UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**MINERALOGIA DAS ARGILAS E EVOLUÇÃO
GEOLÓGICA DA BACIA DE FONSECA,
MINAS GERAIS**

Lucy Gomes Sant'Anna

Orientador: Prof. Dr. J. Hans D. Schorscher

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
1994

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005602

MINERALOGIA DAS ARGILAS E EVOLUÇÃO
GEOLÓGICA DA BACIA DE FONSECA,
MINAS GERAIS

Lucy Gomes Sant'Anna

Orientador: Prof. Dr. J. Hans D. Schorscher

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

	nome
Presidente:	Dr. J.H.D.Schorscher
Examinadores:	Drª S.M.B.de Oliveira
	Dr. K.Suguio

ass.
<i>Dr. Hans D. Schorscher</i>
<i>S.M.B.</i>
<i>K. Suguio</i>

SÃO PAULO
1994

AGRADECIMENTOS

Inicialmente, quero manifestar minha gratidão ao Prof. Dr. Johann Hans Daniel Schorsch do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (DMP-IGUSP), pelo trabalho de orientação, estímulo e demonstração de amizade em todas as etapas deste estudo.

Ao Prof. Dr. Claudio Riccomini do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia (DPE-IGUSP), agradeço pelo apoio, discussões e sugestões durante todo o desenvolvimento da pesquisa.

Ao geólogo Aldo W.R. Grossi da ALCANBRASIL, agradeço por permitir os trabalhos de campo na área das minas de bauxita Faria e Macaquinho, pertencentes a esta empresa.

Aos professores Drs. José Vicente Vallareli, Jorge da Silva Bettencourt, Armando Márcio Coimbra e Rainer G. Schultz, do IGUSP, pela atenção em momentos diversos do estudo.

A realização deste trabalho contou com a colaboração de equipes de diversos laboratórios. Dentre estas, gostaria de mencionar:

- do Laboratório de Geoquímica do Departamento de Geologia Geral do IGUSP, pela obtenção da fração argila das amostras analisadas;

- do Laboratório de Tratamento de Minérios do Departamento de Engenharia de Minas da Escola Politécnica da USP, pela separação em hidrociclone da fração fina dos sedimentos;

- do Laboratório de Mineralogia e Sedimentologia da Divisão de Geologia do Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT), pelas análises granulométricas, termo-diferenciais e termogravimétricas;

- do Laboratório de Difração de raios X do DMP-IGUSP, pela atenção e sugestões durante a obtenção dos diversos difratogramas de raios X;

- do Laboratório de Análises Químicas do DMP-IGUSP, pela colaboração em diversos trabalhos de tratamento das amostras de argilominerais;

- ao Prof. Gergely A.J. Szabó, responsável pelo Laboratório de óptica do DMP-IGUSP, pelo auxílio durante os estudos de petrografia microscópica;

- do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Transmissão do Departamento de Desenvolvimento de Novos Materiais e Metalurgia do Instituto de

Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN), pelo apoio nos estudos de microscopia eletrônica de transmissão com difração de elétrons;

- do Laboratório de Desenvolvimento de Novos Materiais da Fundação Salim Farah Maluf, pela atenção dispensada na realização das análises de capacidade de troca catiônica.

Gostaria ainda de agradecer à ZEISS do Brasil e ao técnico Marco A.M. de Lima Prieto do Departamento de Engenharia de Materiais da Universidade Federal de São Carlos (DEMA-UFSCar) e, também, a Max Brandt Neto do Departamento de Geociências do Instituto de Biociências, Letras e Ciências Exatas da UNESP, São José do Rio Preto, pelas fotomicrografias em microscópio eletrônico de varredura.

Ao Prof. Dr. Murilo Rodolfo de Lima do DPE-IGUSP, pelas análises palinológicas.

Ao Prof. Dr. Chang Hung Kiang do Centro de Pesquisas e Desenvolvimento da Petróleo Brasileiro S.A. (CENPES-PETROBRÁS, RJ), pela análise de matéria orgânica.

Aos colegas Ivanir, Magela e Fernando, pelo apoio nos trabalhos de campo.

Aos funcionários da Biblioteca, Gráfica e dos laboratórios de impregnação e laminação do IGUSP, pelos serviços prestados.

À Ivone K. Sonoki do CPGeo-IGUSP, pela constante colaboração nos problemas de informática, em especial nas etapas finais de elaboração da dissertação, ao Prof. Dr. João B. Moreschi pela orientação no uso do fotomicroscópio do DGE-IGUSP e ao Prof. Dr. Thomas R. Fairchild (DPE/IGUSP) pela revisão do Abstract.

Aos colegas Jaime, Miriam, Geysa, Angela, Vitor, Fernando, Dione, Peter, Regina e Zélia, pelo convívio e apoio durante o curso de Pós-Graduação.

Ao IGUSP, na pessoa do seu Diretor, Prof. Dr. Vicente A.V. Girardi, a Comissão de Pós-Graduação e a Coordenação do Programa de Mineralogia e Petrologia, pelo custeio da impressão de parte dos volumes finais da dissertação e apoio institucional.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pela concessão de bolsas de estudo, auxílio à pesquisa e auxílio para impressão da dissertação.

RESUMO

A Bacia de Fonseca, de idade eocênica, localiza-se na borda leste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais e compreende os depósitos continentais da Formação Fonseca. Os objetivos deste estudo foram a análise da evolução geológica da Bacia de Fonseca no Cenozóico e a mineralogia e petrografia detalhada dos seus depósitos sedimentares com enfoque nos argilominerais da Formação Fonseca.

Os trabalhos geológicos levaram à redefinição da área da Bacia de Fonseca, cujos sedimentos apresentam ocorrência mais restrita do que anteriormente representada nos mapas geológicos da região. O levantamento de seções colunares resultou na apresentação de uma nova seção-tipo para a Formação Fonseca, cuja espessura é menor do que anteriormente admitida. Na redefinição da Formação Fonseca foram ainda excluídos os depósitos da Chapada de Canga desta formação.

Os sedimentos da Formação Fonseca são de natureza argilosa a arenosa, maciços a estratificados/laminados, apresentando marcada granodecrescência ascendente. Esses sedimentos foram depositados sob condições de calmaria tectônica e provável clima úmido, em sistema fluvial meandrante.

A Formação Fonseca assenta-se sobre rochas arqueanas do embasamento do Quadrilátero Ferrífero, sendo recoberta por depósitos rudáceos da Chapada de Canga. Estes foram redefinidos como Formação Chapada de Canga, sobrepostos discordantemente à Formação Fonseca ou ainda, regionalmente, em contatos diretos sobre o embasamento pré-cambriano. Os sedimentos da Formação Fonseca encontram-se falhados por eventos tectônicos trativos que atuaram na área após a sedimentação, reativando estruturas preexistentes do embasamento pré-cambriano. Os sedimentos da Formação Chapada de Canga também foram afetados por tectônica trativa, sin- a pós-sedimentar.

Os argilominerais da Formação Fonseca foram caracterizados por diferentes métodos, incluindo análises granulométricas, difração de raios X, microscopia eletrônica de varredura, microscopia eletrônica de transmissão com difração de elétrons, análises térmicas, capacidade de troca catiônica e, geoquimicamente, por fluorescência de raios X. Os resultados foram analisados quanto à gênese e significado ambiental dos argilominerais no contexto do ciclo

das argilas (erosão, transporte, deposição e diagênese) e quanto à sua relação com a evolução geológica e paleoclimática da bacia.

Os argilominerais encontrados pertencem aos grupos da caulinita, mica e, de forma rara, da esmectita. A caulinita, em parte, e a mica ocorrem como grãos detríticos provenientes de solos das rochas arqueanas da região. Os sedimentos sofreram algum soterramento e a atuação de processos diagenéticos promoveu a neoformação de caulinita em texturas vermiforme e de "livros", além de esmectita, que apresenta-se como grãos placóides ou com forma de "penas".

A atuação do intemperismo acarretou a alteração dos grãos de mica, originando illita nas bordas dos grãos detríticos de mica e dispersa na matriz argilosa caulínica dos sedimentos.

Em termos de resposta dos argilominerais aos métodos analíticos empregados, ressalta-se o comportamento típico da caulinita, ainda que de moderada ordenação estrutural, mica e esmectita, frente aos estudos com difração de raios X, microscopia eletrônica de varredura e análises térmicas. No entanto, observa-se propriedades atípicas de capacidade de troca catiônica, na qual os resultados obtidos foram mais elevados do que os esperados, o que também se explica mais provavelmente pela baixa cristalinidade e/ou desordem estrutural da caulinita. Os estudos geoquímicos apontaram valores mais elevados para alguns dos elementos analisados (Ba, Cr, Fe, Ti, Zr e V) e baixos teores de K_2O , os quais foram correlacionados, respectivamente, às áreas-fonte (Ba e Zr), aos argilominerais principais (Fe, Cr, V) e aos processos intempéricos (K_2O e Ti) que atuaram na área-fonte dos sedimentos.

ABSTRACT

The Fonseca Basin, of Eocene age, is located at the eastern edge of the Quadrilátero Ferrífero ("Iron Quadrangle") in the state of Minas Gerais, Brazil and comprises typically continental sediments of the Fonseca Formation. The present study focusses on the detail mineralogy and petrography of the clay minerals of the Fonseca Formation and their significance in the geological evolution of the basin during the Cenozoic.

Geological mapping has led to the redefinition of the area of the Fonseca Basin based on the distribution of the Fonseca Formation, which showed a much more restricted area of occurrence than previously represented in geological maps. Detailed studies of lithological columns resulted in the establishment of a new type-section of substantially reduced thickness for the Fonseca Formation. The rudaceous Chapada de Canga deposits have been excluded from the redefined Fonseca Formation.

The Fonseca Formation is predominantly argillaceous to arenaceous, massive or stratified/laminated and shows markedly fining-upward grain size. These sediments were deposited during tectonic calm within a meandering fluvial system probably in a humid climate.

The Fonseca Formation rests upon Archean basement rocks of the Quadrilátero Ferrífero and is covered in places by the Chapada de Canga deposits. These have been redefined as the Chapada de Canga Formation, which rests in direct contact upon the Fonseca Formation and, more regionally, upon Precambrian basement rocks. The sediments of the Fonseca Formation were faulted by post-sedimentary events of tractive tectonics that affected the area, reactivating preexisting structures of the Precambrian basement. The sediments of the Chapada de Canga Formation have also been affected by syn- to post-sedimentary tractive tectonics. As a result, sedimentary dikes have formed locally.

The clay minerals of the Fonseca Formation have been characterized by grain size analyses, X-ray diffraction, scanning electron microscopy, transmission electron microscopy and electron diffraction, thermal analyses (DTA/TGA), cationic exchange capacity and X-ray fluorescent analytical geochemistry. The results have been interpreted with respect to the genesis and environmental significance of the clay minerals in the context of the cycle of the clays (weathering, erosion,

transport, deposition and diagenesis) and their relationships to the geological and paleoclimatic evolution of the Fonseca Basin.

The analysed minerals of the Fonseca Formation include members of the kaolinite, mica, and more rarely, smectite groups. Part of the kaolinite and mica occurs as detrital grains derived from soils of Archean rocks in region. Burial and diagenesis resulted in the neoformation of kaolinite mainly as piles of platelets ("face-to-face texture") but also as wormlike aggregates, and of minor smectite as irregular-platy or "feather"-like crystals.

Weathering altered the mica and caused the neoformation of illite that occurs both along the borders of detrital mica grains and finely dispersed within the kaolinite-dominated argillaceous matrix of the sediments.

In the analyses employed in this study, the response of the clay minerals was typical for kaolinite (in spite of its only moderate structural ordering), mica, and smectite for the X-ray diffraction, scanning electron microscopy and thermal analyses. However, atypical, higher than expected, cation exchange capacities were observed. These most probably can be explained, too, by the low crystallinity and/or structural disorder of the kaolinite. Geochemical studies indicated higher concentrations of some of the analyzes major and trace elements (Ba, Cr, Fe, Ti, Zr and V) and low K_2O content; these were correlated, respectively, with the source areas (Ba, Zr), the main clay minerals (Fe, Cr, V), and the weathering processes (K_2O and Ti) that acted upon the source area of the sediments.

ÍNDICE GERAL

Págs.

1 INTRODUÇÃO	01
1.1 Objetivos.....	01
1.2 Localização e acesso	02
2 MATERIAIS E MÉTODOS DE ESTUDO.....	04
2.1 Pesquisa bibliográfica	04
2.2 Levantamento geológico de campo	04
2.3 Fotointerpretação.....	05
2.4 Análises granulométricas	05
2.4.1 Sedimentos arenosos	06
2.4.2 Sedimentos argilosos.....	06
2.5 Separação da fração argila.....	06
2.6 Estudos petrográficos	07
2.7 Difração de raios X	07
2.8 Análises térmicas.....	08
2.9 Microscopia eletrônica de varredura	09
2.10 Microscopia eletrônica de transmissão e difração de elétrons.....	09
2.11 Fluorescência de raios X	10
2.12 Capacidade de troca catiônica	10
2.13 Palinologia.....	10
2.14 Geoquímica de matéria orgânica	10
3 TRABALHOS ANTERIORES	11
3.1 Geologia regional	11
3.1.1 Quadrilátero Ferrífero.....	11
3.1.2 Sedimentos cenozóicos	13

3.2 Geologia local.....	15
3.3 Argilominerais.....	22
3.3.1 Fundamentos e classificação	22
3.3.2 Gênese	28
4 RESULTADOS	30
4.1 Geologia da região de Fonseca	30
4.1.1 Embasamento pré-cambriano.....	30
4.1.1.1 Rochas arqueanas e Sequências proterozóicas	30
· Complexo granito-gnáissico ttg.....	31
· Supergrupo Rio das Velhas	31
· Supergrupo Minas	32
· Metabasito do Supergrupo Espinhaço	32
4.1.2 Coberturas cenozóicas.....	33
4.1.2.1 Formação Fonseca	33
4.1.2.2 Cobertura laterítica de canga.....	56
4.1.2.3 Lagoas atuais	62
4.1.3 Geologia estrutural	62
4.1.3.1 Rochas pré-cambrianas.....	62
4.1.3.2 Formação Fonseca	63
4.1.3.3 Cobertura laterítica de canga.....	66
4.2 Estudos mineralógicos da Formação Fonseca	73
4.2.1 Sedimentos arenosos.....	73
4.2.1.1 Petrografia macro e microscópica	73
4.2.1.2 Difração de raios X.....	80
4.2.1.3 Microscopia eletrônica de varredura	80
4.2.2 Sedimentos argilo-arenosos fossilíferos.....	86
4.2.2.1 Petrografia macro e microscópica	86
4.2.2.2 Difração de raios X.....	88
4.2.2.3 Microscopia eletrônica de varredura	89
4.2.2.4 Palinologia.....	89
4.2.2.5 Geoquímica de matéria orgânica	89
4.2.3 Sedimentos argilo-arenosos não fossilíferos	98
4.2.3.1 Análise granulométrica	98
4.2.3.2 Difração de raios X.....	99
4.2.3.3 Análises térmicas.....	114
4.2.3.4 Microscopia eletrônica de varredura	116
4.2.3.5 Capacidade de troca catiônica	125

4.2.2.6 Microscopia eletrônica de transmissão e difração de elétrons	125
4.2.2.7 Fluorescência de raios X	126
5 SÍNTESE DOS RESULTADOS LABORATORIAIS.....	132
6 GEOLOGIA E ARGILOMINERAIS DA FORMAÇÃO FONSECA.....	133
6.1 Ambiente de sedimentação	133
6.2 Área-fonte dos sedimentos	136
6.3 Diagênese e intemperismo	137
7 CONSIDERAÇÕES GERAIS.....	138
7.1 Modelo estrutural	138
7.2 Correlações regionais	139
7.3 Geomorfologia	140
8 REVISÃO DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS NA ÁREA DA BACIA DE FONSECA.....	141
8.1 Formação Fonseca	141
8.2 Formação Chapada de Canga	141
9 CONCLUSÕES	142
10 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	144

ÍNDICE DAS FIGURAS

	Pág.
Figura 1 - Situação geográfica e quadro geológico da área de estudo	03
Figura 2 - Área do mapeamento geológico do convênio DNPM/USGS e localização da área de estudo	04
Figura 3 - Estruturas regionais do Quadrilátero Ferrífero e posicionamento da Bacia de Fonseca.....	14
Figura 4 - Localização das principais ocorrências de sedimentos cenozóicos no Quadrilátero Ferrífero.....	15
Figura 5 - Seção geológica dos sedimentos da Bacia de Fonseca apresentada por GORCEIX (1884)17	
Figura 6 - Mapa geológico da Bacia de Fonseca (MAXWELL 1972)	21
Figura 7 - Constituição da cavidades tetraédricas e octaédricas na estrutura dos argilominerais.....	25
Figura 8 - Constituição das camadas 1:1, 2:1 e 2:1:1 na estrutura dos argilominerais	27
Figura 9 - Seção colunar BF-05.....	40
Figura 10 - Seção colunar BF-30.....	51
Figura 11 - Seção colunar BF-51	53
Figura 12 - Seção colunar BF-53.....	54
Figura 13 - Seção colunar BF-153	55
Figura 14 - Fraturas no embasamento pré-cambriano na área da Bacia de Fonseca.....	64
Figura 15 - Estruturas tectônicas (falhas e dobras) nos sedimentos Formação da Fonseca.....	65
Figura 16 - Perfis topográficos elaborados a partir do mapa topográfico, 1:50.000. (Folha Catas Altas)	67
Figura 17 - Fraturas nos depósitos da cobertura laterítica de canga e direções de diques na canga	68
Figura 18 - DRX da matriz dos sedimentos arenosos	81
Figura 19 - DRX do folhelho papiráceo (nível BF-5i)	92

Figura 20 - DRX do sedimento argilo-arenoso fossilífero (seção colunar BF-53).....	93
Figura 21 - DRX do sedimento argilo-arenoso fossilífero (seção colunar BF-53).....	94
Figura 22 - DRX do sedimento argilo-arenoso fossilífero (seção colunar BF-53, níveis c, i e k)	95
Figura 23 - Curvas granulométricas para os sedimentos argilosos não fossilíferos	98
Figura 24 - DRX dos sedimentos argilosos não fossilíferos	103
Figura 25 - DRX dos sedimentos argilosos não fossilíferos (fração $< 20\mu\text{m}$).....	104
Figura 26 - Detalhe da assimetria da caulinita.....	105
Figura 27 - DRX de amostras tratadas previamente (fração $< 20\mu\text{m}$)	106
Figura 28 - DRX dos sedimentos argilosos não fossilíferos (fração $< 2\mu\text{m}$).....	107
Figura 29 - DRX de amostras tratadas previamente (fração $< 2\mu\text{m}$)	108
Figura 30 - DRX de amostras tratadas previamente com hidrazina	109
Figura 31 - DRX de amostra do sedimento argiloso não fossilífero (seção colunar BF-153, nível b).....	110
Figura 32 - DRX de amostras desorientadas (seção colunar BF-05, níveis h e u).....	111
Figura 33 - DRX de amostras desorientadas (seção colunar BF-30, níveis f e g)	112
Figura 34 - DRX de amostras desorientadas (seções colunares BF-53, nível b e, seção colunar BF-153, nível l)	113
Figura 35 - Gráficos de ATD/ATG	117
Figura 36 - DRX das amostras analisadas por ATD/ATG	118
Figura 37 - Gráficos binários de correlação dos resultados geoquímicos	131
Figura 38 - Bloco-diagrama representando os subambientes de um sistema fluvial meandrante	135

ÍNDICE DAS PRANCHAS FOTOGRÁFICAS

	Pág.
Prancha 1 - Fotomicrografias das rochas pré-cambrianas do no embasamento da Bacia de Fonseca	35
Prancha 2 - Fotomicrografias das rochas pré-cambrianas do no embasamento da Bacia de Fonseca	37
Prancha 3 - Aspectos gerais do embasamento gnáissico alterado e suas deformações tectônicas.....	42
Prancha 4 - Vista geral da Vila de Fonseca e da seção colunar BF-05	44
Prancha 5 - Litotipos da seção colunar BF-05	46
Prancha 6 - Litotipos da seção colunar BF-05	48
Prancha 7 - Litotipos da seção colunar BF-05	50
Prancha 8 - Depósitos lateríticos de canga.....	59
Prancha 9 - Depósitos lateríticos de canga.....	91
Prancha 10 - Falhamentos afetando os depósitos lateríticos de canga	70
Prancha 11 - Vista panorâmica da Chapada de Canga, ilustrando os basculamentos devido a tectônica de teclas.....	72
Prancha 12 - Fotomicrografias dos sedimentos arenosos da base da seção colunar BF-05	76
Prancha 13 - Fotomicrografias dos sedimentos arenosos da base da seção colunar BF-30	79
Prancha 14 - Fotomicrografias de MEV dos sedimentos arenosos (seções colunares BF-05 e BF-30	83
Prancha 15 - Fotomicrografias de MEV dos sedimentos arenosos da base da seção colunar BF-30	85
Prancha 16 - Fotomicrografias dos sedimentos argilo-arenosos fossilíferos das seções colunares BF-05 e BF-53.....	91

Prancha 17 - Fotomicrografias de MEV dos sedimentos argilo-arenosos fossilíferos (seções colunares BF-05 e BF-53.....	97
Prancha 18 - Fotomicrografias de MEV dos sedimentos argilosos não fossilíferos	120
Prancha 19 - Fotomicrografias de MEV dos sedimentos argilosos não fossilíferos	122
Prancha 20 - Fotomicrografias de MEV dos sedimentos argilosos não fossilíferos	124
Prancha 21 - Fotomicrografias de MET dos sedimentos argilosos não fossilíferos	129

LISTA DE ANEXOS

Anexo 1 - Mapa de caminhamentos e locais de descrição de afloramentos	
Anexo 2 - Resultados da análises granulométricas dos sedimentos argilosos não fossilíferos da Formação Fonseca	
Anexo 3 - Curvas granulométricas obtidas no analisador MALVERN SB-0B para os sedimentos argilosos não fossilíferos da Formação Fonseca	
Anexo 4 - Tabelas de cálculos dos parâmetros de cela das caulinitas	
Anexo 5 - Mapa geológico da Bacia de Fonseca e áreas adjacentes	
Anexo 6 - Mapa morfotectônico da Bacia de Fonseca e áreas adjacentes	
Anexo 7 - Limites de detecção dos elementos analisados por fluorescência de raios X	

1 INTRODUÇÃO

A Bacia de Fonseca, de idade terciária, está localizada na porção sudeste do Estado de Minas Gerais, no limite leste do Quadrilátero Ferrífero (Fig. 1). Seus depósitos sedimentares vêm sendo alvo de estudos há mais de um século, em função, principalmente, do rico conteúdo fossilífero dos folhelhos ali presentes.

Este trabalho teve como objetivo o estudo dos argilominerais dos sedimentos da Bacia de Fonseca, visando sua caracterização mineralógica-petrográfica e geoquímica no contexto do ciclo das argilas (erosão, transporte, deposição e diagênese), e reconstituição da evolução geológica e paleoclimática da bacia. Para tanto, foram realizados estudos bibliográficos, levantamentos geológicos de campo e análises laboratoriais.

1.1 Objetivos

Os objetivos específicos foram os seguintes:

- identificação e caracterização das unidades pré-cambrianas do Quadrilátero Ferrífero do embasamento e nos arredores da Bacia de Fonseca;
- mapeamento da Formação Fonseca, em escala 1:50.000, com a caracterização litológica e estrutural de seus depósitos através de seções colunares de detalhe;
- caracterização mineralógica dos sedimentos da Formação Fonseca, especialmente os pelíticos, com ênfase nos argilominerais, visando o estudo do ciclo das argilas na evolução da bacia terciária;
- obtenção de dados e elaboração de modelos mineralógicos e genéticos sobre a formação dos depósitos de argilominerais na área de estudo, e
- considerações sobre a evolução das condições paleogeográficas e paleoambientais no período Terciário a Quaternário, na porção leste do Quadrilátero Ferrífero.

A pesquisa apresentou-se de interesse especial, inicialmente, por seu caráter inédito, pois inexistiam dados sobre os tipos e a evolução das associações de argilominerais nos sedimentos da Bacia de Fonseca e, principalmente, pelas condições geológicas favoráveis ao seu estudo. Estas incluíam:

- a provável situação paleogeográfica de bacia fechada na época da sedimentação da Formação Fonseca (Terciário);

- áreas-fonte dos sedimentos em terrenos pré-cambrianos detalhadamente estudados em trabalhos anteriores, tanto as litologias primárias como de perfis de intemperismo recentes;
- dados paleontológicos e paleoclimáticos da Formação Fonseca e sedimentos recentes disponíveis na literatura, e
- a situação atual de exposição dos sedimentos da bacia por inversão de relevo.

Nestas condições, considerando-se como constantes as rochas-fonte pré-cambrianas regionais, que terão como seus produtos finais as argilas, pôde-se, preliminarmente, supor que as mudanças das associações paragenéticas dos argilominerais ou suas associações em níveis estratigráficos distintos da Formação Fonseca, seriam respostas das mudanças nas condições paleoambientais que ocorreram durante sua formação. Este conjunto de dados poderia apontar, de um lado, para a evolução climática e geomorfológica e, de outro, revelar as condições geológicas favoráveis para a formação de depósitos de argilominerais específicos.

1.2 Localização e acesso

A região que engloba a área de estudo localiza-se no extremo leste do Quadrilátero Ferrífero, sudeste do Estado de Minas Gerais, abrangendo as vilas de Fonseca e Santa Rita Durão, pertencentes ao Município de Alvinópolis e situadas a leste da Serra do Caraça. Possui aproximadamente 280 km² de área total, é delimitada pelos paralelos 20°06'29" e 20°12'49" Sul e meridianos 43°20'38" e 42°29'16" Oeste (Fig. 1) e compreende além da Bacia de Fonseca, os terrenos arqueanos e proterozóicos que serviram como fonte dos seus sedimentos.

A área de estudo apresenta uma extensão com pouco mais de 100 km², correspondente à Bacia de Fonseca (MAXWELL 1972) e suas adjacências. Abrange a porção central da Folha Catas Altas, 1:50.000, do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e as quadrículas Catas Altas e Santa Rita Durão, 1:25.000, do Convênio entre o Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM) e United States Geological Survey (USGS), respectivamente, em suas porções sudeste e nordeste (Fig. 2).

O acesso a área pode ser efetuado a partir da Cidade de Santa Bárbara, distante 107 km de Belo Horizonte, pela Rodovia MG-326, não pavimentada, rumo à Catas Altas e Santa Rita Durão. A Vila de Fonseca localiza-se cerca de 15 km a sudeste de Catas Altas e 12 km a leste de Santa Rita Durão. A circulação na área se faz somente por estradas secundárias, não pavimentadas, sendo as principais aquelas que ligam Catas Altas a Fonseca e Catas Altas a Santa Rita Durão, ambas situadas, respectivamente, nos limites norte e oeste da área. Secundariamente, o trajeto é feito por trilhas.

Figura 1 - Situação geográfica e quadro geológico da área de estudo (c) (baseado em DORR 1969, MAXWELL 1972, SCHORSCHER 1980, LIMA & SALARD-CHEBOLDAEFF 1981). 1- Complexo granito-gnáissico ttg; 2- Supergrupo Rio das Velhas; 3- Supergrupo Minas; 4- Supergrupo Espinhaço; 5- Bacia de Fonseca.

Rita Durão, 1:25.000 (MAXWELL 1972), além das fotos aéreas da Missão 96 da Nasa (NASA 1969), área 803, em escala 1:42.000.

Nos afloramentos de rochas pré-cambrianas foram efetuadas a caracterização lito-estrutural das unidades e, eventualmente, amostragens para estudos petrográficos microscópicos.

Nos estudos da Formação Fonseca procurou-se, inicialmente, reconhecer no campo as suas extensão e seção-tipo conforme apontadas por MAXWELL (1972). Posteriormente, esta etapa esteve voltada para a descrição e amostragem de seções colunares, objetivando a caracterização das diferentes litofácies. Os sedimentos foram amostrados segundo os critérios usuais de perfilagem litológica, procurando-se amostrar de forma representativa os diversos níveis, com ênfase nas camadas argilosas.

Os afloramentos descritos e os caminhamentos percorridos encontram-se representados no Anexo 1.

2.3 Fotointerpretação

Nas atividades de fotointerpretação foram utilizados exclusivamente os produtos da Missão 96 da NASA (NASA 1969), cujos objetivos foram descritos por (RICCOMINI 1983), compreendendo fotos-aéreas, em escala aproximada de 1:42.000, coloridas normais e infravermelhas falsa cor. O trabalho constou de uma etapa preliminar, na qual foi confeccionado um mapa fotogeológico inicial, que serviu de base durante os trabalhos de mapeamento geológico da bacia. Seguiram-se diversas etapas, onde estas fotografias, principalmente aquelas em falsa cor, foram utilizadas para a integração do mapa geológico final.

2.4 Análises granulométricas

As análises granulométricas foram realizadas visando-se a classificação litológicas das rochas sedimentares da Formação Fonseca segundo SHEPARD (1954) e COIMBRA *et al.* (1992), e a obtenção de um espectro geral da distribuição granulométrica de seus sedimentos finos, através de alguns parâmetros de FOLK & WARD (1957).

Estas análises foram efetuadas por microscopia óptica em lâminas delgadas no Laboratório de Óptica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGUSP) e via pipetagem e peneiramento a seco no Laboratório de Mineralogia e Sedimentologia da Divisão de Geologia do Instituto de Pesquisas Tecnológicas S.A. (IPT).

2.4.1 Sedimentos arenosos

Em função do teor de feldspato e do grau de alteração intempérica dos sedimentos arenosos da Formação Fonseca, que resultou na caulinição destes minerais, optou-se pela análise modal, através da contagem dos grãos em lâmina delgada, para a obtenção das distribuições granulométricas de todos os sedimentos arenosos estudados.

2.4.2 Sedimentos silto-argilosos a argilosos

O método empregado foi a pipetagem e peneiramento a seco (CARVER 1971, HUTCHINSON 1974, FRITZ & MOORE 1988, entre outros), sendo os resultados representados na escala de WENTWORTH (1922).

As amostras foram secas em temperaturas abaixo de 60°C, desagregadas com agitador mecânico, dispersas em água destilada em proveta de 1000 ml e, então, decantadas e pipetadas em intervalos definidos para a fração $< 62 \mu\text{m}$ (SUGUIO 1980, COIMBRA *et al.* 1991). Devido ao alto índice de floculação das argilas, foi adicionado hexametáfosfato de sódio (1 g) como defloculante, em todas as amostras analisadas. A fração $> 62 \mu\text{m}$ foi peneirada a seco, utilizando-se as peneiras com aberturas de 2,000, 1,410, 1,000, 0,707, 0,500, 0,354, 0,250, 0,177, 0,125 e 0,062 mm (Anexo 2).

2.5 Separação da fração fina ($< 20 \mu\text{m}$) e da fração argila ($< 2 \mu\text{m}$)

Para os estudos geoquímicos procurou-se obter, sem tratamentos químicos, alíquotas de amostras ricas em argilominerais. Para tanto, as amostras foram secas a 30°C, desagregadas manualmente e com auxílio de aparelho ultrassom, modelo com cuba de 4 litros, gerador de 60 Hz e frequência de saída de 25 KHz, da Thornton Inpec Eletrônica SA, instalado no Departamento de Engenharia de Minas da Escola Politécnica da USP. As amostras foram expostas a esta frequência por 30 minutos e, então, fracionadas em hidrociclone, sem a adição de defloculante. As frações finas separadas no *overflow* do hidrociclone tiveram suas distribuições granulométricas analisadas no Analisador MALVERN SB-OB. Todas as amostras apresentaram baixo índice de obscurecimento, indicando boa dispersão das partículas no meio aquoso. Dentre as partículas recuperadas no *overflow*, 50% delas encontraram-se abaixo da fração $5-7 \mu\text{m}$ e 90% abaixo de $20 \mu\text{m}$, sendo este último o valor de corte considerado (Anexo 3).

Para os estudos mineralógicos foi também utilizada a fração argila $< 2 \mu\text{m}$, cuja separação foi efetuada via pipetagem. As amostras foram secas a 30°C, desagregadas manualmente e dispersas em água destilada com defloculante (pirofosfato

de sódio e/ou hidróxido de sódio). Após 24 horas de repouso (decantação), foi pipetada uma única vez toda a coluna de água (aproximadamente 300 ml de água em uma proveta de 1000 ml) que continha material em suspensão, correspondente a fração menor que 2 micras. A obtenção deste material foi efetuada no Laboratório de Geoquímica do Departamento de Geologia Geral do IGUSP.

Acredita-se que nesta fração ocorram as maiores concentrações de argilominerais e eliminação de outros silicatos, carbonatos, etc. THIRY (1974) e ALVES (1987, 1990) esclarecem que a segregação granulométrica dos argilominerais, principalmente na fração abaixo de 2 micras, representa essencialmente um fracionamento mineralógico e não uma separação granulométrica precisa com base na Lei de Stokes.

2.6 Estudos petrográficos

Inicialmente, todas as amostras foram descritas macroscopicamente, ressaltando-se os seguintes parâmetros: cor, granulometria, textura, estrutura e mineralogia.

Em seguida, para os sedimentos arenosos da Formação Fonseca, procurou-se detalhar estas características com o auxílio de lupa binocular. Para a preparação das lâminas delgadas destes sedimentos foi necessário a impregnação das amostras, sendo esta efetuada de acordo com os procedimentos adotados pelo Laboratório de Impregnação do Departamento de Geologia Geral do IGUSP. Os estudos de microscopia ótica visaram o detalhamento da mineralogia, arcabouço, textura, granulometria, porosidade, porcentagem mineralógica, estruturas sedimentares e tipo de contato destes sedimentos.

Para as rochas pré-cambrianas estes estudos foram desenvolvidos através de microscopia óptica de lâmina delgada.

Os estudos petrográficos foram desenvolvidos no Laboratório de Óptica do Departamento de Mineralogia e Petrologia do IGUSP, contando com o auxílio de lupa binocular e microscópio Axioplan, ambos da Zeiss.

2.7 Difração de raios X

A difração de raios X (DRX) foi empregada para os estudos mineralógicos qualitativos em amostras totais e suas respectivas frações granulométricas, $< 20 \mu\text{m}$ e $< 2 \mu\text{m}$ e para o estudo dos argilominerais, utilizando tratamentos específicos (GRIM 1953, DANA 1969, THIRY 1974, SOUZA SANTOS 1975, 1989, BRINDLEY & BROWN 1980, GOMES 1984, WILSON 1987, ALVES 1987, 1990, entre outros).

As amostras foram desagregadas e homogeneizadas através de moagem em almofariz de ágata e as lâminas preparadas pela técnica do esfregão ou gotejamento (ALVES 1987, 1990). As amostras contendo matéria orgânica foram previamente tratadas com H_2O_2 a 30%, durante 3 dias consecutivos, em solução a frio, com agitações manuais.

As amostras de sedimentos argilosos foram analisadas em estado natural e empregando tratamentos auxiliares como a solvatação com polialcóis e aquecimento (THIRY 1974, SOUZA SANTOS 1975, BRINDLEY & BROWN 1980, ALVES 1990, entre outros).

Para a solvatação com polialcóis realizou-se a exposição da lâmina com amostra natural à atmosfera de etilenoglicol por aproximadamente 17 horas (THIRY 1974, ALVES 1990). Utilizou-se a mesma lâmina analisada anteriormente com amostra *in natura*, por ser um bom método de controle dos resultados. Algumas amostras foram solvatadas com hidrazina, de acordo com os procedimentos de RANGE *et al.* (1969 *apud* BRINDLEY & BROWN 1980). O aquecimento foi realizado a 500°C por 5 horas (BRINDLEY & BROWN 1980, ALVES 1990).

Foram preparadas amostras desorientadas, segundo os procedimentos de BISH & POST (1989), para cálculo do índice de Hinckley (HINCKLEY 1963 *apud* BRINDLEY & BROWN 1980) e cálculo dos parâmetros de cela (Anexo 4).

Utilizou-se o equipamento do Laboratório de Difração de Raios X do Departamento de Mineralogia e Petrologia do IGUSP, de marca VEB Carl Zeiss JENA, com gerador IRIS-C, difratômetro modelo URD-6, voltagem de 40 kV e corrente de 20 mA, operando em condições rotineiras com ângulo variando de 3 a 65° 2 θ , velocidade do goniômetro de 2° 2 θ /min., filtro de Ni e radiação $CuK\alpha$.

Foram utilizados os programas computacionais AJU (CARVALHO & ATENCIO 1993) para o tratamento gráfico dos dados obtidos e o programa LCLSQ (BURNHAM 1991) para cálculo dos parâmetros de cela dos argilominerais.

2.8 Análises térmicas

Os princípios teóricos das análises térmicas, termo-diferencial (ATD) e termogravimétrica (ATG), foram descritos por MACKENZIE (1957), SOUZA SANTOS (1975), WILSON (1987), entre outros. Para estas análises, realizadas simultaneamente, foi utilizado um aparelho operando com amostra em atmosfera natural (ar), aquecimento de 25 a 1000°C, com aumento gradual de 10°C/min., e massa inicial da ordem de 100 miligramas, instalado no Departamento de Mineralogia e Sedimentologia da Divisão de Geologia do IPT. As amostras, após aquecidas, foram analisadas por difração de raios X.

2.9 Microscopia eletrônica de varredura

Os princípios teóricos da microscopia eletrônica de varredura (MEV) e sua aplicação ao estudo dos argilominerais está amplamente exemplificado na literatura. Este estudo baseou-se principalmente nos trabalhos de WELTON (1984), LLOYD (1985), WILSON (1987), entre outros.

Foram efetuados a observação e o imageamento da morfologia dos grãos individuais e da textura dos sedimentos da Formação Fonseca, sendo utilizados o aparelho Digital Scanning Microscope, Modelo 940A da ZEISS, instalado no Departamento de Engenharia de Materiais da Universidade Federal de São Carlos, e o aparelho Scanning Microscope, Modelo JEOL-JSM-T 330A, este instalado no Instituto de Química da Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" - Campus de Araraquara. A montagem da amostra realizou-se através da adesão de um fragmento de 3 a 4 mm sobre um suporte de amostra de Al, sendo, posteriormente, metalizadas com ouro em vácuo por 1 a 2 minutos.

2.10 Microscopia eletrônica de transmissão e difração de elétrons

Os princípios de microscopia eletrônica de transmissão (MET) e difração de elétrons foram descritos, entre outros, nos trabalhos de SOUZA SANTOS (1975, 1989), WHITE (1985) e WILSON (1987), os quais foram empregados neste estudo.

Utilizou-se a técnica de película-suporte para preparação das amostras. Suportes com grades de Cu, em forma de pequenos discos com malha de abertura de $70\mu\text{m}$, foram prensados sobre uma película preparada com solução de nitrocelulose. As amostras, previamente secas e desagregadas levemente em moinho de ágata, foram colocadas sobre esta película, em gotas d'água contendo partículas da amostra dispersa. As amostras foram recobertas com um delgado filme de carbono volatilizado para aumentar a condutividade. Após esta montagem, foram obtidas fotomicrografias de grãos individuais e, no caso de uma partícula "transparente" ao feixe (de 1000 e 3000 Å de espessura) seus padrões de difração de elétrons.

Utilizou-se um aparelho JEOL 200C, com voltagem de aceleração de aproximadamente 200 kV, instalado no Departamento de Desenvolvimento de Novos Materiais e Metalurgia do Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN), São Paulo.

2.11 Fluorescência de raios X

Análises geoquímicas multielementares por fluorescência de raios X (FRX) foram efetuadas em cinco amostras de rocha total dos sedimentos argilosos da Formação Fonseca e suas respectivas frações $< 20 \mu\text{m}$.

Os fundamentos do método foram descritos por GOMES (1984) e WILSON (1987), entre outros.

As análises foram efetuadas no Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geologia da Universidade de Hamburgo na República Federal da Alemanha. Os dados obtidos foram tratados em gráficos geoquímicos gerais, binários, com o auxílio do programa de microcomputador NEWPET (CLARKE 1990, 1992).

2.12 Capacidade de troca catiônica

Analisou-se a capacidade de troca catiônica (CTC) (GRIM 1953, SOUZA SANTOS 1975) dos argilominerais a partir de 0,5 g de amostras total e da fração $< 2 \mu\text{m}$, secas abaixo de 60°C e moídas em almofariz de porcelana. O tamponamento das amostras foi realizado com 50 ml de acetato de sódio e alternado à tamponamento com 50 ml de cloreto de cálcio. Por fim, descartou-se as amostras e titulou-se as soluções de lavagem com 100 ml de Ácido Etilenodiamino Tetraacético (EDTA).

O valor de CTC foi medido em função do volume de EDTA consumido, sendo $\text{CTC} = 10 \times \text{VEDTA}$ expresso em meq de Ca/100 g de amostra.

Para a execução das análises foram utilizados os procedimentos empregados no Laboratório de Desenvolvimento de Novos Materiais da Fundação Salim Farah Maluf.

2.13 Palinologia

Em duas amostras foram realizados estudos palinológicos pelo Prof. Dr. Murilo Rodolfo de Lima, do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do IGUSP, sendo empregados os procedimentos rotineiros adotados no Laboratório de Palinologia deste instituto.

2.14 Geoquímica de matéria orgânica

Uma análise geoquímica de matéria orgânica de folhelho papiráceo da Formação Fonseca foi realizada, em colaboração com o Dr. Chang Hung Kiang, pelo Centro

de Pesquisas e Desenvolvimento da Petróleo Brasileiro S.A. (PETROBRÁS), utilizando-se os procedimentos rotineiros adotados pelos seus laboratórios (GAGLIANONE & TRINDADE 1984).

3 TRABALHOS ANTERIORES

3.1 Geologia regional

O estudo da literatura geológica do Quadrilátero Ferrífero destinou-se a revisão dos aspectos litológicos e relações estratigráficas e estruturais das unidades pré-cambrianas e sedimentos cenozóicos ocorrentes na área de estudo.

3.1.1 Quadrilátero Ferrífero

Os mais diversos aspectos da geologia do Quadrilátero Ferrífero já foram abordados por inúmeros autores em trabalhos de detalhe e regionais. Atualmente, além de estudos específicos com o objetivo de reconhecimento das áreas mineralizadas, desenvolvem-se outros que visam a compreensão de aspectos geológicos fundamentais. Os trabalhos de revisão regional mais recentes foram elaborados por DORR (1969), SCHOSCHER *et al.* (1982), RICCOMINI (1983), ALMEIDA & HASUI (1984), INDA *et al.* (1984), SCHORSCHER (1988, 1992), entre outros.

As unidades litoestratigráficas do Quadrilátero Ferrífero que estão presentes nas áreas adjacentes à Bacia de Fonseca são rochas arqueanas, *sensu lato* (s.l.) graníticas do Complexo TTG (Tonalítico-Thondjemítico-Granodiorítico) e da associação granito-*greenstone belt* Rio das Velhas, além das coberturas proterozóicas dos supergrupos Minas e Espinhaço.

As rochas s.l. graníticas compreendem gnaisses, migmatitos e granitóides intrusivos, polimetamórficos. Em conjunto com as rochas do *greenstone belt* Rio das Velhas, constituem o embasamento arqueano das seqüências proterozóicas.

O *greenstone belt* Rio das Velhas foi definido por SCHORSCHER (1978, 1979) como formado por três grupos: Quebra Osso, basal, Nova Lima, mediano, e Maquiné, superior. O Grupo Quebra Osso é composto predominantemente de rochas meta-ultramáficas, komatítos, de composições peridotíticas a piroxeníticas. O Grupo Nova Lima é constituído principalmente de rochas metavulcano-sedimentares, com freqüentes intercalações de níveis de formações ferríferas, muitas vezes auríferas. O Grupo Maquiné,

superior, é clástico, metaconglomerático a meta-arenítico, com características gerais ortoquartzíticas. À associação granito-*greenstone belt* Rio das Velhas pertencem ainda os metagranitóides blasto-miloníticos com composição de alcali-feldspato granitos com fluorita, ricos em elementos incompatíveis, denominados de granitos Borrachudos (DORR & BARBOSA 1963, DORR 1969, HERZ 1970, SCHORSCHER 1975, 1988, 1992, SCHORSCHER & LETERRIER 1980).

As unidades predominantemente quartzito-itabiríticas do Supergrupo Minas constituíram-se, em função dos seus minérios de Fe e Au, em alvo de grande interesse econômico e científico (DERBY 1906, HARDER & CHAMBERLIN 1915, FREYBERG 1932, DORR *et al.* 1957, DORR 1969, INDA *et al.* 1984, SCHORSCHER 1992, entre muitos outros). Regionalmente, estas rochas ocorrem em amplas estruturas sinclinais que definem a morfologia geral do Quadrilátero Ferrífero.

O Supergrupo Espinhaço, composto basicamente pelas rochas quartzíticas da serra homônima, teve a sua estratigrafia definida por PFLUG (1968) na área de maior expressão morfológica da serra, ao norte do Quadrilátero Ferrífero, na região de Diamantina. No entanto, vários autores (SCHÖLL 1972, SCHÖLL & FOGAÇA 1979, SCHORSCHER 1975, 1980, 1992, SCHORSCHER & GUIMARÃES 1976, LUCHESI 1991, DAVIES 1993, entre outros) completaram as informações estratigráficas e demonstraram a continuidade do Supergrupo Espinhaço no Quadrilátero Ferrífero, nas seqüências quartzíticas das serras das Cambotas, Caraça, da Boa Vista, do Pinho, Ouro Branco, entre outras.

Na porção adjacente a área da Bacia de Fonseca (Fig. 1), as unidades arqueanas e proterozóicas estão representadas, predominantemente, pelos terrenos gnáissicos (GORCEIX 1884, MAXWELL 1972) que constituem, juntamente com as rochas do Supergrupo Rio das Velhas, o embasamento arqueano da Bacia de Fonseca. O Supergrupo Rio das Velhas está representado em faixas e escamas tectônicas de rochas xistosas, xistos máficos predominantemente, do grupo Nova Lima e rochas metaultramáficas atribuídas ao Grupo Quebra Osso, que ocorrem tanto inseridas nos terrenos gnáissicos como encaixadas entre estes e as unidades metassedimentares proterozóicas do Supergrupo Minas. O Supergrupo Minas tem sua maior expressão no Sinclinal Santa Rita e em faixas no sopé da Serra do Caraça (MAXWELL 1972), a oeste da bacia, estando ali presentes rochas dos grupos Itabira, Piracicaba e, subordinadamente, do Grupo Caraça. Seqüências de rochas quartzíticas, proterozóicas, do Supergrupo Espinhaço ocorrem nas serras do Caraça, da Boa Vista e do Pinho, que delimitam a área da bacia, respectivamente, a oeste, noroeste e a nordeste.

Dois tipos principais de estruturas tectônicas se apresentam no Quadrilátero Ferrífero (DORR 1969). A primeira, e de maior expressão, são grandes dobramentos que

originaram vários sinclinais, englobando espessos pacotes estratigráficos do Supergrupo Minas. O segundo tipo estrutural, muito conspícuo nas regiões E e SE do Quadrilátero Ferrífero, são distintos tipos de falhamentos, que transectam extensas áreas. Na região adjacente à Bacia de Fonseca a maior parte dos falhamentos foram inferidos ou interpretados a partir de fotos aéreas e outra parte, subordinada, está representada por falhamentos menos extensos encobertos por depósitos lateríticos de canga (MAXWELL 1972). Os tipos de falhamentos definidos por DORR (1969) são:

- falhas reversas com atitudes N-S/300-500E a NW/40-500NE na Serra do Caraça;
- falhas transcorrentes de grande porte, de orientação NE, a norte da bacia (RICCOMINI 1983);
- falhas transcorrentes de pequeno porte (DORR 1969), associadas aos dobramentos, sendo falhas de alto ângulo, com duas orientações preferenciais: direção a 90° do *trend* local ou formando 30-45° com este;
- lineamentos com direção E-N80E ou N-N10E, comuns na área de estudo (MAXWELL 1972, SANTOS 1986).

A posição da Bacia de Fonseca, tal como definida por MAXWELL (1972), está representada na figura 3. A bacia apresenta-se com eixo maior de direção E-W, no vértice de uma cunha, com forma de um "V" deitado e aberto para leste, delimitada ao norte por lineamentos regionais de direção NE e ao sul por falhas e lineamentos regionais similares de direção NW (RICCOMINI 1983). As delimitações norte e sul desta estrutura formam ângulo de aproximadamente 80° entre si, com a bissetriz orientada aproximadamente segundo E-W, paralela ao eixo principal da bacia (Fig. 3).

3.1.2 Sedimentos cenozóicos

No Quadrilátero Ferrífero ocorrem depósitos sedimentares cenozóicos ainda pouco estudados (Fig. 4). Dentre estes, são melhor conhecidas as bacias de Gandarela, situada no sinclinal homônimo, e a de Fonseca, na parte leste da região. Ambas foram estudadas por GORCEIX (1884), tendo MAXWELL (1972) se dedicado à Bacia de Fonseca.

GORCEIX (1884) apresentou um mapa geológico dos sedimentos areno-argilosos da Bacia de Gandarela e descreveu seu conteúdo fossilífero. Atribuiu-lhe gênese lacustrina de água rasa, em lago que era a nascente de tributários do Rio Doce, tendo mármore e calcários (hoje referíveis ao Grupo Itabira, Formação Gandarela, segundo DORR 1969), como embasamento.

Figura 3 - Estruturas regionais do Quadrilátero Ferrífero e posicionamento da Bacia de Fonseca com eixo principal E-W.

HARDER & CHAMBERLIN (1915) descreveram depósitos argilo-arenosos fossilíferos em vales profundos que dissecam o platô de canga na Quadrícula de Gandarela. Os autores atribuíram idade miocênica ou pliocênica para os sedimentos, considerando-os mais novos que a canga. Mencionaram também os sedimentos próximos à Vila de Fonseca, situando-os à leste de um extenso platô de canga que, neste caso, foi considerada de idade mais recente do que os sedimentos.

Outros autores, como DUARTE & MELLO FILHA (1980) e PINTO & REGALI (1990), realizaram estudos paleontológicos na Bacia de Gandarela. Estudos geológico e mineralógico dos sedimentos argilo-arenosos desta bacia foram também efetuados por SGARBI *et al.* (1993), que atribuíram gênese lacustre e flúvio-deltáica em bacia formada por dolinamento dos dolomitos do Grupo Itabira, Formação Gandarela, talvez associado à tectônica.

Ocorrências menores e menos conhecidas são citadas por GAIR (1962) nas quadrículas de Nova Lima e Rio Acima, 1:25.000, correlacionando-os à Bacia de Gandarela. POMERENE (1969) localizou alguns depósitos nas quadrículas de Belo Horizonte, Ibité e próximo à Lagoa do Miguelão, no Sinclinal da Moeda, sul da Quadrícula de Macacos; o autor considera que o alto ângulo das camadas sedimentares é devido a deposição em dolinas em dolomitos do Grupo Itabira.

SAADI *et al.* (1992) descreveram os sedimentos de uma nova ocorrência, a Bacia de Gongo Soco, situada também no Sinclinal do Gandarela. Os autores apontaram forte correspondência nos aspectos genéticos e cronológicos entre esta bacia e a de Gandarela.

Figura 4 - Região do mapeamento geológico do Quadrilátero Ferrífero (convênio DNPM/USGS) e localização das principais ocorrências de sedimentos cenozóicos. R e A - ocorrências na Quadrícula Rio Acima (GAIR 1962); B, N, I e M - ocorrências, respectivamente nas quadrículas de Belo Horizonte (B), Nova Lima (N), Ibirité (I) e Macacos (M) (POMERENE 1969); G - Bacia de Gandarela (DORR 1969); F - Bacia de Fonseca (MAXWELL 1972); S - Bacia de Gongo Soco (SAADI *et al.* 1992).

3.2 Geologia local

A Bacia de Fonseca despertou o interesse de vários pesquisadores, desde a segunda metade do século passado, por conter depósitos de "canga", linhito e sedimentos fossilíferos.

O primeiro estudo na bacia foi efetuado por GORCEIX (1876), quando descreveu a "canga", os depósitos sedimentares da bacia e alguns de seus fósseis.

Discutiu ainda a gênese, as prováveis áreas-fonte, além da idade dos sedimentos, que supôs ser quaternária. Posteriormente, GORCEIX (1881) trabalhando nos arredores de Ouro Preto, demonstrou o seu entusiasmo com a riqueza fossilífera das bacias de Gandarela e Fonseca, julgando que, posteriormente, através do estudo delas poderia "fazer a história da flora terciária superior no Brasil" (GORCEIX 1884, p.9).

GORCEIX (1884) ao abordar as bacias terciárias de água doce, Gandarela e Fonseca, no que concerne a litologia e conteúdo fossilífero, referiu-se a esta última como uma depressão em um planalto pouco acidentado que estende-se da base da Serra do Caraça até as margens do Rio Piracicaba. Embora mencione que são escassos os perfis onde aflora o pacote estratigráfico da bacia, devido à extensa cobertura laterítica de canga que a recobre, podendo chegar a 8 m de espessura, apresentou uma seção geológica elaborada com base em cortes ocorrentes em córregos e regatos (GORCEIX 1884, p.88):

1º Camada de conglomerado ferruginoso.

2º Leitões de schistos argilosos mui fossilíferos com areias micáceas (cinco metros).

3º Massa de areias e argila, algumas vezes compacta e dura (vinte e dois metros).

4º Schistos bituminosos entremeados de areia argilosa, com nodulos de materia carbonosa, terminando-se por argilas negras com pequenas camadas de areias.

5º Gneiss granitoide alterado com veios de pegmatita.

O autor apresentou esta seção esquematizada em um desenho, aqui reproduzido na figura 5 (Figura 4, Estampa II de GORCEIX 1884).

Neste mesmo trabalho, reconsiderou a questão da idade dos sedimentos, admitindo, então, idade terciária, provavelmente, miocena superior ou pliocena. Considerou que estas bacias, Gandarela e Fonseca, correspondem a antigos lagos pouco profundos, alimentados pelas águas das chuvas. O relevo assemelhava-se ao atual, porém com declives menos acentuados; o clima apresentava regime de chuvas análogo ao presente e a vegetação também era considerável. Os depósitos de canga representam uma "grande variação no regimen das chuvas; poderosas acções torrencias revolveram a superficie da terra; os Itabiritos friáveis sofreram profundas erosões e deram lugar a formação do conglomerato ferruginoso que cobre os depositos terciarios. Os lagos romperam seus diques, esvasiaram-se completamente, ou diminuiram de extensão, e os rios cavaram seus leitos actuaes." (GORCEIX 1884, p.91).

- 1 Canga
- 2 Schistos argilosos com areias
- 3 Areias e Argilas
- 4 Schistos bituminosos
- A Gneiss granitoide alterado

Figura 5 - Seção geológica dos sedimentos da Bacia de Fonseca elaborada por GORCEIX (1884, Figura 4, Estampa II).

PAES LEME (1918) estudou as bacias terciárias do Vale do Rio Paraíba e comparou-as às bacias de Gandarela e Fonseca. Ressaltou que os dados disponíveis para as bacias de Gandarela e Fonseca não são conclusivos e observou diferenças entre as bacias mineiras e aquelas situadas no sopé da Serra do Mar. As bacias diferem no conteúdo de linhito, sendo este maior em Gandarela, e no processo de colmatção, atribuído a origem erosiva em Gandarela e Fonseca e tectônica nas do Vale do Paraíba.

BRAJNIKOV (1947) reconheceu registros de atividade tectônica, de caráter regional, atuante nas porções leste e sudeste do Estado de Minas Gerais. Considerou-a compressiva e iniciada com o período Terciário, em área continental de morfologia evoluída, onde teria originado importantes serranias, como as da Piedade e do Curral, e o Maciço do Caraça. Considerou as bacias de Gandarela e Fonseca de idade miocênica e importantes marcos cronoestratigráficos de uma sedimentação ocorrida em vales rejuvenescidos, em período de calmaria tectônica. A continuação dos esforços de arqueamento regional, quase concomitante à sedimentação miocênica, imprimiria um sentido regional de mergulhos de W para E, tendo atitudes concordantes no embasamento e nos pacotes sedimentares da Bacia de Gandarela. Após a fase de compressão teria ocorrido uma fase de distensão, com geração de inúmeros falhamentos ortogonais entre si, com direções NNE-SSW e WNW-ESE, falhando os sedimentos da Bacia de Gandarela e atingindo igualmente seu embasamento. Provavelmente no Plioceno, ainda associado a este episódio tectônico, ocorreria uma mudança climática, com desenvolvimento considerável da camada de canga na região, que representaria condições climáticas tropicais, enquanto que o depósito sedimentar exposto na Bacia de Gandarela seria

representativo de condições temperadas miocênicas. No Quaternário ocorreria nova fase tectônica, promovendo intenso falhamento dos depósitos de canga. Nota-se que BRAJNIKOV (1947) não considera a possibilidade de controle de estruturas antigas para explicar as mesmas atitudes das estruturas do embasamento e aquelas que afetam a cobertura terciária sobreposta.

A partir da segunda metade deste século intensificaram-se os estudos paleontológicos em ambas as bacias, sendo então descritos diversos exemplares, na época inéditos na flora terciária do Brasil e do mundo. A tabela 1 resume os dados da literatura.

AUTORES/ANO	IDADE	FÓSSIL
1 - GORCEIX (1876)	Quaternário	Folhas
2 - GORCEIX (1884)	Plioceno/ Mioceno Sup.	Folhas
3 - DOLIANITI (1949)	Plioceno	Folhas
4 - DOLIANITI (1950)	Plioceno	Folhas
5 - DUARTE (1956)	Plioceno	Folhas
6 - DUARTE (1958)	Plioceno	Folhas
7 - SOMMER & LIMA (1967)	Plioceno/ Mioceno Sup.	Polens
8 - DUARTE (1974)	Plioceno ?	Flor
9 - LIMA & SALARD-CHEBOLDAEFF (1981)	Eoceno	Polens

Tabela 1 - Estudos paleontológicos e idades atribuídas para os sedimentos da Formação Fonseca (VARAJÃO 1988).

O planalto da Bacia de Fonseca tornou-se importante nos estudos geomorfológicos do Brasil oriental de KING (1956). Este classificou as chapadas, que ocorrem na área da bacia, como feições morfológicas típicas de degradação, extremamente aplainadas e esculpidas entre o fim do Cretáceo e o início do Mioceno, com

principal desenvolvimento no Terciário Inferior, tendo canga como depósitos de cobertura superficiais. Correspondem às planícies do ciclo erosivo Sul-Americano, e foram soerguidas no Terciário Médio. Nas depressões acumularam-se numerosos depósitos paludais e lacustres em altitudes de 750 a 950 m, correspondentes à Formação Fonseca.

KING (1956) descreveu os sedimentos de Fonseca, situado-os em 730 m de altitude e enfatizou que "nenhuma dessas ocorrências se acha suficientemente bem datada para que se possa deduzir a idade exata da Superfície Sul-Americana adjacente" (KING 1956, p.169). O autor discutiu a idade miocênica até então atribuída aos sedimentos de Fonseca e Gandarela, com base em plantas fósseis. Sugeriu ainda, certa dúvida quanto à identificação dos fósseis como miocênicos, julgando os depósitos das duas bacias não anteriores ao Plioceno (KING 1956, p.170).

KING (1956) considerou os sedimentos da Formação Fonseca como mais jovens que a Superfície Sul-Americana, inclusive mais jovens que os depósitos da Chapada de Canga. Para o autor, a Formação Fonseca representa o entulhamento dos vales esculpidos na Superfície Sul-Americana pelo Ciclo Velhas (Terciário Superior). Este processo de pedimentação teria continuado no Ciclo Paraguaçu (Pleistoceno). Ao contrário, GORCEIX (1884) considerou os depósitos da Bacia de Fonseca mais antigos e estratigraficamente inferiores à Chapada de Canga e representantes de uma bacia continental de idade oligo-miocênica.

DORR (1969) baseado em KING (1956) também referiu-se a Chapada de Canga como um dos remanescentes mais típicos da Superfície Sul-Americana. Esta superfície seria mais antiga que a Formação Fonseca e teria idade Terciária Média, de acordo com KING (1956). Entretanto, DORR (1969) discordou quanto a Chapada de Canga, que considerou sobreposta a Formação Fonseca, como um depósito superficial recente, que preservaria o aplainamento imposto à topografia local pelo Ciclo Sul-Americano de erosão.

MAXWELL (1972, p.J28) definiu a Formação Fonseca e descreveu sua seção-tipo próximo a Vila de Fonseca, conforme segue, em tradução livre (do topo para a base):

- cobertura de canga: fragmentos de itabirito, quartzito e filito cimentados por limonita. Provavelmente não constituem parte da sedimentação da Bacia de Fonseca (1,0 metro de espessura);
- nível encoberto: fragmentos de rocha (a maioria das vezes siltitos estratificados) em solo (10 metros de espessura);
- níveis a maioria das vezes encobertos: algumas argilas maciças, concreções nodulares, camadas delgadas de siltito e arenitos (20 metros de espessura);
- arenito amarelado e branco intercalado com argilitos maciços (12 metros de espessura);

- argilito maciço amarelo com camadas delgadas a medianas de siltito amarelado a amarelo e argilitos arenosos (17 metros de espessura);
- siltitos estratificados e argilitos brancos, cinza e cinza escuros em camadas delgadas. Subordinadamente argilito amarelo e siltito arenoso branco amarelado. Próximo à porção média do pacote existem várias camadas delgadas de linhito com 2 a 80cm de espessura (8,5 metros de espessura);
- nível encoberto (3,0 metros de espessura);
- argilitos amarelos, vermelhos e púrpuras em camadas espessas (8,5 metros de espessura);
- arenitos argilosos brancos (0,7 metro de espessura);
- conglomerados grossos na base e com seixos menores para o topo. Matriz areno-argilosa com fragmentos de gnaiss fortemente alterados, quartzito e filito (7 metros de espessura);
- gnaiss alterado abaixo do conglomerado .

No mesmo trabalho, MAXWELL (1972) apresentou ainda o primeiro mapa geológico da Bacia de Fonseca em escala aproximada 1:100.000, com a localização da seção-tipo e indicando sentido das paleocorrentes (Fig. 6). Este é o mapa geológico de maior detalhe que recobre toda a bacia até hoje publicado. O autor admitiu origem flúvio-lacustre para os sedimentos da Formação Fonseca (c.f. GORCEIX 1884), que considerou de idade pliocênica. Seria representada por um pacote sedimentar tabular, de base plana e horizontal, assentado em contato discordante diretamente sobre o embasamento fortemente aplainado por intensa atividade erosiva anterior (MAXWELL 1972).

Acima dos sedimentos da Formação Fonseca estaria a canga, cuja interpretação nos conceitos de MAXWELL (1972) não fica clara. Na descrição da seção-tipo, o autor tende a excluir a canga da sedimentação da Bacia de Fonseca; entretanto, quando contabiliza a espessura total da Formação Fonseca, inclui os depósitos de canga na espessura total da unidade. Na interpretação dos dados (MAXWELL 1972, p.28) não exclui a possibilidade da canga representar remanescentes dos depósitos terciários, provavelmente da borda da bacia.

BARBOSA (1980), mapeando (escala 1:200.000) as superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, através de imagens de satélite e radar e, utilizando-se do critério de afastamento de curvas de nível, conseguiu separar e definir cinco agrupamentos de antigos aplainamentos. O autor questionou o trabalho de KING (1956) pelo fato deste não considerar, entre outros aspectos, a atuação da neotectônica na modelagem do relevo. Referiu-se a Bacia de Fonseca como um dos possíveis alvos de datação geomorfológica no Quadrilátero Ferrífero, por corresponder "a um nível nítido de erosão" (BARBOSA 1980,

p.101). Ressaltou, porém alguns problemas, como áreas-fonte variáveis, inclusive externas ao Quadrilátero Ferrífero e falta de exposição da base da formação.

LIMA & SALARD-CHEBOLDAEFF (1981) em seu trabalho sobre a palinologia das bacias Gandarela e Fonseca, revisaram todas as espécies fósseis até então descritas e apresentaram novos gêneros e espécies de esporos e pólenes para ambos os depósitos. Atribuíram idade eocênica aos sedimentos, com deposição em ambiente continental, em condições de baixas altitudes e em locais situados não distantes da zona litorânea, fato este que seria indicado pela presença da espécie *Spinizonocolpites echinatus* dos pólenes de *Nipa*, um tipo de palmeira.

Figura 6 - Mapa geológico da Bacia de Fonseca elaborado por MAXWELL (1972), apresentando a extensão dos sedimentos terciários com indicação de paleocorrentes.

No Projeto RADAMBRASIL (1983) a Formação Fonseca foi descrita como constituída por conglomerados em camadas métricas e cimentadas por limonita. Sua origem foi referida como fluvial, com influência de aporte em regime torrencial, com área fonte situada a W, na Serra do Caraça, originando paleocorrente com sentido de W para E. Esta seria evidenciada pela diminuição granulométrica (grossa no sopé da serra e fina próximo à Fonseca) e composição litológica dos seixos (itabiritos e filitos do Supergrupo Minas). Nota-se que MAXWELL (1972) pode ter usado o mesmo critério para estabelecer o sentido das paleocorrentes da Formação Fonseca, apresentadas em seu mapa geológico, 1:100.000. Os autores mencionaram que nas vizinhanças da Vila de Fonseca "os conglomerados intercalam-se com leitos de arenito e argilitos brancos e lilás" (Projeto RADAMBRASIL, p.244). No mapa geológico 1:1.000.000 deste projeto, as unidades sedimentares do sudeste brasileiro, incluindo aquelas atualmente correspondentes ao *Rift Continental do Sudeste do Brasil* (RICCOMINI 1989), "Grupo Barreiras" e bacias de Gandarela e Fonseca, foram consideradas cronocorrelatas e posicionadas na transição Terciário-Quaternário.

VARAJÃO (1988, 1991), estudando os depósitos de bauxita no Quadrilátero Ferrífero, fez ampla revisão dos trabalhos geomorfológicos na área. Através de estudos morfométricos, conclui que inexistem superfícies de aplainamento na região, e que as variações altimétricas seriam produtos de erosão diferencial das várias unidades geológicas e não da atuação de ciclos erosivos distintos, conforme afirmado por KING (1956). Os sedimentos da Formação Fonseca representariam para o autor um nível estratigráfico muito importante para a datação dos depósitos bauxíticos da região, aos quais atribuiu idade máxima eocênica, em função dos dados palinológicos de LIMA & SALARD-CHEBOLDAEFF (1981).

3.3 Argilominerais

3.3.1 Fundamentos e classificação

C.S. Ross, no início da década de 20 (GRIM 1953), identificou, através de estudos ópticos e químicos, o caráter cristalino de alguns materiais argilosos, atribuindo-lhes o nome de **argilominerais** (*clay minerals*). Por ter conseguido caracterizar os componentes cristalinos que formavam estes materiais, propôs, em 1928 (ROSS 1928 *apud* GRIM 1968), uma primeira classificação para estes minerais.

Dó ponto de vista da Mineralogia, a conceituação dos argilominerais esteve, por muitas décadas, intimamente relacionada e por vezes confundida com a definição do termo argila.

O termo argila constituiu um parâmetro granulométrico, designando materiais compostos por partículas de dimensões pequenas; as definições variam conforme o autor, porém as mais aceitas referem-se as frações $<2\ \mu\text{m}$ (ATTERBERG 1905) ou $<4\ \mu\text{m}$ ($<1/256\ \text{mm}$) (WENTWORTH 1922). Por certo tempo, significou ainda, um termo geológico, conforme definição dada por GRIM (1953, p. 1): "um material natural, terroso, de granulação fina, o qual apresenta plasticidade quando misturado com uma certa quantidade de água".

Com o reconhecimento dos argilominerais e a compreensão de suas estruturas cristalinas, através da aplicação da difração de raios X, além de outros métodos analíticos, a designação de "minerais de argila" passou a ser empregada, por considerar-se que a fração argila é constituída por espécies cristalinas características desta fração e, portanto, assim denominados. Em consequência, por muito tempo, foi difícil definir o que se compreendia por argila e o que se compreendia por argilomineral.

Atualmente, entende-se que os argilominerais são substâncias minerais com características mineralógicas definidas, ocorrentes como partículas de dimensões diminutas.

Em 1972, o Comitê de Nomenclatura da AIPEA (Association International pour l'Etude des Argiles) reunido em Madrid, Espanha, definiu e conceituou o termo argilomineral como segue: "Argilominerais pertencem a família dos filossilicatos e contêm folhas tetraédricas bidimensionais e contínuas de composição T_2O_5 ($\text{T} = \text{Si}, \text{Al}, \text{Be}, \dots$) com tetraedros ligados pela partilha de três vértices cada um, e com o quarto vértice apontando para qualquer direção. As folhas tetraédricas estão ligadas às folhas octaédricas na unidade estrutural, ou a grupos de cátions coordenados, ou a cátions individuais" (BAILEY 1980, p. 2).

BATES & JACKSON (1987) definem argilomineral como substância cristalina, pertencente ao grupo dos filossilicatos, sendo silicatos hidratados, essencialmente de alumínio e, às vezes, de Mg e Fe e quantidades menores de outros elementos (Ca, Na, K, Cr, Mn, Li); caracteriza-se por ser de pequena dimensão e apresenta habilidade para absorver quantidades substanciais de água e íons na superfície da partícula.

Os argilominerais são filossilicatos de estrutura simples, formada por planos aniônicos superpostos, que ao se empilharem originam cavidades. O tipo de cavidade formada caracteriza a camada originada, sendo esta designada de tetraédrica ou octaédrica (Fig. 7).

Estas cavidades normalmente são preenchidas por cátions de raio iônico grande e baixa valência e cátions de raio iônico pequeno e alta valência, respectivamente, nas cavidades octaédrica e tetraédrica. Estas duas unidades, planos aniônicos e cavidades

catiônicas, são a base estrutural de qualquer cristal de argilomineral (DANA 1969, BRINDLEY & BROWN 1980, CAILLÈRE *et al.* 1982).

De acordo com o tipo de superposição dos planos, são originadas as estruturas cúbica simples, cúbica compacta, hexagonal compacta e duplo hexagonal (CAILLÈRE *et al.* 1982), formando cristais pertencentes aos sistemas monoclinico ou triclinico.

Os íons de oxigênio e de hidroxila são os principais constituintes aniônicos da estrutura e os cátions mais comuns são o silício e o alumínio, nas cavidades tetraédricas, e o alumínio, ferro, magnésio, nas octaédricas.

A superposição das camadas formam os folhetos. No entanto, esta superposição normalmente não se dá de forma compacta e espaços interplanares são originados. Estes espaços são definidos pela distância em Angströms (Å) entre dois planos de camadas equivalentes; neles alojam-se cátions trocáveis, íons de hidroxila e moléculas de água.

Dessa forma, as classificações dos argilominerais geralmente levam em conta os seguintes parâmetros:

- a) se cristalino ou amorfo,
- b) tipo estrutural de retículo: lamelar ou fibroso,
- c) se a estrutura for lamelar, considera-se ainda a proporção entre as camadas tetraédricas (T), octaédricas (O) e do tipo brucita (B) = $Y_6(OH)_{12}$, a distância interplanar, o grau de substituição isomórfica nas posições octaédricas e a carga do plano.

Sendo assim, os argilominerais lamelares podem pertencer a três principais grupos de acordo com a constituição de suas camadas. O tipo 1:1 (T-O) constitui o grupo da caulinita, o 2:1 (T-O-T) define os grupos da mica, esmectita, talco/pirofilita, vermiculita e o 2:1:1 (T-O-T-B) o da clorita. As folhas do tipo 1:1 e 2:1 são ditas folhas simples por formarem uma unidade homogênea, em cujo interior existe somente uma maneira de disposição dos planos superpostos, enquanto que as folhas 2:1:1 são ditas compostas por constituírem-se de duas folhas, sendo uma folha 2:1 e outra octaédrica, cuja superposição pode-se realizar de diversos modos.

A seguir estes grupos são subdivididos em subgrupos, di e trioctaédricos, e estes separados em espécies minerais (GRIM 1968, WEAVER 1989). A proporção de preenchimento das cavidades, ou seja, o número de cavidades ocupadas nas camadas octaédricas pelos cations Al^{3+} e Mg^{2+} não é aleatório e varia entre as espécies minerais, de forma a estabelecer duas séries cristaloquímicas bem distintas. Estas séries são denominadas dioctaédrica e trioctaédrica, respectivamente, quando o íon **Al trivalente**

ocorre na camada octaédrica ocupando **duas em cada três cavidades** e, quando o íon **Mg divalente** apresenta-se na estrutura ocupando **todas as cavidades** da camada.

Figura 7 - a, constituição de uma cavidade tetraédrica a partir da superposição de um plano hexagonal e um plano compacto; b, constituição de uma cavidade octaédrica a partir da superposição de dois planos compactos (CAILLÈRE *et al.* 1982).

Os argilominerais do grupo 1:1 são formados pela superposição de uma camada tetraédrica (T) a uma octaédrica (O) originando um folheto que se repete sucessiva e perpendicularmente ao eixo C cristalográfico (Fig. 8A). Apresentam estrutura hexagonal compacta ou duplo hexagonal, são dioctaédricos, não contêm cátions interplanares e água interplanar apenas na haloisita (espécie de estrutura tubular), podendo pertencer aos sistemas monoclinico ou triclinico, tendo espaço interplanar de 7Å. Este é o grupo da caulinita com as espécies principais: caulinita, dickita e nacrita, todas de estruturas lamelares, e a haloisita e a metahaloisita de estruturas tubulares.

Argilominerais do grupo 2:1 são formados pela superposição de uma camada tetraédrica (T), outra octaédrica (O) e, novamente, outra tetraédrica (T), originando um folheto que se repete perpendicularmente ao eixo C (ou paralelamente a direção 111) (Fig.

8B). Quatro grupos são definidos por este tipo de empilhamento, diferenciando-se pelo espaço interplanar e seu tipo de preenchimento, como segue:

- a) grupo do talco e da pirofilita contendo como principais espécies os próprios minerais que nomearam o grupo, sendo o talco tri- e a pirofilita dioctaédrica, com espaço interplanar de 9,0 e 9,4 Å, respectivamente;
- b) grupo da esmectita, tendo como principal subgrupo o da montmorillonita, que inclui as espécies montmorillonita e nontronita, dioctaédricas, com espaço interplanar variando de 14,5 a 15,5 Å;
- c) grupo da vermiculita contendo as espécies homônimas trioctaédrica, mais comum, e dioctaédrica, mais rara, com espaço interplanar variável, entretanto, quando completamente hidratadas, este torna-se similar ao grupo da esmectita;
- d) grupo da mica, com os subgrupos das micas dioctaédricas e trioctaédricas, as primeiras contendo as espécies muscovita, paragonita e illita, e espaçamento interplanar variando entre 9,6 e 10,0 Å. A illita também pode apresentar-se como mineral trioctaédrico.

Os argilominerais do grupo 2:1:1 são formados pela superposição de uma camada tetraédrica (T), uma octaédrica (O), outra tetraédrica (T) e uma outra octaédrica, entretanto do tipo brucita (brucita = $\text{Mg}(\text{OH})_2$; camada do tipo da brucita = $\text{Y}_6(\text{OH})_{12}$) (Fig. 8C). A camada octaédrica do tipo de brucita é composta por dois planos compactos de íons OH^- superpostos em arranjo compacto clássico, com estrutura cúbica compacta. Observa-se na figura 8C as variações que podem ocorrer no tipo de empacotamento nas folhas 2:1:1, caracterizadas tanto por diferenças na justaposição dos centros das cavidades octaédricas, como pelas orientações dos eixos dos octaedros. Estas possibilidades de superposição originam quatro tipos básicos de estrutura que são denominados de tipos a e b quanto à justaposição dos centros das cavidades e tipos I e II quanto à semelhança na orientação dos octaedros, criando os subtipos Ia, Ib e IIa, IIb. Este é o grupo das cloritas que podem ser di ou trioctaédricas. O espaço interplanar característico é de 14Å.

A tabela 2 apresenta, de modo esquemático, as características dos grupos, subgrupos e espécies de argilominerais, de acordo com os parâmetros classificatórios acima descritos.

Figura 8 - A, constituição das camadas tetraédricas (T) e octaédricas (O), folha 1:1 (T-O); B, constituição da folha 2:1 (T-O-T); C, exemplos de empacotamento das folhas 2:1:1 (T-O-T-B) (DANA 1969).

Layer type	Group	Subgroup	Examples of species
1:1	Kaolin-serpentine (X ~ 0)	Serpentines	Chrysotile, antigorite, lizardite, amesite, berthierine
2:1	Pyrophyllite-talc (X ~ 0)	Kaolins	Kaolinite, dickite, nacrite
	Smectite (X ~ 0.2-0.6)	Talcs	Talc
		Pyrophyllites	Pyrophyllite
		Montmorillonites (dioc.)	Montmorillonite, beidellite, nontronite
		Saponites (trioc.)	Saponite, hectorite, sauconite, stevensite
	Vermiculite (X ~ 0.6-0.9)	Diocahedral vermiculites	Diocahedral vermiculite
	Mica (X ~ 1.0)	Triocahedral vermiculites	Triocahedral vermiculite
		Diocahedral micas	Muscovite, paragonite, illite, glauconite
		Triocahedral micas	Phlogopite, biotite, lepidolite, (illite)
	Brittle mica (X ~ 2.0)	Diocahedral brittle micas	Margarite
		Triocahedral brittle micas	Clintonite
(2:1:1)	Chlorite (X variable)	Diocahedral chlorites	Donbassite
		Triocahedral chlorites	Chlorite s.s., clinocllore chamosite, nimate
2:1	Palygorskite-sepiolite (= fibrous clays)	Di, triocahedral chlorites	Cookeite, sudoite
		Palygorskites	Palygorskite
Inverted ribbons	(X variable)	Sepiolites	Sepiolite, xylotile

X = layer charge per formula unit. X refers to an $O_{10}(OH)_2$ formula unit for smectite, vermiculite, mica and brittle mica.

Tabela 2 - Classificação dos grupos, subgrupos e espécies de argilominerais (BAILEY 1980).

3.3.2. Gênese

Os argilominerais são formados, essencialmente, em ambientes de baixa pressão e temperatura. Exceção são aqueles oriundos da atividade hidrotermal. A origem destes minerais está relacionada principalmente aos processos intempéricos seguidos de erosão, transporte (principalmente fluvial) e deposição em bacias sedimentares. Ainda nos ambientes sedimentares, a diagênese exerce um papel fundamental na geração e transformação de argilominerais.

Em cada um destes processos exógenos a natureza das rochas preexistentes e as condições ambientais superficiais irão influir diretamente nas características do processo atuante e no tipo de assembléia mineralógica dos argilominerais formados.

Porém, conforme sugerem diversos autores (MILLOT 1970, POTTER *et al.* 1980, 1993, WEAVER 1989, entre outros), o tipo de argilomineral a ser formado dependerá principalmente do tipo do cátion presente no sistema, que poderá ser

incorporado estruturalmente ou nos espaços intercamada. Por exemplo, a caulinita tende a não se formar na presença de elementos alcalinos e alcalinos terrosos; a montmorillonita e os argilominerais de camadas mistas (illita-montmorillonita) são formados na presença de Mg e metais alcalinos; a illita origina-se a partir de soluções potássicas.

Assim, produtos de alteração distintos podem resultar de uma mesma rocha matriz, em função da variação dos fatores clima, tempo, topografia e vegetação, e, inversamente, o mesmo produto de alteração poderá ser originado a partir de rochas muito diferentes, caso haja tempo suficiente e as demais condições ambientais como clima, topografia e vegetação, forem as mesmas (MILLOT 1970, WEAVER 1989).

Em consequência, os diferentes tipos de ambientes geológicos, em função de suas características específicas, mas também em função das zonas climáticas em que ocorrem, costumam apresentar assembléias típicas de argilominerais. Em sedimentos continentais de regiões tropicais, vários tipos de argilominerais podem estar presentes, mas a caulinita tende a predominar.

A deposição de argilominerais ocorre, praticamente, em todos os ambientes sedimentares, desde continentais a marinhos. Nos sistemas deposicionais continentais, os sedimentos finos depositam-se em ambientes fluviais, tanto meandantes como entrelaçados, e lacustres.

A tendência de qualquer sedimento depositado em uma bacia é consolidar-se conforme progride o seu soterramento. As maiores modificações que ocorrem neste processo são mudanças mineralógicas, estruturais, da porosidade e permeabilidade do sedimento. Neste sentido a atuação da diagênese, como um processo de litificação do sedimento em condições ambientais ou próximas, pode alterar substancialmente a paragênese mineral. Nesta fase, muitos argilominerais podem ser neoformados e outros transformados (DUNOYER de SEGONZAC 1968, 1969, MILLOT 1970), a baixas temperaturas, onde a desidratação é o principal processo atuante.

4 RESULTADOS

Neste ítem serão descritos os resultados obtidos nos trabalhos de levantamento geológico de campo e nas análises laboratoriais.

4.1 Geologia da região de Fonseca

Os limites da Bacia de Fonseca, definidos no mapa geológico de MAXWELL (1972) em escala aproximada 1:100.000, abrangem uma área de aproximadamente 35km² (Fig. 6). Neste trabalho foram levantados separadamente os depósitos lateríticos de canga e os sedimentos predominantemente argilo-arenosos da Formação Fonseca. Estes levantamentos indicaram que os sedimentos da bacia estão confinados à porção leste da área, nas vizinhanças da Vila de Fonseca, e o restante da área, anteriormente cartografada como Bacia de Fonseca apresenta-se dominado por exposições do embasamento, normalmente recobertas diretamente pela cobertura laterítica (Chapada de Canga) (Anexo 5). Os sedimentos da Formação Fonseca ocupam uma área pouco menor que 2,2 km², tendo cerca de 1,75 km de comprimento por 1,25 km de largura. Assim, os sedimentos da Bacia de Fonseca apresentam extensão correspondente a apenas 6,3% da área anteriormente delimitada por MAXWELL (1972).

As litologias principais na área estudada são rochas pré-cambrianas pertencentes à estratigrafia do Quadrilátero Ferrífero e coberturas cenozóicas correspondentes aos sedimentos da Formação Fonseca, depósitos lateríticos de canga e sedimentos em lagoas atuais (Anexo 5). Estas unidades são descritas a seguir.

4.1.1 Embasamento pré-cambriano

4.1.1.1 Rochas arqueanas e Seqüências proterozóicas

As rochas do Complexo granito-gnáissico ttg (SCHORSCHER 1992) são as litologias pré-cambrianas predominantes no embasamento da Bacia de Fonseca.

Xistos máficos apresentam-se como faixas de espessuras variáveis, centimétricas a métricas, encaixadas nos gnaisses e apresentam contatos e xistosidades concordantes com a foliação destes. Os xistos máficos foram tentativamente atribuídos ao Grupo Nova Lima do Supergrupo Rio das Velhas.

No extremo oeste da área, próximo ao sopé da Serra do Caraça, as rochas gnáissicas do embasamento da bacia, encontram-se em contatos tectônicos com metassedimentos proterozóicos dos supergrupos Minas e Espinhaço (DORR 1969, MAXWELL 1972, SCHORSCHER 1980).

Na parte central da área, foram encontrados ainda anfibolitos (metabásicos) e clorita xistos (metaultramáficos) correlacionados, respectivamente, aos grupos Nova Lima e Quebra Osso (Supergrupo Rio das Velhas), além de uma ocorrência de metabasito do Supergrupo Espinhaço (Anexo 5).

Estas litologias constituíram as unidades de mapeamento representadas no anexo 5 e serão descritas a seguir, com base em estudos petrográficos, macro e microscópicos.

• **Complexo granito-gnáissico ttg**

Os gnaisses apresentam cor cinza clara, leuco a hololeucocráticos, sendo compostos por bandas félsicas e máficas de granulação fina a média, localmente grossa. O bandamento, quando milonítico, é regular e sua espessura pode variar, mas geralmente as porções félsicas são centimétricas (2-5 cm) e as máficas milimétricas (1-3 mm). Localmente, o bandamento gnáissico se espessa (até 10-15 cm), quando a rocha adquire aspecto migmatítico. Injeções quartzo-feldspáticas de granulação grossa apresentam-se discordantes da orientação geral.

Microscopicamente, encontram-se quartzo, feldspatos microclínio e plagioclásio (oligoclásio), em proporções variadas, associando-se raras biotitas como único mineral máfico. O plagioclásio é subhedral a anedral e está pouco saussuritizado. O microclínio é subhedral, com formas tabulares e não está alterado. O quartzo é límpido, anedral, com extinção ondulante quando de granulação maior (0,5-1,0 cm) e, quando fino (0,03-1,0 mm), apresenta extinção homogênea e contatos retilíneos em ângulo de 120°, devido a recristalização. As biotitas apresentam forte pleocroísmo (verde oliva a verde claro), sendo frequentemente cloritizadas (Prancha 1, Foto 1).

• **Supergrupo Rio das Velhas**

Xistos ultramáficos e máficos, além de anfibolitos, foram correlacionados, tentativamente, ao Supergrupo Rio das Velhas.

As rochas meta-ultramáficas são de cor verde clara a média, granulação fina, conspicuamente foliadas e compostas basicamente por cloritas. Subordinadamente, ocorrem quartzo e mica (Prancha 1, Foto 2). A clorita predominante é levemente pleocróica (incolor a verde claro) e tem baixa birrefringência com cores normais. O quartzo ocorre em pequenos aglomerados, representando mobilizados metamórficos interfoliares.

Os xistos máficos são micaxistos de cor marrom avermelhada, granulação média a fina, localmente grossa, tipicamente foliados e com desenvolvimento de crenulação (Prancha 1, Foto 3). Localmente apresentam veios de quartzo de granulação grossa, com espessuras decimétricas, concordantes a levemente discordantes da foliação. Em zonas de falha é comum a presença de faixas delgadas (1-2 cm de espessura) de clorita xistos (ultramáficos).

Microscopicamente observa-se que os micaxistos são compostos por biotitas alteradas, de granulação fina (0,1-0,2 mm), contendo óxidos de ferro disseminados, que conferem cor vermelha a sua superfície e a matriz da rocha. Muscovitas incolores, intemperizadas, e cristais de quartzo fraturados (0,3-0,6 mm) ocorrem discordantemente da foliação.

Localmente, ocorrem anfíbolitos de cor verde média a escura, granulação fina e foliação bem desenvolvida. Veios quartzo-feldspáticos de granulação fina e espessura delgada (1-2 mm) apresentam-se discordantes da foliação. A rocha é caracterizada por textura grão-nematoblástica, sem preservação de textura ígnea primária. Contém anfíbólio (actinolita transicional para tschermakita), plagioclásio, quartzo, epídoto (clinozoisita), rara biotita e, subordinadamente titanita bem formada (Prancha 2, Foto 1).

· **Supergrupo Minas**

Ocorrem itabiritos e minérios de ferro, além de filitos, aqui correlacionados, respectivamente, aos grupos Itabira e Piracicaba do Supergrupo Minas.

Os itabiritos exibem bandamento composicional típico dado por níveis milimétricos de quartzo e hematita ($\pm$ magnetita), sendo foliados. Os minérios ricos em ferro têm cor preta, aspecto maciço, com porções foliadas. Apresentam granulação fina e contém delgados níveis quartzosos, onde observa-se hematita disseminada.

Os filitos apresentam-se com cor cinza escura de tonalidade prateada, granulação fina a muito fina, conspicuamente foliados. Intercalam-se delgados níveis quartzosos, também com granulação muito fina a fina. Os filitos contêm essencialmente sericita, quartzo, alguma hematita fina e, eventualmente, cianita e pouca grafita.

· **Metabasito do Supergrupo Espinhaço**

Uma ocorrência de rocha metabásica foi encontrada na parte centro-leste da área (Anexo 1, E7, local BF-29). As rochas apresentam cor verde escura, granulação fina a média, estrutura maciça, com preservação reliquiar de textura ígnea ofítica a subofítica. São compostas por anfíbólio (actinolita transicional para tschermakita) de forte pleocroísmo (verde médio a verde amarelado); plagioclásio saussuritizado, transformado em albita, contendo muitas inclusões de clinozoisita e sericita, sendo, às vezes, nitidamente zonado; biotita alterada, pleocroíca (amarelo claro a marrom amarelado), e quartzo com extinção

homogênea. Titanita substitui quase totalmente minerais opacos. Subordinadamente, ocorrem apatita e zircão (Prancha 2, Fotos 2, 3).

Estas rochas foram atribuídas ao Supergrupo Espinhaço com base em comparações regionais (SANTOS 1986, VENEZIANI 1987, BARBOSA 1988, DAVIES 1993). No mapeamento geológico do Quadrilátero Ferrífero do DNPM/USGS estas rochas foram designadas de "metadiabase" ou "metagabbro" (DORR 1969).

4.1.2 Coberturas cenozóicas

As coberturas cenozóicas incluem a Formação Fonseca, a Chapada de Canga e lagoas atuais.

4.1.2.1 Formação Fonseca

A Formação Fonseca apresenta área de ocorrência restrita, próxima à Vila de Fonseca (Anexo 5).

Os sedimentos afloram, geralmente, nas encostas de morros e próximo aos seus topos. Subordinadamente, ocorrem em córregos ou nas proximidades de suas margens (cabeceira do Córrego da Chácara, Anexo 1, D8, local BF-53). As exposições principais dos sedimentos concentram-se nos morros que originam a cabeceira do Córrego da Chácara, a oeste da Vila de Fonseca.

Os sedimentos da Formação Fonseca assentam diretamente sobre o embasamento pré-cambriano, ocorrendo como depósitos de espessura métrica, de aproximadamente 20 m de espessura máxima observada.

Apenas em um único local (Anexo 1, D8, local BF-51) foi observado o contato direto da Formação Fonseca com o embasamento pré-cambriano, sendo este de caráter tectônico, representado por falhamento normal contendo estrias dispostas preferencialmente segundo a reta de maior declive do plano de falha. No restante dos afloramentos os sedimentos também apresentavam-se falhados, sobretudo quando expostos próximos ao embasamento, como por exemplo nos locais BF-05 e BF-51 (Anexo 1, E8 e D8).

A formação compõe-se essencialmente de sedimentos arenosos, areno-argilosos e argilosos. A sucessão das camadas tem o caráter geral granodecrescente ascendente, com os níveis arenosos na base, areno-argilosos intermediários e argilosos, estes localmente papiráceos e ricos em vegetais fósseis. As camadas sedimentares apresentam-se como pacotes decimétricos e tabulares, e em escala de afloramento são regulares e contínuos.

Legenda da Prancha 1

Fotomicrografia 1 - Gnaisse leucocrático do Complexo ttg (Anexo 1, D5, local BF-41) (polarizadores cruzados, aumento 50x), com matriz de textura mortar, tendo cristais pequenos de quartzo e microclínio circundando cristais maiores das mesmas espécies.

Fotomicrografia 2 - Clorita xisto do Supergrupo Rio das Velhas (Anexo 1, C6, local BF-92) (polarizadores cruzados, aumento 50x). Rocha composta essencialmente por clorita, pouco talco (mineral micáceo de alta birrefringência) e mobilizados de quartzo, estirados e intercalados na foliação.

Fotomicrografia 3 - Xisto máfico do Supergrupo Rio das Velhas (Anexo 1, D3, local BF-70) (polarizadores cruzados, aumento 50x). As micas, biotitas e muscovitas, apresentam-se intemperizadas (birrefringência baixa), as biotitas sendo caracterizadas por pigmentações de óxidos de ferro.

PRANCHA 1

1

2

3

Legenda da Prancha 2

Fotomicrografia 1 - Anfibolito do Supergrupo Rio da Velhas (Anexo 1, E8, local BF-03) (polarizadores cruzados, aumento 100x) constituído principalmente por anfibólio (actinolita/tschermakita), plagioclásio, quartzo e epídoto (clinozoisita).

Fotomicrografia 2 - Metabasito do Supergrupo Espinhaço (Anexo 1, E7, local BF-29) (polarizadores paralelos, aumento 50x). Observa-se a abundância em anfibólio, plagioclásio e quartzo (incolores) e a presença de titanita substituindo minerais opacos.

Fotomicrografia 3 - Metabasito do Supergrupo Espinhaço (Anexo 1, E7, local BF-29) (polarizadores cruzados, aumento 50x). Nota-se a preservação reliquiar da textura ígnea ofítica-subofítica (feldspato incluído por anfibólios), tendo plagioclásio idiomórfico (P) zonado e com inclusões de saussuritização e anfibólio.

PRANCHA 2

1

2

3

A estrutura sedimentar predominante é a estratificação plano-paralela, que se desenvolve conspicuamente nos sedimentos areno-argilosos e argilosos. É demarcada tanto pela diferença granulométrica entre as camadas ou lâminas como pelas cores superficiais dos sedimentos. Localmente foram observadas estruturas de escorregamento e bioturbação, por exemplo, nos sedimentos pelíticos do topo do afloramento BF-05 (Anexo 1, E8). No afloramento BF-53 (Anexo 1, D8) observa-se em porções restritas de alguns dos níveis argilosos a presença de dobras em caixa (*box folds*, ALLEN 1984, p.381). Tais feições foram designadas de estruturas de descolamento (*décollement structure*) por PETTIJOHN & POTTER (1964, p.298), devido ao seu processo atectônico de formação por descolamento basal e escorregamento do sedimento, ainda em estado inconsolidado.

Nos sedimentos arenosos da base nem sempre é possível a observação das estruturas devido à má qualidade das exposições; porém no local BF-05 (Anexo 1, D8) as camadas apresentam estratificação cruzada tabular de baixo ângulo. Em níveis arenosos da parte mediana da Formação Fonseca, predominam a estratificação plano-paralela ou camadas maciças. Várias camadas areno-argilasas, argilasas e, subordinadamente arenosas, são maciças, aparentemente sem qualquer estrutura sedimentar.

A contribuição de depósitos rudáceos, conglomerados basais segundo GORCEIX (1884) e principalmente MAXWELL (1972), não foi verificada. Ressalta-se, entretanto, a ocorrência de brecha tectônica (Prancha 3, Foto1) em afloramento de gnaiss do embasamento (Anexo 1, E8, local BF-04), o qual pode, eventualmente, ter sido confundido com conglomerado nos trabalhos de MAXWELL (1972). Os produtos intempéricos destas rochas gnáissicas (Prancha 3, Foto 2), caracteristicamente argilosos e maciços, também podem ter contribuído para incorreções na delimitação da área da bacia.

As seções colunares mais representativas da Formação Fonseca encontram-se descritas a seguir.

· Seção colunar BF-05

A seção colunar BF-05 (Fig. 9) constitui o afloramento mais expressivo dos sedimentos da Formação Fonseca. Ocorre próximo à Vila de Fonseca, em topo de morro, no lado sul da cabeceira do Córrego da Chácara (Prancha 4). A seção tem aproximadamente 16 metros de espessura. Seu contato com o embasamento não foi observado, porém as rochas pré-cambrianas afloram nas proximidades (Anexo 1, E8, locais BF-04 e BF-55) e como o sedimento está perturbado por falhas normais por todo o pacote, e o embasamento brechado e falhado, considera-se a possibilidade do contato basal ser de caráter tectônico, definido por falhas normais.

O pacote apresenta, no geral, granulação granodecrescente ascendente, porém pacotes areno-argilosos a arenosos, às vezes contendo seixos de rochas do

embasamento, ocorrem nas porções intermediárias da exposição (Prancha 5). Predominam os níveis argilosos, sendo destacado o nível de folhelho papiráceo fossilífero, com aproximadamente 80 cm de espessura (Prancha 6).

Os contatos são normalmente gradativos entre os níveis areno-argilosos e argilosos, e nítidos e bruscos, às vezes ondulados, com os níveis arenosos contendo seixos de rochas do embasamento e grânulos quartzo-feldspáticos (Prancha 5, Foto 4).

Na base do pacote, os níveis arenosos exibem estratificação cruzada tabular de baixo ângulo, e nos outros níveis passam a predominar a estratificação plano paralela ou níveis maciços. No topo ocorrem estrutura de escorregamento sin-sedimentar e feições de bioturbação (Prancha 7).

A coloração dos sedimentos geralmente é avermelhada a arroxeada, subordinadamente amarelada. O nível de folhelho papiráceo é cinza escuro a preto e, juntamente com o nível argiloso branco a bege sotoposto, adquire grande contraste visual no afloramento.

· Seção colunar BF-30

Esta seção dista cerca de 1,25 km da anterior, no rumo oeste (Anexo 1, D7/E7, local BF-30). Apresenta 6,8 m de espessura mínima, não sendo observado o contato basal com o embasamento (Fig. 10).

As características gerais dos sedimentos são muito semelhantes às da seção colunar BF-05 (Fig. 9), apresentando caráter geral granodecrescente ascendente, contendo níveis arenosos nas partes basais e medianas do pacote intercalados a níveis silto-argilosos a argilosos, que passam a predominar próximo ao topo da seção. Os contatos entre os níveis sedimentares são gradativos e as estruturas predominantes consistem de estratificação a laminação plano-paralela. As cores refletem estágio mais avançado de alteração intempérica e exibem tons roxos a róseos. Não foram verificados níveis fossilíferos.

Figura 9 - Seção colunar construída no afloramento BF - 05 (escarpa situada cerca de 1km a oeste de Fonseca). A largura da coluna da coluna indica a granulação dos sedimentos: S + A - silte + argila; AF - areia fina; AM - areia média; AG - areia grossa; Sx - seixos e blocos.

a - argila roxa clara laminada com areia fina em níveis amarelados milimétricos; b - na parte inferior ocorre areia média a grossa vermelha, na parte superior, esta intercala-se com níveis de argila roxa clara; c - semelhante ao nível a, apresentando-se falhado; d - pacote arenoso com estratificação cruzada tabular de baixo ângulo, na metade inferior predominam estratos alternados de areia fina cinza e areia média roxa, e na metade superior alternam-se estratos avermelhados de areia média e areia grossa, esta última contendo seixos de rochas do embasamento, arredondados e centimétricos e seixos a grânulos angulosos de quartzo; e - areia fina, branca, muito argilosa, contendo mica branca; f - intercalação de areia fina, branca, com níveis centimétricos de pura argila maciça e branca; g - sedimento laminado com predominância de intercalações argilosas sobre as arenosas finas a siltosas, na base ocorrem níveis arenosos centimétricos intercalados com níveis argilosos amarelos, milimétricos e no topo ocorrem níveis de argila centimétrica e areia milimétrica, esta passagem é gradacional; h - argila maciça, branca, contendo na base intercalações de lâminas arenosas; i - folhelho papiráceo de cor cinza escuro a preto, fossilífero, contendo mica branca, fina, disseminada; j - argila maciça, avermelhada a arroxeada; k - nível arenoso roxo, maciço, contendo seixos do embasamento; l - nível arenoso de cor amarela-ocre, contendo lâminas argilosas brancas; m - nível de intercalações centimétricas arenosa avermelhada, argilo-arenosa cinza arroxeada e argilosa cinza arroxeada; n - areia grossa a média, maciça, de cor ocre; o - argila branca; p - nível arenoso de granulação média, argilosa, cor branca amarelada, contendo grânulos e seixos de quartzo, ocorre intercalação de níveis argilosos roxos centimétricos e regulares, que tornam-se mais abundantes para o topo; q - areia fina, roxa, contendo seixos de quartzo e rochas do embasamento; r - areia média amarelada, argilosa, contendo seixos, no topo ocorre intercalação de lâminas argilosas de cor rósea; s - areia fina, argilosa, de cor amarela a ocre, maciça, contendo seixos de quartzo; t - nível argiloso, estratificado a laminado, contendo pouca areia, no topo aparecem níveis arenosos finos de coloração avermelhada a arroxeada, centimétricos; u - na base ocorre nível areno-argiloso de cor branca, passando para nível argiloso roxo com intercalação de níveis centimétricos de areia fina, presença de estruturas de escorregamento, e bioturbação, tubos de verme, próximo ao topo ocorre nível onglomerático com clastos de 1,0cm, com aproximadamente 10cm de espessura; v - depósito de canga.

Legenda da Prancha 3

Fotografia 1 - Detalhe da brecha tectônica em gnaiss (Anexo 1, E8, local BF-55), nas proximidades do contato com os sedimentos do local BF-05. Nota-se a distribuição caótica dos fragmentos extremamente angulosos e a ausência de qualquer matriz clástica.

Fotografia 2 - Detalhe do contato entre os depósitos da Chapada de Canga (acima da escala) e gnaisses, alterados. Cabeceiras do Córrego Saul (Anexo 1, C4, local BF-47).

PRANCHA 3

1

2

Legenda da Prancha 4

Fotografia 1 - Vista da Vila de Fonseca. Foto tomada do local BF-58 (Anexo 1, E8).

Fotografia 2 - Vista geral do afloramento BF-05 (Anexo 1).

PRANCHA 4

Legenda da Prancha 5

Fotografia 1 - Vista geral das porções basal e intermediária do afloramento BF-05. Nota-se a intensa coloração dos sedimentos.

Fotografia 2 - Detalhe da porção basal do afloramento BF-05, destacando as areias basais (nível **d**), as argilas laminadas (nível **h**) e o folhelho papiráceo (nível **i**). Nota-se o alto mergulho do acamamento sedimentar.

Fotografia 3 - Detalhe das argilas laminadas da base do afloramento BF-05 (níveis **a**, **b** e **c**) e das areias basais que apresentam estratificação plano-paralela bem desenvolvida. Nota-se o plano de falha normal estriado na porção mediana da foto.

Fotografia 4 - Detalhe da porção intermediária do afloramento BF-05, mostrando a ocorrência de nível arenoso contendo grânulos de feldspato (nível **l**), nível arenoso com intercalações argilosas (nível **m**) e nível de areia grossa a média de cor ocre (nível **n**). Nota-se a ondulação do contato basal entre os níveis **m** e **n**, na porção superior da foto.

PRANCHA 5

Legenda da Prancha 6

Fotografia 1 - Detalhe dos níveis de argila laminada (h) e de folhelho papiráceo (i) do afloramento BF-05. Nota-se o contato brusco entre ambos os níveis e a fissilidade do folhelho.

Fotografia 2 - Detalhe do nível de folhelho papiráceo mostrando a laminação do sedimento.

PRANCHA 6

1

2

Legenda da Prancha 7

Fotografia 1 - Detalhe dos sedimentos que ocorrem próximo ao topo do afloramento BF-05 (nível u). Nota-se o falhamento destas camadas.

Fotografia 2 - Detalhe de estrutura de escorregamento sin-sedimentar, também posteriormente falhada, nos sedimentos do nível u do afloramento BF-05.

PRANCHA 7

1

2

Figura 10 - Seção colunar construída no afloramento BF - 30 (Fazenda da Canga, proximidades da Chapada de Canga). A largura da coluna da coluna indica a granulação dos sedimentos: S + A - silte + argila; AF - areia fina; AM - areia média; AG - areia grossa.

a - areia grossa, vermelha, intercalada com níveis centimétricos de sedimento arenoso roxo;
b - areia grossa, ocre, contendo grãos quartzosos angulosos e de feldspato alterado; c - sedimento areno-argiloso laminado, de cor ocre (areia) com intercalação de lâminas brancas (argila);
d - nível argiloso branco;
e - recorrência do nível c;
f - nível silto-argiloso de cor roxa esbranquiçada, extremamente laminado, as lâminas são milimétricas, regulares e contínuas, para o topo esta laminação torna-se mais incipiente;
g - nível silto-argiloso de cor roxa esbranquiçada, maciço; h - intercalação de níveis silto-argilosos roxos com níveis areno-argilosos laminados e de cor ocre; i - nível encoberto;
j - nível silto-argiloso, maciço, de cor roxa; k - sedimento areno-argiloso laminado, de cor ocre, com lâminas brancas.

• Seção colunar BF-51

Esta seção (Anexo 1, D8, local BF-51) dista aproximadamente 1,1 km, rumo NNE, da seção colunar BF-30. Apresenta também 6,80 m de espessura. Neste caso, o contato basal foi observado, tendo caráter tectônico, dado por falha normal de direção N60W/50SE com estrias na reta de maior declive. O pacote sedimentar foi basculado tectonicamente, apresentando-se com acamamento paralelo ao plano de falha (Anexo 5).

A seção exhibe sedimentos com maior contribuição arenosa e conglomerática, variando em granulação e conteúdo de seixos de rochas do embasamento e grânulos de quartzo e feldspato (Fig. 11). Intercalam-se lâminas argilosas a silto-argilosas, conferindo a alguns níveis uma estratificação plano-paralela regular e contínua. Não foram encontrados níveis fossilíferos. Predominam as colorações amareladas, e os contatos entre os níveis sedimentares são geralmente gradativos.

• Seção colunar BF-53

A seção BF-53 (Anexo 1, D8) apresenta-se bem exposta na cabeceira do Córrego da Chácara, onde ocorre em corte vertical com aproximadamente 2,7 m de exposição contínua (Fig. 12). O sedimento exhibe cor cinza média a escura, é fossilífero, contendo, em abundância, fragmentos de folhas e caules. É constituído por lâminas argilosas afossilíferas intercaladas a leitos arenosos fossilíferos (Fig. 12). O contato entre estes níveis é brusco e regular.

• Seção colunar BF-153

Na encosta, em corte de estrada, na margem esquerda do Córrego da Chácara, aproximadamente 20-30 m no rumo norte a partir da seção BF-53, foi levantada outra seção colunar. Ressalta-se que nenhuma correlação estratigráfica pode ser feita com a seção BF-153, apesar da proximidade e do nível topográfico compatível, pela provável existência de falhamentos interpostos entre as duas seções.

Esta seção BF-153 apresenta, essencialmente, sedimentos areno-argilosos maciços, intercalados a esparsas lâminas argilosas, tendo cerca de 3,6 m de espessura mínima de exposição (Fig. 13). A cor predominante é cinza, podendo ocorrer tons esverdeados (lâminas argilosas) a arroxeados (sedimento areno-argiloso). Os contatos são gradativos, a não ser com as lâminas argilosas, onde são bruscos e bem definidos.

Figura 11 - Seção colunar construída no afloramento BF - 51 (Fazenda da Canga). A largura da coluna da coluna indica a granulação dos sedimentos: S+A - silte + argila; AF - areia fina; AM - areia média; AG - areia grossa; Sx - seixos e blocos.

a - sedimento argilo-arenoso, apresentando lâminas arenosas de cor ocre alternadas com lâminas brancas argilosas, para o topo o sedimento torna-se maciço e contém seixos do embasamento; b - sedimento argiloso com areia fina, muito bem estratificado; c - areia grossa e média alternadas em estratificação incipiente em níveis avermelhados (areia grossa) e esbranquiçados (areia média); d - areia fina a média, maciça, de cor ocre, contendo grânulos quartzosos angulosos; e - nível argilo-arenoso de cor ocre, laminado; f - sedimento areno-argiloso maciço, de cor amarelada, contém seixos quartzosos angulosos e grãos de mica; g - sedimento arenoso, vermelho esbranquiçado, de granulação média com variações para fina e grossa, contém seixos de quartzo e rocha do embasamento; h - nível argiloso de cor ocre, maciço, apresenta-se endurecido e compacto, ocorrendo como intercalações milimétricas no nível g, espessando-se para o topo; i - depósito de canga.

40
cm
0

contato por
falha com
rochas do
embasamento

Figura 12 - Seção colunar construída no afloramento BF - 53 (Cabeceira do Córrego da Chácara, cerca de 1,5km a noroeste de Fonseca).

A largura da coluna da coluna indica a granulação dos sedimentos: S + A - silte + argila; AF - areia fina; AM - areia média; AG - areia grossa.

a - sedimento bandado com intercalações de bandas argilosas e arenosas de 1-3mm de espessura; b - sedimento bandado, com lâminas argilosas e bandas arenosas ricas em restos orgânicos, está intercalado a níveis arenosos finos, maciços, sem restos vegetais; c - idem nível b; d - sedimento arenoso fino com muitos restos vegetais fósseis; e - sedimento arenoso contendo muitos fragmentos orgânicos e delgadas lâminas argilosas; f - sedimento arenoso fino, com abundância em restos vegetais; g - sedimento bandado, com níveis mais delgados e poucos restos vegetais; h - bandas argilosas (1-5mm), laminadas, estão intercaladas a bandas arenosas de granulação fina, com 2-20mm de espessura, que contém muitos fragmentos orgânicos, e lentes argilosas; i - sedimento bandado, com lâminas argilosas (1-2mm) e arenosas finas (1-15mm); j - nível arenoso fino, cinza claro, contém quartzo, mica e muitos restos orgânicos; k - sedimento bandado (1-10mm), contendo lâminas argilosas intercaladas a leitos arenosos; l - sedimento fino, estratificado por lâminas argilosas e leitos arenosos finos, que contém quartzo, mica e restos orgânicos (caules, folhas), ambos os níveis apresentam 2-5mm de espessura; m - arenito de acor cinza escura, micáceo, laminado, contendo muitos restos vegetais, intercalam-se lâminas argilosas.

Figura 13 - Seção colunar construída no afloramento BF - 153 (Estrada ao lado do Córrego da Chácara, cerca de 1,5km a noroeste de Fonseca).

A largura da coluna da coluna indica a granulação dos sedimentos: S+A - silte + argila; AF - areia fina; AM - areia média; AG - areia grossa.

a - sedimento areno-argiloso de cor cinza clara, granulação fina, micáceo, maciço; b - lâminas argilosas de cor cinza esverdeada, apresentam-se endurecidas e compactas, ocorrem como intercalações milimétricas no nível a; c - sedimento areno-argiloso de cor roxa, maciço.

• Outras exposições da Formação Fonseca

Algumas das ocorrências dos sedimentos da Formação Fonseca não permitiram levantamentos em seções colunares, pela descontinuidade e natureza limitada das exposições (Anexo 1, locais BF-23, D8, e BF-52, D7/8), ou deformação estrutural (Anexo 1, E7, local BF-26), onde não se pôde reconstituir o empilhamento original. No entanto, a observação dos níveis, ainda que isolados, permitiu reconhecer características semelhantes às aquelas observadas nas seções colunares anteriormente descritas.

São sedimentos essencialmente pelíticos, com contribuição de leitos arenosos, em todos os casos afossilíferos. Os sedimentos são, em sua maioria, laminados e, subordinadamente maciços. Predominam as colorações avermelhadas-arroxeadas a amareladas, e raramente níveis argilosos brancos.

Os sedimentos da Formação Fonseca encontram-se recobertos pela Chapada de Canga, porém não foram observadas quaisquer características mineralógicas e/ou texturais que pudessem ser atribuídas a influências da canga nos sedimentos Fonseca.

4.1.2.2 Cobertura laterítica de canga

No sudeste mineiro, principalmente na área do Quadrilátero Ferrífero, ocorrem pacotes tabulares de couraças ferruginosas de espessuras variáveis, centimétricas a métricas, que recobrem, indistintamente, as rochas pré-cambrianas e os sedimentos terciários como, por exemplo, aqueles da Formação Fonseca (DORR 1969). Estas couraças foram denominadas de "canga", devido ao seu aspecto nodular em superfície (GORCEIX 1876).

Estas cangas, às vezes, sustentam importantes platôs, como no caso da Chapada de Canga na área da bacia (Anexo 5). A chapada constitui-se num terreno plano, bem destacado na paisagem, cujos limites são formados por escarpas íngremes, sendo a vegetação que a recobre essencialmente de gramíneas. De forma mais restrita, ocorrem arbustos e poucas árvores maiores.

A canga é essencialmente uma rocha de cor marrom a preta avermelhada, contendo fragmentos arredondados a angulosos de itabirito, quartzito e quartzo, de dimensões médias de 3 a 10 cm e matriz ferruginosa fina (DERBY 1906, HARDER & CHAMBERLIN 1915, DORR 1964, entre outros). Do ponto de vista sedimentológico a canga constituiu-se, originalmente, num conglomerado (DORR 1964), podendo ser classificado como ortoconglomerado oligomítico segundo a proposta de COIMBRA *et al.* (1992), posteriormente cimentado por óxidos-hidróxidos de ferro.

A canga apresenta, localmente, estruturas sedimentares preservadas, como estratificação plano-paralela (Anexo 1, D3, local BF-78), estratificação cruzada tabular de

baixo ângulo (Anexo 1, G3, locais BF-16 e BF-17), ou mais comumente apresenta-se como um pacote maciço com fragmentos dispostos caoticamente (Anexo 1, locais BF-9, D2, e BF-14, E3) (Prancha 8). Dados de paleocorrentes obtidos nos afloramentos BF-16 e BF-17 (Anexo 1, G3) indicam sentido de transporte para ESE. DORR (1964) já havia observado a presença de estruturas sedimentares na canga e o seu aspecto maciço na maioria dos casos. O autor utilizou esta característica, juntamente com outras de caráter mineralógico e químico, para classificar os tipos de canga encontrados no Quadrilátero Ferrífero. O topo do afloramento BF-23 (Anexo 1, D8) constitui-se de um pacote de canga, de espessura métrica, onde ocorrem porções com estratificação plano-paralela e maciças. Localmente, observa-se, em cortes, que os seixos estão orientados com seus eixos maiores na vertical, definindo porções com aspecto de diques, de espessuras centimétricas (30-40 cm) (Prancha 9). Supõe-se que esta feição, cuja descrição não foi encontrada na literatura, tenha sua gênese relacionada ao preenchimento de fraturas abertas antes da litificação do conglomerado que veio a originar a canga, talvez por ocasião de eventos sísmicos na região. Tais diques seriam classificados como sismitos segundo VITTORI *et al.* (1991).

A cimentação destes depósitos é um processo pedogenético pós-deposicional (BARBOSA 1980). Acima da canga desenvolveram-se em várias partes do Quadrilátero Ferrífero, importantes jazidas de bauxita. A gênese destas bauxitas foi objeto de estudo detalhado por diversos autores, como VARAJÃO (1988) que estudou as minas de Farias e Macaquinho na área da Bacia de Fonseca.

A origem da canga tem sido motivo de discussões entre os pesquisadores, no tocante a proveniência do ferro para a sua cimentação (DORR 1964, p.1232), seu meio de transporte e deposição.

Legenda da Prancha 8

Fotografia 1 - Detalhe de estratificação cruzada tabular de baixo ângulo e porte centimétrico, nos depósitos de canga (Anexo 1, F3, local BF-15).

Fotografia 2 - Detalhe da imbricação dos seixos de itabirito e quartzo na estratificação cruzada tabular de baixo ângulo e porte centimétrico, nos depósitos de canga. Os dados de paleocorrente indicado sentido de transporte para ESE (Anexo 1, G3, local 17).

Fotografia 3 - Detalhe de depósito de canga com estrutura maciça e disposição caótica dos seixos de itabirito (Anexo 1, E3, local BF-14).

PRANCHA 8

Legenda da Prancha 9

Fotografia 1 - Vista geral dos "diques" clásticos nos depósitos de canga (Anexo 1, D8, local BF-23).

Fotografia 2 - Detalhe da fotografia anterior, podendo-se notar a mudança na disposição dos seixos.

PRANCHA 9

1

2

4.1.2.3 Lagoas atuais

A sedimentação atual na área da Chapada de Canga está restrita às pequenas lagoas ocorrentes na parte nordeste da área, as quais, eventualmente, podem guardar os registros das mudanças climáticas ocorridas durante o Holoceno (Anexo 5). Estes sedimentos não foram estudados.

4.1.3 Geologia estrutural

4.1.3.1 Rochas pré-cambrianas

A principal estrutura observada nas rochas pré-cambrianas do embasamento são foliações metamórficas bem desenvolvidas com direções principais NE-SW a NW-SE, localmente dobradas e/ou crenuladas (Prancha 1, Foto 3), bem como fraturas (falhas rúpteis e juntas).

A interpretação das fotografias aéreas MS e IR, em 1:42.000, da Missão 96 possibilitou a visualização de lineamentos afetando o embasamento com direções NW-SE, WNW-ESE e NNE-SSW.

A análise morfotectônica através de mapas de isobase, segundo FILOSOFOV (1960 *apud* KHAIN 1980) e GOLTS & ROSENTHAL (1993), indicou a presença de estruturas de direções E-W, NNE-SSW a NNW-SSE, NE-SW e NW-SE, afetando o embasamento pré-cambriano (Anexo 6). Exceto os lineamentos de direção E-W, os demais foram inferidos em porções de aproximação das linhas de isobase e indicaram, normalmente, rebaixamento de blocos situados a leste das estruturas delineadas, constituindo, provavelmente, falhas de componente normal. Os lineamentos de direção E-W foram inferidos em porções anômalas no traçado das linhas de isobase, normalmente ocorrentes em regiões de baixo gradiente topográfico. Ao contrário das anomalias acima traçadas, estas aparentemente não apontam movimentação relativa de componente normal entre os blocos.

Nos trabalhos de campo observou-se que as rochas pré-cambrianas encontram-se freqüentemente fraturadas. As principais famílias de fraturas são penetrativas, com atitudes praticamente ortogonais entre si, sendo uma de direção E-W e outra NNW-SSE a NNE-SSW (Fig. 14A). Localmente as interseções destas fraturas originam blocos rômnicos na rocha (Figs. 14B, C).

Falhamentos de direção N-S a NW-SE afetam o embasamento (Anexo 1, locais BF-03, E8, BF-72, D3) (Anexo 5), podendo constituir falhas de grande porte, de caráter não definido, produzindo intensa deformação, como no Córrego Farias (Anexo 1,

D5, local BF-41) (Anexo 5), onde causa o estreitamento do vale, formação de cachoeiras e altos paredões nas rochas gnáissicas.

4.1.3.2 Formação Fonseca

Nos sedimentos da Formação Fonseca são observados falhamentos rúpteis que promovem o basculamento das camadas, orientando o acamamento preferencialmente segundo NE e, localmente, para NW. Os mergulhos, em geral para W, são variados, podendo atingir até 60° (Anexo 5).

As falhas apresentam caráter predominantemente normal, podendo ocorrer secundariamente movimentações laterais dextrais, ou ainda, falhas onde a componente direcional predomina sobre a vertical.

No afloramento BF-05 (Anexo 1, E8) as falhas de componente normal encontram-se bem caracterizadas (Prancha 7, Foto 1). Apresentam direção geral NNE a NE com mergulhos para NW. O lançamento do par falha/estria no diagrama de ANGELIER & MECHLER (1977) mostra a vigência de esforços trativos, σ_3 orientado segundo NW-SE e σ_1 tendendo a vertical, embora o traçado do campo no diagrama pareça indicar certo basculamento deste último eixo para SW (Fig. 15A). Em outros locais, como por exemplo os afloramentos BF-23 e BF-51 (Anexo 1, D8), a despeito do pequeno número de dados e da dispersão na orientação das estrias, os falhamentos sugerem tração segundo N-S a NE-SW (Fig. 15B).

As duas situações acima descritas, embora pareçam indicar a vigência de esforços de orientações incompatíveis com um único evento tectônico, estão concordantes com a conformação tectônica pós-sedimentar da bacia, dentro de um contexto extensional.

No afloramento BF-53 (Anexo 1, D8) os falhamentos com pequeno espaçamento, originam crenulações no acamamento sedimentar, formando ondulações milimétricas (2-4 mm) de ocorrência localizada. Em direção à montante do Córrego da Chácara, no afloramento BF-147 (Anexo 1, D8), o sedimento está localmente microfahado, apresentando desde ondulações da laminação a micro-dobras e rupturas de leitos. As micro-dobras apresentam-se apertadas, com ápices pontiagudos, associando-se a freqüentes rupturas de flancos e, às vezes, espessamento de charneiras. Nota-se que as micas perdem sua orientação nestas porções espessadas, onde assumem uma disposição caótica.

Localmente o sedimento encontra-se dobrado, como no local BF-26 (Anexo 1, E7) exibindo plano axial N29E com eixo mergulhando 22° para NE (Fig. 15C). O eixo desta dobra é paralelo à direção de um lineamento, observado em foto aérea, e portanto pode

constituir um dobramento de arrasto associado a falha, cujo caráter normal é apenas sugerido.

Fraturas abertas (2-3 mm) com direções NNW/55-85NE e N65E/87NW ocorrem localmente (Anexo 1, D8, local BF-53). Esta última determina, pelo menos aproximadamente, a direção do Córrego da Chácara, que expõe em sua cabeceira os sedimentos da Formação Fonseca. Ressalta-se que estas estruturas não foram atribuídas a falhamentos porque não foram observados deslocamentos relativos de blocos ao longo de seus planos.

Figura 14 - A, fraturas no embasamento pré-cambriano na área da Bacia de Fonseca. B, pólos de juntas observadas em corpo anfibolítico (local BF-03) ; C, o bloco diagrama ilustra a relação entre as famílias de juntas observadas (local BF-03): A, B e C - famílias de juntas, D - foliação metamórfica. Diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior de referência.

Figura 15 - **A1**, diagrama de Schmidt-Lambert (hemisfério inferior) mostrando o conjunto de falhas normais (círculos máximos) e respectivas estrias de atrito (pontos) que afetam os sedimentos da Formação Fonseca (local BF-05); **A2**, resultado da aplicação do método de ANGELIER & MECHLER (1977), mostrando os campos dos tensores σ_1 e σ_3 . **A3**, diagrama de Schmidt-Lambert (hemisfério inferior) mostrando o conjunto de falhas de componentes normais (círculos máximos) e respectivas estrias de atrito (setas) que afetam os sedimentos da Formação Fonseca (locais BF-23 e BF-51); **A4**, resultado da aplicação do método de ANGELIER & MECHLER (1977), mostrando os campos dos tensores σ_1 e σ_3 . **A5**, dobra afetando os sedimentos da Formação Fonseca (local BF-26), diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior de referência.

4.1.3.3 Cobertura laterítica de canga

A elaboração de perfis topográficos a partir do mapa 1:50.000 do IBGE permitiu a verificação de desníveis da ordem de 40 m, entre diversos compartimentos do pacote de canga na área da bacia (Fig. 16). Estes desníveis são melhor observados em perfis de direções N-S e E-W. Os perfis topográficos estão representados no anexo 6.

O estudo morfotectônico segundo Filosofov (1960 *apud* KHAIN 1980) permitiu a inferência de estruturas E-W, a partir de anomalia no padrão de linhas de isobase, afetando extensa área da Chapada de Canga, estruturas N-S parecem ocorrer subordinadamente (Anexo 6).

Os trabalhos de campo permitiram observar que estes depósitos encontram-se falhados e fraturados segundo as direções NNW-NNE e ENE-WNW, tendo ambos os conjuntos mergulhos subverticais (Fig. 17). Os falhamentos apresentam componentes normais, com rejeitos centimétricos a métricos (30 cm a 1 m) e, localmente (local BF-23, Anexo 1, D8), pode-se verificar a continuidade destes nos sedimentos da Formação Fonseca, subjacentes (Prancha 10). Neste mesmo local, conforme já descrito no item 4.1.2.2, ocorrem feições semelhantes a diques de espessuras centimétricas, contendo os seixos orientados na vertical (Prancha 9); estes diques de direção NNE e WNW, subverticais, são concordantes com as orientações E-W e N-S observadas em falhas e fraturas que afetam a canga (Fig. 17), a Formação Fonseca e o embasamento.

O aspecto morfológico da Chapada de Canga, verificado no campo, sugere a associação de deformação em forma de teclas (tectônica de teclas, PARENTES FORTES 1986) afetando este pacote, com o basculamento de todo o conjunto para norte (Prancha 11).

Figura 16 - Perfis topográficos construídos a partir do mapa 1:50.000 (Folha Catas Altas) do IBGE, que recobre a área da Bacia de Fonseca. A localização dos perfis topográficos está anexo 6. Área pontilhada - depósitos lateríticos de canga; F - falha inferida.

Figura 17 - Diagrama ciclográfico Schmidt-Lambert (hemisfério inferior de referência) de planos de fraturas que afetam os depósitos da cobertura laterítica de canga (locais BF-23 e BF-115) e direções de diques na canga (local BF-23).

Legenda da Prancha 10

Fotografia 1 - Falha normal afetando os depósitos lateríticos de canga e os sedimentos da Formação Fonseca (Anexo 1, D8, local BF-23).

Fotografia 2 - Detalhe da fotografia anterior.

PRANCHA 10

1

2

Legenda da Prancha 11

Vista panorâmica da Chapada de Canga, ilustrando em diferentes planos (A, B e C) os efeitos do basculamento diferenciado pela atuação da tectônica de tecas (próximo ao local BF-46, Anexo 1, C4), tendo ao fundo os contrafortes da Serra do Caraça.

PRANCHIA 11

4.2 Estudos mineralógicos da Formação Fonseca

4.2.1 Sedimentos arenosos

Os sedimentos arenosos da Formação Fonseca apresentam características gerais comuns entre si, como abundância em feldspato, matriz caulínica, cimentação ferruginosa incipiente, granulação média. São imaturos mineralógica e texturalmente (FOLK 1974), podendo ser classificados como areias silticas a argilosas (SHEPARD 1954), pertencentes aos campos dos *wackes* feldspáticos a líticos (DOTT Jr. 1964) ou, ainda, dos arenitos pelíticos (COIMBRA *et al.* 1992).

Os sedimentos arenosos foram estudados com base em petrografia macro e microscópica, difração de raios X (DRX) e microscopia eletrônica de varredura (MEV). Ressalta-se que para os estudos foram escolhidos os níveis arenosos considerados mais representativos das seções colunares anteriormente apresentadas. Serão descritos os seguintes níveis: BF-5D da seção colunar BF-05; BF- 30A, BF-30B e BF-30C da seção colunar BF-30 e BF-51C da seção colunar BF-51.

4.2.1.1 Petrografia macro e microscópica

· Seção colunar BF-05

Nível BF-5D: sedimento arenoso muito característico pela estratificação cruzada tabular de baixo ângulo, com leitos regulares, milimétricos (1 - 2 mm) a centimétricos (1 - 2 cm), e por ocorrer na base da Formação Fonseca (Prancha 5, Foto 3). É de granulação geral média, apresenta-se com cores, segundo GODDARD *et al.* (1970), amarelo alaranjado (10YR8/6 a 10YR6/6), roxo claro (5R4/2 a 5R6/2), vermelho amarronzado e, subordinadamente roxo escuro (10R3/4). Estas colorações foram observadas com as amostras em estado natural de umidade. O sedimento é imaturo mineralógica e texturalmente, contendo grãos da fração areia, principalmente de quartzo e feldspato, dispersos na matriz argilosa, estando esta impregnada com cimento ferruginoso que confere as cores aos diferentes níveis (Prancha 5, Foto 3). Microscopicamente apresenta-se também laminado, sendo suas lâminas diferenciadas pela quantidade relativa de matriz e as pelas proporções de quartzo:feldspato. O contato entre estas lâminas é brusco (Prancha 2, Foto 1).

Contém quartzo de baixa esfericidade, anguloso, com granulação fina (0,25-1 mm), localmente muito fina (< 0,01 mm). O aspecto é límpido e a extinção é homogênea.

Os feldspatos apresentam-se completamente alterados/argilizados, tendo formas tabulares difusas, aspecto "sujo" e birrefringência baixa com cores de interferência

acinzentadas. Localmente, conservam seu hábito tabular, onde apresentam granulação variando de muito fina a fina ($< 0,3$ mm), localmente fina a média (0,3-2 mm). Em nenhum grão foi observada geminação e todos apresentam o aspecto "fatiado" sugerindo a presença de caulinita com textura vermiforme (ROSS & KERR 1931, SCHOLLE 1979) (Prancha 1, Foto 2).

Mica incolor com granulação muito fina a fina ($< 0,3$ mm) ocorre disseminada. Apresenta superfícies avermelhadas por precipitação de óxido de Fe nos planos de clivagem, tendo birrefringência elevada em porções não alteradas; onde alterada apresenta birrefringência baixa por passagem para clorita e/ou argilominerais.

Ocorrem ainda fragmentos líticos formados por clastos de micaxisto. Às vezes, os fragmentos estão parcialmente desagregados e as micas alteradas (Prancha 2, Foto 3).

Nesta camada BF-5D encontram-se, localmente, raros níveis delgados, abundantes em biotita de cor preta e granulação fina a média, intercalada aos níveis quartzo-feldspáticos.

A classificação sedimentológica, feita através de análise modal em lâmina delgada, indica ser este sedimento uma areia argilosa a siltosa (SHEPARD 1954), enquadrando-se no campo dos *wackes* de DOTT Jr. (1964) como um *feldspathic wacke*. A classificação para rochas sedimentares clásticas proposta por COIMBRA *et al.* (1992) classifica o sedimento como um arenito pelítico arcoseano.

• Seção colunar BF-30

Nível BF-30A: este nível foi passível tão somente de estudos macroscópicos. Ocorre caracteristicamente na base da Formação Fonseca e apresenta aspectos petrográficos similares ao sedimento do nível BF-5D, supra-descrito.

Legenda da Prancha 12

Fotomicrografia 1 - Sedimento arenoso da base da Formação Fonseca (seção colunar BF-05, nível d) (polarizadores cruzados, aumento 50x). Observa-se no sedimento, o contato brusco entre as lâminas e a angulosidade dos grãos de quartzo (Q) e feldspato (F).

Fotomicrografia 2 - Detalhe da fotomicrografia anterior. Lâmina de granulação arenosa, mostrando feldspato (F) alterado com aspecto "fatiado" e quartzo anguloso (Q) (polarizadores cruzados, aumento 100x).

Fotomicrografia 3 - Detalhe da fotomicrografia 1. Lâmina de granulação arenosa, mostrando grãos de micaxisto (M) parcialmente alterados (polarizadores cruzados, aumento 100x).

Fotomicrografia 4 - Detalhe da fotomicrografia 1, ilustrando o contato brusco entre as lâminas e a abundância em grãos de feldspato (F) tabular da lâmina de granulação mais fina (polarizadores cruzados, aumento 100x).

PRANCHA 12

Nível BF-30B: sedimento arenoso de cor amarela (10YR7/4 a 10YR6/6) (GODDARD *et al.* 1970), maciço, tendo porções restritas com laminação incipiente. O sedimento contém fragmentos de quartzo, de baixa esfericidade, angulosos, com granulação variando de 3mm a 1,5 cm (grânulo a seixo médio) e fragmentos de feldspato com dimensões de 0,3 a 0,5 cm (grânulo a seixo muito fino), alterados para caulinita. Estes fragmentos estão dispersos por todo o sedimento (Prancha 13, Fotos 1, 2).

A classificação sedimentológica indica ser este sedimento uma areia argilosa a siltosa (SHEPARD 1954), enquadrando-se no campo dos *wackes* de DOTT Jr. (1964), sendo um *feldspathic wacke*. A classificação proposta por COIMBRA *et al.* (1992) classifica o sedimento como um arenito pelítico arcoseano.

Nível BF-30C: sedimento silto-arenoso, amarelo (10YR8/6 a 10YR7/4) (GODDARD *et al.* 1970), macroscopicamente laminado, com níveis milimétricos (variando de 0,5-1,0 mm, podendo chegar a 0,5 cm). A laminação é contínua e regular com alternância de cores brancas e amarelas. Microscopicamente observa-se sua imaturidade mineralógica e textural, contendo grãos dispersos em matriz argilosa. Observam-se ainda níveis de coloração ferruginosa, entre si paralelos a subparalelos. Estes não apresentam controles mineralógicos ou texturais, podendo ser efeitos de percolação e coloração secundárias (Prancha 13, Fotos 3, 4). A laminação é incipiente e as características de seus detritos arenosos também se assemelham aquelas já descritas anteriormente.

A classificação deste sedimento indica ser uma areia argilosa a siltica (SHEPARD 1954), situando-se no campo dos *feldspathic wackes* (DOTT Jr. 1964) e dos arenitos pelíticos subarcoseanos (COIMBRA *et al.* 1992).

· Seção colunar BF-51

Nível BF-51C: sedimento areno-argiloso amarelado, característico da base da Formação Fonseca. Apresenta-se bem laminado, com lâminas mais delgadas que os sedimentos anteriormente descritos, também mais pelítico. Na coloração, distribuída em lâminas discretas, predominam os tons amarelos sobre os avermelhados, ocorrendo ainda intercalações de lâminas brancas.

Legenda da Prancha 13

Fotomicrografia 1 - Sedimento arenoso da Formação Fonseca (seção colunar BF-30, nível b) (polarizadores cruzados, aumento 50x). Observa-se quartzo anguloso, feldspato bastante alterado e fragmento lítico em desagregação.

Fotomicrografia 2 - Idem fotomicrografia 1, ressaltando a presença de cimento ferruginoso associado a matriz argilosa em distribuição irregular (polarizadores paralelos, aumento 50x).

Fotomicrografia 3 - Sedimento arenoso da Formação Fonseca (seção colunar BF-30, nível c) (polarizadores cruzados, aumento 50x). Aspecto geral do sedimento.

Fotomicrografia 4 - Detalhe da fotomicrografia 3, mostrando o quartzo anguloso, o feldspato com aspecto "fatiado" e mica em grãos tabulares (polarizadores cruzados, aumento 100x).

PRANCHA 13

4.2.1.2 Difração de raios X

A matriz argilosa dos sedimentos arenosos é formada por caulinita com valor de d basal (001) igual a $7.1\text{\AA}$ e (002) de $3.56\text{\AA}$. Em alguns casos observa-se assimetria nas partes mediana a inferior dos picos basais. Ocorre também mica com valor de d basal igual a $9,8\text{\AA}$ e quartzo. Nota-se ainda a completa ausência de reflexões de feldspato, reforçando a sugestão quanto a sua substituição total por caulinita, entretanto, preservando os hábitos tabulares do grão original. A figura 18 ilustra os difratogramas obtidos.

4.2.1.3 Microscopia eletrônica de varredura

A matriz é composta essencialmente por caulinita de granulação fina, e apresenta-se muito porosa. Em baixo aumento (200 vezes) observa-se quartzo com formas angulosas imerso na matriz (Prancha 14), além de placas de mica.

A matriz argilosa é formada por caulinitas pseudo hexagonais e arredondadas (Prancha 15). As caulinitas pseudo hexagonais apresentam-se com textura de "livros" (textura *face-to-face*, WELTON 1984) com duas granulações, variando de $1-2,2\mu\text{m}$ de diâmetro (medidas na fotomicrografia de MEV) e menores como placas de $0,1$ a $0,2\mu\text{m}$. As caulinitas arredondadas atingem $10-16\mu\text{m}$ apresentando-se com formas de placas mais irregulares e disposição caótica (Prancha 15).

Figura 18 - Difratogramas de raios X da matriz dos sedimentos arenosos da Formação Fonseca, sem tratamento prévio. A, nível BF-5D; B, nível BF-30B; C, nível BF-30C.

Legenda da Prancha 14

Fotomicrografia 1 - Sedimento arenoso da Formação Fonseca (seção colunar BF-05, nível d). Aspecto geral do sedimento, ilustrando a constituição caulínítica e a porosidade da matriz argilosa.

Fotomicrografia 2 - Sedimento arenoso da Formação Fonseca (seção colunar BF-05, nível d), mostrando grão de quartzo com formas angulosas imerso na matriz argilosa.

Fotomicrografia 3 - Matriz de sedimento arenoso da Formação Fonseca (seção colunar BF-30, nível c), mostrando a abundância em caulinitas arredondadas com granulação de 10-15 μm , dispostas caoticamente e caulinitas pseudo-hexagonais, com granulação variando entre 1-2 μm , com textura de "livros".

PRANCHA 14

Legenda da Prancha 15

Fotomicrografia 1 - Aspecto geral da matriz argilosa do sedimento arenoso da Formação Fonseca (seção colunar BF-30, nível c), mostrando a abundância em caulinitas com textura de "livros".

Fotomicrografia 2 - Sedimento arenoso da Formação Fonseca (seção colunar BF-30, nível b), mostrando caulinitas finas em textura de "livros" como principais constituintes da matriz argilosa do sedimento.

Fotomicrografia 3 - Caulinita em "livros" apresenta superfície lisa, bordas irregulares, formando placas com aproximadamente $0,2\ \mu\text{m}$ de espessura.

PRANCHA 15

4.2.2 Sedimentos argilo-arenosos fossilíferos

4.2.2.1 Petrografia macro e microscópica

Os níveis argilosos fossilíferos apresentam-se geralmente intercalados a delgados leitos arenosos e contém fragmentos na fração areia dispersos nas camadas argilosas. Por isso foram efetuados também estudos petrográficos macro e microscópicos os quais serão descritos a seguir.

· Seção colunar BF-05

Nível BF-5i: folhelho papiráceo de cor cinza escura (5Y2/1) (GODDARD *et al.* 1970) formado pela intercalação de lâminas argilosas, silto-argilosas com matéria orgânica e arenosas (Prancha 16, Foto 1).

As lâminas silto-argilosas com matéria orgânica tem cor cinza escura (5Y2/1), são as predominantes e compõem-se de uma matriz argilosa, laminada regularmente, onde estão dispersos clastos da fração areia que ondulam a laminação ao seu redor. São estes: 1 - quartzo de baixa esfericidade, anguloso a subarredondado, extinção homogênea, granulação < 1,25 mm, com média em 0,16 mm, podendo ocorrer como agregados policristalinos; 2 - feldspato alterado com dimensão < 0,08 mm, semelhante aos ocorrentes nos sedimentos arenosos; 3 - mica incolor, com tamanho de 0,08 a 0,25 mm, que ocorre orientada na laminação.

As lâminas argilosas tem cor bege e são compostas por caulinita, quartzo e mica de granulação muito fina.

As lâminas arenosas quartzosas apresentam cor branca, granulação fina a média, contém feldspato alterado, e podendo ocorrer também como corpos lenticulares, delgados e descontínuos, intercalados às lâminas orgânicas.

O sedimento apresenta alto grau de fissilidade originando placas de extensão centimétrica a métrica de espessura milimétrica. Nos planos de acamamento observam-se restos orgânicos fósseis.

A exemplo dos estudos de ciclicidade e da taxa de sedimentação em folhelhos papiráceos da Formação *Green River* (FISHER & ROBERTS 1992) e da Formação Tremembé (RICCOMINI 1993), foram realizados estudos análogos na Formação Fonseca. Estes ficaram prejudicados pela frequência de grãos detríticos de quartzo em meio as lâminas pelíticas, perturbando a orientação laminar.

· Seção colunar BF-53

Esta coluna é formada por camadas arenosas, com abundância variável em restos orgânicos, intercaladas a lâminas argilosas muito delgadas (Fig. 12).

Macroscopicamente apresenta cor cinza média (N3) (GODDARD *et al.* 1970), laminação regular e muitos restos orgânicos.

As laminares arenosas apresentam espessuras centimétricas (0,5-2,5 cm) e contêm restos vegetais macroscópicos na matriz silto-arenosa. Esta matriz é composta por: 1 - quartzo de extinção homogênea, baixa esfericidade, subarredondado a subanguloso e granulometria homogênea (0,03-0,1 mm); 2 - feldspatos plagioclásio em grãos prismáticos, de 0,05-0,1 mm, subhedrais, com geminação polissintética preservada, pouco alterados; 3 - feldspatos alterados com aspecto "fatiado", e granulação de 0,03-0,1 mm; 4 - micas com birrefringência alta, distinguindo-se dois tipos, um incolor com leve pleocroísmo verde claro (fengitas a ferro-muscovitas) e outro com forte pleocroísmo (incolor a verde médio) representando biotitas incipientemente alteradas. A granulação das micas é $< 0,2$ mm, não estando orientadas com a laminação; 5 - matéria orgânica ocorre como fragmentos pretos a amarronzados distribuídos por toda a matriz; 6 - matriz argilosa de cor esverdeada (Prancha 16). Não foi notada a presença de cimento. A coloração macroscópica destas lâminas varia com o conteúdo em restos orgânicos, sendo cinza médio (N3) quando ricas em vegetais e cinza claro quando afossilíferas.

As lâminas argilosas são delgadas (1-2 mm), tem cor cinza escuro, distinguem-se das bandas arenosas principalmente pela granulação e por ter matéria orgânica como delgados "filmes" contínuos. As lâminas argilosas compõem-se de material fino homogêneo, de baixa birrefringência (com cores de interferência cinza claro), onde estão disseminadas micas incolores muito finas (0,025-0,04 mm), orientadas com a laminação (Prancha 16).

O contato entre as lâminas arenosas e argilosas é brusco, muitas vezes demarcado por lâminas orgânicas de cor marrom. O sedimento apresenta-se micro-falhado, com rejeitos de 0,4-3,3 mm. Algumas vezes as lâminas não se romperam na deformação, apenas ondulando-se em micro-dobras simétricas.

A classificação sedimentológica, via análise modal em seção delgada, indica ser este sedimento também uma areia argilosa a siltica (SHEPARD 1954), situada no campo dos *lithic wackes* de DOTT Jr. (1964) e dos arenitos pelíticos sublíticos de COIMBRA *et al.* (1992).

• Afloramento BF-147

Sedimento laminado, de cor marrom escura a média, composto pela alternância de lâminas argilosas orgânicas e leitos siltosos arenosos finos. Estes leitos contêm quartzo e mica em abundância e, subordinadamente feldspato. A mica incolor é levemente pleocróica (incolor a verde claro), possivelmente fengita ou ferro-muscovita. O quartzo apresenta esfericidade média a baixa, é subarredondado, tem extinção homogênea

e pode constituir clastos que ondulam a laminação. Feldspatos, plagioclásio e microclínio, são constituintes subordinados. O plagioclásio apresenta geminação polissintética e ocorre como grãos prismáticos pouco alterados. O microclínio, também prismático, exibe geminação do periclínio incipiente.

Em alguns leitos arenosos ocorrem quartzo e mica de granulação mais grossa, sendo o quartzo anguloso e a mica fortemente pleocóica (incolor a verde médio), constituindo biotita fracamente alterada. Em todos os casos os clastos estão dispersos na matriz argilosa, as micas tendem a orientar-se com a laminação e a matéria orgânica ocorre como lâminas contínuas, sendo de granulação grossa nos leitos arenosos e fina nos argilosos. O sedimento encontra-se localmente micro-falhado, apresentando desde ondulações da laminação a micro-dobras e rupturas de leitos.

4.2.2.2 Difração de raios X

O folhelho papiráceo do nível BF-5i apresenta caulinita, mica e quartzo no difratograma de raios X de amostra total. A caulinita tem valores basais (001) de $7,2\text{\AA}$ e (002) de $3,58\text{\AA}$, a mica apresenta d (001) de $9,99\text{\AA}$ e (002) de $4,97\text{\AA}$ e o quartzo é característico com $4,25\text{\AA}$, $3,34\text{\AA}$ e $1,54\text{\AA}$ (Fig. 19A).

Nas lâminas argilosas a mineralogia é similar, inclusive os mesmos valores dos respectivos reflexos basais da caulinita e da mica ($7,1$ e $3,57\text{\AA}$ para a caulinita e $9,86\text{\AA}$ e $4,95\text{\AA}$ para a mica) (Fig. 19B). A amostra aquecida apresenta desaparecimento do pico de $7\text{\AA}$ da caulinita devido ao colapso de sua estrutura e também abaixamento da intensidade do pico de $9,8\text{\AA}$ da mica. Na amostra glicolada observa-se a constância dos valores basais da mica em $9,9\text{\AA}$ e da caulinita em $7,1\text{\AA}$, este último pico apresentando-se simétrico.

As amostras totais da seção colunar BF-53 (Fig 12) apresentam diferenças nos difratogramas dos níveis argilosos e arenosos indicando diversidade mineralógica. As lâminas argilosas contêm caulinita, quartzo, mica e esmectita e as lâminas arenosas contêm, além desta mineralogia, feldspato. De modo geral, a caulinita apresenta valores de d basal (001) de $7,1$ a $7,3\text{\AA}$ e (002) de $3,56\text{\AA}$, com picos levemente assimétricos para o lado de valores menores de 2θ . A intensidade dos picos da caulinita é variável para ambos os níveis granulométricos nos diferentes difratogramas (Fig. 21).

A mica apresenta pico de maior intensidade nos difratogramas dos níveis arenosos, tendo d basal (001) de $9,5$ - $10,2\text{\AA}$ e (002) de $4,9$ - $5,1\text{\AA}$. Por sua vez, a esmectita tem reflexão basal mais intensa nos difratogramas dos níveis argilosos, com d basal de $14,2$ - $15,1\text{\AA}$. O quartzo tem reflexões típicas em $4,2\text{\AA}$, $3,34\text{\AA}$, $1,81\text{\AA}$ e $1,54\text{\AA}$ e o feldspato em $6,3\text{\AA}$ e $3,2\text{\AA}$, possivelmente caracterizando uma albita.

Os difratogramas de raios X de amostras glicoladas dos níveis argilosos confirmam a expansão da esmectita para valores basais de 17-19Å e aqueles de amostras aquecidas apontam a diminuição do valor de *d* basal para 9,8Å (Fig. 22).

4.2.2.3 Microscopia eletrônica de varredura

A MEV confirmou a caulinita pseudo-hexagonal com placas de 0,8-1,5µm como constituinte principal da fração argila dos sedimentos fossilíferos da Formação Fonseca. Ocorre ainda mica arredondada, de até 50 µm, em grãos isolados na matriz (Prancha 17).

4.2.2.4 Palinologia

Os estudos palinológicos das amostras BF-5i e BF-53m realizados pelo Prof. Dr. Murilo Rodolfo de Lima do IGUSP, confirmaram os resultados anteriores de LIMA & SALARD-CHEBOLDAEFF (1981). Foram encontrados novamente os pólenes de *Spinizonocolpites*, *Cicatricosisporites dorogensis* e *Perisyncolporites* em ambas as amostras, atribuindo idade eocênica (Eoceno Médio a Superior) aos sedimentos da Formação Fonseca. O pólen de *Nipa* (do Grupo *Spinizonocolpites*) foi visto somente na amostra BF-5i.

4.2.2.5 Geoquímica de matéria orgânica

Os resultados das análises de geoquímica de matéria orgânica, efetuados em colaboração com o Dr. Chang Hung Kiang da PETROBRÁS-CENPES, em amostra de folhelho papiráceo da Formação Fonseca indicaram teor de C_{org} total de 19,08%, alto índice de hidrogênio, 633 mgHC/gC.O (HC - hidrocarbonetos; C.O. - carbono orgânico), e T_{max} de produção de hidrocarbonetos em 426°C. Estes dados classificam o sedimento como imaturo a pouco maturo (quanto a matéria orgânica) e também como excelente rocha geradora de hidrocarbonetos, com gênese em ambiente lacustre com profusão de algas, pertencente ao Tipo 1 de matéria orgânica da classificação de van Krevelen (GAGLIANONE & TRINDADE 1984).

Legenda da Prancha 16

Fotomicrografia 1 - Sedimento argilo-arenoso fossilífero da Formação Fonseca (seção colunar BF-05, nível i), mostrando a laminação da matriz argilosa com partículas orgânicas (cor preta) e a perturbação da laminação do sedimentos por grãos detríticos maiores de quartzo (Q) (polarizadores cruzados, aumento 100x).

Fotomicrografia 2 - Restos orgânicos em matriz argilosa (seção colunar BF-05, nível i) (polarizadores paralelos).

Fotomicrografia 3 - Sedimento argilo-arenoso fossilífero da Formação Fonseca (seção colunar BF-53, nível m), mostrando alternância de lâminas argilosas e leitos arenosos e a deformação imposta ao sedimento. Observa-se o contato brusco entre as lâminas (polarizadores cruzados, aumento 50x).

Fotomicrografia 4 - Detalhe da fotomicrografia 3, do leito arenoso, mostrando a composição mineralógica constando essencialmente de grãos detríticos de quartzo (Q) e mica (M) em matriz (m) argilosa, que apresenta-se com baixa birrefringência (polarizadores cruzados, aumento 50x).

PRANCHA 16

Figura 19 - A, difratograma de raios X de amostra total do folhelho papiráceo (nível BF-5i, seção colunar BF-05); B, difratograma de amostra total do folhelho papiráceo, após tratamento com H_2O_2 : n - natural; g - glicolada; C, amostra de nível de argila bege: n - natural, g - glicolada, a - aquecida.

Figura 20 - Difratoigramas de raios X de amostra total do sedimento argilo-arenoso (seção colunar BF-53), sem tratamento prévio. A, lâmina argilosa; B, leito arenoso.

Figura 21 - Difractogramas de raios X de amostras totais (após remoção de matéria orgânica com H_2O_2 , sem outros tratamentos prévios): A, BF-53-k; B, BF-53-i; C, BF-53-c. Lâmina argilosa (a) e leito arenoso (b).

Figura 22 - Difratoigramas de raio X de amostras totais de lâminas argilosas: A, BF-53k; B, BF-53i. n - amostra natural; g - glicolada; a - aquecida.

Legenda da Prancha 17

Fotomicrografia 1 - Sedimento argilo-arenoso fossilífero da Formação Fonseca (seção colunar BF-05, nível I), mostrando o aspecto geral do sedimento muito fino, composto em grande parte por caulinitas pseudo-hexagonais (K) que formam a massa argilosa e placas tabulares, provavelmente de mica (M).

Fotomicrografia 2 - Sedimento argilo-arenoso fossilífero da Formação Fonseca (seção colunar BF-53, nível I), mostrando grão de mica arredondado, em meio a matriz argilosa.

Fotomicrografia 3 - Sedimento argilo-arenoso fossilífero da Formação Fonseca (seção colunar BF-53, nível I), mostrando grão de mica arredondado, apresentando início de desagregação (esfoliação) das placas micáceas a partir das bordas do grão, como efeito de intemperismo e possível transformação para illita.

PRANCHA 17

4.2.3 Sedimentos argilosos não fossilíferos

As descrições destes sedimentos serão feitas de forma conjunta, com ênfase nos resultados obtidos para os níveis considerados mais representativos da Formação Fonseca. Estes correspondem aos níveis BF-5u e BF-5H da seção colunar BF-05, BF-26 do afloramento BF-26, BF-30F e BF-30G da seção colunar BF-30 e BF-153B da seção colunar BF-153.

4.2.3.1 Análise granulométrica

A classificação dos sedimentos finos, através das análises granulométricas via pipetagem e peneiramento a seco, enquadra-os no diagrama de SHEPARD (1954) como argilas silticas a argilas, pertencentes ao campo dos pelitos de COIMBRA *et al.* (1992), mais precisamente como argilitos siltosos a argilitos. Contêm, em média, 0,4 a 8,6% de areia, 16,4 a 42% de silte e 49,3 a 81,5% de argila (Anexo 2). Segundo os parâmetros classificatórios de FOLK & WARD (1957) constituem-se de sedimentos mal a muito mal selecionados com desvio padrão entre 1.03 e 2.18 ϕ , assimetria muito negativa e curtose variando desde platicúrtica (0,68) a extremamente leptocúrtica (3.77) (Fig. 23).

Figura 23 - Curvas granulométricas obtidas para os sedimentos argilosos não fossilíferos mais representativos da Formação Fonseca. A, BF-05H; B, BF-5u; C, BF-26; D, BF-30F; E, BF-30G.

4.2.3.2 Difração de raios X

Os estudos de difração de raios X dos sedimentos argilosos não fossilíferos da Formação Fonseca foram efetuados em amostras totais e respectivas frações $< 20 \mu\text{m}$ e $< 2 \mu\text{m}$.

• Amostras totais

Os difratogramas das *amostras totais* indicaram mineralogia semelhante para todas as amostras, sendo composta por quartzo, e argilominerais dos grupos da caulinita, mica e, eventualmente esmectita (Fig. 24).

A caulinita apresenta picos de difração basal bem definidos, estreitos e de média a alta intensidade com valor de d basal variando de 7,1 a 7,2Å. A mica apresenta picos basais de baixa intensidade com valores de 9,9-10,0Å. Quartzo também ocorre, originando picos de intensidade média em relação à intensidade da reflexão basal (001) da caulinita.

• Amostras da fração $< 20 \mu\text{m}$

Em difratogramas das amostras da fração $< 20 \mu\text{m}$, *sem tratamento prévio*, caracterizaram-se dois valores principais para o pico basal (001) da caulinita, sendo eles 7,1Å e 7,2Å (Fig. 25). Os valores correspondentes as demais reflexões da caulinita são semelhantes para todas as amostras e estão presentes em praticamente todos os difratogramas, sendo eles 4,44Å, 3,57Å, 2,56Å, 2,49Å, 2,38Å, 2,3Å, 1,99Å, 1,78Å, 1,66Å e 1,49Å. Mais raramente apresentam-se os picos de 4,32Å, 4,13Å e 3,82Å. As reflexões basais (001) apresentaram-se como picos de alta intensidade, estreitos e, em alguns casos mostraram assimetria moderada nas partes intermediárias a inferiores destes picos (Fig. 26).

A mica apresentou reflexões basais de intensidade baixa a média, quando comparada a caulinita, e com valores basais (001) variando entre 9,82Å e 10,05Å e (002) de 4,92 a 5,01Å, além de outras reflexões em 4,44Å, 3,32Å e 1,99Å (Fig. 25).

O quartzo apresenta-se com suas reflexões características em 4,23-4,25Å, 3,30-3,34Å, 2,46Å, 1,78Å, 1,66Å, 1,54Å e 1,49Å.

Nas *amostras glicoladas* a mica apresentou reflexões basais constantes valor numérico e intensidade. No entanto, a maior parte das amostras analisadas (BF-5H, BF-26 e BF-30G) apresentaram variações significativas nestes parâmetros quando *aquecidas*; o valor de d basal aumenta normalmente em 0,05Å e a intensidade aumenta em 15 a 20%, ou mesmo em 60% como no caso da amostra BF-30G (Fig. 27), sugerindo a presença de illita.

Os reflexos basais (001) da caulinita, situados entre 120° e $130^\circ 2\theta$, desaparecem completamente nas *amostras aquecidas*. As mesmas amostras, quando

glicoladas, apresentaram, de modo geral, constância no valor de d basal das caulinitas de 7,10-7,12Å, porém, em algumas delas, é comum um ligeiro aumento ou diminuição de 0,01 a 0,05Å. Devido a estes pequenos aumentos e diminuições no valor de d basal da caulinita em algumas amostras glicoladas, suspeitou-se que a etapa de moagem e homogeneização do material estivesse provocando alterações estruturais nos argilominerais. Por isso foram feitos novos difratogramas para as mesmas amostras, nos quais a etapa prévia de homogeneização teve sua intensidade diminuída e o material foi preparado pela técnica de gotejamento e não de esfregação. Observou-se, então, que os valores de d basal mantiveram-se constantes em torno de 7,10Å.

• Amostras da fração $< 2 \mu\text{m}$

As análises das amostras desta fração *sem tratamento prévio* são apresentadas na figura 28. Observou-se para a caulinita que os valores de d basal (001) mantêm-se essencialmente constantes, com valores entre 7,11 e 7,13Å, com outros reflexos somente em 3,56Å, 2,38Å, 1,99Å e 1,78Å; exceção é a amostra BF-5u que continua apresentando todos os demais valores (4,35Å, 4,15Å, 3,82Å, 2,33Å, 1,66Å e 1,49Å). Os picos das reflexões basais (001) apresentaram-se simétricos.

A mica e o quartzo apresentam picos com intensidades extremamente baixas, próximas ao nível de "background". Somente na amostra BF-5u o quartzo é melhor definido com reflexões em 3,35Å, 1,78Å, 1,67Å, 1,62Å e 1,49Å.

Nas *amostras glicoladas* a simetria das reflexões basais (001) da caulinita se acentuou (Fig. 29). Somente a amostra BF-5H apresenta ainda leve assimetria na parte inferior da reflexão (001). As amostras glicoladas apresentaram valores constantes de d basal, com pequenas variações da ordem de 0,01-0,03Å nas amostras BF-5H, BF-5u, BF-26 e BF-30G, porém a amostra BF-30F registrou um aumento de 0,13Å neste valor, efeito este que foi investigado detalhadamente por tratamento com hidrazina.

A mica não foi verificada nas amostras glicoladas. Nas amostras aquecidas, desaparecem os picos da reflexão basal (001) da caulinita e aparece o pico de d basal da mica que, em relação as amostras sem tratamento prévio, aumentou de intensidade, em aproximadamente 15 a 35%, e passou no valor numérico de d basal de 9,83-9,89Å para 9,96-9,98Å (Figs. 30 e 31). Este comportamento também sugere a presença de illita.

• Amostras tratadas com hidrazina

De modo geral, a reflexão basal (001) da caulinita registra grau moderado de assimetria nos difratogramas das várias amostras analisadas. Isto ocorre principalmente na fração $< 20 \mu\text{m}$ e, subordinadamente na fração $< 2 \mu\text{m}$.

O melhor exemplo de simetria corresponde aos difratogramas obtidos para a amostra BF-5u (semelhante ao pico da Fig. 2.5a, p.40, de WILSON 1987). As outras amostras geralmente apresentaram-se com leve assimetria nas partes intermediárias a inferiores dos picos (semelhante a Fig. 2.5b, p.40, de WILSON 1987), sendo o melhor exemplo a amostra BF-5H. Nestas amostras observou-se que o grau de simetria aumenta para as frações $< 2 \mu\text{m}$, principalmente quando as amostras foram glicoladas, podendo atingir a simetria (amostras BF-26 e BF-30G).

A assimetria do pico da caulinita é uma expressão da sua cristalinidade, que também pode ser investigada por tratamento com hidrazina ou, adicionalmente, expressa por diversos índices como o de HINCKLEY (1963) calculado a partir de difratogramas de raios X de amostras não orientadas.

O tratamento com hidrazina para estudo da cristalinidade das caulinitas foi realizado para amostras das frações $< 20 \mu\text{m}$ e $< 2 \mu\text{m}$ e seguiu o procedimento descrito por RANGE *et al.* (1969 *apud* BRINDLEY & BROWN 1980). Os resultados obtidos (Fig. 30) classificaram as caulinitas dos sedimentos argilosos não fossilíferos da Formação Fonseca no tipo I de RANGE *et al.* (1969), correspondente a caulinitas moderadamente ordenadas. No entanto, observou-se em quase todos os difratogramas destas amostras, que ainda ocorre um pico com valor de d basal igual a $7,1\text{\AA}$. Este fato pode ser devido à existência de um segundo tipo de caulinita - tipo IV de RANGE *et al.* (1969), correspondente a caulinitas *fire-clay* ou, mais provavelmente, a partículas que não reagiram com a hidrazina por problemas do tratamento.

• Amostra com esmectita (BF - 153B)

A esmectita foi constatada em apenas uma amostra dos sedimentos não fossilíferos estudados, onde ocorre em conjunto com a caulinita, mica e quartzo (Fig. 31).

A esmectita apresenta picos sempre largos e de baixa a média intensidade com d basal de $15,2\text{\AA}$ em amostra total, sem tratamento prévio. Quando a amostra foi aquecida este valor diminuiu para $9,93\text{\AA}$ e, quando glicolada, aumentou para $16,2\text{\AA}$ (Fig. 31).

A mica, nesta amostra, não foi observada no difratograma da *amostra natural* (Fig. 31). Porém sua presença foi identificada no difratograma da *amostra glicolada* onde ocorre um pico de $9,93\text{\AA}$ bem definido. Na amostra aquecida sua reflexão basal possivelmente ocorre junto com a da esmectita em $9,8\text{\AA}$ (Fig. 31). Interpretam-se estas características como mais uma indicação da presença de illita nas misturas de argilas, sendo de baixa cristalinidade. Os tratamentos de aquecimento e glicolagem aumentaram a cristalinidade da illita, sem deslocamento do valor do d basal, reflexão esta que, entretanto, só se manifestou claramente no difratograma após glicolagem, tratamento que

não causou interferência entre o pico da illita em 9,9A e da esmectita em 16,2 A. (Fig. 31).

Nota-se que nos difratogramas das amostras argilosas não fossilíferas com esmectita, a caulinita apresentou reflexões basais assimétricas em suas partes intermediárias a inferiores (Fig. 31) e tenderam a simétricas, quando glicoladas (Fig. 31), também indicando a presença de caulinitas de baixa cristalinidade.

• Cálculo do Índice de Hinckley

O cálculo do índice de Hinckley foi efetuado como mais uma verificação da cristalinidade das caulinitas.

Os difratogramas de raios X obtidos para amostras desorientadas (Figs. 32 a 34) confirmaram para a caulinita valor de d basal de $7,2\text{\AA}$, com reflexões de alta a média intensidade, para todas as amostras analisadas. Notou-se também um aumento no grau de assimetria nas porções intermediárias a basais destas reflexões sugerindo a presença de caulinitas moderada a altamente desordenadas, conforme comparações com os dados publicados por WILSON (1987). Entretanto, os índices de HINCKLEY (1963 *apud* GOMES 1986), calculados para estas caulinitas, com valores entre 0,8 e 1,5, sugerem boa cristalinidade, exceto para a amostra BF-53k, cuja caulinita apresenta cristalinidade média com índice igual a 0,68 (Figs. 32 a 34).

• Cálculo do parâmetro de cela da caulinita

Para comparar os dados de difração de raios X das caulinitas estudadas com caulinitas de boa cristalinidade, tentativamente, foram calculados os parâmetros de cela das caulinitas dos sedimentos argilosos não fossilíferos da Formação Fonseca. Utilizou-se para tanto os difratogramas de amostras desorientadas também empregados para o cálculo do índice de Hinckley. Para o cálculo foi utilizado o programa computacional LCLSQ (BURNHAM 1991), adotando-se como dados de referência os parâmetros cristalográficos de caulinita triclinica. Os resultados encontram-se no anexo 4.

Nota-se que são grandes as diferenças entre os dados das caulinitas analisadas e da caulinita padrão. Estas diferenças podem ter sua causa em erros analíticos/metodológicos múltiplos (preparação do material analisado, geometria do difratômetro utilizado, falta de um padrão interno nas análises realizadas, c.f. BRINDLEY & BROWN 1980, BISH & POST 1989), mas também ser um efeito de cristalinidade variável, em geral baixa, das caulinitas analisadas.

Figura 24 - Difrátogramas de raios X de amostras totais dos sedimentos argilosos não fossilíferos da Formação Fonseca, sem tratamento prévio. A, BF-05u; B, BF-05H; C, BF-26; D, BF-30F; D, BF-30G.

Figura 25 - Difratoigramas de raios x de amostras da fração < 20 μm: A, BF-05u; B, BF-05H; C, BF-26; D, BF-30F; E, BF-30G.

Figura 26 - Detalhe da assimetria da caulinita. A, BF- 5H; B, BF- 30F .

Figura 27 - Difratoigramas de raios X de amostras da fração $< 20 \mu\text{m}$: A, BF-5u; B, BF-5H; C, BF-26; D, BF-30F; E, BF-30G. n - natural; g - glicolada; a - aquecida.

Figura 28 - Difratoigramas de raios x de amostras da fração $< 2 \mu\text{m}</math> (sem tratamento prévio): A, BF-5u; B, BF-5H; C, BF-26; D, BF-30F; E, BF-30G.$

Figura 29 - Difratoigramas de raios X de amostras da fração $<2 \mu\text{m}$: A, BF-5u; B, BF-5H; C, BF-26; D, BF-30F; E, BF-30G. n - natural; g - glicolada; a - aquecida.

Figura 30 - Difratoigramas de raios X de amostra tratadas com hidrazina: A, BF-5u; B, BF-5H; C, BF-26; D, BF-30F (todas na fração $< 20 \mu\text{m}$); E, BF-5u; F, BF-5H; G, BF-26; H, BF-30F (todas na fração $< 2 \mu\text{m}$).

n - sem tratamento prévio; h - após tratamento com hidrazina; hn - após lavagem com água; hg - após glicolagem.

Figura 31 - Difratoigramas da amostra BF-153B: A, amostra total, sem tratamento prévio; B, detalhe da assimetria da caulinita; C, difratograma de amostra tratada: n - natural; g - glicolada; a - aquecida.

Figura 32 - A1, difratograma de raios X de amostra desorientada do nível BF-5H, fração $< 2 \mu\text{m}$, sem tratamento prévio; A2, cálculo do índice de HINCKLEY (1963 *apud* GOMES 1986); A3, difratograma de raios X de amostra desorientada do nível BF-5u, fração $< 2 \mu\text{m}$, sem tratamento prévio; A4, cálculo do índice de HINCKLEY (1963 *apud* GOMES 1986).

Figura 33 - **A1**, difratogramas de raios X de amostra desorientada do nível BF-30F, fração $< 2 \mu m$, sem tratamento prévio; **A2**, cálculo do índice de HINCKLEY (1963 *apud* GOMES 1986); **A3**, difratogramas de raios X de amostra desorientada do nível BF-30F, fração $< 2 \mu m$, sem tratamento prévio; **A4**, cálculo do índice de HINCKLEY (1963 *apud* GOMES 1986).

Figura 34 - **A1**, difratogramas de raios X de amostra desorientada do nível BF-153B, amostra total, sem tratamento prévio; **A2**, cálculo do índice de HINCKLEY (1963 *apud* GOMES 1986); **A3**, difratogramas de raios X de amostra desorientada do nível BF-53k, amostra total, sem tratamento prévio; **A4**, cálculo do índice de HINCKLEY (1963 *apud* GOMES 1986).

4.2.2.3 Análises térmicas

Estas análises foram obtidas para amostras totais e da fração $< 20 \mu\text{m}$ e os resultados obtidos encontram-se na figura 35.

A análise termo-diferencial caracterizou bem a caulinita que apresentou os picos endo e exotérmicos gerais apontados por MACKENZIE (1957, Fig. IV-1, p.103). O primeiro corresponde ao pico endotérmico inicial entre 113 e 118°C ocasionado pela liberação da água adsorvida à superfície dos grãos (umidade natural). Notou-se que a amostra BF-5H, em rocha total, que foi acondicionada em frasco de vidro no momento de sua coleta no campo, apresentou este pico inicial muito mais intenso do que as outras amostras que não foram preservadas em embalagens seladas.

O segundo pico ocorrente, também é endotérmico e corresponde à remoção dos íons hidroxila da estrutura (água estrutural) e transformação da caulinita em metacaulinita, segundo a reação

Apresentou-se em todas as amostras com temperatura máxima de reação na faixa de 540 a 588°C, e temperatura inicial entre 475 e 530°C. Estes picos geralmente exibem intensidade média (amostra BF-51H) a alta (amostra BF-05u) e são moderadamente agudos e estreitos, sendo a amostra BF-5u o melhor exemplo. A declividade das curvas, calculada segundo MACKENZIE (1957) e GOMES (1986), varia de 0,77 a 1,56, caracterizando possivelmente caulinitas triclinicas. Um exemplo de cálculo da declividade está representado na figura 35G.

Em algumas amostras (BF-26, BF-30G, BF-30F e BF-5u) observa-se a presença de um pico exotérmico, logo após o segundo pico endotérmico da caulinita, em aproximadamente 615°C. Este pode corresponder a presença de impurezas, segundo MACKENZIE (1957).

Com o aumento da temperatura ocorre um pico exotérmico entre 970 e 984°C. Este pico, em duas amostras, apresenta-se associado a um pico endotérmico que o precede em 925°C (BF-30G) e 950°C (BF-5u). Este pico endotérmico de elevada temperatura foi relacionado com a cristalinidade da caulinita, sendo melhor definido com cristalinidade maior (MACKENZIE 1957). Nos casos observados, isto se confirma para estas amostras pelos resultados anteriores de difração de raios X, além da boa definição das demais características em ATD. Este conjunto de picos endo e exotérmicos são devidos à quebra da estrutura da metacaulinita com a perda das últimas águas estruturais e conseqüente nucleação de espinélio $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$ ou mulita (pico exotérmico) (MACKENZIE 1957).

Os gráficos de análise termogravimétrica também caracterizaram a perda de peso da caulinita na faixa de 400-600°C devido à perda de água estrutural e, subordinadamente, da umidade natural da amostra, que juntas representaram de 14,1 a 15,3% de perda de peso total.

A esmectita não ficou bem caracterizada nestas análises, assim como a mica, talvez por estas ocorrerem em quantidades subordinadas na mistura mineralógica das amostras estudadas.

No entanto, os gráficos de ATD/ATG obtidos para a amostra BF-153B, amostra total, caracterizada mineralogicamente pela presença de caulinita e esmectita (DRX), sugerem a presença de esmectita devido à provável influência que este mineral exerceu na reação exotérmica da caulinita, provocando o desaparecimento de seu pico exotérmico na região de 900-1000°C. O pico endotérmico da esmectita em 534°C possivelmente está sobreposto ao da caulinita (Fig. 35).

Em ATD/ATG é característico o pico endotérmico em 573°C correspondente a transformação de quartzo α para quartzo β , estando sempre associado ao segundo pico endotérmico da caulinita. Este pico aparece melhor nas amostras de granulação mais grossa com teores mais elevados de quartzo. Nas amostras representadas na figura 35, o pico não se manifesta muito bem por serem amostras de frações finas, compostas essencialmente de argilominerais.

As amostras analisadas por ATD/ATG, após aquecidas, foram estudadas por difração de raios X e os gráficos obtidos encontram-se na figura 36.

Nota-se nestes gráficos que ocorreu a amorfização do material, porém ainda restam sinais de estruturação de alguns minerais como da metacaulinita, que não foi completamente destruída entre 950-1000°C, apresentando-se com reflexões em 7,14Å (amostras BF-30F e BF-30G) e, também da mica que aparentemente teve sua cristalinidade melhorada, conforme indica o aumento da intensidade da reflexão basal (001) em 9,82Å e 9,94Å, respectivamente.

A mulita não foi identificada nos difratogramas de raios X e a presença de espinélio γ -Al₂O₃ é duvidosa, uma vez que suas principais reflexões sobrepõem-se às da caulinita.

Os gráficos de ATD/ATG e difratogramas de raios X deste estudo estão parcialmente de acordo com aqueles da literatura (por exemplo, MACKENZIE 1957, BROWN 1972), que sustentam a preservação de alguma ordem estrutural na caulinita desidratada (metacaulinita) até 980°C, que se manifesta com reflexões em 4,43Å e 3,53Å (Fig. 36). Porém, estes autores colocam que a maioria dos pesquisadores identificaram, mais comumente, espinélio ou mulita nas amostras aquecidas a 980-1000°C (e.g. HILL 1956 *apud* BROWN 1972, p.134).

4.2.2.4 Microscopia eletrônica de varredura

O aspecto geral do sedimento, observado em aumento de 500 vezes, é de laminação irregular, poroso, constituído principalmente por placas de caulinita em arranjo designado "casa de cartas" (FÜTCHBAUER & MÜLLER 1970)(Prancha 18).

Em aumento de 3.500 vezes observa-se a morfologia pseudo-hexagonal da caulinita, por vezes disposta com textura de "livros", caracterizando a textura *face-to-face* ilustrada por WELTON (1984). Estes "livros" ocorrem nos poros do sedimento (Prancha 18). Observa-se também caulinita com textura vermiforme (Prancha 19).

Mica detrítica ocorre dispersa na matriz, constituindo grãos de aproximadamente 80 μm de diâmetro e 20 μm de espessura (Prancha 19). Estas micas estão em alteração como sugere o deslocamento do mineral.

O sedimento argiloso não fossilífero que contém esmectita, confirmada por dados de difração de raios X, apresenta aspecto geral de laminação ondulada, originado eventualmente, pelas formas placóides e também onduladas da esmectita (WELTON 1984). Entretanto, deve-se ressaltar que as identificações da esmectita com base nestas características, nas fotomicrografias a seguir descritas, não é segura. Em maior aumento (5.000 vezes) observa-se placas pseudo-hexagonais de caulinita de 2 a 3 μm , constituindo uma matriz porosa. A esmectita pode estar presente na matriz caulínica na forma de grãos de bordas finas e irregulares, ou ainda em poros, tendo forma de "penas" com aproximadamente 4 μm de comprimento (Prancha 20).

A illita não foi caracterizada por microscopia eletrônica de varredura, talvez por constituir uma fração subordinada, dispersa na matriz caulínica. Este mineral também não desenvolve sempre formas típicas que permitam sua identificação indubitável pela técnica de MEV.

Figura 35 - Gráficos de ATD/ATG de sedimentos argilosos não fossilíferos da Formação Fonseca: A, BF-5H; B, BF-26; C, BF-153B (todas amostras totais); D, BF-5H; E, BF-5u; F, BF-30F; G, BF-30G (todas na fração < 20 μ m).

No gráfico A observa-se o aumento na intensidade do primeiro pico endotérmico da caulinita, devido a forma de embalagem da amostra na sua coleta. O gráfico E é o melhor exemplo obtido para a caulinita, que apresenta seus pico endo (En) e exotérmico (Ex) bem caracterizados. No gráfico G está representado o cálculo da declividade da curva endotérmica da caulinita, expressa pela razão a/b.

Figura 36 - Difratoigramas de raios X das amostras após análises de ATD/ATG. A, amostra BF-5H; B, amostra BF-5u; C, amostra BF-30F; D, amostra BF-30G (todas na fração < 20 μ m).

Legenda da Prancha 18

Fotomicrografia 1 - Aspecto geral do sedimento argiloso não fossilífero (nível BF-30F).
Notar a laminação irregular do sedimento dada pela textura dos argilominerais.

Fotomicrografia 2 - Aspecto geral do sedimento argiloso não fossilífero (nível BF-5u),
ressaltando o caráter poroso da matriz argilosa, dado pela textura "casa de cartas" das
caulinitas.

Fotomicrografia 3 - Detalhe do sedimento argiloso não fossilífero (nível BF-5H), ressaltando
a constituição caulinítica da matriz com textura "casa de cartas", seu caráter poroso e a
presença de caulinitas em textura de "livros" nos poros.

PRANCHA 18

1

2

3

Legenda da Prancha 19

Fotomicrografia 1 - Detalhe do sedimento argiloso não fossilífero (nível BF-5H), contendo agregados de caulinita de aproximadamente 2-5 μm , com textura vermiforme, associados à matriz que apresenta caulinitas arredondadas e com granulação maior (10-15 μm).

Fotomicrografia 2 - Detalhe de uma caulinita arredondada em meio a matriz fina também caulínica do sedimento do nível BF-5H.

Fotomicrografia 3 - Sedimento do nível BF-5u, mostrando placa de mica com aproximadamente 80 μm , apresentando sinais de desagregação do grão.

PRANCHA 19

1

2

3

Legenda da Prancha 20

Fotomicrogra 1 - Aspecto geral do sedimento argiloso não fossilífero contendo esmectita (nível BF-153B). Nota-se o aspecto ondulado da laminação.

Fotomicrografia 2 - Detalhe da matriz caulínica com textura "casa de cartas" do sedimento do nível BF-153B. Nota-se a porosidade do sedimento, as formas pseudo hexagonais das caulinitas e possível esmectita associada em grãos com bordas irregulares/difusas ou ainda na forma de "penas".

Fotomicrografia 3 - Detalhe da fotomicrografia anterior, mostrando possível esmectita com forma de "penas".

PRANCHA 20

1

2

3

4.2.2.5 Capacidade de troca catiônica

A CTC foi analisada para duas amostras, BF-5H e BF-153B, pretendendo-se caracterizar estes valores para a caulinita e a esmectita, respectivamente.

A amostra BF-5H foi escolhida por ser um nível argiloso caulínico expressivo na Formação Fonseca. Analisou-se a amostra na fração $< 2 \mu\text{m}$, apesar de conter também quartzo e mica em teores pequenos conforme verificado por DRX. Os valores obtidos para 3 alíquotas da amostra foram de 28 a 28,5 meq de Ca/100g de amostra e para uma quarta alíquota, de 25 meq de Ca/100g. O resultado é superior aquele indicado na literatura para caulinita bem cristalizada, que varia até 15 meq/100g. Ainda que se considere a influência da mica (quartzo é inerte), supõe-se serem os valores obtidos, também influenciados pela má cristalinidade das caulinitas estudadas, pois conforme GOMES (1986) neste caso a CTC pode chegar a 50 meq/100g.

A amostra BF-153B foi analisada por constituir a única que contém esmectita não associada à matéria orgânica, o que facilitou a análise, sendo que a matéria orgânica provoca interferências no resultado final da CTC. Foi analisada a amostra total, pois ela ocorre como delgados níveis, os quais não permitiram a obtenção de material suficiente para separação da fração $< 2 \mu\text{m}$. Adicionalmente, a esmectita estando associada à caulinita, também constaria da amostra final. Quartzo e mica, ainda que em pequenas quantidades, também estavam presentes na amostra total. Os valores obtidos para as várias alíquotas desta amostra variam de 36 a 40 meq de Ca/100g, tendo como média 38 meq de Ca/100g de amostra. Este valor não representa a CTC somente da esmectita, cujo valor ideal situa-se em torno de 110 meq/100g de amostra, mas o seu efeito como um dos componentes da amostra (BF-153B).

4.2.2.6 Microscopia eletrônica de transmissão

As fotomicrografias da amostra BF-153B obtidas por MET registraram um sedimento composto por: 1- caulinita arredondada de granulação grossa; 2- caulinita pseudo-hexagonal de granulação fina; 3- placas tabulares de mica; 4- minerais placóides de bordas difusas, provavelmente de esmectita; 5- agregados fibrosos, provavelmente, de mica e/ou illita. Nota-se, ainda, a presença de hidróxido de ferro (ferrohidrita/óxidos hidratados de ferro), que ocorrem tanto na superfície das caulinitas como livre entre os grãos (Prancha 21). As caulinitas menores não forneceram padrão de difração de elétrons. Os grãos maiores registraram um padrão de baixa intensidade, que quando comparado aqueles publicados por WILSON (1987) sugerem a natureza moderadamente ordenada das caulinitas (Prancha 21).

4.2.2.7 Geoquímica por fluorescência de raios X

Análises geoquímicas multielementares por fluorescência de raios X foram efetuadas em 10 amostras, sendo 5 amostras totais e 5 das respectivas frações $< 20 \mu\text{m}$.

Os resultados obtidos nas análises geoquímicas encontram-se na tabela 3 e os limites de detecção para os elementos analisados estão apresentados no Anexo 7. Os sedimentos apresentaram SiO_2 variando de 42,98 a 54,13%, e Al_2O_3 entre 30,50 a 36,49%. Subordinadamente, ocorre Fe_2O_3 (0,89 a 4,11%) K_2O variando de 0,30 a 0,81%, e TiO_2 entre 0,72 e 1,34%.

Os resultados, de modo geral, concordaram com os dados químicos de sedimentos argilosos (SOUZA SANTOS 1975, DERR *et al.* 1978, GOMES 1986). Ressalta-se, entretanto, o baixo teor de K_2O (média de 0,66%), quando para muscovitas este valor está em torno de 8 a 9% e para illitas é de 4 a 5% (porcentagens em peso). Dentre os elementos traços analisados, observou-se teores mais elevados de Ba (103 a 317 ppm), Cr (53 a 184 ppm), V (51 a 195 ppm) e Zr (82 a 237 ppm).

Os resultados analíticos publicados por TAYLOR & McLENNAN (1985, p.25 a 29) para médias composicionais de folhelhos marinhos paleozóicos oriundos de várias partes do globo (América do Norte, Austrália, Antártica, entre outros), apresentam valores mais altos de SiO_2 (variando de 58 a 68%) e mais baixos de Al_2O_3 (15 a 25%) e LOI (4 e 7%), do que a Formação Fonseca. Estas discrepâncias podem ser devidas às diferenças de ambientes (marinhos no caso dos dados da literatura e continentais para a Formação Fonseca), além de diferenças mineralógicas e da evolução geológica pós-sedimentar. TAYLOR & MACLENNAN (1985) também apresentaram resultados de elementos terras raras para folhelhos padrão da América do Norte (NASC), os quais concordam para La e Ce com alguns dos dados obtidos neste trabalho. Entretanto, têm que se frisar que os dados de La, Ce e Nd obtidos por FRX são apenas dados semi-quantitativos. Na Formação Fonseca, o La varia de 78 a 13ppm, mas, na maioria das amostras analisadas, seu valor médio é de 32,5ppm. O Ce apresenta valor médio de 28,9ppm, podendo atingir 94 a 97ppm. Estes valores se aproximam dos resultados de TAYLOR & MACLENNAN (1985, p.30).

Gráficos binários foram elaborados para estabelecer tendências mineralógicas e geoquímicas entre as amostras totais e respectivas frações $< 20 \mu\text{m}$, onde se concentram os argilominerais.

A figura 37A mostra a correlação negativa entre o SiO_2 e o Al_2O_3 , retratando a eliminação do quartzo com a separação granulométrica. A mesma tendência observa-se para K_2O (Fig. 37A) e Zr (Fig. 37B), indicando a remoção destes elementos pela eliminação da mica e do zircão, respectivamente, presentes na fração grossa do sedimento.

A correlação positiva do K e do Ba (Fig. 37C) indica ainda a presença de Ba nas estruturas das micas, provavelmente nos espaços interlamelares. Com a remoção da mica, na fração $< 20 \mu\text{m}$, o Ba também se empobrece.

A relação de constância do TiO_2 (gráfico $\text{TiO}_2 \times \text{Al}_2\text{O}_3$) a levemente ascendente e constância a levemente descendente ($\text{TiO}_2 \times \text{SiO}_2$) mostra, em ambos os casos, a manutenção do titânio independentemente da remoção das frações grossas ou mesmo seu leve enriquecimento nas frações finas na figura 37A.

O comportamento do Fe (representado por Fe_2O_3 total), Cr e V, em relação ao Al_2O_3 , é similar em todos os gráficos e mostra, na maioria dos casos, enriquecimentos consideráveis de alumínio entre as amostras totais e respectivas frações $< 20 \mu\text{m}$ (amostras 1, 2, 5 e, respectivamente, 6, 7, 10). Apenas em dois casos o enriquecimento de Al foi menor (pares 3-8 e 4-9). Os pares de amostras 1-6, 2-7 e 5-10 são caracterizados ainda por manter relação de constância ou mesmo de leve enriquecimento dos três elementos em relação ao Al_2O_3 . Isto sugere que o eventual enriquecimento de Cr, V e Fe se relaciona com o enriquecimento em argilominerais. Diferentemente, as amostras 3 e 4 nos mesmos gráficos apresentam apenas insignificante enriquecimento em Al_2O_3 e comportamentos antagônicos entre si, na tendência dos três elementos analisados. Da amostra 3 para sua fração $< 20 \mu\text{m}$ (amostra 8) ocorre um substancial enriquecimento de Fe, Cr e V; o contrário acontece na amostra 4 e sua respectiva fração fina (amostra 9), entretanto, os empobrecimentos nestes casos são muito fracos. O enriquecimento de Fe, Cr e V, sem ser acompanhado de substancial acréscimo de Al_2O_3 no par de amostras 3 e 8 é explicado pela presença e enriquecimento na fração $< 20 \mu\text{m}$ de óxidos hidratados de Fe, provavelmente amorfos, que tem um elevado potencial de absorção de outros metais, entre estes o Cr e V. O comportamento do par de amostras 4 e 9 é explicado pela homogeneidade da granulação fina da amostra, onde com a remoção da fração $> 20 \mu\text{m}$ não foram introduzidos efeitos quantitativos, quanto a amostra total, mineralógicos e geoquímicos. As variações dos resultados analíticos para os elementos considerados são em todos os casos muito pequenos, ou seja, insignificantes sob aspectos das precisões analíticas.

De modo geral, a despeito do pequeno número de amostras analisadas, não são evidentes variações mineralógicas expressivas nos sedimentos da Formação Fonseca, amostras totais e frações menores que $20 \mu\text{m}$. Destaca-se, entretanto, a presença de quartzo, mica e zircão nas frações $> 20 \mu\text{m}$ e, titânio e óxidos hidratados de ferro com Cr e V nas finas, onde ocorrem principalmente caulinita e provavelmente illita.

Legenda da Prancha 21

Fotomicrografia 1 - Aspecto geral dos grãos contidos na amostra do nível BF-53D, mostrando caulinita arredondada, no centro da fotomicrografia, contendo na sua superfície hidróxido de ferro (ferrohidrita) e circundada por pequenos grãos pseudo hexagonais de caulinita e placas tabulares, provavelmente de mica.

Fotomicrografia 2 - Padrão de difração de elétrons obtido para a caulinita pseudo hexagonal da fotomicrografia 1. Notar a baixa intensidade da difração.

Fotomicrografia 3 - Grão ou agregados de grãos, provavelmente de illitas.

Fotomicrografia 4 - Detalhe da esmectita da amostra do nível BF-153B, apresentando-se como grãos placóides de bordas difusas.

PRANCHA 21

1

2

3

4

Sample	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	L-SHT	L-SHT	L-24DT	L-30FT	L-30BT	L-SHP	L-SHP	L-24DP	L-30FP	L-30BP
Locality 1										
Locality 2										
Plot Symbol	2	2	2	2	2	7	7	7	7	7
Plot Colour	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Rock Type										
SiO ₂	48.66	54.13	46.08	44.15	45.89	44.69	45.44	42.98	44.57	43.20
TiO ₂	1.27	0.72	1.28	1.31	1.24	1.29	0.95	1.08	1.30	1.34
Al ₂ O ₃	31.69	30.50	34.46	35.63	34.60	35.40	36.39	35.12	35.73	36.49
Fe ₂ O ₃	1.71	0.89	1.96	2.19	1.96	1.89	1.15	4.11	2.04	2.17
MnO	0.01	0.01	0.01	-	0.01	0.01	-	0.01	0.01	0.01
MgO	0.17	0.12	0.11	0.09	0.13	0.14	0.07	0.08	0.12	0.13
CaO	0.01	-	-	-	0.01	0.13	0.10	0.10	0.13	0.11
K ₂ O	0.81	0.75	0.63	0.52	0.61	0.59	0.30	0.34	0.47	0.58
FeO ₅	0.04	0.02	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04
Total	84.37	87.14	84.57	83.93	84.48	84.17	84.43	83.86	84.41	84.07
LOI	14.61	12.36	14.64	15.68	15.14	15.84	15.34	15.78	15.34	15.23
Mg #	16.45	21.07	10.06	7.53	11.61	12.79	10.76	3.71	10.43	10.61
Cr	125	53	123	138	114	137	72	184	132	124
Ni	20	9	23	27	22	36	13	28	26	24
Co	-	-	-	43	-	34	-	19	-	13
V	76	51	75	97	66	67	63	195	80	82
Cu	6	3	14	21	-	34	33	48	33	19
Pb	47	106	24	48	30	41	20	31	41	34
Zn	10	-	22	27	15	110	102	94	107	70
K	6724	6226	5230	4317	5064	4898	2490	2822	3902	4815
Rb	24	19	16	18	16	26	11	13	16	24
Ba	273	317	165	144	161	184	112	103	122	155
Sr	9	3	7	16	9	16	10	12	16	17
Ga	47	36	44	52	45	56	41	43	42	51
Nb	17.0	12.0	18.0	15.0	17.0	17.0	17.0	12.0	18.0	13.0
Zr	237	266	175	155	182	100	82	85	103	99
Ti	7614	4316	7674	7853	7434	7734	5695	6475	7793	8033
Y	37	14	13	10	11	37	13	6	8	6
Th	44.00	27.00	33.00	62.00	27.00	48.00	38.00	46.00	44.00	36.00
U	9.00	13.00	2.00	6.00	1.00	12.00	11.00	7.00	5.00	4.00
La	78.00	30.00	38.00	35.00	28.00	72.00	53.00	13.00	32.00	32.00
Ce	97.00	20.00	24.00	33.00	30.00	94.00	27.00	25.00	35.00	37.00
Nd	71.00	13.00	12.00	17.00	7.00	66.00	20.00	12.00	10.00	7.00
Density	2.43	2.40	2.44	2.45	2.44	2.45	2.44	2.47	2.45	2.46

Tabela 3 - Resultado das análises geoquímicas por fluorescência de raios X dos sedimentos argilosos não fossilíferos da Formação Fonseca. Amostras totais (números 1 a 5) e respectivas frações < 20 μ m (números 6 a 10).

Figura 37 - Gráficos binários para correlação dos dados geoquímicos. **A**, correlação entre os principais óxidos analisados; **B**, correlação entre alguns óxidos e elementos traços; **C**, correlação entre alguns elementos analisados. A numeração dos pontos apresentada em cada gráfico corresponde ao número das amostras na tabela 3.

5 ANÁLISE DOS RESULTADOS LABORATORIAIS

Os resultados dos diversos estudos laboratoriais indicaram como pontos principais:

- quanto a preparação das amostras, a vantagem do método de concentração da fração argila por hidrocliclonagem que isentou de qualquer tratamento químico, ou seja, possibilitou a obtenção de difratogramas de raios X dos argilominerais *in natura*. Estes foram utilizados como referência para comparações com os difratogramas de amostras tratadas química e termicamente;
- os argilominerais presentes na Formação Fonseca pertencem aos grupos da caulinita, da mica e da esmectita, provavelmente representados pelas espécies caulinita, illita, e montmorillonita, respectivamente;
- a caulinita apresenta granulação variada, nas faixas principais de 10-16 μ m e 2-0,2 μ m. Ambas exibem espaçamento basal variando de 7,1-7,2Å (c_0) e ordenação moderada. Texturalmente, as caulinitas maiores ocorrem como grãos arredondados em disposição de "casa de cartas" e, as menores são grãos pseudo-hexagonais em texturas vermiforme e de "livros". A composição química de ambas foi assumida como essencialmente ideal, $Al_2Si_2O_5(OH)_2$, entretanto, a ordenação moderada pode permitir incorporações de impurezas a nível de elementos químicos em traços, como eventualmente, Fe, Cr e V. A caulinita é bem caracterizada por ATD/ATG e apresenta CTC igual a 28meq Ca/100g de amostra;
- as micas apresentam espaçamento basal de 9,8-10,0Å, ocorrem na fração granulométrica de 2 mm a > 20 μ m e dispõem-se como placas arredondadas dispersas no sedimento fino caulínico;
- a illita teve sua presença indicada a partir dos dados de raios X, ainda que em baixos teores (considerando-se o limite de detecção da técnica); porém, no restante dos estudos realizados, não foi encontrada qualquer indicação da presença do mineral, exceto talvez os baixos teores de potássio que restaram nas frações < 20 μ m, registrados nas análises geoquímicas;
- a esmectita apresenta espaçamento basal de 15,1Å e ocorre como grãos placóides de bordas difusas em MET. Em MEV apresenta-se como grãos ondulados na textura da matriz

caulinítica, ou ainda como grãos isolados em forma de "penas" nas porosidades. Nas análises térmicas não se apresenta bem caracterizada, provavelmente, por constituir um mineral subordinado no sedimento caulinítico. Entretanto, sua presença parece confirmada pela interferência que exerce no pico exotérmico da caulinita;

- a presença de Zr na forma de zircão nos sedimentos argilosos não fossilíferos foi revelada pelos resultados das análises geoquímicas de amostras totais dos sedimentos argilosos não fossilíferos.

6 GEOLOGIA E ARGILOMINERAIS DA FORMAÇÃO FONSECA

6.1 Ambiente de sedimentação

A Formação Fonseca constitui-se de sedimentos continentais, conforme demonstrado, principalmente pelo conteúdo fossilífero (restos de folhas, caules, flor, etc.) descrito desde o trabalho clássico de GORCEIX (1884).

O ambiente continental sugerido por GORCEIX (1884) é o flúvio-lacustre, no que concordaram os autores que o seguiram (MAXWELL 1972, LIMA & SALARD-CHEBOLDIAEFF 1981, entre outros). No entanto, esta colocação torna-se vaga e imprecisa quando se observa o estudo de fácies realizado em outras bacias por diversos autores como MIAL (1981), WALKER & CANT (1983), READING (1986), entre outros. Estes autores estabeleceram modelos genéticos para diferentes ambientes de sedimentação continental, com base na análise das associações faciológicas.

Desta maneira, o estudo da Formação Fonseca esteve voltado também para a observação dos conjuntos de fácies presentes nas seções descritas.

Ressalta-se que não foi possível estabelecer qualquer tipo de correlação lateral ou de empilhamento vertical dos perfis estudados, ainda que eles ocorrem em área pequena, em cotas altimétricas próximas e que sejam semelhantes suas características macroscópicas (estrutura sedimentar, espessura, mineralogia) e microscópicas (mineralogia das argilas, textura, etc.) gerais, devido à perturbação estrutural pós-sedimentar a qual esteve sujeita a Bacia de Fonseca. Tal fato, entretanto, pode representar também uma característica íntinseca do ambiente deposicional.

Consequentemente, os ambientes de sedimentação serão descritos de forma geral, em função das características dos depósitos sedimentares encontrados em cada coluna apresentada e apontados os principais níveis representativos. O reconhecimento

dos subambientes foi prejudicado pela pobreza da unidade em termos de estruturas sedimentares bem preservadas. Dessa maneira, os subambientes foram inferidos com base na granulometria, estruturas sedimentares e, principalmente, pelas associações litológicas observadas.

O ambiente de sedimentação da Formação Fonseca compreende depósitos de sistema fluvial meandrante. Este ambiente caracteriza-se por apresentar sedimentos argilo-arenosos, granodecrescência ascendente (*finning upward*), e estrutura plano-paralela predominante. Como subambientes ocorrem: barra de pontal (*point bar*), planície de inundação (*floodplain*), meandro abandonado (*oxbow lake*), rompimento de diques marginais (*crevasse splay*) e depósito de pântano (*backswamp*).

Os depósitos de barra de pontal estão melhor representados pelas areias avermelhadas da base da Formação Fonseca (seção colunar BF-05, nível d). Apresentam estratificação cruzada tabular de baixo ângulo características.

Depósito de meandro abandonado é caracterizado por argila laminada intercalada a delgados níveis arenosos (seção colunar BF-05, nível h) passando, com contato brusco, para o nível de folhelho papiráceo cinza escuro (seção colunar BF-05, nível i). No folhelho papiráceo ocorrem clastos disseminados e lâminas arenosas descontínuas, ambos como feições de origem provavelmente eólica.

Depósitos de planície de inundação são caracterizados por sedimentos argilosos laminados, às vezes intercalados a lâminas siltosas e/ou arenosas. Compreendem os sedimentos mais característicos e abundantes da Formação Fonseca, estando representados em todas as seções colunares: BF-05, níveis j, l, m, o, t e u; BF-30, principalmente níveis g a k; BF-51, níveis b, e.

Depósitos de rompimento de diques marginais são constituídos por níveis arenosos grossos, maciços, que contém clastos de quartzo e feldspato alterado disseminados esparsamente e seixos de rochas do embasamento pré-cambriano. Estão representados pelo níveis k, n, p, q e s na coluna BF-05. Sobrepoem-se aos depósitos de planície de inundação com contatos não erosivos.

A seção colunar BF-53 representa provavelmente um depósito de pântano, com a intercalação de níveis argilosos ricos em matéria orgânica *in situ* e de níveis argilo-arenosos com detritos orgânicos transportados em épocas de enchentes.

As associações sedimentares representadas nas seções estudadas caracterizam-se, segundo a classificação de GALLOWAY (1985), como um sistema composto, do tipo carga-mista (*mixed-load*) - por conter proporções semelhantes de areia e argila, e de tipo carga em suspensão (*suspended-load*) - com grande quantidade de argila e silte.

A figura 38 mostra os subambientes distinguidos na Formação Fonseca, com base num modelo de WALKER & CANT (1983).

Figura 38 - Bloco-diagrama representando os subambientes de sedimentação de um sistema fluvial meandrante, segundo (WALKER & CANT 1983), com indicação daqueles identificados na Formação Fonseca, assinalados com asteriscos. A - canal fluvial; B - barras de pontal (*point bar*); C - diques marginais (*levee*); D - meandros abandonados (*oxbow lake*); E - depósitos de rompimento de diques marginais (*crevasse splay*); F - planície de inundação (*floodplain*), incluindo depósitos de pântano (*backswamp*); G - depressões com feições de ressecção; H - depósitos antigos com preenchimento de canais; I - depósitos antigos de acrescentamento lateral; J - depósitos ativos de acrescentamento vertical; K - canal de atalho (*chutte channel*).

6.2 Áreas-fonte dos sedimentos

Os estudos petrográficos microscópicos realizados nos sedimentos arenosos da Formação Fonseca demonstram o caráter anguloso dos grãos detríticos de quartzo e feldspato sugerindo pouco transporte da área-fonte até o sítio deposicional. Além disso a mineralogia quartzo-feldspática dos clastos, associada a pequenas quantidades de mica, e matriz caulínica, indica as rochas do Complexo granito-gnáissico ttg do embasamento arqueano como as principais geradoras dos sedimentos arenosos da Formação Fonseca. FRIEDRICH *et al.* (1987), através do estudo de diversas coberturas lateríticas ocorrentes sobre as rochas arqueanas e proterozóicas do Quadrilátero Ferrífero, observaram a abundância em caulinita e quartzo nos perfis de intemperismo das rochas gnáissicas e migmatíticas da região.

Os sedimentos argilo-arenosos fossilíferos apresentam a caulinita como argilomineral principal, sugerindo, também, os gnaisses do embasamento como área-fonte.

Nos níveis argilosos do folhelho papiráceo estão disseminados grãos detríticos de quartzo anguloso e muscovita, de provável origem eólica. Localmente, intercalam-se leitos arenosos às lâminas argilosas, contendo feldspato e biotita, além do quartzo e mica incolor, evidenciando mais uma vez sedimentos formados a partir da erosão dos terrenos gnáissicos.

Os sedimentos argilosos não fossilíferos que compõem a quase totalidade da Formação Fonseca, contêm caulinita como principal mineral, associada a quantidades menores de mica e quartzo e, subordinadamente, de esmectita.

A caulinita, mica e quartzo são, no contexto geológico da Bacia de Fonseca, indicadores de áreas-fonte que apontam para solos do embasamento gnáissico, talvez confirmados pelos teores mais elevados de Ba.

Observações efetuadas durante os trabalhos de campo sugeriram uma estreita relação entre os xistos máficos (micaxistos), tentativamente atribuídos ao Supergrupo Rio das Velhas, e as micas encontradas nos sedimentos argilosos não fossilíferos da Formação Fonseca. Entretanto, dados químicos publicados para as rochas máficas-ultramáficas arqueanas do Quadrilátero Ferrífero (DORR 1969, HERZ 1970, 1972, CARNEIRO 1992, SCHORSCHER 1992, DAVIES 1993, entre outros) demonstraram que elementos traços como o Ti, Cr e o V estão muito mais enriquecidos nestas rochas do que indicado pelas rochas sedimentares da Formação Fonseca.

Assim, considera-se os gnaisses como área-fonte de maior contribuição para os sedimentos da Formação Fonseca, mas também com possível influência das rochas do Supergrupo Rio das Velhas, estas fornecendo uma parte subordinada da mineralogia micácea encontrada.

6.3 Diagênese e intemperismo

A ocorrência de argilominerais detríticos nos sedimentos finos da Formação Fonseca e a influência da diagênese e intemperismo sobre eles é notada, principalmente pelos dados de DRX, MEV e MET.

Os grãos de mica registram sua origem detrítica através de suas formas arredondadas devido ao transporte da área-fonte até a Bacia de Fonseca e por sua granulação maior. A mesma origem detrítica é sugerida para as caulinitas arredondadas de granulação grossa que compõem grande parte dos sedimentos argilosos da Formação Fonseca.

As caulinitas detríticas de granulação grossa, provavelmente, têm sua origem vinculada a alteração da mineralogia feldspática das rochas gnáissicas, talvez expostas a climas quentes de características úmidas, prevalecendo o intemperismo químico. Nesta situação, os feldspatos, microclínios e albitas, sujeitos a ambientes com pH ácido, participam da reação que origina a caulinita, conforme segue (FÜCHTBAUER 1974):

A diagênese, como um processo pós-deposicional que atua no sentido inverso do intemperismo, promoveu diversas mudanças texturais e mineralógicas nos sedimentos da Formação Fonseca, entre as quais pode-se destacar:

- a compactação, observada principalmente nos sedimentos argilo-arenosos fossilíferos, os quais apresentam deslocamento das lâminas argilosas e arenosas, além do alto grau de fissilidade do folhelho papiráceo. Esta compactação é de baixo grau na maior parte da Formação Fonseca e, provavelmente, sua origem é mecânica, ocasionada pelo peso da coluna sedimentar. Esta coluna de sedimentos é pouco espessa e o soterramento deve ter atingido apenas profundidades rasas, conforme indica a baixa maturidade da matéria orgânica do folhelho papiráceo (ítem 4.2.2.5). Outra evidência para o baixo grau de compactação dos sedimentos é a disposição caótica dos clastos na matriz argilosa dos sedimentos arenosos da base da Formação Fonseca;

- a formação de caulinita substituindo os grãos angulosos de feldspato originou a caulinita em textura vermiforme. Neste caso, a caulinita autigênica utiliza somente o espaço fornecido pelo feldspato instável que está sendo dissolvido. FÜCHTBAUER (1974)

esclarece, que na formação deste tipo de caulinita não está ocorrendo uma alteração, porque o filossilicato não aproveita a estrutura cristalina do feldspato para se desenvolver. Esta neoformação de argilomineral ocorre no estágio inicial da diagênese, denominado de epigênese (DUNOYER de SEGONZAC 1968), assim como, a compactação do sedimento e a formação de esmectita;

- a esmectita, devido à delicada forma que exhibe nas fotomicrografias de MEV e MET, sugere também origem diagenética, advinda da decomposição dos feldspatos plagioclásios (albitas) presentes nos sedimentos argilo-arenosos fossilíferos da Formação Fonseca; neste caso, o Ca e o Mg liberados em solução são menos solúveis em ambientes de alto pH, conforme evidência a abundância em matéria orgânica nestes sedimentos, facilitando a formação da esmectita;

- as caulinitas em textura de "livro" podem ser produtos de precipitação a partir de soluções diagenéticas utilizando as caulinitas detríticas como pontos de nucleação, neste caso, envolvendo um processo de aproveitamento da estrutura cristalina do mineral primário. As evidências para este processo são a íntima associação entre ambos os tipos de caulinita na matriz, sendo as caulinitas em "livros" muito mais abundantes do que a caulinita vermiforme.

A atuação do intemperismo sobre os argilominerais é notada pela alteração das micas com o deslocamento dos grãos e formação de illitas, ocasionando a perda de K_2O e SiO_2 e o aumento de H_2O em sua estrutura (MILLOT 1970), como sugerem os diversos difratogramas de raios X.

7 CONSIDERAÇÕES GERAIS

7.1 Modelo estrutural

Não foram encontrados quaisquer registros da atuação de eventos tectônicos sin-sedimentares à Formação Fonseca. A presença de falhamentos predominantemente normais em seus sedimentos, sugere a ocorrência de eventos trativos NE-SW e NW-SE pós-sedimentares. Esta tectônica promoveu o rebaixamento dos depósitos da formação, na região da Vila de Fonseca, onde os falhamentos normais são muito expressivos, e o soerguimento na porção oeste da bacia, onde os sedimentos foram erodidos e atualmente estão expostas somente as rochas do embasamento arqueano, diretamente sob a canga.

Assim, na região da Vila de Fonseca, formou-se um *graben*, onde os depósitos sedimentares ficaram preservados da erosão, fato que teve a posterior colaboração do desenvolvimento de espessos pacotes de cobertura laterítica de canga em toda a área. A presença destes falhamentos no contato basal da Formação Fonseca com o embasamento pré-cambriano, sugere que pelo menos parte da bacia, principalmente suas bordas, está em contato tectônico com o embasamento.

Posteriormente à laterização e formação dos espessos pacotes de canga, novo evento tectônico tratativo atuou na região, ocasionando o falhamento destes depósitos e daqueles da Formação Fonseca segundo as direções N-S e E-W. Este último evento condicionou o traçado atual do relevo na área e, provavelmente, a configuração de sua rede hidrográfica. A análise dos dados estruturais coletados nos trabalhos de campo, permite verificar que durante os episódios tectônicos foram reativadas estruturas preexistentes das rochas do embasamento do Quadrilátero Ferrífero, caracterizando, até no Cenozóico, de maneira notável, herança tectônica (*e.g.* DEWEY 1988) na região, com a vigência de tectônica ressurgente (*e.g.* HASUI 1990).

7.2 Correlações regionais

Outras bacias sedimentares ocorrem no Quadrilátero Ferrífero, conforme já referido por diversos autores (GORCEIX 1884, DORR 1969, SAADI *et al.* 1992, entre outros). Dentre elas, a melhor estudada até o momento é a Bacia de Gandarela, que sempre serviu de referência para as correlações geológicas e cronológicas efetuadas entre os depósitos terciários do Quadrilátero Ferrífero.

SGARBI *et al.* (1993) apresentaram dados sedimentológicos e mineralógicos de maior detalhe para os sedimentos da Bacia de Gandarela, atribuindo-lhes gênese flúvio-deltáica, com contribuição lacustre.

GORCEIX (1884) e LIMA & SALARD-CHEBOLDAEFF (1981) ressaltaram em seus trabalhos paleontológicos que não foi possível estabelecer qualquer diferença de idade entre as bacias de Gandarela e Fonseca.

A Bacia de Gandarela não foi abordada nos estudos realizados mas, através dos dados disponíveis na literatura, observa-se que existem algumas diferenças entre esta bacia e a de Fonseca, tais como diferenças litológicas no embasamento e nos depósitos sedimentares. Adicionalmente, a atuação de eventos tectônicos na gênese da Bacia de Fonseca é aqui descartada, enquanto que na Bacia de Gandarela, além da provável influência cárstica.

No entanto, existem semelhanças significativas, como a ocorrência de camadas de sedimentos argilosos orgânicos (linhito ou folhelhos papiráceos) e abundância em leitos argilosos não fossilíferos.

Assim, considera-se que os dados geológicos, mineralógicos e paleontológicos obtidos neste estudo apontam para a correlação cronológica entre estas bacias, formadas em época de clima tropical de características úmidas, e cujos ambientes sedimentares fluviais apresentariam diferenças essencialmente vinculadas aos aspectos geomorfológicos locais, que estariam condicionando a presença de inúmeros subambientes.

No sudeste do Brasil existem diversas ocorrências de sedimentos terciários e, neste estudo, procurou-se, de forma tentativa, comparar a Formação Fonseca com as formações ocorrentes nesta região. A predominância de sedimentos argilosos e a escassez de depósitos com contribuição de fragmentos rudáceos sugere antes forte influência climática na origem dos sedimentos da Formação Fonseca do que uma influência tectônica, em contraposição ao que vêm sendo verificado nas bacias continentais, na parte sudeste do Brasil (*e.g.* RICCOMINI 1989, MELO 1990). Entre estas, destaca-se o *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RICCOMINI 1989), onde existem duas formações que foram originadas em ambiente fluvial meandrante, em período de calmaria tectônica, sendo elas a Formação São Paulo, de idade oligocênica e a Formação Pindamonhangaba de idade miocênica-pleiocênica. Estas talvez tenham se desenvolvido em contexto-tectono-sedimentar mais parecido com aquele da Formação Fonseca do que as outras unidades terciárias do sudeste do Brasil. No entanto, ressalta-se a diferença de idade entre estas formações.

7.3 Geomorfologia

O ambiente fluvial meandrante de sedimentação da Formação Fonseca sugere a presença de terrenos aplainados na época de formação, o que é corroborado pela abundância em depósitos de planície de inundação, com sedimentos argilosos laminados, indicando sistema fluvial meandrante bem desenvolvido em áreas baixas sem atuação da tectônica.

KING (1956) descreve na área da Bacia de Fonseca as chapadas de canga como depósitos formados em terreno aplainado por ciclo erosivo com intenso desenvolvimento no início do Terciário, o qual é denominado de Ciclo Sul-Americano.

Diversos autores, entre eles BARBOSA (1980) e VARAJÃO (1988) discordam de KING (1956) quanto à existência de ciclos erosivos formando estes relevos aplainados, tão conspícuos na área da Bacia de Fonseca; estes autores apontam a importância da

erosão diferencial e a falta de estudos sobre as atividades tectônicas terciárias na região do Quadrilátero Ferrífero. No entanto, a caracterização de sistema fluvial meandrante para a gênese da Formação Fonseca, sem a contribuição de eventos tectônicos, e depositada em relevo aplainado, sugere, de fato, a atuação de eventos erosivos anteriores à sedimentação Fonseca, talvez correlacionáveis ao evento formador da Superfície do Japi de ALMEIDA (1964).

Posteriormente, novo ciclo erosivo parece ter afetado a área, originando um terreno aplainado sobre o qual depositaram-se espessos pacotes tabulares de conglomerados, atualmente constituindo as coberturas lateríticas de canga que preservam da erosão extensas áreas demarcadas por um conspícuo aplainamento. Este segundo evento erosivo talvez seja o Ciclo Velhas de KING (1956) e correlacionável à Superfície Neogênica de E. de Martonne (1940 *apud* ALMEIDA 1964).

8 REVISÃO DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS NA ÁREA DA BACIA DE FONSECA

8.1 Formação Fonseca

Com base nos resultados obtidos a partir dos trabalhos de campo e o levantamento de seções geológicas na Formação Fonseca, propõe-se a redefinição da seção-tipo desta formação, uma vez que aquela descrita por MAXWELL (1972) não foi verificada nos trabalhos desenvolvidos. Sugere-se a seção colunar do afloramento BF-05 (Anexo 1, E8) como holoestratótipo da Formação Fonseca, tendo o afloramento BF-51 (Anexo 1, D8) como para estratótipo e os afloramentos BF-53 e BF-153 (Anexo 1, D8) como hipoestratótipos.

8.2 Cobertura laterítica de canga

As características granulométricas, espessura dos pacotes e a distribuição das estruturas sedimentares em área permitiu a inferência de ambiente de leque aluvial (*alluvial fan*) para a gênese dos conglomerados que atualmente constituem a Chapada do Canga. Estes ocorreriam em leques aluviais proximais depositando os pacotes conglomeráticos maciços, e em leques aluviais distais com algum retrabalhamento em rios entrelaçados (*braided*) para os corpos com estruturas sedimentares, que atestam ação hidrodinâmica em sua gênese.

Tendo-se em conta as características conspícuas dos depósitos lateríticos de canga, que os tornam mapeáveis em escala de detalhe na área do Quadrilátero Ferrífero, propõe-se que seja formalmente definida a Formação Chapada de Canga, e desconsiderada a possibilidade de incluir estes depósitos na Formação Fonseca. As duas formações apresentam diferentes contexto tectônicos e idades, bem como características litológicas, processos deposicionais e, provavelmente, condições paleoclimáticas também distintos. Portanto, a Formação Chapada de Canga é unidade distinta, não integrante da Bacia de Fonseca.

Preliminarmente, sugere-se como seção-tipo da Formação Chapada de Canga o afloramento BF-09 (Anexo 1, D2), onde se apresenta o conglomerado maciço, sendo este o holoestratótipo da formação. Como paraestratótipos indica-se os afloramentos BF-15, BF-17 (Anexo 1, G3) e BF-78 (Anexo 1, D3), onde ocorrem, respectivamente, conglomerados com estratificação cruzada tabular de baixo ângulo e estratificação palmo-paralela.

Ainda como seções que guardam alguma particularidade e podem ser designadas como hipoeestratótipos, pode-se sugerir o afloramento BF-23 (Anexo 1, D8), que contém diques clásticos.

As formações Fonseca e Chapada de Canga não foram englobadas em um grupo devido a ausência de feições litoestratigráficas comuns entre elas, fato este, que se deve, provavelmente, às diferenças no contexto tectono-sedimentar e condições paleoclimáticas vigentes nas épocas de suas origens.

9 CONCLUSÕES

A evolução geológica da Bacia de Fonseca inicia-se com a instalação do sistema fluvial meandrante em relevo aplainado pelo Ciclo erosivo Sul-Americano, tendo como área-fonte as rochas dos terrenos granito-*greenstone belt* da região leste do Quadrilátero Ferrífero. Os sedimentos são compostos por clastos de quartzo, feldspato e micas (muscovita e biotita) dispersos em matrizes argilosas essencialmente caulínica. Esta mineralogia sugere a atuação de intemperismo químico sob clima quente e úmido que, provavelmente, vigorou por toda época de sedimentação da Formação Fonseca, proporcionando a instalação de sistema fluvial meandrante com planícies de inundação bem desenvolvidas.

Os sedimentos sofreram algum soterramento e a atuação de processos diagenéticos promoveu a formação de caulinita em texturas vermiforme e de "livros", além de esmectita. O baixo grau de diagênese é ainda confirmado pela moderada ordenação das

caulinitas. Posteriormente os depósitos foram tectonizados por eventos trativos NE-SW e NW-SE, tendo sido rebaixada a área próxima a Vila de Fonseca e soerguida a porção oeste da bacia. Nesta região soerguida os sedimentos da Formação Fonseca foram erodidos, e atualmente os limites de ocorrência da bacia constituem-se tão somente numa área pequena de preservação, menor do que aquela anteriormente mapeada por outros autores.

Novo ciclo erosivo afetou a região leste do Quadrilátero Ferrífero, talvez representativo do Ciclo Velhas de KING (1956). Sobre esta superfície depositaram-se sedimentos conglomeráticos, cuja área-fonte foram as serras quartzíticas e itabiríticas ocorrentes à oeste da bacia (serras do Caraça e da Boa Vista). Estes conglomerados, que atualmente compõem a canga, indicam mudança para clima semi-árido a árido, onde o intemperismo físico foi mais atuante e a presença de chuvas torrenciais e esporádicas facilitou o transporte de detritos grossos em sistemas fanglomeráticos associados a rios entrelaçados (*braided*).

Estes depósitos, quando já laterizados, foram falhados por eventos trativos de direções E-W e N-S, que condicionaram o traçado do relevo atual na área e, provavelmente, a distribuição da rede hidrográfica.

Nestes episódios tectônicos foram reativadas estruturas preexistentes no embasamento pré-cambriano da bacia.

A exposição dos sedimentos às intempéries favoreceu a alteração dos grãos de mica, formando illita, que ocorre como um mineral de pouca abundância e disperso na matriz caulínítica.

10 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, J.R.L. 1984. Sedimentary structures. Their character and physical basis. *Developments in Sedimentology*, New York, Elsevier, 30, 663p.
- ALMEIDA, F.F.M. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. *In: Geologia do Estado de São Paulo. Bol.IGG*, 41:167-262.
- ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. 1984. *O pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher, 378p.
- ALVES, D.B. 1987. Desenvolvimento da metodologia de preparação de amostras para análise difratométrica de argilominerais no Centro de Pesquisas da PETROBRÁS. *Bol. Geoc. PETROBRÁS*, 1(2):157-175.
- ALVES, D.B. 1990. *Influência dos tratamentos de dispersão de amostra na análise dos argilominerais por difração de raios X. Aplicação nos folhelhos cretáceos do flanco noroeste da Bacia da Foz do Amazonas*. Rio de Janeiro, 437p. (Tese de doutoramento apresentada a Universidade Federal do Rio de Janeiro).
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Geol. France*, 7:1309-1318.
- ATTERBERG, A. 1905. Die rationelle Klassifikation der Sande und Kiese. *Chem. Zeitschr.*, 29:195-198.
- BAILEY, S.W. 1980. Summary of recommendations of AIPEA Nomenclature Committee on clay minerals. *Am. Mineralogist*, 65:1-7.
- BARBOSA, G.V. 1980. Superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.*, 10(1):89-101.
- BARBOSA, M.P. 1988. *Estudo do relacionamento genético das feições geológicas na região do Espinhaço Meridional e adjacências (MG)*. São Paulo, 237p. (Tese de doutoramento apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- BATES, R.L. & JACKSON, J.A. (eds) 1987. *Glossary of Geology*. St. Alexandria, American Geological Institute, 788p.
- BISH, D.L. & POST, J.E. (eds) 1989. Modern powder diffraction. *Reviews in mineralogy*, 20, Washington, Mineralogical Society of America, 369p.
- BRAJNIKOV, B. 1947. Essai sur la tectonique de la région a l'est de Belo Horizonte, Minas Gerais, Brésil. *Société Géologique de France*, 5, 1 Ser., 17, p.321-335.
- BROWN, G. 1972. *The x-ray identification and crystal structures of clay minerals*. London, Mineralogical Society, 554p.
- BRINDLEY, G.W. & BROWN, G. (eds) 1980. *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*. London, Mineralogical Society, 495p.
- BURNHAM, C.W. 1991. *LCLSQ. version 8.4. Least-squares refinement of crystallographic lattice parameters*. Harvard University, Cambridge, 24p.

CAILLERE, S.; HÉNIN, S.; RAUTUREAU, M. 1982. *Minéralogie des Argiles*. Paris, Masson, 184p.

CARNEIRO, M.A. 1992. *O Complexo metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano*. São Paulo, 233p. (Tese de doutoramento apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

CARVALHO, F.M.S. & ATENCIO, D. 1993. Informatização do Laboratório de difração de raios X do Instituto de Geociências da USP. *Bol. IGUSP, Publicação Especial*, 16:5-8.

CARVER, R.E. 1971. *Procedures in sedimentary petrology*. New York, Wiley-Interscience, 653p.

CLARKE, D. 1990. Newpet 1987-1990. *Programa livre para microcomputador (IBM-PC e compatíveis), para cálculos petroquímicos e representações gráficas*. Memorial University of Newfoundland, Department of Earth Sciences, Centre for Earth Resources Research, St. John's, NF, Canadá.

CLARKE, D. 1990. Newpet 1987-1990. *Programa livre para microcomputador (IBM-PC e compatíveis), para cálculos petroquímicos e representações gráficas*. Memorial University of Newfoundland, Department of Earth Sciences, Centre for Earth Resources Research, St. John's, NF, Canadá.

COIMBRA, A.M.; GÓES, A.M.; YAMAMOTO, J.K. 1991. Análise Sedimentológica. *Apostila do Laboratório de Sedimentologia do DPE/IGUSP*, 28p.

COIMBRA, A.M.; GÓES, A.M.; HACHIRO, J.; SANT'ANNA, L.G.; HELLMEISTER Jr., Z; CABRAL Jr., M.; MORAES, M.C.; STEFANI, F.L.; VIEIRA, P.C. 1992. Proposta de classificação integrada de rochas sedimentares clásticas. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 37, São Paulo. São Paulo, SBG, v.2, 419-421p.

DANA, J.D. 1969. *Manual de mineralogia*. Rio de Janeiro, EDUSP, v.1, v.2, 641p.

DAVIES, H.P.K. 1993. *Petrogênese e evolução crustal precambriana da região de Bateias (Quadrícula 1:25.000 NE da folha topográfica Catas Altas 1:50.000), Quadrilátero Ferrífero - MG*. São Paulo, 265p. (Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1978. *An introduction to the rock forming minerals*. London, Longman, 528p.

DERBY, O.A. 1906. The Serra do Espinhaço, Brazil. *Journal of Geology*, 14(5):374-401.

DEWEY, J.F. 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7(6):1123-1139.

DOLIANITI, E. 1949. Contribuição à flora pliocênica de Fonseca, Minas Gerais. *An. Acad. bras. Ci.*, 21(3):239-244.

DOLIANITI, E. 1950. Contribuição à flora pliocênica de Fonseca, Minas Gerais. *An. Acad. bras. Ci.*, 22:303-306.

DORR, J.N.; GAIR, J.E.; POMERENE, J.B.; RYNEARSON, G.A. 1957. Revisão da estratigrafia pré-Cambriana do Quadrilátero Ferrífero. *Avulso. Div. Fomento Prod. Min., DNPM*, 81, 31p.

DORR, J.N. & BARBOSA, A.L.M. 1963. Geology and ore deposits of the Itabira District, Minas Gerais, Brazil. *USGS Prof. Pap.*, 341C, 110p.

- DORR, J. N. 1964. Supergene iron ores of Minas Gerais, Brazil. *Econ. Geol.*, 50(7):1203-1239.
- DORR, J.N. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *USGS Prof. Pap.*, 641-A, 110p.
- DOTT Jr., R.H. 1964. Wacke, graywacke and matrix - What approach to immature sandstone classification? *Journal of Sedimentary Petrology*, 34:625-632.
- DUARTE, L. 1956. *Melastomataceae* fósseis da bacia terciária de Fonseca, Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM-DGM, *Bol.* 161, 30p.
- DUARTE, L. 1958. *Annonaceae* fósseis da bacia terciária de Fonseca, Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM-DGM, *Boletim*, 33p.
- DUARTE, L. 1974. Sobre uma flor de *Bombacaceae*, da Bacia Terciária de Fonseca, MG. *An. Acad. bras. Ci.*, 46(3-4):407-411.
- DUARTE, L. & MELLO FILHA, M.C. 1980. Flórmula cenozóica de gandarela, MG. Parte I. *An. Acad. bras. Ci.*, v.52, 1, p.77-92.
- DUNOYER de SEGONZAC, G. 1968. The birth and development of the concept of diagenesis (1866-1966). *Earth Sci. Rev.*, 4:153-201.
- DUNOYER de SEGONZAC, G. 1969. *Les minéraux argileux dans la diagenèse passage au métamorphisme*. Strasborg, Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 29, 320p.
- FISHER, A.G. & ROBERTS, L.T. 1991. Cyclicity in the Green River Formation (Lacustrine Eocene) of Wyoming. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61:1146-1154.
- FOLK, R.L. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Hemphill, 182p.
- FOLK, R.L. & WARD, W.C. 1957. Brazos river bar; a study in the significance of grain size parameters. *J. Sed. Pet.*, 22(3):125-145.
- FREYBERG, B.v. 1932. Ergebnisse geologischer Forschungen in Minas Geraes (Brasilien). *N. Jb. Min., Sodenderbd.*, 2:403.
- FRIEDRICH, G.; MARKER, A.; KANIG, M.; GERMANN, A. 1987. Mineral prospecting and geological mapping in laterite covered areas of Brazil. *Final Report*. Aachen, Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre, 373p.
- FRITZ, W.J. & MOORE, J.N. 1988. *Basics of physical stratigraphy sedimentology*. New York, John Wiley, 371p.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. 1970. *Sedimente und Sedimentgesteine*. Stuttgart, Schweizerbart'sche, 726p.
- FÜCHTBAUER, H. 1974. *Sediments and sedimentary rocks*. Stuttgart, Schweizerbart'sche, 464p.
- GAGLIANONE, P.C. & TRINDADE, L.A.F. 1984. Pirólise. In: PETROBRÁS, *Geoquímica de matéria orgânica*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, p.75-83.
- GAIR, J.E. 1962. Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. *USGS Prof. Pap.*, 341-A, 67p.

- GALLOWAY, W.E. 1985. Meandering streams - modern and ancient. *SEPM Short Course*, 19:145-167.
- GODDARD, E.N.; TRASK, P.D.; FORD, R.K.; ROVE, O.N.; SINGEWALD Jr., J.T.; OVERBECK, R.M. 1970. *Rock-color chart*. Boulder, Geological Society of America, 11p.
- GOLTS, S. & ROSENTHAL, E. 1993. A morphotectonic map of the northern Arava in Israel, derived from isobase lines. *Geomorphology*, 7:305-316.
- GOMES, C.B. 1984. *Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à Geologia*. São Paulo, Edgard Blücher, 218p.
- GOMES, C.F. 1986. *Argilas. O que são e para que servem*. Lisboa, Calouste Gulbekian, 457p.
- GORCEIX, M.H. 1876. Note sur la roche connue vulgairement au Brésil sous le nom de Canga, et sur le bassin d'eau douce de Fonseca (province de Minas Geraes). *Bull. Soc. Geol. France* 3(IV):321-323.
- GORCEIX, H. 1881. Estudo chimico e geologico das rochas do centro da Provincia de Minas Geraes. *Annaes da Escola de Minas de Ouro Preto*, 1, p.1-14.
- GORCEIX, H. 1884. Bacia Terciária d'agua doce nos arredores de Ouro Preto (Gandarela e Fonseca) Minas Geraes - Brasil. *Anais da Escola de Minas* 3:75-92.
- GRIM, R.E. 1953. *Clay Mineralogy*. New York, McGraw-Hill, 384p.
- GRIM, R.E. 1968. *Clay mineralogy*. New York, McGraw-Hill, 596p.
- HARDER, E.C. & CHAMBERLIN, R.T. 1915. The geology of Central Minas Gerais, Brazil. *Journal of Geology*, 23(4):341-378; 23(5):385-424.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1, Belo Horizonte. Anais. Belo Horizonte, SBG/Núcleo MG, *Boletim*, 11:1-31.
- HERZ, N. 1970. Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *USGS Prof. Pap.*, 641B, 58p.
- HERZ, N. 1972. Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *USGS Prof. Pap.*, 641-C, 81p.
- HUTCHINSON, C.S. 1974. *Laboratory handbook of petrographic techniques*. New York, John Wiley, 527p.
- INDA, H.A.V.; SCHORSCHER, J.H.D.; DARDENNE, M.A.; SCHOBENHAUS, C.; HARALYI, N.C.E.; BRANCO, P.C.A.; RAMALHO, R. 1984. O cráton do São Francisco e a faixa de dobramentos Araçuaí. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (coords.), *Geologia do Brasil*. DNPM, Div.Geol.Mineral., Brasília, 501p.
- KING, L.C. (1956) A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Rev. Bras. Geogr.* 18(2):147-265.
- KHAIN, V.Ye. 1980. *Geotectónica General*. Moscu, Min., 2v., 303p.

- LLOYD, G.E. 1985. Review of instrumentation, techniques and applications of SEM in mineralogy. In: WHITE, J.C., ed., *Short course in Applications of Electron Microscopy in the Earth Sciences*. Fredericton, Mineralogical Association of Canada, 151-188p.
- LIMA, M.R. & CHEBOLDAEFF, M. 1981. Palynologie des Bassins de Gandarela et Fonseca (Eocène de l'Etat de Minas Gerais, Brésil). *Bol IGUSP*, 12:33-45.
- LUCHESI, I. 1991. *Evolução petrogenética e metalogenética da Serra da Boa Vista, Quadrilátero Ferrífero*. São Paulo, 134p. (Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- MACKENZIE, R.C. 1957. *The differential thermal investigation of clays*. London, Mineralogical Society, 456p.
- MAXWELL, C.H. 1972. Geology and ore deposits of the Alegria District, Minas Gerais, Brasil. *USGS Prof. Pap.*, 341-J, 72p.
- MELO, M.S. 1990. *A Formação Pariquêra-Açu e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese*. São Paulo, 211p. (Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- MIALL, A.D. 1981. Analysis of fluvial depositional systems. *AAPG Education Course Note Series*, 20:75p.
- MILLOT, G. 1970. *Geology of Clays*. Paris, Masson, 429p.
- NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION - NASA. 1969. *Mission summary report, Mission 96*. Earth Resources Aircraft Program, Manned Spacecraft Center, Houston, TX, p.C1-C29
- PAES LEME, A.B. 1918. *Sobre a formação do lenhito de Caçapava*. Rio de Janeiro, Papelaria Macedo, 37p.
- PARENTES FORTES, F. 1986. A tectônica de teclas da Bacia de Potiguar. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia. *Anais*. Goiânia, 1986, SBG, v.3, p.1145-1159.
- PETTIJOHN, F.J. & POTTER, P.E. 1964. *Atlas and glossary of primary sedimentary structures*. New York, Springer-Verlag, 370p.
- PFLUG, R. 1968. Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. *Notas Preliminares e Est.*, DNPM, Div.Geol.Mineral., 142, 20p. Rio de Janeiro.
- PFLUG, R. & RENGIER, F. 1973. A evolução geológica da margem SE do Cráton Sanfranciscano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju. *Anais*. Aracaju, SBG, v.2, p.5-19.
- PINTO, A.D.P. & REGALI, M.S. 1990. Palinoestratigrafia dos sedimentos terciários da Bacia de Gandarela, Minas Gerais-Brasil. *REM*, 44(1):10-15.
- POMERENE, J.B. 1969. Geology and ore deposits of the Belo Horizonte, Ibirité and Macacos Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. *USGS Prof. Pap.*, 341-D, 84p.
- POTTER, P.E.; MAYNARD, J.B.; PRYOR, W.A. 1980. *Sedimentology of shale*. New York, Springer-Verlag, 306p.
- POTTER, P.E. 1993. Mud and mudrocks. *Short course*. Rio Claro, IGCE/UNESP, 120p.

- RADAMBRASIL. 1983. *Folha Rio de Janeiro/ Vitória, SF.23/24*. Rio de Janeiro, Ministério das Minas e Energia, v.32, 767p.
- READING, H.G. (ed) 1986. *Sedimentary environments and facies*. Oxford, Blakwell, 615p.
- RICCOMINI, C. 1983. *Estudo comparativo entre diferentes produtos de sistemas sensores aplicados à análise litológico-estrutural no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. São José dos Campos, 198p. (Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais).
- RICCOMINI, C. 1989. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. São Paulo, 256p. (Tese de doutoramento apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- RICCOMINI, C. 1993. Ciclicidade na Formação Tremembé, Oligoceno da Bacia de Taubaté, Estado de São Paulo, Brasil: primeira aproximação. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3, Rio de Janeiro. *Boletim de Resumos e Breves Comunicações*. Rio de Janeiro, SBG/RJ, 16-17p.
- ROSS, C.S. & KERR, P.F. 1931. The kaolin minerals. *USGS Prof. Pap.*, 164-166:151-178.
- SAADI, A.; SGARBI, G.N.C.; ROSIÈRE, C.A. 1992. A bacia de Gongo Soco, nova bacia terciária no Quadrilátero Ferrífero: controle cárstico e/ou tectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. São Paulo, SBG, v.1, p.600-601.
- SANTOS, A.R. 1986. *Estudos sobre a tectônica de fraturamento na região do Quadrilátero Ferrífero e em partes do complexo migmatito-granulítico de Minas Gerais com base em sensoriamento remoto*. São Paulo, 172p. (Tese de doutoramento apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- SCHOLLE, P.A. 1979. A color illustrated guide to constituents, textures, cements, and porosities of sandstones and associated rocks. *AAPG Memoir*, 28, 201p.
- SGARBI, G.N.C.; FANTINEL, L.; MASOTTI, F.S. 1993. Geologia dos sedimentos lacustres da bacia terciária de Gandarela, MG. *REM*, 45:118-120.
- SHEPARD, F.P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ration. *Journal of Sedimentary Petrology*, 24:151-158.
- SCHÖLL, W.U. 1972. Der sudwestliche Randbereich der Espinhaço Zone, Minas Gerais, Brasilien. *Geologisches Rundschau*, 61(1):201-216.
- SCHÖLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 1, Belo Horizonte. *Anais*. Belo Horizonte, SBG/MG, p.55-73.
- SCHORSCHER, J.H.D. 1975. *Entwicklung des polymetamorphen präkambrischen Raumes Itabira, Minas Gerais, Brasilien*. Heidelberg, 304p. (Tese de doutoramento apresentada a Universidade de Heidelberg).
- SCHORSCHER, J.H.D. & GUIMARÃES, P.F. 1976. Mina do Cauê. Estratigrafia e tectônica do Supergrupo Minas e geologia do Distrito Ferrífero de Itabira. In: CONG. BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto. *Roteiro das Excursões*. Ouro Preto, SBG, p.75-86.
- SCHORSCHER, J.H.D. 1978. Komatiitos na estrutura "Greenstone belt", Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: CONG. BRAS. GEOL., 30, Recife. *Resumos*. Recife, SBG, p.292-293.

- SCHORSCHER, J.H.D. 1980. Contribuição à estratigrafia proterozóica do Quadrilátero Ferrífero. *An. Acad. bras. Ci.*, 52:195.
- SCHORSCHER, H.D. & LATERRIER, J. 1980. Metasomatic formation of granitic rocks: petrology and chemistry. *In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS*, 26, Paris. *Abstracts*. Paris, v.1, p.87.
- SCHORSCHER, H.D.; SANTANA, F.C.; POLONIA, J.C.; MOREIRA, J.M.P. 1982. Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais State: Rio das Velhas *greenstone belt* and Proterozoic rocks. *In: INTERNACIONAL SYMPOSIUM ON ARCHEAN AND EARLY PROTEROZOIC GEOLOGIC EVOLUTION AND METALLOGENESIS*, Salvador. *Excursions annex*. Salvador, Secretaria de Minas e Energia do Estado da Bahia, 44p.
- SCHORSCHER, H.D. 1988. Ne Quadrilátero Ferrífero and adjacent areas. *In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GEOCHEMICAL EVOLUTION OF THE CONTINENTAL CRUST*, Poços de Caldas. *Guidebook*. São Paulo, IGUSP, 96p.
- SCHORSCHER, H.D. 1991. Quadrilátero Ferrífero e Espinhaço Meridional. *In: CONG. BRAS. GEOQ.*, 3, e CONGR. GEOQ. DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 1, São Paulo. *Guia de Excursão*. São Paulo, SBGq, p.37-75.
- SCHORSCHER, H.D. 1992. *Arcabouço petrográfico e evolução crustal de terrenos pré-cambrianos do sudeste de Minas Gerais: Quadrilátero Ferrífero, Espinhaço Meridional e Domínios Granito-Gnáissicos adjacentes*. São Paulo, v.1, 274p., v.2, 394p. (Tese de Livre-Docência apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- SOMMER, F.W. & LIMA, C.D. 1967. Contribuição a paleoflora de Fonseca, Minas Gerais. *An. Acad. bras. Ci.*, 39(3/4):537-538.
- SOUZA SANTOS, P. 1975. *Tecnologia de argilas*. São Paulo, Edgard Blücher, v.1, 340p.
- SOUZA SANTOS, P. 1989. *Tecnologia de argilas*. São Paulo, Edgard Blücher, v.1, 408p.
- SUGUIO, K. 1980. *Rochas sedimentares*. São Paulo, Edgard Blücher, 500p.
- TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. London, Blackwell, 312p.
- THIRY, M. 1974. *Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse aux rayons X*. Strasbourg, Centre National de la Recherche Scientifique, Centre de Sédimentologie et Géochimie de la Surface, 25p.
- VARAJÃO, C.A.C. 1988. *Estudo comparativo das jazidas de bauxita do Quadrilátero Ferrífero (MG)*. São Paulo, 213p. (Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- VARAJÃO, C.A.C. 1991. A questão da correlação das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Rev. Bras. Geol.*, 21(2):138-145.
- VENEZIANI, P. 1987. *Análise dos movimentos da tectônica rúptil e rúptil-dúctil através da interpretação de produtos de sensores remotos na região do Espinhaço Meridional (MG): uma correlação com processos evolutivos*. São Paulo, 186p. (Tese de doutoramento apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- VITTORI, E.; LABINI, S.S.; SERVA, L. 1991. Paleoseismology: review of the state-of-the-art. *Tectonophysics*, 193:9-32.

- WALKER, R.G. & CANT, D.J. 1983. Facies Models 3. Sandy Fluvial Systems. *In*: WALKER, R.G. (ed). 1983. *Facies Models*. Toronto, Geological Association of Canada, 211p.
- WEAVER, C.E. 1989. *Clays, Muds and Shales*. New York, Elsevier, 819p.
- WELTON, J.E. 1984. *SEM Petrology Atlas*. [Methods in Exploration Series]. Tulsa, AAPG, 237p.
- WENTWORTH, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.*, 30:377-392.
- WHITE, J.C. (ed) 1985. *Short course in Applications of Electron Microscopy in the Earth Sciences*. Fredericton, Mineralogical Association of Canada, 231p.
- WILSON, M.J. 1987. *A handbook of determinative methods in clay mineralogy*. New York, Chapman & Hall, 308p.

Anexo 1

**Mapa de caminhamentos e locais de
descrição de afloramentos**

MAPA DE CAMINHAMENTOS E LOCAIS DE DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTOS

GEÓLOGA: LUCY GOMES SANT'ANNA

LEGENDA

- caminhos e locais de descrição de afloramentos
- estradas não pavimentadas, de tráfego permanente
- estradas não pavimentadas, de tráfego periódico
- caminho, trilha
- drenagem
- vilarejo
- mineração de bauxita

ARTICULAÇÃO DA FOLHA

CARTE	SE 2120 N 3	SE 2120 N 4
ALCANTARA	CATAS ALTAS	ALCANTARA
OLHO PRETO	BARBOSA	BARBOSA

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA 1976
E CONVERGÊNCIA MERIDIANA
DO CENTRO DA FOLHA

Anexo 2

Resultados das análises granulométricas via pipetagem e peneiramento a seco

Analise Granulometrica por Pipetagem e Peneiramento

Amostra:30F

Peso total inicial= 21.08g Peso de seixos = 0.00g
 Peso total final = 20.29g Fator de correcao= 1.04

granulometria			pesos (g)	porcentagens retidas	
(mm)	(fi)			simples	acumulada
> 64.000	-6.0		0.00	0.00	0.00
64.000-32.000	-5.0		0.00	0.00	0.00
32.000-16.000	-4.0		0.00	0.00	0.00
16.000- 8.000	-3.0		0.00	0.00	0.00
8.000- 4.000	-2.0		0.00	0.00	0.00
4.000- 2.830	-1.5		0.00	0.00	0.00
2.830- 2.000	-1.0		0.00	0.00	0.00
2.000- 1.410	-0.5		0.00	0.00	0.00
1.410- 1.000	0.0		0.00	0.00	0.00
1.000- 0.710	0.5		0.00	0.00	0.00
0.710- 0.500	1.0		0.00	0.00	0.00
0.500- 0.354	1.5		0.00	0.00	0.00
0.354- 0.250	2.0		0.02	0.10	0.10
0.250- 0.177	2.5		0.02	0.10	0.20
0.177- 0.125	3.0		0.01	0.05	0.25
0.125- 0.088	3.5		0.02	0.10	0.34
0.088- 0.062	4.0		0.02	0.10	0.44
0.062- 0.031	5.0		0.20	0.99	1.43
0.031- 0.016	6.0		0.25	1.23	2.66
0.016- 0.008	7.0		1.15	5.67	8.33
0.008- 0.004	8.0		2.07	10.20	18.53
0.004- 0.002	9.0		0.97	4.78	23.31
< 0.002	>9.0		15.56	76.69	99.99

% seixos = 0.00
 % granulos= 0.00
 % areia = 0.44

% silte = 18.09
 % argila= 81.47

Classificacao de Shepard(1954):argila

Parametros estatisticos de Folk & Ward (1957)

Diametro Medio= 8.97 argila grossa
 Desvio Padrao = 1.03 pobremente selecionado
 Assimetria = -0.57 assimetria muito negativa
 Curtose = 2.39 muito leptocurtica

Coeficiente de Trask= 0.81

Desvio do Quartil = -0.00

C (diametro a 1% da distribuicao em micra)= 39.0

M (diametro a 50% da distribuicao em micra)= 1.6

Analise Granulometrica por Pipetagem e Peneiramento

Amostra: 30G

Peso total inicial= 26.56g Peso de seixos = 0.00g
 Peso total final = 25.39g Fator de correcao= 1.05

granulometria		pesos (g)	porcentagens retidas	
(mm)	(fi)		simples	acumulada
> 64.000	-6.0	0.00	0.00	0.00
64.000-32.000	-5.0	0.00	0.00	0.00
32.000-16.000	-4.0	0.00	0.00	0.00
16.000- 8.000	-3.0	0.00	0.00	0.00
8.000- 4.000	-2.0	0.00	0.00	0.00
4.000- 2.830	-1.5	0.00	0.00	0.00
2.830- 2.000	-1.0	0.00	0.00	0.00
2.000- 1.410	-0.5	0.00	0.00	0.00
1.410- 1.000	0.0	0.01	0.04	0.04
1.000- 0.710	0.5	0.09	0.35	0.39
0.710- 0.500	1.0	0.18	0.71	1.10
0.500- 0.354	1.5	0.18	0.71	1.81
0.354- 0.250	2.0	0.13	0.51	2.32
0.250- 0.177	2.5	0.11	0.43	2.76
0.177- 0.125	3.0	0.08	0.32	3.07
0.125- 0.088	3.5	0.08	0.32	3.39
0.088- 0.062	4.0	0.04	0.16	3.54
0.062- 0.031	5.0	1.00	3.94	7.48
0.031- 0.016	6.0	0.25	0.98	8.47
0.016- 0.008	7.0	0.67	2.64	11.11
0.008- 0.004	8.0	2.26	8.90	20.01
0.004- 0.002	9.0	1.10	4.33	24.34
< 0.002	>9.0	19.21	75.66	99.99

% seixos = 0.00
 % granulos= 0.00
 % areia = 3.54

% silte = 16.46
 % argila= 79.99

Classificacao de Shepard(1954):argila

Parametros estatisticos de Folk & Ward (1957)

Diametro Medio= 8.89 argila grossa
 Desvio Padrao = 1.39 pobremente selecionado
 Assimetria = -0.66 assimetria muito negativa
 Curtose = 3.77 extremamente leptocurtica

Coefficiente de Trask= 0.81

Desvio do Quartil = -0.00

C (diametro a 1% da distribuicao em micra)= 517.7

M (diametro a 50% da distribuicao em micra)= 1.6

 Analise Granulometrica por Pipetagem e Peneiramento
 +-----+

Amostra:5H
 +-----+

Peso total inicial= 22.14g Peso de seixos = 0.00g
 Peso total final = 21.88g Fator de correcao= 1.01
 +-----+

granulometria			pesos (g)	porcentagens retidas	
(mm)	(fi)			simples	acumulada
> 64.000	-6.0		0.00	0.00	0.00
64.000-32.000	-5.0		0.00	0.00	0.00
32.000-16.000	-4.0		0.00	0.00	0.00
16.000- 8.000	-3.0		0.00	0.00	0.00
8.000- 4.000	-2.0		0.00	0.00	0.00
4.000- 2.830	-1.5		0.00	0.00	0.00
2.830- 2.000	-1.0		0.00	0.00	0.00
2.000- 1.410	-0.5		0.00	0.00	0.00
1.410- 1.000	0.0		0.00	0.00	0.00
1.000- 0.710	0.5		0.02	0.09	0.09
0.710- 0.500	1.0		0.09	0.41	0.50
0.500- 0.354	1.5		0.18	0.82	1.33
0.354- 0.250	2.0		0.22	1.01	2.33
0.250- 0.177	2.5		0.26	1.19	3.52
0.177- 0.125	3.0		0.32	1.46	4.96
0.125- 0.088	3.5		0.36	1.65	6.63
0.088- 0.062	4.0		0.26	1.19	7.82
0.062- 0.031	5.0		1.40	6.40	14.21
0.031- 0.016	6.0		1.42	6.49	20.70
0.016- 0.008	7.0		1.30	5.94	26.65
0.008- 0.004	8.0		1.04	4.75	31.40
0.004- 0.002	9.0		1.43	6.54	37.93
< 0.002	>9.0		13.58	62.07	99.99

+-----+
 % seixos = 0.00 % silte = 23.58
 % granulos= 0.00 % argila= 68.60
 % areia = 7.82
 +-----+

Classificacao de Shepard(1954):argila siltica
 +-----+

Parametros estatisticos de Folk & Ward (1957)
 Diametro Medio= 8.03 silte muito fino
 Desvio Padrao = 2.14 muito pobremente selecionado
 Assimetria = -0.77 assimetria muito negativa
 Curtose = 1.04 mesocurtica
 +-----+

Coefficiente de Trask= 0.39
 Desvio do Quartil = -0.00
 C (diametro a 1% da distribuicao em micra)= 392.7
 M (diametro a 50% da distribuicao em micra)= 1.8
 +-----+

Analise Granulometrica por Pipetagem e Peneiramento

Amostra:26

Peso total inicial= 24.26g Peso de seixos = 0.00g
 Peso total final = 23.39g Fator de correcao= 1.04

granulometria			pesos (g)	porcentagens retidas	
(mm)	(fi)			simples	acumulada
> 64.000	-6.0		0.00	0.00	0.00
64.000-32.000	-5.0		0.00	0.00	0.00
32.000-16.000	-4.0		0.00	0.00	0.00
16.000- 8.000	-3.0		0.00	0.00	0.00
8.000- 4.000	-2.0		0.00	0.00	0.00
4.000- 2.830	-1.5		0.00	0.00	0.00
2.830- 2.000	-1.0		0.00	0.00	0.00
2.000- 1.410	-0.5		0.00	0.00	0.00
1.410- 1.000	0.0		0.00	0.00	0.00
1.000- 0.710	0.5		0.00	0.00	0.00
0.710- 0.500	1.0		0.00	0.00	0.00
0.500- 0.354	1.5		0.00	0.00	0.00
0.354- 0.250	2.0		0.03	0.13	0.13
0.250- 0.177	2.5		0.04	0.17	0.30
0.177- 0.125	3.0		0.04	0.17	0.47
0.125- 0.088	3.5		0.05	0.21	0.68
0.088- 0.062	4.0		0.08	0.34	1.03
0.062- 0.031	5.0		1.40	5.99	7.01
0.031- 0.016	6.0		0.83	3.55	10.56
0.016- 0.008	7.0		1.78	7.61	18.17
0.008- 0.004	8.0		2.02	8.64	26.81
0.004- 0.002	9.0		1.47	6.28	33.09
< 0.002	>9.0		15.65	66.91	99.99

% seixos = 0.00
 % granulos= 0.00
 % areia = 1.03

% silte = 25.78
 % argila= 73.19

Classificacao de Shepard(1954):argila siltica

Parametros estatisticos de Folk & Ward (1957)

Diametro Medio= 8.55 argila grossa
 Desvio Padrao = 1.52 pobremente selecionado
 Assimetria = -0.69 assimetria muito negativa
 Curtose = 1.23 leptocurtica

Coefficiente de Trask= 0.55

Desvio do Quartil = -0.00

C (diametro a 1% da distribuicao em micra)= 63.9

M (diametro a 50% da distribuicao em micra)= 1.7

Analise Granulometrica por Pipetagem e Peneiramento

Amostra: 5u

Peso total inicial= 20.35g Peso de seixos = 0.00g
 Peso total final = 19.30g Fator de correcao= 1.05

granulometria			pesos (g)	porcentagens retidas	
(mm)	(fi)			simples	acumulada
> 64.000	-6.0		0.00	0.00	0.00
64.000-32.000	-5.0		0.00	0.00	0.00
32.000-16.000	-4.0		0.00	0.00	0.00
16.000- 8.000	-3.0		0.00	0.00	0.00
8.000- 4.000	-2.0		0.00	0.00	0.00
4.000- 2.830	-1.5		0.00	0.00	0.00
2.830- 2.000	-1.0		0.00	0.00	0.00
2.000- 1.410	-0.5		0.00	0.00	0.00
1.410- 1.000	0.0		0.00	0.00	0.00
1.000- 0.710	0.5		0.00	0.00	0.00
0.710- 0.500	1.0		0.00	0.00	0.00
0.500- 0.354	1.5		0.01	0.05	0.05
0.354- 0.250	2.0		0.04	0.21	0.26
0.250- 0.177	2.5		0.11	0.57	0.83
0.177- 0.125	3.0		0.38	1.97	2.80
0.125- 0.088	3.5		0.60	3.11	5.91
0.088- 0.062	4.0		0.53	2.75	8.65
0.062- 0.031	5.0		2.50	12.95	21.61
0.031- 0.016	6.0		1.81	9.38	30.98
0.016- 0.008	7.0		1.97	10.21	41.19
0.008- 0.004	8.0		1.83	9.48	50.67
0.004- 0.002	9.0		1.29	6.68	57.36
< 0.002	>9.0		8.23	42.64	99.99

% seixos = 0.00
 % granulos= 0.00
 % areia = 8.65

% silte = 42.02
 % argila= 49.33

Classificacao de Shepard(1954):argila siltica

Parametros estatisticos de Folk & Ward (1957)

Diametro Medio= 7.34 silte fino
 Desvio Padrao = 2.18 muito pobremente selecionado
 Assimetria = -0.39 assimetria muito negativa
 Curtose = 0.68 platicurtica

Coefficiente de Trask= 0.26

Desvio do Quartil = -0.01

C (diametro a 1% da distribuicao em micra)= 168.2

M (diametro a 50% da distribuicao em micra)= 4.1

Anexo 3

Curvas granulométricas obtidas no analisador MALVERN SB-0B

Instruments SE.08

GEOCIENCIAS/LUCY

Amostra: ARGILA (5-H)

Lente: 63mm

Об. :Dora

Data: 12/05/93

0000004878

Dispersante: Hexametáfosfato de sodio

2724 pil 1KV1654 **ALARMS SET A B C D **

High Size	Under %	High Size	Under %	High Size	Under %	High Size	Under %	High Size	Under %	Span 2.58		
118	100	53.3	100	24.0	94.0	10.8	71.5	4.84	38.0	2.18	7.5	DI4, 31
110	100	49.5	100	22.3	92.8	10.0	68.9	4.50	35.3	2.03	6.4	8.84μm
102	100	46.1	100	20.7	91.6	9.31	66.2	4.19	32.5	1.88	5.7	
95.2	100	42.8	100	19.3	90.2	8.66	63.3	3.89	29.7	1.75	5.1	DI3, 21
88.6	100	39.8	100	17.9	88.5	8.05	60.2	3.62	26.7	1.63	4.6	4.25μm
82.4	100	37.0	99.9	16.7	86.5	7.49	56.9	3.37	23.5	1.51	4.2	
76.6	100	34.4	99.5	15.5	84.2	6.97	53.5	3.13	20.2	1.41	3.8	DIv, 0.91
71.2	100	32.0	98.7	14.4	81.7	6.48	50.1	2.91	16.9	1.31	3.5	19.11μm
66.3	100	29.8	97.7	13.4	79.2	6.02	46.8	2.71	13.9	1.22	3.1	
61.6	100	27.7	96.5	12.5	76.6	5.60	43.7	2.52	11.2			DIv, 0.11
57.3	100	25.8	95.3	11.6	74.0	5.21	40.8	2.34	9.0			2.43μm
Source =		:Sample		Beam length = 2.4 mm		Model indp						DIv, 0.51
Focal length = 63 mm				Log. Diff. = 1.966								6.46μm
Presentation = pil				Obscuration = 0.2481		Volume Conc. = 0.0168%		Sp.S.A		1.4123 #2/cc.		
				Volume distribution

MALVERN Instruments SB.8B

Certificado 311/53 - GEOCIENCIAS/LUCY

Mostra: ARGILA (26-5)

Meio de Dispersão: água

Lente: 63mm

Op.: Dora

Data: 12/05/53

0000004852

Dispersante: Hexametáfosfato de sódio

2724 pil 1KV1654 **ALARMS SET A B C D **

High Size	Under %	High Size	Under %	High Size	Under %	High Size	Under %	High Size	Under %	High Size	Under %	Spar.
118	100	53.2	100	24.0	99.6	10.6	76.9	4.64	44.5	2.16	11.1	2.62
110	100	48.5	100	22.3	99.6	10.6	74.3	4.32	41.7	2.02	9.1	DL4.31
102	100	46.1	100	20.7	94.4	9.33	71.5	4.10	38.6	1.86	8.6	7.70µm
95.0	100	42.8	100	19.2	93.1	8.66	68.6	3.80	35.4	1.75	7.6	DL3.21
88.0	100	39.6	100	17.4	91.6	8.00	65.3	3.47	32.0	1.60	6.8	3.50µm
82.4	100	37.0	100	16.7	89.9	7.49	61.3	3.17	28.6	1.51	6.0	
76.6	100	34.4	99.9	15.5	87.9	6.97	58.1	2.91	25.1	1.41	5.5	Div. 0.93
71.0	100	32.0	99.5	14.4	85.8	6.48	53.9	2.61	21.6	1.31	4.8	16.73µm
66.0	100	29.8	99.0	13.4	83.7	6.08	50.1	2.37	18.3	1.21	4.0	
61.0	100	27.7	98.3	12.5	81.5	5.60	46.0	2.15	15.4	1.10	3.5	Div. 0.11
57.3	100	25.8	97.5	11.6	79.2	5.21	42.3	2.04	13.0	1.00	3.0	2.07µm
Source = : Sample												Div. 0.53
Beam length = 2.4 mm												5.59µm
Log. Diff. = 1.920												
Focal length = 63 mm												
Obscuration = 0.2675												
Volume Conc. = 0.0156%												
Presentation = pil												
Volume distribution												
Sp.S.A 1.6671 #2/cc.

MALVERN Instruments SB.8B

Certificado 310/93 - GEODIENCIAS/LUCY

Mostrat: ARGILA (30-G)

Meio de Dispersao: agua

Lente: 63mm

Op.: Dora

Data: 12/05/93

0000004850

Dispersante: Hexametáfosfato de sódio

2724 pil 1KV1654 **ALARMS SET A B C D **

High Size	Under %	High Size	Under %	High Size	Under %	High Size	Under %	High Size	Under %	High Size	Under %	Span
118	100	53.7	100	24.6	99.9	10.6	82.5	4.74	48.5	2.18	10.8	2.44
110	100	49.5	100	22.3	98.8	10.0	80.5	4.30	45.0	2.00	10.3	2.71µm
102	100	46.7	100	20.7	97.9	9.31	77.5	4.19	41.6	1.88	8.12	
95.2	100	42.8	100	19.2	96.3	8.66	74.7	3.88	38.9	1.75	7.4	2.23
88.6	100	39.8	100	17.9	95.0	8.05	71.6	3.66	36.4	1.68	6.6	3.49µm
82.4	100	37.0	100	16.7	93.5	7.49	68.3	3.47	33.4	1.51	6.0	
76.6	100	34.4	100	15.5	91.9	6.97	65.0	3.31	30.5	1.41	5.5	Div. 0.91
71.2	100	32.0	100	14.4	90.2	6.48	61.6	3.13	28.5	1.31	5.0	14.28µm
66.2	100	29.8	99.9	13.4	88.4	6.02	58.4	2.97	26.5	1.22	4.5	
61.6	100	27.7	99.7	12.5	86.6	5.60	55.1	2.83	24.5	1.13	4.0	Div. 0.11
57.3	100	25.8	99.4	11.6	84.6	5.21	51.9	2.64	22.5	1.05	3.5	2.10µm
Source = :Sample												Div. 0.51
Beam length = 2.4 mm												4.99µm
Log. Diff. = 2.113												
Focal length = 63 mm												
Obscuration = 0.2975												
Presentation = pil												
Volume distribution												
Volume Conc. = 0.0171%												
Sp. S.A. 1.7211 g/cc.

Anexo 4

Tabelas de cálculos dos parâmetros de cela das caulinitas

BF-153B

LATTICE TYPE: TRICLINIC
INPUT: TWO THETA (degrees)
WEIGHTING: ALL SIGMAS = 1

INITIAL DIRECT LATTICE PARAMETERS

A =	5.15500	ALPHA =	91.68000
B =	8.95900	BETA =	104.90000
C =	7.40700	GAMMA =	89.94000

INITIAL RECIPROCAL LATTICE PARAMETERS

A* =	0.200740	ALPHA* =	88.27750
B* =	0.111670	BETA* =	75.09525
C* =	0.139768	GAMMA* =	89.61497

WAVE LENGTHS

1 1.54178

SYSTEMATIC ERROR CORRECTION TERMS

INITIAL VALUES

1 ZERO TWO-THETA CALIBRATION (delta(2-theta), degrees) 0.020000

INPUT DATA

H	K	L	WV	OBS	THETA	D(OBS)	Q(OBS)	SIGMA(Q)	CORRECTION TERMS
0	0	1	1	12.300	6.150	7.19572	0.01931	0.35847	1
0	2	0	1	19.900	9.950	4.46146	0.05024	0.57277	1
0	0	2	1	24.800	12.400	3.58995	0.07759	0.70583	1
1	-1	1	1	26.150	13.075	3.40761	0.08612	0.74162	1
1	1	1	1	26.600	13.300	3.35097	0.08906	0.75346	1
2	0	-1	1	34.946	17.473	2.56744	0.15170	0.96388	1
2	2	1	1	45.396	22.698	1.99778	0.25056	1.19807	1
2	-4	0	1	55.071	27.535	1.66752	0.35963	1.37961	1
1	-1	4	1	59.946	29.973	1.54304	0.42000	1.45650	1
3	3	-1	1	62.304	31.152	1.49019	0.45032	1.48994	1

NO DATA WILL BE REJECTED

LATTICE PARAMETER REFINEMENT SUMMARY

PARAMETER	INITIAL	CHANGE	FINAL	ERROR
A (ANG.)	5.15500	0.03290	5.18790	0.06094
B (ANG.)	8.95900	0.03007	8.98907	0.16268
C (ANG.)	7.40700	0.03284	7.43984	0.16481
ALPHA (DEG.)	91.68000	-2.91418	88.76582	2.44708
BETA (DEG.)	104.90000	-0.60520	104.29480	1.28012
GAMMA (DEG.)	89.94000	0.23333	90.17333	0.90948
VOLUME (CUBIC ANG.)	330.4305	5.7010	336.1316	11.8326

SMITH-SNYDER FIGURE OF MERIT (J. Appl. Cryst. (1979) 12, 60-65):

F (10) = 0 (0.148,208)

BF-05U

LATTICE TYPE: TRICLINIC
 INPUT: TWO THETA (degrees)
 WEIGHTING: ALL SIGMAS = 1

INITIAL DIRECT LATTICE PARAMETERS

A =	5.15500	ALPHA =	91.68000
B =	8.95900	BETA =	104.90000
C =	7.40700	GAMMA =	89.94000

INITIAL RECIPROCAL LATTICE PARAMETERS

A* =	0.200740	ALPHA* =	88.27750
B* =	0.111670	BETA* =	75.09525
C* =	0.139768	GAMMA* =	89.61497

WAVE LENGTHS

1 1.54178

SYSTEMATIC ERROR CORRECTION TERMS

INITIAL VALUES

1 ZERO TWO-THETA CALIBRATION (delta(2-theta), degrees) 0.020000

INPUT DATA

H	K	L	WV	OBS	THETA	D(OBS)	Q(OBS)	SIGMA(Q)	CORRECTION TERMS
0	0	1	1	12.300	6.150	7.19572	0.01931	0.35847	1
0	2	0	1	19.804	9.902	4.48287	0.04976	0.57012	1
1	1	0	1	20.039	10.019	4.43083	0.05094	0.57660	1
1	-1	0	1	20.254	10.127	4.38428	0.05202	0.58253	1
1	1	-1	1	21.496	10.748	4.13369	0.05852	0.61661	1
0	0	2	1	24.900	12.450	3.57576	0.07821	0.70849	1
1	1	1	1	26.638	13.319	3.34628	0.08931	0.75446	1
1	1	-2	1	28.200	14.100	3.16438	0.09987	0.79518	1
2	0	-1	1	34.929	17.465	2.56865	0.15156	0.96347	1
1	3	0	1	35.063	17.531	2.55914	0.15269	0.96669	1
1	3	-1	1	35.554	17.777	2.52492	0.15686	0.97846	1
1	-1	2	1	36.000	18.000	2.49465	0.16069	0.98909	1
0	0	3	1	37.750	18.875	2.38293	0.17611	1.03020	1
2	0	-2	1	38.250	19.125	2.35293	0.18063	1.04177	1
1	-3	1	1	38.500	19.250	2.33822	0.18291	1.04753	1
2	0	1	1	41.487	20.743	2.17652	0.21109	1.11473	1
2	2	1	1	45.425	22.712	1.99657	0.25086	1.19867	1
0	4	2	1	48.057	24.028	1.89319	0.27900	1.25163	1
1	5	0	1	54.300	27.150	1.68936	0.35039	1.36652	1
2	0	-4	1	54.850	27.425	1.67371	0.35698	1.37588	1
1	-1	4	1	59.925	29.962	1.54353	0.41973	1.45619	1
3	3	-1	1	62.239	31.119	1.49159	0.44947	1.48905	1

NO DATA WILL BE REJECTED

LATTICE PARAMETER REFINEMENT SUMMARY

PARAMETER	INITIAL	CHANGE	FINAL	ERROR
A (ANG.)	5.15500	0.02272	5.17772	0.02837
B (ANG.)	8.95900	0.02632	8.98532	0.05015
C (ANG.)	7.40700	0.00938	7.41638	0.03595
ALPHA (DEG.)	91.68000	-1.28894	90.39106	0.51188
BETA (DEG.)	104.90000	-0.05721	104.84280	0.28620
GAMMA (DEG.)	89.94000	-0.04842	89.89159	0.44631
VOLUME (CUBIC ANG.)	330.4305	3.0845	333.5151	4.1182

SMITH-SNYDER FIGURE OF MERIT (J. Appl. Cryst. (1979) 12, 60-65):

F (22) = 1 (0.160,204)

Anexo 5

Mapa geológico da Bacia de Fonseca e áreas adjacentes

MAPA GEOLÓGICO DA BACIA DE FONSECA,
MG, E ÁREAS ADJACENTES

GEÓLOGA: LUCY GOMES SANT'ANNA

Compilado de MAXWELL (1972)
Compilado de DAVIES (1993)
Área mapeada neste trabalho

ARTICULAÇÃO DA FOLHA

CITE	21.10.1	21.10.4
ALURA	CATAS ALTAS	ALVINOPOIS
QUILHO PITO	BARANA	BARBA LONGA

ESCALA 1:50 000
1 000 m 0 1 000 2 000 3 000 m
Equidistância das curvas de nível: 20 metros

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA 1976
E CONVERGÊNCIA MERIDIANA
DO CENTRO DA FOLHA

LEGENDA

CENOZÓICO

Cc Formação Chapada de Canga: ortoconglomerados oligomíticos, com seixos a blocos arredondados de itabirito, quartzo e quartzito, com cimento ferruginoso.

Cf Formação Fonseca: arenitos, siltitos e argilitos, com camadas de folhelhos papiráceos ricos em matéria orgânica.

PROTEROZÓICO MÉDIO E INFERIOR

SUPERGRUPO ESPINHAÇO

Pem Rocha metabásica com textura ígnea preservada

Peq Quartzitos e conglomerados das serras do Caraça, do Pinho e da Boa Vista (Seqüência Serra da Boa Vista)

SUPERGRUPO MINAS

Pm Itabiritos, filitos e quartzitos (Grupos Caraça, Itabira e Piracicaba)

ARQUEANO

SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS

Arv Rochas ultramáficas (clorita xistos) correlacionáveis ao Grupo Quebra Osso, xistos máficos (micaxistos) e anfibolitos correlacionáveis ao Grupo Nova Lima.

COMPLEXO GNÁISSICO-MIGMATÍTICO TTG

Attg Gnaisses leuco e hololeucocráticos acinzentados (terrenos ttg).

ESTRUTURAS

10 acamamento original com indicação do mergulho

46 foliação, com indicação do mergulho

foliação vertical

falha de componente predominante normal

falha de caráter não determinado

15 eixo de dobra, com indicação do caimento

paleocorrentes

contatos definidos

contatos aproximados / inferidos

A B seção geológica

CONVENÇÕES GEOGRÁFICAS

estradas não pavimentadas de tráfego permanente

estradas não pavimentadas de tráfego periódico

caminho, trilha

drenagem

Fonseca vilarejo

mineração de bauxita

Anexo 6

Mapa morfotectônico da Bacia de Fonseca e áreas adjacentes

MAPA MORFOTECTÔNICO DA BACIA DE FONSECA, MG, E ÁREAS ADJACENTES

GEÓLOGA: LUCY GOMES SANT'ANNA

LEGENDA

- linha de isobase na cota altimétrica indicada
- prováveis estruturas tectônicas, inferidas a partir do traçado das linhas de isobase
- perfis topográficos (ver no texto item 4.1.3.3, página 66)
- drenagem

ARTICULAÇÃO DA FOLHA

CARTE	SE 212 D W 1	SE 212 D W 4
ACURIA	CATAS ALTAS	ALVINCAPULS
OURO PRETO	BARBANA	BARBA LONCA

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA NO ESTADO

ESCALA 1: 50 000

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA 1976
E CONVERGÊNCIA MERIDIANA
DO CENTRO DA FOLHA

A DECLINAÇÃO MAGNÉTICA
CRESCER 8' ANUALMENTE
Usar exclusivamente os dados numéricos

Métodos Analíticos e Limites de Detecção

Fluorescência de raios X. (Os dados de elementos não listados, encontram-se na Tabela 3
demonstrando a análise semi-quantitativa, a 50% aproximação)

Elementos Maiores Limites de detecção (%)

SiO ₂	0.004
TiO ₂	0.0001
Al ₂ O ₃	0.004
FeO	0.005
MnO	
HgO	
CaO	
Na ₂ O	0.0003
K ₂ O	0.007
P ₂ O ₅	

Anexo 7

Limites de detecção dos elementos analisados por fluorescência de raios X

Elementos Traços	Limites de detecção p.p.m.	Desvio Padrão
Cr	10	6
Mn	7	4
Co	7	10
V	15	7
Cu	14	4
Zn	5	3
Rb	3	2
Ba	10	10
Sr	3	4
Ga	5	2
Nb	7	3
Zr	9	6
Y	8	5

Métodos analíticos e limites de detecção

Fluorescência de raios X. (Os dados de elementos não listados, contidos na Tabela 3, dizem respeito a análises semi-quantitativas, $\pm 50\%$ absoluto).

Elementos Maiores.....Limites de detecção (%)

SiO ₂	0,004
TiO ₂	0,0001
Al ₂ O ₃	0,004
FeO _t	0,002
MnO	0,002
MgO	0,1
CaO	0,0004
Na ₂ O	0,3
K ₂ O	0,0003
P ₂ O ₅	0,007

Elementos Traços.....Limites de detecçãoDesvio Padrão p.p.m.

Cr	10	8
Ni	7	4
Co	7	10
V	15	7
Cu	14	4
Zn	5	3
Rb	3	2
Ba	30	18
Sr	3	4
Ga	6	2
Nb	7	3
Zr	9	6
Y	8	5