



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**“FATORES CONTROLADORES DO QUIMISMO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DA
REGIÃO NORDESTE DO PARÁ”.**

TESE APRESENTADA POR

ELIENE LOPES DE SOUZA

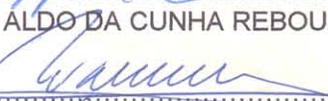
Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em
Ciências na Área de GEOQUÍMICA.

Data de Aprovação 11 / 10 / 1996

Comitê de Tese:


.....
WATERLOO NAPOLEÃO DE LIMA (Orientador)


.....
ALDO DA CUNHA REBOUÇAS


.....
WALDIR DUARTE COSTA


.....
ANTONIO DOS SANTOS


.....
BASILE KOTSCHOUBEY

BELÉM

A João

Gustavo, Ricardo e João Henrique

AGRADECIMENTOS

Para a conclusão deste trabalho contei com o apoio de várias pessoas. Entretanto, algumas destas foram particularmente importantes e sem elas certamente não teria conseguido transpor todos os obstáculos encontrados ao longo do caminho. Estas pessoas são

O meu orientador, professor Waterloo Napoleão de Lima, pela confiança que depositou em mim, estimulando-me a caminhar sozinha, porém sempre pronto às discussões, dentro de um relacionamento aberto e amigável.

O professor Basile Kotschoubey que sempre acreditou e valorizou o meu trabalho, orientou a redação do texto, apontando falhas, levantando questões e induzido-me a procurar respostas. Sem dúvida, qualquer mérito que esse trabalho possa ter é em grande parte devido à sua contribuição.

Antonio Carlos Tancredi pelas publicações que me conseguiu mas, sobretudo, pela sua amizade e pela paciência que teve para esclarecer as minhas frequentes dúvidas. Com o seu grande conhecimento no domínio das águas subterrâneas foi o meu socorro mais seguro nessa área.

Os Drs. Aldo Rebouças, Waldir Duarte Costa e Antônio dos Santos, integrantes da banca examinadora, pelas sugestões dadas

quando do exame de qualificação, as quais nortearam melhor o rumo do trabalho.

O meu filho Gustavo pela digitalização dos desenhos da tese.

Os estudantes de Química, Alacid e Afonso, pelo auxílio nos trabalhos de laboratório.

Suely, auxiliar imprescindível, que se responsabilizou pelos trabalhos domésticos durante o realização desta tese.

Principalmente meu companheiro João, apoio certo e seguro nas horas de insegurança.

Agradeço ainda ao CNPq pela concessão da bolsa durante o trabalho e ao Centro de Geociências pelo apoio às viagens de campo e aos trabalhos de laboratório.

SUMÁRIO

PÁG

RESUMO.....	1
ABSTRACT.....	3
1 INTRODUÇÃO.....	5
1.1 APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS.....	5
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	6
1.3 RELEVÂNCIA.....	8
2 METOLOGIA.....	11
2.1 ETAPAS DE TRABALHO.....	11
2.2 AMOSTRAGEM DE ÁGUAS, ROCHAS E SOLOS.....	12
2.3 LOCAIS DE AMOSTRAGEM.....	15
2.3.1 Considerações Gerais.....	15
2.3.2 Áreas Metavulcanossedimentar(Serra do Piriá) e de Cober- tura Laterítica Sobre Ultramafitos(Ilha de Itacupim).....	15
2.3.3 Área do Domínio Metassedimentar(Santa Luzia).....	19
2.3.4 Área do Domínio Granítico(Tracuateua).....	20
2.3.5 Área do Domínio Sedimentar Barreiras e Pirabas (Tauarí e Salinópolis).....	21
2.4 MEDIDAS FÍSICO-QUÍMICAS E ANÁLISES EM CAMPO.....	23

2.5 TRABALHOS DE LABORATÓRIO.....	25
2.5.1 Análises dos Solos e das Rochas.....	25
2.5.2 Análises das Águas.....	28
3 FISIOGRAFIA/ASPECTOS SÓCIO-ECONÔMICOS.....	30
3.1 GEOMORFOLOGIA.....	30
3.2 CLIMA E VEGETAÇÃO.....	30
3.3 SOLOS.....	33
3.4 ASPECTOS SÓCIO-ECONÔMICOS.....	33
4 QUADRO GEOLÓGICO	35
4.1 GEOLOGIA REGIONAL.....	35
4.1.1 Considerações Gerais.....	35
4.1.2 Pré-Cambriano a Eo-Paleozóico.....	35
4.1.3 Cenozóico.....	39
4.1.4 Estruturas e Metamorfismo.....	40
4.2 GEOLOGIA LOCAL.....	41
4.2.1 Granitos.....	42
4.2.2 Formações Gurupi e Santa Luzia.....	43
4.2.3 Coberturas Cenozóicas.....	43
4.2.3.1 Formação Pirabas.....	43
4.2.3.2 Grupo Barreiras.....	44
4.2.3.3 Depósitos Pleistocênicos e Holocênicos.....	46
4.2.4 Lateritas Fosfáticas.....	46

4.2.4.1 Laterita Fosfática da Serra do Piriá.....	46
4.2.4.2 Laterita Fosfática de Itacupim.....	47
5 ESTUDO DAS ROCHAS E SOLOS.....	50
5.1 GENERALIDADES.....	50
5.2 ROCHAS E SOLOS DA SERRA DO PIRIÁ E DA ILHA DE ITACUPIM....	51
5.2.1 Laterita Pseudo-Pisolítica a Brechóide(Serra do Piriá.....	52
5.2.2 Saprólito(Serra do Piriá).....	56
5.2.3 Clorita-Chert(Serra do Piriá).....	58
5.2.4 Horizonte de Transição sobre Rochas Ultramáficas (Ilha de Itacupim).....	59
5.2.5 Solos.....	61
5.3 ROCHAS E SOLOS DA ÁREA DE SANTA LUZIA.....	65
5.3.1 Solos.....	68
5.4 GRANITO DE TRACUATEUA E SEUS PRODUTOS DE ALTERAÇÃO.....	69
5.4.1 Solos.....	72
5.5 PRODUTOS DE ALTERAÇÃO DOS SEDIMENTOS PIRABAS E/OU BARREIRAS(TAUARÍ E SALINÓPOLIS).....	75
6 ESTUDO DAS ÁGUAS.....	77
6.1 TRABALHOS ANTERIORES.....	77
6.2 PARÂMETROS FÍSICOS, FÍSICO-QUÍMICOS E QUÍMICOS/ CONSIDERAÇÕES GERAIS.....	84

6.2.1 Condutividade Elétrica.....	84
6.2.2 pH.....	85
6.2.3 Alcalinidade.....	86
6.3 PARÂMETROS DAS ÁGUAS ESTUDADAS.....	88
6.3.1 Águas da Zona Saprolítica(Serra do Piriá) e do Horizonte de Transição(Serra do Piriá e Ilha de Itacupim).....	88
6.3.2 Águas do Domínio Metassedimentar(Santa Luzia).....	90
6.3.3 Águas do Domínio Granítico(Tracuateua).....	91
6.3.4 Águas do Domínio Sedimentar Barreiras e Pirabas(Tauari e Salinópolis).....	98
6.4 ORIGEM DOS SOLUTOS COM BASE NOS RESULTADOS ANALÍTICOS....	100
6.4.1 Relações Iônicas.....	100
6.4.1.1 Relações Cl:Na e Cl:(Na+K).....	103
6.4.1.2 Relações HCO ₃ /Ca e HCO ₃ /(Ca+Mg).....	108
6.4.2 Variações dos Teores dos Constituintes Principais e Pluviosidade nos Períodos de Amostragem.....	113
6.4.2.1 Considerações Gerais.....	113
6.4.2.2 Águas da Zona Saprolítica(Serra do Piriá).....	115
6.4.2.3 Águas da Interface Horizonte de Transição/ Metavulcanossedimentos(Serra do Piriá).....	120
6.4.2.4 Águas da Interface Horizonte de Transição/Ultramafitos (Ilha de Itacupim).....	124
6.4.2.5 Águas do Domínio Metassedimentar(Santa Luzia).....	126
6.4.2.6 Águas do Domínio Granítico(Tracuateua).....	128

6.4.2.7 Águas do Domínio Sedimentar Barreiras e Pirabas (Tauari e Salinópolis).....	134
6.4.3 Diagramas de Stiff.....	140
6.4.4 Diagramas Triangulares	144
6.4.4.1 Águas Cloretadas-sódicas.....	147
6.4.4.2 Águas Bicarbonatadas-cálcicas e Mistas.....	148
6.4.4.3 Águas Sulfatadas-sódicas.....	149
6.4.5 Diagramas de Collins.....	149
6.5 EQUILÍBRIOS TERMODINÂMICOS.....	153
6.5.1 Equilíbrio com Sílica.....	153
6.5.2 Equilíbrio com Calcita.....	157
6.5.3 Equilíbrios de Silicatos.....	160
7 CONCLUSÕES.....	166
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	172

RESUMO

Neste trabalho, desenvolvido na região nordeste do Pará, foram determinados os fatores controladores do quimismo de águas de nascentes e de poços, a maioria das quais abastece moradores de pequenas localidades do interior. São águas de aquíferos constituídos pelos produtos de alteração de granitos (Tracuateua), metassedimentos (Santa Luzia), metavulcanossedimentos (serra do Piriá) e apatita-hornblendito (ilha de Itacupim). Águas em contato com calcários (Tauarí e Salinópolis) também foram estudadas.

As coletas foram realizadas em zonas restritas com vegetação do tipo Hiléia Amazônica, e em zonas de capoeira ou desmatadas, nos anos de 1992 (estação seca), 1993 (estações chuvosa e seca), 1994 (estação chuvosa) e 1995 (estações chuvosa e seca).

O estudo petrográfico e mineralógico dos produtos de alteração e, em alguns casos, das rochas matrizes, mostrou a possível influência desses materiais sobre o quimismo das águas. Permitiu ainda caracterizar os processos pedogenéticos atuantes nos diferentes domínios e avaliar a potencialidade destes para fins de ocupação.

Nas áreas de Tracuateua, Santa Luzia e na zona saprolítica da serra do Piriá, os aquíferos são formados por produtos de alteração bastante evoluídos, constituídos essencialmente por quartzo, caolinita e oxi-hidróxidos de ferro. Na interface vulcanossedimentos/saprólito (serra do Piriá) ou apatita-hornblendito/saprólito (ilha de Itacupim), ocorrem minerais primários como biotita, clorita ou apatita. A camada superior (profundidade ≤ 20 cm) dos solos dessas áreas mostra-se pobres em bases, com pH próximo de 5,0. Os produtos de alteração do calcário são saturados em bases, com pH $\cong 8,0$, sendo constituídos por quartzo, caolinita e calcita em menor proporção.

A natureza da cobertura vegetal reflete-se no teor de matéria orgânica nos solos, chegando a 12% nas áreas preservadas e a menos de 3% nas mais degradadas.

As águas associadas com os produtos mais intemperizados, são cloretadas-sódicas, ácidas (pH médio 4,4), pobres em solutos (STD < 30 ppm), sendo os íons maiores principalmente de origem pluvial. O contato com produtos menos alterados, derivados dos metavulcanossedimentos e do apatita-hornblendito, eleva os teores de bases, de sílica ou de fosfato, que provêm, sobretudo, da hidrólise de minerais primários como albita, biotita, clorita ou apatita.

Nas águas das áreas calcárias a relação $Ca+Mg:HCO_3 \cong 1$ reflete a dissolução dos carbonatos. São águas bicarbonatadas-cálcicas, ricas em solutos (STD médio $\cong 230$ ppm), com pH próximo de 7,0, as quais apresentam uma sensível diluição nos períodos chuvosos. Quando em contato com níveis argilosos contendo pirita, tornam-se sulfatadas-sódicas e ácidas (pH $\cong 5,0$).

Aerossóis marinhos, detritos vegetais e águas domésticas são fontes localizadas de solutos, enquanto que ácidos orgânicos, além da pobreza em bases, são responsáveis pelo caráter ácido das águas.

Na camada superior do solo das áreas mais degradadas ocorre um enriquecimento relativo em quartzo em decorrência da desestabilização da caolinita e/ou do seu transporte em suspensão. A montmorilonita se forma em área granítica, com vegetação primária, onde as bases e a sílica sofrem uma lixiviação menos intensa. O aproveitamento das áreas degradadas para agricultura exige a reposição de nutrientes

Onde sedimentos areno-argilosos recobrem o calcário, o pH é $\cong 5$, fato que possibilita um melhor aproveitamento, pelas plantas, dos nutrientes de origem marinha, abundantes no calcário.

ABSTRACT

This work was carried out in the northeastern region of Pará State with the purpose of studying the factors that control the chemism of both spring and well waters. They are waters of aquifers constituted of alteration products of granites (Tracuateua), metasediments (Santa Luzia), metavolcano-sediments (serra do Piriá) and apatite-hornblendite (ilha de Itacupim). Waters in contact with limestones were also studied. Most of these waters are used with local population supply purposes.

The waters were collected in restricted zones covered by Amazonian rainforest, in areas that support second growth vegetation (capoeira) and in jungle clearings. The collect period was 1992 dry season, 1993 dry and rainy seasons, 1994 rainy season and in 1995 dry and rainy season.

Petrographic and mineralogical study of alteration products and in some cases of the bedrock, indicate the possible influence of these materials in the water composition. The pedogenetics processes taking place in the studied zones were characterized. The potential of these zones for occupation purposes were also evaluated.

In Tracuateua, Santa Luzia and also in the Serra do Piriá saprolitic zone, the aquifers are formed by highly weathered products, constituted basically by quartz, kaolinite and iron oxi-hidroxides.

In the metavolcano-sediments/lithomarge or apatite-hornblendite/lithomarge interface, minerals like biotite, albite or apatite are frequents. The upper layer (≤ 20 cm deep) of the soils in these areas is poor in bases and displays a pH value of about 5,0. The alteration products of calcareous are base saturated, presenting pH about 8,0 and are constituted of quartz and kaolinite, with calcite in small proportion. The content of

organic material in soils, about 12% in preserved areas and less than 3% in degraded areas, reflects the nature of the vegetal coverage.

Waters in contact with the most weathered products are chloride and sodium rich, acidic (average pH 4,4), poor in solutes (TDS < 30 ppm), mainly of pluvial origin. Waters in contact with less altered products, derived from metavolcano-sediments and apatite-hornblendite, raise the base, silica or phosphate content, which are derived principally from the hydrolysis of primary minerals.

In waters from calcareous areas the relation $\text{HCO}_3:\text{Ca}+\text{Mg}\cong 1$ indicates carbonates dissolution. They are calcium and bicarbonate rich, rich in solutes (average TDS $\cong 230$ ppm), and presents pH value about 7,0. When in contact with clay layers that contains pyrite, waters becomes sodium and sulphate rich and acidic (pH $\cong 5,0$).

Marines aerosols, vegetal detritus and domestic waste waters are localized sources of solutes, while the organic acids, together with the scarcity of bases, are responsible for water acidity.

The upper layer of the soils of the degraded areas shows intense eluviation with subsequent relative enrichment in quartz. The use of these lands for agricultural purposes requires nutrient reposition.

Where sandy-clay sediments cover limestones, the pH value is about 5, what enables the plants to take more efficiently the marine nutrients which abound in the calcareous sediments.

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS

O presente trabalho foi desenvolvido no nordeste do estado do Pará, onde o substrato geológico compreende granitos, metamorfitos, coberturas cenozóicas, além de lateritas ferruginosas e fosfáticas desenvolvidas sobre metassedimentos ou rochas ultramáficas. Nessas áreas ocorrem zonas restritas de vegetação primária preservada, zonas de capoeira, bem como setores cultivados e desmatados.

Procurou-se através deste estudo caracterizar quimicamente as águas de aquíferos freáticos, bem como determinar os fatores controladores do quimismo dessas águas nas áreas acima referidas. As águas foram coletadas nos anos de 1992 (estação seca), 1993 (estações chuvosa e seca), 1994 (estação chuvosa) e 1995 (estações chuvosa e seca). Foram determinados os teores dos constituintes maiores, de sólidos totais dissolvidos, os valores de pH e de condutância específica. Dentre os fatores controladores do quimismo das águas foram enfocados, em cada subárea, o tipo de rocha e/ou solo dominante, a pluviosidade, a natureza dos argilominerais e a quantidade de matéria orgânica contida no solo.

Também foi avaliado o quadro supergênico nos diferentes ambientes estudados. Essa avaliação fundamentou-se no estudo dos

equilíbrios químicos entre a água e os minerais primários e/ou neoformados presentes nas rochas e em seus produtos de alteração. A avaliação citada foi reforçada com um estudo petrográfico das rochas dominantes em cada subárea. Nesse estudo, foram ressaltadas, principalmente, as transformações mineralógicas.

Procurou-se também fazer uma caracterização preliminar dos solos das áreas enfocadas, em particular da camada superior, (0-20cm), com base, principalmente, na sua composição mineralógica e no seu teor de matéria orgânica. Objetivou-se, assim, identificar possíveis variações nas características dos solos, em função de diferenças na composição da rocha-matriz e/ou na natureza da cobertura vegetal.

Finalmente, integrando os resultados dos estudos supracitados, procurou-se fazer uma avaliação preliminar da potencialidade das áreas estudadas para fins de ocupação.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área estudada situa-se na Mesorregião do Nordeste do Pará (BRITO & MAUÉS, 1992) incluindo municípios das Microrregiões Bragantina, do Salgado e do Guamá (Figura 1.1). Na primeira, estão incluídos os municípios de Capanema, Bragança e Augusto Correa; na Microrregião do Salgado, o município de Salinópolis; e na do Guamá, os municípios de Santa Luzia e Viseu.

A área possui uma malha rodoviária pouco densa, porém relativamente bem distribuída, e é cortada pela BR-316 (Pará-Maranhão) e por rodovias estaduais que interligam os principais municípios. Assim sendo, é fácil o acesso aos pontos estudados ou a locais próximos a estes. No caso da ilha de Itacupim, no município de Viseu, o acesso é feito de barco, a partir de Limondeua, lugarejo situado a cerca de 2km de Viseu.

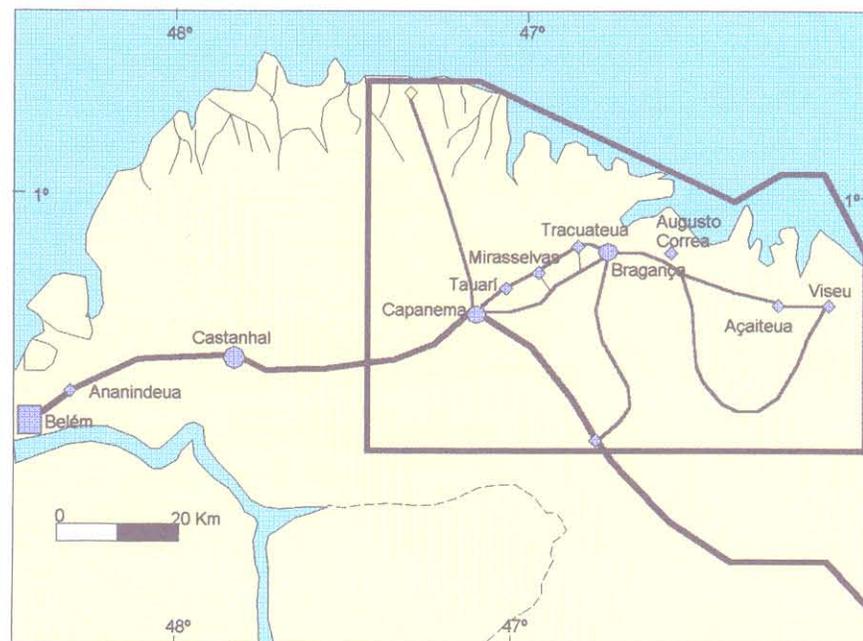


Figura 1.1: Localização da área estudada.

1.3 RELEVÂNCIA

A região nordeste do Pará vem sendo submetida a um processo de intensa degradação, resultante da ocupação desordenada e do aproveitamento predatório dos seus bens naturais. Esse processo já perdura por mais de 70 anos e se traduz, principalmente, pela remoção quase total da cobertura vegetal primária, do tipo Hiléia Amazônica. Desta, restam apenas alguns vestígios formando "bolsões" isolados em vastas áreas bastante degradadas. Dentre as causas do desflorestamento, ressaltam-se programas de colonização que atraíram pequenos agricultores de outras regiões, particularmente do nordeste do País. Esses colonos passaram a derrubar e queimar a floresta para a implantação de seus roçados. A substituição da vegetação primária por culturas de subsistência levou a um esgotamento progressivo dos solos, antes mantidos através da reciclagem dos nutrientes derivados da decomposição dos restos vegetais, gerados pela própria floresta.

A região em apreço tem potencial para tornar-se um significativo polo agropecuário. Tal consideração é devida, principalmente, à proximidade de Belém, importante centro consumidor, e à existência de uma malha rodoviária razoável. A viabilização do referido polo permitiria ao Estado sair da dependência externa, quase total, referente aos produtos

agrícolas e laticínios. Sobretudo, ofereceria melhores condições de vida ao povo da região, fixando-o ali.

Entretanto, uma ocupação racional e ordenada daquela região precisa ser fundamentada no conhecimento dos seus recursos básicos, particularmente das águas e dos solos.

No caso dos recursos hídricos, é importante conhecer não apenas a disponibilidade de água para os diversos fins, como também a qualidade dessa água. Não adianta, p. ex., garantir água em abundância para o abastecimento da população, se a qualidade da água oferecida não atende aos padrões de potabilidade. Neste caso, a má qualidade pode ser uma característica resultante de fatores naturais, como o clima, a interação rocha-água, ou decorrente de ação antrópica.

Na região considerada, a mudança do meio físico, associada aos desmatamentos, pode induzir, indiretamente, mudanças no quimismo das águas. No que se refere às águas subterrâneas, as que primeiro refletem os efeitos dos desmatamentos são as dos aquíferos mais rasos, aqui estudados. A remoção da cobertura vegetal expõe o solo à ação direta da chuva, favorecendo o escoamento superficial, aumentando a erosão física, a compactação, e reduzindo as taxas de infiltração das águas pluviais. Assim sendo, a recarga dos aquíferos freáticos pode ser comprometida. Destaca-se que a água desses aquíferos contribui, em suas áreas de descarga, para a alimentação dos cursos d'água,

nas bacias onde estão inseridos, particularmente nos períodos de baixa pluviosidade.

No que concerne aos solos, embora a rocha matriz exerça um controle significativo sobre as características dos mesmos, outros fatores também são importantes. Dentre estes destacam-se o relevo, o clima, o tipo de cobertura vegetal, o tempo e a ação antropogênica. Sabe-se, por exemplo, que em caso de desmatamento a consequência mais imediata é uma significativa remoção dos argilominerais e da matéria orgânica da parte superior do solo. Essa remoção afeta a capacidade de troca iônica deste último e, assim, a obtenção de nutrientes pelas plantas. A diminuição da quantidade de nutrientes nos solos implica, portanto, na redução da fertilidade dos mesmos e, conseqüentemente, da produtividade e rentabilidade das culturas. Assim sendo, o conhecimento da composição mineralógica e do teor de matéria orgânica nos solos representa um ponto de partida para a elaboração futura de cartas de potencialidade do solo.

Na área enfocada, inexistem trabalhos recentes no domínio dos assuntos abordados no presente estudo. Dessa forma, os resultados obtidos contribuirão para o conhecimento das águas subterrâneas e dos solos da região, bem como dos processos pedogenéticos ali atuantes. Acredita-se que tais resultados poderão ser úteis em programas de ocupação, recuperação e/ou preservação dos recursos naturais da região, particularmente os hídricos e edáficos.

2 METODOLOGIA

2.1- ETAPAS DE TRABALHO

As atividades de campo foram precedidas por um levantamento bibliográfico abrangente envolvendo trabalhos na área de interesse à pesquisa. A partir daí, foram definidos os objetivos do estudo e as etapas de trabalho.

A escolha dos locais de amostragem baseou-se principalmente nos mais recentes trabalhos sobre a geologia da região e nas características fisiográficas locais, principalmente o tipo de cobertura vegetal. Nos domínios selecionados foram localizadas nascentes, em geral utilizando-se informações de moradores locais. Coletou-se água de poços escavados, com profundidade em geral em torno de 6 m. Em alguns locais coletou-se também água de poços tubulares rasos, normalmente formando baterias.

A determinação do tipo de nascente e de aquífero fundamentou-se na associação dos dados geológicos disponíveis (mapas e perfis) com as características fisiográficas locais (solo e relevo).

2.2- AMOSTRAGEM DE ÁGUAS, ROCHAS E SOLOS

Os pontos de amostragem de água estão indicados na Figura 2.1. Nesses locais, sempre que possível, foram coletadas amostras da camada superior do solo (profundidade ≤ 20 cm), bem como da(s) rocha(s) aflorante(s) nas proximidades, destinadas a estudos posteriores em laboratório.

As águas foram coletadas na estação seca de 1992 (outubro), nas estações chuvosa e seca de 1993 (abril e outubro, respectivamente), no final do período chuvoso de 1994 (junho) e nas estações chuvosa e seca de 1995 (abril e outubro). Na tabela 2.1 estão indicadas as amostras coletadas em cada um desses períodos. A ampliação do número de amostras, a partir de 1993, foi decidida em função dos resultados obtidos na primeira fase de coleta. A eliminação de alguns pontos, em determinados períodos (Tabela 2.1), deveu-se a fatores diversos como, por exemplo, a dificuldade de acesso (caso da ilha de Itacupim), utilização da nascente para dessedentação de gado em alguns períodos secos (caso da nascente da CIBRASA), evidência de contaminação de origem doméstica (caso do poço escavado em Santa Luzia).

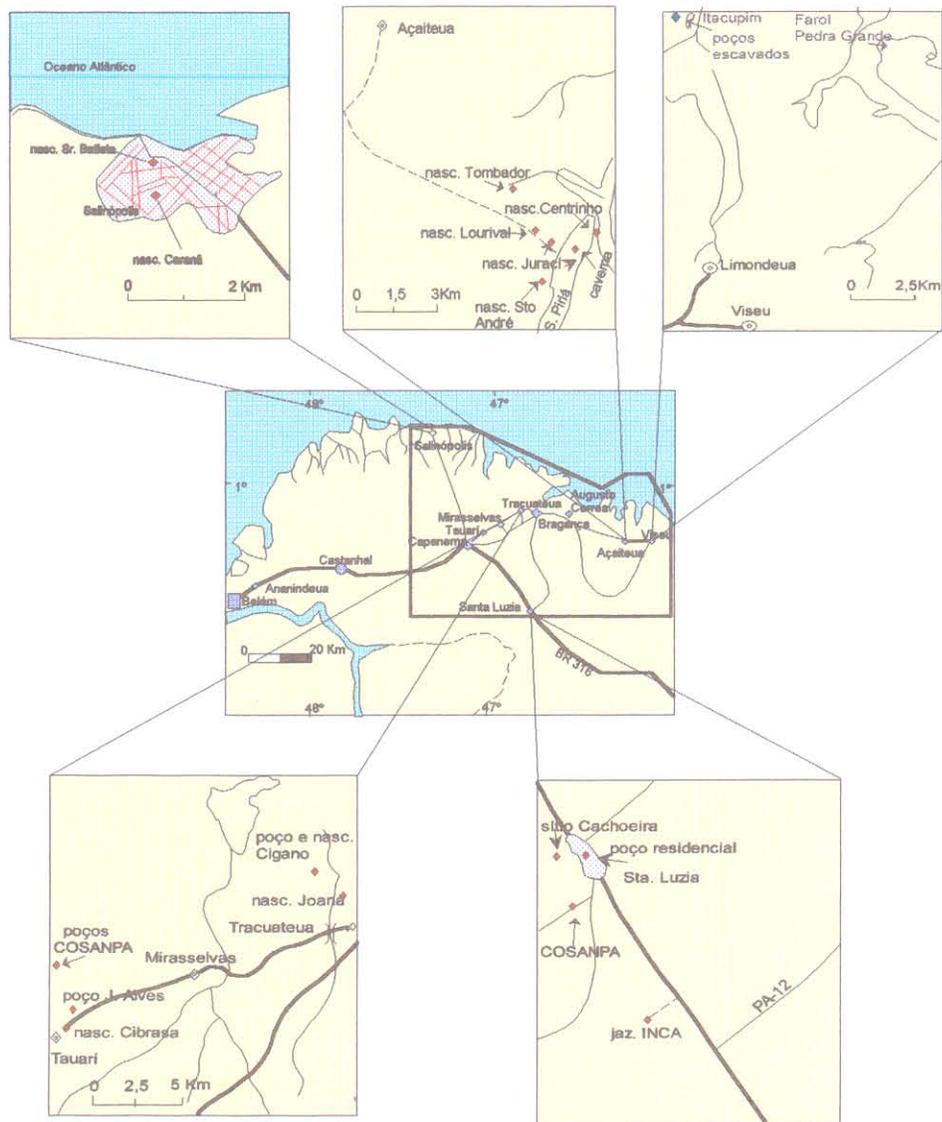


Figura 2.1: Locais de amostragem de águas, rochas e solos.

Tabela 2.1: Amostras coletadas em cada fase de amostragem. (1): número de nascentes ou poços amostrados

Ano	Período	Local	Material associado	Origem	Total de amostras
1992	outubro	S. do Piriá S. do Piriá Tracuateua Tauari Salinópolis	Saprólito hz. trans./vulcanoss. Manto alteração/granito G.Barreiras/F.Pirabas G.Barreiras/F.Pirabas	nasc.(3) nasc.(1) nasc.(2) ; poço escav(1). nasc.(1); poços tub/bateria(1) nasc.(2)	11
1993	abril	S. do Piriá S. do Piriá S. do Piriá S. do Piriá Tracuateua Tauari Salinópolis Sta. Luzia	Saprólito hz. trans./vulcanoss. Crosta laterítica ----- Manto alteração/granito G. Barreiras/F.Pirabas G. Barreiras/F.Pirabas manto alteração/metass.	nasc. (3) nasc.(2) fissuras em caverna (1) água de chuva(1) nasc. (2); poço escav.(1) nasc.(1); poços tub/bateria(1); poço tub. (1) nasc.(2) nasc.(2); poços escav.(2); poços tub/bateria(1).	20
1993	outubro	S. do Piriá S. do Piriá Tracuateua Tauari Salinópolis Sta. Luzia Itacupim	Saprólito hz. trans./vulcanoss. Manto alteração/granito G. Barreiras/F.Pirabas G. Barreiras/F.Pirabas manto alteração/metass. hz. trans./ultramáfica	nasc. (3) nasc.(2) nasc. (2); poço escav.(1) poços tub/bateria(1); poço tub. (1) nasc.(2) nasc.(2); poços escav.(2); poços tub/bateria(1) poços escavados(2)	19
1994	junho	S. do Piriá S. do Piriá Tracuateua Tauari Salinópolis Sta. Luzia	Saprólito hz. trans./vulcanoss. Manto alteração/granito G. Barreiras/F.Pirabas G. Barreiras/F.Pirabas manto alteração/metass.	nasc. (3) nasc.(2) nasc. (2); poço escav.(1) nasc.(1); poço tub(1); poços tub. /bateria nasc.(2) nasc.(2); poço escav.(1); poços tub/bateria(1)	16
1995	abril	S. do Piriá S. do Piriá Tracuateua Tauari Salinópolis Sta. Luzia Itacupim	Saprólito hz. trans./vulcanoss. Manto alteração/granito G. Barreiras/F.Pirabas G. Barreiras/F.Pirabas manto alteração/metass. hz. trans./ultramáfica	nasc. (3) nasc.(2) nasc. (2); poço escav.(1) nasc.(1); poço tub(1); nasc.(2) nasc.(2); poço escav.(1); poços tub/bat.(1);poço tub.(1) poços escav.(2)	19
1995	outubro	S. do Piriá S. do Piriá Tracuateua Tauari Salinópolis Sta. Luzia	Saprólito hz. trans./vulcanoss. Manto alteração/granito G. Barreiras/F.Pirabas G. Barreiras/F.Pirabas manto alteração/metass.	nasc. (3) nasc.(2) nasc. (1); poço escav.(1) poço tub(1); poços tub./bat.(1) nasc.(2) nasc.(2); poço escav.(1); poços tub/bateria.(1)	15

2.3- LOCAIS DE AMOSTRAGEM

2.3.1- Considerações Gerais

As principais características fisiográficas e litológicas dos locais de amostragem, bem como os dados referentes às nascentes e poços escavados estão resumidos na Tabela 2.2. No que se refere às nascentes, a vazão foi medida apenas naquelas onde foi possível utilizar o método volumétrico. Para tanto, utilizou-se um recipiente de 10 litros. Os valores indicados na tabela 2.2 foram obtidos nos períodos seco e chuvoso de 1995. Nas demais nascentes, tentou-se medir a vazão utilizando o método do vertedor triangular (SUDENE, 1972). Nesses casos, porém, os resultados obtidos não foram considerados satisfatórios. A altura do nível d'água nos poços escavados, apresentada na Tabela 2.2, foi obtida nos períodos seco e chuvoso de 1995.

2.3.2-Áreas Metavulcanossedimentar(Serra do Piriá) e de Cobertura Laterítica sobre Ultramafitos(Ilha de Itacupim)

Na serra do Piriá as águas foram coletadas em cinco nascentes situadas em perfis lateríticos desenvolvido sobre uma sequência metavulcanossedimentar.

Tabela 2.2: Resumo das características fisiográficas e litológicas dos locais de amostragem.

Locais de amostragem	Material associado/	Vazão (m ³ /s)	Prof. nível freático	Vegetação	Solo	Utilização
Piriá; nasc. Juraci	saprólito	seco/chuvoso	seco-chuv.			
Piriá; nasc. Lourival	saprólito	$1,5 \cdot 10^{-4} / 2,8 \cdot 10^{-3}$	----	± preservada	argiloso; cinza	cons. doméstico
Piriá; nasc. Centrinho	horiz. transição/ vulcanossedimentos	$2,26 \cdot 10^{-3} / >>>$	----	± preservada	argiloso; cinza	cons. doméstico
Piriá; nasc. Sítio André	saprólito	$3,9 \cdot 10^{-4} / 2,5 \cdot 10^{-3}$	----	capoeira/frutíferas	areno-argiloso; vermelho-amarelado	sem uso
Piriá; nasc. Tombador	saprólito	-----	----	± preservada	areno-argiloso; cinza	lav. de roupa
Itacupim; poço 1; 6m	horiz. transição/vulcanosse.	-----	----	capoeira	argiloso;cinza	sem uso
Itacupim; poço 2 ;10m	horiz. transição/ ultramáfica;	-----	9,0 - 7,5 5,0 - 4,0	frutíferas	areno-argiloso; avermelhado	cons. doméstico
Tracuateua(Joana)	manto alteração/granito	-----	----	± preservada	areno-argiloso;cinza	lav. de roupa
Tracuateua(Cigano)	manto alteração/granito	-----	----	± preservada	areno-argiloso;cinza	sem uso
Tracuateua poço Cigano ; 4m	manto alteração/granito	-----	1,7 - 0,5	±preservada	areno argiloso;cinza	lav. de roupa
Tauari, poços COSANPA; 6m	Barreiras/ Pirabas	-----	-----	±preservada	arenoso; creme	abast. público
Tauari; poço J. Alves 18m	Barreiras/Pirabas	-----	-----	ausente	arenoso;creme	cons. doméstico
Tauari nasc. CIBRASA	Fm. Pirabas	-----	-----	capoeira; palmeiras	areno-argiloso;cinza	cons. pelo gado
Salinópolis nasc. Batista	Pirabas/ Barreiras	-----	-----	frutíferas	arenoso; cinza	cons. doméstico
Salinópolis nasc. Caraná	Pirabas/Barreiras	$8,1 \cdot 10^{-4} / 1,65 \cdot 10^{-3}$	-----	frutíferas	arenoso;creme	cons. doméstico
Sta. Luzia poço rua Nova	manto alteração/ metassedimentos	-----	-----	ausente	areno-argiloso-creme	cons. doméstico
Sta. Luzia nasc. Cachoeira	manto alteração/ metassedimentos	-----	-----	capoeira	arenoso; cinza	sem uso
Sta. Luzia nasc. INCA	manto alteração/ metassedimentos	-----	-----	±preservada	arenoso; avermelhado	lav. roupa
Sta. Luzia poços COSANPA; 6m	manto alteração/ metassedimentos	-----	-----	±preservada	areno-argiloso; creme	abast.público
Sta. Luzia poço Cachoeira ; 6m	manto alteração/metass.	-----	5,0 - 1,3	capoeira;frutíferas	areno-argiloso; creme	cons. doméstico

Duas destas localizam-se no local conhecido como Jutai, no horizonte saprolítico(Tabela 2.1), a meia encosta da serra. Encontram-se mais especificamente nos sítios dos Srs. Juraci e Lourival. Nessa zona parece existir um nível de intensa circulação de águas subterrâneas, cuja interceptação pela topografia origina as referidas nascentes. No local aflora um saprólito amarelado, friável, que ainda preserva, em parte, a foliação primária, definida pela alternância de finos níveis quartzosos e goetíticos(ítem 5.2.2), estes últimos contendo caolinita subordinada. As referidas nascentes representam uma importante fonte de abastecimento para os poucos moradores do local. Considerando as vazões apresentadas na Tabela 2.2, vê-se que apenas a nascente do Sr. Lourival poderia abastecer, no período de baixa vazão, cerca de 1000 pessoas por dia(admitindo-se para cada pessoa um consumo médio diário de 200 litros, embora na zona rural, em geral, essa média seja menor).

Uma outra nascente situa-se no local conhecido como Santo André, igualmente no domínio do saprólito. A nascente constitui a cabeceira de um pequeno igarapé que forma, no local, uma limitada zona alagada.

As duas últimas localizam-se em zonas topograficamente baixas, uma próximo ao rio Piriá, no local conhecido como Centrinho, e a outra, no local denominado Tombador. A primeira nascente situa-se no sopé ocidental da serra a cerca de 500 metros do rio Piriá. Nessa área domina um material coluvial,

composto essencialmente de blocos de laterita provenientes do desmantelamento da crosta que capeia a serra. A nascente do Tombador situa-se em um dos vales que recortam a serra, e corresponde à cabeceira de um pequeno igarapé. No local aflora um clorita-chert(ítem 5.2.3). Na estação chuvosa de 93 foi também coletada a água que percola a crosta laterítica do topo da serra. Neste caso, a amostragem foi efetuada em uma caverna desenvolvida nessa crosta(Tabela 2.1). Em um dos períodos chuvosos, foi coletada uma amostra de água da chuva, com o objetivo de comparar a sua composição com a das demais águas estudadas.

Na ilha de Itacupim foram coletadas amostras em poços escavados, com 6 e 10 metros de profundidade. Os poços estão situam-se na vila de pescadores, na parte baixa do platô principal, conforme o esquema apresentado na Figura 2.2. Com base na profundidade dos poços e no afloramento do substrato alterado localiado na base da encosta oriental da elevação, estima-se que o nível aquífero possa se encontrar na interface entre o horizonte de transição(ítem 4.2.4.2) e a rocha matriz.

A possibilidade de influência da água do mar nos poços estudados em Itacupim foi avaliada, essencialmente, através do quimismo das águas. Nessa avaliação, não parece adequado a utilização do modelo hidrogeológico que define a circulação de águas meteóricas em ilhas oceânicas(Herzberg apud FERREIRA, 1993). Isto porque o referido modelo aplica-se aos meios homogêneos, diferentes, portanto, dos perfis lateríticos

maturados (item 4.1.4), cujos horizontes apresentam variações texturais marcantes, como fraturas, zonas de concreções, canais abertos por raízes, entre outras feições.

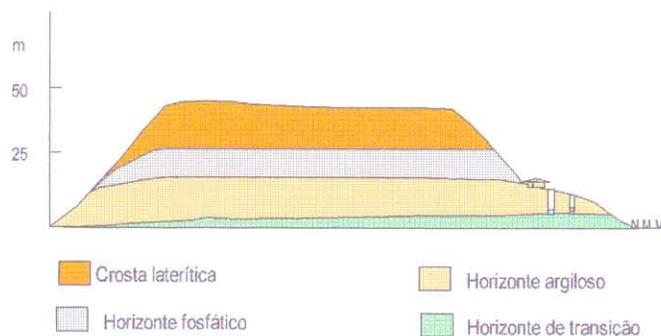


Figura 2.2: Seção geológica esquemática da ilha de Itacupim, com base em OLIVEIRA(1980)

2.3.3- Área do Domínio Metassedimentar (Santa Luzia)

Na área de Santa Luzia, onde dominam xistos e filitos, foram selecionados cinco pontos de amostragem, incluindo dois poços escavados, uma bateria de poços tubulares, além de duas nascentes (Tabela 2.1).

Uma das nascentes situa-se na área da jazida de sericita da Indústria Cerâmica da Amazônia (INCA), situada 5km a SE de Santa Luzia, próxima à BR-316. No local aflora um arenito ferruginoso, apresentando comumente uma textura brechóide devida à presença de fragmentos angulosos de quartzo de dimensões milimétricas a centimétricas, provenientes do desmantelamento do

material subjacente (item 5.5). A surgência situa-se, possivelmente, no contato entre esse arenito e os metamorfitos sotopostos. A nascente do sítio da Cachoeira, a cerca de 2 km a oeste de Santa Luzia, constitui a origem de um igarapé, onde aflora um xisto milonítico (item 5.5).

Um dos poços escavados, com 6m de profundidade, localiza-se na área urbana, na rua Nova N° 87 (numeração da SUCAM). Foi escavado em material argiloso, caolinítico. Esse poço encontra-se bem próximo à residência e aos locais de lavagem de louça e roupa. O outro poço, também com cerca de 6m de profundidade, localiza-se no sítio da Cachoeira, referido anteriormente. No local, ocorrem blocos centimétricos de xisto milonítico. Também são abundantes fragmentos de quartzo de dimensões variadas.

Os poços tubulares, do tipo ponteira, com profundidade de cerca de 6m, constituem a captação da Companhia de Saneamento do Pará (COSANPA), para o abastecimento público. Formam uma bateria na qual os poços são espaçados de cerca de 2m, segundo um arranjo retangular.

2.3.4- Área do Domínio Granítico (Tracuateua)

No município de Tracuateua, no domínio dos granitos, foram coletadas amostras de duas nascentes e de um poço escavado (Tabela 2.1) de 4 metros de profundidade. Os aquíferos são constituídos

pelos mantos de alteração desenvolvidos sobre os corpos graníticos. Trata-se, em termos gerais, de um material arenoso, contendo alguns fragmentos milimétricos a centimétricos, friáveis, de granito alterado (item 5.3). As nascentes encontram-se na origem de pequenos igarapés. Uma dessas nascentes situa-se na estrada que leva à pedreira Santa Mônica, no cruzamento com o ramal Santa Maria, no sítio da Sra. Joana. A outra nascente e o poço ficam na área da pedreira do Cigano.

2.3.5- Áreas do Domínio Sedimentar Barreiras e

Pirabas (Tauarí e Salinópolis)

No domínio da cobertura cenozóica, representada, essencialmente, pelo Grupo Barreiras e pela Formação Pirabas, as águas foram coletadas em nascentes e poços tubulares, nas áreas de Tauarí e Salinópolis (Tabela 2.1).

Das nascentes, duas estão localizadas na cidade de Salinópolis. Uma na residência do Sr. João Batista (rua Manoel Pedro de Castro), e outra, denominada Caranã, no parque de mesma denominação. O lençol d'água encontra-se no contato entre os sedimentos Barreiras e Pirabas. Ali existe uma intensa circulação de água subterrânea devido à diferença de permeabilidade entre os níveis arenosos do Grupo Barreiras e os argilosos e calcários da Formação Pirabas (IDESP, 1982).

A outra nascente encontra-se na localidade de Tauari, na área da antiga, hoje abandonada, pedreira de calcário da empresa Cimentos do Brasil S/A(CIBRASA). A nascente situa-se no contato entre solo e calcário, na origem de um pequeno igarapé.

Dos poços, um é particular enquanto que os demais, do tipo ponteira, integram uma bateria semelhante à de Santa Luzia, anteriormente descrita, e constituem a captação da COSANPA para o abastecimento público. Esses últimos poços estão localizados na nascente de um igarapé cuja água é represada em uma cisterna rasa, com cerca de 5m de largura por 10m de comprimento. A água assim represada contribui para a recarga do aquífero, sendo essa contribuição particularmente importante no período de maior estiagem, pois evita que o nível d'água sofra um rebaixamento muito significativo. Também com o objetivo de reduzir ao mínimo o rebaixamento e distribuí-lo entre os poços, estes são bombeados simultaneamente(utilizando-se uma única bomba). Destaca-se que antes das coletas realizadas em 1995 um novo poço, com 18m de profundidade, foi perfurado e interligado àqueles já existentes. Dessa forma, as amostras coletadas nesse ano representam uma mistura da água captada pelos poços mais rasos($\cong 6m$) com aquela captada pelo poço mais profundo($\cong 18m$). A falta de dados sobre o perfil dos poços dificulta a caracterização do nível aquífero.

2.4- MEDIDAS FÍSICO-QUÍMICAS E ANÁLISES EM CAMPO

Durante a amostragem das águas, foram medidas "in loco" a temperatura, o pH e a condutância específica. As medidas de pH foram efetuadas com um potenciômetro WTW enquanto que a condutância foi medida com um condutivímetro TOA. As amostras foram coletadas em garrafas plásticas de 1,5 L, as quais foram vedadas com filme de polietileno. Dentro de, no máximo, 5 horas após a coleta, determinou-se a alcalinidade (por titulação ácida, usando o vermelho de metila como indicador). Apenas em algumas amostras coletadas em locais mais distantes, como a ilha de Itacupim e a serra do Piriá, a alcalinidade foi determinada em um período superior a 5 horas após a coleta. As amostras foram filtradas em filtros Sartorius com poros de 0,1 μ m de diâmetro. Através dessa filtração, procurou-se eliminar ao máximo o material coloidal, principalmente os colóides de ferro e de alumínio. Quando presentes na água, esses produtos podem fixar algumas espécies químicas dissolvidas. Esse processo ocorre através da adsorção de íons pelas partículas coloidais e/ou através da formação de complexos entre essas partículas e espécies iônicas em solução. Na filtração utilizou-se uma bomba de vácuo e uma unidade de filtração Millipore. Os papéis-de-filtro utilizados foram guardados para estudos mineralógicos posteriores. Do filtrado, separou-se: 250 mL, sem adição de ácido, para a determinação de Cl^- , SO_4^{2-} , SiO_2 , PO_4^{3-} e NO_3^- ; uma

alíquota de 250 mL acidificada com HNO₃ concentrado, para determinação de Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺ e K⁺; finalmente, uma alíquota de 250mL foi acidificada com HCl concentrado para determinação de Fe total.

No que diz respeito ao ferro, cabe destacar que em trabalhos específicos, objetivando determinar apenas o ferro dissolvido, recomenda-se a filtração a 0,1µm (CHAPELLE et al. 1995). Nas filtrações a 0,45µm, o ferro pode atravessar o filtro na forma de partículas coloidais, cujas dimensões variam entre 10⁻³ mm (1µm) e 10⁻⁶ mm (10⁻³µm). Neste caso, ao acidificar-se a amostra, o ferro que possa estar presente na forma coloidal pode ser solubilizado, somando-se àquele originalmente dissolvido.

Uma vez que com a filtração a 0,1µm os teores de ferro nas águas estudadas mostraram-se abaixo do limite de detecção do método utilizado (ítem 2.5.2), procurou-se estimar a presença desse elemento na forma de partículas em suspensão. Com esse intuito, nas amostragens de 1995 as alíquotas destinadas à determinação do ferro foram filtradas em papel de porosidade 0,45µm e, depois, acidificadas.

2.5- TRABALHOS DE LABORATÓRIO

2.5.1 Análises dos Solos e das Rochas

A composição mineralógica das amostras de solos e rochas bem como do material retido durante a filtração das águas (porosidade $0,1\mu\text{m}$) foi determinada por difração de raios-x, utilizando um difratômetro PW 3710 Phillips. A proporção relativa dos minerais nas amostras (constituintes maiores e menores) foi estimada com base na intensidade dos picos referentes a cada mineral. Nas rochas, além do estudo mineralógico por difração, foi feita uma análise por microscopia ótica. Esta última visou estabelecer, principalmente, as transformações ocorridas. Nas lateritas, para a identificação dos minerais por difração, separou-se com estilete os materiais constituintes dos diferentes domínios, como matriz, pisólitos, fragmentos, concreções e produtos preenchendo cavidades.

As análises de solo foram efetuadas, em sua camada superior, em amostras coletadas a uma profundidade $\leq 20\text{cm}$. Nessas amostras determinou-se o pH em água (proporção água:solo $\cong 2,5:1$; STARK, 1970), além do alumínio trocável. Este último foi obtido por titulação com NaOH 0,1N, após extração prévia com KCl a pH 7 (GUIMARÃES et al. 1970). A partir dos valores de pH foi estimada a taxa de saturação (V) em bases desses solos, usando o método

gráfico proposto por DUCHAUFOR(1995). A referida taxa expressa a relação entre a capacidade de troca de cátions(CTC) e a soma das bases trocáveis(S), ou seja, $V = \text{CTC}/\text{S}\%$ (DUCHAUFOR, 1995). Na prática, um solo é considerado saturado quando $V \geq 85-90\%$. Nos solos com baixa taxa de saturação os íons H^+ e Al^{3+} , além de aumentar a acidez, provocam uma redução da atividade biológica. Além disso, a presença de Al^{3+} é prejudicial ao desenvolvimento das raízes de algumas plantas(Penel, Espiau apud DUCHAUFOR, 1995).

Nas amostras de solo determinou-se, ainda, os teores de carbono orgânico(C) e, a partir destes, a quantidade de matéria orgânica(M.O.). O carbono orgânico foi determinado pelo método titulométrico descrito por GAUDETTE et al.(1974). A matéria orgânica foi calculada a partir do teor de carbono orgânico(C) utilizando-se as relações $\text{M.O.} = \text{C} \times 2$, nas áreas de vegetação primária preservada, e $\text{M.O.} = \text{C} \times 1,72$ nos solos cultivados(DUCHAUFOR, 1995). Nas áreas desmatadas e de capoeira também adotou-se esta última relação.

No contexto deste trabalho, a quantificação da matéria orgânica presente nos solos tem grande importância. A matéria orgânica ao se decompor libera compostos simples, em geral solúveis, parte dos quais é em seguida mineralizada(forma em que podem ser absorvidos pelas plantas) enquanto outra parte origina o conjunto de moléculas complexas denominado humus(DUCHAUFOR, 1995). Este, junto com os argilominerais, exercem o principal

controle sobre a capacidade de troca iônica dos solos, como demonstrado por ALFAIA(1988) em solos da Amazônia Central. As frações solúveis do humus constituem os ácidos húmicos(solúveis a $\text{pH}>2$) e fúlvicos(solúveis a qualquer pH), que têm um papel importante no processo de intemperismo químico, também considerado neste trabalho.

Nas amostras de solo nas quais o teor de matéria orgânica o permitiu, foi separada a fração orgânica leve objetivando uma caracterização dos seus principais grupos funcionais. Esta fração foi separada utilizando a metodologia recomendada pela International Humic Substances Society apud AMALFITANO et al. (1995), sendo posteriormente analisada por espectroscopia de infravermelho, com auxílio de um espectrômetro FT-IR 1760-X da Perkin Elmer. A segunda etapa do método referido, que objetiva a separação e posterior caracterização da fração mais pesada, não foi realizada pois a quantidade de material extraído mostrou-se insuficiente para a preparação de pastilhas com KBr. O objetivo da caracterização dos grupos funcionais foi detectar possíveis variações na composição da matéria orgânica. Isto porque as amostras analisadas haviam sido coletadas em áreas distintas, seja comportando uma vegetação primária relativamente preservada, seja comportando uma vegetação do tipo capoeira. Tratou-se de um estudo orientativo preliminar, em um domínio relevante e pouco estudado.

2.5.2 Análises das Águas

Nas águas, além dos parâmetros já medidos no campo (pH, condutividade e alcalinidade), foram determinados os cátions e ânions maiores, além de outros constituintes importantes para a interpretação dos processos de alteração e neoformação de minerais. As análises obedeceram aos métodos indicados por STANDARD METHODS FOR THE EXAMINATION OF WATER AND WASTEWATER (1975).

Os cátions (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} e Mg^{2+}) foram determinados por absorção atômica, usando um espectrômetro FMD4-Zeiss.

Para os ânions (Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-) foram utilizados métodos diferentes. Para o Cl^- , a determinação foi realizada por titulação, através do método mercurimétrico, enquanto que o SO_4^{2-} foi avaliado pelo método turbidimétrico, com o uso de um espectrofotômetro PM6-Zeiss. Neste último caso, embora teoricamente o método se aplique à determinação de SO_4^{2-} em concentrações superiores a 1 ppm, para valores <10 ppm (o caso da maioria das águas estudadas) sua precisão é muito baixa. Assim, com o objetivo de melhorar a precisão dos resultados, foi feita uma adição padrão (20 ppm em cada amostra). O HCO_3^- foi determinado a partir dos valores de alcalinidade (item 6.2.3).

As outras espécies determinadas foram PO_4^{3-} , SiO_2 e Fe total, todos por colorimetria. Para o fosfato e a sílica, o método baseia-se, na redução dos complexos molibdofosfórico e

molibdossilícico, respectivamente. As medidas foram feitas em um espectrofotômetro PM6-Zeiss. Entretanto, para o PO_4^{3-} , apenas as amostras coletadas em Itacupim mostraram valores acima do limite de detecção do método (0,01 ppm). Para o Fe, o método utilizado foi o da orto-fenantrolina, cujo limite de detecção é de 0,02 ppm. Nas amostras coletadas em 1993 tentou-se analisar o alumínio, usando o método colorimétrico descrito por DOUGAN & WILSON (1974). Embora o citado método possa detectar concentrações muito baixas de alumínio (da ordem de 10^{-2} ppm) em todas as amostras analisadas o teor desse componente ficou abaixo desse limite.

3 FISIOGRAFIA/ ASPECTOS SÓCIO-ECONÔMICOS

3.1 GEOMORFOLOGIA

O relevo da área apresenta-se predominantemente plano ou suavemente ondulado. Esse relevo caracteriza o domínio geomorfológico Peneplano (COSTA et al. 1977). Na área dos granitos, individualizam-se formas abauladas que se destacam ligeiramente da superfície plana circunjacente. A drenagem característica do Peneplano um apresenta um padrão dendrítico e, localmente, sub-retangular. No último caso, reflete o controle estrutural das rochas do embasamento. A NE da área, destacam-se as serras do Piriá e Itacupim, com cerca de 70 e 50m de altitude, respectivamente. São platôs dissecados, cujos topos correspondem às superfícies resultantes dos ciclos erosivos que se estenderam do final do Cretáceo até o Terciário Superior.

3.2 CLIMA E VEGETAÇÃO

Na região predomina o clima equatorial úmido caracterizado por uma estação chuvosa, o "inverno", que se estende de dezembro a junho (Figura 3.1); nos demais meses, tem-se o "verão", com chuvas ocasionais e menos intensas e uma taxa de evaporação mais elevada (Figura 3.1). A temperatura média anual é de 25,7°C, com umidade relativa do ar de 85% e precipitação

pluviométrica média anual de cerca de 2.500mm(DNMet, 1992). As setas na Figura 3.1 indicam os meses nos quais foram coletadas as águas estudadas. Tem-se, portanto, coletas em abril(duas), um dos meses de maior precipitação pluviométrica; em outubro(três), mês este caracterizado por uma taxa pluviométrica bastante reduzida; finalmente, uma coleta feita em junho, que já representa o final do período chuvoso.

Da vegetação primária característica da região existem na área apenas alguns vestígios. É do tipo floresta de terra firme, do complexo botânico da Hiléia Amazônica, com árvores de médio e grande porte incluindo pau-mulato(*Chimaniis turbinata*), maçaranduba(*Mimusops huberi Ducke*), andiroba(*Carapa guianensis*), entre muitas outras espécies(DNPM, 1974). Na maior parte da área, a floresta foi substituída por uma vegetação de 2ª ou 3ª ordem, também chamada capoeira. Nesta, as espécies mais comuns são a imbaúba(*Cecropia sp.*) e o lacre(*Vismia sp.*).

Nas áreas costeiras, submetidas a forte influência marinha, ocorre a vegetação de mangue, caracterizada por árvores com raízes aéreas, entre as quais predominam as espécies siriúba(*Avicennia sp.*) e mangue(*Rhizophora mangle*).

As areias das praias e das dunas sustentam uma vegetação característica que contribui para sua fixação, cujas espécies mais comuns são ajuru(*Chysobalanus isaco*), alecrim-da-praia(*Bulbostylis capillaris C.B. Clark*) e salsa-da-praia(*Ipomoea pes. caproe. Sweet*).

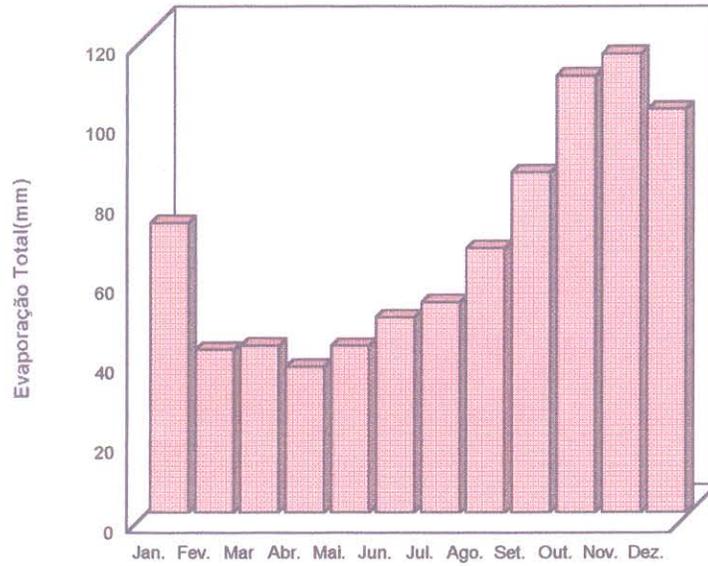
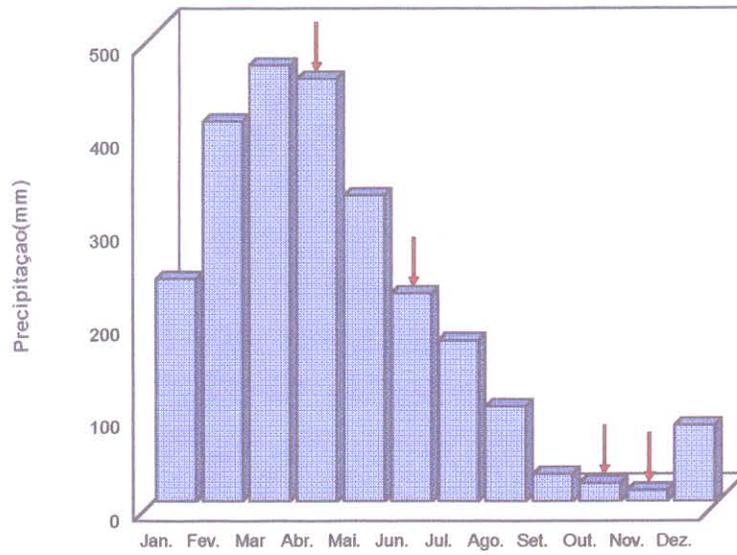


Figura 3.1: Precipitação pluviométrica e evaporação médias na estação climatológica de Tracuateua. Dados obtidos entre 1961 e 1990. Fonte: DNMET (1992). As setas representam os meses de coleta.

3.3 SOLOS

De acordo com o levantamento feito pelo DNPM(1974), na área de abrangência deste trabalho predomina o Latossolo Amarelo. Dentro dessa classificação, destacam-se os tipos Latossolo Amarelo cascalhento e Latossolo concrecionário laterítico. São solos com perfis profundos a medianamente profundos, de textura moderadamente a muito argilosa, ácidos a fortemente ácidos, apresentando baixa saturação em bases e pouco férteis.

Com distribuição geográfica mais limitada, ocorrem os solos hidromórficos, destacando-se os tipos Laterita Hidromórfica e Podzólico Vermelho-Amarelo. Individualizam-se ainda os solos aluviais e, nas áreas sujeitas à influência das marés, os solos indiscriminados de mangue(DNPM, 1974).

3.4 ASPECTOS SÓCIO-ECONÔMICOS

Segundo BRITO & MAUÉS(1992), na Mesorregião do Nordeste do Pará, a agricultura é a principal atividade econômica. Dos produtos cultivados para exportação destacam-se a pimenta-do-reino, a malva e o cacau. Na produção de alimentos, destaca-se a mandioca além de frutas, principalmente banana, mamão, laranja, abacate e côco-da-baía.

O extrativismo vegetal também é bastante significativo, principalmente a exploração de madeira, açaí, palmito e castanha-do-pará.

A pecuária vem se desenvolvendo, sobretudo nos municípios de Bragança e Capanema.

No que se refere à mineração, destaca-se principalmente a extração do ouro em garimpos no município de Viseu. A extração de calcário pela CIBRASA, para a fabricação de cimento, também merece destaque. Exploram-se ainda caolim e sericita. O Granito é aproveitado principalmente para a produção de pedra britada.

A Mesorregião possui uma boa rede rodoviária, sendo cortada pelas rodovias BR-316 (Pará-Maranhão), BR-010 (Belém-Brasília), bem como por rodovias estaduais que ligam os principais municípios.

4 QUADRO GEOLÓGICO

4.1 GEOLOGIA REGIONAL

4.1.1 Considerações Gerais

A porção nordeste do Estado do Pará exhibe uma notável variação litológica, incluindo rochas precambrianas de diferentes tipos e depósitos sedimentares cenozóicos. As rochas precambrianas pertencem ao cráton São Luiz e à Faixa de Dobramento Gurupi. O Cenozóico é representado predominantemente por sedimentos terciários, de origem marinha e continental, pertencentes às bacias do Marajó, São Luiz e Bragança-Viseu (LIMA et al. 1994). Destacam-se ainda as lateritas ferruginosas e fosfáticas que seriam, segundo COSTA & SÁ (1980), o prolongamento oriental das bauxitas da região de Paragominas e da bacia do Amazonas.

4.1.2 Pré-Cambriano a Eo-Paleozóico

Na região, o Pré-Cambriano é representado pelo Complexo Maracaçumé, formando o embasamento, e pelas formações Santa Luzia, Gurupi, Chega Tudo, Igarapé de Areia e Viseu. (Figuras 4.1 e 4.2). Destacam-se ainda as suítes granitóides Trazamazônica e Brasileira (ABREU et al. 1980; ABREU, 1990; IGREJA, 1992).

No Complexo Maracaçumé predominam gnaisses tonalíticos, enquanto que a Formação Santa Luzia é composta por xistos diversos entre os quais xistos granatíferos e xistos com estaurolita (ABREU, 1990).

A Formação Gurupi consiste numa sequência metavulcanossedimentar na qual ocorrem ardósias, filitos, metagrauvacas e metatufos. Subordinadamente, ocorrem quartzitos, formações ferríferas, anfibolitos e meta-riolitos (Figura 4.2). Uma feição característica dessa unidade é o cisalhamento dos litotipos e a presença de várias gerações de veios de quartzo, resultantes desse processo. Muitos desses veios são mineralizados a ouro (ABREU, 1990).

A Formação Chega Tudo (Figuras 4.1 e 4.2) constitui uma sequência metavulcanossedimentar encaixada no Complexo Maracaçumé (Villas & Dias apud ABREU, 1990). É formada por um conjunto de rochas esverdeadas, incluindo xistos diversos com clorita, sericita e magnetita, xistos grafitosos, além de depósitos conglomeráticos.

As Formações Igarapé de Areia e Viseu têm características litológicas semelhantes (Figura 4.2), esta última aparentando ser a continuidade da primeira, em direção ao litoral. Compõem-se de arcóseos e arenitos grossos, com níveis conglomeráticos na base.

A Suíte Granitóide Tranzamazônica (ABREU, 1990) é constituída principalmente pelos corpos de Tracuateua e Mirasselvas.

Era	Unidade Lito-Estratigráfica			
Cenozóica	Pós-Barreiras	sedimentos areno-argilosos, inconsolidados, grosseiros; níveis de seixos de arenito ferruginoso		
	Gr. Barreiras	arenitos, siltitos, argilitos e conglomerados		
	Fm. Pirabas	calcários fossilíferos com intercalações de margas, arenitos e folhelhos		
Meso-zóica				
Paleo-zóica	Fm. Piriá	sub-arcóseos, arenitos finos, folhelhos e argilitos; conglomerado na base		
Pré-Cambriana	Suíte Granitóide Brasileira			
	Nefelina-Sienito de Boca Nova			
	Suíte Granitóide Transamazônica (granitos, granodioritos)			
	Fm. Gurupi	Fm. Chega Tudo	Fm Igarapé de Areia	Fm. Viseu
	ardósias, filitos, metagrauvascas, metatufos; subordinadamente, níveis de quartzitos, fm. ferríferas, anfíbolitos e metariolitos.	xistos diversos, com clorita, sericita, magnetita; xistos grafitosos e passagens conglomeráticas	arcóseos e arenitos grossos com estratificação cruzada; leitos conglomeráticos na base.	arcóseos e arenitos; conglomerado na base
Fm. Santa Luzia	biotita-xistos; muscovita-xistos; xistos granatíferos; xistos com estaurolita; xistos grafitosos			
Complexo Maracaçumé	gnaisses tonalíticos a graníticos; corpos anfíbolíticos concordantes			

Figura 4.1: Coluna estratigráfica simplificada para a região estudada. Com base em ABREU et al. (1980), ABREU(1990), IGREJA(1992); GÓES(1981), COSTA et al.(1992),

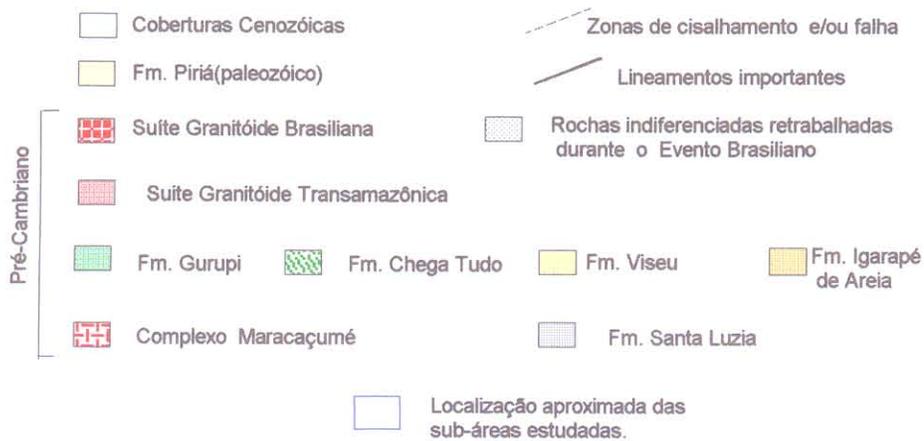
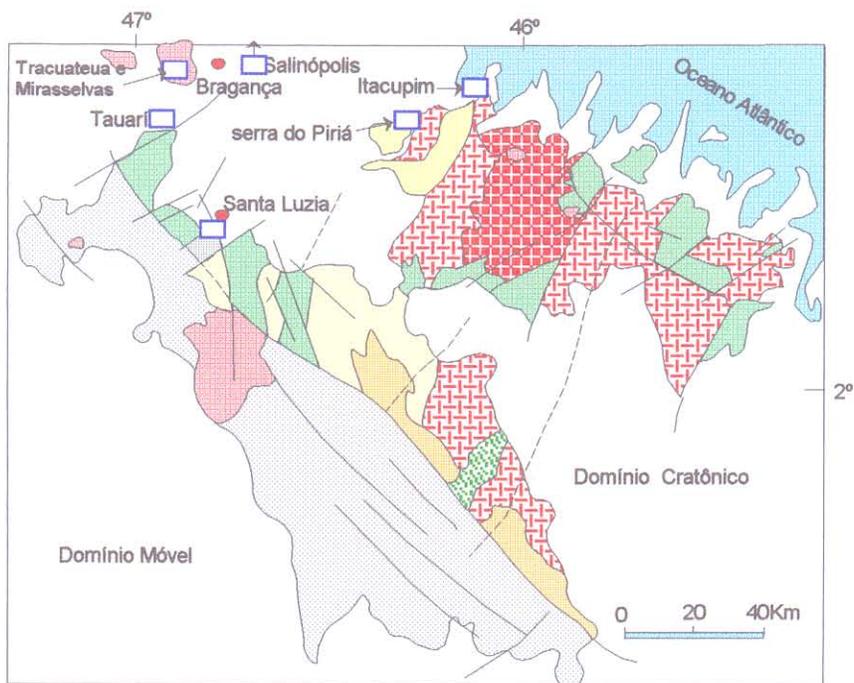


Figura 4.2: Mapa geológico da região nordeste do Pará, destacando as sub-áreas estudadas. Fonte: ABREU(1990).

O Eo-paleozóico é representado pela Formação Piriá que compreende arcóseos e sub-arcóseos. Ocorrem ainda arenitos intemperizados assim como folhelhos cinza a cinza-esverdeados (Truckenbrodt & Correa apud ABREU, 1990).

4.1.3 Cenozóico

O Cenozóico é representado por coberturas sedimentares constituídas, principalmente, por sedimentos terciários de natureza marinha e continental. Esses sedimentos foram depositados em pequenas bacias costeiras, que se instalaram com o arqueamento do Arco Ferrer-Urbano Santos (REZENDE & PAMPLONA, 1970). Assim, formaram-se as bacias de São Luiz, Bragança-Viseu e Salinópolis. Na área de estudo, os sedimentos terciários são representados essencialmente pela Formação Pirabas e pelo Grupo Barreiras. Ocorrem ainda extensos depósitos pleistocênicos e holocênicos (Figura 4.1).

Aparecem, também, lateritas fosfáticas, maduras, autóctones, com perfis complexos, resultantes de evolução policíclica. O perfil-tipo dessas lateritas comporta 4 horizontes característicos, como mostrado na Figura 4.3. Alguns estudos sobre as lateritas ricas em fosfatos de alumínio e ferro-cálcio da Amazônia Oriental, defendem para as mesmas uma origem a partir do intemperismo laterítico de rochas originalmente enriquecidas em fósforo (SUSZYNSKI, 1975; COSTA & SÁ, 1980; COSTA, 1991). Em

estudo mais recente, realizado na cobertura residual do platô N1 da serra dos Carajás, MAURITY & KOTCHOUBEY (1995) defendem para os fosfatos uma origem a partir de excrementos de morcegos.

4.1.4 Estruturas e Metamorfismo

Na região foram reconhecidos três eventos tectono-metamórficos principais, relacionados aos Ciclos Jequié, Transamazônico e Brasileiro.

No Ciclo Jequié ocorreu o dobramento das rochas supracrustais da Formação Santa Luzia, que resultou em dobras isoclinais, acompanhado por um metamorfismo regional de fácies anfíbolito. É possível que, localmente, esse metamorfismo tenha atingido a fácies granulito (ABREU et al. 1980; ABREU, 1990).

No Ciclo Transamazônico ocorreu a segunda fase de dobramento regional, caracterizada por dobras mais abertas. O metamorfismo associado foi de fácies xisto-verde, característico da Formação Gurupi. A este evento estão relacionadas rochas intrusivas (Suíte Granitóide Transamazônica) cujos representantes principais são os corpos de Tracuateua e Mirasselas (ABREU, 1991), com idade de 2,0 B.a. (HURLEY et al. 1968). Destaca-se ainda a Zona de Cisalhamento Tentugal responsável por deformações e arqueamentos nas supracrustais do domínio cratônico.

No Ciclo Brasileiro houve a reativação de descontinuidades, com a colocação de rochas alcalinas (Nefelina-

Sienito de Boca Nova), além do retrabalhamento crustal e formação de corpos granitóides (Suíte Granitóide Brasileira).

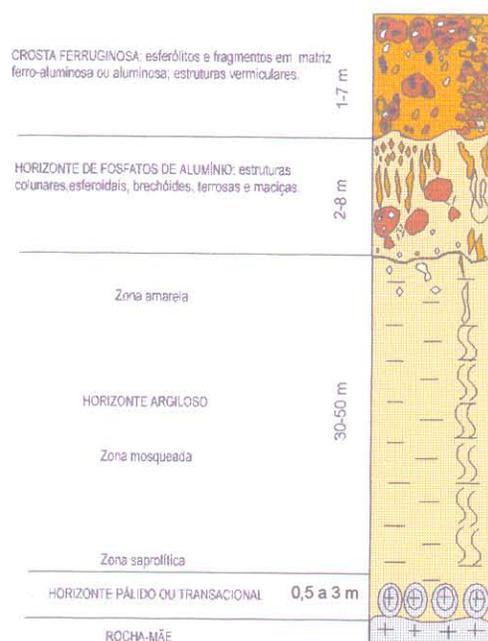


Figura 4.3: Perfil-tipo das lateritas forfáticas da Amazônia Brasileira; Fonte: COSTA(1991)

4.2 GEOLOGIA LOCAL

Dentro da área de abrangência do trabalho, distinguem-se seis sub-áreas, destacadas na Figura 4.1, ou seja: o domínio dos granitos (área de Tracuateua); o domínio dos metamorfitos das Formações Santa Luzia e/ou Gurupi (áreas de Santa Luzia e da serra do Piriá); o domínio das rochas sedimentares, representadas pelo

Grupo Barreiras e pela Formação Pirabas (áreas de Salinópolis e Tauari) e o domínio da cobertura desenvolvida sobre laterítica sobre as rochas ultramáficas da Ilha de Itacupim. Na serra do Piriá também ocorrem lateritas ferruginosas e fosfáticas.

4.2.1 Granitos

Corpos graníticos afloram em diversos pontos próximos às localidades de Tracuateua e Mirasselas (Figura 4.4), onde são explorados em diversas pedreiras para produção de pedra britada.

O corpo granítico de Mirasselas apresenta granulação fina a média, foliação marcante, feições migmatíticas na borda, além de veios pegmatíticos associados (ABREU, 1990). A rocha é recortada por um sistema de fraturas, com mergulho subvertical. Os minerais principais são plagioclásio sódico, quartzo, microclínio, muscovita e biotita (LOWELL & WANDERLEY F^o, 1980).

O corpo granítico de Tracuateua é mais homogêneo que o de Mirasselas, sendo composto principalmente por quartzo, microclínio, albita-oligoclásio e muscovita, com biotita em menor quantidade (ABREU, 1990)

4.2.2 Formações Gurupi e Santa Luzia

As rochas da Formação Gurupi e Santa Luzia ocorrem, principalmente, no Município de Santa Luzia (ABREU, 1990; IGREJA, 1992). Na porção oeste da área da serra do Piriá (item 4.2.4), também predominam metamorfitos de grau baixo a médio, possivelmente pertencentes às formações em apreço. Na área de Santa Luzia, alguns estudos foram direcionados para as ocorrências de fosfatos associados, principalmente, a veios de quartzo recortando filitos (COSTA, 1985; ANGÉLICA, 1988). Os fosfatos, representados principalmente pela crandalita, exibem feições esferulíticas e/ou fibro-radiais. O fósforo teria sido remobilizado dos sedimentos pelíticos originais por soluções hidrotermais (COSTA, 1985).

4.2.3 Coberturas Cenozóicas

4.2.3.1 Formação Pirabas

Esta formação, de idade miocênica, é constituída por calcários, com intercalações de margas, arenitos e folhelhos (ALMARAZ & FORMOSO, 1971; ALMARAZ, 1979; FERREIRA, 1982; TRUCKENBRODT, 1981). Compreende as fácies Castelo (basal), Capanema (intermediária) e Baunilha Grande (no topo). A primeira é representada por calcários fossilíferos com grãos de quartzo

disseminados. Na fácies Capanema predominam calcários dolomíticos argilosos enquanto que a fácies Baunilha Grande é representada por argilas cinza-escuro com restos de vegetais piritizados (FERREIRA, 1966; TRUCKENBRODT, 1981).

O mineral mais abundante nos calcários é a calcita com baixo teor de magnésio enquanto que a dolomita ocorre em menor proporção (ALMARAZ, 1979; TRUCKENBRODT, 1981).

No perfil estudado por TRUCKENBRODT (1981), às proximidades de Capanema, os argilominerais presentes são, em ordem de abundância, esmectita rica em ferro (nontronita), caolinita e illita (Figura 4.5).

Os sedimentos Pirabas, depositados em um ambiente marinho de águas rasas e quentes, contêm uma paleofauna que abrange diversos grupos taxonômicos marinhos, destacando-se os grupos *Mollusca*, *Bryozoa*, *Echinodermata*, *Coelenterata* e *Arthropoda* (PETRI, 1957; FERREIRA, 1966; FERNANDES, 1984).

4.2.3.2 Grupo Barreiras

O Grupo Barreiras (GÓES, 1881; ROSSETTI et al. 1989; GÓES et al. 1990; ROSSETTI et al. 1990) compreende principalmente arenitos, siltitos, argilitos e conglomerados, ricos em estruturas sedimentares do tipo estratificação cruzada e laminação plano-paralela. Comumente, esses sedimentos encontram-se intensamente lateritizados.

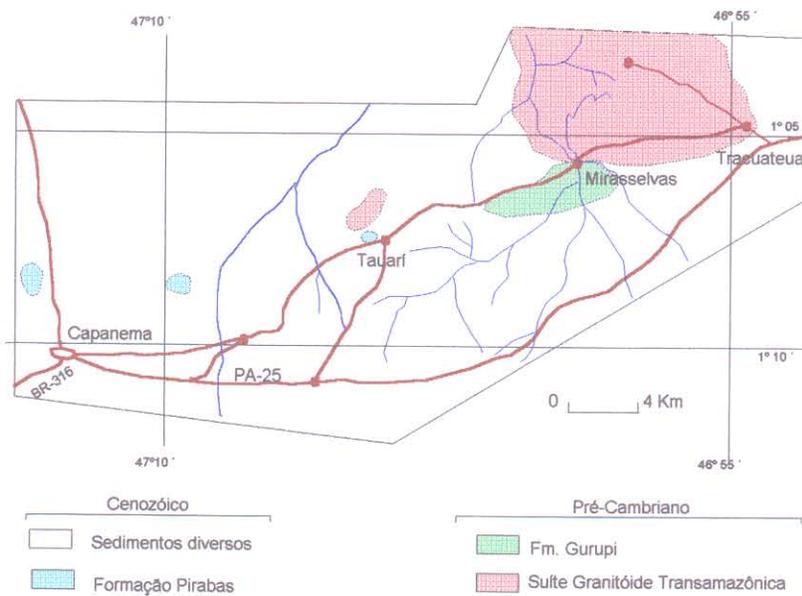


Figura 4.4: Mapa geológico da área compreendida entre Capanema e Bragança;
 Fonte: FERREIRA(1979)

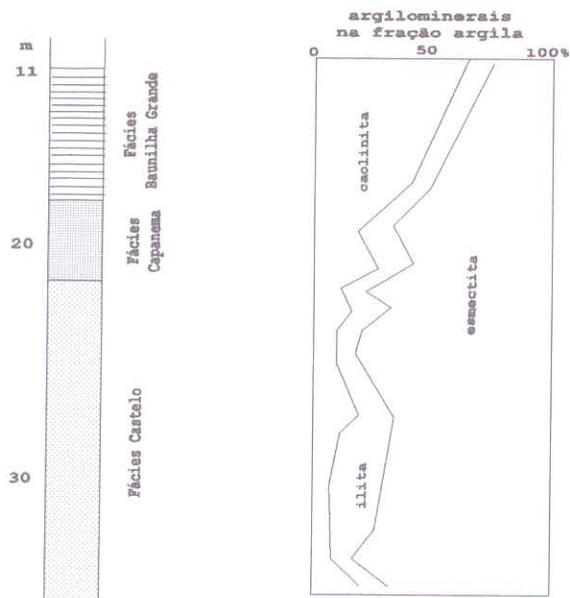


Figura 4.5: Perfil-tipo da Formação Pirabas evidenciando a distribuição dos argilominerais ao longo do mesmo.
 Fonte: TRUCKENBRODT(1981).

4.2.3.3 Depósitos Pleistocênicos e Holocênicos

Na área em estudo, os depósitos pleistocênicos recobrem os sedimentos Barreiras (COSTA et al. 1992). Correspondem, em parte, ao Pós-Barreiras, que consiste em sedimentos areno-argilosos, inconsolidados, com níveis pouco espessos de seixos de arenito ferruginoso (SÁ, 1969). A lixiviação "in situ" desses sedimentos teria originado os areais que ocorrem em vários pontos da região (SÁ, 1969).

O holoceno é representado por pântanos e mangues, terraços marinhos, campos de dunas colonizadas, barras, praias e cordões litorâneos atuais, além de dunas costeiras (COSTA et al. 1992).

4.2.4 Lateritas Fosfáticas

4.2.4.1 Laterita Fosfática da Serra do Piriá

A serra do Piriá situa-se no domínio de metamorfitos de grau médio, apresentando-se como um platô com cerca de 5,5Km de comprimento, 0,5km de largura e pouco mais de 70m de altura, alongada na direção N-S, seguindo o curso do rio Piriá (Figura 4.6).

O platô é encimado por uma crosta ferro-aluminosa, o horizonte superior de um perfil laterítico desenvolvido sobre uma

sequência metavulcanossedimentar. Os principais horizontes, a distribuição dos minerais e as variações mineralógicas e químicas ao longo desse perfil foram estudados por COSTA(1982) e estão apresentados na Figura 4.7. O autor classificou a rocha matriz como um anfibólio-albita-biotita-quartzo-sillimanita-xisto. Na área ocorrem ainda quartzitos e filitos recortados por veios de quartzo.

4.2.4.2 Laterita Fosfática da Ilha de Itacupim

A ilha de Itacupim constitui um platô alongado na direção N/S, com altitude máxima de 51m e extensão de cerca de 4 km. Vales largos e rasos, preenchidos por sedimentos pleistocênicos e holocênicos, separam esse platô de elevações menores.

O perfil laterítico, com cerca de 27m de espessura, possui os horizontes característicos das lateritas maduras(Figura 4.3). Desenvolveu-se sobre rochas máfico-ultramáficas diversas, metamorfisadas, encaixadas em rochas félsicas (OLIVEIRA & SCHWAB, 1980), atribuídas ao Complexo Maracaçumé(COSTA & SÁ, 1980). A rocha matriz da cobertura laterítica é um apatita-hornblendito, de granulação grossa, coloração verde-escura, composto de hornblenda(80%), apatita(9%), estauroлита(5%), epidoto(4%) e opacos(2%). As variações composicionais ao longo do perfil de alteração são mostrada na Figura 4.8.

Afloram também na ilha, porém de modo mais limitado, xistos verdes de origem ultrabásica, serpentinitos e gnaisses (OLIVEIRA & SCHWAB, 1980).

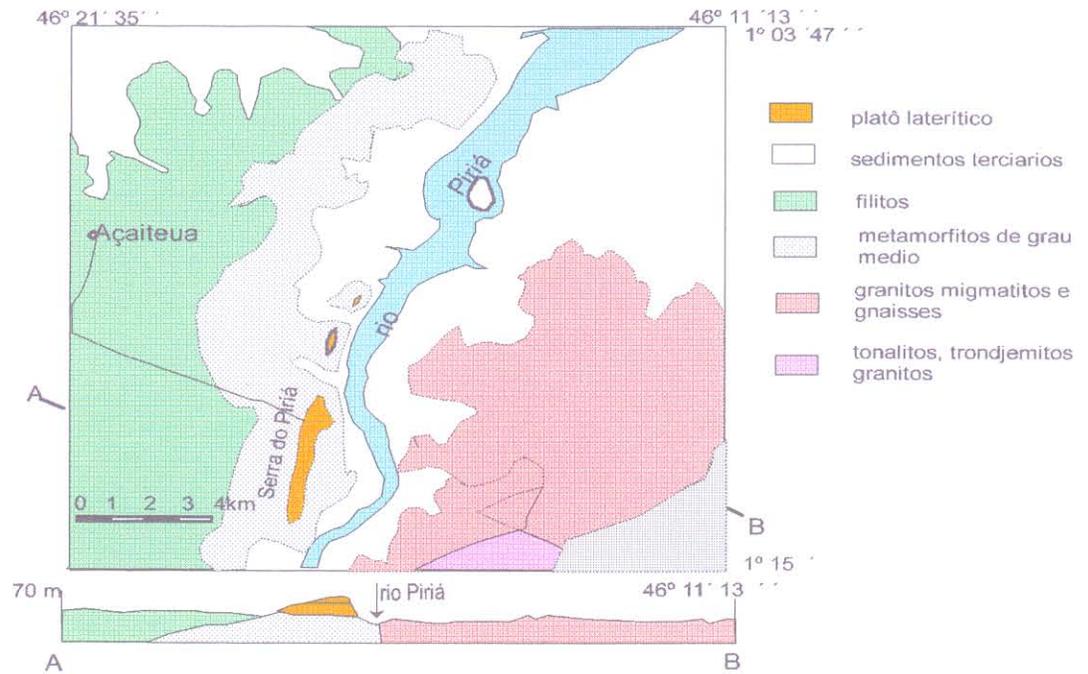


Figura 4.6: Mapa Geológico da área da serra do Piria. Fonte: COSTA(1982)

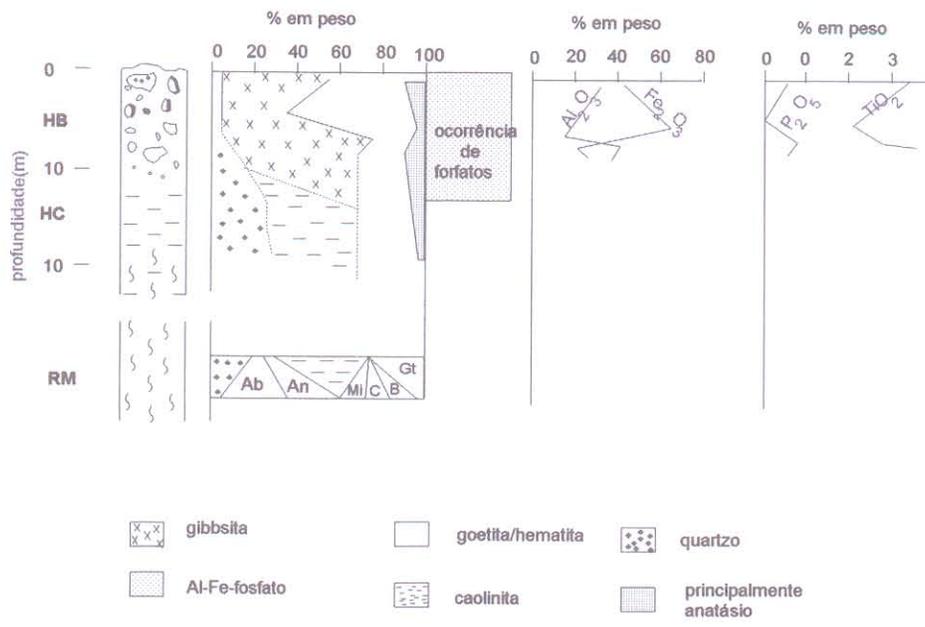


Figura 4.7: Perfil laterítico da serra do Piriá, evidenciando a distribuição dos elementos maiores ao longo do mesmo. CL: crosta laterítica; HB: horizonte bauxítico; HC: horizonte caolínico; RM: rocha mãe; Ab: albita; An: anfibólio; Mi: microclínio; C: cordierita; B: biotita; Gt: goetita. Fonte: COSTA(1982)

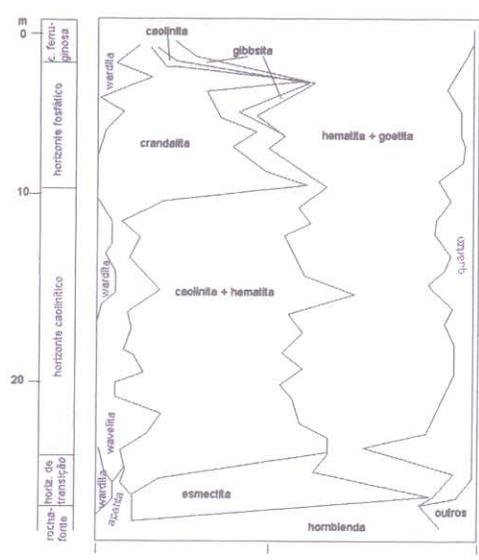


Figura 4.8: Distribuição de minerais ao longo do perfil laterítico da ilha de Itacupim. Fonte: OLIVEIRA & SCHWABB(1980)

5- ESTUDO DAS ROCHAS E DOS SOLOS

5.1 GENERALIDADES

O quimismo das águas subterrâneas é normalmente influenciado pelas reações ligadas à alteração dos minerais primários e, em alguns casos, dos minerais neoformados, com os quais essas águas têm contato (DREVER, 1988). Portanto, para avaliar a possível influência desses minerais sobre o quimismo das águas, é importante conhecer a composição mineralógica das rochas e dos solos dominantes nos locais de amostragem e em áreas circunvizinhas. É também importante conhecer as reações de alteração desses minerais uma vez que as mesmas informam sobre os constituintes químicos que podem ser liberados para as águas.

Estudos relacionados à estabilidade dos minerais primários em solos da Amazônia foram realizados por LOPEZ & BISQUE (1975). A ordem de resistência estabelecida por esses autores foi quartzo >> K-feldspato, micas > Na-feldspato > Ca-feldspato, anfibólios > piroxênios, clorita > dolomita > calcita > gipsita, anidrita >> halita.

Entretanto, conhecer o grau de estabilidade dos minerais e o seu comportamento no meio intempérico permite apenas identificar os constituintes químicos liberados para as águas durante o processo. A permanência desses constituintes em solução é controlada por diversos fatores, destacando-se entre outros, o

potencial iônico, o pH/Eh do meio, a natureza dos argilominerais presentes no perfil, o teor de matéria orgânica no solo, o grau de saturação da água no constituinte considerado, os processos bioquímicos atuando e a presença de ácidos orgânicos (HEM, 1970; LEVINSON, 1974; FREEZE & CHERRY, 1979; DREVER, 1988). Cabe ainda destacar que, muitas vezes, uma parte significativa dos componentes dissolvidos nas águas superficiais e subterrâneas é de origem pluvial. Nota-se, portanto, que para uma interpretação criteriosa da origem dos componentes químicos dessas águas, diversos fatores devem ser considerados.

Através do estudo das rochas e dos solos das áreas enfocadas procurou-se, sobretudo, obter dados permitindo avaliar a contribuição desses materiais para o quimismo das águas estudadas. O estudo das rochas e dos solos também constituiu a base para a determinação dos processos pedogenéticos que atuaram e atuam no presente, nessas mesmas áreas.

5.2 ROCHAS E SOLOS DA SERRA DO PIRIÁ E DA ILHA DE ITACUPIM

Na serra do Piriá, algumas das amostras de laterita estudadas foram coletadas no topo do platô, próximo às cavernas desenvolvidas na crosta ferruginosa que capeia a elevação. Essas cavernas situam-se a cerca de 500m da jazida da CIBRASA (exploração de argila goethita-caolinítica). Também estudou-se o material saprolítico que aflora na área das

nascentes dos Srs. Juraci e Lourival, bem como um clorita-chert aquele aflorante na base da serra, próximo à nascente Tombador.

Na ilha de Itacupim a rocha estudada aflora na base da encosta leste do platô, tratando-se possivelmente do horizonte de transição.

5.2.1 Laterita Pseudo-Pisolítica a Brechóide (Serra do Piriá)

A laterita que capeia a serra do Piriá possui uma matriz de coloração vermelho-amarronzada envolvendo pseudo-pisólitos e corpos de forma irregular, de coloração amarronzada a amarelada e tamanho variado, com os maiores medindo em média 0,5 cm. A presença desses elementos figurados confere à laterita uma textura pseudo-pisolítica a brechóide.

Na matriz, a análise por difração de raios-x revelou a presença de gibbsita e hematita como constituintes principais e goethita e anatásio como componentes subordinados. Os pseudo-pisólitos e fragmentos são principalmente hematita-gibbsíticos ou goethíticos e contêm augelita ($\text{Al}_2(\text{PO}_4)(\text{OH})_3$) e estrengita ($\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) em pequenas quantidades. São frequentes cavidades revestidas por material amarelado ou esbranquiçado, constituído principalmente por gibbsita bem cristalizada, goethita e caolinita mal a bem cristalizada. Nas mesmas cavidades, o anatásio aparece em menor proporção, enquanto que a augelita e a estrengita ocorrem como traços.

Ao microscópio, essas rochas mostram uma grande variedade textural, refletindo a complexidade dos processos envolvidos na sua formação. A matriz é composta por um plasma ferro-aluminoso de coloração cinza amarronzada até incolor (possivelmente gibbsítico) ou opaco (hematítico). São frequentes gretas de contração, fissuras e outros espaços irregulares preenchidos por gibbsita micro- a macrocristalina (Figura 5.1) e, mais raramente, por goethita microcristalina. Também ocorrem zonas de forma irregular, nas quais predomina um material caolinita-gibbsítico micro- a criptocristalino, de coloração amarronzada. Algumas dessas zonas são revestidas por gibbsita micro- a mesocristalina. Neste segundo caso a gibbsita constitui, em geral, uma franja de cristais orientados perpendicularmente às paredes da cavidade (Figura 5.2).

Os pseudo-pisólitos exibem uma textura semelhante à da matriz e têm coloração mais avermelhada que esta ou, mais raramente, são opacos. Encontram-se ainda outros, inteiramente constituídos por gibbsita cripto- a macrocristalina. Um dos corpos de forma irregular mostra uma alternância de finas camadas goethíticas e hematíticas (Figura 5.3) sugerindo uma textura reliquiar. Outro desses corpos contém numerosos grãos de quartzo angulosos (Figura 5.4), muitas vezes com bordas corroídas (Figura 5.5).

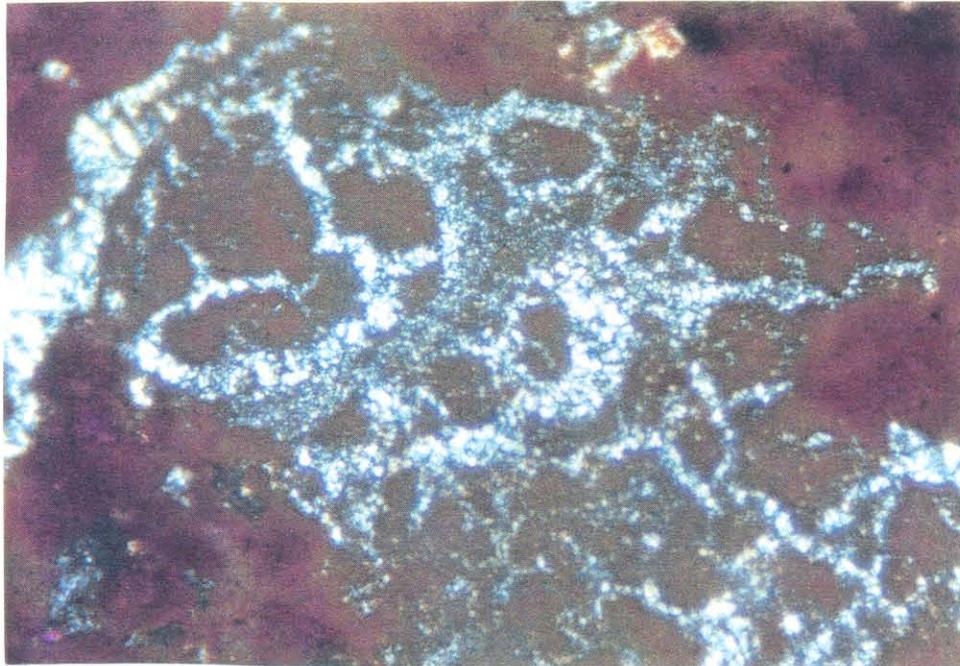


Figura 5.1: Textura colomorfa característica do plasma ferro-aluminoso que constitui a matriz da laterita pseudo-pisolítica. Gibbsita micro- a mesocristalina preenche gretas de contração, fissuras e outros espaços irregulares; amostra de laterita pseudo-pisolítica do topo da serra do Piriá; nicóis cruzados, 10x.



Figura 5.2: Franja de cristais de gibbsita orientados perpendicularmente às paredes de cavidade. O núcleo é ferruginoso, criptocristalino; amostra de laterita do topo da serra do Piriá; nicóis cruzados, 10x.

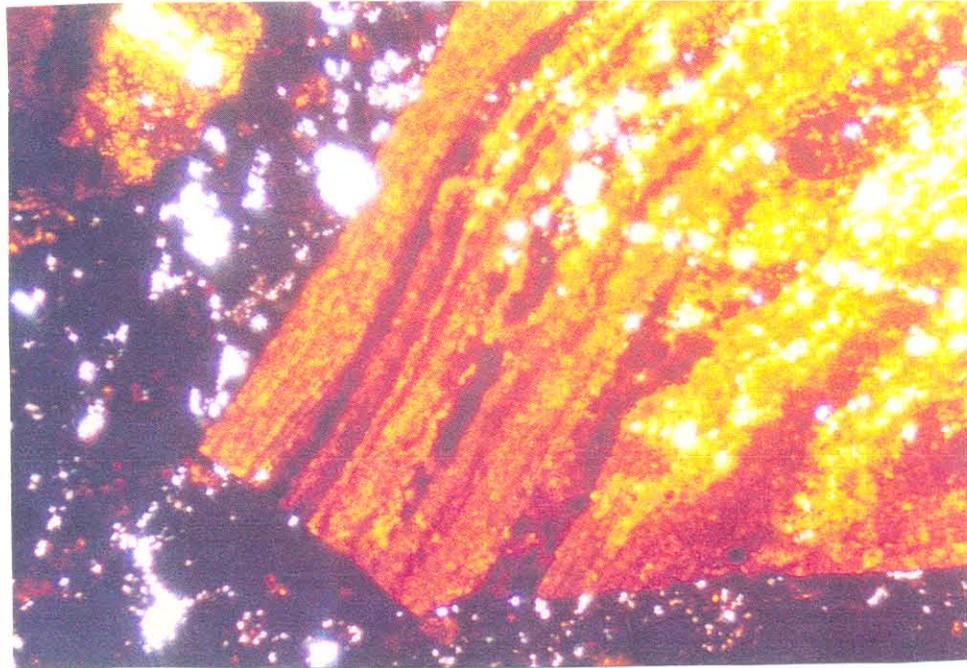


Figura 5.3: Fragmento com alternância de níveis goetíticos e hematíticos sugerindo uma estrutura reliquiar; amostra de laterita do topo da serra do Piriá; nicóis paralelos, 2,5x.

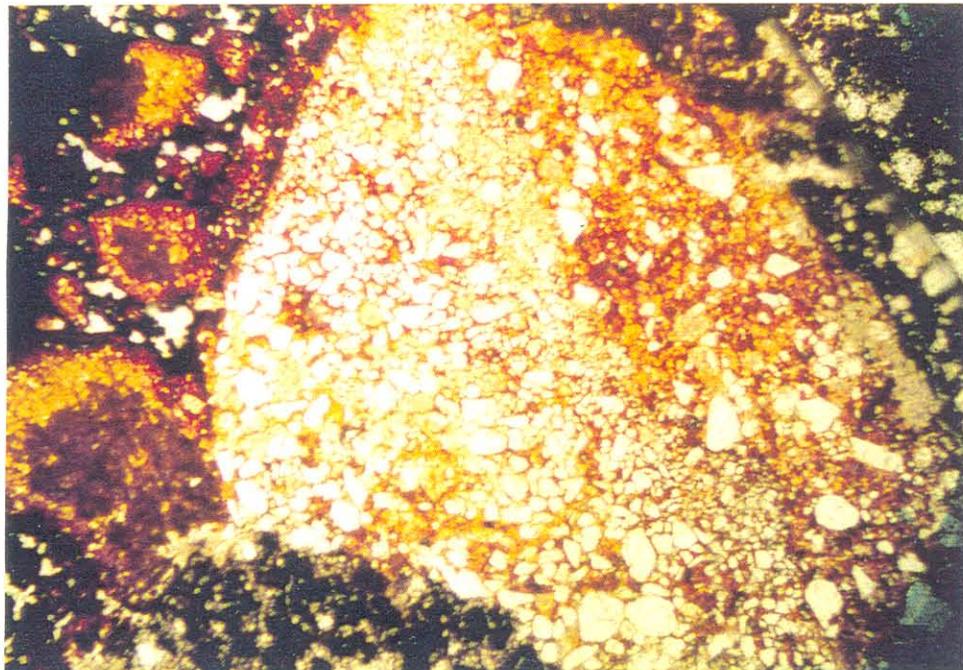


Figura 5.4: Fragmento com inclusões de grãos de quartzo angulosos; amostra de laterita do topo da serra do Piriá; nicóis paralelos, 10x.

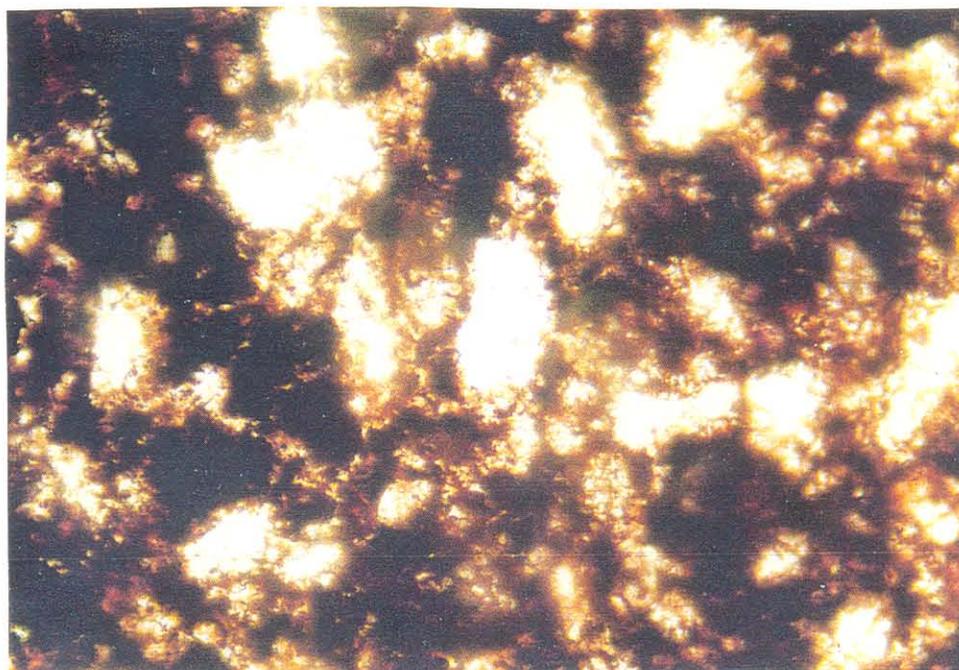


Figura 5.5: Grãos de quartzo com bordas corroídas; amostra de laterita do topo da serra do Piriá, lâmina 10; nicóis paralelos, 10x.

5.2.2 Saprólito (Serra do Piriá)

No local da nascente Lourival, o material aflorante é areno-argiloso, de coloração amarelada, friável, exibindo ainda uma laminação primária o que o caracteriza como um saprólito estruturado. Esse material é composto, principalmente, de quartzo e caolinita bem cristalizada, embora a goethita e o anatásio ocorram em quantidades significativas.

Pouco acima da nascente referida, coletou-se um saprólito mais homogêneo, de coloração avermelhada, com depósitos cutânicos abundantes, recortado por pequenos veios de quartzo. Ao microscópio, distinguem-se relictos da estrutura primária,

marcada pela presença de níveis irregulares de quartzo (Figura 5.6) distribuídos em um plasma goethita-hematítico, recortado por cutanes goethíticos. Os veios de quartzo são bastante fraturados, sendo as fraturas preenchidas por material goethítico (Figura 5.7) o que indica uma dissolução incipiente do quartzo. Esse material corresponde a um estágio no qual a estrutura original já se encontra quase totalmente obliterada.

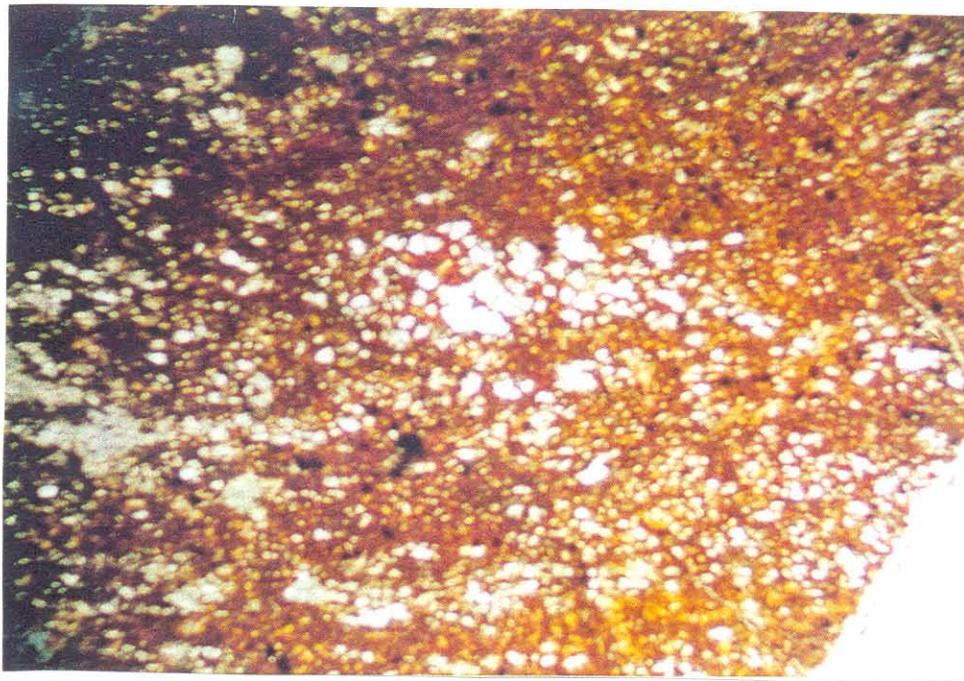


Figura 5.6: Saprólito com relictos da estrutura primária, marcada por níveis irregulares, ricos em quartzo; amostra coletada na zona saprolítica da serra do Piriá (nascente Lourival); nicóis paralelos, 2,5x.

5.2.3 Clorita-Chert (Serra do Piriá)

Trata-se de uma rocha dura, homogênea, de coloração esverdeada, comumente recortada por veios de quartzo, milimétricos a centimétricos. O estudo por difração de raios-x revelou o quartzo e a clorita como minerais principais.

O quartzo, junto com a clorita, forma uma matriz microcristalina. Preenche igualmente cavidades, formando franjas de cristais orientados perpendicularmente às paredes dessas (Figura 5.8). A clorita ocorre em cristais pequenos, não orientados e apresenta normalmente uma leve alteração para pequenos agregados de argilominerais.

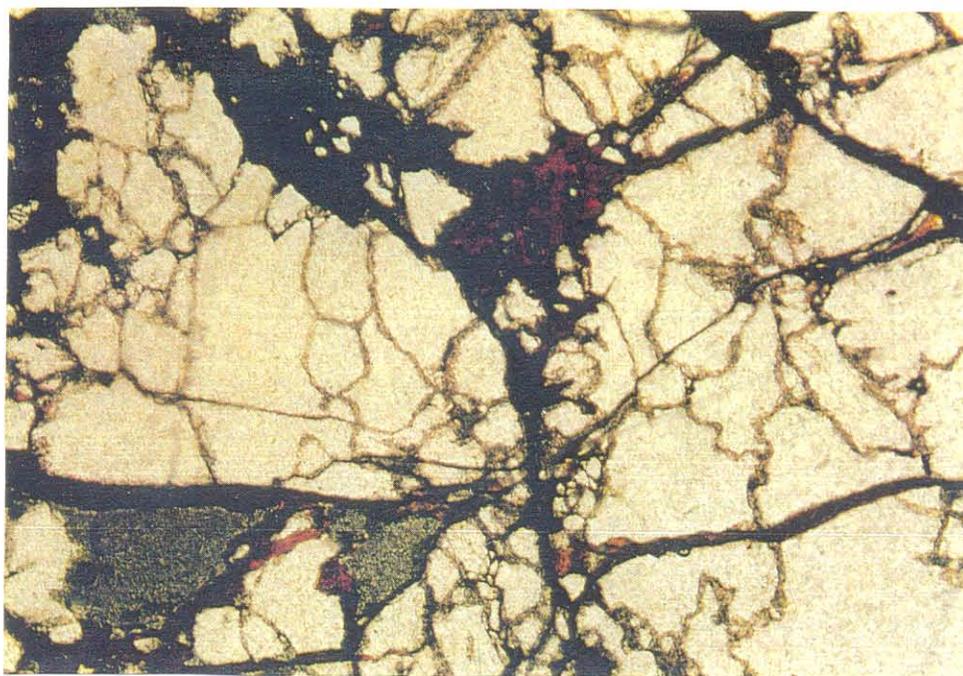


Figura 5.7: Quartzo de vênula cortando saprólito. O veio é bastante fraturados e as fraturas preenchidas por material goethítico; amostra do nível intermediário da serra do Piriá; nicóis paralelos, 2,5x.



Figura 5.8: Veio de quartzo cortando clorita-chert. Os cristais são orientados perpendicularmente às paredes dos espaços preenchidos; amostra coletada na base da serra do Piriá; nicóis cruzados, 2,5x.

5.2.4- Horizonte de Transição Sobre Rochas Ultramáficas

(Itacupim)

A rocha estudada na ilha de Itacupim tem coloração verde clara e textura fanerítica, sendo comuns zonas argilosas de cor branca. Mostra-se bastante friável devido à alteração.

Por difração de raios-x, sepiolita(?), vermiculita e montmorilonita foram identificados como minerais principais, sendo biotita, clorita(?), apatita e epidoto minerais

subordinados. As zonas brancas são constituídas por caolinita e fosfatos do grupo da crandalita.

Ao microscópio observa-se que os argilominerais constituem uma matriz de coloração amarelo-esverdeada na qual se sobressaem fenocristais de apatita, epidoto e biotita. Esta última mostra-se bastante alterada, em geral parcialmente substituída por opacos. A apatita ocorre na forma de cristais sub- a hipidiomórficos, em geral parcialmente alterados (Figura 5.9).

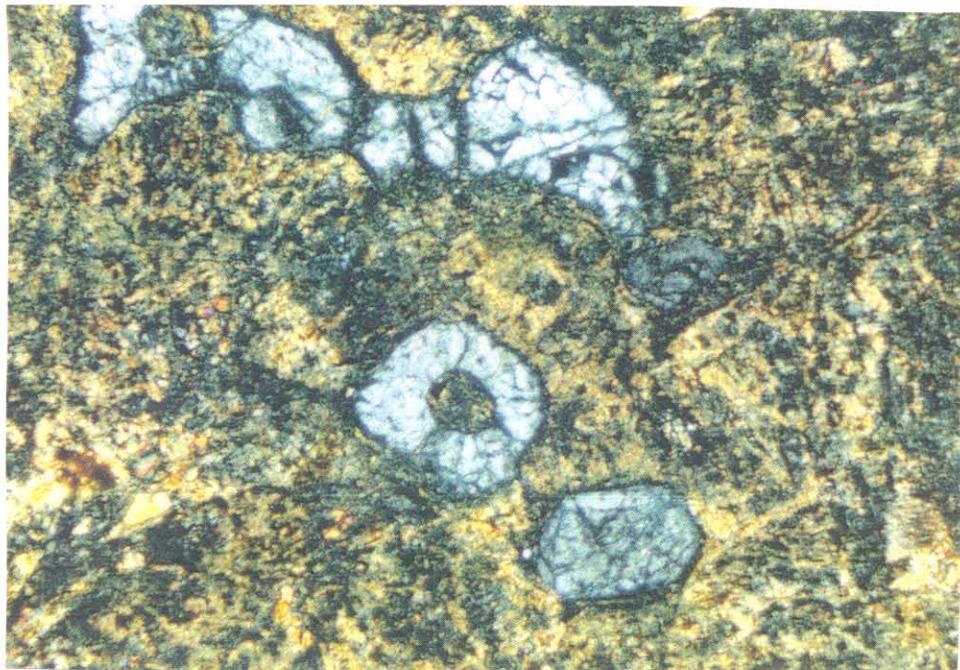


Figura 5.9: Fenocristais hipidiomórficos de apatita, parcialmente substituídos pela matriz argilosa, lâmina 4C; nicóis cruzados, 2,5x.

5.2.5 Solos

Na serra do Piriá, as amostras de solo foram coletadas no local das nascentes Juraci e Lourival, e no setor da nascente do Tombador. Na ilha de Itacupim, uma amostra de solo foi coletada no local de um dos poços escavados, na vila de pescadores.

Nos locais das primeiras nascentes citadas acima, a vegetação primária é parcialmente preservada (Tabela 2.2), havendo árvores de grande a médio porte. Nesse domínio, a camada superior do solo é areno-argilosa, de coloração cinza-claro, composta essencialmente de quartzo e caolinita bem cristalizada, bem como de goethita e anatásio em pequenas quantidades. Um pico bem definido, a $d = 10,04 \text{ \AA}$, poderia corresponder à muscovita ou à illita.

No Tombador, predomina uma vegetação do tipo capoeira (Tabela 2.2), além de uma faixa de buritizeiros que marca o curso do igarapé. Embora bastante similar aos solos das áreas preservadas referidas acima, a amostra coletada nesse local revelou a presença de clorita em pequena quantidade. A presença desse mineral, herdado da rocha matriz ali aflorante, é indicativa de um solo relativamente recente, uma vez que se trata de um mineral que em geral não persiste nos solos mais evoluídos, em clima tropical úmido.

Nos dois domínios estudados na serra do Piriá, os solos apresentam $\text{pH} \cong 5,0$ e teor de alumínio trocável $\cong 1,4 \text{ meq}/100\text{g}$.

solos com esse pH a acidez é provocada tanto pelos íons H^+ de origem orgânica como pela presença de Al^{3+} (em geral proveniente da alteração de argilominerais). A presença, no solo, de Al^{3+} , mais dificilmente trocável que H^+ , diminui a CTC do solo, o que explica porque nos solos com pH moderadamente ácido a taxa de saturação em bases ($V=S/CTC\%$, item 2.6.1) pode abranger uma faixa relativamente ampla, variando de $\cong 20\%$ até cerca de 70% (Figura 5.10) dependendo das proporções dos íons H^+ , Al^{3+} e, mais raramente, $Al(OH)^{2+}$ e $Al(OH)_2^+$ (DUCHAUFOR, 1995).

Na base da serra, no local da nascente Tombador, o teor de matéria orgânica ($C = 6,59\%$; M.O. = $13,17\%$) mostrou-se ligeiramente superior ao valor obtido na zona saprolítica ($C = 6,27\%$; M.O. = $10,78\%$). Essa diferença pode ser devida a uma remoção mais intensa da matéria orgânica nas encostas da serra. Os teores de M.O. nas duas zonas acima referidos são próximos dos obtidos por STARK (1970) nas proximidades de Manaus, na camada superior (0-4 cm) de solos em áreas comportando floresta de terra firme.

Ainda na zona saprolítica da serra do Piriá, nas margens da estrada que dá acesso à jazida da CIBRASA, e sob cobertura vegetal de capoeira, a camada superior do solo mostrou-se bastante pobre em matéria orgânica ($C = 0,03\%$; M.O. = $0,05\%$). Teores de C menores ou próximos de 1% foram encontrados por VIEIRA (1975) nos níveis superiores de perfis de Latossolo Amarelo

nos municípios de Salinópolis, Tomé Açu e São Miguel do Guamá, em áreas com vegetação de capoeira.

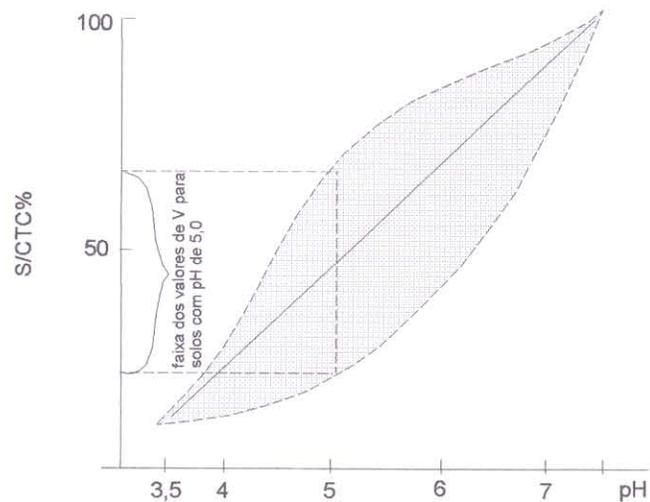


Figura 5.10: Relações entre o pH e a taxa de saturação em bases (S/CTC%; medida de CTC a pH 7). Fonte: DUCHAUFOR, 1995.

Na vila de pescadores da ilha de Itacupim, onde a vegetação é constituída principalmente por árvores frutíferas (Tabela 2.2), o solo é areno-argiloso, de coloração amarelada, e contém quartzo, caolinita bem cristalizada e goethita como minerais principais. Gibbsita e crandalita $[(Ca, Sr)Al_3(PO_4)_2(OH)_5H_2O]$ aparecem como traços. O teor de matéria orgânica (C = 2,76%; M.O. = 4,74%) é próximo do encontrado por VIEIRA (1975) em área de solo Concrecionário Laterítico que sustenta uma floresta de terra firme, no município de Tomé Açu. O pH (4,68) indica a influência dos íons H^+ e Al^{3+} na acidez. O teor de fosfato (0,98% em P_2O_5) se destaca em relação aos obtidos nas demais áreas estudadas, onde o teor desse

constituente mostra-se sempre inferior a 0,1%. Em Itacupim, o fosfato provém dos minerais do grupo da crandalita e/ou de outros fosfatos secundários presentes no solo. Esses minerais normalmente são atacados na abertura ácida à qual a amostra é submetida para análise do fosfato.

No solo coletado próximo à nascente Tombador, a fração orgânica leve analisada revelou um espectro de absorção em infravermelho bem definido (Figura 5.11). Neste, foram identificadas bandas de absorção correspondendo aos principais grupos funcionais dos ácidos húmicos. Assim, a banda em 3436 cm^{-1} (com desdobramentos em 3697 , 3621 cm^{-1}) refere-se ao estiramento da ligação O-H da hidroxila (-OH), componente da água de constituição de grupos hidrofílicos. Aquela em 1035 cm^{-1} (com desdobramentos em 1099 e 1009 cm^{-1}) é indicativa do estiramento da ligação C=O, da carboxila (-HCOO). Por sua vez, o estiramento do anel aromático parece ser evidenciado por uma banda em 1636 cm^{-1} (POPI & TALAMONI, 1992). Nas amostras coletadas nas demais áreas, as análises por espectroscopia em infravermelho revelaram as mesmas bandas, porém com menor intensidade (Figura 5.11).

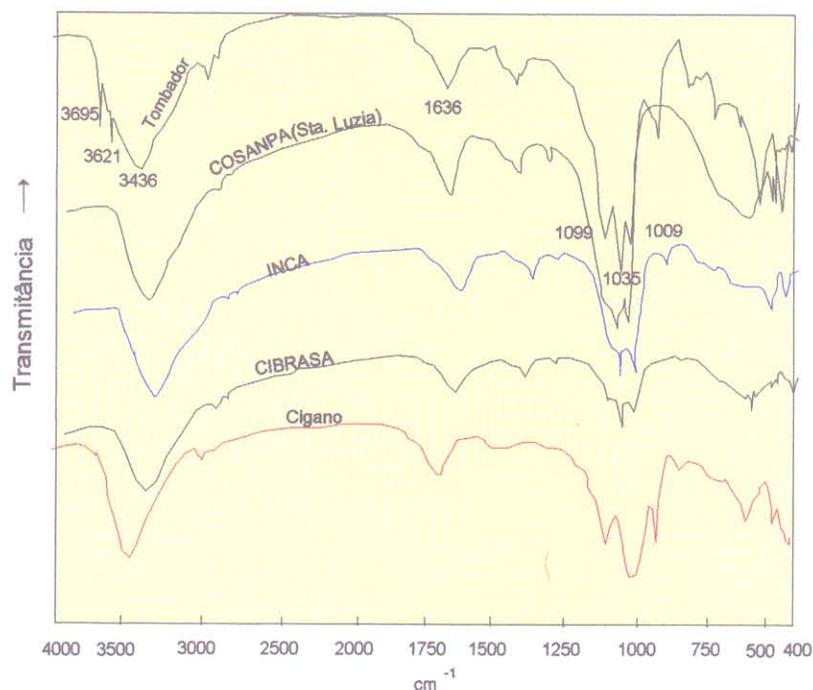


Figura 5.11: Espectros em infravermelho (pastilhas em KBr) obtidos em material húmico extraído de amostras da camada superior de solos de algumas áreas estudadas.

5.3 ROCHAS E SOLOS DA ÁREA DE SANTA LUZIA

Nessa área foram estudadas rochas e solos amostrados próximo às nascentes do sítio da Cachoeira e da jazida da INCA.

No primeiro caso, a rocha aflorante consiste num biotita-xisto milonítico apresentando um bandejamento milimétrico, definido pela alternância de níveis esbranquiçados e esverdeados. A rocha é cortada, discordantemente ao bandejamento, por veios de quartzo de espessura milimétrica a centimétrica.

Ao microscópio, o bandejamento é definido pela alternância de níveis quartzosos e níveis com predominância de biotita,

parcialmente cloritizada, além de oxi-hidróxidos de ferro (Figura 5.12). Os níveis quartzosos são em geral descontínuos, formando lentes (Figura 5.13). Neles, o quartzo é policristalino, xenomórfico e apresenta extinção ondulante. Nos veios que cortam o bandamento, o quartzo policristalino está associado a agregados fibro-radiais de fosfato do grupo da crandalita (Figura 5.14). Wavelita $[\text{Al}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})5\text{H}_2\text{O}]$ e variscita $[(\text{Al},\text{Fe})\text{PO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}]$ foram identificadas apenas por difração de raios-x, aparecendo nos difratogramas na forma de picos de pequena intensidade.



Figura 5.12: Estrutura bandada, definida pela alternância de níveis quartzosos e níveis com predominância de biotita e oxi-hidróxidos de ferro; amostra do biotita-xisto milonítico aflorando no igarapé do sítio da Cachoeira, em Santa Luzia; nicóis paralelos, 2,5x.

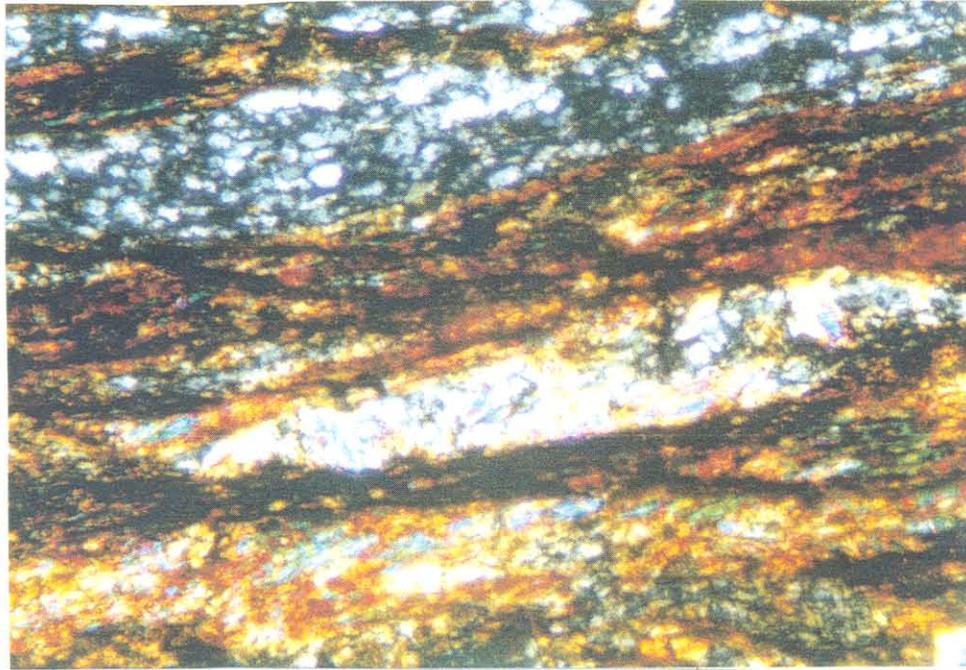


Figura 5.13: Detalhe da figura anterior mostrando níveis quartzosos descontínuos, formando lentes; nicóis cruzados 10x.

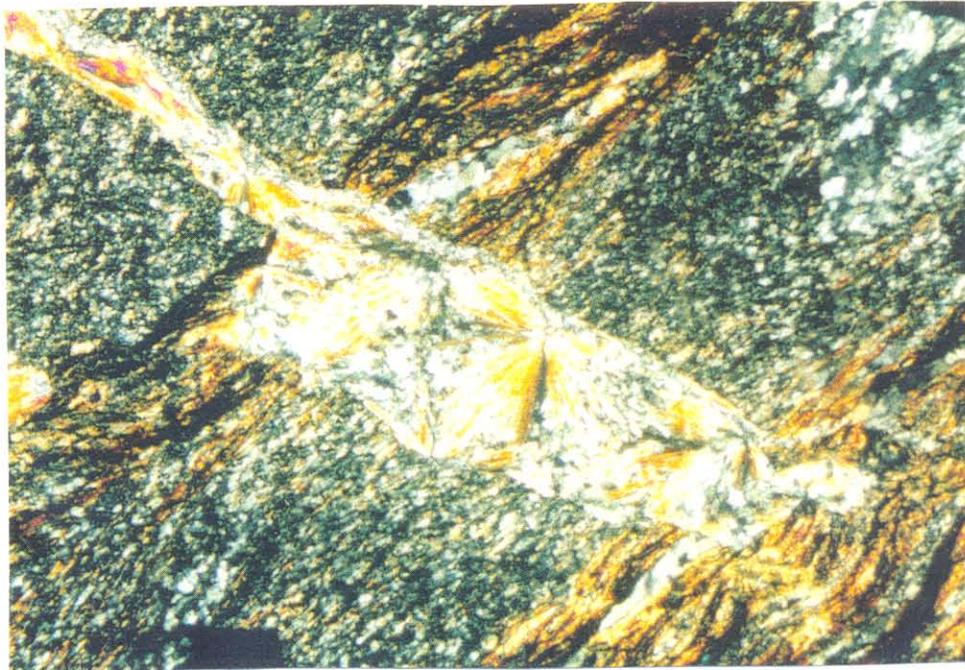


Figura 5.14: Veio de quartzo cortando o bandamento do xisto-milonítico do sítio da Cachoeira; o quartzo é policristalino e está associado a agregados fibro-radiais de fosfato do grupo da crandalita; nicóis cruzados, 2,5x.

Na jazida da INCA afloram principalmente sericita filitos, utilizados na fabricação de cerâmica. As rochas têm coloração esbranquiçada e são normalmente bastante friáveis em decorrência da alteração. Os minerais constituintes, identificados por difração de raios-x, são caolinita, sericita e quartzo. No local da nascente encontram-se blocos de um arenito ferruginoso contendo fragmentos milimétricos a centimétricos de quartzo, em geral angulosos a sub-angulosos. Esse arenito é bastante semelhantes ao da cobertura intempérica mais recente da área de Cachoeira(PA), descrita por TRARBACH & KOTSCHOUBEY(1991). Naquela área, o referido material constitui um nível de cerca de 2m de espessura, de origem provavelmente coluvial, proveniente do desmantelamento de veios e vênulas de quartzo e ferruginizado posteriormente.

5.3.1- Solos

Nesse setor, foram analisadas amostras de solo na área da captação da COSANPA, onde a vegetação é relativamente preservada, e da área do sítio da Cachoeira, onde predomina uma vegetação do tipo capoeira. Em ambos os casos, os solos são arenosos, constituídos principalmente por quartzo, muscovita e caolinita, esta última ocorrendo em menor quantidade. Nos resíduos de filtração das águas foram identificados hidróxido de ferro mal cristalizado e traços de montmorilonita.

São solos ácidos, sendo que na captação da COSANPA o pH e o teor de Al^{3+} mostraram-se mais baixos (4,33 e 1,33 meq/100g, respectivamente) do que no sítio da Cachoeira (4,98 e 4,28 meq/100g). Neste último local foi detectado um teor de matéria orgânica (C = 4,30%; M.O. \cong 7,39%) menor do que na captação da COSANPA (C = 5,24%; M.O. \cong 10,48%).

5.4 GRANITO DE TRACUATEUA E SEUS PRODUTOS DE ALTERAÇÃO

Foram estudadas amostras de granito provenientes das pedreiras do Cigano e Santa Mônica, situadas próximo aos pontos de amostragem d'água nessa área.

O granito exhibe coloração cinza-claro e granulação média, sendo constituído por quartzo, microclínio, albita e muscovita, com biotita em menor quantidade. Opacos ocorrem como traços. Quando alterada, a rocha torna-se friável e adquire uma coloração rosa-esbranquiçada. No granito intemperizado foram identificados por difração de raios-x, quartzo, muscovita, microclínio, albita e caolinita bem cristalizada. Aparece ainda um pico bem definido, relativamente aberto, em $d = 12,09 \text{ \AA}$, que corresponde possivelmente a um argilomineral do tipo interstratificado (ilita-montmorilonita). Estudando a fração argilosa em perfis de solo desenvolvido sobre esses granitos, GOULART (1980) identificou a ilita em todos os níveis de um dos

perfis enquanto que a montmorilonita foi detectada apenas no horizonte basal.

Em lâminas delgadas, observa-se que, em geral, a biotita ocorre parcial ou totalmente substituída por clorita (Figura 5.15). Essa transformação seria de natureza hidrotermal uma vez que a alteração supergênica da biotita consiste na perda de potássio e ferro, e resulta, numa primeira etapa, em formação de vermiculita (DUCHAUFOUR, 1995). Entretanto, a biotita mostra também evidências de intemperismo químico que se traduz pela ocorrência de opacos ao longo dos seus planos de clivagem e por uma caolinitização incipiente. Segundo CARVALHO (1995), em locais de intensa circulação de águas as fases iniciais de alteração da biotita (fengita, vermiculita) são efêmeras ou inexistentes, sendo comum encontrar-se a biotita diretamente em contato com a caolinita e a goethita, seus produtos finais de alteração.

O quartzo é policristalino e xenomórfico, enquanto que a muscovita ocorre em palhetas de tamanho variado, não orientadas. Encontra-se também na forma de pequenas inclusões nos cristais de quartzo, plagioclásio e K-feldspato. Os dois últimos apresentam-se em cristais anédricos a subédricos. O plagioclásio mostra comumente um processo de caolinitização de intensidade variável, sendo que, muitas vezes, essa alteração é quase total (Figuras 5.16 e 5.17). O microclínio, em geral, mostra-se pouco ou não alterado (Figuras 5.16 e 5.17).



Figura 5.15: Transformação de biotita em clorita; amostra de granito aflorando próximo à nascente da pedreira do Cigano, em Tracuateua; nicóis cruzados, 2,5x.



Figura 5.16: Alteração da albita em caolinita e preservação do microclínio; amostra coletada próxima à nascente da pedreira do Cigano; nicóis cruzados, 2,5x.

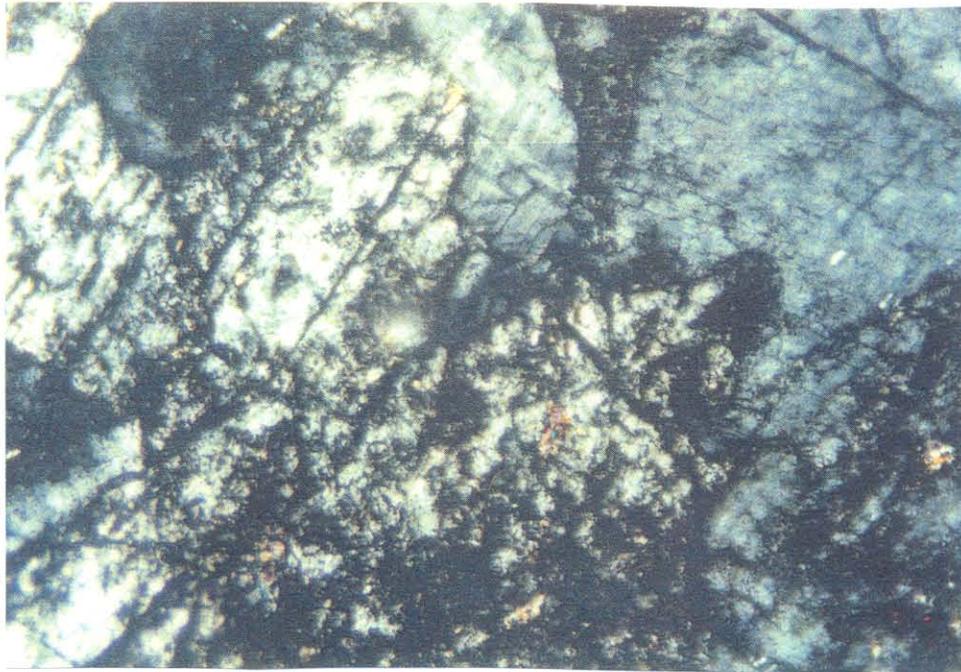


Figura 5.17: Detalhe da figura anterior realçando a alteração pronunciada da albíta enquanto o microclínio apresenta-se quase analterado; nicóis cruzados, 10x.

5.4.1- Solos

Nas áreas graníticas foram estudados solos de zonas de capoeira, desmatadas ou de vegetação rasteira e, finalmente, de vegetação primária relativamente preservada.

Nos solos das primeiras zonas acima referidas, os minerais principais são quartzo, muscovita e K-feldspato, este último em menores quantidades. São solos arenosos, grosseiros, de coloração creme-esbranquiçada nos quais encontram-se ainda fragmentos centimétricos de granito, já bastante degradados e friáveis. Nesses fragmentos, foram identificados essencialmente o

quartzo, a muscovita, o K-feldspato e a caolinita. Cristais de biotita e de Na-plagioclásio são raros.

Nas áreas desmatadas ou com vegetação rasteira, a camada superior do solo é arenosa e composta quase exclusivamente de quartzo. A pouca quantidade de material mais fino nesse nível superficial poderia ser resultado de um ou mais fenômenos. Um desses, provavelmente bastante significativo e já sugerido por GOULART(1980), seria a desestabilização da caolinita pela ação das águas percolantes contendo teores muito baixos de sílica e/ou bastante ácidas(ítem 6.5.3). Junto com a degradação da caolinita, pode haver a eluviação das argilas e dos hidróxidos de ferro ligados às mesmas. Este fenômeno pode tornar-se significativo quando as soluções do solo são pobres em íons flocculantes como Ca^{2+} e Al^{3+} , constituindo, assim, um meio propício à dispersão das partículas argilosas. Por outro lado, a presença de matéria orgânica nas soluções do solo, mesmo em pequena quantidade, se opõe à ação flocculante dos cátions, formando complexos com estes. Além disso, a matéria orgânica forma uma película protetora na superfície das partículas argilosas, facilitando sua migração para o horizonte B. Em períodos de chuvas fortes e quando o material subjacente é pouco permeável, pode ocorrer transporte lateral das argilas(DUCHAUFOR, 1995). Em perfis de solo desenvolvidos sobre esses granitos GOULART(1980) constatou um enriquecimento em SiO_2 em direção ao topo, enquanto Al e Fe apresentaram um comportamento inverso. Essa distribuição sugere

uma podzolização, processo este já admitido por SIOLI (1956, 1960) para certos solos da região Bragantina e da Bacia Amazônica.

Nos locais onde a vegetação primária é relativamente preservada, a camada superior do solo é areno-argilosa e composta de quartzo, caolinita em menor quantidade e traços de montmorilonita. Hidróxido de ferro muito mal cristalizado foi identificado nos resíduos de filtração das águas. A formação de argilas do tipo montmorilonita requer um teor elevado de bases (Ca e Na) e sílica (PEDRO, 1968; AOUDJIT et al. 1995). Essas condições podem estar presentes nos ambientes onde as águas não conseguem lixiviar esses íons. Nos domínios preservados em discussão, o solo mostrou-se rico em matéria orgânica (C = 4,04%; M.O. = 8,08%), ácido (pH = 4,4), com teor de Al^{3+} = 2,04 meq/100g. A estimativa da taxa de saturação em bases (V), a partir do valor do pH, indica solos bastante insaturados com valores de $V \cong 15-25\%$ (Figura 5.10). É reconhecido que nas áreas pobres em reserva mineral a camada superficial rica em matéria orgânica desempenha um papel fundamental na nutrição das plantas através do ciclo biogeoquímico. Nesse ciclo, os nutrientes absorvidos pelas raízes retornam ao solo através da liteira onde são estocados na forma de reserva orgânica, estabelecendo-se assim um "circuito fechado" responsável pela manutenção da vegetação (DUCHAUFOR, 1995).

5.5 PRODUTOS DE ALTERAÇÃO DOS SEDIMENTOS PIRABAS E/OU BARREIRAS (TAUARÍ E SALINÓPOLIS)

Na área da extinta jazida da CIBRASA, situada nas proximidades de Tauarí (Figura 2.1), a vegetação é do tipo capoeira, com palmeiras (buritizeiros e açazeiros) ocorrendo no local da nascente.

O calcário fossilífero aflorante, parcialmente alterado, exibe uma coloração esbranquiçada a cinza-claro. A análise mineralógica revelou a presença de calcita e quartzo como minerais principais, enquanto que a dolomita, caolinita e montmorilonita ocorrem em pequenas quantidades. O solo é argilo-arenoso, composto principalmente de quartzo, caolinita e montmorilonita, enquanto que a calcita ocorre em pequenas quantidades. É relativamente rico em matéria orgânica (C = 1,64%; M.O. = 2,83%), apresenta pH = 8,0 e é saturado em bases. Uma outra amostra, mais argilosa, coletada a alguns metros da nascente, sob cobertura de palmeiras, revelou caolinita e montmorilonita como minerais principais. Caolinita, traços de montmorilonita e hidróxido de ferro mal cristalizado foram identificados nos resíduos de filtração das águas. Embora a calcário seja rico em nutrientes de origem marinha, essenciais para as plantas, como Ca^{2+} e Mg^{2+} além de Fe, Mn, Zn e Cu, sabe-se que nos solos apresentando valores de $\text{pH} > 7,5$ a solubilidade de muitos desses nutrientes é diminuída, dificultando a sua

absorção pelas plantas (DUCHAUFOR, 1995). Tal fato explica a existência de vegetação rasteira nas áreas circunvizinhas, onde o calcário aflora amplamente.

No local da captação de água subterrânea da COSANPA, em Tauarí, assim como nos locais das nascentes de Salinópolis, a camada superior do solo revelou características semelhantes. Trata-se de um material arenoso a areno-argiloso, composto sobretudo de quartzo e caolinita e contendo pequena quantidade de goethita. Foram determinados valores de pH próximos de 5, e teores de $Al^{3+} \cong 0,60$ meq/100g. O conteúdo de matéria orgânica mostrou-se bastante variável, sendo de 0,27% no local da nascente Batista até $\cong 2,0$ na praça do Caranã e na captação da COSANPA. Nessas áreas, os nutrientes liberados pelo calcário em subsuperfície, podem ser melhor aproveitados pela vegetação, uma vez que o pH dos solos possibilita a sua permanência em solução.

6 ESTUDO DAS ÁGUAS

6.1- TRABALHOS ANTERIORES

Os estudos sobre a influência da alteração das rochas e minerais sobre o quimismo das águas começaram a se tornar expressivos na década de 60. Dentre os trabalhos pioneiros nesse domínio destacam-se os de SCHOELLER(1962), FETH et al.(1964), GARRELS & MACKENZIE(1967), HELGESON(1968), TARDY(1969, 1971). A partir daí, um crescente número de trabalhos tem versado sobre o assunto, destacando-se os estudos de PACES(1973), MICHARD & FOUILLAC(1974), SARAZIN et al.(1976), BUSENBERG(1978), SARAZIN et al.(1982), BOULEGUE et al.(1989), SARIN et al.(1989), BARTARYA(1993), CALVO DE ANTA & MACIAS(1993). A importância dos ácidos orgânicos no processo de alteração e, conseqüentemente, a sua influência sobre o quimismo das águas, também tem sido objeto de vários estudos. Dentre estes podem ser citados os de HUANG & KELLER(1970), TAN(1980), CHIN & MILLS(1991), WELCH & ULLMAN(1993) e FRANKLIN et al.(1994).

Não obstante o interesse demonstrado por esse campo de pesquisa, particularmente da França e dos Estados Unidos, no Brasil, os trabalhos nesse domínio são pouco expressivos.

Na região sudeste, os estudos hidroquímicos têm se voltado mais para a influência de fatores antropogênicos sobre o quimismo das águas. Trata-se de uma tendência natural, face aos

crescentes problemas de poluição dos recursos hídricos daquela região. Entretanto, alguns trabalhos têm versado sobre a influência de fatores naturais. Um exemplo destes é o trabalho efetuado por MOREIRA-NORDEMANN & REBOUÇAS(1986). Os autores estudaram durante um ano as variações composicionais da água de um poço, numa região sedimentar do vale do Paraíba(SP), e da água da chuva na mesma área. O objetivo desse estudo foi definir a influência dos sedimentos e da água pluvial sobre o quimismo da água do poço. Os resultados mostraram que nesta última o Cl⁻ provém principalmente da água da chuva e que o enriquecimento em K⁺ provém da alteração do K-feldspato, abundante nos sedimentos. Os baixos teores de Ca²⁺ sugerem a sua retenção pelos sedimentos e/ou reciclagem pela biomassa. Na bacia de São Paulo, SZIKSZAY & TOLEDO-GROKE(1989) e SZIKSZAY et al.(1990) determinaram a influência das rochas sobre o quimismo da água da zona insaturada. Os teores relativamente elevados de K⁺ nas águas estudadas foram atribuídos à caolinitização da muscovita e do microclínio presentes nos sedimentos da zona considerada.

Na região Sul, BITTENCOURT(1984) estudou águas superficiais, em área basáltica, na bacia do Paraná. Através das características químicas e do balanço de massa, o autor avaliou a dinâmica de alteração e a erosão média em uma pequena bacia hidrográfica(bacia do Jacutinga). As variações sazonais no quimismo dessas águas também foram avaliadas. As águas mostraram equilíbrio com caolinita e a erosão mecânica mostrou-se maior que

a química. Em áreas desmatadas ou apresentando uma ocupação intensiva dos solos, os dois tipos de erosão mostraram-se bem mais acentuadas. Dentre os solutos que apresentaram maiores variações sazonais dos seus teores, a sílica se destacou.

Nas décadas de 60 e 70, na região Nordeste do Brasil, alguns trabalhos consideraram o ataque químico de minerais como sendo responsável pela salinização de águas subterrâneas de áreas cristalinas. Assim, Costa apud SCHOFF(1972) atribuiu a salinização das águas à alteração de feldspatos alcalinos, enquanto que Teixeira & Oliveira apud SCHOFF(1972) concluíram que os altos teores de sais das águas por eles estudadas resultavam do ataque da biotita. Outros trabalhos, realizados na mesma região, consideraram o clima árido(LEAL, 1966) e a presença de águas marinhas residuais(SCHOFF, 1972) como os principais fatores responsáveis pela salinização das águas.

Na região Amazônica, trabalhos pioneiros procurando avaliar a influência das rochas sobre o quimismo das águas foram desenvolvidos por SIOLI, na década de 40. Em um desses trabalhos(SIOLI, 1949) o autor estudou as águas do rio Cupari, afluente do Tapajós, cujo curso, em boa parte, atravessa o domínio de formações carboníferas de origem marinha, da bacia do Amazonas. Na mesma bacia, o autor estudou o rio Arapiuns(SIOLI, 1956), no domínio da Formação Alter do Chão(Cretáceo), de origem continental. Estudou ainda o alto rio Negro(SIOLI, 1956), em áreas onde predominam granitos e gnaisses. Na região Bragantina,

o autor estudou águas no domínio dos sedimentos Pirabas e Barreiras, assim como em áreas de rochas cristalinas (SIOLI, 1951a, b; 1957; 1960). Os trabalhos citados evidenciaram claramente a influência do substrato rochoso na composição das águas. Nas áreas de ocorrência das formações de origem marinha, as águas revelaram valores de pH tendendo para alcalinos e teores de Ca^{2+} e, em alguns casos, de SO_4^{2-} elevados, contrastando com as águas associadas a formações cristalinas ou de origem continental.

Em Barcarena, município próximo de Belém, o quimismo das águas superficiais e subterrâneas foi estudado por LIMA & KOBAYASHI (1988). Ali, o substrato é formado por uma alternância de níveis areníticos e níveis essencialmente caoliníticos, com zonas enriquecidas em material carbonoso. Foi demonstrado que esse pacote sedimentar exerce pouca influência sobre o quimismo das águas, o qual é herdado, principalmente, das águas pluviais.

A influência do substrato rochoso sobre as águas superficiais da Bacia Amazônica foi novamente estudada em trabalhos mais recentes por STALLARD (1980), STALLARD & EDMOND (1983, 1987) e GUYOT (1993), este último tendo investigado águas da Amazônia boliviana. Nos trabalhos de STALLARD (1980) e STALLARD & EDMOND (1983, 1987), os autores correlacionaram a soma dos cátions (TZ^+) em $\mu\text{eq/L}$ com o tipo de substrato. Demonstraram, assim, que os rios mais pobres em cátions ($0 < \text{TZ}^+ < 200 \mu\text{eq/L}$) associam-se aos sedimentos mais intemperizados. Por outro lado,

os rios com (TZ⁺) mais elevado estão associados, principalmente, a sedimentos de origem marinha ricos em carbonatos e sulfatos (450 < TZ⁺ < 3000 µeq/L) ou depósitos evaporíticos (TZ⁺ > 3000 µeq/L). Os rios com teor de cátions intermediário (200 < TZ⁺ < 450 µeq/L) são aqueles das áreas onde dominam materiais silicosos, pouco intemperizados.

Um estudo ressaltando a influência do tipo de solo na composição das águas de infiltração e de escoamento superficial, foi realizado por LEPRUN et al. (1989) no Estado de Rondônia. Nesse trabalho foram considerados sete tipos de solos, desenvolvidos sobre rochas sedimentares, graníticas e magmáticas básicas, e sustentando uma cobertura vegetal nativa ou cultivada. Foi, assim, evidenciada uma estreita relação entre a composição das águas e a dos solos e das rochas. Observou-se que os solos Brunizem (B) e Podzólicos Vermelho Escuros (PE), resultantes da alteração das rochas gnáissicas e migmatíticas, liberam mais cátions e sílica para as águas. Por outro lado, nas áreas de solos Podzólicos Vermelho Amarelos (PVa) e de Latossolos (LA), desenvolvidos sobre granitos e sedimentos quartzosos, as águas contêm os menores teores de cátions e de sílica.

Os resultados acima referidos se opõem aos obtidos por GIBBS (1965, 1972), STALLARD (1980) e STALLARD & EDMOND (1983), segundo os quais, os conteúdos mais elevados de sílica na bacia Amazônica estariam relacionados a sedimentos e latossolos. As

águas percolando os solos B e PE citados acima, além de serem mais ricas em cátions e sílica, mostram uma tendência bissialítica, revelando equilíbrio com a montmorilonita (TARDY, 1969, 1971). Por sua vez, aquelas associadas aos solos Podzólicos Vermelho Amarelos (Pva), correspondendo a um mais alto grau de alteração, situam-se no campo de estabilidade da caolinita.

O quimismo de águas de nascentes localizadas no domínio da cobertura laterítica sobre os basaltos, na região de Tucuruí (PA), foi avaliado por HIERONYMUS et al. (1990) através de diagramas de equilíbrio. A amostragem foi realizada em 1987 e 1988, no final do período seco. As águas mostraram-se bastante ácidas, com $3 < \text{pH} < 5$. Aquelas coletadas na interface rocha-matriz/litomargem revelaram variações periódicas em relação ao equilíbrio com a caolinita bem cristalizada. Em um ano apareceram saturadas, enquanto que no outro, após forte chuva, mostraram-se insaturadas e, conseqüentemente, capazes de desestabilizar esse mineral. As águas coletadas nos diferentes níveis do perfil intempérico mostraram-se sempre insaturadas em relação à gibbsita. Concluiu-se que essa subsaturação permite a dissolução desse mineral e a subsequente lixiviação do alumínio para os níveis inferiores do perfil laterítico.

GODOT et al. (1990) estudaram águas superficiais entre Belém (PA) e Imperatriz (MA). Os cursos d'água amostrados atravessam domínios de rochas vulcânicas e sedimentares pertencentes à bacia do Parnaíba e, principalmente, às Formações

Itapecuru e Ipixuna, recobertas por crostas bauxíticas e ferruginosas. Na parte setentrional da região investigada ocorrem sedimentos pós-Ipixuna, Barreiras, Pirabas, além de rochas da Formação Gurupi. A maioria das águas mostrou o predomínio da influência da água de chuva de origem oceânica. Algumas amostras refletiram a influência de formações evaporíticas, presentes no sul da região enfocada. Águas com alcalinidade relativamente elevada foram encontradas em áreas de ocorrência de basaltos, folhelhos e formações precambrianas. Nos domínios das Formações Itapecuru e Ipixuna, nas quais predominam arenitos e argilas caoliníticas, as águas mostraram teores relativamente altos de H_4SiO_4 , porém uma alcalinidade fraca ou nula, caracterizando a dissolução apenas da sílica. Uma amostra coletada em zona de ocorrência à Formação Pirabas mostrou subsaturação em relação ao equilíbrio água-quartzo, ao contrário das demais, todas supersaturadas.

Na mesma linha de pesquisa do trabalho anterior, KOTSCHOUBEY et al. (1990) estudaram águas de nascentes na região da serra dos Carajás, no domínio de sequências vulcanossedimentares. Os resultados apontaram a destruição de silicatos e a neoformação de caolinita e/ou gibbsita indicando, na região, um intemperismo atual do tipo ferralítico. A maioria das águas também mostrou a influência de águas pluviais de origem oceânica.

6.2 PARÂMETROS FÍSICOS, FÍSICO-QUÍMICOS E QUÍMICOS- CONSIDERAÇÕES GERAIS

Os parâmetros avaliados refletem os processos químicos e/ou bioquímicos que ocorrem nas zonas insaturada e saturada. Assim sendo, foram determinados a condutividade elétrica, o pH e a alcalinidade. A temperatura também foi medida, porém os valores obtidos refletiram sempre a temperatura ambiente, entre 24 e 27°C.

Embora os parâmetros acima citados sejam de uso comum em hidrogeoquímica, considerou-se conveniente apresentar uma definição sucinta dos mesmos, destacando também a sua utilidade em trabalhos que avaliam os fatores controladores do quimismo das águas.

6.2.1- Condutividade Elétrica

A condutividade elétrica da água, expressa pela condutância específica, representa sua capacidade de conduzir eletricidade, a uma determinada temperatura, em geral 25°C, sendo dependente do seu conteúdo iônico. A unidade de medida é o siemens (S)/cm.

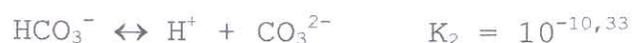
As águas em contato com rochas constituídas por minerais mais vulneráveis ao ataque químico (calcário, basalto, p. ex.) têm, em geral, uma condutividade elétrica maior do que aquelas

associadas a rochas mais resistentes à alteração, como granito e quartzito. Uma elevada condutividade elétrica pode indicar, ainda, a influência da água do mar. A dissolução de ácidos, e a consequente liberação de íons H^+ não neutralizados, pode também aumentar o valor da condutividade elétrica (HEM, 1970; DREVER, 1988).

6.2.2 pH

O pH das águas, definido como $-\log[H^+]$, determina em grande parte a capacidade destas atacarem minerais e rochas (LEVINSON, 1974). Nas soluções ácidas, em geral o ataque é mais rápido. A formação de íons complexos, embora dependa da saturação da água em determinados constituintes, é também fortemente controlada pelo pH.

O dióxido de carbono dissolvido na água tem uma influência fundamental sobre o seu pH através das seguintes reações (KRAUSKOPF, 1972; LEVINSON, 1974):



Em geral o CO₂ provém da atmosfera e, principalmente, da oxidação, por bactérias, da matéria orgânica do solo.

A decomposição de compostos mais complexos origina ácidos orgânicos, principalmente ácidos húmicos e fúlvicos, os quais têm em sua estrutura grupos carboxílicos(-COOH) e hidroxílicos(-OH). A dissociação desses compostos na água libera íons H⁺, como mostra a reação abaixo, e tende a reduzir o pH do meio (THURMAN, 1985).



onde R, um radical orgânico qualquer

6.2.3 Alcalinidade

A alcalinidade total de uma solução representa a soma das bases que são tituladas com ácido forte (STUMM & MORGAN, 1981). Em geral considera-se que nas águas ácidas, a alcalinidade é determinada principalmente pela dissociação do ácido carbônico (H₂CO₃), resultante da dissolução de CO₂. Considerando-se os valores de K (constante de ionização) apresentados no item anterior, observa-se que a dissociação do HCO₃⁻ é muito mais fraca que a do H₂CO₃ e que, assim, o HCO₃⁻ predomina em relação ao CO₃²⁻, salvo em águas com pH muito elevado. Assim sendo, a concentração

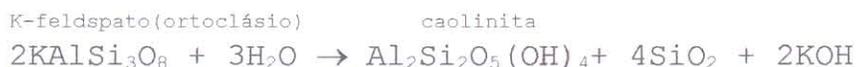
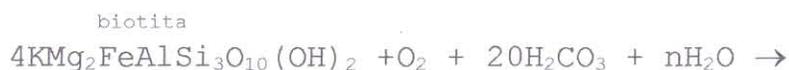
do íon HCO_3^- (em meq/L ou mmol/L) normalmente é considerada sinônimo da alcalinidade.

A determinação do HCO_3^- pode ser feita a partir dos valores de pH e das reações de ionização do H_2CO_3 apresentadas no item anterior (MICHARD, 1989) ou por estequiometria, a partir dos valores de CaCO_3 (em ppm). Neste último caso considera-se a reação (BUTLER, 1982):



na qual 1 mol de CaCO_3 (100g) produz 2 mols de HCO_3^- (2x61g). Assim, 1 ppm $\text{CaCO}_3 \equiv 1,22$ ppm ou 0,02 meq/L de HCO_3^- (CUSTODIO & LLAMAS, 1976; CETESB, 1988). No presente trabalho, os valores de HCO_3^- , foram obtidos a partir dessa última relação.

A hidrólise de minerais portadores de cátions básicos tende a aumentar a alcalinidade da água (MICHARD, 1989), como evidenciado pelas reações de alteração da biotita e do K-feldspato, mostradas a seguir (LEVINSON, 1974).



As espécies KHCO_3 e $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$ produzidas na primeira reação se dissociam liberando os íons K^+ , Mg^{2+} e HCO_3^- ; por sua vez, o KOH , produto da segunda reação, se dissocia em K^+ e OH^- . A presença de HCO_3^- e OH^- em solução provoca o aumento da alcalinidade referido anteriormente.

6.3 PARÂMETROS DAS ÁGUAS ESTUDADAS

6.3.1 Águas da Zona Saprolítica (Serra do Piriá) e do Horizonte de Transição (Serra do Piriá e Ilha de Itacupim).

As águas da zona saprolítica da serra do Piriá são pobres em sais ($\text{STD} < \text{ou } \cong 30 \text{ ppm}$; Tabelas 6.1 a 6.6) o que contribui para os seus baixos valores de pH e de condutância, cujas médias são 4,7 e $32 \mu\text{S/cm}$, respectivamente. Tais valores sugerem que essas águas não têm um contato efetivo com rochas portadoras de minerais ricos em bases. Trata-se, portanto, de resultados compatíveis com o material altamente intemperizado que as mesmas percolam, no caso o horizonte saprolítico (item 5.2.2). Tanto para o pH como para a condutância específica, as variações dos valores obtidos nos diferentes períodos de amostragem em geral não são significativas.

Das nascentes situadas no sopé da serra, aquela do Centrinho apresentou valores de pH e de condutância específica geralmente mais elevados que os da nascente Tombador. Na

primeira, os valores médios de pH e condutância específica foram, 6,0 e 99 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectivamente; no Tombador os valores médios para os mesmos parâmetros foram 5,1 e 48. Os valores referidos sugerem que essas águas têm um contato efetivo com a rocha matriz fonte do perfil laterítico, portadora de minerais ricos em bases (item 4.2.4.1; Figura 4.7) e vulneráveis ao ataque químico. As variações nos valores de pH e/ou condutância específica refletem diminuição e aumento periódicos nos teores de alguns íons, fenômeno discutido no item 6.4.1.

Na maioria das amostras dessa área, o HCO_3^- , apresentou valores $\leq 0,2$ meq/L, condizentes com os baixos valores de pH. No Centrinho, os valores mais elevados são devidos à presença de cátions básicos em quantidades mais elevadas que na zona saprolítica (item 6.3.2.2).

Em Itacupim, o pH das águas dos dois poços apresentou valores próximos nas duas coletas realizadas, sendo a média 4,4. Por sua vez, os valores de condutância específica mostraram-se mais elevados no poço 1 (de 10m de profundidade), onde se obteve o valor médio de 128 $\mu\text{S}/\text{cm}$. No poço 2 (de 6 m de profundidade) o mesmo parâmetro apresentou um valor médio de 68 $\mu\text{S}/\text{cm}$. O valor de condutância do poço 1 sugere, a princípio, um contato mais significativo com silicatos primários da rocha matriz do perfil laterítico, sobretudo os mais vulneráveis ao intemperismo químico.

6.3.2 Águas do Domínio Metassedimentar (Santa Luzia)

As águas dessa área mostraram-se ácidas com um valor médio de pH de 4,2. No poço escavado e na nascente do sítio da Cachoeira, assim como na nascente da jazida da INCA, obteve-se valores de condutância específica bastante semelhantes, com média de 22 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Nos poços da captação da COSANPA (bateria), o valor médio para esse parâmetro foi ligeiramente mais elevado (37 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Os valores de pH e condutância específica obtidos nessa área são coerentes com o tipo de material aquífero, constituído pelo manto de alteração dos xistos ou filitos.

Nas duas coletas efetuadas no poço escavado da rua Nova, os valores médios de pH e condutância específica foram 6,9 e 467 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectivamente. Tais valores não são compatíveis com os produtos de alteração dos metassedimentos que constitui o material aquífero. Os minerais presentes nesse produtos (item 5.4), não são fontes significativas de bases e, assim, não explicam os valores de pH e condutância específica referidos anteriormente. Como se trata de um poço localizado bem próximo a locais de lavagem de louça e de roupa (item 2.3.3), a água utilizada nessas atividades provavelmente atinge o lençol freático, modificando os valores originais do pH e da condutância específica da água.

6.3.3 Águas do Domínio Granítico (Tracuateua)

As águas dessa área são bastante pobres em solutos, sendo os valores de STD em geral inferiores a 15 ppm. Esses valores refletem a natureza do aquífero, constituído pelo manto de alteração do granito. Nesse material os minerais predominantes são o quartzo e a caolinita (ítem 5.4.1), os quais não comportam bases em sua estrutura. Considerando as águas coletadas nos três pontos de amostragem, os valores médios do pH e da condutância específica foram 4,6 e 17 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectivamente. No que concerne a este último parâmetro, valores ligeiramente mais elevados ($\cong 25 \mu\text{S}/\text{cm}$) foram obtidos em águas coletadas nas épocas chuvosas. O aumento dos valores de condutância específica durante o período chuvoso, em águas superficiais, foi constatado por (LIMA & KOBAYASHI, 1988; SANTOS et al. 1986/87). Esse aumento seria devido à influência de íons H^+ solvatados, provenientes dos produtos de decomposição da matéria orgânica, em particular dos ácidos húmicos e fúlvicos.

Tabela 6.1: Parâmetros e constituintes químicos de águas subterrâneas da Região Nordeste do Pará, coletadas em outubro de 1992(período seco:S). Sílica em mmol/L, STD em ppm, demais em meq/L. Condutância específica(Cond.) em $\mu\text{S}/\text{cm}$; hz. trans.: horizonte de transição; vulcanosse.; sequência vulcanossedimentar; gr: granito; met: metassedimentos.

Amostra	Material associado	Local de coleta	pH	Cond.	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	SiO ₂	STD
1-92-S	saprólito	Piriá; nasc. Juraci	4,7	35,0	0,04	0,07	0,14	0,004	0,02	0,19	0,04	0,09	20,30
2-92-S	saprólito	Piriá; nasc. Lourival	6,4	31,4	0,04	0,08	0,15	0,008	0,05	0,19	0,04	0,14	25,64
3-92-S	hz. trans. /vulcanoss.	Piriá; nasc. Centrinho	6,7	110	0,48	0,48	0,36	0,005	0,95	0,32	0,04	0,63	132,87
4-92-S	saprólito	Piriá; nasc. Sto André	4,7	24,4	0,02	0,06	0,16	0,004	0,01	0,16	0,04	0,08	17,97
5-92-S	manto alteração/gr.	Trac.; nasc. Joana	4,8	13,8	0,01	0,04	0,05	0,005	< 0,01	0,06	0,01	0,07	8,84
6-92-S	manto alteração/gr.	Trac.; nasc. Cigano	4,9	13,3	0,020	0,02	0,06	0,008	< 0,01	0,07	0,02	0,08	10,58
7-92-S	manto alteração/gr.	Trac.; poço Cigano	5,1	20,4	0,02	0,02	0,13	0,014	0,02	0,13	0,01	0,06	14,09
8-92-S	Barreiras/Pirabas	Tauari; poços COSANPA	7,7	88,2	0,90	0,08	0,07	0,006	0,99	0,08	0,01	0,11	91,11
9-92-S	F. Pirabas	Tauari; nasc. CIBRASA	8,1	450	5,26	0,50	0,14	0,007	5,68	0,08	0,03	0,08	470,25
10-92-S	Barreiras/Pirabas	Salin.; nasc. Caraná	5,7	242	0,33	0,15	1,74	0,130	0,15	1,27	0,87	0,03	151,29
11-92-S	Barreiras/Pirabas	Salin.; nasc. Batista	5,3	165	0,22	0,08	1,14	0,089	< 0,01	0,65	0,93	0,04	105,17

Tabela 6.2: Parâmetros e constituintes químicos de águas subterrâneas da Região Nordeste do Pará, coletadas em abril de 1993(período chuvoso: C). Sílica em mmol/L, sólidos totais dissolvidos(STD) em ppm, demais em meq/L. Condutância específica(Cond.) em $\mu\text{S}/\text{cm}$; hz. trans.:horizonte de transição; vulcanoss.: seqüência vulcanossedimentar; gr.granito; met: metassedimentos

Amostra	Local de coleta	Material associado	pH	Cond.	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	SiO ₂	TDS
1-93-C	Piriá; nasc. Juraci	saprólito	5,6	36,2	0,07	0,08	0,15	0,001	< 0,01	0,24	0,06	0,09	22,65
2-93-C	Piriá; nasc. Lourival	saprólito	5,5	38,2	0,08	0,08	0,15	0,006	0,05	0,21	0,04	0,06	22,27
3-93-C	Piriá; nasc. Centrinho	hz. trans./vulcanoss.	6,4	150	0,52	0,57	0,36	0,011	1,16	0,36	0,06	0,64	150,77
4-93-C	Piriá; nasc. Sto André	saprólito	5,7	25,5	0,03	0,06	0,11	0,002	< 0,01	0,16	0,05	0,07	16,21
5-93-C	Piriá; nasc. Tombador	hz. trans./vulcanoss.	5,3	52,7	0,06	0,16	0,23	0,012	0,19	0,21	0,05	0,32	49,52
6-93-C	Piriá; Caverna	laterita fosfática	5,0	26,3	0,13	0,06	0,05	0,005	0,01	0,15	0,08	0,01	15,04
7-93-C	Piriá; chuva	-----	5,5	5,2	0,02	0,01	0,03	0,002	0,01	0,03	0,03	<0,01	4,40
8-93-C	Trac.; nasc. Joana	manto alteração/gr.	4,9	15,4	0,04	0,03	0,06	0,003	0,01	0,09	0,05	0,07	13,06
9-93-C	Trac.; nasc. Cigano	manto alteração/gr.	4,9	14,4	0,02	0,01	0,07	0,001	< 0,01	0,09	0,04	0,07	11,48
10-93-C	Trac; poço Cigano	manto alteração/gr.	4,8	26,7	0,03	0,02	0,16	0,003	< 0,01	0,21	0,04	0,01	14,61
11-93-C	Tauari; poços COSANPA	Barreiras/ Pirabas	6,2	126	0,80	0,10	0,07	0,005	0,90	0,09	0,03	0,09	83,94
12-93-C	Tauari; poço J. Alves	Barreiras/ Pirabas	6,2	257	2,19	0,32	0,59	0,034	2,40	0,78	0,05	0,12	246,23
13-93-C	Tauari; nasc. CIBRASA	F. Pirabas	6,7	301	2,61	0,25	0,04	0,030	2,84	0,09	0,04	0,12	242,85
14-93-C	Salin.; nasc. J. Batista	Barreiras/ Pirabas	4,7	160	0,25	0,08	0,92	0,053	< 0,01	0,64	0,60	0,07	84,91
15-93-C	Salin.; nasc. Caraná	Barreiras/ Pirabas	5,8	235	0,20	0,13	1,35	0,085	0,21	0,90	0,68	0,05	120,33
16-93-C	Sta. Luz; poço r. Nova	manto alteração/met.	7,0	477	1,73	0,09	2,50	0,094	1,70	2,00	0,80	0,21	322,55
17-93-C	Sta. Luzia; nasc. Cach.	manto alteração/met.	5,9	14,1	0,03	0,02	0,07	0,006	0,02	0,09	0,02	0,11	14,66
18-93-C	Sta. Luzia; nasc. INCA	manto alteração/met.	5,1	26,0	0,10	0,02	0,12	0,005	0,06	0,15	0,02	0,14	23,54
19-93-C	Sta. Luz; poços COSANPA	manto alteração/met.	5,0	30,0	0,10	0,03	0,13	0,011	0,11	0,12	0,04	0,11	25,27
20-93-C	Sta. Luzia poço Cach.	manto alteração/met.	5,0	23,5	0,04	0,03	0,08	0,012	0,03	0,09	0,04	0,11	17,01

Tabela 6.3 : Parâmetros e constituintes químicos de águas subterrâneas da Região Nordeste do Pará, coletadas em outubro de 1993(período seco: S). Sílica em mmol/L , sólidos totais dissolvidos(STD) e PO_4^{3-} em ppm; demais em meq/L. Condutância específica(Cond.) em $\mu S/cm$; hz. trans.: horizonte de transição; vulcanoss.: sequência vulcanossedimentar; gr: granito; met. metassedimentos.

Amostra	Local de coleta	Material associado	pH	Cond.	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	PO ₄ ³⁻	SiO ₂	TDS
1-93-S	Piriá; nasc. Juraci	saprólito	4,4	31,0	0,04	0,06	0,16	0,008	0,10	0,15	0,03	< 0,01	0,09	23,83
2-93-S	Piriá; nasc. Lourival	saprólito	5,8	33,0	0,03	0,07	0,16	0,009	0,06	0,17	0,04	< 0,01	0,16	26,69
3-93-S	Piriá; nasc. Centrinho	hz. trans./vulcanoss.	7,2	115	0,52	0,50	0,34	0,005	0,88	0,35	0,05	< 0,01	0,66	132,52
4-93-S	Piriá;nasc. Sto André	saprólito	4,4	27,9	0,03	0,05	0,18	0,003	0,14	0,08	0,04	< 0,01	0,08	23,50
5-93-S	Piriá; nasc. Tombador	hz. trans./vulcanoss.	5,5	74,6	0,13	0,25	0,28	0,014	0,54	0,12	0,02	< 0,01	0,24	65,01
6-93-S	Trac.; nasc. Joana	manto alteração/gr.	4,7	11,9	0,06	0,02	0,05	0,006	<0,01	0,08	0,04	< 0,01	0,07	11,83
7-93-S	Trac.; nasc. Cigano	manto alteração/gr.	4,9	14,2	0,03	0,02	0,06	0,004	0,01	0,08	0,02	< 0,01	0,08	11,63
8-93-S	Trac.; poço Cigano	manto alteração/gr.	5,0	17,3	0,04	0,01	0,09	0,004	0,02	0,08	0,04	< 0,01	0,06	12,83
9-93-S	Tauari;poços COSANPA	Barreiras/ Pirabas	6,0	134	1,01	0,09	0,08	0,005	1,15	0,06	0,01	< 0,01	0,16	105,62
10-93-S	Tauari poço J. Alves	Barreiras/Pirabas	6,3	409	3,20	0,34	0,69	0,036	3,90	0,45	0,04	< 0,01	0,15	350,18
11-93-S	Salin.; nasc. Batista	Barreiras/Pirabas	4,8	202	0,20	0,07	1,19	0,055	<0,01	0,50	0,90	< 0,01	0,09	100,65
12-93-S	Salin.; nasc. Caranã	Barreiras/Pirabas	5,2	250	0,24	0,13	1,69	0,102	0,20	1,09	0,85	< 0,01	0,07	145,12
13-93-S	Sta. Luz. poços COSANPA	manto alteração/met.	4,7	28,0	0,06	0,05	0,15	0,011	0,10	0,12	0,04	< 0,01	0,11	24,52
14-93-S	Sta. Luzia; nasc. INCA	manto alteração/met.	4,1	24,4	0,05	0,03	0,12	0,010	0,08	0,10	0,03	< 0,01	0,14	22,64
15-93-S	Sta. Luzia; nasc. Cach.	manto alteração/met.	4,9	22,7	0,04	0,03	0,10	0,006	0,06	0,08	0,03	< 0,01	0,07	15,80
16-93-S	Sta. Luzia; poço Cach.	manto alteração/met.	4,3	21,3	0,05	0,03	0,10	0,009	0,04	0,11	0,03	< 0,01	0,13	19,43
17-93-S	Sta. Luz. poço rua Nova	manto alteração/met.	6,7	457	1,53	0,09	2,24	0,079	1,08	1,52	1,50	< 0,01	0,27	294,29
18-93-S	Itacupim(poço 1)	hz. trans./ultramáfica	5,5	93,6	0,07	0,12	0,53	0,012	0,26	0,35	0,09	0,91	0,13	56,75
19-93-S	Itacupim(poço 2)	hz. trans./ultramáfica	4,5	64,9	0,07	0,12	0,29	0,016	0,20	0,15	0,13	0,91	0,15	43,83

Tabela 6.4: Parâmetros e constituintes químicos de águas subterrâneas da Região Nordeste do Pará, coletadas em junho de 1994(final do período chuvoso:C). Sólidos totais dissolvidos em ppm; SiO₂ em mmol/L, demais em meq/L. Condutância específica(Cond.) em µS/cm; hz. trans.: horizonte de transição; vulcanoss.: vulcanoss.; sequência vulcanossedimentar; gr: granito; met.: metassedimentos.

Amostra	Local de coleta	Material associado	pH	Cond	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	SiO ₂	TDS
1-94-C	Piriá; nasc. Juraci	saprólito	3,5	36,2	0,04	0,05	0,09	0,002	< 0,01	0,15	0,04	0,09	16,19
2-94-C	Piriá; nasc. Lourival	saprólito	4,0	34,4	0,02	0,06	0,10	0,002	< 0,01	0,15	0,04	0,13	18,52
3-94-C	Piriá; nasc. Centrinho	hz. trans./vulcanoss.	5,4	91,4	0,25	0,28	0,25	0,005	0,5	0,15	0,10	0,31	73,37
4-94-C	Piriá; nasc. Sto. André	saprólito	3,9	26,2	0,02	0,04	0,07	< 0,001	< 0,01	0,09	0,05	0,09	13,49
5-94-C	Piriá; nasc. Tombador	hz. trans./vulcanoss.	4,6	38,1	0,05	0,13	0,10	0,002	0,17	0,08	0,05	0,21	33,08
6-94-C	Trac.; nasc. Joana	manto alteração/gr.	3,8	21,0	0,02	0,03	0,04	0,002	< 0,01	0,03	0,07	0,10	12,22
7-94-C	Trac.; nasc. Cigano	manto alteração/gr.	3,6	13,2	0,03	0,03	0,04	0,002	< 0,01	0,03	0,07	0,12	13,52
8-94-C	Trac.; poço Cigano	manto alteração/gr.	3,7	14,6	0,02	0,01	0,06	0,002	< 0,01	0,03	0,05	0,08	10,22
9-94-C	Tauri; poço J. Alves	Barreiras/ Pirabas	5,9	376	2,39	0,37	0,46	0,026	2,30	0,33	0,39	0,16	244,13
10-94-C	Tauri; nasc. CIBRASA	F. Pirabas	6,4	499	4,56	0,43	0,07	0,002	5,07	0,03	0,06	0,09	416,60
11-94-C	Salin.; nasc. Caraná	Pirabas/Barreiras	4,5	254	0,18	0,12	1,16	0,072	0,13	0,60	0,68	0,10	102,26
12-94-C	Salin.; nasc. Batista	Barreiras/Pirabas	4,3	169	0,15	0,06	0,71	0,046	< 0,01	0,50	0,50	0,11	70,07
13-94-C	Sta. Luzia. nasc. Cach.	manto alteração/met.	4,4	19,1	0,02	0,03	0,09	0,008	0,04	0,03	0,08	0,12	17,63
14-94-C	Sta. Luzia; poço Cach.	manto alteração/met.	3,7	23,6	0,02	0,03	0,10	0,008	< 0,01	0,08	0,06	0,14	17,43
15-94-C	Sta. Luz.; poços COSANPA	manto alteração/met.	4,0	41,4	0,03	0,04	0,11	0,008	0,02	0,06	0,08	0,13	18,94
16-94-C	Sta. Luzia; nasc. INCA	manto alteração/met.	3,9	19,3	0,02	0,02	0,11	< 0,001	0,04	0,06	0,07	0,17	21,26

Tabela 6.5: Parâmetros e constituintes químicos de águas subterrâneas da Região Nordeste do Pará, coletadas em abril, 1995 (período chuvoso: C). Sólidos Totais Dissolvidos (STD) e F_2O_3 em ppm; SiO_2 em mmol/L, demais em meq/L. Condutância específica (Cond.) em $\mu S/cm$; hz. trans.: horizonte de transição; vulcanoss.: sequência vulcanossedimentar; gr.: granito; met.: metassedimentos.

Amostra	Local de coleta	Material associado	pH	Cond	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	PO ₄ ³⁻	TDS
1-95-C	Piriá; nasc. Iuraci	saprólito	5,0	36,0	0,05	0,06	0,11	<0,001	<0,01	0,20	0,08	0,10	0,28	<0,01	21,57
2-95-C	Piriá; nasc. Lourival	saprólito	4,6	43,0	0,02	0,07	0,17	<0,001	<0,01	0,20	0,03	0,15	0,14	<0,01	22,82
3-95-C	Piriá; nasc. Centrinho	hz. trans./vulcanoss.	6,3	69,4	0,02	0,21	0,20	0,005	0,34	0,06	0,02	0,46	0,22	<0,01	59,48
4-95-C	Piriá; nasc. Sto. André	saprólito	5,3	16,5	0,01	0,05	0,05	<0,001	0,01	0,10	<0,02	0,19	0,38	<0,01	18,00
5-95-C	Piriá; nasc. Tombador	hz. trans./ vulcanoss.	5,6	32,5	0,01	0,12	0,11	0,005	0,10	0,09	0,04	0,29	1,02	<0,01	34,09
6-95-C	Trac.; nasc. Joana	manto alteração/gr.	4,7	25,7	0,01	0,05	0,05	<0,001	<0,01	0,06	0,04	0,11	0,18	<0,01	12,74
7-95-C	Trac.; nasc. Cigano	manto alteração/gr	5,2	18,0	0,01	0,03	0,08	<0,001	0,01	0,08	0,03	0,09	0,16	<0,01	12,93
8-95-C	Trac.; poço Cigano	manto alteração/gr.	5,1	15,0	0,02	0,01	0,07	<0,001	<0,01	0,02	<0,02	0,03	0,14	<0,01	4,54
9-95-C	Tauari; poço J. Alves	Barreiras/Pirabas	6,0	318	1,95	0,35	0,43	0,020	1,51	0,35	0,04	0,28	0,08	<0,01	177,01
10-95-C	Tauari; nasc. CIBRASA	F. Pirabas	7,1	293	2,40	0,30	0,04	0,002	2,40	0,02	0,03	0,14	0,52	<0,01	210,03
11-95-C	Tauari; poços COSANPA	Barreiras/Pirabas	5,6	65,9	0,40	0,05	0,06	0,002	0,40	0,05	0,02	0,17	0,22	<0,01	47,65
12-95-C	Salin.; nasc. Caraná	Barreiras/Pirabas	5,2	226	0,08	0,12	1,30	0,072	0,19	0,55	0,76	0,09	0,02	<0,01	109,05
13-95-C	Salin.; nasc. Batista	Barreiras/Pirabas	5,0	160	0,06	0,07	0,41	0,044	<0,01	0,40	0,54	0,10	0,08	<0,01	59,55
14-95-C	Sta. Luzia; nasc. Cach.	manto alteração/met.	5,2	16,4	0,02	0,03	0,06	0,002	0,01	0,04	0,04	0,16	0,46	<0,01	15,90
15-95-C	Sta. Luzia; poço Cach.	manto alteração/met.	5,4	30,1	0,02	0,03	0,07	0,004	0,03	0,05	0,04	0,20	0,02	<0,01	20,18
16-95-C	Sta. Luz.; poços COSANPA	manto alteração/met.	4,3	41,1	0,01	0,05	0,07	0,005	<0,01	0,10	0,02	0,21	0,10	<0,01	19,74
17-95-C	Sta. Luzia; nasc. INCA	manto alteração/met.	5,3	28,7	0,01	0,03	0,10	0,002	0,05	0,05	0,03	0,27	0,96	<0,01	26,30
18-95-C	poço (1). Itacupim	hz. trans./ultramáfica	4,0	161	0,01	0,15	0,47	0,002	<0,01	0,62	0,05	0,19	0,06	0,47	45,29
19-95-C	poço (2). Itacupim	hz. rans./ultramáfica	3,5	72,0	0,01	0,09	0,21	0,002	<0,01	0,26	0,07	0,12	<0,01	0,39	30,30

Tabela 6.6: Parâmetros e constituintes químicos de águas subterrâneas da Região Nordeste do Pará, coletadas em outubro de 1995(período seco: S). Sólidos totais dissolvidos(STD) em ppm; SiO₂ em mmol/L; F₂O₃ e STD em ppm, demais em meq/L; condutância específica(Cond.) em µS/cm; hz. trans.: horizonte de transição; vulcanoss.: seqüência vulcanossedimentar; gr: granito; met.: metassedimentos.

Amostra	Local de coleta	Material associado	pH	Cond.	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	TDS
1-95-S	Piriá; nasc. Juraci	saprólito	3,8	32,0	0,04	0,06	0,14	<0,001	<0,01	0,20	0,04	7,51	<0,02	21,15
2-95-S	Piriá; nasc. Lourival	saprólito	4,2	32,2	0,08	0,07	0,14	0,005	0,07	0,14	0,06	14,85	0,16	32,84
3-95-S	Piriá; nasc. Centrinho	hz. trans./vulcanoss.	4,0	61,5	0,08	0,17	0,30	0,002	0,18	0,25	0,13	24,18	0,04	60,97
4-95-S	Piriá; nasc. Sto. André	saprólito	3,5	26,4	0,03	0,06	0,14	<0,001	<0,01	0,17	0,05	6,25	<0,02	19,20
5-95-S	Piriá; nasc. Tombador	hz. trans./vulcanoss.	4,3	46,4	0,05	0,20	0,25	0,002	0,21	0,20	0,11	22,02	1,07	57,38
6-95-S	Trac.; nasc. Cigano	manto alteração/gr.	5,4	15,7	0,02	0,02	0,07	0,010	<0,01	0,09	0,04	6,63	0,03	14,41
7-95-S	Trac.; poço Cigano	manto alteração/gr.	4,0	13,0	0,02	0,02	0,11	0,010	<0,01	0,13	0,04	5,01	0,04	15,10
8-95-S	Tauari; poços COSANPA	Barreiras/Pirabas	5,8	84,8	0,52	0,07	0,20	0,002	0,63	0,14	0,08	9,67	<0,02	72,80
9-95-S	Tauari; poço J. Alves	Barreiras/Pirabas	6,6	335	2,21	0,36	0,27	0,015	2,51	0,48	0,15	14,85	<0,02	247,54
10-95-S	Salin.; nasc. Batista	Barreiras/Pirabas	3,8	163	0,16	0,07	0,98	0,046	<0,01	0,55	0,80	8,11	<0,02	94,36
11-95-S	Salin.; nasc. Caranã	Barreiras/Pirabas	4,5	213	0,19	0,12	1,27	0,074	0,10	0,48	1,03	6,48	<0,02	116,43
12-94-S	Sta. Luzia; nasc. Cach.	manto alteração/met.	4,5	32,1	0,06	0,05	0,10	0,023	0,06	0,14	0,04	14,40	1,22	31,15
13-95-S	Sta. Luzia; poço Cach.	manto alteração/met.	3,6	22,3	0,05	0,03	0,13	0,008	<0,01	0,14	0,06	14,10	0,04	26,60
14-95-S	Sta. Luz poços COSANPA	manto alteração/met.	3,5	47,5	0,04	0,05	0,11	0,010	<0,01	0,15	0,05	10,91	<0,02	22,94
15-95-S	Sta. Luzia; nasc. INCA	manto alteração/met.	3,4	25,1	0,04	0,03	0,12	0,010	<0,01	0,14	0,07	13,29	0,98	26,85

6.3.4 Águas do Domínio Sedimentar Barreiras e Pirabas (Tauari e Salinópolis)

Nas águas coletadas nas nascentes de Salinópolis o pH apresentou um valor médio de 4,9. Os valores de condutância específica, relativamente elevados (média de 203 $\mu\text{S}/\text{cm}$) e não apresentando variações consideráveis entre os diversos períodos de amostragem, refletem os teores de sais nessas águas (STD entre 85 e 150 ppm). Nessas nascentes a influência da dissolução dos carbonatos da Formação Pirabas sobre o pH é diminuída devido à mistura com as águas ácidas que percolam os sedimentos Barreiras. Nestas últimas, a acidez reflete principalmente a natureza desses sedimentos, cujos minerais constituintes, principalmente quartzo e caolinita, não liberam bases em solução quando alterados. Além disso, deve ser considerada uma possível influência dos processos bioquímicos que ocorrem no solo e/ou nas áreas de mangue relativamente próximas às nascentes. Embora muitas dessas áreas tenham sido aterradas no processo de urbanização, a matéria orgânica ali existente continua se decompondo, gerando CO_2 e ácidos orgânicos, que podem ser dissolvidos pelas águas de infiltração.

A contribuição dos ácidos orgânicos para a acidez das águas, sobretudo as superficiais, tem sido destacada em diversos trabalhos. Estudando a água de uma nascente situada em área de solo podzólico, próximo a Manaus, LEENHEER (1980) mostrou que 85%

da acidez eram devidos a ácidos orgânicos e apenas 15% à dissolução do CO₂. Segundo o autor, esses resultados devem ser representativos para a maioria das águas relacionadas àquele tipo de solo, na região. Em rios de áreas de floresta(EUA) DeWALLE & SWISTOCK(1994) mostraram que os ácidos orgânicos e a diluição das bases contribuem para a acidez das águas.

Em Tauari, nos poços tubulares, o pH apresentou um valor médio de 6,2. Por sua vez, a condutância específica média mostrou-se mais elevada no poço residencial(338 µS/cm) do que na bateria de poços da COSANPA(99 µS/cm). Na nascente da CIBRASA os valores médios do pH e da condutância específica foram 7,1 e 386 µS/cm, respectivamente. No que diz respeito aos valores de pH, aqueles obtidos nos poços da COSANPA(média de 6,3) e do Sr. José Alves(média de 6,2) estão um pouco aquém dos normalmente encontrados em áreas com predominância de calcários. Tais valores também são indicativos de mistura com as águas ácidas que circulam nos níveis superiores do perfil, onde predominam os sedimentos Barreiras, a exemplo do que acontece em Salinópolis. Essa mistura é melhor evidenciada na bateria de poços da COSANPA. Os valores mais elevados de pH(8,0) e condutância específica(499 µS/cm), foram obtidos na nascente da CIBRASA, em outubro de 92, período em que a água daquela nascente mostrou-se mais rica em solutos(STD = 470,77 ppm).

6.4- ORIGEM DOS SOLUTOS COM BASE NOS RESULTADOS ANALÍTICOS

6.4.1- Relações Iônicas

No estudo das águas naturais, a determinação de relações iônicas (teores em meq/L) tais como Cl/Na , $Cl/(Na+K)$, HCO_3/Ca e $HCO_3/(Ca+Mg)$, ajuda a distinguir os componentes de origem atmosférica e aqueles provenientes do intemperismo de minerais. Assim, essas relações podem contribuir para uma avaliação preliminar da intensidade do intemperismo químico na área considerada. Destaca-se, entretanto, que diferentes reações de alteração podem gerar soluções de composições similares.

Alguns trabalhos hidrogeoquímicos determinaram a origem de constituintes químicos em solução com base nas relações entre os mesmos. Entre esses trabalhos, destacam-se os de STALLARD(1980), STALLARD & EDMOND(1983, 1987), BOULEGUE et al.(1989), SARIN et al.(1989), HIERONYMUS et al.(1990), BARTARYA(1993). Para as águas da região amazônica, o uso de relações entre solutos foi utilizado por STALLARD(1980) e STALLARD & EDMOND(1983). Nas águas estudadas pelos citados autores, aquelas com teor total de cátions mais elevado mostraram algumas razões características, destacando-se: $(Na+K)/Cl=1$, $(Ca+Mg)/HCO_3=1$ e $(Ca+Mg)/(HCO_3+SO_4)=1$. O quimismo dessas águas seria controlado pela dissolução de minerais carbonáticos e sais evaporíticos. A alteração desses minerais se reduz a uma

dissolução total (congruente), permitindo prever as correlações entre as espécies dissolvidas. Mesmo assim, algumas vezes, as relações características esperadas são modificadas por fatores locais como a presença de ácidos orgânicos, a precipitação de sólidos, a troca de íons, entre outros. A título de exemplo pode-se considerar a dissolução da calcita:



Essa reação produz uma relação molar $\text{Ca}/\text{HCO}_3=1/2$. Entretanto, a presença de íons H^+ resultantes da dissolução de ácidos orgânicos pode aumentar essa razão através da neutralização do HCO_3^- ; a precipitação de carbonato causa um efeito contrário.

Nas áreas com predominância de rochas silicáticas é mais difícil identificar a origem dos íons. Essa dificuldade advém da incongruência da maioria das reações envolvidas no intemperismo dos silicatos. Essas reações podem gerar diversas fases sólidas, principalmente argilominerais, junto com os constituintes químicos dissolvidos. Assim, em função de fatores como a estrutura e a composição dos minerais primários, o clima, o pH das águas, entre outros, as soluções podem apresentar uma composição variável, embora se trate da alteração de um mesmo tipo de rocha. Além disso, as reações de alteração conhecidas são em geral teóricas, não sendo possível levar em conta todos os

fatores que interagem no ambiente considerado. Entre esses fatores destacam-se as interações entre os constituintes liberados nas reações que ocorrem simultaneamente no meio, a formação de complexos, a troca de íons e a adsorção, além dos processos biológicos (DREVER, 1988; SHERLOCK & POULIN, 1995). Entretanto, quando as características geofisiográficas do meio são bem conhecidas, algumas relações iônicas podem auxiliar na determinação da origem dos constituintes em solução.

As relações Cl/Na , $Cl/(Na+K)$, HCO_3/Ca e $HCO_3/(Ca+Mg)$ determinadas nas águas estudadas e calculadas a partir dos valores das Tabelas 6.1 a 6.6, são apresentadas nas Tabelas 6.7 a 6.12. Algumas dessas relações foram avaliadas graficamente, através de diagramas de correlação os quais permitem uma análise visual, conjunta, dos dados. Devido à amplitude da faixa de teores dos constituintes relacionados e à larga predominância dos valores $<0,2$ meq/L, a escala linear não se mostrou adequada para a representação do universo de amostras, uma vez que a maioria dos pontos situava-se próximo à origem dos gráficos. Assim sendo, para uma visão conjunta dos dados foram elaborados diagramas bilogarítmicos (Figuras 6.1 e 6.2 a,b). Na Figura 6.2, as amostras com $HCO_3^- \cong 0$ não estão representadas. Nos diagramas $Cl \times Na$ e $Cl \times (Na+K)$ (Figura 6.1 a,b) foi traçada a reta representando a relação $X/Y = 1$, que corresponde à água da chuva coletada na área estudada. Nos diagramas $Ca \times HCO_3$ e $HCO_3 \times (Ca+Mg)$ (Figura 6.2 a, b) também foram traçadas as retas de isovalores que representam

relações características em águas de áreas calcárias. Entretanto, em escala logarítmica o afastamento dos pontos em relação às referidas retas não ficou bem ressaltado. Assim, para uma melhor avaliação da distribuição dos pontos em relação às mesmas retas, foram construídos diagramas lineares (Figuras 6.3 e 6.4 a,b). Nestes, porém, foram considerados apenas os pontos apresentando $X, Y \leq 0,2$ meq/L.

6.4.1.1- Relações Cl:Na e Cl:(Na+K)

A maior parte das águas estudadas apresenta uma relação $Cl/Na \cong 1$, situando-se próximo à reta $Na = Cl$ nos diagramas $Cl \times Na$ (Figuras 6.1a e 6.3a). Essa relação aproxima-se daquela determinada por STALLARD (1980) e STALLARD & EDMOND (1981) para chuvas com influência oceânica. Aproxima-se, igualmente, da relação obtida na água de chuva coletada na serra do Piriá (Tabelas 6.7 a 6.12) onde uma influência de aerossóis marinhos é bastante provável, devido à relativa proximidade do mar. Além disto, na mesma área, o rio Piriá mostra uma franca influência da maré, indicada pelos valores de condutância específica, superiores a $4000 \mu S/cm$ obtidos durante a maré vazante. Cabe ressaltar que, pelo fato de se ter analisado apenas uma amostra de água da chuva, os resultados obtidos são pouco representativos.

Tabela 6.7: Relações entre constituintes químicos nas águas coletadas em outubro de 1992 (estação seca). hz. trans.: horizonte de transição; vulcanoss.: sequência vulcanossedimentar; gr.: granito.

Amostra	Local de coleta	Material associado	Cl/Na	Cl/ (Na+K)	HCO ₃ / Ca	HCO ₃ / (Ca+Mg)
1-92-S	Piriá; nasc. Juraci	saprólito	1,36	1,32	0,48	0,17
2-92-S	Piriá; nasc. Lourival	saprólito	1,27	1,20	1,20	0,40
3-92-S	Piriá; nasc. Centrinho	hz. trans./vulcanoss.	0,89	0,88	1,98	0,99
4-92-S	Piriá; nasc. Sto. André	saprólito	1,00	0,98	0,60	0,15
5-92-S	Tracuateua; nasc. Joana	manto alteração/gr	1,20	1,09	≅0,00	≅0,00
6-92-S	Tracuateua; nasc. Cigano	manto alteração/gr	1,17	1,03	0,05	0,03
7-92-S	Tracuateua; poço Cigano	manto alteração/gr	1,00	0,90	1,15	0,58
8-92-S	Tauari; poços COSANPA	Barreiras/Pirabas	1,14	1,05	1,11	1,02
9-92-S	Tauari; nasc. CIBRASA	Pirabas	0,57	0,54	1,08	0,99
10-92-S	Salinópolis; nasc. Caranã	Barreiras/Pirabas	0,73	0,68	0,45	0,31
11-92-S	Salinópolis; nasc. Batista	Barreiras/Pirabas	0,57	0,53	≅0,00	≅0,00

Tabela 6.8: Relações entre constituintes químicos nas águas coletadas em abril de 1993 (estação chuvosa). hz. trans.: horizonte de transição; vulcanoss.: sequência vulcanossedimentar; gr.: granito; met.: metassedimentos.

Amostra	Local de coleta	Material associado	Cl/Na	Cl/ (Na+K)	HCO ₃ / Ca	HCO ₃ / (Ca+Mg)
1-93-C	Piriá; nasc. Juraci	saprólito	1,60	1,59	≅0,00	≅0,00
2-93-C	Piriá; nasc. Lourival	saprólito	1,40	1,35	0,63	0,31
3-93-C	Piriá; nasc. Centrinho	hz. trans./vulcanoss.	1,00	0,97	2,23	1,06
4-93-C	Piriá; nasc. Sto. André	saprólito	1,45	1,43	≅0,00	≅0,00
5-93-C	Piriá; nasc. Tombador	hz. trans./vulcanoss.	0,91	0,87	3,17	0,86
6-93-C	Piriá; caverna	crosta laterítica	3,00	2,73	0,08	0,05
7-93-C	Piriá; chuva	-----	1,00	0,94	0,50	0,33
8-93-C	Tracuateua; nasc. Joana	manto alteração/gr.	1,50	1,43	0,25	0,14
9-93-C	Tracuateua; nasc. Cigano	manto alteração/gr.	1,29	1,27	≅0,00	≅0,00
10-93-C	Tracuateua; poço Cigano	manto alteração/gr.	1,31	1,29	≅0,00	≅0,00
11-93-C	Tauari; poços COSANPA	Barreiras./Pirabas	1,29	1,20	1,13	1,00
12-93-C	Tauari; poço J. Alves	Barreiras./Pirabas	1,32	1,25	1,10	0,96
13-93-C	Tauari; nasc. CIBRASA	Barreiras/Pirabas	2,25	1,29	1,09	0,99
14-93-C	Salinópolis; nasc. Batista	Barreiras./Pirabas	0,70	0,65	≅0,00	≅0,00
15-93-C	Salinópolis; nasc. Caranã	Barreiras./Pirabas	0,67	0,63	1,05	0,64
16-93-C	Sta. Luzia; poço Rua Nova	manto alteração/met.	0,80	0,77	0,98	0,93
17-93-C	Sta. Luzia; nasc. Cachoeira	manto alteração/met.	1,29	1,12	0,67	0,40
18-93-C	Sta. Luzia; nasc. INCA	manto alteração/met.	1,25	1,15	0,60	0,50
19-93-C	Sta. Luzia; poços COSANPA	manto alteração/met.	0,92	0,86	1,10	0,85
20-93-C	Sta. Luzia; poço Cachoeira	manto alteração/met.	1,13	1,00	0,75	0,43

Tabela 6.9: Relações entre constituintes químicos nas águas coletadas na estação seca (novembro, 1993). hz. trans.: horizonte de transição; vulcanoss.: seqüência vulcanossedimentar; gr.: granito; met.: metassedimentos.

Amostra	Local de coleta	Material associado	Cl/Na	Cl/ (Na+K)	HCO ₃ / /Ca	HCO ₃ / (Ca+Mg)
1-93-B	Piriá; nasc. Juraci	saprólito	0,94	0,89	2,50	0,96
2-93-B	Piriá; nasc. Lourival	saprólito	1,07	1,00	2,00	0,59
3-93-B	Piriá; nasc. Centrinho	hz. trans./vulcanoss.	1,03	1,01	1,69	0,86
4-93-B	Piriá; nasc. Sto André	saprólito	0,44	0,44	4,67	1,87
5-93-B	Piriá; nasc. Tombador	hz. trans./vulcanoss.	0,44	0,42	4,15	1,43
6-93-B	Tracuateua; nasc. Joana	manto alteração/gr.	1,51	1,36	≅ 0,00	≅ 0,00
7-93-B	Tracuateua; nasc. Cigano	manto alteração/gr.	1,25	1,18	0,33	0,22
8-93-B	Tracuateua; poço Cigano	manto alteração/gr.	0,85	0,82	0,50	0,39
9-93-B	Tauari; poços COSANPA	Barreiras/Pirabas	0,78	0,73	1,14	1,04
10-93-B	Tauari; poço J. Alves	Barreiras/Pirabas	0,65	0,62	1,22	1,10
11-93-B	Salinópolis; nasc. Batista	Barreiras/Pirabas	0,42	0,40	≅ 0,00	≅ 0,00
12-93-B	Salinópolis; nasc. Caranã	Barreiras/Pirabas	0,65	0,61	0,83	0,54
13-93-B	Sta. Luzia; poços COSANPA	manto alteração/met.	0,80	0,75	1,67	0,93
14-93-B	Sta. Luzia; nasc. INCA	manto alteração/met.	0,87	0,87	1,60	1,03
15-93-B	Sta. Luzia; nasc. Cachoeira	manto alteração/met.	0,81	0,76	1,49	0,87
16-93-B	Sta. Luzia; poço Cach.	manto alteração/met.	1,16	1,06	0,80	0,53
17-93-B	Sta. Luzia; poço Rua Nova	manto alteração/met.	0,68	0,66	0,71	0,67
18-93-B	Itacupim; poço 1	hz. trans./ultramáfica	0,67	0,65	3,71	1,35
19-93-B	Itacupim; poço 2	hz. trans./ultramáfica	0,51	0,65	2,86	1,08

Tabela 6.10: Relações entre constituintes químicos nas águas coletadas em junho de 1994 (período chuvoso); hz. trans.: horizonte de transição; vulcanoss.: vulcanossedimentos; gr.: granito; met.: metassedimentos.

Amostra	Local de coleta	Material associado	Cl/Na	Cl/ (Na+K)	HCO ₃ / Ca	HCO ₃ / (Ca+Mg)
1-94-C	Piriá; nasc. Juraci	saprólito	1,67	1,63	≅ 0,00	≅ 0,00
2-94-C	Piriá; nasc. Lourival	saprólito	1,50	1,47	≅ 0,00	≅ 0,00
3-94-C	Piriá; nasc. Centrinho	hz. trans./vulcanoss.	0,60	0,59	2,04	0,96
4-94-C	Piriá; nasc. Sto. André	saprólito	1,29	1,29	≅ 0,00	≅ 0,00
5-94-C	Piriá; nasc. Tombador	hz. trans./vulcanoss.	0,80	0,78	3,78	0,96
6-94-C	Tracuateua nasc. Joana	manto de alteração(gr)	0,75	0,71	≅ 0,00	≅ 0,00
7-94-C	Tracuateua nasc. Cigano	manto de alteração(gr)	0,75	0,71	≅ 0,00	≅ 0,00
8-94-C	Tracuateua poço Cigano	Barreiras/Pirabas	0,50	0,48	≅ 0,00	≅ 0,00
9-94-C	Tauari poço J. Alves	Barreiras/Pirabas	0,72	0,68	0,96	0,83
10-94-C	Tauari nasc. CIBRASA	Pirabas	0,43	0,42	1,11	1,02
11-94-C	Salinópolis nasc. Caranã	Barreiras/Pirabas	0,52	0,49	0,74	0,45
12-94-C	Salinópolis nasc. Batista	Barreiras/Pirabas	0,70	0,66	≅ 0,00	0,00
13-94-C	Sta. Luzia nasc. Cachoeira	manto alteração/met.	0,33	0,31	2,00	0,89
14-94-C	Sta. Luzia poço Cach.	manto alteração/met.	0,80	0,74	≅ 0,00	0,00
15-94-C	Sta. Luzia poços COSANPA	manto alteração/met.	0,55	0,51	0,67	0,28
16-94-C	nasc. INCA	manto alteração/met.	0,55	0,55	2,00	1,08

Tabela 6.11: Relações entre constituintes químicos nas águas coletadas em abril de 1994(período chuvoso); hz. trans.: horizonte de transição; vulcanoss: vulcanossedimentos; gr: granito; met: metassedimentos.

Amostra	Local de coleta	Material associado	Cl/Na	Cl/ (Na+K)	HCO ₃ / Ca	HCO ₃ / (Ca+Mg)
1-95-C	Piriá; nasc. Juraci	saprólito	1,82	1,82	≅ 0	0,00
2-95-C	Piriá; nasc. Lourival	saprólito	1,18	1,16	≅ 0	0,50
3-95-C	Piriá; nasc. Centrinho	hz. trans./vulcanoss.	0,30	0,29		0,71
4-95-C	Piriá; nasc. Sto. André	saprólito	2,00	2,00	2,00	0,00
5-95-C	Piriá; nasc. Tombador	hz. trans./vulcanoss.	0,82	0,78		0,86
6-95-C	Tracuateua; nasc. Joana	manto de alteração/gr.	1,20	1,20	≅ 0	0,00
7-95-C	Tracuateua; nasc. Cigano	manto de alteração/gr.	1,00	1,00	1,00	0,98
8-95-C	Tracuateua; poço Cigano	Barreiras/Pirabas	0,29	0,29	≅ 0	≅ 0,00
9-95-C	Tauari; poço J. Alves	Barreiras/Pirabas	0,81	0,78	0,77	0,32
10-95-C	Tauari; nasc. CIBRASA	Pirabas	0,50	0,48	1,00	0,55
11-95-C	Tauari; poços COSANPA	Barreiras/Pirabas	0,83	0,81	1,00	0,93
12-95-C	Salinópolis; nasc. Caranã	Barreiras/Pirabas	0,42	0,40	2,38	4,75
13-95-C	Salinópolis; nasc. Batista	Barreiras/Pirabas	0,98	0,88	≅ 0	4,15
14-95-C	Sta. Luzia; nasc. Cachoeira	manto alteração/met.	0,67	0,65	0,50	1,00
15-95-C	Sta. Luzia; poço Cachoeira	manto alteração/met.	0,71	0,68	1,50	1,40
16-95-C	Sta. Luzia; poços COSANPA	manto alteração/met.	1,43	1,33	≅ 0	0,33
17-95-C	Sta. Luzia; nasc. INCA	manto alteração/met.	0,50	0,49	5,00	2,00
18-95-C	Itacupim; poço 1	hz. trans./ultramáfica	1,32	1,31	≅ 0	0,31
19-95-C	Itacupim; poço 2	hz. trans./ultramáfica	1,24	1,23	≅ 0	0,70

Tabela 6.12 : Relações entre constituintes químicos nas águas coletadas em outubro de 1995(período seco).

Amostra	Local de coleta	Material associado	Cl/Na	Cl/ (Na+K)	HCO ₃ / Ca	HCO ₃ / (Ca+Mg)
1-95-S	Piriá; nasc. Juraci	saprólito	1,43	1,43	≅ 00,00	≅ 0,00
2-95-S	Piriá; nasc. Lourival	saprólito	1,00	0,97	0,93	0,50
3-95-S	Piriá; nasc. Centrinho	hz. trans./vulcanoss.	0,83	0,83	2,25	0,71
4-95-S	Piriá; nasc. Sto. André	saprólito	1,21	1,21	≅ 0,00	≅ 0,00
5-95-S	Piriá; nasc. Tombador	hz. trans./vulcanoss.	0,84	0,83	4,67	0,86
6-95-S	Tracuateua;nasc. Cigano	manto de alteração/gr.	1,29	1,13	≅ 0,00	≅ 0,00
7-95-S	Tracuateua;poço Cigano	manto de alteração/gr.	1,18	1,08	≅ 0,00	≅ 0,00
8-95-S	Tauari; poços COSANPA	Barreiras/Pirabas	0,70	0,69	1,21	1,07
9-95-S	Tauari; poço J. Alves	Barreiras/Pirabas	1,78	1,68	1,14	0,98
10-95-S	Salinópolis nasc. Batista	Barreiras/Pirabas	0,56	0,54	≅ 0,00	≅ 0,00
11-95-S	Salinópolis; nasc. Caranã	Barreiras/Pirabas	0,38	0,36	0,53	0,32
12-95-S	Sta. Luzia;nasc. Cachoeira	manto alteração/met.	1,40	1,14	1,00	0,55
13-95-S	Sta. Luzia; poço Cachoeira	manto alteração/met.	1,08	1,01	≅ 0,00	≅ 0,00
14-95-S	Sta. Luzia; poços COSANPA	manto alteração/met.	1,36	1,25	≅ 0,00	≅ 0,00
15-95-S	Sta. Luzia; nasc. INCA	manto alteração/met.	1,17	1,08	≅ 0,00	≅ 0,00

No diagrama bilogarítmico, águas com razão $Cl/Na < 1$, com um afastamento significativo da linha $X = Y$, em geral são pouco frequentes (Figura 6.1 a). Dentre as amostras mais pobres em sais (Figura 6.3 a), algumas revelaram um maior afastamento em relação à referida linha, situando-se acima ou abaixo da mesma.

As amostras situadas mais acima da linha de isovalores na Figura 6.3a incluem uma daquelas coletadas na nascente Santo André, na zona saprolítica da serra do Piriá, assim como algumas daquelas coletadas nos domínios metassedimentar (Santa Luzia) e dos sedimentos Barreiras e Pirabas (Tauarí). No caso de Santo André o excesso de Na sobre Cl pode refletir a influência de minerais sódicos primários que ainda persistem no saprólito, principalmente na sua parte inferior. Em Santa Luzia tais minerais também ainda podem estar presentes nos produtos de alteração dos metassedimentos. No caso de Tauarí, uma fonte possível de Na são os argilominerais presentes na Formação Pirabas, principalmente a montmorilonita.

No que diz respeito às amostras com $Cl > Na$, posicionadas portanto abaixo da linha de isovalores na figura 6.3a, uma possível explicação é a retirada de parte do Na^+ da solução por processos tais como adsorção pela matéria orgânica e/ou argilominerais ou participação em algum processo bioquímico.

O diagrama $Cl \times (Na+K)$ (Figuras 6.1 e 6.3 b) mostrou-se similar ao $Cl \times Na$. Este resultado deve-se aos baixos teores de

K⁺, confirmando o Na⁺ como o alcalino predominante nas águas estudadas.

6.4.1.2 Relações HCO₃/Ca e HCO₃/(Ca+Mg)

Nas águas estudadas, as razões HCO₃/Ca e HCO₃/(Ca+Mg) variam bastante de uma coleta para outra (Tabelas 6.7 a 6.12). Valores próximos de 1, pouco frequentes, foram obtidos principalmente nas águas mais ricas em sais, em particular naquelas coletadas em Tauari, área de ocorrência da Formação Pirabas. Tais valores refletem a dissolução de carbonatos. Essa relação aparece claramente nas Figuras 6.2 a,b. Uma relação HCO₃/(Ca+Mg) próxima de 1 é coerente com aquela determinada por STALLARD (1980) e STALLARD & EDMOND (1987) em águas de áreas de domínio de rochas carbonáticas da bacia Amazônica.

Nos diagramas HCO₃ x Ca e HCO₃ x (Ca+Mg) (Figuras 6.4 a, b), referentes às amostras mais pobres em sais, os pontos mostraram um afastamento significativo da reta de isovalores, revelando uma baixa correlação entre os íons enfocados. Esse resultado indica que nessas águas os íons Ca²⁺ e Mg²⁺ não são os únicos responsáveis pela alcalinidade.

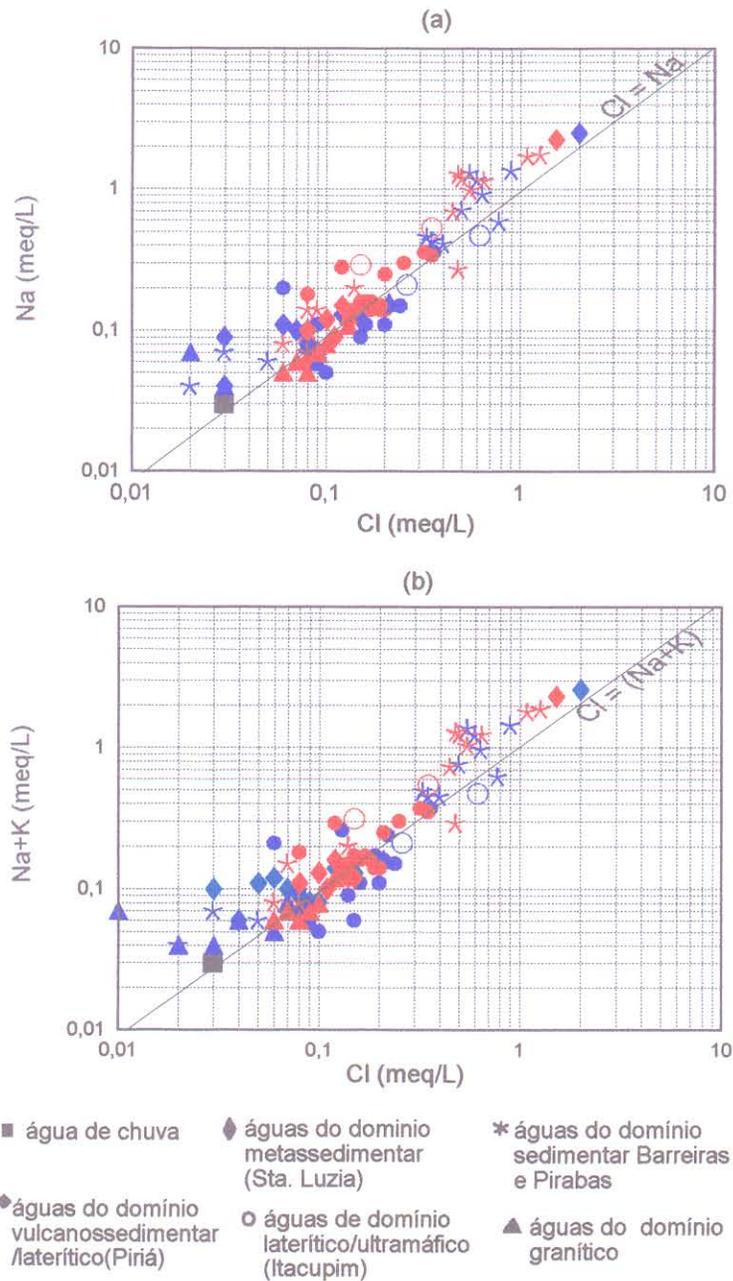
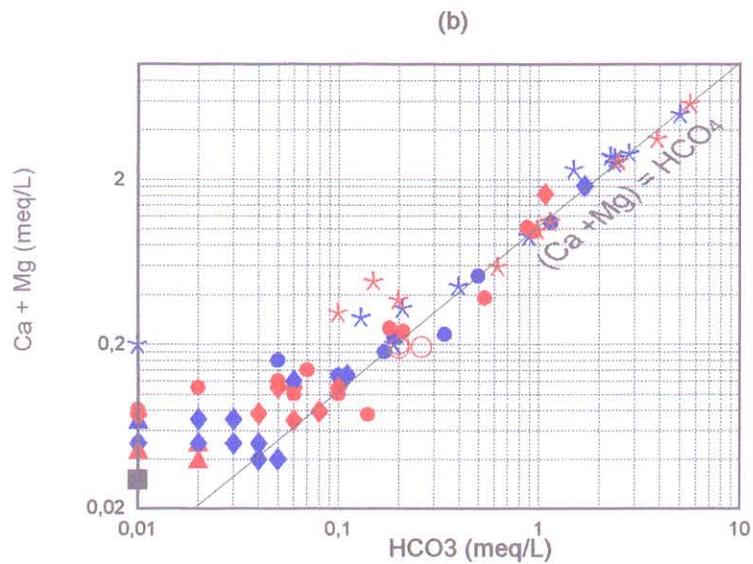
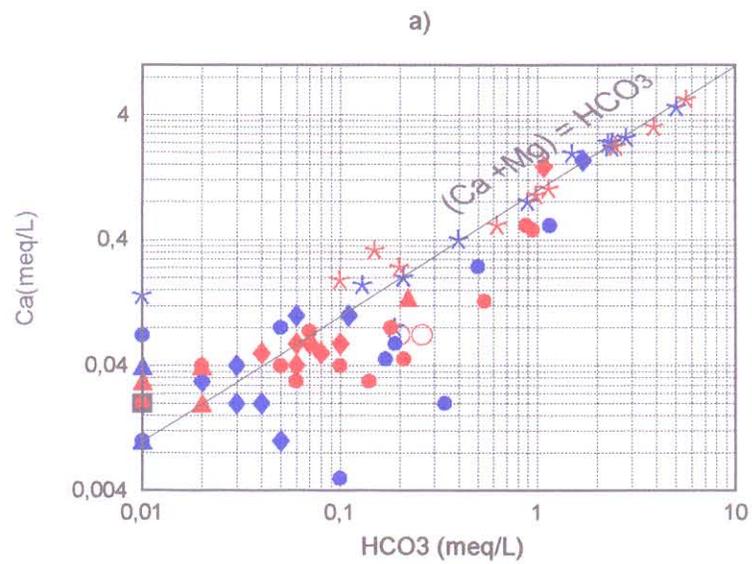


Figura 6. 1: Diagramas relacionando a); Cl xNa, b):Cl x (Na+K); para as águas coletadas nos períodos chuvosos(símbolos azuis) e secos(símbolos vermelhos). As retas representam os pontos X=Y



- água de chuva
- ◆ águas do domínio vulcanossedimentar /laterítico (Piraiá)
- ◆ águas do domínio metassedimentar (Sta. Luzia)
- águas de domínio laterítico/ultramáfico (Itacupim)
- * águas do domínio sedimentar Barreiras e Pirabas
- ▲ águas do domínio granítico

Figura 6.2: Diagramas relacionando a); $\text{HCO}_3 \times \text{Ca}$; b): $\text{HCO}_3 \times (\text{Ca}+\text{Mg})$ para as águas coletadas nos períodos chuvosos (símbolos azuis) e secos (símbolos vermelhos). As retas representam os pontos $X=Y$

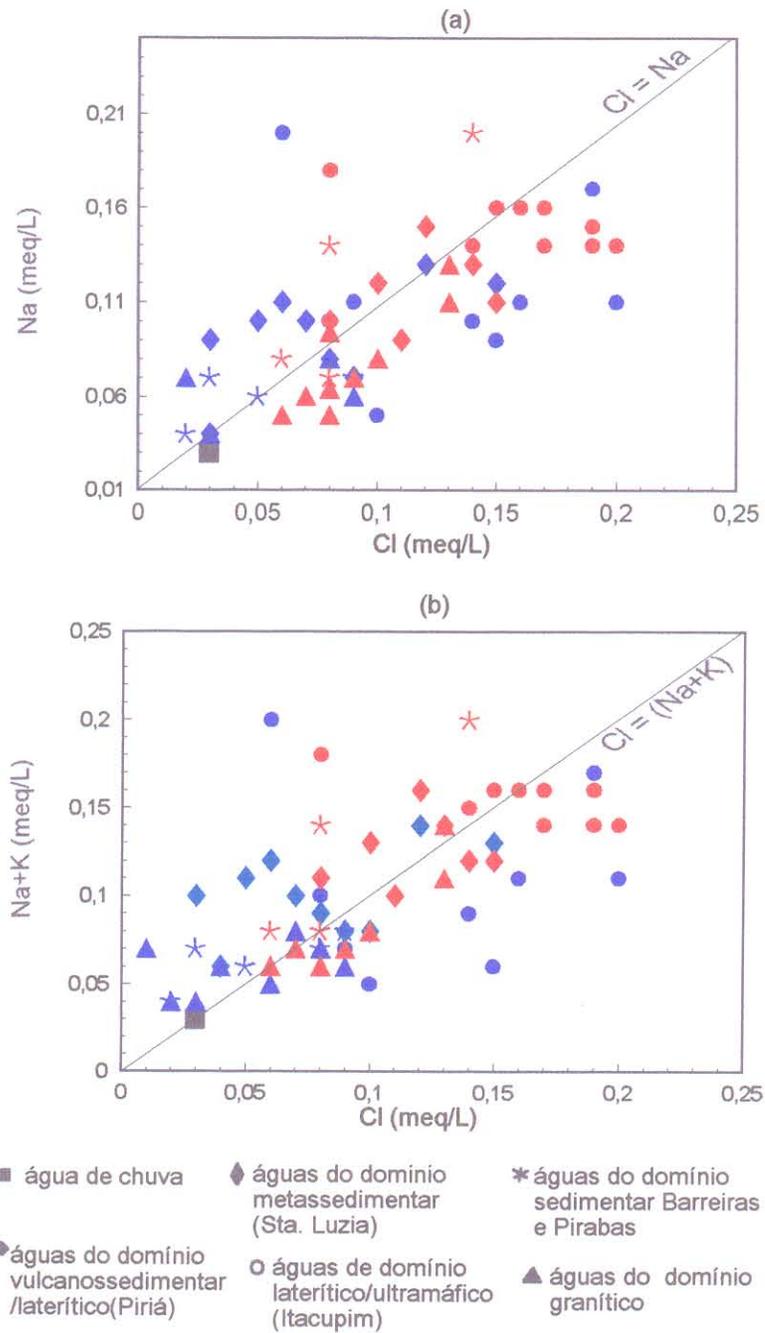
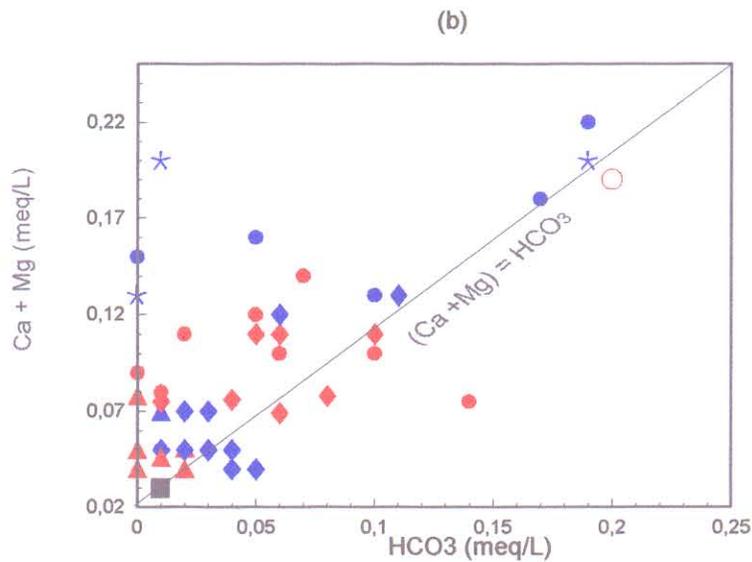
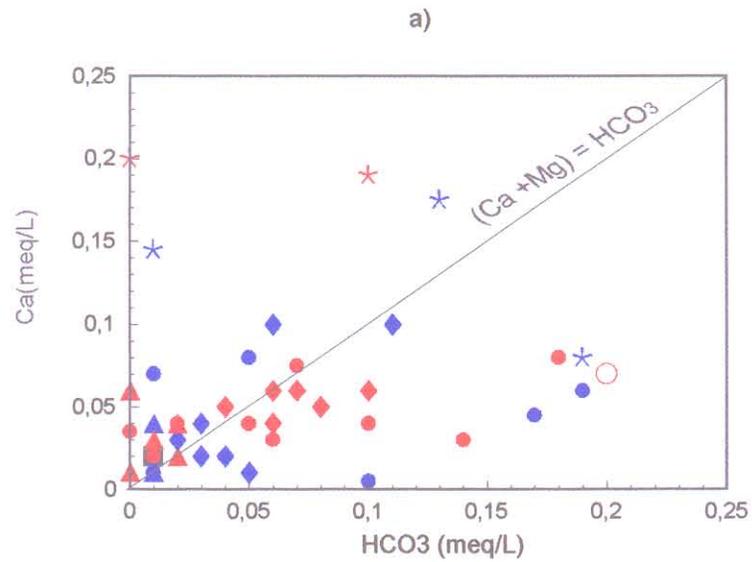


Figura 6.3: Diagramas relacionando a): Cl x Na, b):Cl x (Na+K); para as águas coletadas nos períodos chuvosos(simbolos azuis) e secos(simbolos vermelhos), incluindo apenas as amostras com X,Y<0,2 meq/L. As retas representam os pontos X=Y



- água de chuva
- ◆ águas do domínio vulcanossedimentar /laterítico(Piriá)
- ◆ águas do domínio metassedimentar (Sta. Luzia)
- águas de domínio laterítico/ultramáfico (Itacupim)
- * águas do domínio sedimentar Barreiras e Pirabas
- ▲ águas do domínio granítico

Figura 6.4: Diagramas lineares a); HCO₃ x Ca; b): HCO₃ x (Ca+Mg) para as águas coletadas nos períodos chuvosos (símbolos azuis) e secos (símbolos vermelhos), incluindo apenas as amostras com X,Y<0,2 meq/L. As retas representam os pontos X=Y

6.4.2 Variações dos Teores dos Constituintes Principais e Pluviosidade nos Períodos de Amostragem

6.4.2.1 Considerações Gerais

A composição química das águas estudadas (componentes principais), nas seis fases de amostragem é apresentada nas tabelas 6.1 a 6.6. A precisão dos dados, avaliada através do balanço de cargas, foi considerada satisfatória. Fica, portanto, implícito que a participação de outros possíveis íons no balanço de cargas, como NO_3^- e PO_4^{3-} , não foi significativa. O total de cátions e/ou ânions (meq/L), em geral mostrou-se compatível com os valores de condutância específica, cujos valores mostraram-se próximos do produto $T^+.90$ ou $T^-.90$ (CUSTODIO & LLAMAS, 1976).

Águas subterrâneas podem apresentar diferenças composicionais, mesmo quando provenientes de poços ou nascentes próximos. Segundo MAZOR et al. (1993), essas diferenças indicam que as águas de recarga dos aquíferos considerados provêm de sistemas cujas taxas de evapotranspiração são distintas. Por sua vez, essas diferenças seriam reflexo do tempo de recarga, determinado por fatores como gradiente topográfico, cobertura vegetal, teor de argila do solo, permeabilidade do material através do qual a água se infiltra, entre outros. As mudanças de quimismo que ocorrem nessa água são causadas principalmente pelas reações de alteração dos silicatos, pela dissolução de carbonatos

e pela atividade biológica (STALLARD & EDMOND, 1983; DETHIER, 1988).

Uma vez que as águas aqui estudadas são de aquíferos rasos, cuja recarga principal é feita por infiltração local das águas pluviais, é importante avaliar a influência destas últimas sobre o quimismo das águas desses aquíferos. Para tanto algumas considerações se fazem necessárias.

Nos períodos chuvosos, as águas de escoamento superficial e/ou de infiltração tendem a carrear os componentes solúveis acumulados nos solos durante os períodos secos. Tais componentes são derivados da alteração de minerais primários e/ou secundários, da precipitação de sais devido à evaporação, bem como da decomposição da matéria orgânica. Com a remoção contínua dos constituintes solúveis, a tendência natural é que no final dos períodos chuvosos, as águas de escoamento superficial e de infiltração estejam bastante diluídas, com a composição cada vez mais próxima das águas pluviais. Nesse período, normalmente o nível freático eleva-se até próximo à superfície do solo, onde em geral existem poucos silicatos primários ainda a ser alterados.

Por outro lado, nos casos em que os aquíferos são formados pelo manto de alteração, nos períodos secos o nível d'água pode ser rebaixado até próximo ao contato com a rocha matriz, onde muitos silicatos primários ainda podem estar preservados (Velbel apud RICE & BRICKER, 1995). O contato mais efetivo com esses minerais tende a aumentar o teor de sais

dissolvidos. Entretanto, muitas vezes esse aumento não é significativa. Dessa forma, as águas podem se manter com teores baixos de sais até que no início da estação chuvosa ocorra um transporte significativo, para os aquíferos, dos constituintes solúveis que se acumularam no solo durante o período seco.

Nas águas estudadas neste trabalho, os teores de alguns componentes mostraram variações significativas de um período do ano ao outro. Em um mesmo local de coleta, um determinado constituinte pode apresentar uma diminuição do teor num período de baixa pluviosidade e um comportamento diferente em outros períodos secos. Fatos dessa natureza apontam a diversidade dos fatores que interagem no ambiente superficial e que se refletem, de forma particularmente marcante, nas camadas mais próximas à superfície do terreno.

Na interpretação dos resultados analíticos, as águas de um mesmo aquífero ou de aquíferos semelhantes, coletadas em locais próximos, com características geológicas e fisiográficas semelhantes, foram agrupadas considerando-se a média dos teores obtidos naqueles pontos.

6.4.2.2 Águas da Zona Saproliítica (Serra do Piriá)

Nas águas das nascentes situadas na zona saprolítica da serra do Piriá, os íons mais destacados são Cl^- (média 0,17 meq/L) e Na^+ (média 0,13 meq/L), o que sugere uma origem em comum, mais

provavelmente pluvial, para esses íons. Essa origem já havia sido discutida anteriormente com base na relação Cl/Na.

Na maior parte das amostras coletadas nessa zona, o Cl^- mostrou-se mais abundante que o Na^+ (Figura 6.5), sendo provável que parte deste último elemento tenha sido retirada da solução por processos tais como adsorção por argilominerais e/ou pela matéria orgânica, a formação de complexos com ânions orgânicos, entre outras possibilidades.

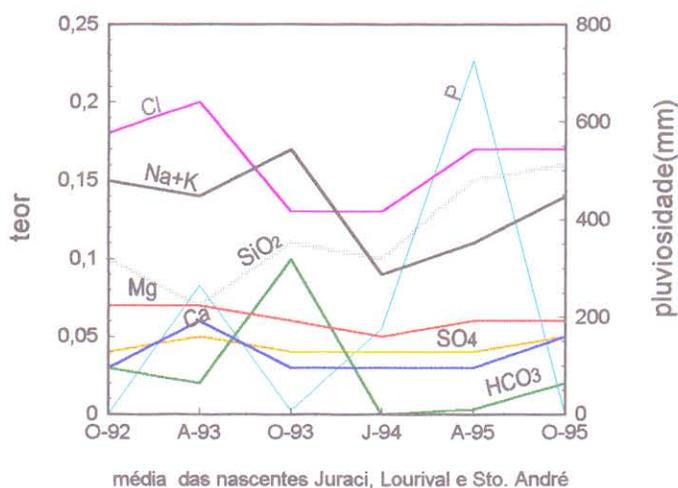


Figura 6.5 : Variação dos teores de sílica (mmol/L) e dos cátions e ânions maiores (meq/L) nos meses de amostragem, nas águas da zona saprolítica da serra do Piriá. A pluviosidade nos respectivos meses é representada pela linha azul-claro.

O aumento dos teores de Na^+ (máximo de 0,17 meq/L) em um mês sem chuvas (Tabela 6.13) sugere que, durante esse período, o mesmo íon provém da desestabilização de minerais sódicos

primários residuais ainda presentes no saprólito (principalmente o Na-plagioclásio). Essa possibilidade, também já havia sido sugerida pela relação Cl/Na (ítem 6.3.2).

No que concerne aos íons Ca^{2+} e Mg^{2+} , as variações de teores de uma amostragem a outra revelaram-se menos acentuadas. No caso do cálcio, os teores oscilaram entre 0,03 e 0,06 meq/L, com média de 0,04 meq/L. Quanto ao Mg^{2+} , os valores situaram-se entre 0,05 e 0,07 meq/L, com média de 0,06 meq/L (Figura 6.5). Uma origem provável para esses íons, além da contribuição das águas pluviais, é a matéria orgânica, sobretudo os detritos vegetais acumulados nas zonas de nascentes. Segundo BRINKMANN & SANTOS (1973), nas águas amazônicas esses íons provêm geralmente da lavagem das plantas pela água da chuva.

Os teores de cátions básicos referidos anteriormente é compatível com os baixos conteúdos de HCO_3^- cuja média é 0,03 meq/L.

Os teores de SO_4^{2-} obtidos nas águas em questão (média 0,04 meq/L) não revelaram variações de um período de amostragem a outro. Tal fato sugere para esse íon uma origem pluvial. O processo de sulfato-redução (com produção de H_2S , volátil), associado à oxidação da matéria orgânica, comum em poços da ilha de Marajó (TANCREDI & SERRA, 1986; TANCREDI et al. 1986) não foi observado nas águas estudadas. Destaca-se, entretanto, que o referido processo não implica, necessariamente, em uma diminuição

nos teores de SO_4^{2-} em solução. Isto porque pode existir uma fonte contínua de sulfato para o aquífero, mantendo os teores relativamente constantes (PLUMMER et al. 1991).

No que se refere à sílica, foram observadas diferenças significativas entre os teores obtidos nas fases de amostragem (mínimo = 0,07 mmol/L; máximo = 0,16 mmol/L; média = 0,12 mmol/L). Esses teores apresentam um padrão de variação bastante distinto do exibido pelos teores de cátions básicos (Figura 6.5) indicando uma origem diferente para esses cátions e para a sílica. A principal fonte de sílica seria a caolinita. Considerando que a estabilidade deste mineral é fortemente influenciada pela atividade da sílica nas águas de drenagem (GARRELS & CHRIST, 1965), pode-se supor que a caolinita sofre um ataque mais intenso nas áreas de maior circulação de águas como, por exemplo, nas encostas.

Na laterita pseudo-pisolítica, na qual cavidades estão preenchidas pela associação gibbsita-caolinita (item 5.2.1) a desestabilização da caolinita pode ocorrer, sobretudo nas zonas onde este mineral apresenta-se mal cristalizado (item 5.2.1). A avaliação dos equilíbrios termodinâmicos entre a água e os minerais presentes nos sistemas considerados (item 6.4), fornece maiores informações sobre as tendências de decomposição/neoformação desses minerais. Além da caolinita, o quartzo também constitui uma possível, porém menos significativa, fonte de sílica. Na crosta laterítica e no saprólito, a

dissolução do quartzo foi observada através de análise por microscopia ótica (Figuras 5.5 e 5.7). Ressalta-se que embora o quartzo esteja no topo da escala de estabilidade proposta por GOLDICH (1938), sob o efeito de soluções contendo ácidos orgânicos sua solubilidade pode aumentar (BENNETT et al. 1988; BENNETT, 1991; STAN et al. 1994).

Os baixos teores de ferro obtidos nas águas das nascentes da zona saprolítica ($\leq 0,38$ ppm) sugere que essas águas não têm um contato significativo com silicatos primários ricos nesse elemento como, p. ex, biotita e clorita. Caso esse contato ocorra, o ferro liberado nas reações de alteração precipita na forma de oxi-hidróxidos. O ferro detectado pode ser proveniente de partículas coloidais não eliminadas na filtração a $0,45\mu\text{m}$ (item 2.5.2).

A água da chuva que se infiltra através de fissuras na crosta laterítica que capeia a serra, por ter sido coletada apenas em abril de 93, não está representada nos diagramas em discussão. Trata-se de uma água muito pobre em sais (STD = 15,29 ppm), compatível com a composição mineralógica da formação percolada, composta essencialmente de oxi-hidróxidos de ferro e gibbsita, bem como, localmente, de fosfatos secundários de Al e/ou Fe, todos minerais pouco solúveis. Um discreto enriquecimento em alguns solutos, como Ca^{2+} , Mg^{2+} e SO_4^{2-} , em relação à água da chuva, pode refletir a influência de

excrementos de morcegos e dos seus produtos de alteração, abundantes no local.

Tabela 6. 13: Precipitação pluviométrica(mm) medida na Estação Meteorológica de Tracuateua(PA) nos anos em que foram feitas as coletas. Dados obtidos junto ao DNMET(PA).

Ano	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	Total Anual(mm)
1992	354,5	434,6	488,2	299,8	222,8	108,1	150,6	144,0	5,9	0,0	12,6	6,9	2228,0
1993	187,8	406,9	340,4	265,7	302,5	193,9	99,8	149,6	48,2	7,3	26,6	124,8	2153,5
1994	514,1	401,7	246,0	353,7	403,4	176,1	177,4	77,5	27,6	6,0	8,5	96,7	2349,9
1995	262,9	378,1	327,7	725,8	647,2	241,6	183,0	7,6	0,7	0,0	3,4	53,6	2831,6

6.4.2.3- Águas da Interface Horizonte de Transição/ Metavulcanossedimentos(Serra do Piriá)

Nas águas coletadas nas três primeiras etapas de amostragem na nascente do Centrinho, não foram evidenciadas variações significativas nos teores de cátions e de cloreto(Figura 6.6 a). Nesses períodos, os teores de Ca^{2+} e Mg^{2+} mantiveram-se próximo de 0,5 meq/L, enquanto que a soma dos alcalinos, com predominância de Na^+ , foi de $\cong 0,4$ meq/L(similar ao teor de Cl^-). Ali, os minerais ferromagnesianos da rocha matriz(Figura 4.7) seriam a principal fonte de Mg^{2+} . Parte do Na^+ e do Ca^{2+} também parecem provir de minerais da rocha matriz.

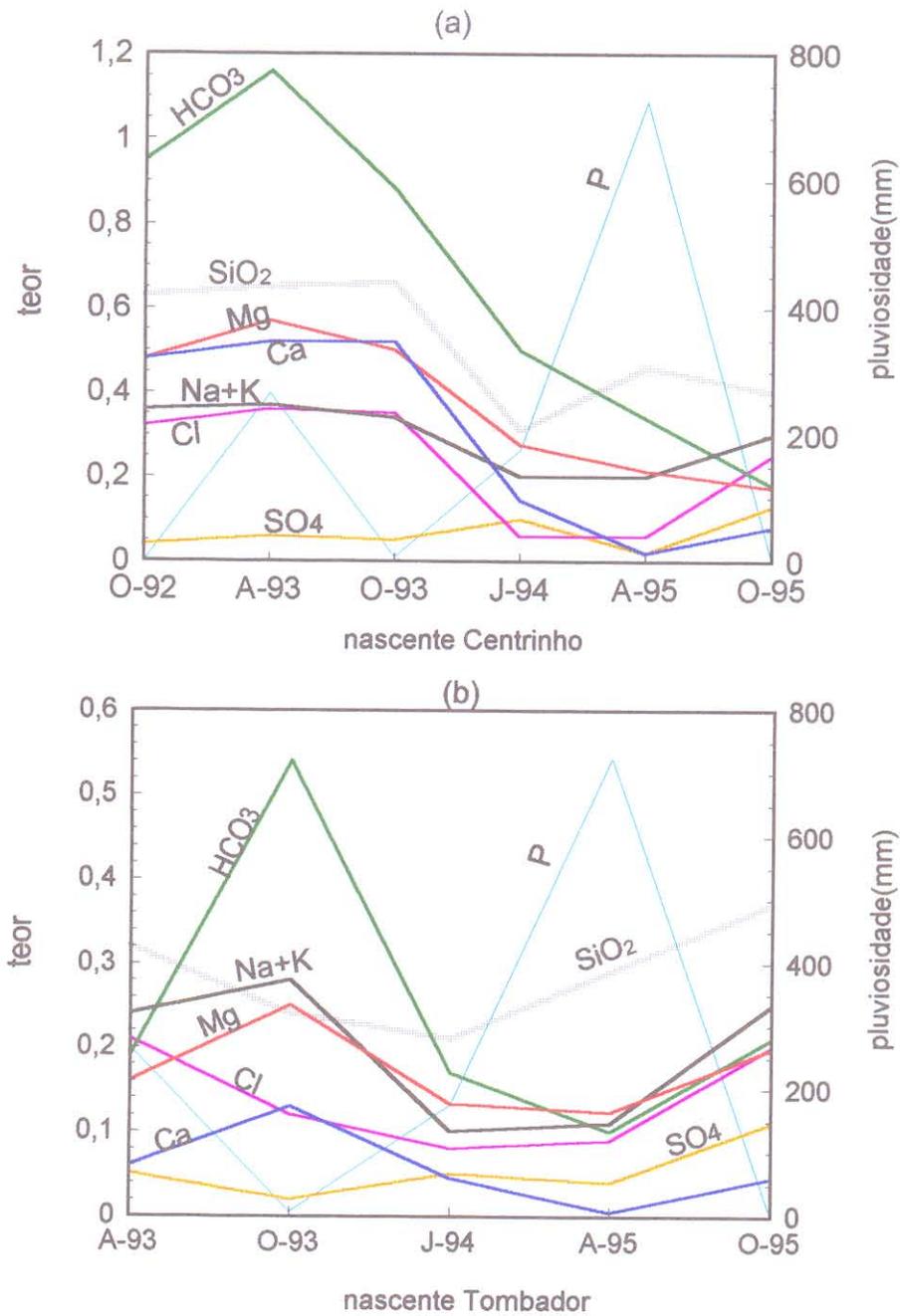


Figura 6.6: Variação dos teores de sílica(mmol/L) e dos cátions e ânions maiores(meq/L) nos meses de amostragem, em águas de nascentes no contato horizonte de transição/sequência vulcanossedimentar(serra do Piriá). A pluviosidade nos respectivos meses é representada pela linha azul-claro.

Ainda na nascente do Centrinho, nas coletas realizadas em junho de 94 e em abril de 95, os teores de cátions (principalmente Ca^{2+} ; mínimo de 0,02 meq/L), bem como de cloreto e bicarbonato mostraram uma diminuição considerável (Figura 6.6 a). Acredita-se que essa diminuição do conteúdo de sais tenha sido causada pela diluição das águas.

A diluição acima referida pode ser explicada quando se compara as precipitações entre janeiro (início do inverno) e aquelas dos meses em que foram feitas as coletas. Em 93, entre janeiro e abril choveu 1.201mm. Por sua vez, em 94, do início do período chuvoso até o mês de coleta (junho) foram registrados 2.095mm (Tabela 6.13). No ano de 95, as precipitações entre janeiro e abril (1.695 mm) não foram muito diferentes das do mesmo período de 92 (1.577 mm) e de 93 (1.201 mm). Entretanto, quando se considera apenas o mês de abril nesses três anos, observa-se que no ano de 95 houve precipitações particularmente abundantes, chegando aproximadamente ao dobro daquelas dos anos de 92, 93 e 94 (Tabela 6.13). Dessa forma, algumas águas da área enfocada podem apresentar, nesse mês específico, uma diluição atípica. Fato semelhante foi observado em águas de nascentes na região de Tucuruí (PA), em área laterítica (HIERONYMUS et al. 1990). Ali, águas coletadas num período seco, porém após uma forte chuva, revelaram uma diluição significativa em relação àquelas coletadas no mesmo período do ano, porém sem registro de chuvas fortes precedendo a amostragem.

Os teores de SO_4^{2-} obtidos tanto na nascente do Tombador como na do Centrinho (média 0,06 meq/L) não revelaram variações significativas de um período de amostragem ao outro. Esse resultado sugere, à semelhança das águas da zona saprolítica, uma origem pluvial para esse componente.

Na nascente Tombador (Figuras 6.6 b), as variações de teores dos solutos nas diversas etapas de coleta mostraram padrões comparáveis àqueles observados nas águas da nascente do Centrinho.

Quanto à sílica, os teores mais elevados foram obtidos na nascente do Centrinho (média de 0,52 mmol/L). Nesta nascente, o padrão de variação dos teores no decorrer do trabalho, destacando valores mais elevados (\cong 0,66 mmol/L) nas três primeiras fases de coleta, mostrou-se similar àqueles dos cátions básicos (Figura 6.6 a). Tal fato sugere que a sílica, assim como estes, provém principalmente dos silicatos da rocha matriz e foi liberada por hidrólise. No caso da nascente do Tombador a clorita, cujos cristais sofrem uma caolinitização incipiente, é uma fonte potencial de sílica (item 5.2.3).

A nascente do Tombador revelou um teor de ferro (\cong 1,0 ppm) mais elevado do que o contido na água da nascente do Centrinho. Na primeira nascente, o ferro deve provir essencialmente da clorita contida na rocha aflorante e constituindo o substrato local.

6.4.2.4- Águas da Interface Horizonte de Transição/Ultramafitos (Ilha de Itacupim)

Na ilha de Itacupim, em ambas as amostragens realizadas, os íons Na^+ e Cl^- se destacaram em relação aos demais (Figura 6.7). No caso do cloreto, o teor mais elevado (0,44 meq/L) foi detectado no final do período chuvoso (junho de 94). Por sua vez, a soma dos alcalinos (0,41 meq/L), com predominância do Na^+ , mostrou-se mais elevada no período seco, sugerindo que parte do Na^+ teve sua origem relacionada com a desestabilização de silicatos presentes no perfil geológico. Uma outra parte do Na^+ , associada ao Cl^- , estaria relacionada a aerossóis marinhos.

Os teores de Mg^{2+} (0,12 meq/L) e Ca^{2+} (média de 0,04 meq/L) não revelaram variações significativas de um período de amostragem a outro.

O aumento do teor de Na^+ no período seco é compatível com o aumento no teor de HCO_3^- (0,23 meq/L) no mesmo período. Os teores de SO_4^{2-} (média 0,09 meq/L), não revelaram diferenças significativas entre as fases de amostragem, sendo esse constituinte mais provavelmente de origem pluvial.

Os teores de sílica (média 0,15 mmol/L) acompanharam os de Mg^{2+} (Figura 6.7) ressaltando, assim, a importância da hidrólise dos silicatos portadores de Mg para o quimismo das águas ali coletadas.

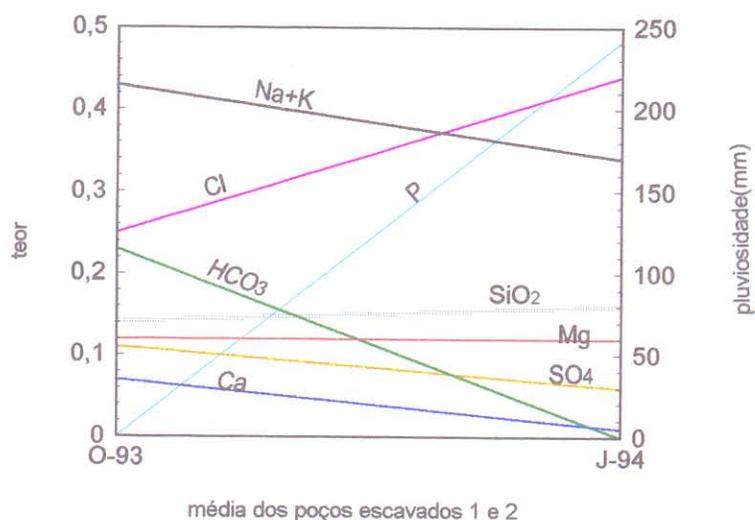


Figura 6.7: Variação dos teores de sílica(mmol/L) e dos cátions e ânions maiores(meq/L) nos meses de amostragem, em águas do domínio da cobertura laterítica sobre rochas ultramáficas, na ilha de Itacupim.

Uma característica particular das águas de Itacupim é o seu teor de PO_4^{3-} . Nas águas coletadas no período seco, o teor médio para os dois poços foi de 0,91 ppm(Tabela 6.3). Em junho de 94(final do período chuvoso) o teor médio foi 0,43 ppm. Cabe observar que nas águas das demais localidades consideradas neste trabalho, os teores de PO_4^{3-} ficaram abaixo do limite de detecção do método utilizado(ítem 2.5.2). Ressalta-se igualmente o fato de que o teor referido está acima do valor definido como limite aceitável para o consumo humano que é de 0,2 ppm(Department of National Health and Welfare apud McNEELY et al., 1979). Embora, em geral, o fosfato não seja tóxico, esse limite é estabelecido devido ao gosto e odor que o mesmo confere à água, quando em concentrações mais elevadas(McNEELY et al., 1979).

No que se refere ao ferro, os teores $\leq 0,06$ ppm sugerem que ao ser liberado nas reações de hidrólise dos minerais ferromagnesianos esse elemento permanece "in situ", mais provavelmente na forma de oxi-hidróxido. Pode ainda ser adsorvido nos argilominerais e/ou fazer parte da estrutura dos mesmos.

O quimismo das águas estudadas em Itacupim sugere que o aquífero explorado deve corresponder ao horizonte de transição, no qual ainda persistem minerais primários. Essa assertiva deve-se à composição mineralógica dos horizontes superiores, nos quais predominam minerais pouco solúveis tais como gibbsita, oxi-hidróxidos de Fe, caolinita e fosfatos secundários. Por sua vez, os minerais identificados na rocha aflorante na encosta do platô (item 5.2.4), podem ser a fonte de PO_4^{3-} e Ca^{2+} (apatita), de K^+ e SiO_2 (montmorilonita, biotita, vermiculita, clorita e sepiolita) e de Mg^{2+} (os quatro últimos).

6.4.2.5- Águas do Domínio Metassedimentar (Santa Luzia)

Nas águas coletadas nesta área (com exceção daquela do poço escavado da rua Nova) os teores dos íons maiores revelaram-se $\leq 0,16$ meq/L, com predominância de Na^+ e de Cl^- (Figuras 6.8 b, c, d), herdados principalmente das águas pluviais. Esse quimismo reflete a natureza do material aquífero, constituído pelo manto de alteração dos metassedimentos (item 5.5.1). Nesse material, os minerais portadores de bases, como a muscovita, além de serem

bastante resistentes ao intemperismo químico, são pouco abundantes.

As duas amostras coletadas no poço da rua Nova mostraram um quimismo particular, com um total de sólidos dissolvidos (média 308,6 ppm) bem superior ao das demais águas amostradas naquela área. Entretanto, nesse domínio não se tem conhecimento de ocorrência de rochas que possam justificar os teores encontrados, particularmente os de metais alcalinos (média de 2,45 meq/L, com predominância de Na^+), Cl^- (média de 1,76 meq/L) e SO_4^{2-} (média de 1,15 meq/L). Portanto, a possibilidade de uma contaminação doméstica nesse poço é bastante provável.

Já na década de 60, estudando águas da região Bragantina, SIOLI (1960) constatou uma contaminação em dois poços de 4 e 16 m de profundidade. Naqueles poços, porém, os íons NO_3^- e PO_4^{3-} , também estavam presentes em quantidades significativas. Segundo o autor, esses íons indicariam uma contaminação por fossas sépticas que, em ambos os casos, estavam localizadas próximo aos poços. No poço da rua Nova, entretanto, tendo o balanço de cargas sido satisfatório, NO_3^- e PO_4^{3-} se presentes, ocorrem em teores mínimos. Destaca-se que o Cl^- , por ser um íon conservativo, é considerado como um bom indicador para identificar contaminações por sistemas sépticos (Alhaffar et al apud MELO, 1995).

No que diz respeito à sílica, as águas do poço do sítio da Cachoeira, daqueles da COSANPA, assim como das nascentes, revelaram teores similares (mínimo = 0,11 mmol/L; máximo \cong 0,24

mmol/L; média 0,15 mmol/L). Mais frequentemente, os aumentos de teores coincidiram com a intensificação das chuvas (Figura 6.8 b,c,d) talvez indicando, nessa área, uma degradação mais acentuada da caolinita nos períodos chuvosos.

O teor de ferro se mostrou mais elevado nas duas nascentes, principalmente na do sítio da Cachoeira onde chegou a 1,22 ppm, podendo, nesse caso, provir da alteração da biotita contida no xisto milonítico.

6.4.2.6- Águas do Domínio Granítico

Nas águas coletadas no domínio granítico, os teores dos íons maiores mostraram padrões de variação similares. Entretanto, na presente análise os dados químicos referentes às águas coletadas no poço escavado foram separados dos dados referentes às águas coletadas nas nascentes que foram tratadas em conjunto (Figuras 6.9 a,b).

Tanto nas águas das nascentes como naquelas do poço escavado os íons mais destacados foram Cl^- (máximo de 0,21 meq/L no poço e 0,13 meq/L nas nascentes) Na^+ (máximo de 0,16 meq/L no poço e 0,10 meq/L nas nascentes). Nos diagramas de variação dos teores desses íons notou-se padrões comparáveis (Figuras 6.9 a,b), o que indica que Cl^- e Na^+ tiveram uma mesma origem, mais provavelmente pluvial, como já havia sido sugerido pela razão Cl/Na .

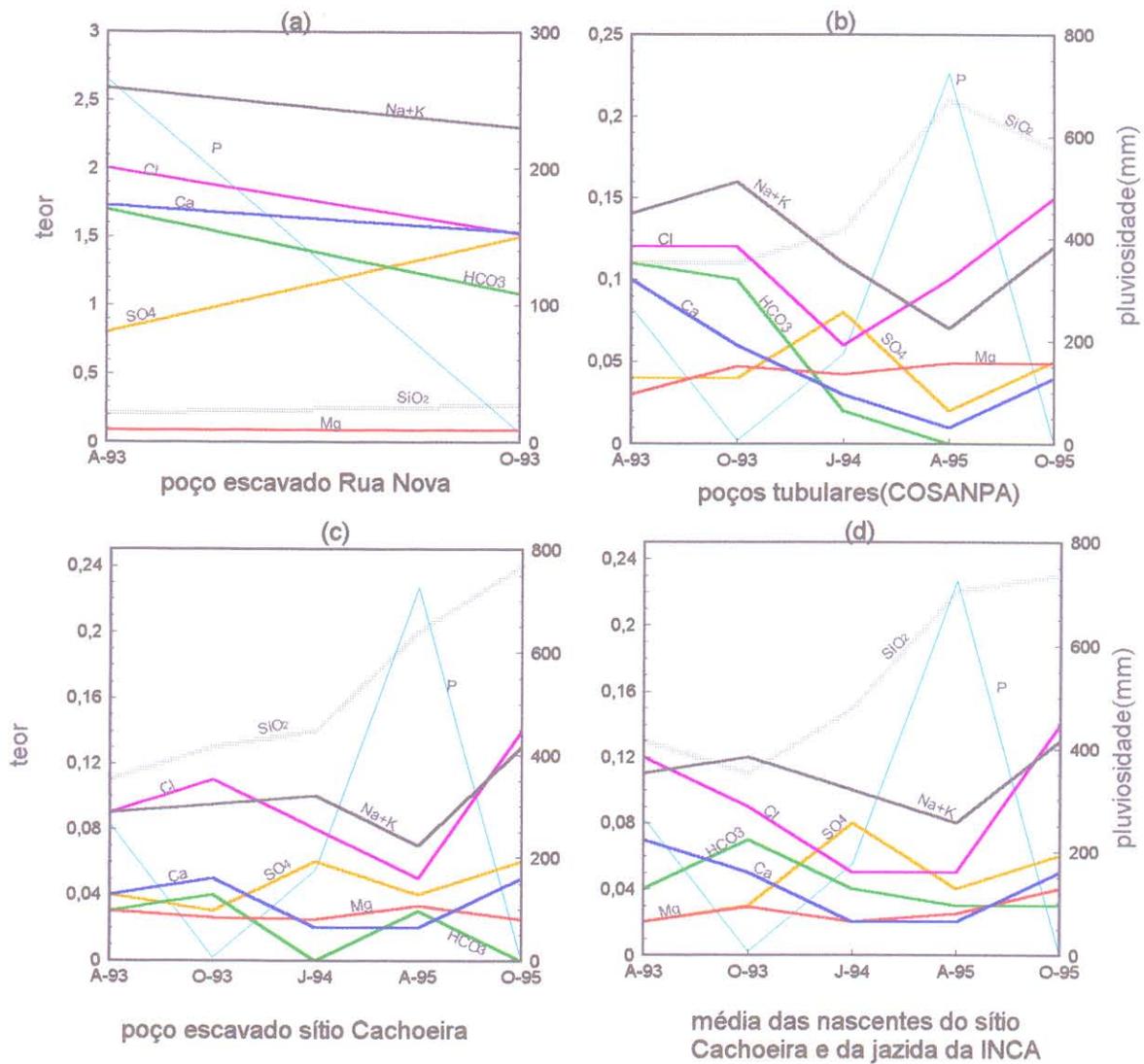
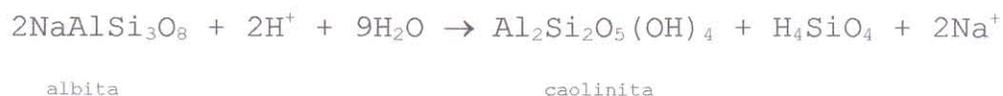


Figura 6.8 : Variação dos teores de sílica(mmol/L) e dos cátions e ânions maiores (meq/L) em águas de poços escavados(a, b), tubulares(c) e nascentes(d) do domínio metassedimentar(Santa Luzia) nos meses de amostragem. A pluviosidade nos respectivos meses é representada pela linha azul-claro.

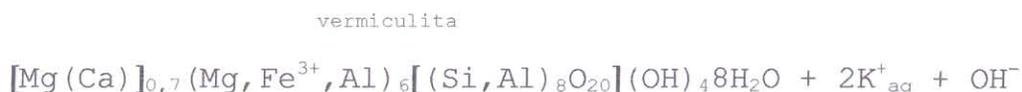
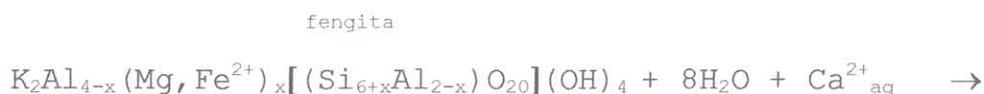
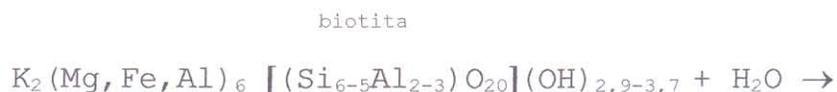
Os teores dos demais íons se mostraram baixos, em geral <0,05 meq/L, com pequenas variações de um período de amostragem ao outro.

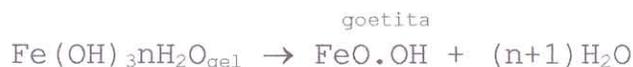
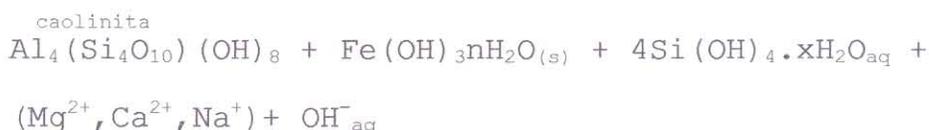
No que diz respeito à sílica, no poço escavado, os valores se situaram entre 0,01 e 0,08 mmol/L, com média de 0,05 mmol/L(Figura 6.9 a). Nas nascentes os teores variaram entre 0,07 e 0,11 mmol/L, com média de 0,11 mmol/L(Figura 6.9 b). No poço escavado, os menores teores foram obtidos em águas coletadas nos meses de maior pluviosidade(abril; Figura 6.9 a). Nesses períodos a diminuição dos teores de sílica deve-se principalmente à diluição das águas. Além disso, o nível d'água encontra-se bem próximo à superfície do solo(Tabela 2.1), onde a principal fonte de sílica é a caolinita. Quando esse mineral é bem cristaliado, a sua desestabilização exige condições extremas de drenagem, nem sempre existentes, sobretudo nas áreas de relevo suave e com vegetação primária preservada. Por outro lado, quando o nível d'água encontra-se na sua posição mais baixa, possibilitando um contato mais efetivo entre a água e os minerais do granito, a hidrólise de minerais como albita e biotita aparece como o principal mecanismo responsável pelo enriquecimento da solução em sílica. Cabe ressaltar que a alteração do Na-plagioclásio e da biotita foi observada ao microscópio ótico. No primeiro caso, o mineral apresenta uma caolinitização acentuada, contrastando com o K-feldspato em geral pouco ou não alterado(Figuras 5.16 e 5.17). Por sua vez, a alteração da biotita é marcada pela

presença de hidróxido de ferro ao longo dos seus planos de clivagem. A transformação do Na-plagioclásio em caolinita ocorre segundo a reação (DREVER, 1988):



Sob clima tropical úmido, a alteração da biotita se dá através de uma série de reações (CARVALHO, 1995), dentre as quais, a transformação da montmorilonita em caolinita é a única que libera sílica em solução, como mostrado abaixo.





Entretanto, em locais de muito boa drenagem, as fases intermediárias podem ser efêmeras ou não ocorrer. Nesses casos, a biotita pode se alterar diretamente para caolinita e goethita (CARVALHO, 1995). A formação deste último mineral a partir do ferro liberado na alteração da biotita é coerente com os baixos conteúdos desse elemento ($\leq 0,18$ ppm) nas águas enfocadas.

A presença de montmorilonita no granito alterado (item 5.4) indica que, em algumas áreas, as condições de drenagem não chegaram a ser perfeitas permitindo, com a fixação temporária de diferentes cátions e de sílica, a formação desse mineral.

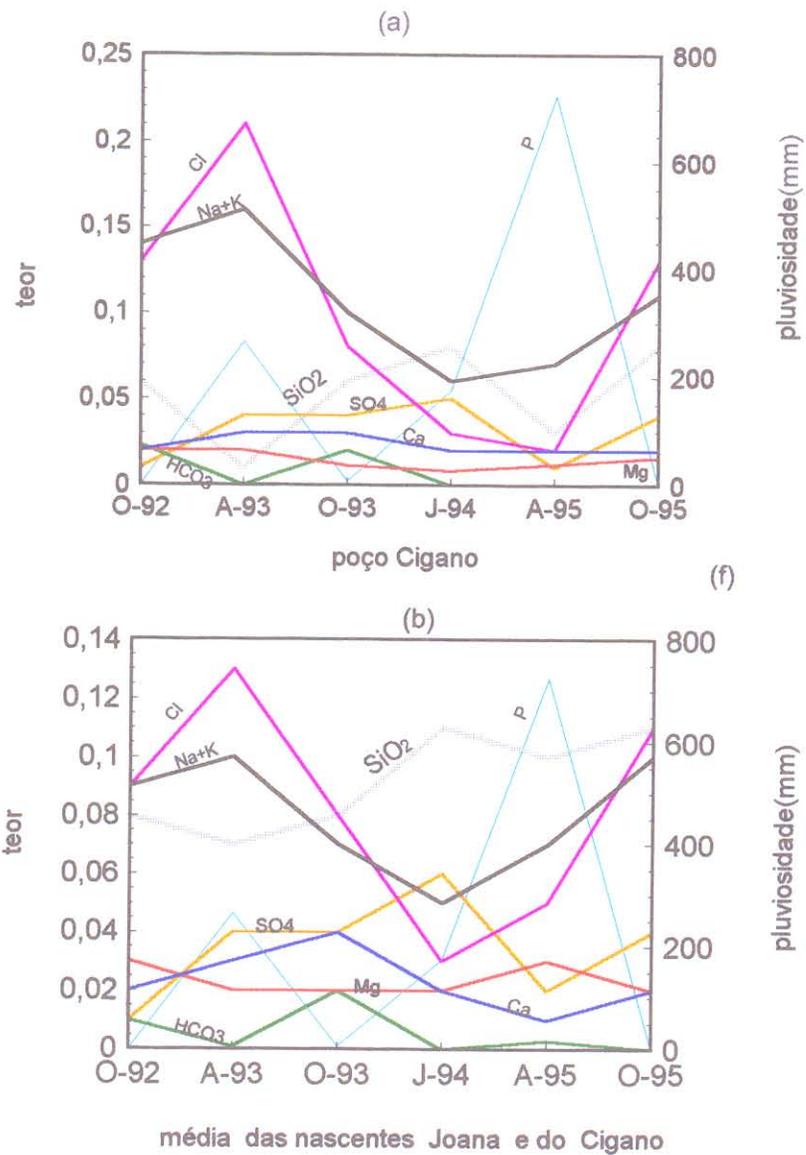


Figura 6.9: Variação dos teores de sílica(mmol/L) e dos cátions e ânions maiores(meq/L) nos meses de amostragem, nas águas de poço escavado(a) e de nascentes(b) do domínio granítico. A pluviosidade nos respectivos meses é representada pela linha em azul-claro.

6.4.2.7- Águas do Domínio Sedimentar Barreiras e Pirabas
(Tauarí e Salinópolis)

Nas águas dos poços tubulares e da nascente localizados em Tauarí, os íons predominantes são Ca^{2+} e HCO_3^- , ambos provenientes da dissolução dos carbonatos da Formação Pirabas. Entretanto, os teores desses constituintes nas águas da nascente são distintos dos obtidos nas águas dos poços. Conseqüentemente, os dados químicos foram tratados separadamente (Figuras 6.10 a, b, c, d). Devido à ampla faixa de teores dos constituintes maiores nas águas da nascente da CIBRASA (entre 0,02 e 5,68 meq/L), os mesmos foram representados em escala logarítmica.

Nos poços tubulares (Figuras 6.10 a, b), os teores mais elevados de Ca^{2+} (3,2 meq/L no poço residencial e 1,01 meq/L nos poços da COSANPA) e de HCO_3^- (3,9 meq/L no poço residencial e 1,15 meq/L na COSANPA) foram obtidos num mês sem chuvas (outubro de 93; Tabela 6.13). Por sua vez, os teores mais baixos desses íons, correspondendo, aproximadamente, à metade dos valores anteriores (Figura 6.10 a, b), referem-se ao mês de maior pluviosidade (abril; Tabela 6.13). Tais valores são o reflexo direto da diluição, que é controlada pelas variações pluviométricas. Destaca-se que nos poços da COSANPA, em abril de 95, os teores de Ca^{2+} e de HCO_3^- obtidos (0,4 meq/L), foram cerca de duas vezes menores do que os detectados em abril de 93. Tal fato deve-se às intensas precipitações de abril de 95 (Tabela

6.13) cujas consequências foram particularmente sentidas nesses poços em decorrência da mistura com a água da nascente (item 2.3.4).

Na nascente da CIBRASA, a diluição pelas águas de chuva também apareceu com clareza. Nessa nascente os menores teores de Ca^{2+} e HCO_3^- ($\cong 2,4$ meq/L) foram obtidos em abril (Figura 6.10 c), enquanto que os mais elevados (5,26 e 5,68 meq/L, respectivamente) foram obtidos em outubro de 92. O teor médio de Mg^{2+} (0,37 meq/L) foi bastante próximo daquele obtido no poço residencial (0,35 meq/L), com um padrão de variação similar ao dos íons Ca^+ e HCO_3^- (Figura 6.10 c), indicando uma origem comum para esses três componentes, neste caso, os carbonatos da Formação Pirabas.

Ainda na nascente da CIBRASA, na amostra coletada em junho de 94, os teores de Ca^{2+} e HCO_3^- também se mostraram elevados, com teores relativamente próximos daqueles obtidos em outubro de 92 (Figura 6.10 c). Em junho de 94, as chuvas foram relativamente reduzidas (176 mm), em comparação com as dos meses de abril de 93 e 95 (266 e 726 mm, respectivamente). A menor pluviosidade pode ter induzido um rebaixamento do nível d'água propiciando um contato mais efetivo com o calcário. Esse contato justificaria a elevação nos teores de Ca^{2+} e HCO_3^- . Ressalta-se que os lençóis d'água bem próximos à superfície, como é o caso da

nascente considerada, em geral refletem as variações pluviométricas de forma bastante rápida e acentuada.

Os teores dos demais solutos foram baixos nos três pontos de amostragem, particularmente nos poços da COSANPA, onde não ultrapassaram 0,2 meq/L. No poço residencial, os teores de Cl^- e Na^+ atingiram valores próximos de 1,0 meq/L, consideravelmente superiores àqueles obtidos nas demais águas daquela localidade. Esses íons podem provir da lavagem de louça, feita bem próximo ao poço. Embora se trate de um poço tubular, com $\cong 18\text{m}$ de profundidade, sabe-se que problemas técnicos como má adequação dos filtros e/ou da cimentação, resultantes de projetos mal elaborados, são frequentes, tornando os aquíferos vulneráveis à contaminação de origem variada.

Os baixos teores de SO_4^{2-} obtidos nas águas de Tauari, em geral $< 0,1$ meq/L, sugerem que não há um contato efetivo com os níveis piritosos da Formação Pirabas (fácies Baunilha Grande, item 4.2.3.1), sendo as quantidades detectadas herdadas principalmente da água da chuva.

Nas águas de Salinópolis, os íons predominantes são os metais alcalinos (média 1,23 meq/l), Cl^- (média de 0,68 meq/L) e SO_4^{2-} (média de 0,76 meq/L). Os teores mais elevados desses constituintes foram obtidos nas coletas realizadas nos meses de outubro (Figura 6.10 d).

No que diz respeito aos íons Na^+ e K^+ , os argilominerais presentes no perfil geológico, principalmente a montmorilonita e a illita, seriam uma fonte potencial (Figura 4.5). Entretanto, uma vez que os teores de Na^+ e Cl^- mostram variações similares, parte do Na^+ parece ter uma fonte comum com o Cl^- . Neste caso, pode-se admitir alguma contribuição de aerossóis marinhos, coerente com a proximidade do mar. Diversos trabalhos, como o de STALLARD & EDMOND (1981) p. ex., destacam o aumento do conteúdo de íons de origem marinha nas chuvas de áreas costeiras.

Outra provável fonte para os íons Cl^- e Na^+ das águas de Salinópolis seriam soluções salinas conatas, reliquias, bastante compatível com a origem marinha da Formação Pirabas. Uma fonte semelhante foi admitida para os elevados teores de Cl^- e Na^+ encontrados nas rochas carbonáticas da Formação Macaé na bacia de Campos (ROBAINA et al. 1993). Na ilha de Marajó, a mistura de água da chuva com águas salobras ou marinhas, aprisionadas durante a deposição dos sedimentos que ocorrem na ilha, é responsável pelos teores elevados de Na^+ e Cl^- encontrados em águas subterrâneas (TANCREDI & SERRA, 1986; TANCREDI et al. 1986). Teores de Cl^- e de Na^+ , próximos de 0,5 meq/L foram obtidos por BOULEGUE et al. (1989), em águas circulando através das formações calcárias terciárias, ao sul do Haiti.

Os teores relativamente elevados de SO_4^{2-} nas águas das nascentes Caranã e Batista poderia ser explicado pela oxidação da pirita presente na fácies Baunilha Grande da Formação Pirabas,

constituída por argilas cinza-escuro com restos de vegetais piritizados (item 4.2.3.1; Figura 4.5). A oxidação de sulfetos de ferro foi proposta por Langmuir apud WORTHINGTON & FORD (1995) para explicar teores elevados de sulfato em nascentes de áreas calcárias. Trata-se de uma reação que libera íons H^+ e que pode, portanto, também causar a diminuição do pH nas águas das nascentes estudadas.

Ao contrário das águas de Tauarí, as de Salinópolis apresentam baixos teores de Ca^{2+} , Mg^{2+} e HCO_3^- , inferiores a 0,25 meq/L (Figura 6.10 d). Este fato poderia indicar que as águas das nascentes de Salinópolis percolam os níveis superiores, mais argilosos, da Formação Pirabas (fácies Baunilha Grande), mais especificamente a zona de contato entre estes e os sedimentos Barreiras (item 2.3.5).

Tanto em Tauarí como em Salinópolis, os teores de SiO_2 apresentaram poucas variações de uma etapa de amostragem a outra e os teores médios mostraram pequenas diferenças entre os pontos de coleta (0,11 mmol/L na nascente da CIBRASA; 0,19 mmol/L no poço residencial; 0,14 mmol/L nos poços da COSANPA e 0,09 mmol/L nas nascentes de Salinópolis). Nessas águas, a sílica deve ser liberada principalmente no processo de desestabilização (hidrólise) dos argilominerais contidos nos sedimentos Barreiras e/ou Pirabas. A estabilidade desses minerais será avaliada no item 6.4.3.

Em ambas as áreas estudadas, os teores de ferro nas águas são baixos ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \leq 0,52$ ppm), comumente próximos ou aquém do limite de detecção do método analítico utilizado (item 2.5.2). Nas mesmas águas, as fontes mais prováveis desse constituinte são a montmorilonita rica nesse elemento (nontronita; item 4.2.3.1), a pirita (apenas em Salinópolis) e colóides de ferro.

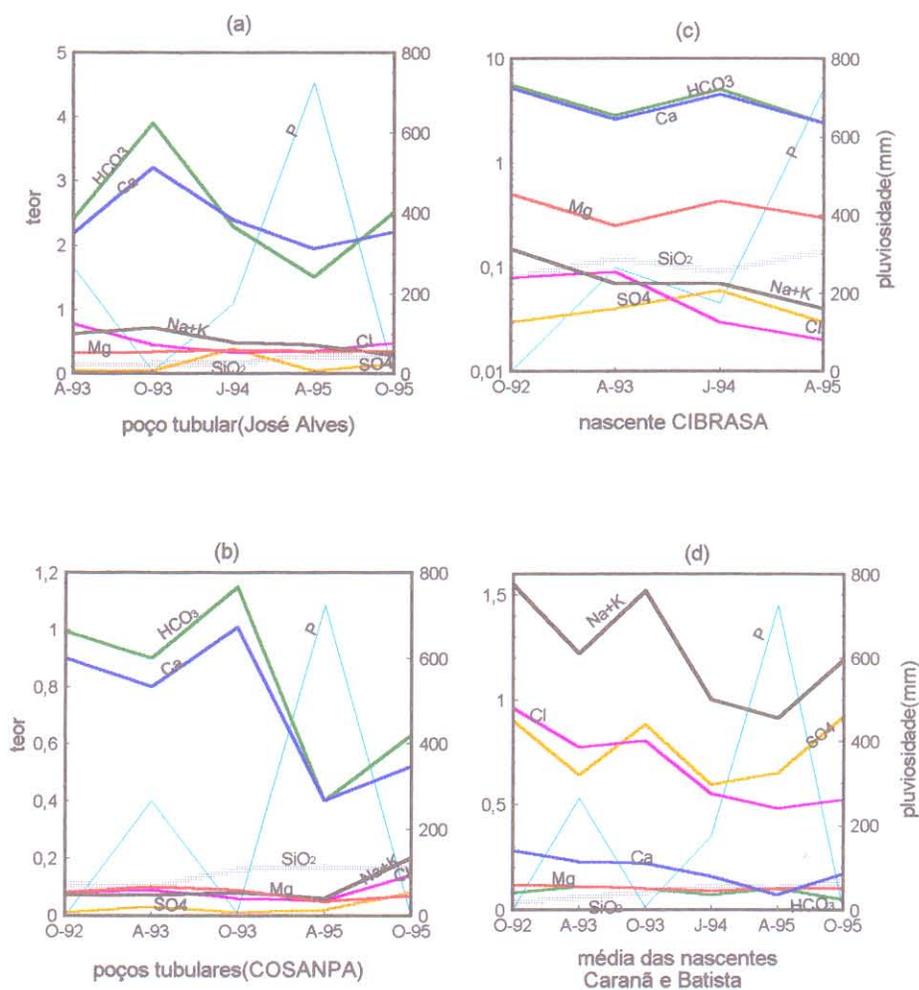


Figura 6.10: Variações dos teores de sílica (mmol/L) e dos cátions e ânions maiores (meq/L) nos meses de amostragem, nas águas do domínio do Grupo Barreiras e da Formação Pirabas (Tauari e Salinópolis). A pluviosidade nos respectivos meses é representada pela linha em azul-claro.

6.4.3- Diagramas de Stiff

Dentre as diversas formas de representação gráfica da composição química das águas naturais, o método proposto por Stiff apud SZIKSZAY(1993) é particularmente útil quando se pretende estabelecer comparações entre várias águas, sobretudo aquelas mais ricas em sais. O método possibilita uma avaliação visual fácil dos padrões definidos e permite o reconhecimento preliminar de águas cujos quimismos são influenciados por fatores similares. Entretanto esses diagramas não ressaltam bem as pequenas diferenças de teores, que são muitas vezes importantes para a determinação da origem das águas.

Utilizando-se esse tipo de diagrama para a representação das águas estudadas neste trabalho definiu-se, para cada local de coleta, os padrões característicos dos períodos secos e dos períodos chuvosos. Esses padrões foram obtidos considerando-se as médias dos teores dos íons, determinados em cada local de coleta, nos referidos períodos.

No que diz respeito às águas das nascentes da zona saprolítica, na serra do Piriá, os diagramas de Stiff mostraram um padrão afunilado, para cima, sem diferenças marcantes entre os períodos seco e chuvoso(Figura 6.11 a). Trata-se de um padrão bastante semelhante àquele definido para as águas do poços da ilha de Itacupim (Figura 6.11 c).

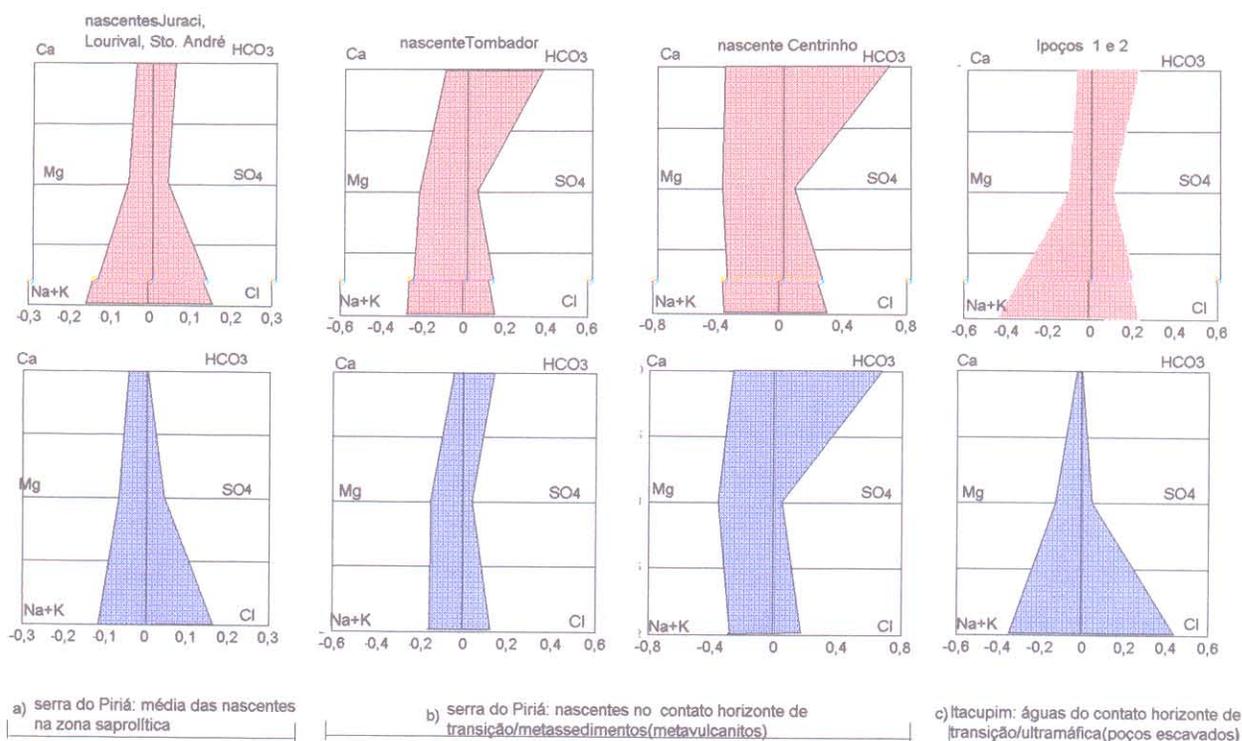


Figura 6.11: Diagramas de Stiff para águas da zona saprolítica da serra do Piriá(a) e da zona de contato horizonte de transição /rocha matriz, na serra do Piriá(b) e na ilha de Itacupim(c); valores em meq/L. Cor rosa representa estações secas; azul, estações chuvosas. Para cada local de coleta considerou-se a média dos valores obtidos.

Essa semelhança é particularmente marcante entre os padrões relativos aos períodos secos. Neste caso, os íons predominantes são Na^+ e Cl^- , enquanto que os demais ocorrem apenas em baixas concentrações.

Os diagramas referentes às águas coletadas nas nascentes da base da serra do Piriá exibem feições poligonais assimétricas e são bastante parecidos (Figura 6.11 b), principalmente no que concerne aos diagramas representativos dos períodos secos. O padrão obtido para a nascente Tombador no período chuvoso

revelou-se algo diferenciado devido à diminuição dos teores de alguns solutos, sobretudo de Mg^{2+} e de HCO_3^- .

No que diz respeito às águas coletadas em Santa Luzia, no domínio metassedimentar, foram definidos padrões bastante similares, com exceção do poço da rua Nova (Figura 6.12). Tais padrões são comparáveis com aquele obtido para as águas da zona saprolítica da serra do Piriá, para as águas da ilha de Itacupim e da área granítica. Essa semelhança reforça a idéia de uma influência pluviométrica considerável sobre as águas desses locais.

As águas do domínio granítico (Figura 6.13) mostraram um padrão comparável àquele referente às águas coletadas na zona saprolítica da serra do Piriá, embora estas últimas sejam ligeiramente mais ricas em sais.

Quanto às águas coletadas no domínio sedimentar Barreiras e Pirabas, foi possível distinguir dois padrões. O primeiro, referente às amostras coletadas em Tauari, apresenta uma forma afunilada, mais acentuada para as águas da nascente (Figura 6.14 c), devido aos teores mais elevados de Ca^{2+} e HCO_3^- . O outro padrão, referente às águas amostradas em Salinópolis, corresponde a um polígono assimétrico (Figura 6.14 d,e). As variações entre o período seco e o período chuvoso restringem-se a diminuições dos teores de alguns solutos, sem alteração do padrão geral.

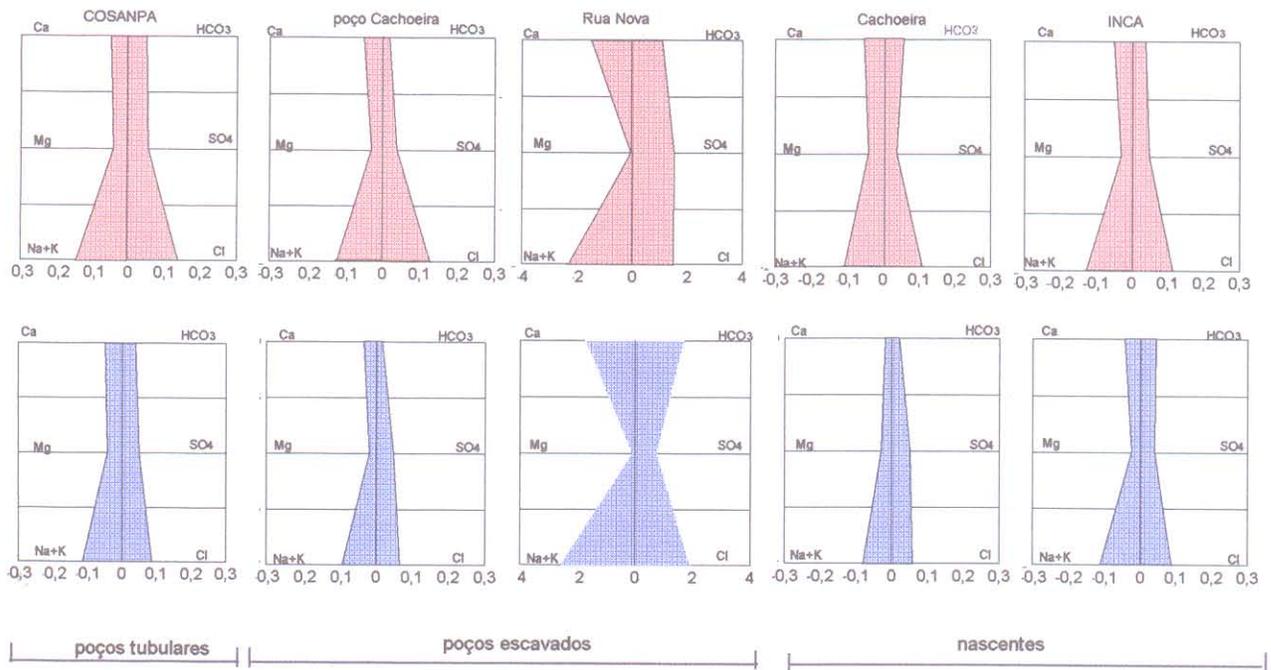


Figura 6.12: Diagramas de Stiff para águas de áreas de domínio metassedimentar(Santa Luzia); valores em meq/L. Cor rosa representa estações secas ; azul, estações chuvosas. Para cada local de coleta considerou-se a média dos valores obtidos.

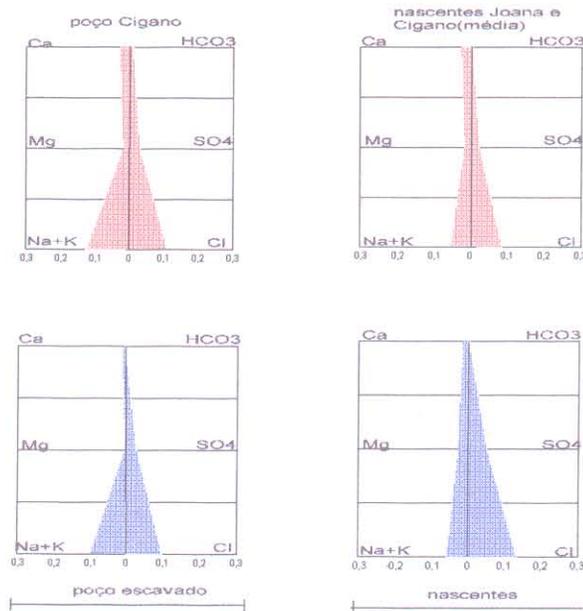


Figura 6.13: Diagramas de Stiff para águas de áreas de domínio granítico (Tracuateua). Valores em meq/L. Cor rosa representa estações secas; azul, estações chuvosas. Para cada local de coleta considerou-se a média dos valores obtidos.

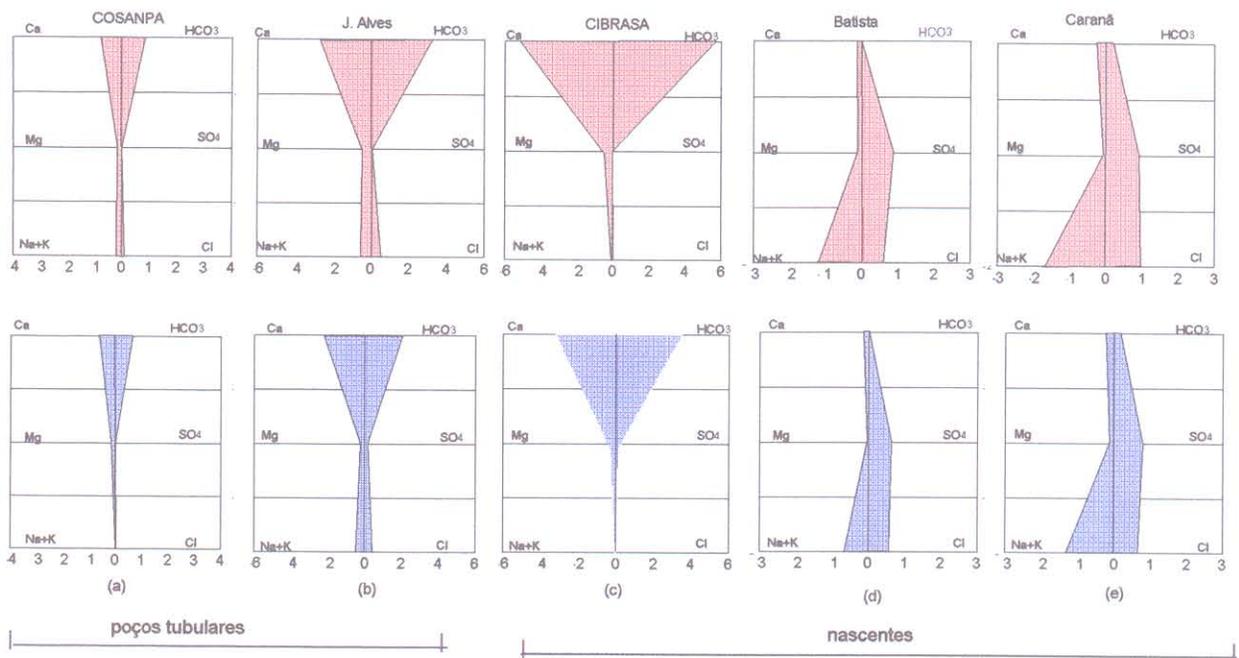


Figura 6.14: Diagramas de Stiff para águas de áreas do domínio sedimentar Barreiras e Pirabas; valores em meq/L. Cor rosa representa estações secas ; azul, estações chuvosas. Para cada local de coleta considerou-se a média dos valores obtidos.

6.4.4 - Diagramas Triangulares

Diagramas triangulares são bastante utilizados em estudos hidroquímicos, principalmente para classificar as águas em função dos íons predominantes (CUSTÓDIO & LLHAMAS, 1976). Trabalhos mais recentes empregaram os mesmos diagramas para separar tipos de água, cuja composição química reflete a influência de rochas diversas (STALLARD, 1980; STALLARD & EDMOND, 1983; BARTARYA, 1993). No presente estudo, esses diagramas foram usados para identificar os principais tipos de água, com base nos íons mais abundantes, e estabelecer possíveis relações entre essas águas e as rochas e/ou solos presentes nos locais de coleta. Por

consequente, foram contruídos diagramas para a avaliação das proporções relativas de cátions e ânions maiores(Figuras 6.15 e 6.16, respectivamente).

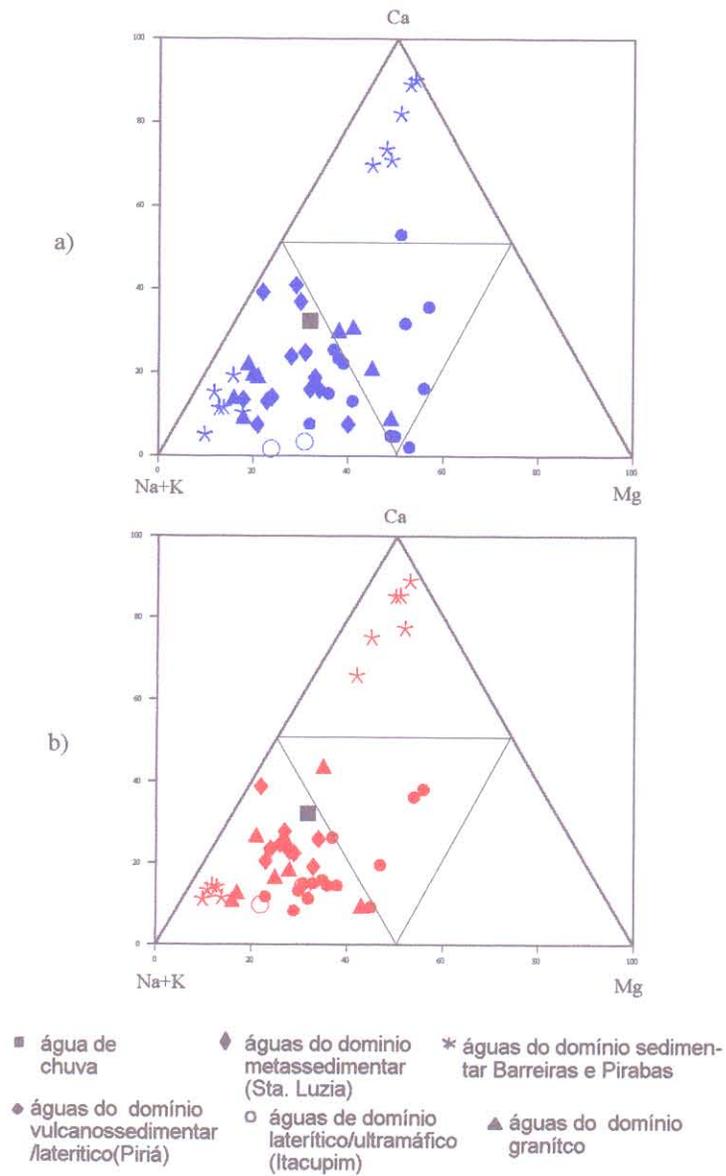


Figura 6.15: Diagramas triangulares, relacionando Ca, Mg, e Na+K. Valores em meq/L; a) estações chuvosas; b)estações secas.

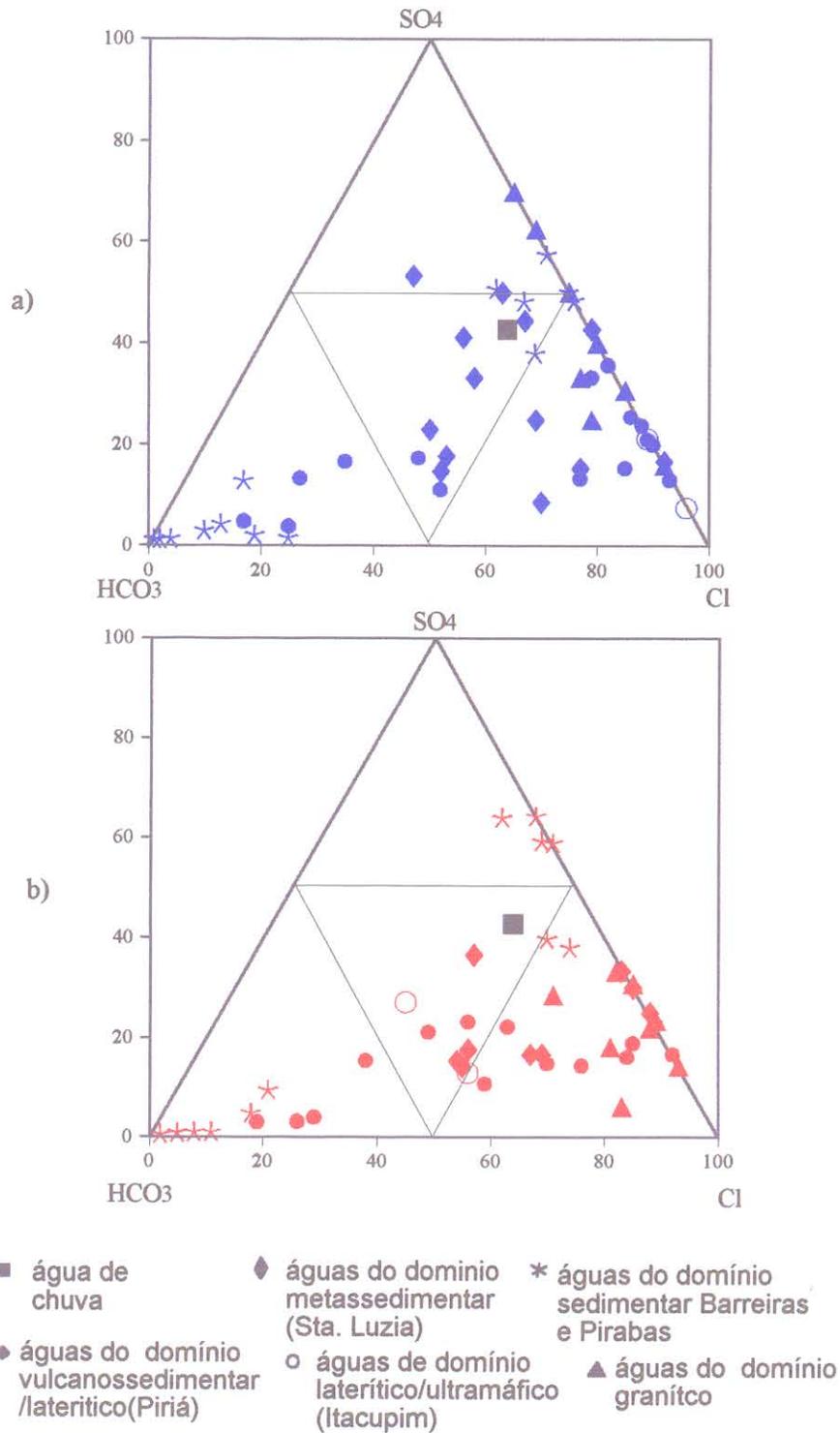


Figura 6.16: Diagramas triangulares, relacionando HCO₃, Cl e SO₄. Valores em meq/L. a) estações chuvosas; b) estações secas.

6.4.4.1- Águas Cloretadas-sódicas

Na maior parte das águas estudadas os íons Na^+ e Cl^- são predominantes, independente do período de amostragem (Figuras 6.15 e 6.16 a, b), como já havia sido constatado no item 6.3.2. Trata-se, portanto, de águas cloretadas-sódicas. Enquadra-se nessa classificação a maior parte das águas coletadas na zona saprolítica da serra do Piriá, na área dos filitos e xistos, em Santa Luzia, e na área granítica. Aquelas coletadas em Itacupim (com uma exceção), também estão incluídas nessa categoria. Em termos gerais, as águas pertencentes a esse grupo são as mais pobres em sais, entre aquelas estudadas. Cabe ressaltar que em zonas de descarga (caso das nascentes) em geral se espera águas do tipo cloretadas-sódicas. Isto porque, segundo o modelo proposto por Chebotarev apud CHARRON (1978), à medida que se infiltram nos materiais que compõem o perfil geológico as águas tendem a evoluir de bicarbonatadas-cálcicas, nas áreas de recarga, para cloretadas-sódicas, nas zonas de descarga ou de circulação profunda. Essa mudança de quimismo resulta principalmente da maior mobilidade dos íons Cl^- e Na^+ . Entretanto, quando o material percolado é bastante intemperizado, pobre em bases, como no caso das áreas anteriormente referidas, as águas cloretadas-sódicas podem não resultar dessa evolução geoquímica, chegando às nascentes mantendo o quimismo herdado, em grande parte, das águas pluviais.

6.4.4.2- Águas Bicarbonatadas-cálcicas e Mistas

As amostras coletadas em Tauari, em particular aquelas cujo quimismo revela um contato mais significativo com as rochas carbonáticas da Formação Pirabas, entram na categoria das águas marcadas pela predominância dos íons Ca^{2+} e HCO_3^- (Figuras 6.15 e 6.16 a,b).

Algumas águas coletadas na base da serra do Piriá, também estão situadas na área de predominância do HCO_3^- (Figura 6.16 b). Entretanto, no diagrama que relaciona os cátions, as mesmas caem numa área mais central, devido às proporções significativas tanto de Mg^{2+} e Ca^{2+} como de Na^+ (Figura 6.15 a, b). Estas águas, assim como as demais amostras que estão plotadas na parte central das Figuras 6.15 e/ou 6.16 foram consideradas como mistas. Águas situadas próximo aos limites dessa área dos diagramas foram também incluídas nessa categoria. Desse modo, as águas mistas compreendem ainda aquelas coletadas no poço da rua Nova, em Santa Luzia, que apresenta evidências de contaminação doméstica, algumas daquelas coletadas em Salinópolis e na área granítica. A esse tipo pertencem igualmente a água coletada na caverna na serra do Piriá, uma das amostras de Itacupim e a água de chuva.

6.4.4.3- Águas Sulfatadas-sódicas

A categoria de águas cujos íons predominantes são SO_4^{2-} e Na^+ inclui aquelas coletadas em Salinópolis, sobretudo no período seco (Figuras 6.15 e 6.16 a,b) além de duas das amostradas na área granítica em período chuvoso.

6.4.5- Diagramas de Collins

Os diagramas de barra propostos por Collins apud SZIKSZAY (1993), além de destacar os íons predominantes, permitem uma fácil comparação entre as proporções de cátions e ânions maiores. Para a construção desses diagramas foram considerados os teores médios obtidos em cada ponto ou área de amostragem considerando-se todas as águas ali coletadas, sem distinção de períodos de amostragem. Esse tratamento baseou-se na observação, nos diagramas triangulares, de que, na maioria dos casos, as águas de um mesmo local não mudaram de categoria de acordo com as variações pluviométricas.

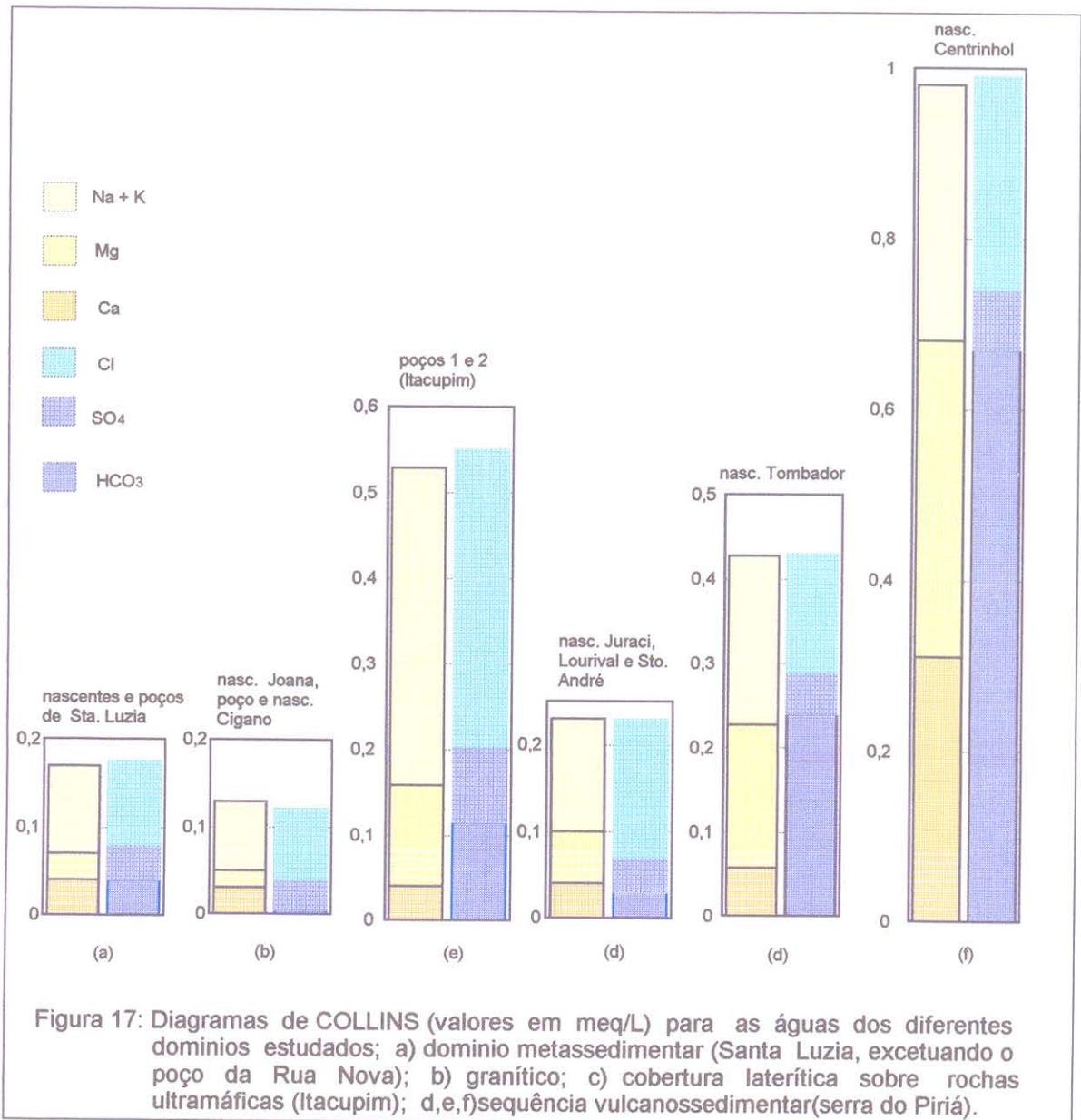
Nos diagramas de Collins, assim como nos triangulares, nota-se que a maior parte das águas contendo Cl^- e Na^+ como íons predominantes esteve relacionada a produtos mais intemperizados, cujos minerais são fracos fornecedores de íons em solução. Incluem-se nesse grupo as águas associadas com o manto de

alteração do granito e dos filitos e xistos e com o horizonte saprolítico da serra do Piriá(Figura 6.17 a,b,d).

No caso de Itacupim(Figura 6.17), embora as águas sejam também cloretadas-sódicas, os teores de sais são mais elevados que nas águas acima referidas. Esse fato deve-se à influência de aerossóis marinhos e ao mais estreito contato das águas com minerais portadores de base como vermiculita, sepiolita, montmorilonita, clorita e apatita.

Os diagramas que representam as águas das nascentes da base da serra do Piriá(Figura 6.17 e,f; águas mistas), particularmente as da nascente do Centrinho, ressaltam bem os conteúdos significativos de metais alcalino-terrosos(Mg^{2+} e Ca^{2+}) e de HCO_3^- . Os primeiros são provenientes dos silicatos da rocha matriz do perfil de alteração, enquanto o teor de HCO_3^- reflete o aumento de bases em solução.

Dentre as águas coletadas em Tauarí(bicarbonatadas-cálcicas) aquelas da nascente da CIBRASA e do poço do Sr. José Alves apresentam os teores mais elevados de Ca^{2+} e HCO_3^- (Figura 6.18 b,c,d) e refletem melhor a influência dos carbonatos da Formação Pirabas. A diferença entre as composições químicas das águas de Tauarí e de Salinópolis, nas quais os íons predominantes são Na^+ , Cl^- e SO_4^{2-} (Figura 6.18 a) também é bem marcada nesses diagramas.



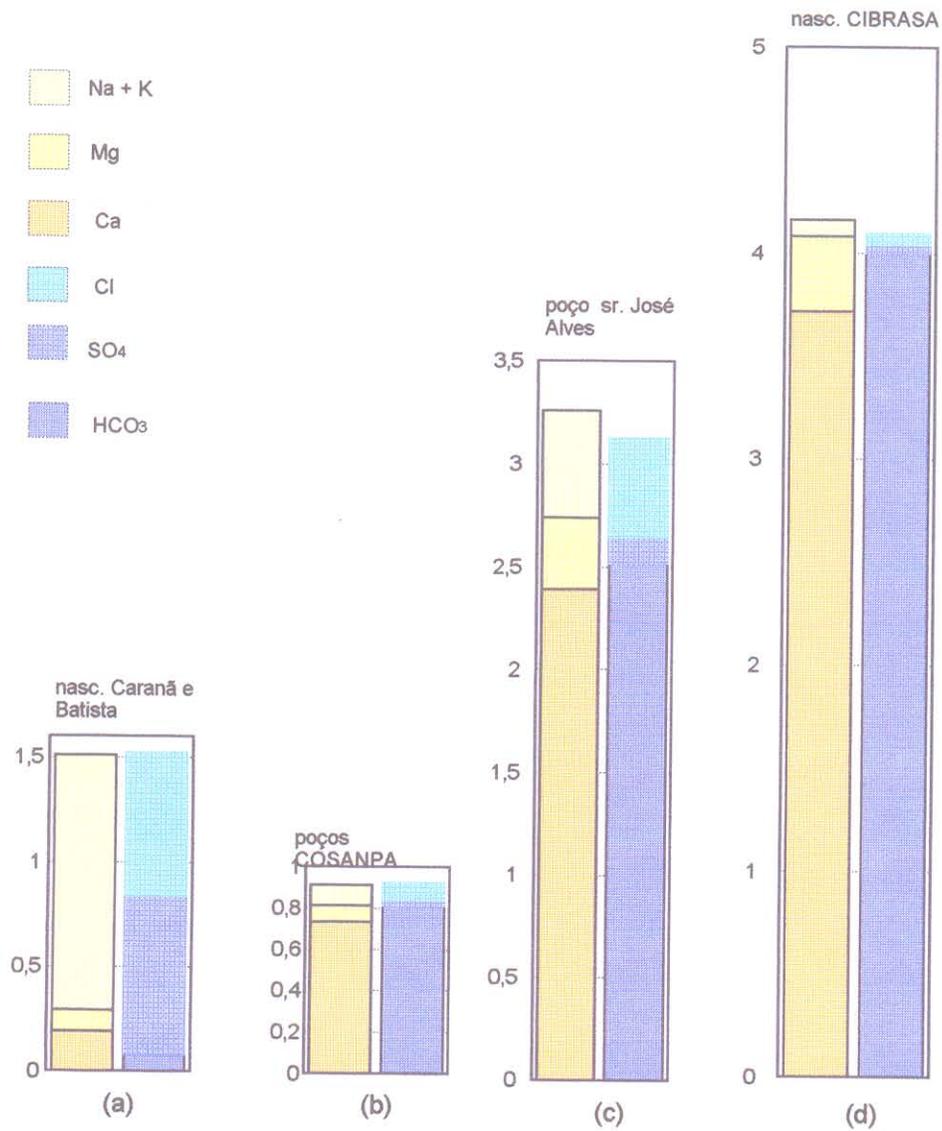


Figura 6.18 : Diagramas de COLLINS(valores em meq/L) para as águas do domínio sedimentar Barreiras e Pirabas.

6.5 EQUILÍBRIOS TERMODINÂMICOS

6.5.1 Equilíbrio com Sílica

Na área estudada, o quartzo é um mineral abundante na maioria das rochas e solos e, localmente, esse mineral mostra sinais de dissolução. Além disto, na maioria das águas analisadas, a sílica ocorre em proporções significativas. Considerou-se portanto importante avaliar o grau de saturação dessas águas em relação às fases sólidas de sílica e, conseqüentemente, a natureza das relações água-quartzo e/ou sílica amorfa. Quando uma solução aquosa entra em contato com uma fase sólida, mesmo pouco solúvel, há interação entre ambas desde que a solução seja subsaturada em relação à fase sólida. A intensidade dessa interação depende de fatores como o tempo de contato, o pH da solução, a temperatura, entre outros. Segundo MAZOR et al.(1993), quando uma água é subsaturada com respeito a um mineral existem três possibilidades:

- o mineral não ocorre no material com o qual a água entra em contato;
- o tempo de contato com o mineral não foi suficiente para estabelecer o equilíbrio;
- houve mistura de águas em equilíbrio com rochas diferentes pouco tempo antes da amostragem.

Para a referida avaliação, as águas foram plotadas num diagrama $\log[\text{H}_4\text{SiO}_4]$ x pH (Figura 6.19), no qual as linhas $\log[\text{H}_4\text{SiO}_4] = -4$ e $\log[\text{H}_4\text{SiO}_4] = -2,75$ definem, respectivamente, a solubilidade do quartzo e da sílica amorfa. As soluções em equilíbrio com o quartzo posicionam-se portanto na linha $\log[\text{H}_4\text{SiO}_4] = -4$; valores mais altos indicam que as soluções são supersaturadas enquanto que valores mais baixos mostram que as soluções são subsaturadas em relação ao quartzo (DREVER, 1988).

No citado diagrama todas as amostras mostraram-se insaturadas em relação à sílica amorfa, independente do período de amostragem (Figura 6.19 a, b). A maior parte delas ficou distribuída acima da linha de estabilidade do quartzo mostrando supersaturação em relação a este mineral e, portanto, pouca tendência a interagir com o mesmo. As águas mais subsaturadas em relação ao quartzo, correspondem àquelas coletadas na caverna no topo da serra do Piriá e no poço da pedreira do Cigano, ambas em épocas chuvosas (Figura 6.19 a). Além destas, uma das amostras coletadas no domínio da Formação Pirabas (nascente Caranã), em período seco (Figura 6.19 b), também revelou subsaturação em relação ao mesmo mineral. Em outras amostragens, águas desses mesmos pontos mostraram-se próximas do equilíbrio com o quartzo. Trata-se, portanto, de um equilíbrio instável, influenciado pela diluição das águas.

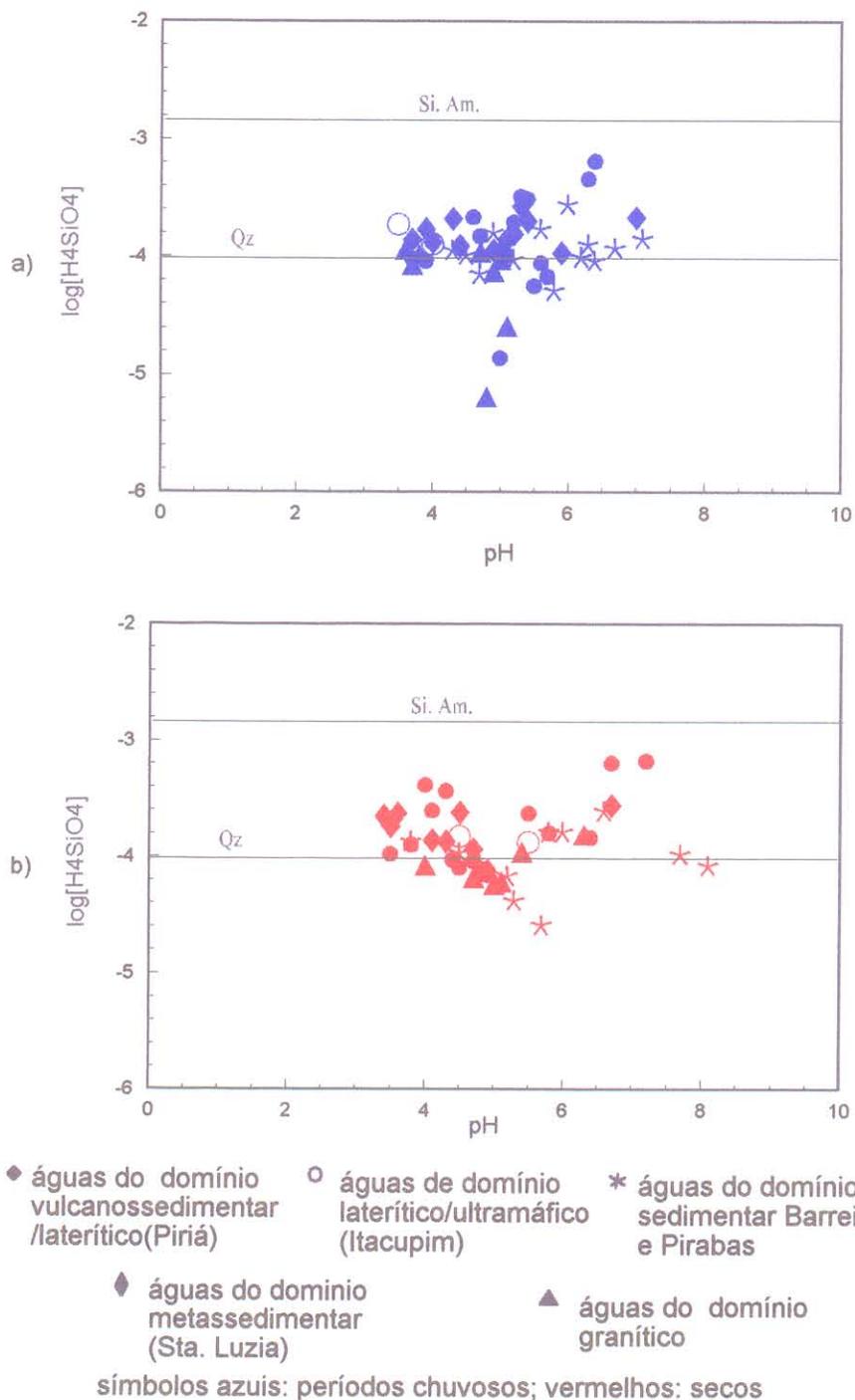


Figura 6.19 : Diagrama de estabilidade da sílica: $\log[H_4SiO_4]$ x pH. a) águas coletadas nas estações chuvosas; b) águas coletadas nas estações secas. A linha Qz corresponde à solubilidade do quartzo; a linha Si. Am. à solubilidade da sílica amorfa.

No caso da água coletada na caverna, a subsaturação da água em relação ao quartzo é coerente com a dissolução desse mineral, observada em lâminas delgadas do material laterítico percolado (Figura 5.5).

As amostras localizadas mais próximo da linha de equilíbrio com a sílica amorfa referem-se a águas coletadas na nascente Centrinho, situada na base da serra do Piriá. Nessas águas é pouco provável uma interação significativa com o quartzo devido ao elevado grau de saturação em relação a este mineral. Nessa nascente os teores elevados de sílica foram devidos, sobretudo, à hidrólise de silicatos primários. Na nascente Tombador, também localizada na base da serra, a supersaturação foi menos acentuada.

Nas amostras cujo pH tende para alcalino, os teores de sílica geralmente são mais elevados (DREVER, 1988). Entretanto, as águas coletadas em áreas de ocorrência de calcários, cujo pH chega a 8, situam-se próximo ou abaixo da linha de estabilidade do quartzo. Nessas águas o aumento dos teores de H_4SiO_4 pode ter sido inibido pela elevada concentração de cálcio que, segundo Iler apud BOULEGUE et al. (1989), favorece a coagulação da sílica. A influência do cálcio no grau de saturação em sílica, em águas subterrâneas percolando calcários e basaltos, foi também admitida por BOULEGUE et al. (1989). As águas das áreas basálticas apresentaram uma maior saturação em relação ao quartzo enquanto que em zonas de calcários, o teor de cálcio mais elevado teria

induzido a precipitação da sílica, diminuindo, assim, seu teor em solução. Além da influência do cálcio, esses autores acreditam que a precipitação de hidróxidos de Al e Fe, encontrados nas bauxitas cársticas, também pode ter contribuído para diminuir o teor de sílica em solução. Esta última hipótese baseia-se no trabalho de Harder & Flehmig apud BOULEGUE et al. (1989), no qual os autores admitem que o quartzo pode precipitar em meio aquoso se acompanhado da formação de oxi-hidróxidos de Al, Fe ou Mn.

6.5.2 Equilíbrio com Calcita

Nos domínios de ocorrência da Formação Pirabas, o grau de saturação das águas em relação à calcita, foi avaliado através do fator de saturação (Ω). Para a determinação deste último, considerou-se a dissolução da calcita em meio ácido, representada pela equação:



O fator Ω define a relação entre o produto iônico (Q_s) da reação acima e o produto de solubilidade (K_s) da mesma reação, ou seja:

$$\Omega = Q_s/K_s \quad \text{sendo:}$$

$$Q_s = [\text{Ca}^{2+}] \cdot [\text{HCO}_3^-] / [\text{H}_3\text{O}^+]$$

$K_s = 10^{1,81}$ (valor adotado por MICHARD, 1989) \therefore

$$\Omega = \frac{[Ca^{2+}].[HCO_3^-]}{[H_3O^+]} \cdot \frac{1}{K_s} \quad \text{sendo:}$$

$\Omega < 1$ indica águas insaturadas em relação à calcita

$\Omega = 1 \pm 0,25$ águas em equilíbrio

$\Omega > 1$ águas supersaturadas

A Tabela 6.14 mostra os valores obtidos nas referidas águas, a maioria das quais revelou insaturação em relação à calcita. No entanto, aquelas coletadas na nascente da CIBRASA, apresentaram um fator de saturação maior ou próximo de 1, indicando tratar-se de águas supersaturadas ou próximas do equilíbrio em relação à calcita.

Em geral, a elevação da quantidade de CO_2 disponível no meio aumenta a solubilidade da calcita (KRAUSKOPF, 1972; MICHARD, 1989). No que diz respeito à nascente da CIBRASA, a produção de CO_2 decorrente da decomposição dos restos vegetais acumulados durante a estação seca pode ser significativa. Além disso, neste período ocorre um acentuado aumento dos teores de Ca^{2+} e HCO_3^- nas águas. Esses fatos seriam responsáveis pela supersaturação da água em relação à calcita, no referido período.

Tabela 6.14: Fator de saturação em relação à calcita nas águas das áreas de ocorrência da Formação Pirabas (C: amostras coletadas nos períodos chuvosos; S: amostras coletadas nos períodos secos).

Amostra	Ω	Local de coleta/origem	Material associado
9-92-S	1,36	Tauarí, COSANPA;poços tubulares (bateria)	G. Barreiras/ F. Pirabas
12-93-C	0,035		
9-93-S	0,036		
11-95-C	0,002		
8-95-S	0,007		
10-92-S	111,26	Tauarí; nascente CIBRASA	F. Pirabas
14-93-C	1,15		
11-94-C	1,84		
10-95-C	2,00		
13-93-C	0,26	Tauarí poço tubular, José Alves	G. Barreiras/ F. Pirabas
10-93-S	0,77		
10-94-C	0,14		
9-95-C	0,09		
9-95-S	0,67		
12-92-S	$\cong 0,0$	Salinópolis, nascente Batista	G. Barreiras/ F. Pirabas
15-93-C	$\cong 0,0$		
11-93-S	$\cong 0,0$		
13-94-C	$\cong 0,0$		
13-95-C	$\cong 0,0$		
10-95-S	$\cong 0,0$		
10-95-S	$\cong 0,0$		
11-92-S	$7,7 \cdot 10^{-4}$	Salinópolis, nascente Caraná	G. Barreiras/ F. Pirabas
16-93-C	$8,2 \cdot 10^{-4}$		
12-93-S	$2,4 \cdot 10^{-4}$		
12-94-C	$2,4 \cdot 10^{-5}$		
12-95-C	$2,4 \cdot 10^{-5}$		
11-95-S	$7,99 \cdot 10^{-5}$		
11-95-S	$1,99 \cdot 10^{-5}$		

Nos períodos chuvosos, a diluição das águas bem como uma possível diminuição da produção de CO_2 (nesses meses os restos vegetais acumulados normalmente são carreados), contribuíram para a insaturação das águas em relação a esse mineral. Esses resultados mostram que na nascente considerada, o quimismo da água é determinado, fundamentalmente, pela precipitação/dissolução do carbonato de cálcio, sendo o processo controlado pela pluviosidade.

Também em Tauarí, uma das amostras coletadas na captação da COSANPA e uma outra coletada no poço residencial, em períodos secos, se mostraram próximas do equilíbrio com a calcita, apresentando valores de Ω de 1,36 e 0,77, respectivamente (Tabela 6.14).

6.5.3- Equilíbrios de Silicatos

O quimismo das águas subterrâneas depende da interação entre a água, o CO_2 (do solo e da atmosfera), as substâncias orgânicas e minerais dos solos e rochas com os quais a água tem contato (DREVER, 1988; SJOSTROM, 1993). Por conseguinte, procurou-se avaliar, através de diagrama de estabilidade, alguns dos equilíbrios químicos que podem estar ocorrendo nas águas estudadas. O diagrama considerado envolve gibbsita, caolinita, Na-montmorilonita e albita (Figura 6.20), cujos campos de estabilidade já foram estudados em diversos trabalhos, dentre os

quais aqueles de FETH et al.(1964) e de GARRELS & CHRIST(1965) são exemplos. Um diagrama complementar, considerando apenas a estabilidade da caolinita também foi construído(Figura 6.21). Este último diagrama refere-se a uma caolinita bem cristalizada, com uma energia livre de formação(ΔG°_f)= -907,68 Kcal/mol, sendo o produto de solubilidade a 28° definido pela relação abaixo(Helgeson apud VIEILLARD et al., 1979):

$$2\log[\text{Al}^{3+}]/[\text{H}^+]^3 + 2\log[\text{H}_4\text{SiO}_4] = 7,63$$

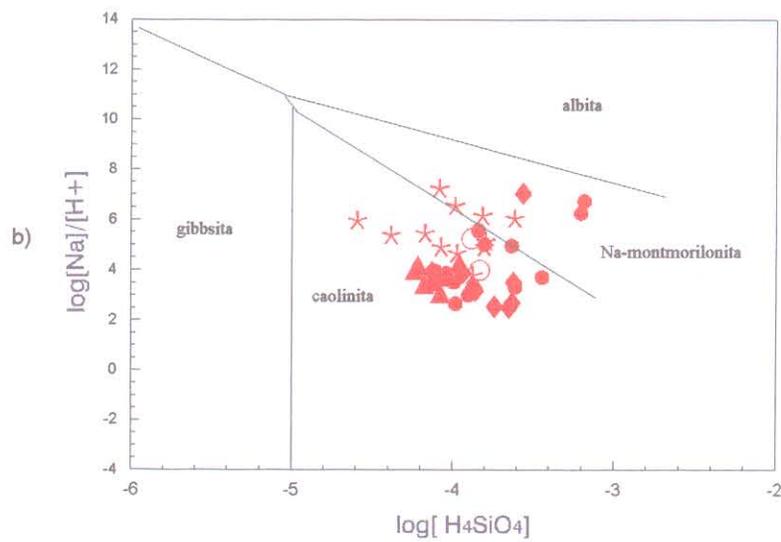
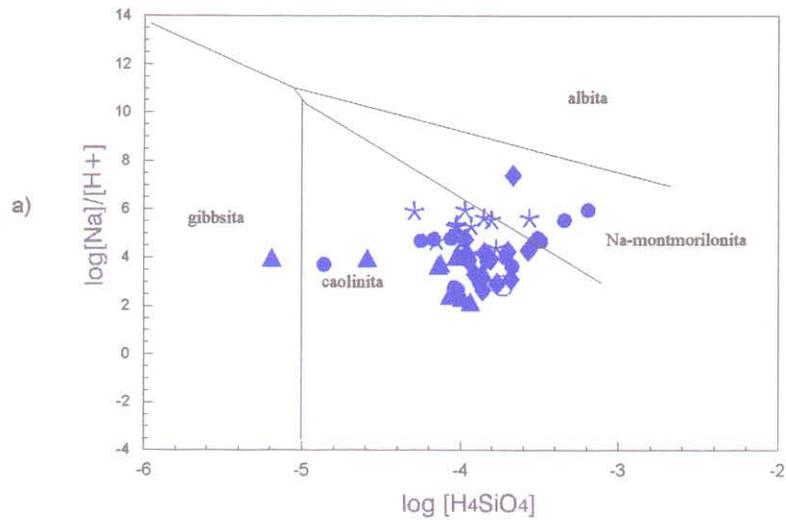
Neste caso, entretanto, apenas 6 amostras, cujo teor de alumínio foi determinado na Universidade de Paris VI, puderam ser plotadas.

No diagrama que envolve minerais primários e neoformados, a maior parte das amostras situa-se no campo de estabilidade da caolinita, sem diferenças significativas entre os períodos chuvosos e secos(Figura 6.20 a,b). Este resultado aponta a caolinita como o principal produto de neoformação nas subáreas enfocadas. Tal resultado é coerente com a abundância da caolinita nos produtos de alteração dos granitos, dos metavulcanossedimentos, dos metassedimentos, bem como dos ultramafitos. Nas águas dessas áreas, o pH e os teores de Na^+ e/ou de SiO_2 não são favoráveis à formação de montmorilonita, pelo menos em quantidades representativas. A ocorrência restrita de montmorilonita na área granítica, revelada pelos

difratogramas, deve refletir ambientes particulares, nos quais a sílica e/ou as bases, liberadas pela alteração dos minerais primários, foram só parcialmente carregadas.

Para as águas dos domínios da Formação Pirabas, aquelas coletadas em Tauarí apontam um equilíbrio com a montmorilonita ou se situam no contato caolinita-montmorilonita. Este resultado é compatível com o alto teor de eletrólitos e o pH alcalino dessas águas, favoráveis à formação de argilas do tipo montmorilonita (LEVINSON, 1974). Além disto, deve-se considerar a predominância da montmorilonita em relação à caolinita e à illita, no perfil característico da Formação Pirabas (Figura 4.5). As águas coletadas em Salinópolis caem no campo da caolinita, reflexo do pH mais ácido e do menor teor de sílica em relação às águas de Tauarí.

Das amostras coletadas na serra do Piriá, algumas das águas da nascente Centrinho indicam um equilíbrio com a montmorilonita. A mesma situação foi encontrada para as amostras coletadas na Rua Nova, em Santa Luzia. Neste caso, como no Centrinho, os resultados devem ser encarados com cautela. Isto porque, no diagrama, um maior conteúdo de Na^+ e/ou H_4SiO_4 bem como um pH mais elevado deslocam os pontos para valores de Y e/ou X mais altos. Dessa forma, as águas podem cair no campo de estabilidade da montmorilonita, mesmo que esse mineral não ocorra nos produtos de alteração.



- ◆ águas do domínio vulcanossedimentar /laterítico(Piriá)
- águas de domínio laterítico/ultramáfico (Itacupim)
- * águas do domínio sedimentar Barreiras e Pirabas
- ◆ águas do domínio metassedimentar (Sta. Luzia)
- ▲ águas do domínio granítico

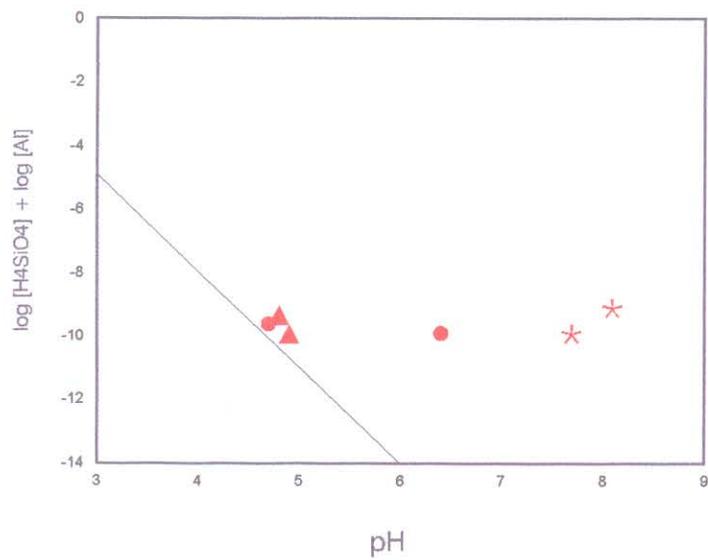
a: períodos chuvosos; b: períodos secos

Figura 6.20: Diagrama de estabilidade da albita, Na-montmorilonita, caolinita e gibbsita a 25°C e 1 atm, em função de [Na⁺], pH e [H₄SiO₄]. Valores de Energia Livre segundo Robie & Waldbraun, Kramer apud TARDY(1971).

A amostra coletada na caverna desenvolvida na crosta laterítica da serra do Piriá, em período chuvoso, situa-se bem próxima do contato caolinita-gibbsita (Figura 6.20 a). Este resultado explica a presença desses minerais em cavidades da laterita percolada. A reação caolinita-gibbsita é reversível e controlada pelo teor de sílica nas águas de percolação.

Uma das amostras coletadas no poço da pedreira do Cigano, em Tracuateua, aponta o equilíbrio com a gibbsita. Entretanto, este mineral não foi identificado nos produtos de alteração do granito. Tal resultado decorre do baixo teor de sílica naquela amostra.

Quando se considerou apenas a estabilidade da caolinita (Figura 6.21), as águas se mostraram em equilíbrio ou supersaturadas em relação a esse mineral. Nesse diagrama, porém, nas duas amostras da área granítica e em uma outra da zona saprolítica da serra do Piriá fica bem evidente que pequenas reduções nos teores de sílica, alumínio e/ou nos valores de pH podem deslocar os pontos para a esquerda da linha de estabilidade da caolinita, permitindo a degradação desse mineral.



◆ águas do domínio vulcanossedimentar /laterítico(Piriá)

* águas do domínio sedimentar Barreiras e Pirabas

▲ águas do domínio granítico

Figura 6.21 : Diagrama de solubilidade da caulinita: $\log [Al^{3+}] + \log [H_4SiO_4]$ x pH. A reta corresponde a uma caulinita bem cristalizada($G_f = -908$ Kcal); Amostras coletadas na estação seca de 1992.

7- CONCLUSÕES

Nas áreas de Tracuateua, Santa Luzia e na zona intermediária da serra do Piriá, os aquíferos são formados por produtos de alteração bastante evoluídos derivados de granitos, metassedimentos e metavulcanossedimentos, respectivamente. Esses produtos são compostos essencialmente de quartzo, caolinita e oxi-hidróxidos de ferro. Na sua porção superior (profundidade \leq 20cm) apresentam-se pobres em bases, com $\text{pH} \cong 5$. No material menos alterado (horizonte de transição) derivado da sequência vulcanossedimentar (serra do Piriá) ou do apatita-hornblendito (Itacupim), minerais primários como a clorita, a biotita e a apatita ainda estão presentes.

Os produtos de intemperismo do calcário apresentam-se saturados em bases, com $\text{pH} \cong 8$ e são compostos de quartzo e caolinita e, em menores proporções, montmorilonita e calcita.

A natureza da cobertura vegetal reflete-se no teor de matéria orgânica dos solos. Nas áreas preservadas, esse teor chega a 12%, enquanto que nas mais degradadas é, em geral, inferior a 3%.

As águas dos aquíferos constituídos pelos produtos intensamente intemperizados, cujos minerais constituintes podem liberar em solução apenas sílica, alumínio ou ferro, geralmente em pequena quantidade, têm um quimismo bastante semelhante,

provavelmente herdado da água da chuva. São águas cloretadas-sódicas, ácidas (pH médio $\cong 4,4$), pobres em sais (STD < 30 ppm) e com uma condutividade elétrica < 30 $\mu\text{S}/\text{cm}$. A sílica ($0,01 < \text{SiO}_2 < 0,24$ mmol/L); com os menores teores nos períodos chuvosos, provém sobretudo da hidrólise da caolinita.

As águas que migram na zona de contato entre o manto de alteração e os vulcanossedimentos (serra do Piriá) ou o apatita-hornblendito (Itacupim) têm seu quimismo influenciado pela hidrólise de minerais como Na-plagioclásio, biotita, clorita ou apatita. Na primeira área, este processo aumenta nas águas os teores de alguns cátions básicos, principalmente Mg^{2+} (máximo 0,57 meq/L), e de SiO_2 (máximo 0,66 mmol/L); em Itacupim eleva, sobretudo, o conteúdo de PO_4^{3-} que chega a 0,91 meq/L. Aerossóis marinhos parecem ser uma significativa fonte de Cl^- e Na^+ , principalmente em Itacupim.

Nas áreas de Tauarí e Salinópolis, as águas refletem o contato com os calcários da Formação Pirabas e/ou com seus produtos de alteração. Em Tauarí, as águas apresentam uma relação $\text{HCO}_3 : (\text{Ca} + \text{Mg}) \cong 1$, resultante da dissolução dos carbonatos. São águas bicarbonatadas-cálcicas, com pH próximo de 7. Nos períodos secos, essas águas podem chegar à supersaturação em relação à calcita. Essa supersaturação é causada, principalmente, pelo aumento dos teores de Ca^{2+} e HCO_3^- , cujos teores atingem 5,26 e 5,68 meq/L, respectivamente, aproximadamente o dobro dos valores

obtidos em períodos chuvosos. O aumento do conteúdo desses íons se reflete nos valores de pH e de condutância específica que chegam a 8,0 e 499 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectivamente. Na área de Salinópolis, onde as águas percolam níveis mais argilosos, contendo pirita, as mesmas são ricas em sulfato (média 0,76 meq/L), moderadamente ricas em solutos (59,6 < STD < 151 ppm), com pH médio \cong 5,0. Aerossóis marinhos e/ou soluções salinas conatas são a(s) possíveis fonte(s) de Cl^- e Na^+ .

Uma relação entre o tipo de vegetação e o quimismo das águas foi sugerida apenas pelos teores de sílica. Os mesmos se mostraram mais baixos em áreas de vegetação primária relativamente preservada, em Tracuateua e na serra do Piriá.

De um modo geral, é possível afirmar que nos locais relativamente afastados das residências, em áreas com vegetação primária bem preservada, com solo rico em matéria orgânica, como no caso dos poços da COSANPA, em Santa Luzia e Tauarí, e da maior parte das nascentes, as águas são de boa qualidade para consumo. Representam, portanto, uma boa alternativa para o abastecimento da população das pequenas localidades do interior, cuja demanda dispensa, a curto ou médio prazo os poços profundos de maior produção.

Mesmo nas águas mais ricas em sais, o teor máximo de sólidos totais dissolvidos permite classificá-las como doces (STD < 1.000). Nas águas de Itacupim, o único inconveniente para o

consumo da água é seu leve gosto salobro, devido aos sais provenientes dos aerossóis marinhos e à presença de PO_4^{3-} .

Embora a maior parte das águas seja de boa qualidade é importante que se considere a vulnerabilidade dos aquíferos estudados à contaminação. Atualmente, devido à ausência de indústrias e de uma agricultura intensiva, a contaminação mais provável é de origem doméstica (água de limpeza, fossas, p.ex) como foi confirmado em um dos poços de Santa Luzia e em outro de Tauarí.

A vulnerabilidade desses aquíferos é devida, sobretudo, à sua composição arenosa a areno-argilosa, associada à pequena profundidade do lençol freático. Além disso, a argila presente possui baixa capacidade de adsorção e troca iônica. Tais características reduzem a capacidade natural de depuração da água, através de processos químicos e/ou bioquímicos.

À vulnerabilidade dos aquíferos, acrescenta-se a falta de orientação na construção dos poços residenciais, sobretudo no que diz respeito à sua localização. Muitos poços estão situados próximo a latrinas, currais ou pocilgas. Nesses casos, ficam claros os riscos de doenças de veiculação hídrica, para os consumidores das águas. Observa-se, portanto, que água de boa qualidade ocorre em abundância e que falta, sobretudo, a informação ao homem do campo sobre os cuidados a serem tomados para proteger a água do poço e/ou da nascente por ele utilizados para consumo.

Nas áreas mais degradadas, ocorre um enriquecimento relativo de quartzo na camada superior do solo em decorrência da desestabilização e/ou transporte da caolinita pelas águas de infiltração ou de escoamento superficial. A formação de montmorilonita foi constatada em área granítica com vegetação primária onde as bases e a sílica sofrem uma lixiviação menos intensa.

A utilização das áreas degradadas para fins agrícolas necessita da reposição de nutrientes. Nos domínios onde o calcário da Formação Pirabas é aflorante existem problemas no que diz respeito à implementação de culturas e/ou pastagens, devido à dificuldade de aproveitamento dos nutrientes do calcário, pelas plantas. Essa dificuldade deve-se ao pH dos solos, próximo de 8, que diminui a solubilidade de muitos desses nutrientes. Por outro lado, nas áreas onde o calcário é recoberto pelos sedimentos do Grupo Barreiras, o pH \cong 5 tende a estimular o desenvolvimento das plantas uma vez que os nutrientes do calcário podem ser melhor aproveitados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. 1990. **Evolução geotectônica do Pré-Cambriano da região meio norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 428p. Tese(Doutorado em Geologia)- Curso de Pós-Graduação em Geociências, Centro de de Geociências, UFPA, 1990.
- ABREU, F.A.M.de.; VILLAS, R.N.; HASUI, Y. 1980. Esboço Estratigráfico do Precambriano da Região do Gurupi, Estados do Pará e Maranhão. In: CONG. BRAS. GEOL., 31., Camboriú. 1980. **Anais...**Camboriú, SBG.v.2, p.647-659.
- ALFAIA, S.S. 1988. Correlação entre a capacidade de troca de cátions e outras propriedades de três solos da Amazônia Central. **Acta Amazônica**, 18(3-4):3-11.
- ALMARAZ, J.S. 1979. **Aspectos geoquímicos e ambientais do calcário da Formação Pirabas- Estado do Pará**. Tese(Doutorado). UFRS. 198p.
- ALMARAZ, J.S.& FORMOSO, M.L. 1971. Contribuição ao Ambiente da Formação Pirabas- Mineralogia de argilas. In: CONG. BRAS. GEOL.,25., São Paulo, 1971. **Anais...**São Paulo, SBG.v.2, p.247-265.
- AMALFITANO, C.; QUEZADA, R.A.; WILSON, M.A.; HANNA, J.V.1995. Chemical composition of humic acids: a compararison with precursor "ligt fraction" litter from different vegetations using spectroscopic techniques. **Soil Science**, 159(6):301-401.

- ANGÉLICA, R.S. 1988. **Estudos geoquímicos e petrológicos da região de ocorrência de fosfatos de Santa Luzia-rio Peritoró, Estado do Pará.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 32 p. Trabalho de conclusão de curso (Graduação em Geologia). Departamento de Geoquímica e Petrologia, Centro de Geociências, UFPA, 1988.
- AOUDJIT, H.; ROBERT, M.; ELSASS, F.; CURMI, p. 1995. Detailed Study of Smectite Genesis in Granitic Saprolites by Analytical Electron Microscopy. **Clay Miner.**, 30:135-147.
- BARTARYA, S.K. 1993. Hydrochemistry and rock weathering in a subtropical Lesser Himalayan river basin in Kumaun, India. **J. Hidrol.**, 146:149-174.
- BENNETT, P.C. 1991. Quartz dissolution in organic-rich aqueous systems. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 55:1781-1797.
- BENNETT, P.C.; MELCER, M.E.; SILGEL, D.I.; HASSET, J.P. 1988. The dissolution of quartz in dilute aqueous solutions of organic acids at 25°. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 52:1521-1530.
- BITTENCOURT, A.V.L. 1984. Aspectos hidrogeoquímicos da alteração intempérica de basaltos da Bacia do Paraná: Bacia hidrográfica do Jacutinga (PR). **Rev. Brasil. Geociências**, 10:201-211.
- BOULEGUE, J.; BENEDETTI, M.; BILDGEN, P. 1989. Geochemistry of waters associates with current karst bauxite formation, southern peninsula of Haiti. **Applied Geochemistry**, 4:37-47.

- BRINKMANN, W.L.F. & SANTOS, A. 1973. Natural Waters in Amazônia. VI. Soluble Calcium Properties. **Acta Amazônica**, 3(2):33-40.
- BRITO, M.C. & MAUÉS, S.M.C. 1992. **Entendendo Tudo de Estudos Sociais-PARÁ**. Curitiba, Ed. Arco-Iris. 128p.
- BUSENBERG, E. 1978. The products of interaction of feldspars with aqueous solutions at 25°C. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 42:1679-1686.
- BUTLER, J.N. 1982. **Carbon Dioxide Equilibria and Their Application**. Cambridge, Addison-Wesley. 259 p.
- CALVO DE ANTA. & MACIAS, F. 1993. Influence of geological material in the composition of surface waters of Galicia(NW Spain). Genesis of clay minerals. **Clay Minerals**, 28:285-296.
- CARVALHO, I.G. 1995. **Fundamentos da Geoquímica dos Processos Exógenos**. Salvador, Ed. Bureau. 213p.
- CETESB, 1978. **Análises físico-químicas de águas-normatização técnica**.
- CETESB, 1988. **Guia de coleta e preservação de amostras de água**. São Paulo.
- CHAPELLE, F. H.; McMAHON, P. B.; DUBROVSKY, N. M.; FUJII, R. F.; OAKSFORD, E. T.; VROBLESKY, D. A. 1995. Deducing the distribution of terminal electron-accepting processes in hydrologically diverse groundwater systems. **Water Resour. Res.**, 31(2):359-371.

- CHARRON, J.E. 1978. **Étude hydrochimique de l'écoulement souterrain dans l'interfluve de la rivière de Outaouais et du fleuve Saint-Laurent.** Environnement Canada. 28p. (Étude Série Scientifique, 76).
- CHIN, P.K.F. & MILLS, G.L. 1991. Kinetics and mechanisms of Kaolinite dissolution: effects of organic ligands. **Chem. Geol.**, 90:307-317.
- COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L.; FERNANDES, J.M.G.; COSTA JÚNIOR, P.S da.; DA COSTA, M.L. 1992. Geologia da Folha Salinópolis, NE do Estado do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL, 37., São Paulo, 1992. **Boletim de resumos expandidos.** p. 148-149.
- COSTA, J.L.; ARAÚJO, A.A.F.; VILLAS BOAS, J.M.; FARIA, C.A.S.; NETO, C.S.S. 1977. **Projeto Gurupi**, relatório final. Belém, DNPM/CPRM, v. 1, 258p.
- COSTA, M.L. 1982. **Petrologisch-geochemische Untersuchungen zur Genese von Bauxite und Phosphat-Laterite der Region "Gurupi" (Ost-Amazonien).** Erlangen (RFA). 189p. Tese(Doutorado). Mineralogisches Institut, Universität Erlangen-Nuremberg.
- COSTA, M.L. 1985. Petrologia e geoquímica dos xistos carbonosos de Santa Luzia(Ourém-PA). In: SIMP. GEOL. DA AMAZÔNIA, 2. Belém, 1985. **Anais...**Belém, SBG. v.2, p.18-32.
- COSTA, M.L. 1991. Mineralogia, geoquímica, gênese e epigênese dos lateritos de Jandiá. **Geochim. Brasil.**, 4(1):85-110.

- COSTA, M.L. & SÁ, J.H.S. 1980. Os fosfatos lateríticos da Amazônia Oriental: geologia, geoquímica e correlação com as bauxitas da Amazônia. In: CONG. BRAS. GEOL. 31., Camboriú, 1980. **Anais...**Camboriú, SBG. v.3, p.1459-1472.
- CUSTODIO, E. & LLAMAS, M. R. 1976. **Hidrologia Subterranea**. Barcelona, Ed. Omega SA. Tomo I, 1157 pp.
- DETHIER, D.P. 1988. A Hydrochemical model for stream chemistry. Cascade Range, Washington, USA, **Earth surface Processes Landforms**, 13:321-333.
- DeWALLE, D.R. & SWISTOCK, B.R. 1994. Causes of episodic acidification in five Pennsylvania streams on the northern Appalachian Plateau. **Water Resour. Res.**, 30(7):1955-1963.
- DNMET. 1992. **Normais Climatológicas(1961-1990)**. Brasília, 1992. 84p.
- DNPM. 1974. **Levantamento de Recursos Naturais**. Belém, v. 5.
- DOUGAN, W.K. & WILSON, A.L. 1974. The absorptiometric determination of aluminium in water. A comparison of some chromogenic reagents and the development of an improved method. **Analyst**, 99:413-430.
- DREVER, J.I. 1988. **The Geochemistry of Natural Waters**. 2.ed. New Jersey, Prentice Hall. 437p.
- DUCHAUFOUR, P. 1995. **Pédologie, sol, végétation, environnement**. Paris. Ed. Masson. 324p.

- FERNANDES, J.M.G. 1984. Paleocologia da Formação Pirabas, Estado do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais...**Rio de Janeiro, SBG. v.3, p.330-340.
- FERREIRA, C.S. 1966. Características Lito-Paleontológicas da Formação Pirabas, Estado do Pará. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA DAS GUIANAS, 6, Belém, 1963. **Anais...** Rio de Janeiro, DNPM. Div. Nac. Geol. Min. p.101-111.(Avulso, 41).
- FERREIRA, C.S. 1982. Notas estratigráficas sobre o Cenozóico marinho do Estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1, Belém, 1982, **Anais...**SBG. p.84-87.
- FERREIRA, J. B. 1979. **Métodos geofísicos aplicados ao mapeamento geológico numa área da região Bragantina-Pará.** Belém, Universidade Federal do Pará. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 87 p. Tese(Mestrado em Geofísica)- Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, UFPA, 1979.
- FERREIRA, J.C. 1993. Modelo de circulação de águas meteóricas nas bacias da Margem Continental Brasileira. **Bol. Geoci. PETROBRÁS**, 7(1/4):147-156.
- FETH, J.H.; ROBERSON, C.E.; POLZER, W.L. 1964. **Sources of constituents in water from granitic rocks, Sierra Nevada, California and Nevada.** U.S. Geol. Surv. Water Supply Paper 1535-I, 70pp.
- FRANKLIN, S.P.; HAJASH Jr.,A.; DEWERS, T.A.; TIEH, T.T. 1994. The role of carboxylic acids in albite and quartz dissolution: An experimental study under diagenetic conditions. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 58(20):4259-4279.

- FREEZE, R.A. & CHERRY, J.A. 1979. **Groundwater**. New Jersey, Prentice-Hall. 604p.
- GARRELS, R.M. 1984. Montmorillonite/illite stability diagrams. **Clays and Clay Minerals**, 32(3):161-166.
- GARRELS, R.M. & CHRIST, C.L. 1965. **Solutions, Minerals and Equilibria**. Harper & Row. 450p.
- GARRELS, R.M. & MACKENZIE, F.T. 1967. Origin of the chemical composition of some springs and lakes. **Adv. hem. Ser.** 67:222-242.
- GAUDETTE, H.E.; FLIGHT, W.R.; TONER, L.; FOLGER, D.W. 1974. An inexpensive titration method for the determination of organic carbon in recent sediments. **Jour. of Sedimentary Petrology**, 44(1):249-253.
- GIBBS, R.J. 1965. **The Geochemistry of the Amazon River Basin**. Ph. D (Thesis), San Diego, Univ. California, 96p.
- GIBBS, R.J. 1972. Water Chemistry of the Amazon River. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 36:1061-1066.
- GODOT, J.M.; HIERONYMUS, B.; KOTSCHUBAY, B; BOULEGUE, J. 1990. Influência do substrato geológico e dos processos de alteração na composição das águas de alguns rios e ribeirões entre Belém e Imperatriz (Estados do Pará e Maranhão). In: CONG. BRAS. GEOL., 36. Natal, 1990. **Anais...Natal**, SBG. 3, p.889-896.

- GÓES, A.M. 1981. **Estudo Sedimentológico dos Sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru no Nordeste do Maranhão.** Belém, Universidade Federal do Pará. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 55p Tese(Mestrado em Geologia)- Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, UFPA, 1981.
- GÓES, A.M.; ROSSETTI, D.F.; NOGUEIRA, A.C.R.; TOLEDO, P.M. 1990. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no Nordeste do Pará. **Bol. Mus. Par. E. Goeldi**, Série Ciências da Terra, 2:3-15.
- GOLDICH, S.S. 1938. A study in rock-weathering. **J. Geol.**, 46(1):17-58.
- GOULART, A. T. 1980. **Intemperismo químico de rochas graníticas na Zona Bragantina, Nordeste do Pará.** Belém, Universidade Federal do Pará. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 47p. Tese(Mestrado em Geoquímica)- Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, UFPA, 1980.
- GUIMARÃES, G. de A.; BASTOS, J.B.; LOPES, E.de C. 1970. **Métodos de Análise Física, Química e Instrumental de Solos.** Belém, IPEAN. 108p. (série Química de Solos).
- GUYOT, J.L. 1993. **Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie Bolivienne.** Ed. ORSTOM. 261p.
- HELGESON, H.C. 1968. Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions, I- Thermodynamical relations. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 32:851-876.

- HEM, J.D. 1970. **Study and interpretation of the chemical characteristics of natural waters.** 363p. (U.S. Geol. Surv. Water-Supply, Paper 1473).
- HIERONYMUS, B.; KOTSCHOUBEY, B.; GODOT, J.M.; BOULEGUE, J. 1990. Estudo da interação água-rocha nas formações bauxíticas da Serra de Trucará (Estado do Pará). In: CONG. BRAS. GEOL., 36., Natal, 1990. **Anais...**Natal, SBG. 3, p.867-876.
- HUANG, W.H. & KELLER, W.D. 1970. Dissolution of rock-forming silicate minerals in organic acids: Simulated first-stage weathering of fresh mineral surfaces. **Amer. Mineral.**, 55:2076-2094.
- HURLEY, P.M.; MELCHER, G.C.; PINSON Jr., W.H.; FAIRBAIRN, H.W. 1968. Some Orogenic Episodes in South America by K-Ar and Whole-Rock Rb-Sr Dating; **Can. Jour. Sci.**, 5(3):633-638.
- IDESP. 1982. **Estudos Hidrogeológicos de Salinópolis- Pará.** Relatório técnico (mimeografado). 10p.
- IGREJA, H.L.S. 1992. **Aspectos Tectono-sedimentares do Fanerozóico do Nordeste do Estado do Pará e Noroeste do Maranhão, Brasil.** Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 1992. 192 p. Tese (Doutorado em Geologia). Curso de Pós-Graduação em Geociências, 1992.
- ILER, R.K. 1975. Coagulation of colloidal silica by calcium ions, mechanisms and effect of particle size. **J. Coll. Interface Sci.**, 53:476-488.

- KOTSCHOUBEY, B.; HIERONYMUS, B.; GODOT, J.M.; SILVA, E.P.da.; BOULEGUE, J. 1990. Geoquímica das águas de percolação em alguns setores da parte nordeste da Serra dos Carajás (Estado do Pará). In: CONG. BRAS. GEOL., 36., Natal, 1990. **Anais... SBG.** 3, p.877-887.
- KRAUSKOPF, K.B. 1972. **Introdução à Geoquímica I.** São Paulo, Ed. Polígono. 294p.
- LEAL, J. de M. 1966. **Estudo geológico e hidrogeológico da bacia hidrográfica do Rio Pajeú.** SUDENE, Dept. Recursos Naturais. 23p.
- LEENHEER, J.A. 1980. Origin and nature of humic substances in the waters of the Amazon River Basin. **Acta Amazônica**, 10(3):513-526.
- LEPRUN, J.C.; SANTOS, R.D.; CERRI, C.C. 1989. Composição das águas de percolação de solos do Estado de Rondônia. **Geochim. Brasil.**, 3(1)23-31.
- LEVINSON, A.A. 1974. **Introduction to Exploration Geochemistry.** Calgary, Applied. Publ. 612p.
- LIMA, H. P.; ARANHA, L.G.F.; FEIJÓ, F. J. 1994. Bacias de Bragança-Viseu, São Luis e Graben de Ilha Nova. **Bol. Geoci. PETROBRÁS**, 8(1):111-116.
- LIMA, W.N. & KOBAYASHI. 1988. Sobre o quimismo predominante nas águas do sistema flúvio-estuarino de Barcarena, PA. **Geochim. Brasil.**, 2(1):53-71.

- LOPEZ, E.C. & BISQUE, R.E. 1975. Study of the weathering of basic, intermediate and acidic rocks under tropical humid conditions. **Q. Colo. School Mines**, 70:1-59.
- LOWELL, G.R. & WANDERLEY Fº, J.R. 1980. Veio rico em molibdenita: nota sobre a primeira ocorrência de MoS₂ no Nordeste do Pará. **Rev. Mineração e Metalurgia**, 420:34-37.
- MAURITY, W. C. & KOTSCHOUBEY, B. 1995. Evolução recente da cobertura de alteração no platô Ni - serra dos Carajás - PA. Degradação, pseudocarstificação, espeleotemas. **Bol. Mus. Par. E. Goeldi**, Série Ciências da Terra, 7:331-362.
- MAZOR, E.; DREVER, J.I.; FINLEY, J.; HUNTOON, P.W.; LUNDY, D.A. 1993. Hydrochemical Implications of Groundwater Mixing: An Example From the Southern Laramie Basin, Wyoming. **Water Res. Research**, 29(1):193-205.
- MCNEELY, R.N.; NEIMANIS, V.P.; DWYER, L. 1979. **Water Quality Sourcebook; A guide to Water Quality Parameters**, Ottawa, Canada. 89p.
- MELO, J.G. de. 1995. **Impactos do Desenvolvimento Urbano nas águas Subterrâneas de Natal/RN**. São Paulo, 153p Tese(Doutorado), IG/USP, 1995.
- MICHARD, G. 1989. **Équilibres Chimiques dans les Eaux Naturelles**. Paris. Ed. Publisud, 357pp.

- MICHARD, G. & FOUILLAC, C. 1974. Evaluation des transferts d'éléments au cours des processus d'altération des minéraux par les fluides. **C.R. Acad. Sci. D** 278, p:2727-2729.
- MILLER, W.R. & DREVER, J.I. 1977. Chemical weathering and related controls on surface water chemistry in the Absaroka Mountains, Wyoming. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 41:1693-1702.
- MOREIRA-NORDEMANN, L.M. & REBOUÇAS. A.C. 1986. Comportamento geoquímico de íons em águas de chuva. In: CONG. BRAS. ÁGUAS SUBTER., 4. Brasília, 1986. **Anais...DF**, p.221-236.
- OLIVEIRA, N.P. de. 1977. **Os fosfatos da região de Santa Luzia (NE do Estado do Pará)**. Belém, Universidade Federal do Pará. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 74p. Tese (Mestrado em Geoquímica). Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, UFPA, 1977.
- OLIVEIRA, N.P. de. 1980. **Mineralogie und geochemie von Itacupim und Trauira, Nord-brasilien**. Erlangen (RFA). 145p. These (Doktorgrades der Geochemie). Friedrich-Alexander Universität Erlangen-Nuremberg, 1980.
- OLIVEIRA, N.P. de. & SCHWABB, R.G. 1980. Itacupim: um exemplo da influência do fósforo sobre o desenvolvimento de perfis lateríticos. In: CONG. BRAS. GEOL., 31. Camboriú, 1980. **Anais...Camboriú**, SBG.v.1, p.184-196.
- PACES, T. 1973. Steady state kinetics and equilibrium between ground water and granitic rocks. **Geochim. Cosmochim. Acta** 37:2641-2663.

- PEDRO, U. 1968. Distribution des Principaux types d' altération chimique à la surface de globe. Présentation d' une esquisse géographique. **Rev. Géogr. phys. Geol dynam.** 2:457-470.
- PETRI, S. 1957. Foraminíferos Miocênicos da Formação Pirabas. **Bol. Fac. Fil. Ciênc. Let. Univ. de São Paulo**, 216(16):1-79.
- PLUMMER, L. N.; BUSBY, J. F.; LEE, R. W.; HANSHAW, B. B. 1991. Geochemical modeling of the Madison aquifer in parts of Montana, Wyoming and South Dakota. **Water Resour. Res.** 26:1981-2014.
- POPPI, N.R. & TALAMONI, J. 1992. Estudo dos ácidos húmico e fúlvico, extraídos de solos, por espectroscopia de infravermelho. **Química Nova** 15(4):281-285.
- REZENDE, W. & PAMPLONA, H.R.P. 1970. Estudo do desenvolvimento do Arco Ferrer-Urbano Santos. **Bol. Téc. Petrobrás**, 13:5-14.
- RICE, K.C. & BRICKER, O.P. 1995. Seasonal cycles of dissolved constituents in streamwater in two forested catchments in mid-Atlantic region of the eastern USA. **J. Hydrol.** 170:137-158.
- ROBAINA, L.E.S.; FORMOSO, M.L.; SPADINI, A.R. 1993. Geoquímica dos reservatórios carbonáticos da Formação Macaé (Eo-Meso-Albiano) nos campos de Pampa e Enchova, Bacia de Campos, Brasil. **Bol. Geoci. Petrobrás**, (71/4): 103-133.
- ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; TRUCKENBRODT, W. 1990. A influência marinha nos sedimentos Barreiras. **Bol. Mus. Par. E. Goeldi**, Série Ciências da Terra, 2:17-29.

- ROSSETTI, D.F.; TRUCKENBRODT, W.; GÓES, A.M. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na Região Bragantina, nordeste do Pará. **Bol. Mus. Par. E. Goeldi**, Série Ciências da Terra, 1(1):25-74.
- SÁ, J.H. 1969. Contribuição à geologia dos sedimentos terciários e quaternários da Região Bragantina, Estado do Pará. **Bol. Geol**, 3:21-36.
- SANTOS, U. de M.; RIBEIRO, M. de N.G.; TANCREDI, A.C.F.N.S. 1986/87. Estudo preliminar sobre a hidroquímica da Bacia Jaci-Paraná(RO). **Acta Amazônica**, 16/17(nº único):143-150.
- SARAZIN, G.; FOUILLAC, C.; MICHARD, G. 1976. Etude de l'aquisition d'éléments dissous par les eaux de lessivage de roches granitiques sous climat tempéré. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 40:1481-1486.
- SARAZIN, G.; ILDEFONSE, PH.; MULLER, J.P. 1982. Contrôle de la solubilité du fer et de l'aluminium en milieu ferralitique. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 46:1267-1279.
- SARIN, M.M.; KRISHNASWAMI, S.; DILLI, K.; SOMAYAJULU, B.L.K.; MOORE, W.S. 1989. Major ion chemistry of the Ganga-Brahmaputra river system: weathering processes and fluxes to the Bay of Bengal. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 53:997-1009.
- SCHOELLER, H. 1962. **Les Eaux Souterraines**. Paris, Masson et Cie., 642p.

- SCHOFF, S.L. 1972. **Origin of Mineralized Water in Precambrian Rocks of the Upper Paraíba Basin, Paraíba, Brazil.** 36p. (Geological Survey Water-Supply Paper 1663-H).
- SHERLOCK, E.J. & POULIN, R. 1995. On the neutralization of acid rock drainage by carbonate and silicate minerals. **Environ. Geol.** 25:43-54.
- SILVA, O.F. & LOWENSTEIN, P. 1967. Contribuição à geologia da Folha de São Luiz(SA-23), no Estado do Pará. **Bol. do Museu Paraense Emílio Goeldi.** Geol. n° 13, Belém, PA.
- SIOLI, H. 1949. O Rio Cupari. I. Topografia e Hidrografia. **Bol. Técn. Inst. Agrônômico do Norte.**, Belém, Pará. 17:1-50.
- SIOLI, H. 1951a. Alguns resultados e problemas da limnologia Amazônica. **Bol. Técn. do Inst. Agrônômico do Norte**, Belém, 24:3-44.
- SIOLI, H. 1951b. Estudo preliminar das relações entre a geologia e a limnologia da Zona Bragantina(Pará). **Bol. Técn. Inst. Agrônômico do Norte.** Belém., 24:67-76.
- SIOLI, H. 1956. O rio Arapiuns. **Bol. Técn. Inst. Agrônômico do Norte.** Belém., 17:1-50.
- SIOLI, H. 1957. Valores de pH das águas amazônicas. **Bol. do Museu Paraense Emílio Goeldi.** Nova série, Geologia, Belém., 1: 1-37.

- SIOLI, H. 1960. Pesquisas Limnológicas na Região da Estrada de Ferro de Bragança, Estado do Pará, Brasil. **Bol. Téc. do Inst. Agrônômico do Norte**, Belém., 37: 1-91.
- SJOSTROM, J. 1993. Ionic composition and mineral equilibria of acidic groundwater on the west coast of Sweden. **Environ. Geol.**, 21:219-226.
- STALLARD, R.F. 1980. **Major Element Geochemistry of the Amazon River System**. Ph. D Thesis, M.I.T.; Woods Hole, 366p.
- STALLARD, R.F. & EDMOND, J.M. 1981. Geochemistry of the Amazon 1. Precipitation chemistry and the marine to the dissolution load at the time of peak discharge. **Jour. Geophys. Res.**, 86(C10):9844-9858.
- STALLARD, R.F. & EDMOND, J.M. 1983. Geochemistry of the Amazon 2. The influence of geology and weathering environment on the dissolved load. **Jour. Geophys. Res.** 8(C14):9671-9688.
- STALLARD, R.F. & EDMOND, J.M. 1987. Geochemistry of the Amazon 3. Weathering chemistry and limits to dissolved inputs. **Jour. Geophys. Res.**, 92(C8):8293-8302.
- STAN, P.F.; HAJASH JR. A.; DEWERS, T.A.; TIEH, T.T. 1994. The role of carboxylic acids in albite and quartz dissolution: An experimental study under diagenetic conditions. **Geochim. Cosmochim. Acta.** 58(20):4259-4279.
- STANDARD METHODS: for the examination of water and waste water. 1975. 14 ed. New York, APHA, AWWA, WPCE, 1193p.

- STARK, N. 1970. Nutrient Cycling: 1. Nutrient Distribution in some Amazonian soils. **Trop. Ecol.** 12(1):24-50.
- STUMM, W. & MORGAN, J.J. 1981. **Aquatic Chemistry**. 2 ed. New York, Wiley-Interscience. 780 pp.
- SUDENE. 1972. **Elementos de Hidrogeologia Prática**. 2 ed. Recife, SUDENE. (Série Brasil. SUDENE. Hidrogeologia, 13). 353 p.
- SUSZYNSKI, E.F. 1975. **Os Recursos minerais reais e potenciais o Brasil e sua metalogenia**. Rio de Janeiro, Interciência. 356p.
- SZIKSZAY, M. 1993. Geoquímica das águas. **Bol. IG-USP**, São Paulo, Série didática, (5/6): 1-166.
- SZIKSZAY, M. & TOLEDO-GROKE, M.C. 1989. Correlation of the chemical composition of water from the unsaturated zone with the mineralogy of a profile on the São Paulo Basin, Brazil. In: INTERN. SYMP. ON WATER/ROCK INTERACTION, 6, Malvern, U.K., 1989. **Proceedings**. Rotterdam, A.A. Balkema. p.669-672.
- SZIKSZAY, M.; KIMMELMANN, A.A.; HYPOLITO, R.; FIGUEIRA, R.M.; SAMESHIMA, H.R. 1990. Evolution of the chemical composition of water passing through the unsaturated zone to groundwater at an experimental site at the University of São Paulo, Brazil. **Jour. Hidrol.**, 118(1/4):175-190.
- TAN, R.K. 1980. The release of silicon, aluminum and potassium during decomposition of soil minerals by humic acid. **Soil Sci.**, 129:5-11.

- TANCREDI, A.C.F.N.S. & SERRA, V.H. 1986. **Hidrogeologia da região oriental da Ilha do Marajó**. 97p. (Relatórios de Pesquisa, 11).
- TANCREDI, A.C.F.N.S.; LOBATO, J.R.B.L.; SERRA, V.H. 1986. Interpretação hidrogeoquímica das águas subterrâneas da Ilha de Marajó. **Acta Amazônica**, 16/17(nº único)293-316.
- TARDY, Y. 1969. **Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique**. 199p. (Mém. Serv. Carte géol. Alsace Lorraine, 31).
- TARDY, Y. 1971. Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of waters from some European and African crystalline massifs. **Chem. Geol.**, 7:253-271.
- THURMAN, E.M. 1985. **Organic Geochemistry of Natural Waters**. Boston, Martinus Nijhoffl Junk. 497pp.
- TRARBACH, M. & KOTSCHOUBEY, B. 1991. Estudo do comportamento do ouro nas lateritas ferruginosas e corpos gossânicos da região de Cachoeira, nordeste do Pará. In: SIMP. GEOL. DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991...**Anais**. Belém, SBG. 610p. v.3. p.584-595.
- TRUCKENBRODT, W. 1981. Contribuição à Mineralogia e à Geoquímica da Formação Pirabas (Mioceno Inferior), Estado do Pará. 26p. **Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi**, nº 25.
- VIEILLARD, P; TARDY, Y.; NAHON, D. 1979. Stability fields of clays and aluminum phosphates: parageneses in lateritic weathering of argillaceous phosphatic sediments. **Am. Mineral.**, 64:626-634.

VIEIRA, L.S. 1975. **Manual de Ciência do Solo**. São Paulo. Ed. Agronômica Ceres. 464p.

WELCH, S.A. & ULLMAN, W.J. 1993. The effect of organic acids on plagioclase dissolution rates and stoichiometry. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 57:2725-2736.

WORTHINGTON, S.R.H. & FORD, D.C. 1995. High sulfate concentrations in limestone springs: An important factor in conduit initiation? **Envir. Geol.**, 25:9-15.