Trecho próximo ao povoado Cana Brava, médio curso do rio Poti.



Foto: Lima (1982).

Essa unidade também apresenta variações nas suas características morfoclimáticas, pois o front e o reverso imediato recebem maior umidade proveniente das chuvas orográficas aí concentradas. Essas chuvas propiciam o desenvolvimento de matas, embora suas condições atuais apresentem elevado índice de desmatamento pelo intenso uso agrícola de minifúndios. Vale salientar que essas condições climáticas e de ocupação agrícola apresentam distribuição espacial diferenciada, tanto no sentido leste/oeste como norte/sul: enquanto no trecho Norte, em relação ao canyon do Poti, observa-se uma intensa umidade e utilização agrícola, a área do Sul é menos úmida e apresenta um grau de exploração econômica bem menor. E, à medida que se avança pelo reverso, em direção ao interior da bacia sedimentar, as condições de secura são atestadas pela pobreza da vegetação de cerrados e caatingas predominantes nesta unidade, após o reverso imediato.

O rio Poti, ao sair da área cristalina cearense, penetra na bacia sedimentar do Maranhão-Piauí, através de um canyon no bordo dessa bacia, que compreende o front da cuesta da Ibiapaba, representado atualmente por uma garganta de mais de 300 metros de profundidade, conhecida como boqueirão do Poti. As encostas que forma o front e essa garganta apresentam uma forma retilínea-convexa, formando patamares em direção à depressão periférica de Crateús e ao eixo do rio Poti (foto panorâmica 17), com o desenvolvimento de cobertura vegetal na meia encosta. Mais próximo à calha menor do rio Poti, dentro do boqueirão, desenvolvem-se voçorocas com o carregamento atual de areia fina para dentro do leito do rio, onde seu débito se reduz, depois das chuvas, as poças d'água (foto 18). Observa-se aí uma assimetria nessas encostas apresentando-se o lado esquerdo do rio (sentido nascente-foz) em menores altitudes e maior compactação dos blocos de rochas, com um conseqüente grau de dissecação linear diferente pelos tributários do Poti, que drenam tanto paralelamente a seu eixo como para o interior do canyon. Essa assimetria e níveis de incisão são comprovados pelos perfis transversais traçados em três pontos: início, interior e saída do canyon (figuras 06, 07 e 08), como também o relativamente forte gradiente do leito do rio Poti, neste trecho, pode ser observado no seu perfil longitudinal (figura 05).

Foto 17 - Visão panorâmica do *front* da *cuesta* da Ibiapaba, sentido oeste, tendo ao centro o *canyon*. Representa o contato entre o alto curso (depressão cristalina) e o médio curso do Poti (Bacia Sedimentar do Parnaíba).



Foto: Lima (1982).

A variabilidade litológica e o intenso fraturamento foram atestados “in situ”, quando se coletou amostras de arenito, conglomerado, diabásio, granito e gnaisses com veios de quartzo, no interior do canyon. Assim, pode-se afirmar que o encaixe do leito atual, nesse trecho que é de aproximadamente 35 km de extensão; está modelado em rochas de grande variabilidade litológica com uma forte indicação de elevada fraqueza estrutural, de direção Leste-Oeste, que é a mesma dos padrões mais frequentes de fraturamentos de detalhe (foto nº 19), também localmente constatados, sendo que o próprio canyon obedece predominantemente à direção citada.

Com relação aos estudos que tentam explicar a origem desse grande canyon escavado pelo rio Poti, na borda da bacia sedimentar, as principais hipóteses de sua formação são elaboradas a partir da teoria de epigenia. Este processo corresponde ao aprofundamento de um vale que corte indistintamente rochas cristalinas e sedimentares, conforme a literatura francesa especializada, podendo ocorrer sob duas condições: por antecedência e por superimposição.

Penteado (1974) explica que este processo corresponde a uma inadaptação de uma rede hidrográfica à um controle geológico de âmbito regional. A epigenia por antecedência se dá quando a rede se organiza antes do estabelecimento da estrutura atual, permanecendo o seu curso na posição previamente traçada, conforme a crescente inclinação topográfica. Os blocos de rochas são cortados em garganta e concomitantemente ao seu soerguimento lento e contínuo. Uma segunda condição classifica um rio como epigênico por superimposição, quando a organização da rede de drenagem se coloca como posterior ao soerguimento da estrutura e a sua orientação se gera a partir de fraturas, dentro do conjunto sedimentar soerguido e em remoção, motivo pelo qual o rio corta indistintamente as diversas rochas sedimentares que compõem a estrutura geológica local.

Foto 18 – Leito menor do rio Poti, trecho no interior do canyon, no início do período chuvoso (janeiro), reduzido a poças d'água e excessiva carga de areia.



Foto Lima (1982).

Foto 19 – Comprovação do encaixamento do leito do rio Poti em falha Leste-Oeste, trecho no interior do canyon, no início do período chuvoso (janeiro), com baixa vazão.

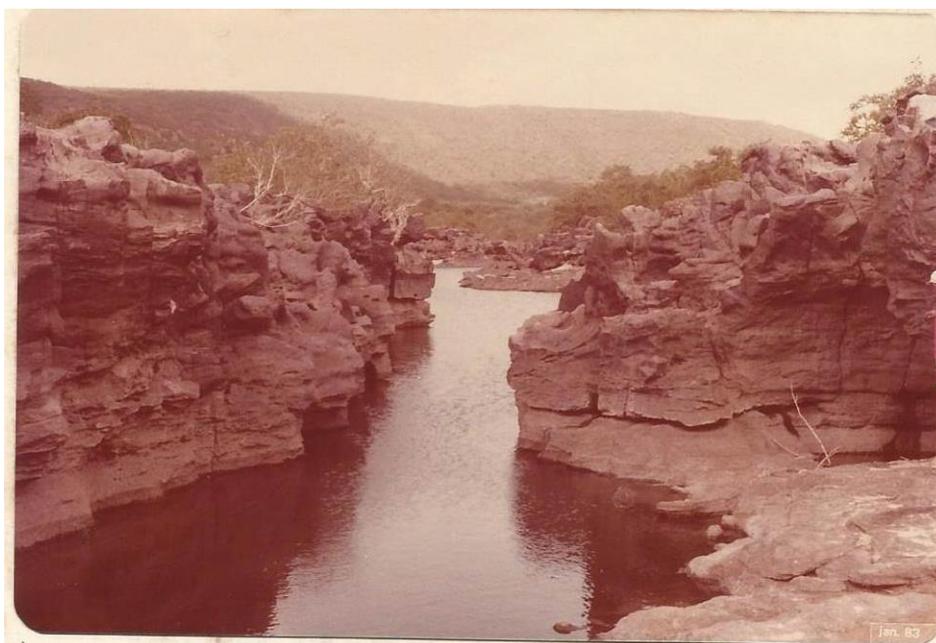


Foto Lima (1982).

Como elemento básico de raciocínio, sabe-se que, em estruturas falhadas, a organização da drenagem depende diretamente, entre outras, das relações entre velocidades relativas do tectonismo e da erosão, que podem gerar o desnível topográfico e também auxiliar na manutenção da direção da drenagem antecedente.

Como resultante desse processo de epigenia “a garganta do rio Poti, corta perpendicularmente a Serra da Ibiapaba, vindo do Ceará” (Guerra, 1966). E como uma hipótese importante a ser confirmada, esse autor coloca a de que “as gargantas e os vales superimpostos são cavados, principalmente, em zonas fissuradas”.

Para Lins (1978), essa drenagem do Poti se caracteriza como herdada, em função dos seus afluentes cortarem uma superfície sedimentar anterior, periférica à atual, removida pelo recuo da cuesta da Ibiapaba. É possível admitir, segundo Lins, que essa drenagem já se encontrava organizada quando as superfícies cristalinas e sedimentar estiveram, em passado remoto, “relativamente niveladas com mergulho, como agora, para o interior da bacia...”. Acrescenta, ainda, que a partir da localização da Ibiapaba “se penetra um vão aberto num dos festões da cuesta e em cujas vertentes escalonam-se cascalheiros fluviais documentando a gradual superimposição do rio”.

Essa hipótese parte da premissa de uma única rede fluvial organizada, anterior ao Cretáceo, da área cristalina para a sedimentar, sobrepujando as diferentes estruturas rochosas através de uma pronunciada garganta subatual. A esse respeito, coloca-se em discussão a atuação dos processos de formação dessa garganta epigênica a partir do argumento básico de que:

- O estabelecimento das redes de drenagem brasileiras, e em particular das localizadas no nordeste, ainda não se encontra suficientemente estudadas, pois segundo Ab’Sáber (1968), as grandes variações climáticas, com períodos de maior ou menor umidade, contribuíram profundamente na hierarquização dos sistemas fluviais, desfazendo e reorganizando total ou parcialmente essas redes fluviais. E enfatiza que “tanto em relação à bacia do Paraná como, parcialmente, em relação à bacia do Maranhão-Piauí, uma superimposição hidrográfica pós-Cretáceo tendencialmente centrípeta” se estabeleceu, em linhas gerais favorecida pela disposição periclinal de seus estratos.

Assim, esses processos estariam relacionados com o desmembramento da drenagem, no contato dessas estruturas, durante o Cretáceo, pelo soerguimento epirogenético que sofreu

a bacia sedimentar do Maranhão-Piauí a partir dessa data, e à sua reorganização posterior em duas redes fluviais distintas, que voltariam a se fundir gradativamente ao estabelecimento estrutural atual, através da erosão regressiva do rio Poti nessa borda soerguida. E como indicadores dessa proposição, somam-se ao argumento anteriormente citado, as características distintas observadas em trabalhos de análise de imagem *Landsat* e de Radar e de inspeção ao campo:

- A direção geral Leste/Oeste do rio Poti formando o canyon, coincidente com o padrão de fraturas que cruzam o cristalino e a formação Serra Grande (mapa geológico do Radam, 1973) e o seu encaixamento nas direções dos micro-padrões de fraturas observados no seu interior (foto 19);
- A pronunciada incisão dos seus grandes tributários na Ibiapaba, tanto ao norte como ao sul do canyon, paralelamente ao Poti, tentando repetir o seu comportamento, em erosão regressiva, segundo a direção Leste/Oeste de fraturamento (Mosaicos Semi-Controlados de Radar, 1972);
- A assimetria das encostas voltadas para o interior do canyon com forte incisão dos rios que drenam para o seu interior (figuras 06, 07 e 08);
- A variabilidade litológica, com intrusões de granito, constatadas no assoalho cristalino e na encosta ao longo do eixo desse *canyon* (fotos 19, 20 e 21);
- Considerando-se os rios do Alto Curso, de maior porte, observa-se que o seu padrão de drenagem apresenta-se como radial convergente em direção ao centro da depressão exumada de Crateús, constituindo-se num alvéolo com drenagem endorreica antes de ser capturada pelo Poti. Evidencia-se, assim, que essa área deve ter sido um alvéolo de pedimentação (figura 09)

A essas evidências associa-se a ausência de grande quantidade de sedimentos trabalhados, ao longo do curso do rio Poti, a partir do canyon, que deveriam estar presentes como testemunhas da remoção de uma cobertura sedimentar anterior ao Cretáceo e removida por processos areolares e pela própria drenagem do Poti. Esses testemunhos confirmariam a hipótese do processo de epigenia por antecedência citada por Lins (1978), pois em função do Alto Curso dessa drenagem ter-se instalado na depressão periférica de Crateús, com caimento topográfico para a Ibiapaba, o material resultante dessa remoção erosiva teria necessariamente que ser esgotado por essa garganta do Poti.

Vale também salientar que a extensão anterior da sedimentação dessa bacia ainda não está convenientemente estudada e que não existem testemunhos nos Estados limites, além

dos morrotes paralelos à escarpa atual da Ibiapaba. As formações sedimentares que compõem o Jatobá e o Araripe, como também a pequena mancha da formação Iguatu, já praticamente nivelada ao cristalino, são datadas do período Cretáceo, não tendo relação estratigráfica ou de contemporaneidade com a bacia sedimentar do Maranhão-Piauí, no trecho da bacia do Poti.

Beurlen e Mabessone (1969), fazem referência a este assunto colocando como hipótese a possibilidade de que tenha havido, durante o Cretáceo, uma continuidade de sedimentação da bacia do Maranhão-Piauí para o sul do Ceará, oeste da Paraíba, centro-sul e noroeste de Pernambuco. Essa hipótese baseia-se nas correlações entre as formações e épocas de sedimentação (do Cretáceo) entre a Chapada do Jatobá (PE), pequenas bacias intermediárias (CE, PB e PE), Chapada do Araripe (CE/PE) e as Formações Grajaú, Codó e Itapecuru da bacia do Maranhão-Piauí. Mesmo ocorrendo essa provável extensão de sedimentos observa-se, tanto pela descrição como pela expressão gráfica de seu trabalho, que o Alto Curso da bacia do Poti (CE) localiza-se fora dos seus limites, não registrando evidências de que essa continuidade de sedimentação tenha se processado além do sul do Ceará.

O desenvolvimento da hipótese, aqui proposta, de superimposição a partir da reorganização da drenagem do Poti, pode ser assim caracterizado:

A área sedimentar monoclinal, da cuesta da Ibiapaba, apresenta no seu reverso imediato uma litologia composta principalmente por arenitos e conglomerados e um intenso fraturamento local, que facilitou o rápido entalhe dos rios, através da erosão regressiva, por se constituir em zona de fraquezas litológica e estrutural. Assim, com o seu recuo progressivo, o rio Poti ao atingir o nível de base da drenagem endorreica existente na depressão periférica cristalina de Crateús, efetuou sua captura passando, conseqüentemente, a formar uma única bacia hidrográfica abrangendo áreas desnudadas cristalinas e áreas sedimentares em processo de remoção. A porção correspondente ao Alto Curso do Poti passou então a ser representada por essa drenagem capturada, que provavelmente tenha se reorganizado independentemente nessa grande área cristalina deprimida, formada e desnudada após o processo de epirogenia da bacia sedimentar, representada hoje pela coalescência de pedimentos embutidos num pediplano de caimento topográfico em direção ao Planalto da Ibiapaba, funcionando como um grande alvéolo de baixa amplitude de relevo.

Fotografia 20 – Afloramento de rocha granítica na encosta da margem direita do rio Poti – sentido nascente-foz, no interior do canyon do rio.



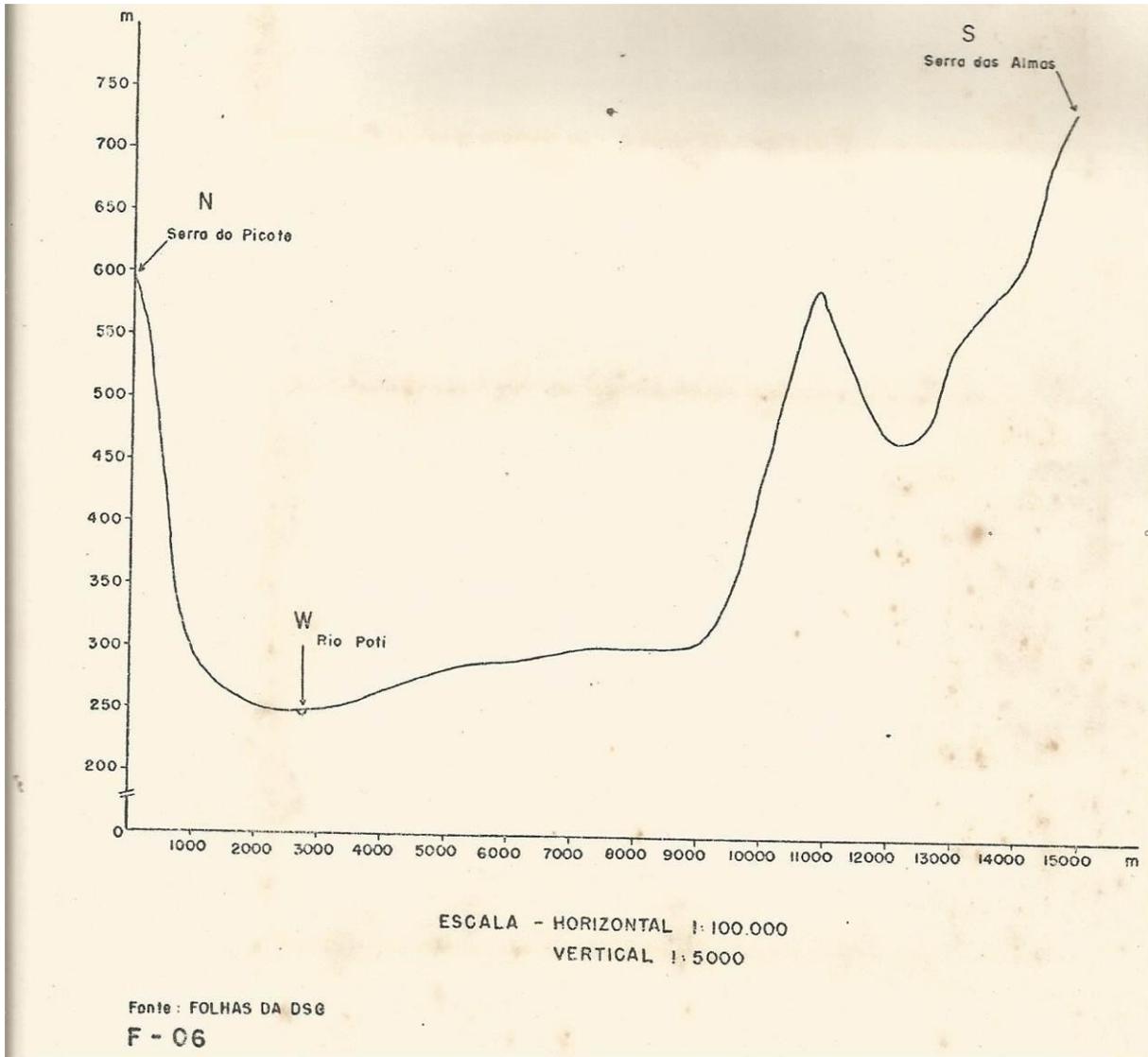
Foto Lima (1982)

Fotografia 21 – Intrusão granítica na margem direita do rio Poti, na meia-encosta no interior do canyon do rio.



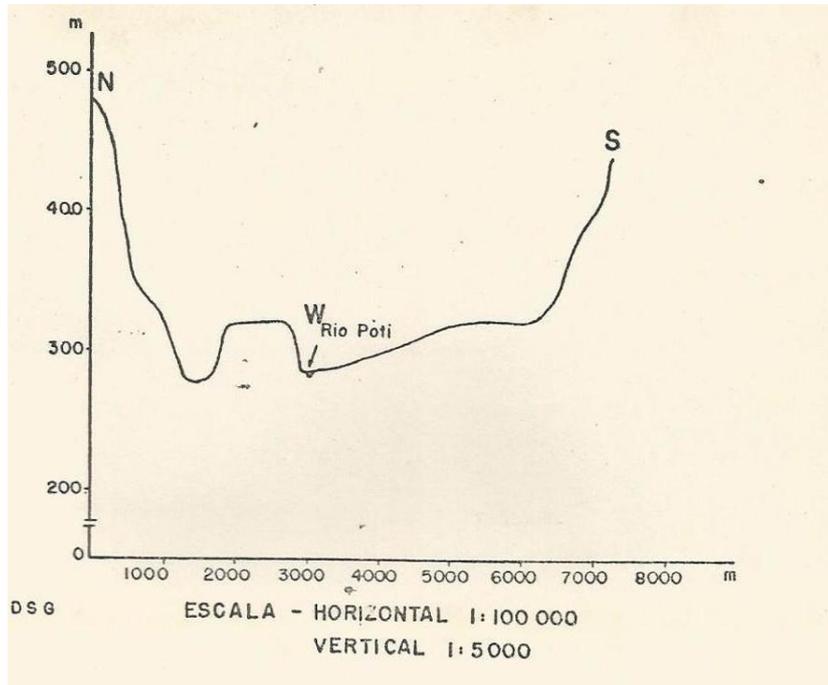
Foto Lima (1982)

Figura 6: Primeiro perfil transversal do *Canyon* do Poti. Localizado entre a Serra do Picote e a Serra das Almas.



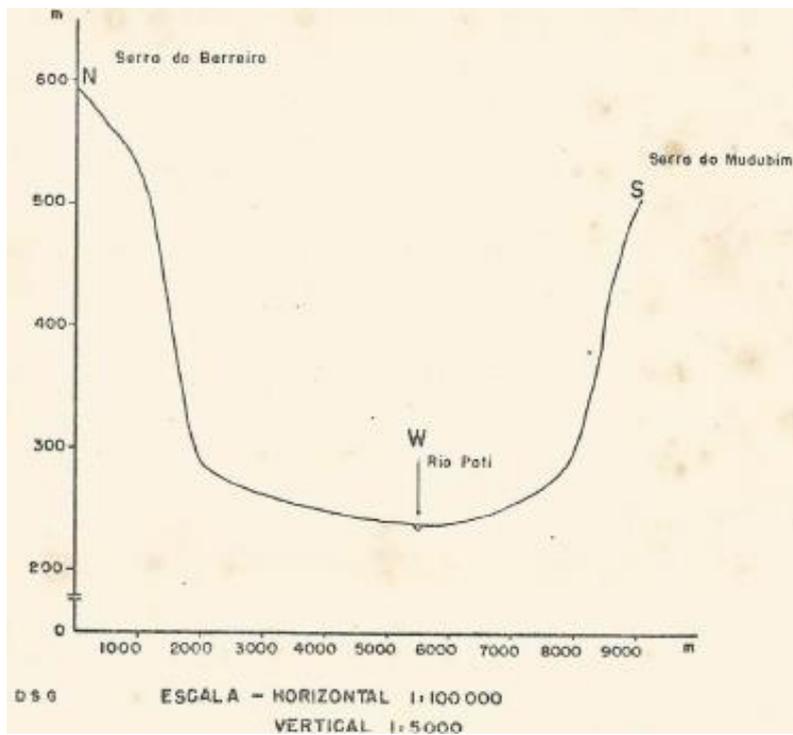
Org. Lima (1982). Base de dados: DSG (1973).

Figura 7 - Segundo perfil transversal do Canyon do Poti, traçado próximo ao povoado Oiticica.



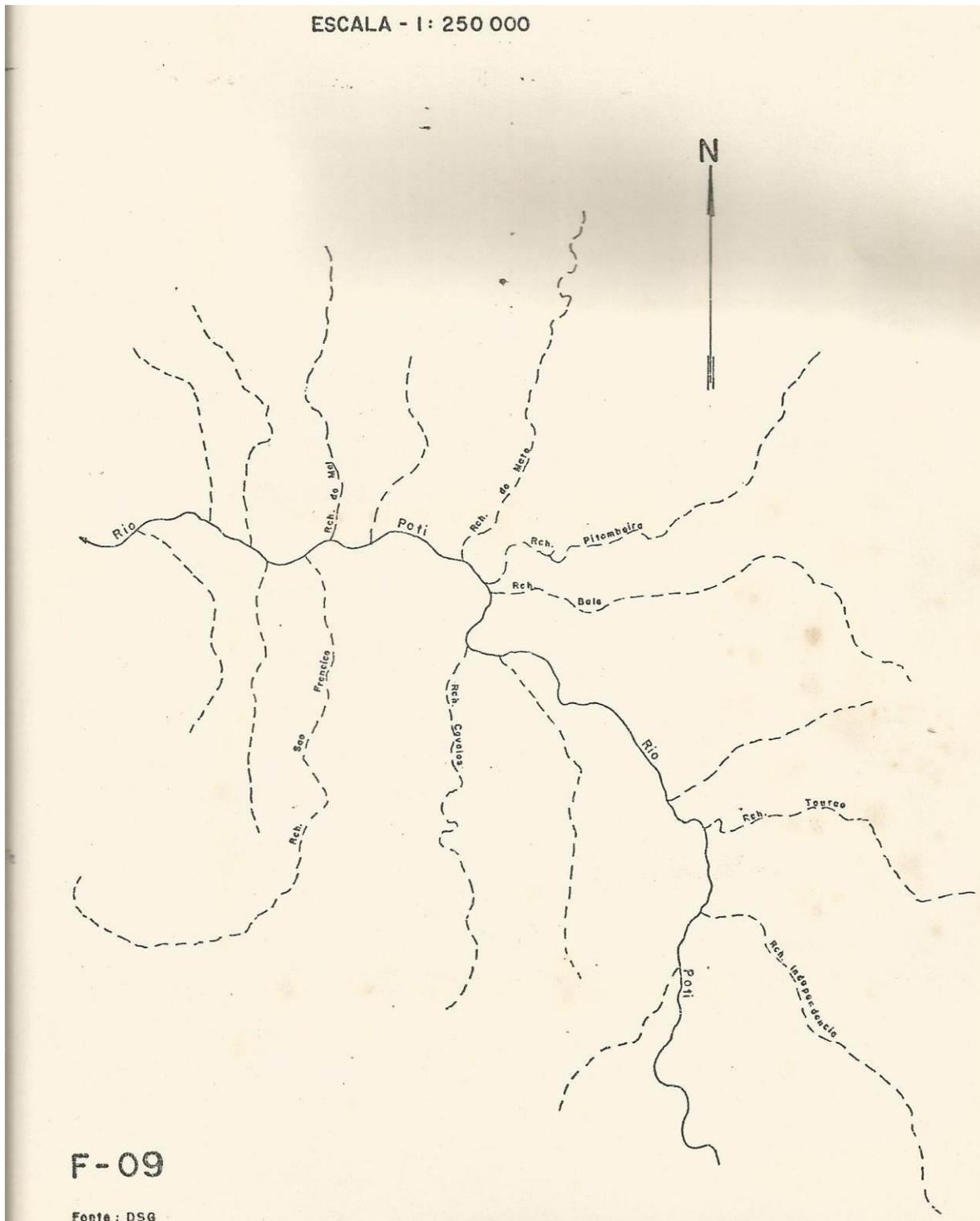
Org. Lima (1982). Base de dados: DSG (1973).

Figura 8 – Terceiro perfil transversal do canyon do rio Poti, traçado entre as Serras do Barreiro e do Mudubim.



Org. Lima (1982). Base de dados: DSG (1973).

Figura 9: Mapa da rede de drenagem no alto curso do rio Poti, Ceará.



Fonte: DSG (1973)

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

5.1. Análise Comparativa dos Dados Numéricos

O resultado obtido no tratamento estatístico aplicado às variáveis selecionadas para cada unidade geomorfológica possibilita algumas verificações:

- a. Os dados da tabela 09 indicam que as sub-bacias selecionadas para coleta dos dados representam uma área superior a 90% do total, para unidade geomorfológica. Conseqüentemente a sua análise numérica é também considerada significativa para esta área;
- b. Com relação à direção da drenagem (tabelas 10 e 11) observa-se que em toda bacia do Poti as influências das quatro direções cardeais são semelhantes, principalmente para os rios de pequeno porte. Salienta-se, no entanto, que em todas as unidades geomorfológicas a direção que menos influenciou essa drenagem foi a Amazônica (leste/oeste). A maior influência, também para as três unidades, foi a direção coincidente com a do rio principal, o Poti, que em cada unidade está diretamente relacionada com as direções dos falhamentos regionais. Considerando-se os rios principais das sub-bacias estudadas, ou seja, os tributários do Poti de maior porte, verifica-se que estes também obedecem às quatro direções do falhamento. Salienta-se, no entanto, que a direção ortogonal à do rio principal (Poti) é predominante para o curso baixo e ocorre em maior proporção que as demais no curso médio, enquanto que na área cristalina toda a drenagem permanece influenciada pelo intenso fraturamento norte/sul;
- c. Observa-se pela tabela 12, que ocorre uma maior freqüência de drenagem, nas classes de dissecação média e alta, no curso alto em relação ao médio e baixo cursos da bacia do Poti. A diferenciação desse índice para as áreas de embasamento cristalino sedimentar, reflete-se na variação do nível de dissecação para essas unidades geomorfológicas, apresentando-se a área cristalina mais dissecada que as outras unidades da área sedimentar, atestada pelo maior número de rios e menor área das sub-bacias;
- d. O arranjo espacial da rede de drenagem é representado pelo padrão paralelo em toda a bacia do Poti, atestando a sua orientação pela estrutura geológica fraturada, nas três unidades geomorfológicas;
- e. Com relação ao nível de encaixamento das sub-bacias do Poti (tabela 13), considera-se significativo que a freqüência no nível de forte encaixamento tenha diminuído do alto

curso (24%) para o médio curso (21,62%) e mais ainda para o baixo curso (13,64%). Essa redução do alongamento da forma das sub-bacias da área cristalina para a sedimentar, refletida por esse índice, e a maior incidência na classe de encaixamento médio para as três unidades reforçam os resultados obtidos pelo índice de frequência de drenagem (tabela 12), indicando a dependência da drenagem à estrutura geológica, em toda área da bacia do Poti, porém sendo mais evidenciada onde o fraturamento se encontra exposto, na área cristalina do Alto Curso;

- f. A análise das médias e respectivos desvios padrão, das áreas das sub-bacias, constantes nas tabelas 14, 15 e 16, indica que no Alto Curso, em comparação com o Médio e o Baixo, a média é mais baixa e que há maior homogeneidade no tamanho das sub-bacias. No entanto, para os valores de extensão dos principais rios dessas sub-bacias, verifica-se uma grande semelhança entre o alto e o baixo curso por apresentarem uma predominância de rios principais menores (baixo coeficiente de variação). Esses resultados reforçam a condição de dependência da drenagem ao controle geológico sendo mais evidenciado para a área cristalina.

5.2. Conclusões e Sugestões

Os resultados obtidos neste trabalho permitem confirmar a validade dos pressupostos básicos de que a frequência e a direção da drenagem da bacia do Poti estão diretamente relacionadas com a direção das grandes falhas regionais e dos fraturamentos locais. As variações litológicas realçam mais a diferença de resistência à erosão areolar do que a incisão dos rios em sua erosão linear, principalmente na área sedimentar.

Ficou evidenciado nos trabalhos de campo que:

- Em toda sua extensão, inclusive no canyon, o rio Poti se encontra encaixado na estrutura geológica;
- Mesmo compreendendo unidades ambientais bem distintas, toda a área da bacia do Poti esteve submetida a processos de pedimentação em passado recente, atestando predominância de climas secos com regime de chuvas concentradas, durante o Pleistoceno.

Verificou-se ainda que, apesar de se registrarem maior índice pluviométrico, atualmente, na área sedimentar do médio e baixo curso do Poti, em relação ao alto curso, é

neste último que ocorre maior frequência de drenagem, nas classes alta e média, representada pelo maior número e menor extensão dos seus rios, bem como um nível mais elevado de encaixamento de suas sub-bacias. Isto se deve à exposição do cristalino fraturado que condiciona a ocorrência de trajetos preferenciais para toda a água precipitada, mesmo em pequena quantidade. Portanto, a drenagem dessa área se organiza por erosão, isto é, pela ação direta dos rios. No Piauí, parte da água precipitada vai alimentar os lençóis subterrâneos e a outra parte, destinada ao escoamento superficial, se organiza seguindo um menor número de rotas preferenciais que se tornam disponíveis, pois a cobertura sedimentar mascara o fraturamento nessa porção do médio e baixo curso.

Fica demonstrado, assim, que as variáveis utilizadas, na análise da bacia hidrográfica do Poti, permitiram que se obtivessem bons resultados a nível das grandes unidades geomorfológicas, pois todos os aspectos estudados convergiram para um resultado comum: de que toda a drenagem da bacia do Poti está condicionada ao controle geológico e que essa dependência é mais evidenciada na área de exposição da rocha fraturada.

Para maior conhecimento geomorfológico desta bacia hidrográfica recomenda-se o desenvolvimento de estudos que visem principalmente:

- a.** Um nível de maior detalhamento na área do canyon formado pelo Poti, que possam fornecer maiores subsídios à explicação do processo de uma formação, principalmente através da reconstituição da páleodrenagem. Um estudo geológico de detalhe provavelmente informará sobre a presença de uma intrusão granítica acompanhando o eixo do rio Poti, intrusão esta inferida neste trabalho pelas evidências locais. Observa-se com nitidez o alinhamento de afloramentos dessa rocha nos festões na margem direita do interior do canyon – sentido nascente/foz (foto 20), constatando-se veios de quartzo nas amostras colhidas junto aos blocos rolados nessa margem (foto 21). O mapa geológico do Projeto RADAM (1973) acusa a presença de granitos de anatexia nas proximidades dessa área do canyon;
- b.** Uma datação relativa nos níveis de aplainamentos e depósitos correlativos das unidades geomorfológicas dessa área;
- c.** A identificação e mapeamento de unidades de manejo ambiental dentro dessa bacia hidrográfica, que permitam fornecer subsídios ao planejamento para utilização dessa área.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SÁBER, Aziz Nacib. O relevo brasileiro e os seus problemas. In: - **Brasil a terra do homem**; as bases físicas (organizado por Aroldo de Azevedo). São Paulo, Nacional, 1968. cap. 3, p. 135-217.

_____. **Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste brasileiro. Geomorfologia.** São Paulo, IG-USP, (19): 1-38, 1969.

_____. A depressão periférica paulista: um setor das áreas de circundesnudação pós-cretáceo na bacia do Paraná. **Geomorfologia.** São Paulo, IG-USP, (15): 1-14, 1969.

_____. Participação das depressões periféricas e superfícies aplainadas na compartimentação do planalto brasileiro. **Geomorfologia.** São Paulo, IG-USP, (28): 1-38, 1972.

_____. **Formas de relevo.** São Paulo, EDART, 1975. 80p.

ABREU, Adilson A. de. **Introdução ao estudo das paisagens do médio vale do Jaguará-Mirim. Geomorfologia.** São Paulo, IG-USP, (36): 1-23, 1973.

_____. Tentativa de compartimentação e estruturação das paisagens do médio vale do Jaguará-Mirim. **Geomorfologia.** São Paulo, IG-USP, (39): 1-24, 1973.

_____. **Surell e as leis da morfologia fluvial. Craton & Intracarton, escritos e documentos.** São José do Rio Preto, UNESP, (7): 1-12, 1980.

AGUIAR, Guanahyro Antunes de. Revisão geológica da bacia paleozóica do Maranhão. In: - **Anais do XXV Congresso Brasileiro de Geologia**, São Paulo, 1971, vol. 3, p. 113-122.

ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. Origem e evolução da plataforma brasileira. **Boletim Divisão de Geologia e Mineralogia – DNPM – MME**, Rio de Janeiro, (241): 5-36, 1967.

_____. **Os fundamentos geológicos.** In: - **Brasil a terra e o homem: as bases físicas** (organizado por Aroldo de Azevedo). São Paulo, Nacional, 1968. cap. 2, p. 55-134.

BAPTISTA, João Gabriel. **Geografia Física do Piauí.** Teresina, COMEPI, 1981, 360p.

BERTRAND, George. **Paisagem e geografia física global.** Cadernos de Ciências da Terra. São Paulo, (13): 1-27, 1972.

BEURLIN, K & Mabesoone, J. M. Bacias cretáceas intracontinentais do Nordeste do Brasil. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, 2 (18): 19-34, 1969.

BIGARELLA, João J. et alli. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos nos Brasil. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, (16-17): 117-151, jul, 1965.

BIGARELLA, João J. & Mousinho, Maria Regina. Significado paleogeográfico e paleoclimático dos depósitos rudáceos. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, (16-17): 6-16, jul, 1965.

_____. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, (16-17): 153-196, jul, 1965.

BRASIL, SUDENE. **Inventário hidrogeológico do Nordeste.** Folha 13: Teresina-SE. Recife, SUDENE, Divisão de Reprografia, 1978, 251 p. e mapa. (Brasil, SUDENE, Hidrogeologia, 57).

_____. **Levantamento básico dos recursos naturais da bacia do rio Parnaíba nos Estados do Piauí, Maranhão e Ceará.** Recife, Serete S/A Engenharia, 1975. Parte I – Inventário dos recursos naturais.

BRASIL. Projeto Radam. Folha SB. 23 – Teresina e parte da folha SB 24 – Jaguaribe; **Geologia; Geomorfologia.** Rio de Janeiro, SUDENE, 1973, v. 2.

CHRISTOFOLETTI, Antonio. Análise morfométrica das bacias hidrográficas. **Notícia Geomorfológica.** Campinas, DG-Universidade Católica, 9 (18): 35-64, 1969.

_____. **Geomorfologia.** São Paulo, Edgard Blucher, 1971, 149p.

_____. **O canal fluvial.** São Paulo, Edgard Blucher, 1971 (Geomorfologia Fluvial, 1).

CHRISTOFOLETTI, Antonio & Pentead, M. Margarida. Cronologia relativa do quartenário na depressão periférica paulista. **Notícia Geomorfológica,** Campinas, DG-Universidade Católica, 10 (19): 35-46, 1970.

CHRISTOFOLETTI, Antonio et alii. Análise comparativa e classificatória de bacias hidrográficas paulistas. **Geomorfologia,** São Paulo, IG-USP, (45): 1-9, 1974.

COMISSÃO ESTADUAL DE PLANEJAMENTO AGRÍCOLA (CEPA-PI). **Diagnóstico Agropecuário do Estado do Piauí.** Teresina, 1973, v. 2, p. 19-159.

_____. **Plano Anual de Produção e Abastecimento (PAPA – 1976).** Teresina, 1975. 197p.

COOKE, R. U. & Doornkamp, J. C. **Geomorphology in environmental management.** Oxford, Clarendon, 1977. 413 p.

CRUZ, Valdemir B. de & França, Hélio P. Macedo de. **Inventário hidrogeológico básico do Nordeste.** Folha 14, Jaguaribe-SO, Recife, SUDENE, Div. de Reprografia, 1970, 150 p. e mapa. (Brasil, SUDENE, Hidrogeologia, 31).

CUNHA, Francisco M. Bezerra de. Utilização de Mosaicos Radargramétricos do delineamento de estruturas regionais. In: - **Anais do XXXI Congresso da Sociedade Brasileira de Geologia.** Camburiú-SC, 1980, v. 1, p. 300-306.

CUNHA, Francisco M. Bezerra de & Carneiro, Raul G. Interpretação fotogeológica do centro-oeste da bacia sedimentar do Maranhão. In: - **Anais do XXVI Congresso Brasileiro de Geologia,** p. 65-79.

DAVIS, John C. **Statistics and data analysis in geology.** New York, John Miley & Sons, 1973, 550 p.

DOORNKAMP, John C. & King, Cuchaine A. M. **Numerical analysis in geomorphology.** New York, St. Martin's, 1971.

FERREIRA, Evaldo Osório. **Carta tectônica do Brasil.** Rio de Janeiro, DNPM-MME, 1971. 19 p.

FONSECA, Jairo S. da & Martins, G. de Andrade. **Curso de estatística.** 2. ed., São Paulo, Atlas, 1975. 165 p.

FUNDAÇÃO CENTRO DE PESQUISAS ECONÔMICAS E SOCIAIS DO PIAUÍ / INSTITUTO BRASILEIRO DE DESENVOLVIMENTO FLORESTAL – DE-PI. **Estudo para delimitação do distrito florestal do Piauí.** Teresina, 1977. 73 p.

FUNDAÇÃO E INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Brasil; carta internacional do mundo ao milionésimo. Rio de Janeiro, 1972. f. 17 e 18.

- GUERRA, Antônio Teixeira. **Dicionário Geológico-Geomorfológico**. Rio de Janeiro, IBGE, 1969.
- GUERRA, Antonio José Teixeira. Considerações a respeito da importância da geomorfologia no manejo ambiental. **Boletim Geográfico**. Rio de Janeiro, 36 (258-259): 60-77, jul/dez., 1978.
- IRIONDO, Martin H. Geomorfologia cuantitativa de lãs cabacaras Del rio Cararanã. Buenos Aires, s. ed., 1973. **Separata de Actas Del Quinto Congresso Geológico Argentino, Buenos Aires, (5): 139-147, 1973.**
- KING, Cuchaine A. M. **Techniques in geomorphology**. London, Edward Arnold, 1975. 342 p.
- LEAL, José de Meneses. Inventário hidrogeológico básico do nordeste. Folha 8: Teresina-NE. Recife, SUDENE-Div. de Reprografia, 1977. 169 p. e mapa. (**Brasil, SUDENE, Hidrogeologia, 52**).
- LEAL, Onofre. Inventário hidrogeológico básico do nordeste. Folha 9: Jaguaribe-NO. Recife, SUDENE, Div. Documentação, 1970, 144 p e mapa. (**Brasil, SUDENE, Hidrogeologia, 29**).
- LINS, Rachel Caldas. **Bacia do Parnaíba: aspectos fisiográficos**. Recife, IJNPS, 1978, 172 p.
- MENDES, Josué C. **Geologia do Brasil**. Rio de Janeiro, INL, 1971.
- MOREIRA, Amélia A. Nogueira. Geomorfologia. IN: - **Atlas do Ceará**. Fortaleza, IBGE, 1973. s. p.
- _____. Relevos. In: - **Geografia do Brasil; Região Nordeste**. Rio de Janeiro, IBGE, 1977. v. 2. p. 1-45.
- ORELLANA, Margarida M. Penteados. A geomorfologia no planejamento do meio ambiente (Geomorfologia Ambiental). **Notícia Geomorfológica**. Campinas, 16 (31): 3-15, jun., 1976.
- PENTEADO, Margarida M. **Fundamentos de geomorfologia**. Rio de Janeiro, IBGE, 1970. 141 p.
- RUHE, Robert V. **Geomorphology**. Boston, Houghton Mifflin, 1975. 246 p.
- SMALL, Horatio L. **Geologia e suprimento d'água subterrânea no Piauí e parte do Ceará**. Rio de Janeiro, Imprensa Inglesa, 1913.
- TRICART, Jean. A geomorfologia nos estudos integrados de ordenação do meio natural. **Boletim Geográfico**. Rio de Janeiro, IBGE, 34 (251): 15-42. out/dez., 1976.
- VIERS, Georges. **Geomorfologia**. Barcelona, Oikos-tan, 1973, 320 p.
- WERNICK, Eberhard & Sinelli, Osmar. Análise estrutural em geomorfologia. **Notícia Geomorfológica**. Campinas, 10 (20): 39-54, dez., 1970.
- XAVIER DA SILVA, Jorge. Unidades de manejo ambiental: a contribuição geomorfológica. In: - **Anais do 3º Encontro Nacional de Geógrafos**, Fortaleza, 1978. p. 103-4.
- _____. Projeto "logos I" – **Sepeitiba; relatórios 1-3**, Rio de Janeiro, FEEMA, 1977, (mimeo). s. p.
- XAVIER DA SILVA & PEREIRA, M. Luiza F. Um exemplo de análise numérica em geomorfologia. **Anuário do Instituto de Geociências**, CCMN/UFRJ, Rio de Janeiro, 1977.