NÚCLEO MINAS GERAIS

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA

BOLETIM N.º 2

1981

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA - NÚCLEO MINAS GERAIS

DIRETORIA EXECUTIVA

Presidente : Onildo João Marini
Vice-Presidente : Elmer Prata Salomão
Dir. Secretário : Celso Dal Ré Carneiro
Dir. Tesoureiro : Oscar Braz Mendonça Negrão
Dir. de Publicações: Hermes Augusto Inda
Dir. Suplente : Jonas dos Reis Fonseca
Dir. Suplente : Eduardo Antônio Ladeira

CONSELHO DIRETOR

Francisco Celso Ponte
Antônio Carlos M. Godoy
Noevaldo Araújo Teixeira
Fernando Pereira de Carvalho
Arnaldo de Carvalho Gramani
Alarico Antônio F. Mont'Alverne
Herbert George de Almeida
Gustavo Noronha Diniz Gonçalves
Armando Márcio Coimbra
José Ferreira de Souza
Marcelo José Ribeiro
Aroldo Misi
Diógenes de Almeida Campos
Gilberto Amaral
José Nilson Villaça
Mário Jorge Gesteira Fonseca
Paulo Milton Barbosa Landim
Wolney Lobato

NÚCLEO MINAS GERAIS

Presidente : Arnaldo de Carvalho Gramani
Vice-Presidente : Odúlio J. Marensi de Moura
1º Secretário : Mário Yoshihiro Nishimura
2º Secretário : Heinz Charles Kohler
1º Tesoureiro : Antônio Carlos Girodo
2º Tesoureiro : Atahualpa Valença Padilha
Dir. de Publicações: Kazuo Fuzikawa

Endereço para correspondência:

Rua Timbiras, 1514 - sala 307
30.000 - BELO HORIZONTE - MG

APRESENTAÇÃO

É com justa satisfação que a Diretoria do Núcleo Minas Gerais da Sociedade Brasileira de Geologia encaminha à comunidade geológica regional e às organizações nacionais que atuam na área de geociências, o seu segundo Boletim Técnico.

A Diretoria agradece os autores que colaboraram neste número e na esperança de que os assuntos sejam do interesse dos associados, incentiva os colegas a contribuirem para as futuras edições.

AGRADECIMENTOS

O Núcleo Minas Gerais da Sociedade Brasileira de Geologia expressa seus agradecimentos pelos auxílios financeiros prestados pela METAMIG - Metais de Minas Gerais S.A. e pela GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda., na impressão deste Boletim.

ÍNDICE

Página

HISTÓRICO DAS OBSERVAÇÕES GEOLÓGICAS NA BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO

Luciano Jacques de Moraes 07

SÍNTESE DOS PRINCIPAIS RECURSOS MINERAIS DO VALE DO JEQUITINHONHA - MG

Antônio Gomes de Araújo, Joaquim Osmar Alves de Lima, Marcos Pereira de Mello, Paulo Pereira Martins Júnior e Newton Litwinski 25

O SISTEMA LAGUNAR DO PARQUE ESTADUAL DO RIO DOCE (MG)

Getúlio Vargas Barbosa e Heinz Charles Kohler 37

A PALEOGEOGRAFIA DO BAMBUÍ CENTRAL - SUA RELAÇÃO COM AS CONCENTRAÇÕES DE PB-ZN DO TIPO MISSISSIPI-VALLEY

Hugo Zapata Pericón 47

INCLUSÕES FLUIDAS DE VÁRIAS GERAÇÕES EM QUARTZO DE ROCHA METAMÓRFICA: EXEMPLO DE CAETITÉ, CENTRO-SUL DA BAHIA

Kazuo Fuzikawa 71

ALGUNS ASPECTOS SEDIMENTARES DA FORMAÇÃO MOEDA

José Nilson Villaça 93

HISTÓRICO DAS OBSERVAÇÕES GEOLÓGICAS NA BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO

Luciano Jacques de Moraes

APRESENTAÇÃO

O presente trabalho é o primeiro de uma série inédita legada por Luciano Jacques de Moraes à comunidade geológica brasileira. Os originais, em parte manuscritos e em parte datilografados, foram doados pela família do iminente geólogo à Sociedade de Intercâmbio Cultural e Estudos geológicos - SICEG - de alunos da Escola de Minas de Ouro Preto.

A organização para divulgação de tão valioso acervo científico está a cargo deste apresentador, por solicitação da atual diretoria da SICEG, na pessoa do seu Presidente Sr. Osmar Carvalho de Assis.

À diretoria do Núcleo de Minas Gerais da Sociedade Brasileira de Geologia, patenteamos os agradecimentos pela divulgação desta obra.

Pedro Gervásio Ferrari

As investigações geológicas na região da bacia do rio São Francisco, de um modo geral, como em todo o Brasil, podem grupar-se em três períodos: - primeiro, iniciando-se com as viagens dos naturalistas que percorreram o país no princípio do século passado e que se prolongam até a fundação da Comissão Geológica do Império e da Escola de Minas de Ouro Preto, instaladas em 1875 e 1876, respectivamente; o segundo, estende-se dessa época até a organização do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, em 1906; e o terceiro, o dos trabalhos contemporâneos, dessa data para cá.

Não contando as ligeiras referências à geologia da região, contidas nas publicações dos viajantes naturalistas, que a perlustraram, como Spix, Martius e Pohl, que foram, sobretudo, zoólogos, botânicos e notáveis colecionadores, o verdadeiro estudo das formações geológicas dessa bacia só começou a ser empreendido pelo geognosta alemão Wilhelm L. von Eschwege, que, de 1809 a 1823, permaneceu na região central de Minas Gerais e a percorreu em várias direções, revelando as primeiras noções sobre a constituição geológica e a estrutura do território, especialmente dos maciços montanhosos dos divisores da bacia do rio São Francisco com as do rio Doce e Jequitinhonha, de um lado, e, de outra parte, daquela com as dos rios Paraná e Tocantins.

Em suas grandes viagens através do Brasil, no interregno de 1817 a 1820, Spix e Martius percorreram alguns trechos da bacia de São Francisco, dando-nos as primeiras informações sobre a sua geologia, publicadas na Alemanha em 1823.

Em seus diversos escritos, vindos a lume desde 1811 e em sua afamada obra "Pluto Brasiliensis", publicada em 1830, mostrou Eschwege atilado tino geológico, pois definiu e interpretou, com mão de mestre, a estrutura do planalto mineiro, na região das grandes formações orogênicas. A denominação de "Serra do Espinhaço" foi por ele introduzida na literatura geográfica em 1823. Deve-se-lhe, também, a indicação de várias jazidas de manganês em Minas Gerais. Orville Derby o considerava o fundador da geologia brasileira.

Muito valioso foi seu trabalho de engenheiro de minas, pois transformou os processos primitivos da mineração do ouro nas minas da Passagem, e da fabricação do ferro por outros mais aperfeiçoados, introduzindo nesta o uso da trompa hidráulica e do malho. Foi um homem com vasta cultura científica, notável poder de observação, hábito de resistência nas grandes viagens do sertão e ação decisiva como engenheiro e metalurgista.

Um acontecimento importante para o desenvolvimento das investigações geológicas na região central de Minas Gerais consistiu na fundação das companhias inglesas de mineração do ouro, de 1824 a 1830, visto como alguns engenheiros de minas e geólogos, entre eles, Helmreichen e Henwood, a cargo dessas empresas, realizaram estudos na região. Helmreichen familiarizou-se com as regiões auríferas do centro de Minas e, em seu estudo sobre a ocorrência de diamantes e métodos de exploração dessas gemas na serra de Grão-Mogol, em Minas Gerais, publicado em Viena, em 1846, apresenta uma secção geológica, que se estende da região de Araçuaí, no rio Jequitinhonha, até o rio Verde, na bacia do São Francisco. Esse abalisado geólogo austríaco, também dá notícia da descoberta do diamante na zona de Assuruá, na Bahia, no vale do São Francisco, sendo esta a primeira informação que se tem sobre o modo de ocorrência dessa pedra preciosa na região.

Nas descrições das viagens de Saint Hilaire, há muitos subsídios para a geologia e a fisiografia da bacia do São Francisco, especialmente em "Les Sources du Rio São Francisco" e "Voyage aux Sources du Rio São Francisco et dans la Province de Goyaz", trabalhos publicados em Paris, respectivamente, em 1842 e nos anos de 1847-1848.

Com referência às descobertas paleontológicas na bacia do São Francisco, desde 1823, graças às informações dadas por von Eschwege, que se tem notícia do encontro de restos de quadrúpedes gigantescos e de madeiras fósseis na Bahia e de peixes fósseis no Ceará. Nesse mesmo ano, os naturalistas J.B. von Spix e Carl F. von Martius fizeram menção a muitas localidades da Bahia e Minas Gerais, onde apareceram ossadas de mamíferos.

Entretanto, essas notícias careciam d fundamento paleontológico e estratigráfico, ao contrário do que ocorreu com os informes ministrados por George Gardner, em 1841. que constituiram a primeira comunicação rigorosamente científica sobre o aparecimento de fósseis no interior do Brasil. Esse botânico inglês viajou extensivamente em nosso país, de 1836 a 1841, deixando-nos interessantes notas sobre o aspecto geológico da região, ao norte do rio São Francisco,inclusive da chapada do Araripe, entre Pernambuco e Ceará, onde"in loco"colheu os afamados peixes fósseis, de suma importância para a classificação da posição estratigráfica desse trato montanhoso e da geologia do nordeste do Brasil.

As investigações realizadas pelo naturalista dinamarquês Peter W. Lund, na região do rio das Velhas, a partir de 1834, representaram uma notável contribuição sobre a fauna fóssil que existia nesse território, no período pleistocênio.

Embora Spix e Martius, Eschwege, S Hilaire e outros viajantes hajam descrito muitos sítios da bacia do São Francisco onde foram achadas ossadas de quadrúpedes gigantescos extintos, nenhum deles procedeu a um exame sistemático de qualquer das localidades fossilíferas, devendo-se principalmente ao Dr. Lund o que se conhece da fauna fóssil aparecida nas cavernas do Brasil. Viajando em companhia do botânico Riedel, Lund encontrou-se em Curvelo, no ano de 1834,com o seu concidadão Claussenm que ali residia e se entregava à exploração das grutas fossilíferas com objetivo comercial, fazendo a remessa do material recolhido ao Museu de Paris.

Desde então, consagrou Lund o resto de sua existência a esse campo de estudos, tomando para seus auxiliares,primeiramente Brandt e, posteriormente, por morte deste, Warming, mais tarde famoso no campo da Botânica, sobretudo no ramo da ecologia especializada de que lançou os fundamentos na região de Lagoa Santa, que é considerada a Meca dos estudiosos desta ciência. Lund explorou sistematicamente cerca de mil cavernas, a começar de Cachoeira do Campo para o norte, em algumas dezenas das quais colheu abundantíssimo material fóssil, que era despachado para o museu de Copenhage, fazendo-o acompanhar de memórias descritivas que foram publicadas na Dinamarca e depois em vários outros países, em diversos idiomas.

Em 1855, Frederico Leopoldo Cesar Burlamaqui deu uma notícia da ocorrência de restos de mamíferos fósseis em diversas localidades do Brasil, inclusive do sertão de Pernambuco, na bacia do São Francisco.

O naturalista suíço Levis Agassiz que, em 1846, se transferiu para os Estados Unidos e em 1865 chefiou a denominada Expedição Thayer ao Brasil, desde 1829 estudou peixes fósseis brasileiros. Quando Martius lhe confiara, por morte de Spix, uma coleção desse material, em 1838, tratou dos peixes fósseis da parte sul da chapada do Araripe, em Pernambuco e, em 1841, os da mesma região do Ceará, da coleção colhida por Gardner.

A dispersão da expedição Thayer fez com que Allen, partindo de Minas Gerais, descesse o São Francisco e Ward transpuzesse o divisor desse rio indo ter ao Pará. O trabalho desses dois investigadores foi de grande interesse sobretudo para a ciência, e forneceu informes sobre a geologia da região atravessada. As notas de Allen do itinerário entre Xique -Xique e Salvador foram incluídas na obra de Hartt publicada em 1870.

Vários trabalhos de Paul Gervais, de 1855 a 1888,referem-se aos vertebrados fósseis do Brasil, em parte encontrados na bacia do São Francisco.

O paleontólogo dinamarquês J. Reinhardt,entre 1867 e 1868, estudou em diversos trabalhos a fauna pleistocênica das cavernas da região do rio das Velhas. Herluf Winge, outro paleontólogo dessa mesma nacionalidade, também publicou em Copenhage, de 1878 a 1915, várias contribuições consagradas aos vertebrados fósseis de Lagoa Santa.

O engenheiro de minas inglês Henwood no espaço de 1846 a 1871, fez várias publicações na Inglaterra sobre as minas de ouro de Minas Gerais, inclusive sobre as de Morro Velho e outras da bacia do rio das Velhas.

O engenheiro H.G.F. Halfeld, em seu magnífico atlas,dado à publicidade em 1860, faz alusão às rochas expostas na calha e nas margens da longa artéria do interior do Brasil, desde a confluência do rio das Velhas até o oceano Atlântico.

Até o ano de 1870, quando apareceu o livro de C.F. Hartt, nenhum rio do Brasil havia sido mais cuidadosamente estudado e representado em mapas do que o São Francisco e o rio das Velhas, graças aos trabalhos de Halfeld, que fez acompanhar a sua carta geográfica,impressa sob a forma de atlas, de uma descrição pormenorizada, légua por légua, muito embora, devido à falta de coordenadas, tal carta corresponda mais a uma planta do que a um mapa adequadamente elaborado, conforme observação expedida por Burton e Liais.

Em sua preciosa obra sobre a geologia e a geografia física do Brasil, valioso repositório de tudo quanto havia sido,até então, dado a lume sobre o nosso país nessa matéria e em assuntos afins,o professor Charles Frederick Hartt consagrou muitas páginas ao vale do São Francisco, utilizando-se, igualmente, de suas próprias observações sobre o baixo curso desse caudal, bem como dos de outros investigadores, seus companheiros da expedição Thayer, chefiada por L. Agassiz.

Das cinco viagens de Hartt ao Brasil, a começar pela de 1865 com Agassiz, enorme foi o acervo de dados colhidos sobre a geologia do país. É assim que descreveu e colocou no cretáceo os calcários fossilíferos de Sergipe, expostos em Maroim, Sapucaré e Laranjeiras e que se estendem até o rio São Francisco. Em sua quinta viagem ao Brasil, Hartt teve a incumbência de organizar um serviço geológico oficial. Dentre seus assistentes figuravam Orville A. Derby e John Casper Branner, dois nomes definitivamente incorporados à geologia do Brasil.

Dois acontecimentos marcantes para a geologia do Brasil ocorreram no ano de 1875, como já foi mencionado, são a criação da Comissão Geológica do Império do Brasil e a da Escola de Minas de Ouro Preto, esta instalada no ano seguinte.

Iniciada em maio desse ano e extinta em junho de 1877, sob pretexto de economia, a comissão geológica do Império realizou, em tão curto prazo, uma obra de enorme alcance.

A região situada ao norte do São Francisco foi objeto de pesquisas geológicas por parte de J.W. Wells, cuja viagem se encontra descrita em sua obra editada em Londres, em 1886. Ele transpôs a serra de Tabatinga, alcançou o Maranhão pelo rio Grajaú e explorou os rios Sono, Soninho e Sapão, os vales e chapadões das serras que dividem as águas do vale do Tocantins das da bacia do São Francisco.

O obra de Burton, impressa em Londres em 1869, descreve a viagem que realizou pelos rios das Velhas e São Francisco, de canoa, desde Sabará até o mar, juntando interessantes notas sobre a região das minas de ouro de Minas Gerais e sobre a Chapada Diamantina, nomeadamente sobre a serra de Assuruá.

As referências do astrônomo francês E.Liais, em 1872, sobre a geologia do alto vale, especialmente da região do Abaeté,têm certo interesse, na opinião de Branner e Arrojado Lisboa, embora Derby haja feito fortes restrições à veracidade de suas asserções e à fidelidade de suas observações.

Em 1878, apareceram nos Anais do Museu Nacional do Rio de Janeiro as primeiras contribuições dos alunos da Escola de Minas de Ouro Preto, de autoria de Leonardo Dupré e Correia da Costa sobre a região de São Bartolomeu, nas vizinhanças de Ouro Preto. O professor Gorceix, a partir de 1876, estudou as jazidas de topázio dos arredores desta cidade, os minerais raros dos cascalhos diamantíferos e as rochas da parte central do Estado de Minas Gerais, na região em que se localizam as nascentes do rio das Velhas, e publicou, até 1908, especialmente sobre a área mencionada de Minas Gerais.

As memórias de Orville Derby sobre a bacia do rio São Francisco, publicadas de 1879 a 1882, constituiram durante anos, a única fonte fidedígna de informação sobre toda a bacia,considerada em conjunto, desde as suas cabeceiras até o mar. Esses trabalhos basearam-se nas observações realizadas por esse geólogo na viagem que empreendeu pela grande artéria, como membro da comissão de estudos sob a chefia

do engenheiro Milnor Roberts. Derby subiu o rio de canoa até a cachoeira de Pirapora, donde seguiu a cavalo para Barbacena, então ponto terminal da atual Estrada de Ferro Central do Brasil, passando pela barra do rio das Velhas, Diamantina, Serro, Itabira, Sabará e Ouro Preto. Em outra excursão, de Barbacena à barra do Rio das Velhas e daí até São João del-Rei, o mesmo geólogo passou pela divisa entre o rio São Francisco e o Paranaíba, pela Serra da Canastra e pelas cidades de Formiga e Oliveira. Entre Sabará e a foz do rio das Velhas no São Francisco, o trajeto foi percorrido de canoa, e o resto do itinerário a cavalo, incluindo uma excursão à região de Diamantina e à das lavras diamantíferas do rio Jequitinhonha e, outra, à zona de Lagoa Santa.

Em 1903, Derby publicou as suas notas sobre os minérios de ouro brasileiros, compreendendo os da mina de Morro Velho, bem como, sobre as rochas da região e também sobre as minas vizinhas de Raposos e Cuiabá. Desse mesmo geólogo, saiu publicado em 1905 um artigo sobre as lavras diamantíferas da Bahia, com muitos dados preciosos relativos à estrutura geral e outros aspectos de geologia das áreas produtoras de diamante nesse Estado, algumas com suas rochas prolongando-se até os limites das vertentes do São Francisco e outras localizadas na bacia desse rio, como as de Xique-Xique e Assuruá. Ainda no ano de 1905, o professor Derby deu à publicidade as "Notas Geológicas sobre o Estado da Bahia", que é um esboço do estudo dos conhecimentos geológicos relativos a essa unidade da Federação até aquela data, trabalho em que as formações são grupadas de acordo com o período geológico a que pertencem. Há aí muitas referências à bacia do São Francisco. Do mesmo autor são dessa época, as denominações de "Série do Paraguaçu" e "Série das Lavras" para as formações metamórficas dessa região, com as quais está mais intimamente ligada a ocorrência de diamante na Bahia.

Uma enorme contribuição sobre a geologia da bacia do São Francisco é também o trabalho de Derby sobre a serra do Espinhaço, vindo a lume em 1916, onde esse geólogo reuniu, em um apanhado geral, tudo o que havia sido escrito anteriormente sobre esse trato montanhoso, adicionando suas próprias investigações feitas em várias excursões nessa área. Dentre essas observações ressalta a verificação de que o metamorfismo tão acentuado da região mais conhecida da serra, entre Ouro Preto e Diamantina, não se manifestou de modo tão intenso nas rochas dobradas da cordilheira da Bahia, que apresentam um aspecto mais moderno. Tratando da estratigrafia da região, Derby emprega aí novas divisões, inclusive os grupos Paraguaçu e Lavras, já por ele propostas anteriormente e que ficaram definitivamente incorporados à geologia brasileira. Essas informações, e muitas outras, fazem desse trabalho um dos maiores marcos da geologia da Bahia e de Minas Gerais.

As notas sobre a geologia da região do São Francisco, elaboradas por Teodoro Sampaio, também membro da comissão de estudos sobre a navegabilidade do rio, chefiada por Milnor Roberts, acham-se distribuídas, de permeio com outras observações, nas páginas de seu interessante "Relatório desde a margem do São Francisco até o litoral", publicado em 1880. Essa descrição, com outras feitas pelo mesmo autor, entre 1884 e 1900, sobre o interior da Bahia, inclusive sobre parte da bacia do São Francisco, e com as informações de Spix e Martius, em 1823, formavam quase tudo que havia sobre a geologia e fisiografia da região semi-árida da Bahia, ministrado por observadores competentes, até aparecerem as publicações de Branner, entre 1910 e 1911. Ao engenheiro Francisco de Paula Oliveira, deve-se uma notícia detalhada de uma excursão que realizou em 1880 à região do ribeirão do Areado e do Rio Abaeté, na qual visitou os depósitos de minério de chumbo e descreveu as rochas observadas no percurso de Ouro Preto até aí. Paula Oliveira faz referência aos depósitos de minério de ferro de Itatiaucu e das proximidades do arraial do Morro do Ferro, antigo São João Batista. Do Dr. Antônio Olinto dos Santos Pires há o interessante relatório de viagem aos terrenos diamantíferos do Abaeté, publicado em 1885, uma notícia sobre a Serra da Piedade, aparecida em 1902, além de outras contribuições com referência à bacia do São Francisco, como um artigo sobre espeleologia, em 1922, e outras sobre mineração, de 1899 até 1907.

Em 1893, apareceu em Recife, editado quase todo em francês, um volume de 86 páginas contendo as cartas do engenheiro francês L.E. Dombre, descrevendo as suas viagens ao interior de Pernambuco e

em uma parte de Alagoas, em que o autor aduz suas observações sobre a constituição geológica das regiões percorridas, principalmente das áreas de Bom Conselho, Tacaratu, Serra Talhada e do trecho do rio São Francisco a montante da Cachoeira de Itaparica.

Outro compatriota de Dombre, o engenheiro Louis Lombard, realizou estudos geológicos na região sul-pernambucana da bacia do São Francisco, entre Palmares e Bom Conselho, e no território compreendido entre Garanhuns e Buique. Os seus trabalhos, vindo a lume em 1895, dão uma idéia mais precisa da litologia dessas regiões, já lobrigadas nas notas de Dombre, particularmente da zona sedimentária de Buique, com informes minuciosos sobre os processos usados para recuperação do sal e do salitre dos arenitos cretáceos dessa área.

Em 1889, o professor J.C. Branner, da Universidade de Stanford, na Califórnia e antigo membro da Comissão Geológica do Império, estudou as formações cretáceas e terciárias de Sergipe e Alagoas. Publicou em 1906 uma "Geologia Elementar", onde enfeixou todos os conhecimentos relativos à geologia do Brasil até aquela data, com muitas informações preciosas sobre a geologia da bacia do São Francisco. Numa segunda edição dessa obra, impressa em 1915, ampliada e reformulada, aumentou bem mais esses informes.

Com Roderic Crandall e H.E. Williams, Branner organizou, em 1908, um mapa geológico de parte do Estado da Bahia; em 1909, trouxe novas contribuições sobre a geologia da Chapada Diamantina, e de 1910 a 1913, com novos estudos, esboçou as bases da geologia geral de quase toda a área do Estado da Bahia. Foi assim que estabeleceu, em 1913, a idade permiana para a Série Estância, formação que supôs estender-se bastante pelos Estados de Sergipe, Alagoas, Pernambuco e nordeste da Bahia, em parte da área tributada da bacia do São Francisco.

Como veremos mais adiante, essa opinião de Branner, baseada na determinação errônea de um vegetal fóssil encontrado em Araci, na Bahia, não mais subsiste, sendo esse fóssil agora considerado de idade cretácia e, como tal, também uma boa parte da área que era julgada pertencer à série Estância e àquele período geológico. As notas de Crandall sobre a Chapada Diamantina, se bem que tratem mais da distribuição do diamante nessa área, têm, também, interesse para a geologia da bacia do São Francisco, por se ocuparem de formações que se prolongam nessa região.

Em 1919, como um remate de suas atividades no estudo da geologia do Brasil, durante mais de quarenta anos, Branner mandou imprimir seu mapa geológico, acompanhado de um texto que explica a geologia do país, de acordo com o mapa, e dá as razões que o levaram a estabelecer as diferentes divisões estratigráficas de sua coluna geológica. É assim que ele faz figurar nesse mapa, como permiano inferior, uma parte considerável da área dos rios São Francisco, Verde Grande e outros menores e ainda os vales dos rios Salitre e Jacaré, na Bahia, afluentes da margem direita do grande rio, em completo desacordo com as idéias de Derby e dos estudos posteriores realizados pelo Serviço Geológico Federal. Do mesmo modo, aí estão representadas como carboníferas as áreas de ocorrência de diamante na região das Lavras Diamantinas, na Bahia, e na zona de Grão-Mogol, no norte de Minas. Também essa representação não encontra apoio nos fatos e está em completo desacordo com as idéias de Derby e com os modernos estudos executados por nosso Serviço Geológico. Igualmente não subsistiu a idade devoniana por ele atribuída às camadas argilosas do vale do rio das Almas e que denominou folhelhos Cabloco. Mas, apesar disso, o seu mapa geológico representou um notável progresso para o conhecimento da geologia do Brasil e constituiu uma importante etapa para os novos trabalhos, sobretudo da confecção de novas cartas geológicas mais corretas. Os folhelhos "Cabloco", figurados no mapa geológico de Branner como devonianos, são idênticos às rochas argilosas compreendidas na Formação Macaúbas, da Série de Lavras que, vindo de Minas Gerais, penetra na Bahia, na região do Rio Verde e Água Quente, respectivamente, ao ocidente e a leste do espigão da serra geral ou do Espinhaço.

Em 1905, H. Kilburn Scott publicou uma interessante contribuição sobre as jazidas auríferas de Minas Gerais, começando por um resumo histórico e tratando, a seguir, da situação geográfica dos depósitos, do modo de ocorrência do ouro, dos métodos antigos de trabalho e da descrição individual das diversas minas, dentre as quais a de Morro Velho, Florisbela, Carrapato e Juca Vieira, localizadas em águas da bacia do rio das Velhas.

Uma notícia sobre a região aurífera de Paracatu, Minas Gerais, por Rugh Pearson, apareceu estampada em 1906,nas "Transactions of the Institute of Mining Engineers, vol. 31, part 3, pag. 257-263.

Em 1906, no número 8 dos Anais da Escola de Minas, apareceu um artigo do Dr. Costa Sena, sobre uma jazida de blenda no lugar denominado Morro do Bule, próximo à antiga estação de Henrique Hargreaves, hoje Dom Bosco, da Estrada de Ferro Central do Brasil.Nesse trabalho, há menção à geologia da região em torno do jazimento de minério de zinco, assim como à presença de diversos minerais nas vizinhanças.

Nesse mesmo número dos Anais da Escola de Minas, encontra-se uma contribuição do Dr. Miguel Arrojado Lisboa sobre a ocorrência dos seixos facetados no planalto central brasileiro, onde, ao tratar do assunto em epígrafe, apresenta informes sobre a geologia do São Francisco, especialmente da região dos rios Borrachudo, Indaiá, Abaetê, Santo Antônio, Sono e Paracatu.

Depois da criação do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, em 1907, sob a direção de Orville A. Derby, tomaram novo e mais decidido rumo para as investigações sobre a nossa geologia e recursos minerais.

Com uma plêiade de ilustres geólogos e pesquisadores,como Gonzaga de Campos, Francisco de Paula Oliveira, Arrojado Lisboa, E. Hussak, T.H. Lee e outros, pôde o nóvel Serviço iniciar as suas atividades com energia e eficiência, estudando, simultaneamente, várias zonas do território nacional.

De enorme interesse para a região central de Minas Gerais, em boa parte localizada na bacia do São Francisco, foram os estudos sobre as jazidas de minérios de manganês e de ferro, a cargo de Gonzaga de Campos, que se desempenhou dessa incumbência de modo cabal e reuniu os dados para permitir a Derby, em pouco tempo, elaborar e apresentar ao Congresso Internacional de Geologia de Estocolmo, uma notável contribuição sobre as reservas ferríferas de Minas Gerais, publicadas em 1910. O conhecimento da extensão e possança desses depósitos de minério de ferro, de alto teor e notável pureza, teve tão grande repercussão nos países altamente industrializados,famintos desses minérios e desejosos de constituirem reservas dos mesmos que, logo após o certame, foram enviados para Minas Gerais geólogos, metalurgistas e prospectores ingleses, norte-americanos, alemães e franceses para devassarem a região e realizarem a aquisição das jazidas.

Embora a maior parte dos trabalhos desses técnicos tenha se conservado inédita, alguns deles, todavia, foram publicados , entre 1911 e 1918, como os estudos de E.C. Harder e C.K. Leith sobre a geologia e os minérios de ferro da parte central de Minas Gerais,abrangendo os da região do rio Paraopeba e dos tributários do rio das Velhas, zona que hoje abastece desses minérios a maior parte das usinas siderúrgicas nacionais: Volta Redonda, Mogi das Cruzes, Barra Mansa, Esperança e outras, e ainda os exporta para o estrangeiro.

Do Dr. L.F. Gonzaga de Campos, há ainda outras contribuições, como o relatório dos trabalhos de pesquisa da mina de ouro de Lagoa Dourada em 1881, além dos estudos sobre minérios de ferro,indústria mineral e siderurgia, vindos a lume entre 1916 e 1925. Grande também foi a contribuição trazida pelo geólogo H.E. Willians às pesquisas geológicas na bacia do São Francisco, dando à publicidade , de 1909 a 1930, vários estudos sobre a região, dentre as quais se destacaram os seguintes:"Agro-geologia do vale do São Francisco", "Notas Geológicas e Econômicas sobre o vale do Rio São Francisco", "A Mineração do diamante no rio Paraúna" e "Estudos Geológicos na Chapada Diamântica Estado da Bahia". Esses escritos também abordam diversos outros aspectos da bacia, como seja, clima, topografia, transporte,agricultura e irrigação, refletindo o espírito prático do autor, que sempre procurava ministrar conselhos e ensinamentos para o aproveitamen

to dos recursos da região para o desenvolvimento econômico da mesma. Antigo discípulo de Branner na Universidade de Stanford, Willians veio para o Brasil como seu assistente e antes de ingressar no Serviço Geológico e Mineralógico, trabalhou muitos anos na Comissão Geológica e Geográfica de São Paulo, sob a direção de Derby.

Roderic Crandall publicou, em 1910, seu substancioso trabalho sobre a geologia, geografia e outros aspectos do nordeste do Brasil, incluindo parte da área do vale do São Francisco, no Estado de Pernambuco, região que percorreu a cavalo, de Pesqueira até à este da Paraíba, passando por Alagoa de Baixo, hoje Sertânia, Flores e Triunfo. Em uma viagem anterior, Crandall já havia atravessado Pernambuco, fazendo o itinerário de Petrolândia, ex-Jatobá, a Salgueiro e desta cidade a Tacaratu, visitando também a serra do Araripe. Na opinião de Arrojado Lisboa, a publicação de Crandall constitui o mais importante reconhecimento geológico efetuado até essa ocasião nos Estados flagelados, e aí o autor, com seu largo espírito de observação, reuniu os elementos gerais e básicos, que foram o ponto de partida para estudos e projetos posteriormente elaborados com o fim de resolver o problema das secas no nordeste brasileiro.

O geólogo H. Small, da antiga Inspetoria Federal de Obra contra as Secas, estudou, em 1913, com mais minúcias a chapada do Araripe e proximidades, realizando, ainda, um reconhecimento geral do norte de Pernambuco. Em sua segunda viagem pelo nordeste do Brasil, Small se dedicou mais aos estudos geológicos sobre o Piauí, abrangendo as regiões vizinhas que confinam com Pernambuco e Bahia e chegando até Petrolina e Remanso.

O trabalho de Ralph Soper, impresso em 1914, sobre a geologia e água subterrânea do nordeste da Bahia e de Sergipe, reunindo as suas próprias notas e as de Darrell Crandall, também geólogo das Obras contra as secas e falecido repentinamente de febre amarela na Bahia, constitui um valioso subsídio para o conhecimento científico do baixo e médio São Francisco, incluindo as regiões vizinhas até Patamuté. Apesar desses dois jovens pesquisadores terem incidido no mesmo erro de Branner, considerando como permianas as áreas então admitidas como da série Estância e sob a mesma denominação abrangendo outras regiões como as de Canudos, Várzea da Ema e Patamuté, de constituição geológica muito diferente da dessa série, naturalmente no que foram influenciados pela grande autoridade desse egrégio professor de geologia, incansável estudioso de assuntos brasileiros e, também, pelo prestígio de Arrojado Lisboa, que dirigia a antiga Inspetoria Federal de Obras contra as Secas, é a primeira vez que observadores competentes cruzam esse trato, o mais árido do Brasil, com verdadeiros desertos, como o trecho que vai de Santa Brígida a Salgado do Melão e Chorrochá, margeando o famigerado Raso de Catarina, que nada mais é que a paisagem sinistra à qual se refere Euclides da Cunha, em "Os Sertões", evitada por todos os viajantes que por ali se aventuravam.

Em 1923, o engenheiro Máximo Macambira Monte-Flores publicou seu livro sobre a "Geologia e Mineralogia Econômica da Bahia", em que apresenta um esboço da geologia desse Estado, grupando as formações pela ordem cronológica, do cristalino ao quaternário, e apresentando uma breve descrição de seus recursos minerais. De um modo geral, o autor segue a coluna geológica do mapa de Branner.

Os geólogos Euzébio P. de Oliveira, Gerson de Faria Alvim e Eugênio Bourdot Dutra executaram investigações geológicas, em 1922, na região do baixo São Francisco, em Alagoas e Sergipe, desde a região de Neópolis e Porto da Folha, até a cachoeira de Paulo Afonso. Enquanto o primeiro desses geólogos se ocupou mais da geologia da faixa sedimentária da costa de Alagoas, em seus aspectos relacionados com a possibilidade da existência de petróleo, os seus companheiros se dedicaram, de um modo especial, ao estudo dos depósitos turfosos de Neópolis, antiga Vila Nova, e da área de Porto da Folha, em Sergipe.

O Dr. Euzébio P. de Oliveira, em suas publicações sobre a geognose do solo brasileiro e geologia estratigráfica e econômica impressas em 1922, também aborda muitos tópicos referentes à bacia do São Francisco. Preparou, ainda, um mapa geológico do Estado

de Sergipe, estampado em 1924, uma memória sobre calcário, com numerosas análises químicas, inclusive os da região do São Francisco, em 1925; uma contribuição sobre as jazidas de ouro em Morro Velho, em 1934, e organizou um atlas geológico do Brasil, dado à publicidade em 1939.

Nos escritos do engenheiro Álvaro A. da Silveira, há numerosas referências, de permeio com outros assuntos, sobre a geologia e os depósitos minerais da bacia do São Francisco, em Minas Gerais, especialmente em seus trabalhos publicados entre 1921 e 1929, em que se ocupa da Serra do Cabral, do rio das Velhas, da serra do Cipó, da zona do Paraopeba, etc.

Da lavra do professor Djalma Guimarães, há mais de duas dezenas de publicações que interessam à geologia e aos depósitos minerais da bacia do São Francisco e que se estendem desde 1927 até 1950. Mencioná-las todas não cabe no âmbito desta notícia. Elas, como todas as demais contribuições aqui citadas de outros autores, são encontradas, com todas as indicações, em outra parte desta monografia. Tal a influência exercida por esses estudos de Djalma Guimarães sobre as investigações geológicas na bacia do São Francisco, como, de um modo geral, em todo o Brasil, que é difícil mencionar qual delas tem mais interesse para a referida bacia. Em todo caso, podem ser ressaltadas as suas contribuições sobre o diamante no Estado de Minas Gerais, em 1927, sobre a gênese dos minérios de manganês, em 1929, sobre a geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais, com L.J. Moraes, em 1930, também editada em inglês, em 1931, contribuição à geologia de Minas Gerais, 1931, estudo das jazidas de ouro de Minas Gerais e do euclásio, da estação de Hargreaves, hoje Dom Bosco, a última parte com H. Capper A. Souza, em 1932, os anfibolitos da região diamantífera do norte de Minas, em 1933, estudo sobre os satélites do diamante, jazidas de minério de ouro de Juca Vieira e Lagoa Dourada, jazida de minério sulfurado de Morro do Bule e mapa geológico de Minas Gerais, o último com Octávio Barbosa, em 1934, contribuição do estudo da origem dos depósitos de minério de ferro e manganês do centro de Minas Gerais e quadro crono-geológico do Brasil, em 1936; estudo petrográfico de rochas do norte de Minas Gerais, e notas sobre a mina de ouro Juca Vieira, em Caeté, no ano de 1937; outro artigo sobre esta mina de ouro, em 1941; estudo e prospecção da jazida de zinco, antimônio e outros minerais sulfurados de Morro do Bule e cinábrio de Dom Bosco, com I. Soares Coelho, em 1946, e metalogênese nas formações arqueo-proterozóicas do Brasil, em 1947. Na última contribuição citada o autor, em face de estudos paleogeográficos, concluia que, no fim da era paleozóica e durante a mesozóica, o rio precursor do São Francisco teria tido uma direção sensivelmente de sul para norte e rumaria para um golfo situado, aproximadamente, na região em que se localizam os atuais estados do Maranhão e Piauí. No cretáceo superior, em seguida à disjunção do continente americano do africano e sob o efeito da translação para oeste do primeiro, acompanhada de torsão, teriam aparecido fraturas transversais na parte oriental do escudo brasileiro, que teriam causado o desvio do curso do São Francisco para leste. Esta concepção tem a corroborá-la o resultado das investigações geológicas procedidas nos últimos anos pelo Conselho Nacional do Petróleo no Piauí e no Maranhão, as quais vieram modificar bastante o mapa geológico desses Estados e revelar a distribuição de uma formação devoniana nessa área e na parte ocidental da Bahia. Em sessão da Academia Brasileira de Ciências, em 1948, o professor Othon H. Leonardos apresentou uma comunicação sobre o antigo curso seguido pelo rio São Francisco e chegou à mesma conclusão que Djalma Guimarães. Também L.J. Moraes, em comunicação a essa Academia em 1948, tratou da estrutura geológica da região da cachoeira de Paulo Afonso, salientando a abundância de fraturas nas rochas e a sua influência no traçado do rio e no seu desvio para leste, a partir da cidade de Pernambuco. O resultado deste estudo vem em apoio, ainda, da hipótese aventada por Djalma Guimarães.

Em 1923, foi publicada a monografia III do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, de autoria do professor David Starr Jordam, sobre os peixes cretáceos da chapada do Araripe, no Ceará e Piauí, provenientes da mesma camada no calcário de Santana, que também aflora no lado meridional da serra, em Pernambuco.

A Dra. C.J. Maury publicou, em 1929, no boletim nº 33 do Serviço Geológico, um estudo sobre as novas coleções paleontológicas dessa instituição, em que trata dos fósseis colhidos por L.J. Moraes na região cretácea da série Jatobá, em Pernambuco.

Entre 1924 e 1937, Luciano J. de Moraes estudou, em diversas campanhas, a geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais, abrangendo a área dessa região incluída na bacia do São Francisco, como a Serra do Cabral e os trechos da Serra do Espinhaço, conhecidos sob as denominações locais de Serra da Tocaia, Serra Mineira, Serra do Catuni, Serra do Abre-Fecha e de Tremedal, bem como a Serra Gineta, a oeste de Monte Azul, antiga Tremedal, e a zona que se prolonga dessa cidade até Urandi, no sul da Bahia, e a Matias Cardoso, no rio São Francisco.

O estudo petrológico das rochas e minerais colhidos nessas campanhas foi empreendido por Djalma Guimarães, que vem se dedicando, desde 1924, ao problema da gênese do diamante, na mesma região, publicando diversas contribuições sobre este assunto e acerca da geologia da parte da bacia do São Francisco compreendida nessa região.

No ano de 1926, aquele geólogo realizou várias excursões geológicas no Estado de Pernambuco, dedicando-se particularmente ao reconhecimento das áreas cretáceas da Série de Jatobá, na região de Buique e a nordeste de Floresta. Ocupou-se, também, do estudo da região que se estende de Pesqueira ao rio São Francisco, em Jatinã, foz do rio Pajeú, cachoeira de Itaparica e o trecho de Alagoas compreendido entre Águas Belas, no sul de Pernambuco, cachoeira de Paulo Afonso e o rio Moxotó. O relatório relativo a essas investigações, publicado em 1928, foi elaborado com a colaboração de Djalma Guimarães, que tomou a si o encargo dos estudos petrológicos de todo o material colhido nas campanhas geológicas, inclusive o do interessante meteorito assidéreo, caído na Serra de Magé, ao sul de Pesqueira, em 1926.

Em outra campanha, realizada em 1937, o mesmo geólogo também fez pesquisas geológicas em Pernambuco, atravessando esse Estado desde o litoral até a zona de Araripina, antiga São Gonçalo, nas fraldas meridionais da chapada do Araripe, nos confins com o Piauí e Ceará. Dentre as suas observações neste percurso, assinalou a ocorrência de algumas pequenas áreas cretáceas da série de Jatobá, na região do sertão de Pernambuco, entre Custódia e Manissobal, ex-Belmonte. Em 1948, em outra campanha levada a efeito na região da bacia do São Francisco, entre Pão de Açúcar e Jatinã, nos Estados de Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia, pôde o mesmo geólogo, conjuntamente com o Dr. Benedito Paulo Alves, verificar a existência de outra pequena área cretácea da série de Jatobá, nas proximidades de Mirandiba, ao norte de Jatinã, executando, também, muitas observações sobre a geologia da região de Petrolândia a Paulo Afonso e Delmiro Gouveia, de Pão de Açúcar a Mata Grande, de Glória a Salgado do Melão e Macururé, estendendo-as daí até o sul de Canudos e Jeremoabo. O estudo da zona de Socorro e Corituba, em Sergipe, foi executado pelo engenheiro de minas Benedito Paulo Alves.

Dos trabalhos elaborados por esse geólogo, referem-se à região do São Francisco os seguintes:

- Uma nota sobre as jazidas de quartzo da serra do Cabral e da serra Mineira, publicada em 1924; o estudo de algumas jazidas de diamante dessas mesmas serras em 1972; notas sobre a área ocupada pela formação Macaúbas no norte de Minas; ocorrência de calcário oolítico na série Bambuí e uma falha de empurrão na serra de Tocaia, em 1932; nota sobre a distribuição dos anfibolitos diabasóides na região diamantífera do norte de Minas Gerais e mapa geológico da mesma região, em 1933; depósitos diamantíferos do norte de Minas, em 1934; calcário para cimento em Minas Gerais e quartzo no norte desse Estado, em 1936; a indústria extrativa do ouro, geologia e irrigação no vale do São Francisco em Pernambuco; geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais e recursos minerais do norte desse Estado, o último trabalho com contribuições de Octávio Barbosa e Fernando Lacourt, todos estampados em 1937; jazidas de agalmatolito em Minas Gerais, com a colaboração de V. Lenis e E. Grosso em 1938; jazidas de manganês do município de João Ribeiro, ouro na região cen

tral de Minas Gerais e novas áreas cretáceas em Pernambuco, também em 1938; e ouro no centro de Minas Gerais, em 1939, em que se ocupa da prospecção das jazidas desse metal, em parte situados na bacia do São Francisco e da geologia da região; novas áreas da série Jatobá em Alagoas, Sergipe e Bahia e estrutura geológica da região da Cachoeira de Paulo Afonso, em 1948, e com o engenheiro de minas Benedito Paulo Alves, uma contribuição sobre a geologia e os recursos minerais da região próxima de Paulo Afonso, nos Estados de Alagoas, Bahia, Sergipe e Pernambuco em 1960.

Em 1926, Moraes Rego publicou as suas observações sobre a geologia da região ocidental do Estado da Bahia, como resultado do estudo por ele efetuado no ano anterior na área compreendida entre o rio São Francisco e as fronteiras de Goiás e Piauí, desde o paralelo da cidade de Remanso até o rio Carinhanha. Trata-se de uma importante contribuição ao conhecimento do interior do Brasil, em grande parte resultado de pesquisas originais em região com escassíssima população, destituída de meios de transporte e de qualquer conforto. Presentemente, decorrido um quarto de século, começam a ser encarados com mais interesse os estudos de Moraes Rego sobre aquela afastada região, já servida por linhas de avião e, em parte, por caminhos transitados por automóvel, e com seu aproveitamento iniciado pela pecuária, irrigação, produção de quartzo, de diamantes e de ouro. A "Formação das Vazantes", denominação dada por esse geólogo aos depósitos quaternários que ocupam as margens do rio São Francisco e muito se expandem lateralmente em certas zonas, é especialmente visada para o estabelecimento de irrigação, atendendo à fertilidade de suas terras.

No trabalho intitulado "Golpe de vista sobre os recursos minerais da Bahia", publicado em 1928, Moraes Rego faz um apanhado dos dados existentes sobre os recursos minerais da Bahia, Estado que, com Minas Gerais, encerra as mais importantes e variadas jazidas do território nacional. Constitui essa publicação uma primeira fonte de informação fidedígna sobre essas substâncias minerais, prestando, portanto, enorme serviço aos prospectores, industriais e estudiosos.

Em seu artigo sobre as estruturas antigas do Brasil, estampado no nº 22 dos Anais da Escola de Minas, de 1931, esse mesmo geólogo apresenta um estudo de conjunto sobre os terrenos predevonianos do Brasil e sua comparação com as formas homólogas dos outros países da América do Sul e da África Ocidental e Meridional. É uma tentativa de correlação das formações antigas brasileiras com o estudo de suas estruturas e dos movimentos que as afetaram, versando boa parte sobre a geologia da bacia do São Francisco.

No ano de 1933, saiu a lume a monografia de Moraes Rego sobre os minérios de ferro de Minas Gerais, tratando da distribuição, possança, composição e industrialização desses minérios naquele Estado. É um trabalho de divulgação, permitindo formar-se uma idéia da magnitude dessa enorme riqueza nacional, sem a penosa consulta às contribuições esparsas de Harder, Leith, Clodomiro de Oliveira, Costa Sena, Gonzaga de Campos e outros.

Nos Anais da Escola de Minas, nº 24, foram dadas à publicidade, em 1933, as notas de Moraes Rego sobre a geologia, geomorfologia e recursos minerais de Sergipe, que é um resumo dos trabalhos dos geólogos, que o precederam no estudo da região, e das observações do próprio autor e que interessa todo o baixo vale do São Francisco.

Finalmente, coroando tantos trabalhos, a monografia de Moraes Rego sobre o vale do São Francisco, publicada em 1936, constitui o mais completo repositório sobre o grande rio que atravessa enorme extensão do território nacional, de sul para o norte, e depois para leste, por vasto planalto interior, de onde as suas águas se despenham nas cachoeiras de Itaparica e Paulo Afonso para os terrenos ondulados da planície costeira. Durante a última conflagração internacional, ficou, mais uma vez, comprovado o conceito de que o rio São Francisco constitui um importante elo da união nacional, estabelecendo a intercomunicação de vários Estados entre si e, através deles, do norte com o sul do país, quando as vias de transporte marítimas se tornaram arriscadas e de capacidade reduzida pela escassez de navios. Desde a sua variada e complexa geologia, com numerosos recursos minerais

e enorme potencial hidráulico, os solos férteis de diversas naturezas, os climas diferentes do temperado e úmido das montanhas de Minas ao quente e seco do Nordeste, a diversidade de vegetação, o relevo topográfico, a população, as vias de comunicação, enfim, todos os aspectos desse importante vale são tratados com carinho e maestria pelo autor, nesse trabalho magistral, mais de caráter geográfico, e que é indispensável, com as contribuições de Orville Derby, Halfeld e Teodoro Sampaio, a todos aqueles que desejam conhecer pormenorizadamente a enorme torrente que percorre o grande planalto brasileiro.

O Dr. Odorico Rodrigues de Albuquerque, durante mais de trinta anos professor de geologia na antiga Escola de Minas de Ouro Preto, atual Escola Nacional de Minas e Metalurgia, publicou em 1929, uma interessante síntese da geologia de Minas Gerais, em que enfeixam copiosos dados fidedígnos sobre a constituição geológica da bacia do São Francisco nesse Estado. Também em 1948, como um dos membros da comissão de estudos para localização da nova capital do país, teve a oportunidade, com a colaboração do geólogo Victor Dequech, de estudar a região entre as nascentes do São Francisco e o rio Parnaíba, elaborando um minucioso relatório mimeografado com algumas secções geológicas interessando àquela bacia. Em 1934, deu à publicidade um artigo sobre as possibilidades econômicas do carvão de Jatobá, hoje Petrolândia, em Pernambuco.

O professor B. von Freyberg viajou extensivamente em Minas percorrendo diversos trechos da bacia do São Francisco, e deu à publicidade a partir de 1929 até 1940, vários trabalhos com muitas referências à geologia e às riquezas minerais dessa bacia, dentre os quais se destacam duas obras formidáveis, referentes a esse Estado, em alemão, uma sobre as pesquisas geológicas, com 401 páginas, e outra relativa aos recursos minerais, com 453 páginas, vindas a lume, respectivamente, em 1932 e 1934.

As investigações geológicas executadas por Francisco de Paula Boa Nova na área da bacia do São Francisco apareceram publicadas nos relatórios anuais do Diretor do Serviço Geológico e concernem às seguintes zonas de Minas Gerais - de Morada Nova e Curvelo, em 1929; Morro do Bule, no município de Ouro Preto, sobre os minérios de zinco, chumbo e antimônio em 1930; município de Caeté, prospecção das jazidas de ouro, em 1932; Paracatu, depósitos auríferos, em 1932; Juca Vieira, Caeté, jazida de ouro, em 1934. Num artigo de sua autoria sobre o regime de águas subterrâneas na série de Bambuí foi impresso, em 1938, no Rio de Janeiro, na revista Mineração e Metalurgia.

De autoria do professor Octávio Barbosa, interessam a bacia do São Francisco um resumo da geologia de Minas Gerais, vindo a lume em 1934, o mapa geológico desse Estado, organizado este de parceria com Djalma Guimarães, também estampado nesse ano; o estudo petrográfico de rochas da região de Nova Lima, em 1935, notas sobre uma excursão às jazidas de mármore de Sete Lagoas e sobre a magnetita da mesma região em 1936, estudo da jazida de minério de zinco e prata de Januária e da geologia da bacia do São Francisco no norte de Minas Gerais, a última parte de colaboração com V. Oppenheim, em 1937; água subterrânea em Minas Gerais, o esboço geológico da fonte Salus, em Sarzedo, no ano de 1938; petrologia da região de Caeté e Santa Bárbara, em 1939 e cromita em Piauí, com Fernando Lacourt, em 1940.

Um estudo da zona diamantífera do rio Abaeté, de autoria do geólogo Victor Oppenheim, foi publicado em 1934, bem como outro artigo em 1937, este de cooperação com Octávio Barbosa, sobre a geologia da região de Januária no norte de Minas Gerais.

Em 1935, foi publicado o estudo realizado pelo geólogo Bruno A. Wendeborn sobre as ocorrências de minério de chumbo de Melancias, perto de Sete Lagoas; Criciuma, próxima da estação de Prudente de Moraes, da E.F. Central do Brasil; e outra no município de Brasília de Minas, entre esta cidade e o porto de Maria da Cruz, no rio São Francisco. Todos esses afloramentos de minério de chumbo se acham situados na vertente oriental da bacia deste grande rio em Minas Gerais.

Também figuram neste trabalho uma descrição sucinta do local Lavra de Ouro, nas proximidades de Montes Claros, e bem assim um estudo de vários aspectos da geologia da região desses depósitos metalíferos, inclusive análises químicas dos minérios e o exame petrográfico das rochas com o auxílio do microscópio feito por Djalma Guimarães.

Ao engenheiro de minas Fernando Lacourt, deve-se um bom número de bem elaboradas pesquisas geológicas na bacia do São Francisco, como sejam: geologia da folha de Ouro Preto, em 1935; notícia sobre as lavras de ouro do Pacheco e do morro do Tatu, na zona ro rio Paraúna, e jazidas de manganês de Ouro Preto, em 1937; estrutura anticlinal de São Bartolomeu - Passagem ferro, calcário, topázio e talco na zona de Ouro Preto, em 1938; cromita em Piumhi, em 1940 e, nesse mesmo ano, com Aristides Nogueira da Cunha, um estudo da região cuprífera de Caraíba e Poço de Fora, na Bahia, e outro dos depósitos de minério de ferro de Tombador, Pedras do Ernesto e Tapera, nas margens do São Francisco, também nesse Estado, no município de Santo Sé.

No ano de 1936, apareceu uma contribuição de Aristomenes Duarte sobre fósseis marinhos do Morro do Chaves, em Sergipe, e a monografia XI do Serviço Geológico, com o estudo minucioso de Carlota Maury sobre o cretáceo marinho desse Estado.

O geólogo Othon H. Leonardos em diversas publicações feitas entre 1936 e 1949, trata da geologia e dos recuros minerais da bacia do São Francisco. É o que acontece com os seus trabalhos sobre quartzo róseo no Brasil, ferro no Estado da Bahia, minério de ferro do pico de Itatiaiuçu em Minas Gerais, e sobre a geologia de Sergipe. A sua geologia do Brasil, publicada em 1940, de parceria com Avelino Ignácio de Oliveira,já em segunda edição de 1943, bastante ampliada, encerra, nas partes referentes à bacia do São Francisco, uma síntese das contribuições geológicas aparecidas até a impressão da obra, e constitui um utilíssimo subsídio para todos aqueles que queiram ter uma noção rápida da geologia da região, como aliás de todo o Brasil. Em 1970 ele visitou as jazidas cupríferas de Caraíba, colhendo os elementos insertos no artigo de Olivério H. Leonardos sobre o cobre desta região, publicado em 1938.

Paulo Erichsen de Oliveira,apresentou em 1937 uma contribuição concernente ao material paleontológico de Propriá e Japoatã no Estado de Sergipe, colhido por ele próprio e por Josalfredo Borges.

O engenheiro de minas Emílio Alves Teixeira, dentre suas várias contribuições à geologia e ao conhecimentos dos depósitos minerais do Brasil, deu à publicidade, em 1938, um estudo sintético do distrito manganesífero de Conselheiro Lafaiete, de grande utilidade e de fácil consulta para os interessados em obter informações sobre essas jazidas. Outrossim, deixou ainda inéditos dois substanciosos estudos sobre as minas de ouro de Lagoa Dourada e do município de Conselheiro Lafaiete, localizadas estas em Itaverava, no divisor de águas do Paraopeba com a bacia do rio Doce, e em Catas Altas da Noruega, a última já nesta bacia e aquelas em águas que correm, parte para aquele rio, e parte para o rio das Mortes.

No boletim nº 90 do Serviço Geológico Federal, o geólogo José Lino de Melo Júnior publicou, em 1938, os resultados de seus estudos sobre a geologia e hidrologia do nordeste da Bahia, abrangendo parte da área da bacia do São Francisco, como seja, a região dos rios Jacaré e Salitre, a de Bom Jesus da Lapa e outras.

Também no ano de 1938, apareceu publicada, em Nápoles, uma memória do professor Geremia d'Erasmo sobre os peixes cretáceos do Ceará, com descrição de uma nova espécie.

O professor Teodoro A. da Fonseca Vaz, da Escola Nacional de Minas e Metalurgia de Ouro Preto, publicou, em 1938, um artigo sobre a jazida de minério de ferro de Taquaril e com valiosos elementos sobre as rochas da parte oriental da serra do Curral, ao sul de Belo Horizonte.

Duas interessantes contribuições de Caio Pandiá Guimarães sobre o minério de zinco e prata de Januária e sobre a geologia dessa zona do norte de Minas Gerais, sairam publicadas em 1938 e 1942, respectivamente.

Em 1939, José Lino de Melo Júnior deu uma notícia de novas localidades fossilíferas no nordeste da Bahia, com uma nota de Paulo Erichsen de Oliveira sobre os fósseis colhidos nessa região.

O Dr. Evaristo Pena Scorza contribuiu com uma notícia a respeito do cinábrio de Bom Jesus de Dom Bosco, impressa em 1939, um estudo sobre a estratigrafia da Série de Bambuí, em Sete Lagoas, e ainda com uma memória referente às jazidas de quartzo da serra do Cabral, estampada nos anais do II Congresso Panamericano de Engenharia de Minas e Geologia, reunido no Rio de Janeiro, em 1946.

O engenheiro de minas Armando Santos de Oliveira contribuiu, em 1940, com um artigo sobre amianto-crisotila nos arredores de Nova Lima, e outro tratando da mineração de ouro em Morro Velho, em Minas Gerais.

O professor Paul F. Kerr publicou, em 1942, com a colaboração de Alberto Ildefonso Erichsen, um artigo sobre a origem do depósito de quartzo da fazenda Pacu, em Sete Lagoas.

O engenheiro Raimundo Paturi dos Santos deu à publicidade, em 1944, uma notícia sobre as lavras de cristal de rocha em Santo Sé, na Bahia.

O geólogo Paulo A.M. de Almeida Rollf tem contribuído, entre os anos de 1944 e 1950, com alguns artigos estampados em revistas técnicas, acerca da geologia e jazidas minerais da região das cabeceiras do rio das Velhas, no município de Ouro Preto, tratando, de um modo especial, dos mármores e calcários dolomíticos dessa área.

Em 1945, o engenheiro de minas H. Capper Alves de Souza publicou no mesmo departamento um estudo sobre essas jazidas de minério de ferro e as de ametista do município de Santo Sé, juntando preciosos dados sobre a geologia da região. As informações ministradas por este trabalho, conjuntamente com as mencionadas anteriormente, de Lacourt e Aristides Cunha, constituem, a par das ligeiras referências de Derby e de Moraes Rego, as únicas observações fidedígnas sobre os minérios de ferro do médio São Francisco empreendidas por profissionais competentes e familiarizados com a região ferrífera de Minas Gerais.

O professor José Carlos Ferreira Gomes, da Escola Nacional de Minas e Metalurgia, apresentou em 1945, ao governo do Estado de Minas Gerais, o relatório geológico e petrográfico do estudo que empreendeu na zona do Fecho do Funil, no local em que foi projetada uma barragem no rio Paraopeba para produção de energia hidroelétrica, destinada à região em torno de Belo Horizonte. Esse relatório foi impresso e distribuído sob a forma mimeografada. Em 1949, o mesmo professor publicou o estudo geológico que realizou no lugar destinado à construção de uma ponte no rio Jequitaí, no lado nordeste da serra do Cabral. Ainda da lavra desse geólogo, apareceu impresso em abril de 1950 o reconhecimento geológico da cachoeira do rio Abaeté, situada entre os municípios de São Gotardo e rio Paranaíba.

O geólogo E. Grosse estudou, de 1938 a 1941, os depósitos ferríferos da região do Paraopeba, Sabará e Morro do Ferro, perto de Oliveira, porém, especialmente, as jazidas da Fábrica do Ferro, do córrego do Feijão e córrego do Meio, respectivamente nas proximidades de Congonhas do Campo, da estação de Melo Franco, e de Sabará, e a de Morro do Ferro, onde executou acurados trabalhos de pesquisa. O resumo do relatório de pesquisa por ele preparado sobre as jazidas da Fábrica do Ferro saiu publicado em dois artigos em 1946, um sob seu nome e o outro conjuntamente com o engenheiro F. A. Barcelos Correa Júnior e do engenheiro de minas Afonso Vaz de Melo, responsável técnico pela condução dos trabalhos de pesquisa. Nessa contribuição do Dr. E. Grosse, há referências minuciosas à geologia e às jazidas de minério de ferro, com perfis geológicos detalhados e a estimativa das reservas de minério apuradas pelos trabalhos de pesquisa de mais de 60 milhões de toneladas.

Uma importante contribuição à geologia da bacia do São Francisco nos Estados da Bahia e Sergipe tem sido dada nos últimos anos pelos estudos procedidos pelos geólogos do Conselho Nacional do Petróleo, cujos resultados se acham publicados nos relatórios desse órgão relativos aos anos de 1946 a 1949.

No extremo oeste da Bahia, na bacia do Rio Grande e a nordeste de Remanso, foi verificada, pelo geólogo Donald Campbel, a extensão do terreno devoniano, recentemente assinalado no Maranhão e no Piauí e que desses Estados se estende para aquela região. Na parte nordeste da Bahia e em Sergipe, os estudos foram realizados pelos geólogos James J. Brasil, Jaime L. Carlton, Kreidler, Sílvio Vilar Guedes, Lindonor Mota, Paulo Abib e outros.

Em 1949, Lindonor Mota publicou na revista da Escola de Minas uma valiosa contribuição sobre a posição estratigráfica de Morro de Chaves, no Estado de Sergipe, em que mostra a não existência de sedimentos triássicos no nordeste desse Estado, contrariamente ao que havia sido antes estabelecido pelos estudos de Aristomenes Duarte e, ainda, que a série Baixo São Francisco é cretácea.

Do geólogo Manuel Pimentel de Godoy, de cooperação com o engenheiro de minas Ifigênio Soares Coelho, saiu publicado, em 1947, um apanhado sobre os recursos minerais do Estado de Minas Gerais, utilíssimo como parte de referência para a consulta dos trabalhos mais desenvolvidos concernentes ao assunto.

Ao geólogo W.D. Johnston, do Serviço Geológico dos Estados Unidos, deve-se, em 1947, um estudo das jazidas de quartzo do norte de Minas Gerais, inclusive da região de Sete Lagoas, que foi das mais produtoras desse mineral estratégico durante a segunda grande guerra mundial.

O metalurgista Ney Vidal, do Museu Nacional, imprimiu, em 1947, uma interessante memória sobre as escavações que executou na zona de Pesqueira em Pernambuco, para a coleta de restos de mamíferos pleistocênicos.

De autoria do geólogo Boris Brajinikov apareceram, de 1947 a 1949, algumas interessantes contribuições acerca da geologia de Minas Gerais, tratando também da bacia do São Francisco. Uma dessas publicações, contida no Boletim de Sociedade Geológica da França, refere-se às observações geológicas na região do oeste do Estado de Minas, compreendidas entre as cabeceiras do rio São Francisco, a Serra da Mata da Corda, rio Quebra Anzol, do vale do Paranaíba e o vale do Rio Grande. Merece ainda ser destacada a sua comunicação à Academia de Ciências de Paris, em 1948, sobre os traços estruturais do vale do São Francisco.

De autoria do professor V. Leinz, foi publicado, em 1948, um estudo a respeito da gênese das jazidas de cobre do distrito de Caraíba-Curaçá, situado na vertente oriental do São Francisco no norte da Bahia. Esse geólogo descreve aí, com bastante minúcia, as rochas, os minérios e os minerais de cobre da região, e externa a sua opinião sobre a maneira como devem ser conduzidas as pesquisas desses depósitos cupríferos, a fim de se poder aquilatar de seu valor econômico.

O professor Aluízio Licínio de Miranda Barbosa, em sua tese para o concurso de professor de geologia da Escola Nacional de Minas e Metalurgia, impressa em 1949, e que versa sobre a geologia da zona de confluência do rio Guanhães com o rio Santo Antônio da bacia do rio Doce, também faz alusão à estrutura geológica da serra do Cipó, na vertente do rio das Velhas.

REFERÊNCIA CRONOLÓGICA

1809-1823	-	WILHELM L. von ESCHWEGE
1817-1820	-	SPIX-MARTIUS - POHL
1824-1830	-	H. HENWOOD
1836-1841	-	GEORGE GARDNER
1842-1848	-	SAINT HILAIRE
1846-1871	-	H. HENWOOD
1855	-	FREDERICO LEOPOLDO CESAR BURLAMAQUI
1855-1888	-	PAUL GERVAIS
1860	-	H.G.F. HALFELD
1865	-	LEVIS AGASSIZ - C.F. HARTT - ALLEN - WARD
1867-1868	-	J. REINHARDT
1869	-	R.T. BURTON
1872	-	E. LIAIS
1875	-	CRIAÇÃO DA COMISSÃO GEOLÓGICA DO IMPÉRIO DO BRASIL - ORGANIZADA POR C.F. HARTT, ASSISTENTES: ORVILLE A. DERBY e J.C. BRANNER
1876	-	CRIAÇÃO DA ESCOLA DE MINAS DE OURO PRETO POR H.GORCEIX
1876-1908	-	H. GORCEIX
1877	-	EXTINÇÃO DA COMISSÃO GEOLÓGICA DO IMPÉRIO (por imposição de ordem econômica)
1878-1915	-	HERLUF WINGE
1878	-	LEONARDO DUPRÉ E CORREIA DA COSTA
1879-1916	-	ORVILLE A. DERBY
1880-1900	-	TEODORO SAMPAIO - MILNOR ROBERTS - FRANCISCO DE PAULA OLIVEIRA
1881-1925	-	GONZAGA DE CAMPOS
1885-1922	-	ANTÔNIO OLINTO DOS SANTOS PIRES
1893	-	L.E. DOMBRE
1895	-	LEVIS LOMBARD
1905	-	H. KILBURN SCOTT
1906	-	RUGH PEARSON - S.C. DA COSTA SENA - MIGUEL ARROJADO LISBOA
1907	-	CRIAÇÃO DO SERVIÇO GEOLÓGICO E MINERALÓGICO DO BRASIL-DIREÇÃO DE ORVILLE A. DERBY - GEÓLOGOS: FRANCISCO DE PAULA OLIVEIRA - MIGUEL ARROJADO LISBOA - E. HUSSAK - T.H. LEE
1908-1910	-	RODERIC CRANDALL
1909-1930	-	H.E. WILLIAMS
1910-1915	-	J.C. BRANNER
1911-1918	-	E.C. HARDER - C.K. LEITH
1913	-	J. SMALL
1914	-	RALPH SOPER
1921-1929	-	ÁLVARO A. DA SILVEIRA
1922	-	EUZÉBIO P. DE OLIVEIRA - GERSON DE FARIA ALVIM - EUGÊNIO BOURDOT DUTRA
1922-1939	-	EUZÉBIO P. DE OLIVEIRA
1923	-	MÁXIMO MACAMBIRA MONTE-FLORES - DAVID STARN JORDAN
1924-1950	-	LUCIANO JACQUES DE MORAES
1926-1936	-	L.F. DE MORAES REGO
1927-1950	-	DJALMA GUIMARÃES
1929	-	C.J. MAURY - ODORICO RODRIGUES DE ALBUQUERQUE
1929-1940	-	B. von FREYBERG
1929-1938	-	FRANCISCO DE PAULA BOA NOVA
1934	-	OTÁVIO BARBOSA
1935	-	VICTOR OPPENHEIM - BRUNO A. WENDEBORN
1935-1940	-	FERNANDO LACOURT
1936-1940	-	OTHON H. LEONARDOS
1936	-	ARISTOMENES DUARTE
1937-1940	-	AVELINO IGNÁCIO DE OLIVEIRA
1938	-	OLIVERO H. LEONARDOS - EMÍLIO ALVES TEIXEIRA - GEREMIA d'ERASMO - TEODORO A. DA FONSECA VAZ - JOSÉ LINO DE MELO JÚNIOR
1938-1942	-	CAIO PANDIÁ GUIMARÃES

1938-1946	-	E. GROSSE
1939-1942	-	EVARISTO PENA SCORZA
1940	-	ARISTIDES NOGUEIRA DA CUNHA - ARMANDO SANTOS DE OLIVEIRA
1942	-	ALBERTO ILDEFONSO ERICHSEN - PAUL F. KERR
1944	-	RAIMUNDO PATURÍ DOS SANTOS
1944-1950	-	PAULO A.M. DE ALMEIDA ROLLF
1945	-	H. CAPPER ALVES DE SOUZA
1945-1950	-	JOSÉ CARLOS FERREIRA GOMES
1946	-	F.A. BARCELOS CORREIA JÚNIOR - IPHIGÊNIO SOARES COELHO
1946-1949	-	CONSELHO NACIONAL DO PETRÓLEO: DONALD CAMPBEL, JAMES J. BRASIL, JAIME L. CARLTON, KREIDLER, SÍLVIO VILAR GUEDES, LINDONOR MOTA, PAULO ABIB
1947	-	MANUEL PIMENTEL DE GODOY - W.D. JOHNSTON - NEY VIDAL
1947-1949	-	BORIS BRAJNIKOV
1948	-	BENEDITO PAULO ALVES - VICTOR DEQUECH - VIKTOR LEINZ
1949	-	ALUÍZIO LICÍNIO DE MIRANDA BARBOSA

SÍNTESE DOS PRINCIPAIS RECURSOS MINERAIS DO VALE DO JEQUITINHONHA - MG

* Antonio Gomes de Araújo
* Joaquim Osmar Alves de Lima
* Marcus Pereira de Mello
* Paulo Pereira Martins Junior
* Newton Litwinski

ABSTRACT

This region is the most important Brazil's producer of diamonds, lithum minerals, bervllium, tourmaline and colored gems in the country. The districts of pegmatites are classified accordingly to the relative importance of certain minerals therein, as follows: Virgem da Lapa-Cel.Murta-Rubelita district (bismutherite, herderite, tourmaline). Araçuaí-Itinga district (spodumene, petalite, ambligonite, polucite, cassiterite), Medina district (aquamarine), and Padre Paraíso-Caraí-Lufa district (xenotime, monazite, saphires, durmotierite, cheralite). Mineração Arqueana has an annual production amounting to 1500 tons of petalite, 650 tons of spodumene, 35 tons of ambligonite and furnishes also about 14 tons of concentrated cassiterite. At the present time Mineração Tejucana is the only one enterprise operating in the production of diamonds for jewelry' and industrial application.

The annual production of Gold from the Jequitinhonha valley amounts to 30 and 35 kg respectively, including those from "garimpagem and faiscação". The biggest graphite ore deposit of Brazil which is found in Pedra Azul county is estimated to contain 32 million tons of ore and belongs to Cia. Nacional de Grafita. A deposit of 3,3 billion tons of iron in Porteirinha county belongs to CVRD. The cromite reserve of Serro amounts to 1 million tons.

RESUMO

A região destaca-se como sendo a maior produtora do país em minerais de lítio, berilo, turmalina (verde e rosa), pedras coradas e diamante. Os distritos pegmatíticos estão distribuídos conforme a predominância de determinados minerais em: Distrito de Virgem da Lapa-Cel.Murta-Rubelita (bismutita-herderita e turmalina), Distrito de Araçuaí-Itinga (espodumênio, petalita, ambligonita, polucita e cassiterita), Distrito de Medina (água-marinha) e Distrito de Padre Paraíso-Caraí-Lufa (Xenotima, monazita, safira, durmotierita e cheralita). A Mineração Arqueana Ltda produz anualmente da ordem de 1.500 t de petalita, 650 t de espodumênio, 3,5 t de ambligonita e obtém 14 t de concentrado de cassiterita. A única empresa organizada que atua na produção de diamante e obtém ouro como subproduto é a Mineração Tejucana. A produção anual de diamantes (lapidáveis e industriais) e ouro para todo o Vale do Jequitinhonha é 30 e 35 Kg respectivamente, incluindo a produção através da garimpagem e faiscação. O maior depósito de grafita do país, de 32.000.000 t encontra-se no município de Pedra Azul e em poder da Cia. Nacional de Grafita. Um depósito de 3,3 bilhões de toneladas de minério de ferro em poder da CVRD encontra-se no município de Porteirinha-Rio Pardo. A reserva de cromita do Serro é da ordem de 1.000.000 t.

* Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais - CETEC

1. INTRODUÇÃO

Este trabalho foi elaborado a partir dos dados contidos no relatório sobre Recursos Minerais, do Projeto Estudos Integrados do Vale do Jequitinhonha, executado pela Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais - CETEC - (1980) sob os auspícios financeiro da Financiadora de Estudos e Projetos - FINEP.

A localização das ocorrências e dos depósitos minerais nos mapas do Projeto Integrado foi realizado em base planimétrica e geológica na escala 1:500.000, constituindo respectivamente a Carta Mineira e a Carta de Recursos Minerais. Na primeira encontra-se a localização das substâncias minerais isoladas ou agrupadas em distritos, pessoas físicas e jurídicas com direitos minerários, valores de arrecadação do Imposto Único sobre Minerais e produção estimada dos principais bens minerais. Na carta de Recursos Minerais a representação das substâncias minerais aparece com uma simbologia indicativa do tipo morfológico (filão, camada, plácer, etc), classificação utilitária (metálica, não metálica e minerais de pegmatitos) e genética (hipogênica e supergênica), além de convenções para garimpo, jazida, mina, draga e usina de beneficiamento. As substâncias minerais conhecidas e a produção estimada por município estão representadas no quadro 1.

2. PROVÍNCIA PEGMATÍTICA

Provavelmente durante a fase final do Ciclo Brasiliano formaram-se magmas graníticos com geração de pegmatitos encaixados nos mica-xistos do Grupo Macaúbas, nas rochas granitóides e nos próprios granitos geradores dos fluidos mineralizantes. Indubitavelmente os fluidos que deram origem aos pegmatitos provém dos granitos intrusivos. A composição média destes em relação à composição média dos granitos da crosta, segundo Taylor (1964), tende para os granitos alcalinos, considerando-se as concentrações de potássio e cálcio (Sá, 1977).

Os distritos pegmatíticos foram classificados de acordo com a predominância de determinados elementos e consequentemente pelos minerais correspondentes em:

- Distrito de Virgem da Lapa-Cel.Murta
  (Bismutita, herderita e turmalina)
- Distrito de Araçuaí-Itinga
  (Petalita, espodumênio, ambligonita, polucita e cassiterita)
- Distrito de Medina
  (Água-Marinha)
- Distrito de Padre Paraíso-Caraí-Lufa
  (Xenotima, monazita, safira, durmotierita e cheralita)

2.1. DISTRITO DE VIRGEM DA LAPA-CEL.MURTA-RUBELITA

Os corpos pegmatíticos deste distrito são classificados em simples e complexos, estando normalmente concordantes com os xistos e quartzitos do Grupo Macaúbas.

Distribuem-se numa área de aproximadamente 2.000 km^2, apresentando, no entanto, maior concentração a sudoeste de Cel.Murta.

A maior parte dos pegmatitos deste distrito é trabalhada visando o aproveitamento de gemas e amostras para coleção, obtendo como subproduto ambligonita, albita, berilo, cassiterita, tantalita-columbita, mica etc.

Na localidade denominada Barra de Salinas, a HALBA COM.IND.DE PEDRAS PRECIOSAS S.A., tentou o aproveitamento dos corpos pegmatíticos que ocorrem nesta localidade, através de desmonte hidráulico. No entanto os trabalhos foram paralisados em virtude de problemas jurídicos que ocorrem com frequência na área. A produção dos bens minerais deste distrito está representada no quadro 2.

2.2. DISTRITO DE ARAÇUAÍ-ITINGA

Este distrito compreende uma área de aproximadamente 1.500km^2,

caracterizado principalmente pela produção de minerais de lítio. Produz também feldspato, cassiterita, tantalita-columbita além de uma ocorrência promissora de polucita, único mineral de césio conhecido no mundo.

Nos vales do córrego Genipapo e ribeirão Piauí (Fig. 1) assim como no do córrego Tesouras, encontram-se os melhores pegmatitos, tanto em tamanho quanto em valor econômico, trabalhados pela Cia.Arquena de Minériose Metais Ltda. Essa companhia extrai atualmente petalita, espodumênio, ambligonita, lepidolita, berilo, cassiterita, tantalita-columbita, albita e feldspato em suas minas conforme quadro 3.

A produção estimada de minerais econômicos no ano de 1979 deste distrito está representada no quadro 4.

2.3. DISTRITO DE MEDINA

Este distrito difere dos anteriores uma vez que os corpos pegmatíticos estão encaixados em forma de veios em rochas graníticas do Núcleo Cratônico de Medina.

Nestes veios concentram-se os trabalhos de garimpagem com a produção de água marinha de excelente qualidade. Obtém-se ainda turmalina, muscovita e feldspato. A garimpagem processa-se principalmente no material intemperizado denominado "Cieba", através de galerias estreitas. As principais lavras da região são: Blocos, Serrinha, Pedrão, Santo Antonio e a do Sr. José dos Santos.

2.4. DISTRITO DE PADRE PARAÍSO-CARAÍ-LUFA

Ocupa uma área de aproximadamente 800 km^2, apresentando, no entanto, uma maior concentração de pegmatitos próximos à Lufa e Caraí.

Os corpos pegmatíticos deste distrito afloram principalmente nos vales dos rios Piauí, Calhauzinho e Gravatá, funcionando estes vales como prospectores naturais. Como estes corpos estão aflorando nas cabeceiras dos rios onde a erosão ainda não dissecou profundamente a superfície, é de se supor a existência de vários outros corpos não aflorantes, sendo possível sua localização somente através de métodos prospectivos indiretos. À primeira vista caracterizam-se por uma mineralogia simples, com quartzo, feldspato e mica, com uma produção de topázio, água-marinha, crisoberilo e esporadicamente petalita e ambligonita. Revelam, no entanto, minerais raros como xenotima, safira, durmotierita e cheralita,não encontrados nos outros distritos. Outra característica deste distrito é o aparecimento de cristais de crisoberilo nas grupiaras e nos brejos. Em ambos locais os cristais mostram pequenos sinais de desgaste pelo transporte, mesmo quando encontrados próximo das cabeceiras. Sua origem pode estar ligada a um enxame pegmatítico mais antigo, pois não se conhece nenhum pegmatito com ocorrência de crisoberilo. Nota-se a tendência de uma maior concentração destas gemas no vale do rio Mucuri, e nas proximidades de Santo Antonio do Jacinto.

3. DISTRITO GRAFITOSO DE PEDRA AZUL

Compreende uma série de ocorrências de grafita, localizadas ao norte de Pedra Azul e concentradas sob forma de lentes encaixadas em rochas gnáissicas, constituindo indubitavelmente o maior depósito de grafita do país.

A gênese dos jazimentos de grafita está relacionada à diagênese do material carbonoso, que com o desenvolvimento do metamorfismo perde progressivamente os compostos dos grupos oxigênio, nitrogênio e enxofre, alcançando teor muito alto em grafita, quando no fácies granulito (Brooks, 1971).

Atualmente está bloqueada uma reserva medida de 10.000.000 t, atingindo 32.000.000 t quando consideradas as reservas indicadas e inferidas com teor médio de 10%.

Todo o controle da mina está em poder da Cia. Nacional de Grafita Ltda, produzindo atualmente 1.200 t mensais de grafita com aproximadamente 95% de pureza.

Outros pequenos depósitos de grafita ocorrem próximo ao local denominado Estiva no município de Jequitinhonha porém e com lavra paralizada. Encontram-se ainda pequenas ocorrências nos municípios de Grão

Mogol, Capelinha, Minas Novas, Itamarandiba e Carbonita, associadas aos litossomas do Grupo Macaúbas.

4. DISTRITO MANGANESÍFERO DE RIO PARDO DE MINAS

Constitui-se de uma série de pequenos depósitos associados aos filitos e quartzitos do Grupo Macaúbas. A gênese destes depósitos está relacionada a enriquecimentos supergênicos, ,e são constituídos principalmente de pirolusita e polianita, preenchendo falhas e fraturas.

A única mina deste distrito acha-se, aproximadamente, a 15 km a oeste da cidade de Rio Pardo. É lavrada com desmonte e seleção manual pela USITA (Usinas Siderúrgicas Itaguara), que utiliza o minério em seus fornos em Itaguara e Sete Lagoas. Atualmente esta mina está em fase de exaustão, com uma reserva não ultrapassando a ordem de 6.000 t.

5. DISTRITO CROMÍFERO E BAUXÍTICO DO SERRO

A denominação deste distrito é aqui utilizada para caracterizar uma faixa de rochas básicas e ou/ultrabásicas mineralizadas em cromo e níquel que ocorre nas proximidades de Serro. Além destes metais , as condições climáticas locais permitiram o desenvolvimento de um manto intempérico com concentrações lateríticas enriquecidas em alumínio.A faixa de rochas básicas e/ou ultrabásicas corta os quartzitos, filitos, e itabiritos do Supergrupo Espinhaço, formando principalmente diques e soleiras. Estes corpos apresentam-se retrometamorfisados, sendo representados por talco-xistos, clorita-xistos, esteatitos e metabasitos.

Dentro deste distrito destacam-se os seguintes elementos.

5.1. CROMO

A cromita ocorre sob forma de "amas" e lentes no esteatito e nos clorita-talco-xistos, com um teor de Cr_2O_3 variando entre 16 a 38%. Os principais minerais cromíferos associados são: picotita, magnésio-cromita e a kotschubeíta.

A textura das rochas é quase sempre ofítica e por isto foram classificadas como anfibólio diabasóide, Sad e Mello (1969).

A reserva de cromita hoje conhecida é da ordem de 1.000.000 de toneladas, podendo ser aproveitada como areia cromífera para moldes de fundição, Maffei (1977). Entretanto a Cia.Bayer, vem trabalhando na área, na tentativa de encontrar cromita do tipo químico (baixa razão Fe/Cr e teor de Cr_2O_3 aproximadamente 44%).

5.2. NÍQUEL

O níquel ocorre em pequena quantidade e disseminado nas rochas ultrabásicas sob forma de óxidos associados aos espinélios cromíferos. A análise por espectrografia ótica revelou teores de 0,17% deste metal. Considerando as reservas brasileiras existentes de níquel laterítico com teor médio de 1,2%, as do Distrito de Serro, são antieconômicas no estágio atual de tecnologia.

5.3. ALUMÍNIO

O manto intemperizado aparece associado a corpos básicos cuja composição varia de anfibolito a diabásio, produzindo dois tipos de bauxita. O primeiro, predomina na cota de 800 metros (Ciclo Geomórfico Velhas), sendo uma bauxita porosa, muito leve, de cor amarela, com teores variando de 56 a 62% de alumínio e de 3 a 7% de sílica. O segundo tipo forma crosta compacta sobre as chapadas de 1.000 metros de altitude (Ciclo Geomórfico Sul Americano), com teores variandode 60 a 64% de alumínio e de 1% a 2% de sílica (Costa, 1962). Este mesmo autor estimou a reserva, na área próxima a Serro, em cerca de 10 milhões de toneladas , sendo o maior depósito proveniente de um corpo de metabasito que ocorre a oeste desta cidade.

6. DISTRITO FERRÍFERO DE PORTEIRINHA-RIO PARDO

É constituído por depósitos de minério de ferro que se encon-

tram sobretudo na região de Porteirinha, Rio Pardo de Minas, Riacho dos Machados e Grão Mogol no Norte do Estado de Minas Gerais.

Viveiros et alii (1978) definiu duas formações na área dos vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacaria. A inferior, Formação Peixe Bravo constituída de filitos e quartzitos e a superior, Formação Nova Aurora, constituída de metadiamictitos, quartzitos e filitos subordinados. Nesta formação foi separado um membro, designado Riacho Porções, ao qual estão associadas rochas hematíticas.

A Companhia Vale do Rio Doce-CVRD pesquisou os depósitos de minério de ferro numa área de 575 km^2. As reservas geológicas segundo Vilela et alii (1978) são da ordem de 3,5 bilhões de toneladas de minério com teores médios de 35% de Fe e de 0.35% de P. correspondendo a 602 milhões de toneladas medidas, 1.211 milhões indicadas e 1,5 bilhões de toneladas inferidas.

7. DIAMANTE

No curso médio do rio Jequitinhonha, nos arredores de Couto Magalhães, Terra Branca e Cel.Murta, a produção de diamantes é proveniente dos cascalhos que ocorrem nos depósitos aluviais dos rios e córregos.

No município de Diamantina, próximo à Guinda, Sopa e São João da Chapada, a garimpagem é feita nos metaconglomerados Sopa, que ocorrem como lentes descontínuas, cujo desmonte é feito com pás e picaretas, à exceção de alguns garimpos, como por exemplo, o de Campo Sampaio Novo, que utiliza jatos d'água para o desmonte. A decomposição das lentes dos metaconglomerados também propicia a formação de aluviões e eluviões diamantíferos.

A única firma organizada qua atua na produção de diamantes e obtém ouro como sub-produto é a Mineração Tejucana do Grupo Belga "Societé Générale de Belgique-Sobradiam et Unimeta". Esta companhia lavra mensalmente em torno de 650.000 m^3 de material aluvionar com teor em torno de 2mg/m^3 (ou 1 ponto/m^3) o que corresponde a 1 p.p.b.

A produção mensal é a seguinte:

Diamantes lapidáveis	1.000 g
Diamantes industriais	300 g
Ouro	20.000 g

Todo sistema de lavra da Mineração Tejucana é feito através de dragas com escavações feitas por caçambas em movimento contínuo, que alimentam um sistema mecânico de tratamento, à bordo da própria draga. Este sistema mecânico, permite classificar e recuperar os diamantes existentes, com uma densidade de 3,6 em um meio quartzoso de 2,7 de densidade.

A produção anual de diamantes para todo o Vale do Jequitinhonha é de aproximadamente 30.000 g assim distribuídos:

Mineração Tejucana	16.000 g
Garimpagem	14.000 g

8. OURO

A extração do ouro e de pedras preciosas foi a principal atividade econômica desenvolvida na região em meados do século XVIII.

Com a queda da produção e o quase esgotamento das melhores jazidas, veio a decadência das mineraçoes, fator que repercutiu negativamente em todos os níveis da população.

Na região, o ouro ocorre quase sempre associado aos aluviões, cascalhos e conglomerados diamantíferos. Próximo a Minas Novas, existem no entanto antigas galerias em veios de quartzo auríferos. Apesar de existirem ocorrências em vários municípios, somente em Chapada do Norte e Francisco Badaró a atividade de garimpagem é intensa, com uma significativa produção de ouro.

Atualmente, somente a Mineração Tejucana, como empresa, produz ouro na região. Lavra os aluviões do rio Jequitinhonha onde possui uma reserva medida de 91.854 x 10^3 t com teor médio de 0,05g/m^3.

Outra empresa que produzia ouro na região é a Mineração Lagoa

Seca. Atualmente esta empresa arrendou sua área de manifesto de mina para a Dragagem Fluvial, que executa trabalhos de reavaliação do potencial aurífero e diamantífero.

É difícil quantificar a produção de ouro para toda a região. Sabe-se apenas que a produção mensal através da Mineração Tejucana é de aproximadamente 20 kg e que a produção através de garimpagem fica em torno de 50% desta produção.

09. CONCLUSÕES

O atual nível dos conhecimentos obtidos durante o levantamento dos recursos minerais no qual se procurou investigar quais são os principais bens minerais da região, pessoas físicas e jurídicas, com os direitos minerários, e arrecadação de IUM por municípios, permite tirar as seguintes conclusões:

- os principais bens minerais como diamantes, ouro, ferro, manganês e minerais de pegmatitos estão concentrados no centro e sudoeste da área. A norte só merece destaque a maior reserva de grafita do país, situada ao norte de Pedra Azul.
- dentre as companhias estatais ou para-estatais, somente a METAMIG, CIA. VALE DO RIO DOCE e ACESITA atuam na área. O restante dos pedidos e aprovações dos direitos minerários restringem-se à pessoas físicas e jurídico privadas.
- o total do Imposto Único sobre Minerais (IUM) arrecadado em 1978 para todo o Vale é de Cr$5.398.711,00, representado 0,4% de arrecadação do Estado. Os municípios que mais arrecadaram são: Itinga com 30,5%, Pedra Azul com 28,0%, Diamantina com 26,0% e Araçuaí com 11,0%.

Devido aos problemas políticos nos centros produtores de diamantes na África, o Vale do Jequitinhonha tornou-se uma opção para o investimento de capitais estrangeiros, com o Grupo Belga Societé Génerale de Belgique-Sobradiam et Unimeta e Hanna Corporation.

- Dentre os minerais de pegmatitos destacam-se os litiníferos concentrados no distrito pegmatítico de Araçuaí-Itinga, possuindo uma reserva de 31.000 t de petalita (única reserva conhecida no Brasil), e responsável por mais de 90% da produção brasileira de lepidolita, amblígonita e espodumênio, dando ao Estado de Minas Gerais a condição de maior produtor do país em minerais de lítio. A região é a maior produtora do país em berilo (5t/mês), pedras coradas e turmalina (verde e rosa).
- A Cia. Nacional de Grafita possui junto ao DNPM, direitos minerários de 6.000 ha localizadas no município de Pedra Azul. Sua reserva entre medida, indicada e inferida é da ordem de 32.000.000 t (maior do Brasil) com teor médio de 10%.
- levando em consideração a reserva de 3,5 bilhões de toneladas de minério de ferro em poder da Cia. Vale do Rio Doce, além das reservas de manganês e de calcário existentes na região, sugere-se a implantação de siderurgia de pequeno porte em área a ser escolhida, utilizando-a para o transporte dos produtos a rede ferroviária ligando o Norte de Minas Gerais ao sudoeste da Bahia.
- a reserva de 1.000t de cromita, existente no Serro poderia ser aproveitada para a produção de areia cromífera para moldes de fundição e na fabricação de cromatos e bicromatos para a produção de pigmentos.

10. BIBLIOGRAFIA

01 - BROOKS, J.D. - 1970 - Organic Matter in Archaen Rocks. In: Glover, J.E. ed. Symposium on Archaean Rocks; Perth, May. Camberra, Geol.Soc.Austrália, 1971. (Spec.Publ.Geol.Soc.Austrália, 3) p.413-418.

02 - CETEC - Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais. - 1980 - Projetos Estudos Integrados do Vale do Jequitinhonha - Rel. Inédito, BH.

03 - CORREIA NEVES et alii. - s.d. - Geologia da região pegmatítica entre Coronel Murta e Salinas - Minas Gerais-IGC-UFMG-BH., inédito.

04 - COSTA, L.A.M. da et alii. - 1976 - Projeto Leste do Tocantins /Oeste do Rio São Francisco. s.l. PROSPEC/CPRM, V. 1B (Relatório final fase V).
05 - COSTA, M.T. da. - 1962 - Gênese e ocorrências de bauxita no Serro e regiões vizinhas. IN. SICEG, Alumínio e zinco. Ouro Preto, p.3-14 (Semana de Estudos, 2).
06 - MAFFEI, A. - 1972 - Beneficiamento da cromita do Serro. Relatório Técnico Final. Belo Horizonte, CETEC, v.1.
07 - MASCARENHAS, J.F. et alii - 1976 - Geologia da região centro -oriental da Bahia: Projeto Bahia-Bahia II, Sul da Bahia ; Relatório Integrado. Salvador, CPRM/SUREG, v.1.
08 - SÁ, J.H.S. - 1977 - Pegmatitos litiníferos da região de Itinga-Araçuaí, Tese de Doutoramento, apresentada no Instituto de Geociências da USP, São Paulo.
09 - SAD, J.H. Grossi & MELLO, M.T.V. - 1969 - Geologia do Distrito do Serro de Minas Gerais. Belo Horizonte, DNPM/GEOSOL , 2v.
10 - TAYLOR, S.R. - 1964 - Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table - Geochimica e Cosmochimica Acta, v.28. pp. 1273-1285.
11 - VILELA, O.V. et alii. - 1978 - Prospecção das jazidas de minério de ferro dos municípios de Porteirinha, do Rio Pardo de Minas, Riacho dos Machados e Grão Mogol, norte de Minas Gerais. IN. CONGR.BRAS.GEOL. 20., Recife.
12 - VIVEIROS, J.F.M. et alii - 1978 - Geologia dos vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacaria. Norte de Minas Gerais, IN: CONGR.BRAS.GEOL. 30., Recife.

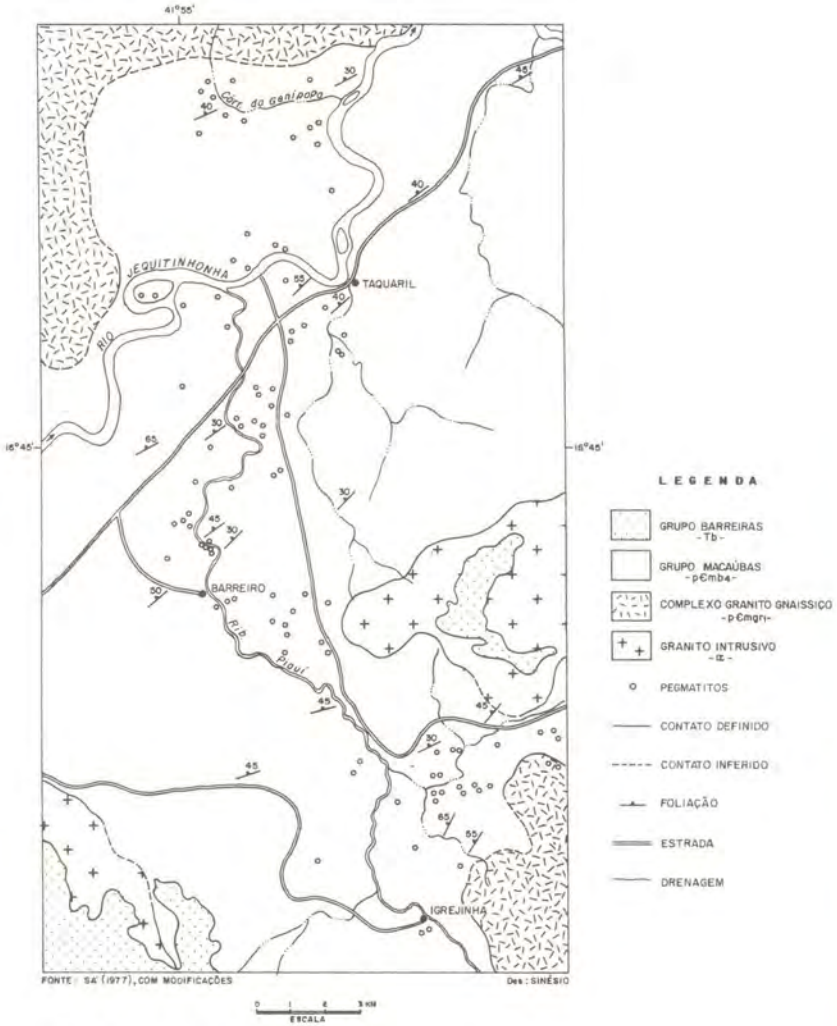


Fig.-1 - Distribuição de Corpos Pegmatíticos nos Vales dos Córrego Genipapo e Ribeirão Piauí.

SUBSTÂNCIAS MINERAIS / MUNICÍPIOS	AGUAS VERMELHAS	ALMENARA	ARAÇUAÍ	ANDRÉ FERNANDES	BANDEIRA	BERILO	BOCAIUVA	BOTUMIRIM	CAPELINHA	CARAÍ	CARBONITA	CHAPADA DO NORTE	COMERCINHO	CORONEL MURTA	C. MAGALHÃES DE MINAS	CRISTÁLIA	DATAS	DIAMANTINA	ESPINOSA	FELICIO DOS SANTOS	FELISBERTO CALDEIRA	FELISBURGO	FRANCISCO BADARO	GRÃO MOGOL	ITACAMBIRA	ITAMARANDIBA	ITADIM	ITINGA	JACINTO	JEQUITINHONHA	JOÁIMA	JORDANIA	MALACACHETA	MATO VERDE	MEDINA	MINAS NOVAS	MONTE AZUL	NOVO CRUZEIRO	PADRE PARAISO	PEDRA AZUL	POTEIRINHA	Rch. DOS MACHADOS	R. PARDO DE MINAS	RIO DO PRADO	RIO VERMELHO	RUBELITA	RUBIM	SALINAS	SALTO DA DIVISA	Sto. A. DO JACINTO	Sto. MARIA DO SALTO	S. JOÃO DO PARAISO	Ser. M. GONÇALVES	SERRA	TAIOBEIRAS	TURMALINA	VIRGEM DA LAPA	PRODUÇÃO ESTIMADA MENSAL TOTAL (kg)
AGUA MARINHA	●	●	●						●	●			●	●													●	●		●					●			●	●	●			●			●		●										●	$9,7 \times 10$
AGUA TERMAL																																											●															
AMAZONITA																																																							●			●	$3,0 \times 10^{-1}$
AMBLIGONITA			●											●													●	●									●																						●	$1,5 \times 10^{3}$
AMETISTA		●	●	●					●					●				●									●	●		●	●	●	●		●	●	●		●			●	●																●	$1,2 \times 10^{3}$
BAUXITA																																																							●				
BERILO			●											●														●							●				●																					$5,0 \times 10^{3}$
BISMUTITA														●																																●													●	
CALCÁRIO							●								●			●								●																																		
CASSITERITA			●											●									●				●	●							●		●											●												●	
CAULIM														●				●																	●											●		●								●		●	$1,2 \times 10^{3}$
CIANITA									●									●						●		●									●																										$1,0 \times 10^{3}$
COBRE																																																							●				
CHERALITA										●																												●																					
CRISOBERILO		●	●		●				●	●				●													●	●		●	●	●	●		●	●	●	●	●						●	●	●	●	●									●	$2,0 \times 10^{-1}$
CROMO																																																						●				
DIAMANTE		●				●	●	●				●		●	●	●	●		●				●	●																									●	●					●			●	$1,5 \times 10^{0}$
DUMORTIERITA										●																												●																					
ESPODUMENIO			●																									●																																$6,0 \times 10^{4}$
FELDSPATO			●						●					●									●					●							●		●									●														●	
FERRO																										●																●														●			$1,5 \times 10^{5}$
GRAFITA		●				●			●		●											●		●		●				●					●				●																						$1,2 \times 10^{6}$
HERDERITA														●																																●													●	
LEPIDOLITA			●																				●					●				●			●											●															$5,0 \times 10^{3}$
MANGANES															●			●			●					●																●	●										●	●					$1,5 \times 10^{5}$
MICA			●											●									●			●		●		●																														●	$3,5 \times 10^{3}$
MONAZITA														●																																														
MORGANITA			●											●													●																				●													●	$1,1 \times 10^{1}$
NIQUEL																																																							●				
OURO							●	●	●		●	●		●	●	●	●		●				●	●	●										●				●	●	●						●												●	$3,5 \times 10^{1}$
PETALITA			●											●														●																																$1,25 \times 10^{5}$
PIROFILITA																		●																																										
POLUCITA			●																									●																																
PLATINA																																																						●				
QUARTZO		●	●		●		●		●	●				●				●		●					●	●	●	●		●	●						●	●			●	●	●		●	●													●	$5,0 \times 10^{2}$
RUBELITA			●											●														●																		●													●	$1,0 \times 10^{1}$
RUTILO																		●																																										
SAFIRA										●																												●																					
TANTALITA			●											●														●									●																							●	$5,0 \times 10^{2}$
TOPAZIO			●							●				●									●					●																																●	$2,0 \times 10^{1}$
TURMALINA			●						●	●				●												●	●	●				●		●			●	●								●		●											●	●	$4,0 \times 10^{1}$
XENOTIMA										●																												●																					
COLEÇÕES VARIADAS			●				●		●	●				●														●					●	●					●																					●	

Quadro - 1 - Ocorrências e Produção Mineral por Municípios

MINERAIS	QUANTIDADE/t	PREÇO (Kg-FOB-Cr$)	TOTAL (X 1000)
Ambligonita	100	20,00	2.000,00
Albita	100	1,50	150,00
Berilo	30	15,00	450,00
Cassiterita	3	942,00	2.826,00
Feldspato	4.000	0,30	1.200,00
Tantalita - Columbita	3	2.500,00	7.500,00
Mica	50	70,00	3.500,00
TOTAL	4.286		17.626,00

Quadro 2 - Produção Estimada dos Bens Minerais no Distrito de Virgem da Lapa - Cel. Murta - Rubelita, em 1979.

MINAS	PETALITA toneladas(t)	FELDSPATO toneladas (t)	CASSITERITA kg	COLUMBITA kg	AMBLIGONITA toneladas (t)	ESPODUMÊNIO toneladas (t)	ALBITA toneladas(t)	BERILO toneladas(t)	DESMONTE m^3	REJEITO toneladas(t)	DENSIDADE
CHAPADINHA	32	365	14	35	3,1				167	1.170	2,9?
CACHOEIRA		217			1,2	646			2.057	4.883	2,83
MAXIXE	980	128							1.366	2.832	2,54
BARREIRO			11.600						12.000	37.219	3,0
URUBU		83	800 (Concentrado)		0,6		360	3,6	1.516	3.409	3,3
FUMAL			1.230						6.112	15.280	2,4
Lo. DO ALTO	3	26			5,3		1		345	908	3,2
TESOURA (LUIZÃO)	388			38	3,2				477	910	2,0?
TOTAL	403	819	13.644	73	13,4	646	361	3,6	24.040	66.611	

Quadro 3 - Produção Mineral das Minas da Companhia Arqueana de Minérios e Metais, em 1979.

MINERAIS	QUANTIDADE/t	PREÇO/Kg FOB Cr$	TOTAL (X1000)
Ambligonita	15	20,00	300,00
Albita	370	1,50	555,00
Berilo	8	15,00	120,00
Cassiterita	15	942,00	14.130,00
Espodumênio	650	7,00	4.550,00
Feldspato	12.000	0,30	3.600,00
Lepidolita	51	4,60	235,00
Petalita	1.500	4,70	7.050,00
Tantalita - Columbita	2	2.500,00	5.000,00
TOTAL	14.611		35.540,00

Quadro 4 - Produção Estimada de Bens Minerais do Distrito de Araçuaí - Itinga, em 1979

O SISTEMA LAGUNAR DO PARQUE ESTADUAL DO RIO DOCE (MG)

* GETÚLIO VARGAS BARBOSA
* HEINZ CHARLES KOHLER

RESUMO

Trata de registros geomorfológicos obtidos, principalmente, por fotointerpretação sobre um sistema de lagos encerrados em uma reserva de floresta tropical no Parque Estadual do Rio Doce, Minas Gerais. Analisa as pesquisas anteriores mais recentes e que apresentam dados que interessam à gênese dos lagos. Discute os diversos processos de colmatagem dos lagos, mostrando estágios diferentes nesses processos. Relaciona os processos às oscilações paleoclimáticas e à movimentação tectônica recente. Identifica antigos leitos fluviais do rio Doce e seus afluentes na área dos lagos e o processo de elevação do nível das águas posteriormente represadas. Apresenta uma tipologia morfológica dos lagos onde há variedades relacionadas ao sistema fluvial anteriormente aberto. Classifica lagos como rias fluviais. Relaciona paleocanais e restos de superfícies erosivas como inferências do processo tectônico de rift regional e localizado. Alinha argumentos para mostrar que o sistema lagunar está ligado a variações paleoclimáticas e movimentação tectônica recente.

ABSTRACT

This paper deals with the observations obtained mainly by means of photointerpretation - of a system of lakes enclosed in a tropical forest reservation in the Parque Estadual of Rio Doce, Minas Gerais. It analyses more recent research carried out previously to this work and presents data of interest for the genesis of the lake. It discusses the various processes of different stages the in fill of the lakes. It relates them to paleoclimatic oscilations and to recent tectonic movements. It identifies old fluvial beds of Doce river, its tributaries, in the area of the lakes, and he rise of the water level which became dammed up (stopped) at higher levels. It presents a morphologic typology of the lakes where there are varieties related to the fluvial network (pattern) opened previously. It classifies lakes as fluvial rias. It relates paleochannels and remants of erosional surfaces with inferences about the tectonic process of regional and local rift. It enumerates reasons to show that the system of lakes is linked to paleoclimatic variations and to recent tectonic movements.

- Pesquisa financiada pelo Convênio FINEP-CETEC-FUNDEP
- Os autores são professores do Instituto de Geociências da UFMG - Campus Pampulha - 30 000 Belo Horizonte - MG

* Professores IGC-UFMG - Pesquisadores CNPQ

INTRODUÇÃO Este trabalho tem por objetivo comunicar os resultados sintéticos derivados de estudos geomorfológicos levados à efeito dentro do "Programa de Estudos Ecológicos do Parque Estadual do Rio Doce". As pesquisas foram realizadas durante os anos de 1978 e 1979. O projeto foi executado com severas limitações metodológicas devido ao fato de se tratar de uma reserva florestal. Os trabalhos de campo limitaram-se aos poucos percursos existentes. Novas picadas e sondagens não puderam ser realizadas. O essencial do método ficou reduzido à fotointerpretação feita na escala de 1:60.000 e sobrevôos de baixa altura. Decorre disto imprecisões e o caráter condicional que controlam algumas conclusões.

O Parque Estadual do Rio Doce localiza-se nos municípios de Timóteo e Marliéria, nos limites orientais da zona fisiográfica Metalúrgica, no Médio Vale do Rio Doce. Situa-se entre os paralelos 19º 30' 19º 48' lat. S e os meridianos de 42º 30' e 42º 35 W de Gr. (Fig. 1)

Segundo o mapa geológico do Projeto RADAR-MG (IGA-1978) o Parque encontra-se sobre um bloco de rochas do Pré-cambriano constituído principalmente por gnaisses bandeados com lentes de quartzito e anfibolitos do Grupo Paraíba. Estruturalmente este bloco apresenta, até a confluência do Rio Piracicaba, uma forma lenticular de direção S - N. Na região do Parque, o bloco deprimido do Grupo Paraíba é limitado a oeste por faixas elevadas de quartzito e biotita-gnaisses granatíferos do Grupo Juiz de Fora e a leste pelo embasamento Pré-cambriano indiviso, atravessado ao norte por um complexo granítico, em Timóteo e Coronel Fabriciano.

O Parque do Rio Doce apresenta um conjunto de mais de cinqüenta lagos, localizados à margem esquerda do Rio doce. O conjunto lagunar está inserido dentro de uma região denominada "Depressão Interplanáltica do Rio Doce" segundo o mapa geomorfológico do Projeto RADAR-MG (IGA-1977). Segundo o mapa citado trata-se de uma depressão erosiva originada pela dissecação fluvial de superfície de aplainamento, com direção estrutural ocasionada pelos movimentos epirogenéticos pós-cretácicos.

NIMER (1977) define a região como de clima tropical quente, semi-úmido, com temperatura médial anual entre 18º e 20º C e precipitações entre 1 500 e 1 250 mm por ano, distribuídas entre 7 a 8 meses. O recobrimento é de floresta do tipo Mata Atlântica, que funciona como uma "ilha" de vegetação autoctone e preservada, dentro de áreas reflorestadas com eucalíptos e, em menor escala, pastos plantados.

PESQUISAS ANTERIORES PFLUG (1969a, 1969b) caracterizou e descreveu, a partir do leito do Rio Doce, três unidade morfológicas distintas:

1. Terraços de erosão, de 5 a 12 m acima do leito atual e terraços de acumulação 20 m acima do nível atual.
2. Uma superfície de aplainamento a 50-70 m acima do nível atual do rio.
3. Lagos encaixados nos antigos vales, cujos rios dissecaram a superfície de erosão e posteriormente foram barrados pelo terraço de acumulação. Através de estudos de fotografias aéreas os lagos foram caracterizados por:
   - Superfície variável
   - Profundidade entre 10 e 20 m
   - Relação constante entre área do lago e sua bacia, apresentando um equilíbrio entre as águas de precipitação e as de incorporação por infiltração. No caso desta relação ser muito maior, os lagos apresentam um dreno que poderá, quando ligado ao Rio Doce, esvaziar os lagos por erosão regressiva. O mesmo autor atribui a evolução morfogenética do Vale do Rio Doce a um desenvolvimento policíclico do próprio rio em conseqüências de mudanças climáticas ocorridas no Terciário e Quaternário e a um suposto abaixamento do nível de base regional.

MEIS et alli (1976), MEIS (1977,1978) e MOURA et alli (1978) confirmaram as hipóteses levantadas por PFLUG (1969a, 1969b).

Em trabalho mais recente, MEIS e MONTEIRO (1979) estabeleceram unidades morfoestratigráficas em função do material depositado por

processos policíclicos de coluvionamento e erosão das vertentes, no interior dos anfiteatros. Caracterizaram, na região do médio Vale do Rio Doce, ciclos de pedimentação (Rampas I,II,III) associados a sucessivos ciclos de entalhe do sistema fluvial (Terraços I,II,III). Em sondagens realizadas na parte colmatada da Lagoa do Jacaré, fora do Parque Florestal do Rio Doce, estabeleceram dois níveis de turfas. O mais antigo, a uma profundidade de aproximadamente 7 m, datado em 9.840 ± 220 anos B.P. e o mais recente, a aproximadamente 3 m, datado em 7.830 ± 250 anos B.P. na base e em 3.365 ± 155 no topo. Relacionam estes níveis a lagoas formadas em fase de biotasia.

MEIS e colaboradores, assim como fez PFLUG, atribuem a gênese e dinâmica dos lagos da região do médio vale do Rio Doce a processos morfoclimáticos com alternância de climas secos e úmidos.

No âmbito do "Programa de Pesquisas Ecológicas do Parque Estadual do Rio Doce" foi sugerida a hipótese de uma fossa tectônica (rift) com direção N-S que teria condicionado o aparecimento dos lagos. Admite que, após longo período de peneplanação, em clima úmido, originou-se um vale amplo, plano e extenso, em depressão condicionada por processos tectônicos.

SANTOS (1978) estudando a "Ecologia da Ictiofáunula do sistema de lagos do Parque Florestal do Rio Doce" constatou a falta de comunicação entre diferentes lagos, baseado na presença ou ausência de certas espécies de peixes em lagos situados em áreas muito próxima uma das outras. Identifica ainda a cota batimétrica de 42 m no lago Dom Helvécio.

TIPOLOGIA DOS LAGOS A procura da origem dos lagos do Parque Florestal do Rio Doce, foi feita a partir de uma separação inicial, constatada no campo e no aero-levantamento: a maior parte dos lagos não está ligada ao leito ou regimes atuais do Rio Doce, não sendo classificáveis como lagos de planície aluvial.

A análise de 54 lagos e paleolagos da área do Parque revela que 21 estão colmatados, 25 em processo de colmatagem e 8 sem indicações claras de colmatagem. Os números indicam que desde que se formaram os lagos revelam uma nítida tendência para a colmatagem.

Comparando-se esses números com os obtidos em relação à direção de drenagem exorreica ou ligada a rios: 4, e endorreica ou sem ligação com rios: 33, a conclusão é que a colmatagem se fez com material terrígeno e biológico proveniente das encostas que envolvem cada lago. A verificação de campo e análise em aerofotos indicaram que, apesar de ocorrerem rupturas e equilíbrios de algumas encostas por processos acelerados, o normal é a evacuação de detritos finos por erosão laminar-concentrada e por movimentos lentos do solo. Ocorrem ainda lagos colmatados por acumulação fluvial, ligada a antigos leitos de rios, hoje sem corrente permanente ou definida.

Quanto às formas, os lagos do Parque do Rio Doce marcam uma nítida predominância pelo tipo digitado: 13 em 57. Estas formas são muito claras nos seus limites. Com suas vertentes pouco evoluídas pode ser reconstituída uma rede fluvial anterior ao afogamento. O grau de evolução das vertentes e a predominância da forma digitada indicam que parte da rede lacustre do Parque resultou de levantamento do nível das águas da rede fluvial em tempos anteriores ao atual, por um processo de rias internas.

Somando-se algumas formas de lagos com margens mais retilíneas, como retangulares, em cruz e triangulares obtem-se um total de 14 sobre 57. Isto é demonstrativo de uma peculiar influência tectônica sobre a gênese destes lagos. As direções estruturais obtidas são predominantemente NE e NW e indicam uma reativação de direções do Pré-Cambriano em tempos mais recentes, talvez pene-contemporâneos da fase lagunar.

A distribuição das diferentes formas de lagos no espaço ocupado pelo Parque do Rio Doce não revela relações muito diretas. Apenas algumas evidências podem ser colocadas. Os lagos digitados maiores (Dom

Helvécio, Lagoa Bonita, Amarela, Terceira, do Gancho e Azul) estão alinhados tanto a NW como a SE de uma planície de deposição aluvial, onde ocorre a maioria dos lagos em oxbox ou arredondados. A disposição e a distribuição do plano aluvional indicam claramente a passagem do antigo coletor fluvial da drenagem, agora transformada em lagos. As lagoas dos Patos e Santa Helena, colocadas com suas antigas desembocaduras em posição NE indicam que parte do antigo coletor fluvial ou provavelmente de um seu afluente se postava, na parte meridional do Parque com direção SE-NW ou NW-SE.

PROCESSOS DE COLMATAGEM Não foi feito um inventário de amostras para estudo da colmatagem dos lagos. As observações são pertinentes, a um nível exploratório, na medida em que foram realizadas por poucas observações diretas.

De modo geral a colmatagem não apresenta o mesmo grau de intensidade em todos os lagos do Parque. Como regra, a parte N mostra área mais completamente colmatada e decorrente aumento da densidade da drenagem subaérea. Essas condições são opostas na parte S onde os lagos são mais extensos e ramificados.

É presumível que a primeira fase de colmatagem esteja relacionada a deposições fluviais derivadas dos processos genéticos de bloqueamentos da drenagem fluvial. Pacotes de sedimentos grosseiros estão sobre o embasamento original Pré-Cambriano.

Pode-se identificar dois tipos morfológicos de lagos para efeito de colmatagem. O primeiro é representado por lagos profundos ramificados, tipo ria, cercado por vertentes de forte declive em todo seu perímetro. Sua antiga saída só é perceptível de modo claro por um abaixamento de declives das encostas e por uma colmatagem pantanosa. Nesse tipo de lago os processos de colmatagem só podem ser analisados por amostras de material retirado do fundo. A análise das aerofotos indica que as antigas saídas eram feitas por vales bem encaixados e sem condições topográficas adequadas para uma colmatagem fluvial. Nesses mesmos lagos, os fortes declives das vertentes, densamente florestadas, indicam um carreamento lento e de pequena intensidade, de material alterado nas encostas. A alteração é um fenômeno generalizado e são raros os afloramentos de rocha. A forma digitada destes lagos e o processo de multiplicação de ravinas por uma drenagem posterior à formação dos lagos, indica a existência de carreamento de detritos em água corrente nos canais espasmódicos. A colmatagem resultante neste tipo de ambiente torna presumível a presença de materiais finos eventualmente intercalados com alguns sedimentos de granulometria maior. Não se pode supor nada a nível dos tipos de minerais, além de uma presença grande de quartzo e eventualmente micas não totalmente alteradas. A reconstituição da drenagem, em área hoje ocupada por esses lagos maiores ao sul do Parque, indica um padrão arborescente, com os leitos ocupando vales encaixados. A reconstituição gráfica pressupõe um prolongamento das vertentes atuais para o interior dos lagos, com os canais em eixos simétricos. Se a reconstituição for verdadeira, os sedimentos fluviais devem estar colocados na parte mais central e mais profunda dos lagos e os sedimentos da fase posterior devem ter sido depositados, em discordância e sob influência aquosa.

O segundo tipo morfológico de lago, classificado para efeito de colmatagem, está ligado aos rios com variações do nível d'água. Eles são bem distribuídos nas margens do rio Doce, no grande paleocanal ou dispersos em depressões mais amplas. Aqueles ligados ao rio Doce não apresentam sistema de drenagem organizado e, exceto por um dreno ao desaguadouro, tem formas tendentes ao alongamento ou arredondamento. Estão sobre terraços fluviais. A colmatagem desse tipo é geralmente precária na medida em que estão sujeitas as oscilações de regime do rio principal. São lagos do tipo barragem, funcionando para reter excesso de água trazida pelo rio. Após a enchente, o rio arrasta parte dessa água, criando um dreno e fazendo uma seleção granulométrica dos sedimentos. No Rio Doce a parte mais nova e superior dos terraços atuais onde essas la

goas se localizam, contém maior parte de sedimento argiloso-siltoso e a parte inferior é mais silto-arenosa. Os sedimentos mais finos estão a juzante dos lagos. Esses lagos foram julgados como o único tipo existente no Parque e, por isto, toda a área aparece, em alguns mapas, como coberta por sedimentos quaternários.

Os lagos não ligados a elementos fluviais, bem encaixados e sem drenos atuais, apresentam um processo um pouco mais complexo. A vegetação exerce uma atividade muito importante na colmatagem lacustre, mas ela é a mais significativa neste tipo de lago, porque varia em função do regime limnológico e do relevo. A colmatagem é feita em função da atividade biológica nos sedimentos trazidos de encostas ou de pequenos afluentes temporários. Por sua vez o tipo de vegetação é função do regime limnológico e das condições da deposição do material. A regra geral é a de plantas aquáticas sobrenadantes, após o que se estabelecem "taboas" e assemelhados. Em seguida surgem gramíneas ocupando a área entre os níveis máximos e mínimos. Eventualmente ocorrem "mata de igapó". Mata do tipo igapó em associações mortas, são indicadoras de um aumento dos níveis das águas ocupando terrenos que eram secos. Nas áreas onde ocorrem as gramíneas a fixação dos sedimentos móveis, principalmente os de baixa granulometria, é maior dando pisos de solos hidromórficos. Os animais silvestres utilizam esse tipo para atingir a água e o pisoteio residual é fator de compactação não desprezível dando ressaltos laterais que passam a funcionar como drenos em direção aos lagos.

Os lagos ligados à planície fluvial não terraceada são de um tipo mais comum, porém em menor quantidade. Estão ligadas a processos de meandramentos ou outras irregularidades de traçado fluvial. A colmatagem é do tipo aluvial e a colonização por floresta tropical já se fez integralmente. A observação de sobrevôo mostra que, mesmo nessas áreas, ocorre acumulação de água durante grande parte do ano por falta de drenos e pelas próprias condições morfogenéticas. A análise de aerofoto permite inferir que muitas das áreas planas, marcadas no contexto da drenagem, apresentam esse tipo de colmatagem aluvial ou flúvio-lacustre. As variações das estruturas primárias são presumivelmente muito numerosas e complexas e só podem ser analisadas por trabalhos diretos sobre os sedimentos. Padrões interdigitados são esperados em empilhamentos fluviais e flúvio-lacustre.

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS O clima atual da região do Médio Vale do Rio Doce está adequado à conservação da floresta do tipo Mata Atlântica que recobre a área do Parque. Não foram identificadas associações vegetais que possam ser consideradas como relictos de climas anteriores. Também as formas de relevo estão, de modo geral, adaptadas ao ambiente climático e fitoecológico, mas há excessões a considerar.

Diretamente relacionado ao ambiente florestal chuvoso estão as encostas côncavas na base e convexas no topo. Elas resultam de um escoamento superficial com tendência a se concentrar em ravinas. As ravinas funcionam mais ativamente em épocas chuvosas e atuam no sentido de intercalar descontinuidades nos alinhamentos de divisores d'água, multiplicando as colinas. Essa feição está mais presente no terço médio do Parque, na margem direita do Ribeirão Revés de Belém e nos divisores d'água entre alguns lagos.

O comum dos casos são cristas alinhadas seguindo direções dadas pela instalação da drenagem. Os colos podem ser associados à grande planície aluvial do Ribeirão Revés de Belém. Nas margens deste curso e nas de seus afluentes ocorrem mais casos de colmatagem em beira-rio e lagos. Direções estruturais inferidas da fotointerpretação sugerem que, parte da área ocupada pelo Ribeirão Revés de Belém, pode ser uma pequena estrutura de subsidência e, na medida em que a subsidência atua, a erosão acelera-se e as ravinas quebram a continuidade das linhas de divisão d'água. A sugestão é que parte da área do Parque está submetida a processos de subsidência e a do Ribeirão Revés de Belém é uma dessas áreas. As mudanças de direção do rio Doce, próximo a foz do Revés de Be-

lém, indicam um controle tectônico da subsidência. A influência tectônica de subsidência da foz do Revés de Belém indica que o grande flood plain desse rio teve uma outra causa não essencialmente deposicional, pois há uma grande desproporção entre as dimensões e o volume d'água do Ribeirão e sua planície deposicional. Uma grande extensão dessa planície está em cotas em torno de 210 m que é a mesma das aluviões alojadas na calha do rio Doce. Isto configura uma mesma época para ambas as deposições ou seja, o tempo atual. A contemporaneidade pode ser considerada também para a segmentação das de linhas de crista.

Relações idênticas podem ser tiradas para os anfiteatros de erosão. Em fotografias aéreas foram identificadas 4 dessas formas. Elas indicam um processo acelerado de ravinamento e instalação de rampas com deposição de material na base desses anfiteatros. Vertentes côncavas e vertentes retilíneas podem ser correlacionadas a uma fase de erosão laminar mais ativa possivelmente numa cobertura vegetal menos densa que a atual. A geração destes dois tipos de formas foi muito generalizada na área do Parque do Rio Doce e não é inverossímel supor que o ambiente atual se instalou sobre o anterior sem modificações substanciais.

O Ribeirão do Turvo mostra outra seqüência de colmatagem condicionada à zona de subsidência tectônica. Ele é mais elevado que o Ribeirão Revés de Belém e está associado não às aluviões atuais e sim aos terraços do rio Doce.

Dois níveis de topos aplainados pela erosão e mapeados como vestígios de superfícies de erosão estão assinalados, respectivamente, nas cotas de 330/340 e 350/360 m. A distribuição espacial destes restos de aplainamento se restringe às proximidades da margem esquerda do rio Doce, com áreas de concentração em torno dos lagos maiores da parte sul. A multiplicidade destes resíduos de erosão, indica a preservação de ambientes mais secos e mais antigos, dentro do ambiente úmido e florestal atual.

Fora do Parque, dentro do mesmo ambiente, foram identificadas evidências de um aplainamento, a 680 m determinado por restos planos, concreções ferruginosas e fragmentos angulosos de quartzo, característicos de climas mais seco. Esses três níveis de erosão determinam uma sucessão de episódios de ambientes climáticos variados. A seqüência estabelecida é a seguinte:

- Superfície de 680 m - Dissecação do relevo - Superfície de 350/360 m - Dissecação do relevo - Superfície de 330/340 m - Dissecação do relevo - Formação das linhas de crista - Ravinamentos e rupturas das linhas cumeadas	Supostamente Pleistoceno
- Deposição fluvial do Ribeirão do Turvo e terraço do Rio Doce - Formação do Paleocanal - Formação da primeira geração de lagos - Subsidência - Separação do Revés de Belém e aluviões do Rio Doce - Formação da segunda geração de lagos	Supostamente Holoceno

As duas gerações de lagos estão relacionadas, desse modo, a movimentos tectônicos de subsidência e basculamento. Eles foram traduzidos na morfogênese por variações dos níveis de base ao longo do Rio Doce ocasionando modificações do curso e terraços fluviais. Nas regiões próximas ao Parque há dois terraços morfologicamente marcáveis, um embutido no outro.

Não se conhece o material que obturou as antigas desembocaduras dos lagos ou da drenagem hoje ocupada por lagos. Alguns têm colmatagem posterior à fase lagunar, demonstrado pela deposição de material terrígeno em vários braços de lagos sem importância maior para a antiga saída. Outros, de forma menos ramificada, também apresentam col

matagem pós-lagunar. Entretanto, os maiores e mais digitados, localizados na parte sul do Parque, não apresentam sinais de colmatagem. Eles estão encaixados no relevo e suas ligações são com paleocanais em planície (260-270 m). A relação é indireta: movimentos de subsidência nas áreas de planície com epirogênese nas áreas de aplainamento. Deposição de material de planície em função da subsidência e fechamento da primeira geração de lagos, simultâneamante à elaboração do terraço 260-270 m. Reativação das mesmas áreas e deposição fluvial da segunda geração de lagos e aluviões do rio Doce.

O mapeamento fotointerpretado indicou a existência de dois paleocanais fluviais antigos. O mais extenso corre desde que penetra na área do Parque, pelo sul, na direção SSW-NNE, e depois inflete para SSE-NNW e por último, corre de SSW-NNE. Estas direções são coincidentes com trends estruturais marcados por fotointerpretação. Apenas na seção final esse paleocanal interfere com a planície aluvional do Ribeirão do Turvo. Fora isto ele corre em fundo aluvial composto de parcelas diferentes. Parece possível estabelecer relações entre o paleocanal e as planícies aluvionais em que parcialmente se insere. Quando a planície do paleocanal coalesce com a planície aluvial do Ribeirão do Turvo, as posições de ambos são contrastantes. O Ribeirão do Turvo assume a posição de contato entre a planície e os terrenos Pré-Cambrianos da margem esquerda da planície e o paleocanal localiza-se na mesma posição de contato, porém na margem direita. A dimensão da planície, a posição do paleocanal primitivo e do atual Ribeirão do Turvo e as direções dos trends estruturais sugerem um basculamento para NE da zona de subsidência onde se acumularam as aluviões. O Turvo seria o dreno residual de parte da extensa planície construída por uma drenagem anterior à do paleocanal. Comparando-se direções da drenagem, esse paleocanal parece ser um antigo leito do Ribeirão Mumbaça, posteriormente capturado pelo rio Doce em posição mais elevada do curso. Os maiores lagos da parte sul do Parque estariam, desse modo, em condições de drenagem exorreica confluindo para o antigo leito do Mumbaça. As formas digitadas, sugerindo um padrão arborescente para a paleodrenagem desses lagos indicam a confluência para o Nordeste (margem direita) e Sudeste (margem esquerda). O paleocanal Mumbaça, a planície aluvial, a construção de barragens de lagos e o basculamento para NW configuram um conjunto de fatos conseqüentes e sincrônicos (Fig. 2).

Um segundo paleocanal foi assinalado por fotointerpretação na parte sul-oriental do Parque. Ele é menor que o do Ribeirão do Turvo e está aproximadamente paralelo aos do Rio Doce. A direção do percurso é S-N e não se identificou planícies aluvionais. Ele parece indicar uma pequena variação do curso do rio Doce, mas não há indicação de recapturas, o que permite admitir um sistema de braços divergentes do rio Doce. A falta de funcionalidade do braço que gerou o paleocanal está também relacionada a gênese de alguns lagos pequenos, agora em processo de colmatagem. Não há evidências ou sugestões que permitam inferências sobre a cronologia da tectônica. Relacionar o antigo braço do rio Doce com os eventos do paleocanal do Mumbaça, fica ao nível da hipótese.

Os depósitos correlativos e os processos responsáveis pela elaboração do relevo na área dos lagos do médio Rio Doce ainda não foram suficientemente estudados para se estabelecer algum modelo de sua origem e evolução. Paleossistemas lagunares foram constatados através de sedimentos correlativos no rift do Paraíba, em estruturas que parecem se prolongar até o rio Doce. Dentro delas, e em direção SW-NE, alojam-se os planos aluvionais e os relevos ressaltados do Parque. A tectônica tafrogênica da região dos lagos parece resultado de deslocamentos secundários dentro de estruturas tectônicas maiores. As pesquisas anteriores concentraram-se em estudos de mudanças climáticas alternando períodos de agradação e degradação do relevo durante o Cenozóico, sem registrar deformações tectônicas na litoestratigrafia recente. A convergência de inferências sobre um condicionamento tectônico na gênese dos lagos, registrados ao nível de fotointerpretação, permite abrir uma linha de in-

terpretação a ser combinada com os estudos paleoclimáticos, como esboçado neste trabalho.

5. BIBLIOGRAFIA

I.G.A. MG-1977 - Mapa Geomorfológico 1:500.000 - Secretaria de Estado de Ciências e Tecnologia, MG. Projeto Radar MG.

I.G.A. MG-1978 - Mapa Geológico 1:500.000 - Secretaria de Estado de Ciência e Tecnologia, MG. Projeto Radar MG.

MEIS, M.R.M. - 1977 - As unidades neoquaternárias do Médio Vale do Rio Doce - Anais da Academia Brasileira de Ciências - 49(3):443-459.

MEIS, M.R.M. et alli - 1976 - Considerações preliminares sobre o Quaternário Superior do Médio Vale do Rio Doce - Anais da Academia Brasileira de Ciências - 48(2).

MEIS, M.R.M. - 1978 - Estratigrafia Preliminar para a seqüência de colmatagem dos lagos neoquaternários do Médio Vale do Rio Doce - Anais da Academia Brasileira de Ciências - 50(1):126-127

MEIS, M.R.M. e MONTEIRO, A.N.F. - 1979 - Upper Quaternary "Rampas": Doce river valley, Southeastern Brazilian plateau. Z. Geomorph. N.F 23(2): 132-151

MOURA, J.P.S. et alli - 1978 - Insight into the Morphometry of Drowened Valleys - Comissão Nacional da U.G.I - I.G.A.

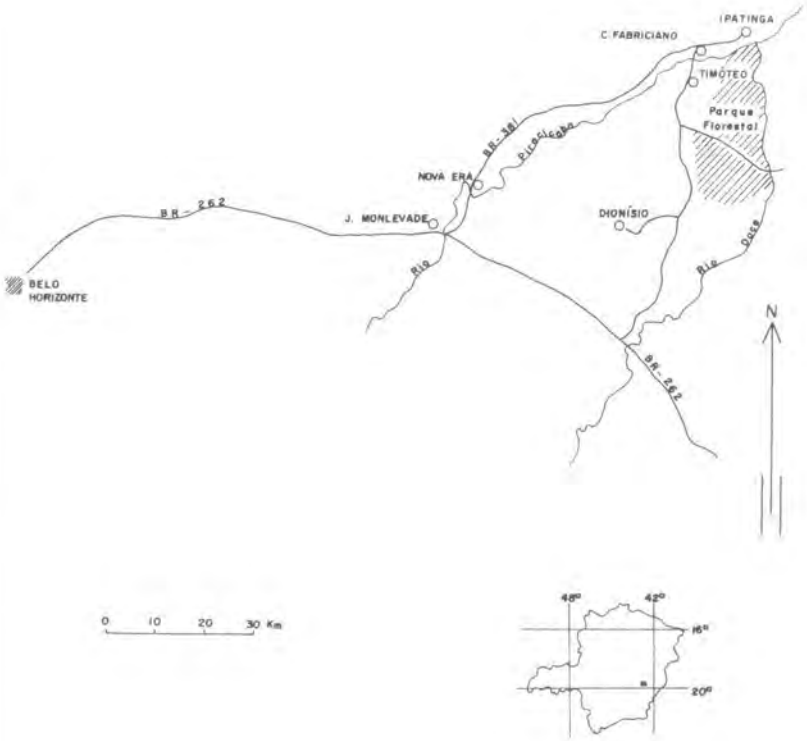
NIMER, E. - 1977 - Clima In Geografia do Brasil - Região Sudeste Rio de Janeiro, IBGE, vol. 3:51-89.

PFLUG, R. - 1969a - Das Ueberschuettungsrelief des Rio Doce, Brasilien. Z. Geomorph. N.F. 13(2): 141-162.

PFLUG, R. - 1969b - Quaternary lakes of Eastern Brazil-Photogrammetria - 24:29-35.

SANTOS, R.S. - 1978 - Ecologia da Ictiofaünula do Sistema de Lagos do Parque Florestal do Rio Doce - Convênio CETEC/UERS - Relatório inédito.

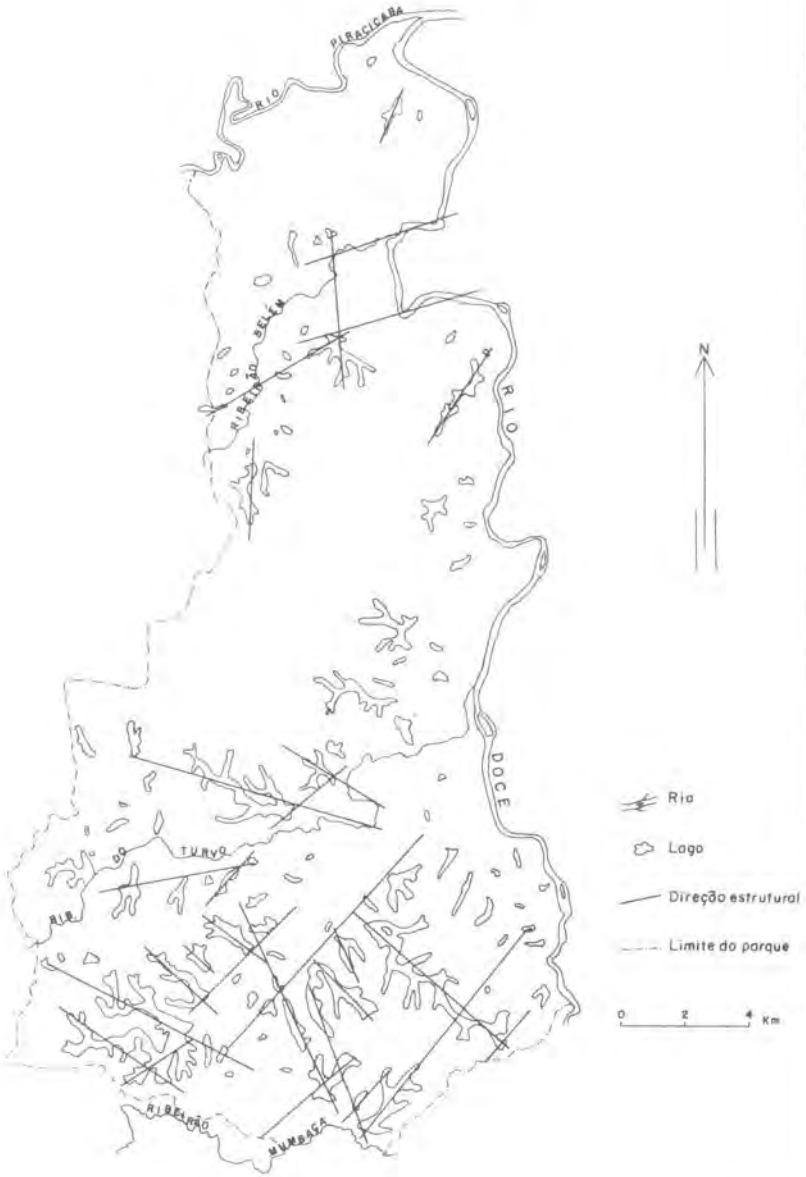
PARQUE ESTADUAL DO RIO DOCE - FIG I
LOCALIZAÇÃO



LABORATÓRIO DE GEOMORFOLOGIA
IGC - UFMG

PARQUE ESTADUAL DO RIO DOCE-FIG. 2

PRINCIPAIS DIREÇÕES ESTRUTURAIS



A PALEOGEOGRAFIA DO BAMBUÍ CENTRAL
- Sua relação com as concentrações de Pb-Zn do tipo Mississipi Valley-

Hugo Zapata Pericón
Professor do Instituto de Geociências - UFMG

ABSTRACT

Aerial photograph studies and field examinations show in the central part of the "Bambuí-Basin" (North Minas Gerais - South Bahia) the existence of an eliptical basement elevation. The long axe of NNW-SSE direction extends for about 300 km and the short axe of E-W direction has a lenght of aprox. 140 km.

On the eastern side of the basement elevation a concave semicircular system of fractures points out to the existence of a paleobasin of a closed environment at the time of the "Bambuí - sea". The sedimentation facies of the paleobasin presented characteristics not found elsewhere in the area.

The north and south ends of the basin correspond to the modern day localities of Itacarambi - Manga (North Minas Gerais) and Ramalho (South Bahia) respectively. All known Pb-Zn-F occurrences in north Minas Gerais/south Bahia area are from these localities.

For Economic Geology and mineral exploration these characteristics are of major significance. At those ends of the basin there were the convergence of two different sedimentary environments: a closed, reducing conditions of the basin and an open sea conditions of a platform. The contrasting environments had possibly created conditions for lateral facies changes, which in the domaine of Mississipi Valley type deposits are excellent metallotects for Pb-Zn sulfides and fluorite.

1. INTRODUÇÃO

Entre 1975 e 1978* realizamos uma série de estudos geológicos na parte central da bacia de Bambuí.

Os trabalhos de campo permitiram-nos percorrer a região entre as localidades de Santa Maria da Vitória ao sudeste da Bahia e Januária ao norte de Minas, que corresponde às folhas topográficas escala 1:100.000 de: (1) Correntina, (2) Santa Maria da Vitória, (3) Porto Novo, (4) Gatos, (5) Coribe, (6) Parateca, (7) Rio Itaguai, (8) Montalvânia, (9) Carinhanha, (10) Serra dos Tropeiros, (11) Japoré, (12) Januária.

Essa região foi selecionada com base num estudo fotogeológico das fraturas visíveis em imagens de satélite escala 1:500.000 da região central da Bacia do Bambuí.

(*) Na ocasião o autor era Chefe do Departamento de Não Ferrosos da S.A. Mineração da Trindade (SAMITRI).

A análise das fraturas permitiu-nos selecionar áreas de interesse econômico que posteriormente foram estudadas com maior detalhe em fotografias aéreas escala 1:60.000. A interpretação fotogeológica aconselhou executar controles de campo que vieram a confirmar a existência de estruturas e ambientes paleogeológicos similares aos que se apresentam como marco geológico em todas as jazidas conhecidas de Pb-Zn do tipo "Mississipi Valley".

2. SITUAÇÃO GEOGRÁFICA DAS ÁREAS

As áreas estudadas encontram-se na região norte do Estado de Minas Gerais e sul da Bahia, na margem esquerda do Rio São Francisco, entre as localidades de Januária e Bom Jesus da Lapa.

De Belo Horizonte o acesso é facilitado pela BR-135 que até Montes Claros (Km 450) encontra-se asfaltada. Dessa cidade até Januária (175 km), a estrada é de terra, mas com boas condições de tráfego durante todo o ano.

De Januária, mediante rodovia de terra, atinge-se as localidades de Correntina e Santa Maria da Vitória, situadas ao norte das áreas, passando por Itacarambi, Montalvânia e Coribe (Fig. 1). Dessas localidades pode-se percorrer o resto das áreas graças à existência de várias estradas (de difícil acesso na época das chuvas), que interligam todas as fazendas existentes na região.

3. TRABALHOS ANTERIORES

Devido à existência de várias ocorrências minerais, onde esporadicamente são garimpados minerais de Pb, Zn e F, a região foi percorrida por grande número de geólogos e engenheiros de minas representando várias companhias de mineração, que desenvolviam trabalhos de prospecção e pesquisa em toda a região compreendida entre Januária e Santa Maria da Vitória (Serra do Ramalho).

Sobre os resultados das pesquisas não temos informações detalhadas, mas sabe-se que quase todas as companhias originalmente interessadas abandonaram a região. Em outubro de 1978, só a C.P.R.M. estava executando um programa de Sondagem da região de Montalvânia.

A SAMITRI, em associação com a Mineração Santa Teresa, durante os anos de 75 a 78, realizou uma série de trabalhos regionais e de detalhe, visando definir ou avaliar as reais perspectivas econômicas da região.

4. ANÁLISE DAS FRATURAS NO ALTO ESTRUTURAL

Da análise fotogeológica das fraturas existentes na região Central da Bacia do Bambuí, no contexto local, foi possível reconhecer fraturas circulares e radiais que, pela sua relação geométrica com ocorrências minerais já conhecidas, são consideradas uma consequência direta da formação de metalotectos paleogeográficos com boas perspectivas para se implantar um programa de pesquisa de minerais de chumbo e zinco.

As áreas escolhidas foram: a região de Januária, com um sistema radial de fraturas, a região do Rio Carinhanha com um sistema semi-circular côncavo de fraturas que sugere a formação de uma fossa tectônica e ao norte desta, a região da Serra do Ramalho, com um sistema de fraturas semi-circular convexo, que sugere a existência de uma estrutura peninsular (ver Fig. 2).

As três áreas formam um conjunto interligado que cobre uma superfície aproximada de 15.000 km^2, o que em termos de seleção de áreas representa 30% sobre o total da

região do Bambuí Central fotointerpretado com base em fotografias de satélite escala 1:500.000.

Visando encontrar maiores argumentos que justifiquem a seleção das áreas citadas como possíveis metalotectos paleogeográficos, realizamos um estudo e interpretação fotogeológica das três áreas e arredores, utilizando fotografias aéreas na escala 1:60.000.

5. INTERPRETAÇÃO FOTOGEOLÓGICA

A claridade dos detalhes facilmente observáveis nas fotografias, permitiu-nos diferenciar seis unidades litológicas com características morfológicas muito bem definidas e continuidade regional. Os trabalhos de campo mostraram que tais unidades correspondem: 01 às rochas do Embasamento; 04 às rochas do Grupo Bambuí e a outra, às rochas do Cretáceo.

Além da separação dessas unidades litológicas, a fotointerpretação mostrou a existência de três zonas onde a continuidade das sequências litológicas apresentam anomalias que traduzem a possibilidade de existir mudanças laterais de fácies nos extremos norte e sul da fossa tectônica (?), e uma discordância angular (?) na parte central da mesma.

Nas fotografias de nºs. 56133 a 56137 da Folha de Japoré (29/D) e nas fotografias de nºs. 29891 a 29894 e 28430 a 28432 da Folha Coribe (26/D), observam-se claramente as anomalias que sugerem as mudanças laterais de fácies, entretanto, as fotografias de nºs. 6096 a 6098 da Folha de Montalvânia (29/B) deixam ver com bastante clareza argumentos morfológicos que justificam a existência de uma discordância angular.

Assim sendo, na programação e execução dos trabalhos de campo, demos atenção preferencial ao conhecimento "in loco" das referidas áreas.

6. GEOLOGIA

Os trabalhos de campo foram orientados principalmente ao mapeamento e reconhecimento das diferentes unidades litológicas, diferenciadas na interpretação fotogeológica e a procura de dados que nos permitiram rejeitar ou apoiar a existência das unidades paleogeográficas postuladas e escolhidas com base no estudo das fraturas da Região Central do Bambuí.

6.1. LITOLOGIA

Na parte estudada afloram rochas do Embasamento, do Bambuí, do Cretáceo e sedimentos aluviais e eólicos recentes.

6.1.1. EMBASAMENTO

O embasamento Pré-Bambuí encontra-se representado por grandes afloramentos de rochas metamórficas de origem sedimentar, cortadas por corpos de composição granítica, granodiorítica e sienítica, o que sugere que os afloramentos de rochas ígneas representam intrusões ou apófises de um maciço cristalino, em camadas da série Pré-Bambuí antes ou no início da formação da Bacia Sedimentar do Bambuí.

Nosso argumento a favor de tal hipótese é baseado no fato de que não foi possível observar sinais de metamorfismo de contato nas rochas do Bambuí, onde estas repousam sobre os corpos ígneos.

Os trabalhos anteriormente publicados apresentam o embasamento como afloramentos isolados e de tamanho reduzido, visíveis quase sempre, só nos leitos dos rios, porém nossos trabalhos, baseados

na interpretação de fotografias aéreas e controles de campo, revelam que os afloramentos das rochas do embasamento cobrem grandes extensões, representando uma unidade paleogeográfica positiva. Portanto, em termos de pesquisas de depósitos minerais do tipo estratiforme, deve ser considerado um excelente metalotecto.

As fotografias aéreas, escala 1:500.000 e 1:250.000 deixam ver que tal unidade paleogeográfica positiva, tem um comprimento aproximado de 300 km (seu limite na parte N ainda é duvidoso), com uma largura média de 150 km. Seu eixo de direção N-S é ligeiramente defasado para o oeste (ver Fig. nº 2). Poderia tratar-se de um alto estrutural do Embasamento pré-existente contemporâneo à sedimentação do Bambuí.

Na época da transgressão do Bambuí as rochas do embasamento apresentavam irregularidades topográficas com diferenças de altitude de várias dezenas de metros. Temos um exemplo ilustrativo no extremo sudoeste da Folha de Santa Maria da Vitória e extremo sudeste da Folha de Correntina (ver Fig. nº 3 - Perfil A-A'),onde observa-se que as rochas do embasamento ao sul do Rio Arrojado atingem altitudes de mais de 650 metros, entretanto na margem direita do Rio, o contato Embasamento-Bambuí encontra-se aproximadamente na cota 520 e ao norte do Rio Correntina na cota 560.

A distribuição geográfica atual dos afloramentos das rochas do Embasamento coincide a grosso modo com a estrutura paleogeográfica com características de baía que foi selecionada na interpretação das fraturas.

Pensamos que percursos nos leitos da rede de drenagem do alto estrutural, confirmarão a existência de maiores afloramentos de rochas do embasamento, pois estas, em grande parte, encontram-se cobertas por areias residuais formadas como consequência da erosão dos sedimentos detríticos do Cretáceo. Com certeza a maior parte das áreas situadas topograficamente acima da cota dos 700 m correspondem ao embasamento, mas que atualmente, por estarem cobertas por solos ou areia, foi difícil sua identificação no terreno, porém, frisamos que nas fotografias aéreas coloridas escala 1:250.000, observa-se claramente a morfologia do embasamento (ver Mapa de Fraturas Fig. nº 2).

6.1.2. BAMBUÍ

Nas fotografias escala 1:60.000, pelas características morfológicas constantes que apresentam, no Bambuí foi possível separar quatro unidades ou grupos litológicos bem definidos na escala regional. Trata-se de uma série Calcário Dolomítico, uma série Calcário Detrítico, uma série Calcário Calcítico e, finalmente, uma série formada quase que exclusivamente de Calcário Oolítico.

6.1.2.1. SÉRIE CALCÁRIO-DOLOMÍTICO

A série apresenta características litológicas que podem ser facilmente reconhecidas no terreno. Quando a parte basal é visível, esta encontra-se em discordância angular sobre as rochas do embasamento.

A série,de baixo para cima, inicia-se com um pacote de calcários laminados, de granulação fina, cor cinza-claro a cinza-amarelo ou preto. Esporadicamente nesta parte basal, observam-se brechas intra-formacionais com fragmentos alongados e angulares indicando pouco transporte; ainda com menor frequência, podemos observar figuras de sedimentação como marcas de movimentação de interclastos e estratificação cruzada.

Intercalados nos estratos de calcários, existem lentes ou delgadas camadas de "chert".

Em contato normal sobre os calcários laminados, encontram-se espessas camadas de calcário dolomítico e dolomito sacaróide de cor cinza claro ou róseo em superfície fresca, granu

lação média a grosseira (localmente foram observados cristais de carbonatos de até 3 mm). A característica das camadas dolomíticas é a cor preta que apresentam em superfície de erosão, o que, no campo, pelo contraste com as rochas inferiores e superiores, favorece sua identificação.

O topo desse pacote dolomito sacaróide mostra claramente uma superfície de erosão com desenvolvimento de cavidades paleocársticas,que com frequência apresentam mineralizações de chumbo, zinco, prata, vanádio e/ou fluorita. (As ocorrências da região de Januária - Itacarambi e da Serra do Ramalho na Bahia, encontram-se ligadas a tais fenômenos cársticos).

Em discordância de erosão sobre o pacote dolomítico sacaróide, depositaram-se camadas de calcários e calcários dolomíticos de granulação fina, de cor branca ou com suaves tonalidades cinza ou cor de rosa. A estratificação geralmente tem aparência laminada, porém, localmente observam-se camadas com mais de 3 ou 4 metros de espessura e figuras caóticas produzidas por deslizamento de sedimentos pouco consolidados (slumpings).

Os afloramentos dessa série Calcário-Dolomítico, encontram-se regionalmente distribuídos entre as localidades de Januária e Missões, ao norte de Minas e entre a Serra do Ramalho, Santa Maria da Vitória e Correntina, ao sul da Bahia.

Embora as características morfológicas e petrográficas que apresentam os afloramentos desta série na parte norte de Minas e sul da Bahia sejam semelhantes, achamos que ainda não temos argumentos suficientes para considerá-las partes do mesmo nível estratigráfico e, menos ainda, da mesma unidade-tempo; nossos argumentos são os seguintes:

- Os afloramentos do sul e norte estão separados por mais de 100 km onde não conseguimos encontrar rochas similares que nos permitam continuar a sequência. (Ver Fig. nº 4).
- As brechas intraformacionais e os slumpings são testemunhos do dinamismo da bacia na época da sedimentação, portanto, é bem mais provável encontrar mudanças laterais de fácies do que extensas áreas com a mesma unidade litológica, pois tal fenômeno só é possível observar em bacias estáticas, quer dizer, sem dinamismo.
- Assim sendo, para facilitar o mapeamento geológico da série, estamos considerando-a como a mesma unidade-rocha e não como unidade-tempo. (Ver mapa geológico - Fig. nº 4).

6.1.2.2. SÉRIE CALCÁRIO-DETRÍTICO

A parte central da região estudada, coincidindo com o que seria a "Paleobaía de Montalvânia", é ocupada por uma alternância de folhelhos calcários pretos, margas e calcários oolíticos. A potência da série é considerável,porém é difícil calcular sua espessura real devido à não existência das camadas guias que permitem reconhecer e correlacionar as diferentes litologias. Segundo nossas observações de campo, apresentam frequentes mudanças laterais, quer dizer, camadas margosas ou argilosas passam lateralmente a calcários e vice-versa.

Outra característica marcante da série encontra-se nas proximidades do embasamento, pois ao norte do paralelo 14°20', é principalmente carbonática, entretanto ao sul é mais detrítica.

Rochas com as mesmas características litológicas e morfológicas desta série e concordante sobre as da série Calcário-Dolomítico, também afloram nas regiões de Januária - Itacarambi - Correntina e Santa Maria da Vitória, porém sua correlação como unidade tempo não é aconselhável, pois enquanto na região de Montalvânia o topo da série não ultrapassa a cota 600,em Januária, Santa Ma

ria da Vitória e Correntina, a base da mesma encontra-se aproximadamente na curva de nível dos 600 metros. (Ver Fig. nº 5 - Colunas Estratigráficas Generalizadas).

O comportamento geral das camadas da série é horizontal.

6.1.2.3. SÉRIE CALCÁRIO-CALCÍTICO

Nas proximidades das localidades de Montalvânia e Carinhanha e concordante sobre as rochas da Série Calcário-Detrítico, encontra-se uma série formada quase que exclusivamente por camadas de calcário perfeitamente estratificadas em camadas de 0,5 a 1,0 metro de espessura e esporadicamente em bancos de até 5 metros.

A base da série praticamente coincide com a cota 600, mas nos perfis que fizemos entre o Morro de São Gonçalo (Folha de Montalvânia) e a Fazenda Canabrava (Folha Rio Itaguari) e entre a Fazenda Ribeirão e a localidade de São Sebastião dos Poções, observamos que essa unidade, lateralmente para o oeste, passa a sedimentos detríticos finos (ver Fig. nº 6 - Perfis B-B' e C-C').

6.1.2.4. SÉRIE DE CALCÁRIO OOLÍTICO

Afloramentos dessa série estão restritos às localidades de Montalvânia e Cocos, onde são visíveis numa faixa de mais de 35 km de comprimento por 4 de largura (desde Morro do Cecílio até Cocos), de direção NW. Na região de Cocos a faixa inverga para NE atingindo as Fazendas Olho d'Água e Poço do Cedro (Folha de Montalvânia).

A série está formada por Calcário Oolítico compacto, onde dificilmente se distinguem os planos de acamamento. No afloramento é possível observar rasgos de intenso fraturamento das rochas e estruturas anticlinais e sinclinais suaves que testemunham atividade dinâmica, posteriores à sua sedimentação, contrastando claramente com as camadas (ver Fig. nº 13) das séries anteriormente descritas que apresentam uma horizontalidade quase que monótona.

Em ambos os lados da faixa oolítica afloram camadas das Séries Calcário-Detrítico e Calcário-Calcítico em disposição completamente horizontal, mostrando rasgos morfológicos (brechas intraformacionais e "slumpings" na série calcário detrítico nas proximidades com a faixa oolítica), que justificam a existência de uma discordância angular ou pelo menos de rápida mudança lateral de fácies.

Observações detalhadas comprovaram que o tamanho dos oolitos não é uniforme, variando de menos de 0,2 mm no extremo sudeste da faixa, até mais de 2,0 mm na região da Fazenda Olho d'Água.

Outra característica da Série Oolítica é a frequente inclusão de pequenos seixos de rochas carbonáticas preexistentes, que em alguns lugares se assemelham à verdadeiros microconglomerados. (O estudo petrográfico indicou tratar-se de fragmentos produzidos em ambiente agitado e transportados de outras áreas).

As observações em lâminas delgadas mostraram que os núcleos dos oolitos são constituídos principalmente de carbonato recristalizado, porém também existem oolitos com núcleo de quartzo e fluorita.

Também é característico dessa série a presença de fenômenos de silicificação, presente numa delgada faixa que se confunde com o contato entre as camadas da Série Calcário-Detrítico e as rochas da Série Oolítica.

Nos três garimpos de fluorita (com conteúdos de chumbo, zinco e cobre) conhecidos na região de Montalvânia e outros cinco garimpos de fluorita conhecidos na localidade de Cocos, encontram-se rochas dessa série. Devemos frisar ainda, que em quase toda a faixa oolítica observou-se pequenos cristais de fluorita disseminados na massa de calcário.

6.1.3. CRETÁCEO

Ocupando principalmente a parte oeste da área, encontram-se arenitos cretácicos que se sobrepõem discordantemente ao embasamento e por vezes as rochas do Bambuí (Serra do Ramalho e Januária).

Pelas características morfológicas (formação de paredões) que apresenta, o Cretáceo é facilmente diferenciável nas fotografias aéreas. Na área estudada quase sempre aflora entre as curvas de nível 750 e 800m, formando amplos chapadões com pouca vegetação.

Os arenitos encontram-se bem silicificados, duros e maciços, com poucas intercalações de argilitos.

Os grãos de quartzo encontram-se bem arredondados e unidos por cimento piritoso, que em superfície de alteração, dá ao conjunto a característica cor vermelha do Cretáceo.

Quando os arenitos ocupam as cotas inferiores aos 750 metros, atingem poucos metros de espessura e geralmente estão transformados em areias residuais inconsolidadas. (No mapa geológico anexo, essas areias residuais (?) têm a simbologia do Cretáceo indiferenciada, porém frisamos que nas fotografias aéreas coloridas escala 1:250.000, pela morfologia que apresentam, nota-se que cobrem rochas do embasamento).

6.1.4. TERCIÁRIO-QUATERNÁRIO

Em ambas as margens do Rio São Francisco existem grandes planícies aluviais cobertas por sedimentos finos (limos) recentes. Também existem extensas áreas cobertas por sedimentos eólicos não consolidados que cobrem grande parte da região compreendida entre Montalvânia e Carinhanha.

6.2. PALEOGEOGRAFIA

Observando o mapa geológico (Fig. nº 4) nota-se que a distribuição geométrica dos afloramentos do embasamento coincide com a forma côncava característica das baías, mas como a erosão também é um fator importante que modifica e regula a forma das unidades litológicas no plano, antes de assumir a existência de uma baía, analisaremos o comportamento do embasamento em função da topografia. (Ver Fig. nº 7).

De norte para o sul, a disposição das rochas do Bambuí nos quatro perfis da Fig. nº 7 confirmam que durante a sedimentação do grupo Bambuí, na região de Montalvânia, existia uma depressão do embasamento de proporções regionais que pode ser considerada como uma baía preexistente na época do Mar Bambuí. Assim sendo, temos que assumir condições especiais de sedimentação para as rochas das séries Calcário-Detrítico e Calcário-Calcítico nessa região.

Sendo uma baía que abre-se para o mar (para o exterior), seus extremos NE e SE adquirem grande importância paleogeográfica, pois lá convergem dois ambientes de sedimentação completamente diferentes, quer dizer, o ambiente de baía, mais ou menos fechado e redutor, entra em contato direto com o ambiente da plataforma (ou de mar aberto). Assim sendo, as regiões da Serra do Ramalho e de Itacarambi apresentam condições ótimas para a presença de bruscas mudanças laterais de fácies. (Ver Fig. nº 8 - Paleogeografia da Região de Montalvânia).

Nos Ítens Interpretação Fotogeológica e Litologia do Bambuí, vimos que essas áreas apresentam argumentos favoráveis à existência de tais mudanças.

Os perfis J-J' e K-K' da Fig. nº 9 (parte sul da Folha de Japoré e parte norte da Folha de Januária) são mais um argumento a favor da existência de mudanças laterais.

No perfil J-J' nota-se claramente que ao sul da Fazenda Morrinhos o pacote de calcários sobrepassa a cota 750, entretanto, para o norte (Fazenda Piripiri), a potência dos calcários diminui, aumentando proporcionalmente as camadas de sedimentos detríticos.

No perfil K-K' que passa pelo Morro de Itacarambi, observou-se também argumentos que justificam a existência de mudanças laterais de fácies, pois entretanto, na parte NW do perfil, os afloramentos da Série Calcário-Dolomítico atingem altitudes maiores de 700 metros; no Morro de Itacarambi as rochas da mesma série só atingem a cota dos 560 metros.

Como as camadas do Bambuí são praticamente horizontais e não tendo evidências de diastrofismo, por enquanto achamos mais lógico interpretar tais diferenças na coluna estratigráfica como consequência de mudanças laterais e não como devido a uma tectônica cortante.

Trabalhos anteriores justificaram as diferenças litológicas existentes num mesmo nível topográfico, inferindo a existência de uma falha de deslocamento vertical ou normal, mas no percurso que fizemos na região de Boqueirão, entre Itacarambi e Missões, não conseguimos encontrar argumentos favoráveis à existência da falha (não encontramos brechas de falha, espelhos ou estrias), como também não é visível o contato direto entre litologias diferentes.

A interpretação dos perfis da Fig. 9 adapta-se melhor às observações do terreno, mostrando que de fato, nos extremos da "Paleobaía de Montalvânia" existem fundamentais mudanças laterais de fácies (levantamentos de colunas estratigráficas e perfis geológicos com ajuda de teodolito resolverão as dúvidas).

A forma dos afloramentos e a petrografia das rochas da Série Calcário-Oolítico, do ponto de vista da paleogeografia, também assumem grande importância.

A "grosso modo", a distribuição das rochas dessa série ocupa uma faixa mais ou menos paralela ao limite oriental dos afloramentos do embasamento, quer dizer, acompanha a forma da paleobaía. O fato, visto que as rochas da Série Calcário-Detrítico parecem repousar discordantemente sobre as rochas da Série Calcário-Oolítico, sugerenos que, durante a deposição do Bambuí (Séries Calcário-Dolomítico , Calcário-Detrítico e Calcário-Calcítico) na região de Montalvânia, existiu uma barreira formada por rochas de Calcário Oolítico com significação paleogeográfica similar à dos recifes de franja ou de barreira, o que em termos de metalogêneses das concentrações de chumbo, zinco e fluorita do tipo "Mississipi Valley" é de grande importância.

A existência de fluorita nos núcleos de alguns oolitos, mostra objetivamente que antes da sedimentação do Bambuí (sensu-strictu) existiu uma face de mineralização na paleobaía ou nas proximidades da mesma.

7. METALOTECTOS E PALEOGEOGRAFIA

No índice acima, vimos que na borda oriental do "Alto Estrutural" existem estruturas paleogeográficas bastante definidas, que no esquema da prospecção e pesquisa de concentrações de chumbo e zinco tipo "Mississipi Valley", adquirem grande importância, visto que todos os depósitos conhecidos de Pb-Zn em rochas carbonáticas sem tectonismo visível, encontram-se intimamente ligados a metalotectos paleogeográficos, anteriores ou contemporâneos com a sedimentação das rochas encaixantes.

A região do Alto Estrutural apresenta-se como um metalotecto de caráter regional, que na evolução da Bacia do Bambuí destaca-se como estrutura positiva situada na parte central da bacia.

7.1. O ALTO ESTRUTURAL

No mapa de fraturas (Fig. nº 2) destaca-se com bastante nitidez a forma mais ou menos elíptica do alto, cujo eixo maior atinge aproximadamente 300 km e o eixo menor 140 km de largura média.

Assim sendo, temos que considerar o Alto Estrutural como uma unidade paleogeográfica positiva de dimensão regional, que influenciou a sedimentação das rochas do Bambuí, que na atualidade apresentam-se como encaixantes de todas as ocorrências de F, Pb e Zn que existem desde a Serra do Ramalho ao sul da Bahia, até a região de Januária ao norte de Minas e, possivelmente, em Goiás.

Comparando a distribuição geográfica das ocorrências minerais em relação ao Alto Estrutural, nota-se que existe semelhança com o quadro geológico que apresentam outros distritos conhecidos de Pb-Zn no mundo, onde na escala regional, as concentrações (ou jazidas) situam-se na borda de um maciço solevantado do embasamento (no âmbito das concentrações tipo "Mississipi Valley" esse tipo de estrutura paleogeográfica é conhecida como Paleínsula), dentro de uma série transgressiva. Assim sendo, o contorno do Alto Estrutural como unidade paleogeográfica, é um excelente metalotecto regional.

Mas no âmbito da prospecção de concentrações minerais do tipo "Mississipi Valley", as unidades paleogeográficas positivas do embasamento adquirem maior ou menor importância, segundo a morfologia que apresenta sua ligação com a bacia de sedimentação.

Em termos gerais, três casos devem ser considerados:

- o Alto Estrutural se une à bacia segundo um declive suave e direto;
- o Alto Estrutural se liga à bacia por uma plataforma intermediária (plana ou com irregularidades);
- o Alto Estrutural se liga à bacia mediante um talude de alto ângulo.

Sobre a morfologia da borda E do Alto Estrutural, os dados colhidos nas diferentes campanhas de campo permitem-nos ter uma idéia geral. Entretanto, a falta de trabalhos na borda oeste, dificultou-nos a reconstrução paleogeográfica do contato Bambuí-Embasamento na parte ocidental do Alto; porém, baseando-se na "Regra do Pendente" da rede de drenagem da região, podemos assumir que a ligação entre a bacia do Bambuí e a borda oeste do Alto Estrutural era mediante um talude de alto ângulo.

A Fig. nº 10 mostra a disposição dos rios e sua expressão morfológica em relação ao pendente das bordas E e W do Alto Estrutural.

O comprimento de dezenas de quilômetros dos rios na vertente este, que atinge um desnível máximo de 300 metros, mostra que o embasamento apresenta um declive suave para a bacia, entretanto, na vertente a oeste, a ligação Alto Estrutural-Bacia apresenta as características de taludes. Como as rochas do Bambuí não mostram rasgos visíveis de diastrofismo, temos que assumir que tal disposição do embasamento é a mesma que existiu durante a sedimentação do Bambuí, ou seja, o Alto Estrutural no seu extremo oeste, encontrava-se ligado à bacia mediante um talude de alto ângulo e no seu extremo este, mediante uma plataforma com algumas irregularidades.

O perfil da Fig. nº 11 esquematiza a morfologia do Alto do Embasamento em relação à Bacia do Bambuí. Tal disposição, comparada com o "Esquema da repartição das concentrações minerais em função da topografia"* (Fig. nº 12), deixa ver que também a borda oeste do Alto Estrutural (Goiás) é um excelente metalotecto regional pelas possibilidades que temos de encontrar paleotaludes que favorecem a formação de brechas intraformacionais e "slumpings", também considerados metalotectos para Pb-Zn em rochas carbonatadas tabulares.

(*) Segundo Pierre Nicolini - Gitologie des Concentrations Minérales Stratiformes - (1970).

7.2. A PALEOBAÍA DE MONTALVÂNIA

A paleobaía de Montalvânia, nos seus extremos nordeste e sudeste, apresenta rasgos inequívocos de mudanças laterais bruscas de fácies.

O posicionamento paleogeográfico das áreas onde acontecem tais mudanças, do ponto de vista da sedimentologia encontra-se justificado, pois trata-se de lugares especiais onde entram em contato dois ambientes de sedimentação bastante diferentes: um ambiente fechado, possivelmente redutor, e outro de mar aberto (Ver Fig. nº 8).

Nas concentrações de Pb-Zn tipo "Mississipi Valley", no mundo, encontram-se vários exemplos de jazidas situadas em áreas semelhantes, portanto devem ser considerados metalotectos de interesse imediato. No nosso caso, o fato adquire maior importância, visto que todas as ocorrências conhecidas de fluor, chumbo e zinco na Serra do Ramalho no sul da Bahia, encontram-se no lugar onde se produzem as mudanças, acontecendo a mesma coisa com as principais ocorrências da região de Itacarambi (Mina Grande, Pimenteira, Joel, Jacarezinho), que em termos de paleogeografia, situam-se na área onde parecem existir rápidas mudanças laterais de fácies. (Ver localização das ocorrências minerais na Fig. nº 2 - Mapa de Fraturas; estas situam-se nos extremos norte e sul da Paleobaía de Montalvânia).

7.3. FAIXA DE CALCÁRIO-OOLÍTICO

Os perfis geológicos da Fig. nº 13 mostram o caráter discordante das rochas das Séries Calcário-Detrítico e Calcário-Calcítico, sobre a Série Oolítica, fato que, junto com a disposição que esta apresenta em relação à paleobaía (faixa com largura média de 4 km), mostra-nos que na região de Montalvânia, antes da sedimentação do Bambuí, existia um paleorelevo em forma de barreira, mais ou menos paralelo às bordas da baía. Tal disposição paleogeográfica, em termos de pesquisa de concentrações de minerais de Pb-Zn do tipo "Mississipi Valley", tem o mesmo valor de metalotecto que os recifes algais.

Com efeito, os recifes são metalotectos de grande interesse pelo fato de constituirem estruturas positivas ou barreiras, e não pelo caráter biológico do mesmo, pois no âmbito das concentrações tipo estratiforme, são uma raridade os depósitos situados dentro dos recifes.

Se de fato a faixa de Calcário-Oolítico representava uma barreira na época do Mar Bambuí, seu valor como metalotecto é de grande interesse, visto que lá devem existir variações laterais dentro da textura e estrutura das mesmas camadas, como: diminuição da granulometria da barreira para fora, diminuição da espessura das camadas (por adelgaçamento) nas proximidades da barreira, presença de um pendente natural que em alguns lugares pode atingir vários graus (presença de taludes), formação de brechas e figuras de deslisamento de sedimentos não consolidados (slumpings).

Cada um desses tipos de mudanças isoladamente já é um metalotecto favorável, portanto na região de Montalvânia temos a possibilidade de encontrar vários metalotectos, que segundo as convergências e divergências que apresentarem, permitirão selecionar dentro da faixa ainda, áreas de maior interesse.

É nessa faixa de Calcário Oolítico que se encontram os três únicos garimpos conhecidos na região de Montalvânia. Trata-se dos garimpos de Joel, Lapa Escrevida e Zezinho. O principal minério garimpado é a fluorita, porém, esporadicamente, podem-se observar cristais de sulfetos de chumbo, zinco e cobre.

Em termos de pesquisa, os garimpos, por estarem situados na série de Calcário Oolítico, que é um bom metalotecto na escala regional, tem interesse econômico, mas o fato de estarem situados na parte superior da barreira e não nos flancos, reduz um pouco suas possibilidades, porém as áreas situadas imediatamente ao E e W da faixa de Calcário Oolítico, adquirem grande importância como metalotecto (Ver Fig. nº 14).

8. CONCLUSÕES

Face aos trabalhos de fotointerpretação geológica em diversas escalas e controles de campo, pode-se estabelecer o seguinte:

- Na parte central da Bacia do Bambuí, região norte de Minas e sul da Bahia, existe um Alto Estrutural de forma mais ou menos elíptica, com diâmetro menor E-O de 140 km (largura)e diâmetro maior N-S de 300 km (comprimento), que se destacou como área positiva durante a sedimentação do Grupo Bambuí. Pelas características geométricas que apresenta com as rochas do Grupo Bambuí, tanto a borda este como a borda oeste devem ser consideradas metalotectos regionais para pesquisa de minerais de chumbo e zinco.
- O estudo fotogeológico das fraturas e os trabalhos de campo confirmaram a existência, na borda este do Alto, de uma paleobaía na região de Montalvânia.
- Os extremos NE e SE da paleobaía, por serem pontos de convergência de ambientes de sedimentação diferentes, são pontos favoráveis à existência de mudanças laterais de fácies. Os estudos fotogeológicos na escala 1:60.000 e os trabalhos de campo, confirmaram tal possibilidade, portanto, tais regiões devem ser consideradas como metalotectos locais para pesquisa de Pb-Zn-F. Lembramos que, em tais lugares, concentram-se todas as ocorrências minerais conhecidas da Serra do Ramalho (áreas da C.B.P.M.) na Bahia e de Itacarambi (Mina Grande - Jacarezinho) ao norte de Minas.
- Na paleobaía de Montalvânia existe uma faixa de aproximadamente 40 km de comprimento por 4 km de largura formada por Calcário Oolítico, que durante a época do mar Bambuí, agiu como barreira paralela às bordas da baía. Tal disposição nas concentrações de Pb-Zn do tipo "Mississipi Valley" é considerada um excelente metalotecto paleogeográfico pelo controle direto que exerce na formação de outros metalotectos (brechas, "slumpings", redução de espessura das camadas, etc.).
- Os garimpos de Montalvânia encontram-se numa estrutura paleogeográfica positiva considerada bom metalotecto regional, mas que, em termos de metalotectos locais, encontram-se pouco deslocados dos locais de maior interesse. De qualquer maneira, essas áreas merecem estudos detalhados.
- Como conclusão final, podemos indicar que na região estudada existem dois tipos de metalotectos que parecem ter controlado as concentrações minerais: um estratigráfico-sedimentológico (mudanças laterais de fácies que se encontram ligadas com as mineralizações da Serra do Ramalho e da Mina Grande e vizinhanças na região de Itacarambi); outro paleogeográfico (alto do tipo barreira), ao que estão relacionadas todas as concentrações da região de Montalvânia - Cocos.

As áreas onde afloram tais metalotectos merecem preferencial atenção.

9. RECOMENDAÇÕES

Sendo que os trabalhos executados possibilitaram a seleção de áreas com metalotectos locais favoráveis à existência de depósitos econômicos de chumbo, zinco e fluor, é aconselhável estudar em detalhe as áreas com metalotectos favoráveis, segundo a seguinte ordem de prioridade:

- Estudar a faixa de Calcário Oolítico desde o seu extremo sul até o Rio Carinhanha (limite entre os Estados de Minas Gerais e Bahia). A área a ser estudada deve atingir no mínimo 2,5 km de ambos os lados do contato série Calcário Detrítico e Calcácio Oolítico.

Os trabalhos devem ser orientados a determinar com a máxima certeza:

A) Tipo de discordância;
B) Mudanças laterais de fácies;
C) Variações na granulometria e/ou porosidade de fácies oolíticas;
D) Delimitação dos afloramentos de brechas, "slumpings", estratificação cruzada;
E) Estatística dos pontos de contato visíveis entre as séries Calcário Oolítico e Calcário Detrítico;
F) Declive do talude formado pela faixa de Calcário Oolítico (complemento com estudos geofísicos).

- Estudar a região de Itacarambi - Missões, entre a Mina Grande e Boqueirão.

Os trabalhos devem ser orientados visando conhecer com máxima exatidão possível:

A) Colunas estratigráficas em diferentes lugares;
B) Perfis geológicos com rigoroso controle de altitudes;
C) Espessuras das camadas dolomíticas, detríticas e calcárias;
D) Estatística das camadas carbonatadas intercaladas em sedimentos detríticos ou vice-versa;
E) Variações horizontais de granulometria.

- A integração e correlação de todos os dados colhidos nesses estudos possibilitarão a escolha de lugares adequados ou favoráveis a se implantar um programa de prospecção em sub-superfície.
- Parece-nos importante também realizar estudos similares aos propostos para a região de Itacarambi-Missões, no extremo NE da paleobaía, pois a nosso entender, as mineralizações da Serra do Ramalho, na Bahia, estão ligadas a mudanças laterais de fácies.
- Finalmente, achamos que na borda oeste do Alto Estrutural (Bambuí de Goiás) deveria ser executado um trabalho similar ao que realizamos na borda este.

Fig. Nº I

SITUAÇÃO E VIAS DE ACESSO AS ÁREAS ESTUDADAS

Fig. 3

PERFIL A-A' SITUADO NO EXTREMO SE DA FOLHA DE CORRENTINA E EXTREMO SO DA FOLHA DE SANTA MARIA DA VITÓRIA

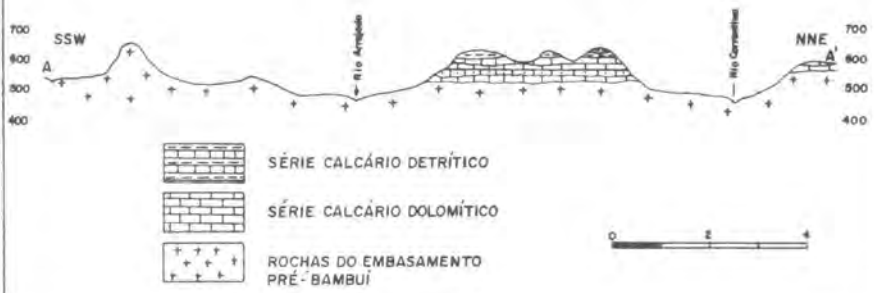
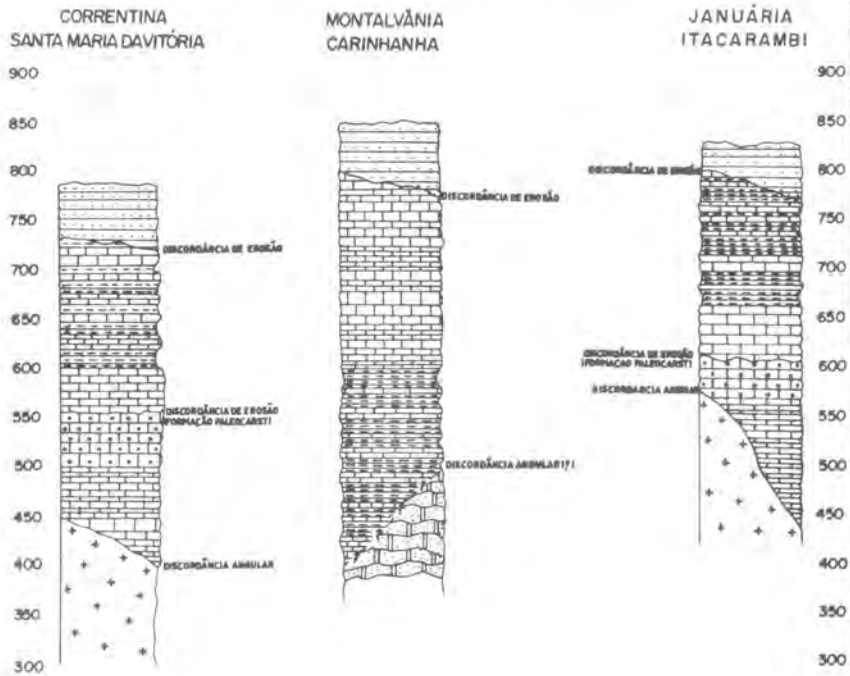
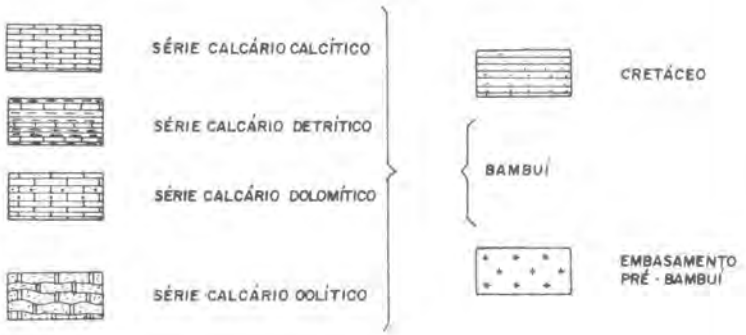
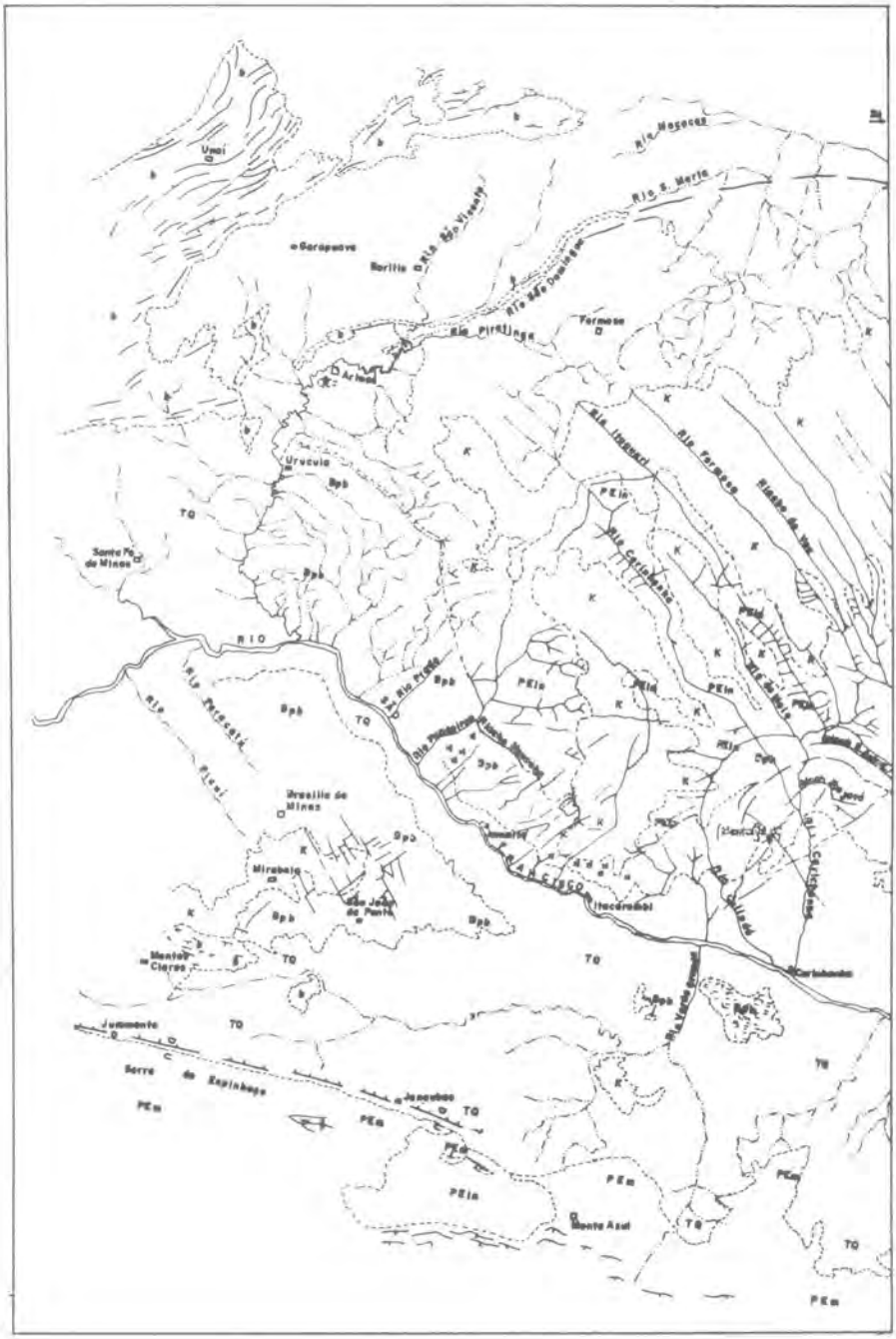


Fig. Nº5 - COLUNAS ESTRATIGRAFICAS GENERALIZADAS



LEGENDA




Umaí
Rio Mosquito
Rio S. Maria
Rio São Vicente
Rio São Domingos
Rio Pirapitinga
Formoso
Arinos
Urucuia
Santa Fé de Minas
RIO
Rio Preto
Rio Paracatu
Rio Preto
Rio Carinhanha
Rio Formoso
Rio Cabeceiras
Rio Verde Grande
Brasília de Minas
Mirabela
São João da Ponte
Montes Claros
Jaíba
Jaíbinha
Serra do Espinhaço
Jequitaí
Rio Verde Grande
Carinhanha
Bpb
TQ
PEin
K
PEm

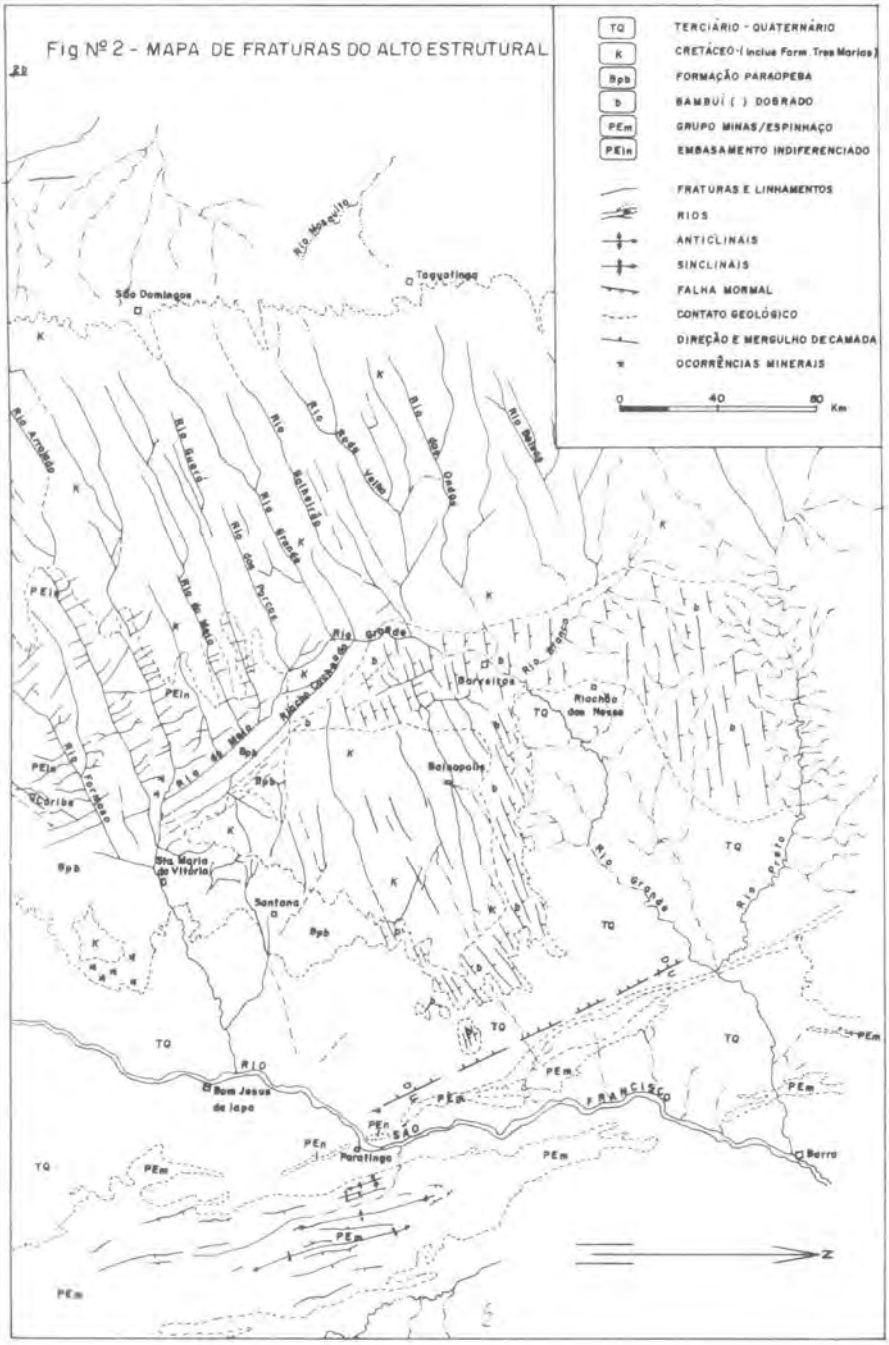


Fig Nº 2 - MAPA DE FRATURAS DO ALTO ESTRUTURAL
TQ TERCIÁRIO - QUATERNÁRIO
K CRETÁCEO (inclue Form. Tres Marias)
Bpb FORMAÇÃO PARAOPEBA
b BAMBUÍ ( ) DOBRADO
PEm GRUPO MINAS/ESPINHAÇO
PEin EMBASAMENTO INDIFERENCIADO
FRATURAS E LINHAMENTOS
RIOS
ANTICLINAIS
SINCLINAIS
FALHA NORMAL
CONTATO GEOLÓGICO
DIREÇÃO E MERGULHO DE CAMADA
OCORRÊNCIAS MINERAIS
0 40 80 Km
São Domingos
Taquatinga
Rio Moquém
Rio Arrudão
Rio Gerais
Rio Estrela
Rio Brenha
Rio Salitrão
Rio Rio Verde
Rio Rio Ondas
Rio Balsas
Rio Grande
Rio Preto
Rio Pardo
Rio Pardo Grande
Rio de Mata
Rio dos Pocos
Rio de Mata
Rio Ferro Jesus
Ucaribe
Sta. Maria da Vitória
Santana
Barreiros
Riachão das Neves
Balsapolis
Bom Jesus da Lapa
Paratinga
Barra
RIO SÃO FRANCISCO
N

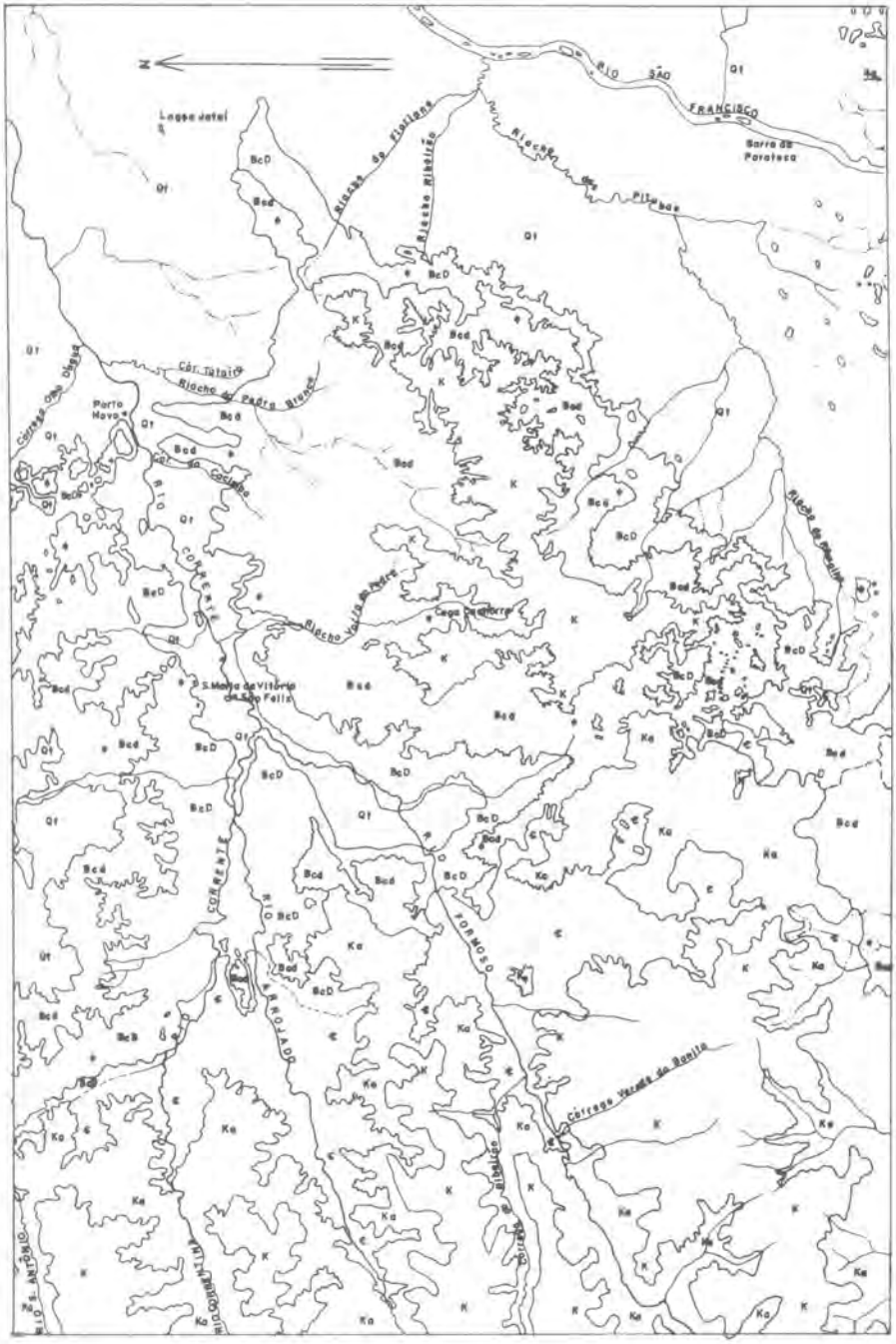

N
Rio São Francisco
Lagoa Jatai
Ribeirão da Fazenda
Ribeirão Ribeirão
Ribeirão do Pitombas
Serra da Paratesa
Córrego Cruz Grande
Cór. Tatuí
Ribeirão da Pedra Grande
Porto Novo
Rio Corrente
Ribeirão Velha da Pedra
Cachoeira Pedra Grande
Ribeirão do Pontal
S. Maria da Vitória
da São Felix
Rio Corrente
Rio Formoso
Rio Arrojado
Córrego Verde do Bonito
Rio Santo Antônio
Rio Guanambi

Fig Nº 4

MAPA GEOLÓGICO DA BORDA ESTE DO ALTO ESTRUTURAL

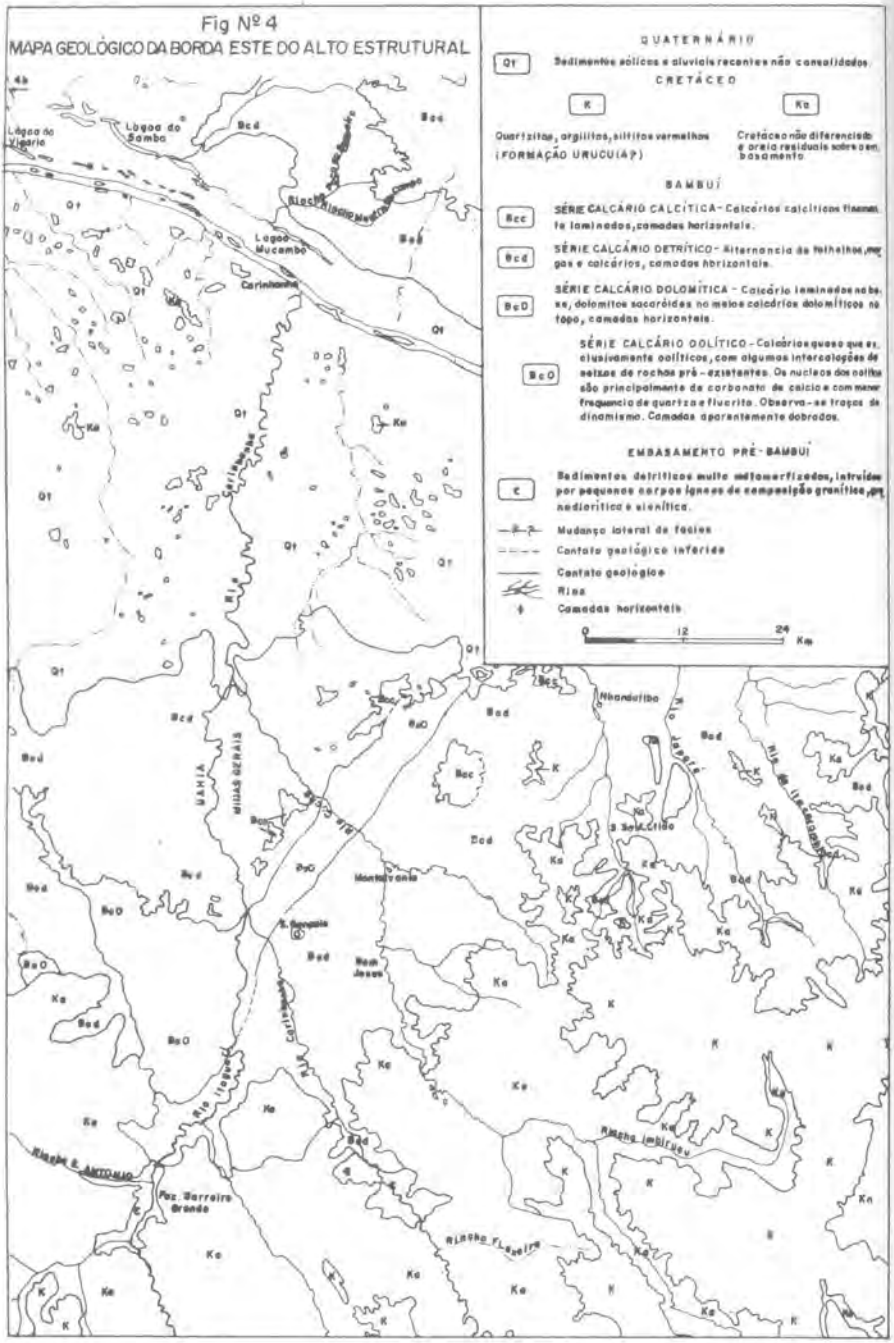
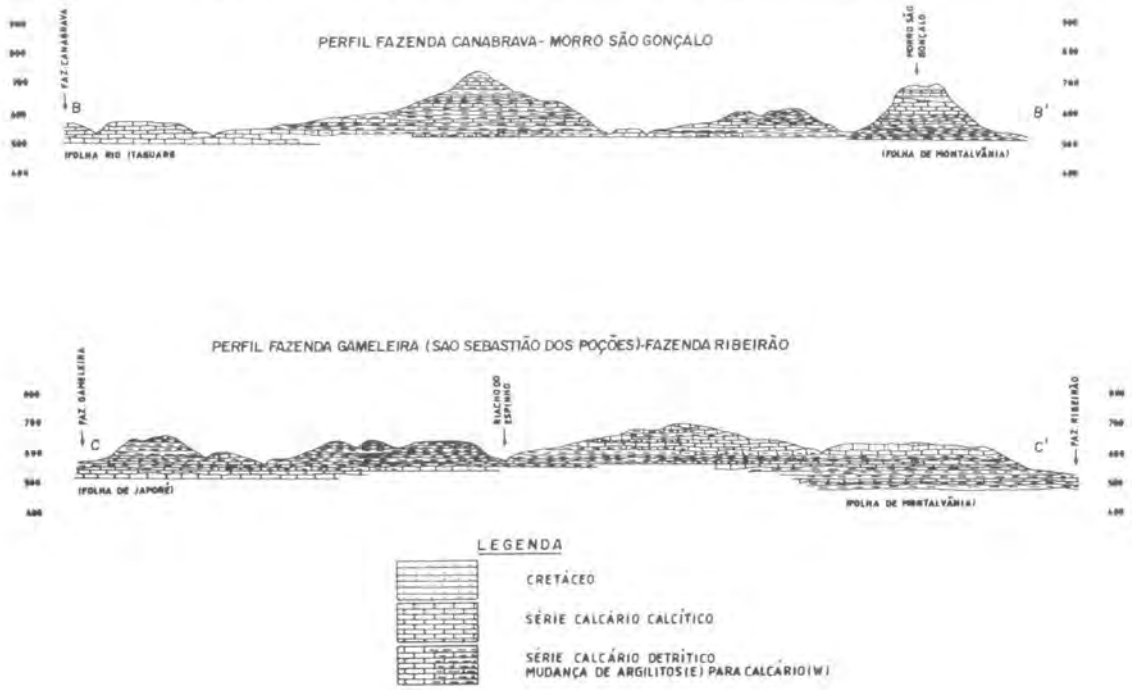

QUATERNÁRIO
Qt
Sedimentos eólicos e aluviais recentes não consolidados.
CRETÁCEO
K
Quartzitos, argilitos, siltitos vermelhos (FORMAÇÃO URUCUIA?)
Ka
Cretáceo não diferenciado e areia residuais sobre o embasamento
BAMBUÍ
Bcc
SÉRIE CALCÁRIO CALCÍTICA - Calcários calcíticos finamente laminados, camadas horizontais.
Bcd
SÉRIE CALCÁRIO DETRÍTICO - Alternancia de folhelhos, margas e calcários, camadas horizontais.
BcD
SÉRIE CALCÁRIO DOLOMÍTICA - Calcário laminados na base, dolomitos sacaróides no meio e calcários dolomíticos no topo, camadas horizontais.
BcO
SÉRIE CALCÁRIO OOLÍTICO - Calcários quase que exclusivamente oolíticos, com algumas intercalações de seixos de rochas pré-existentes. Os nucleos dos oólitos são principalmente de carbonato de calcio e com menor frequencia de quartzo e fluorita. Observa-se traços de dinamismo. Camadas aparentemente dobradas.
EMBASAMENTO PRÉ-BAMBUÍ
ε
Sedimentos detríticos muito metamorfizados, intruídos por pequenos corpos ígneos de composição granítico, granodiorítico e sienítica.
Mudança lateral de fácies
Contato geológico inferido
Contato geológico
Rios
Camadas horizontais
0 12 24 Km
Lagoa do Vigario
Lagoa do Sambo
Lagoa Mucambo
Carinhanha
Rio
BAHIA
MINAS GERAIS
Rio Corrente
Rio Formoso
Rio Paracatu
Rio Preto
Rio Paranã
Rio Tocantins
Rio Sono
Rio Manoel Alves Grande
Rio Manoel Alves Pequeno
Rio Sapão
Rio Ribeirão
Rio Ribeirão Fazenda
Rio Ribeirão Ribeirão
Rio Ribeirão Ribeirão
Rio Ribeirão Ribeirão

Fig. Nº 6 - MUDANÇAS LATERAIS DE FACIES DA SÉRIE CALCÁRIO CALCÍTICO



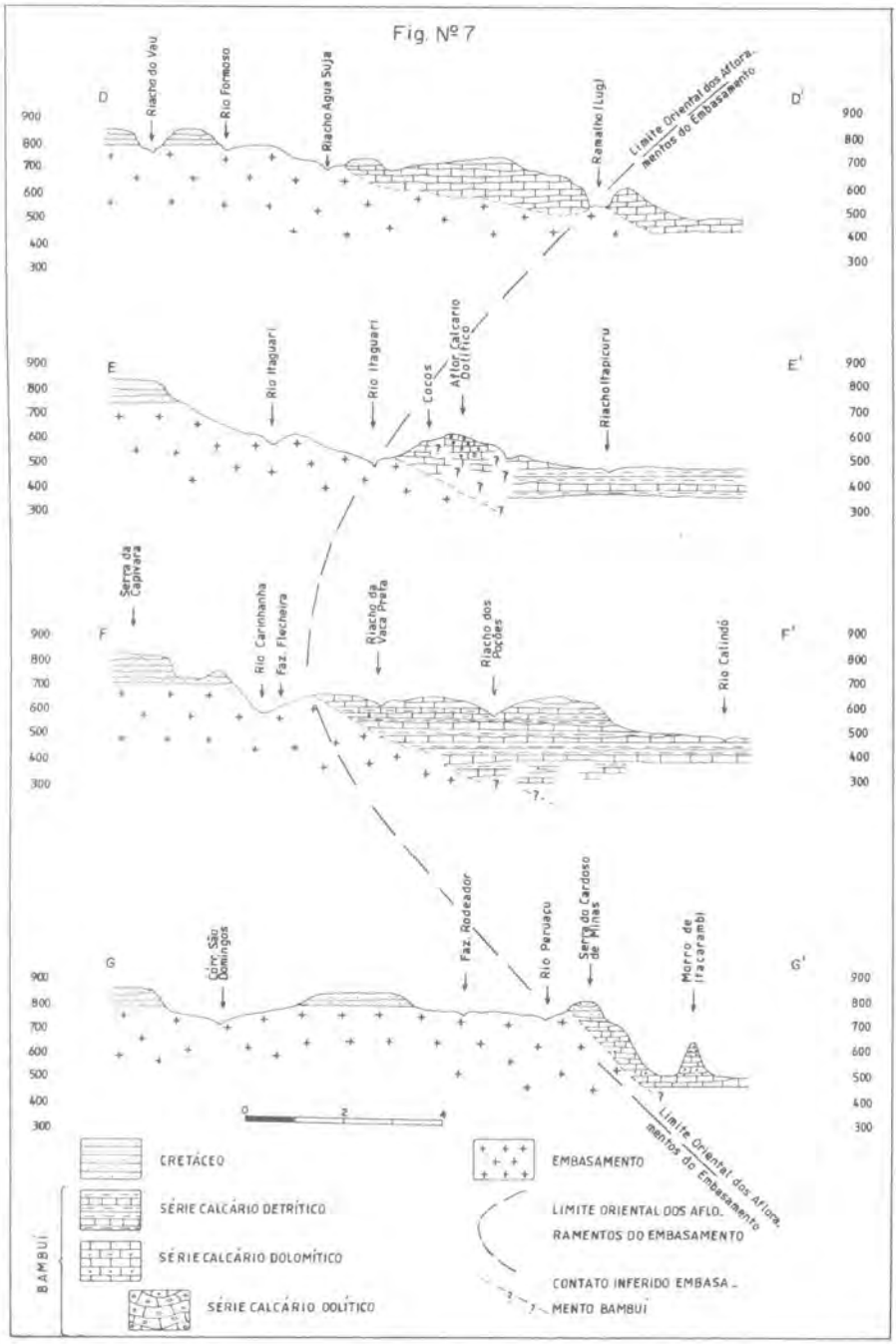
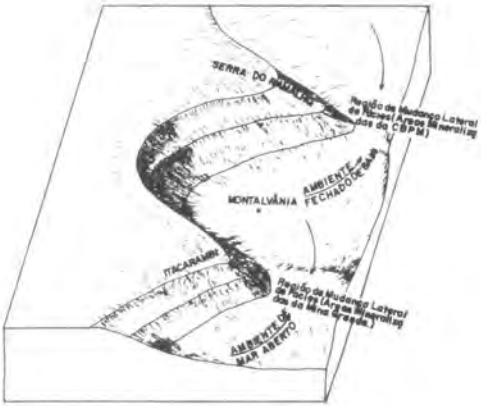


Fig. Nº 7
D
D'
Riacho do Vau
Rio Formoso
Riacho Agua Suja
Ramalho (Lug)
Limite Oriental dos Aflora-mentos do Embasamento
E
E'
Rio Itaguari
Rio Itaguari
Cocos
Aflor. Calcario Oolítico
Riacho Itapicuru
F
F'
Serra da Capivara
Rio Carinhanha
Faz. Flecheira
Riacho da Vaca Preta
Riacho dos Poções
Rio Calindó
G
G'
Corr. São Domingos
Faz. Rodeador
Rio Paruaçu
Serra do Cardoso de Minas
Morro de Itacarambi
Limite Oriental dos Aflora-mentos do Embasamento
900
800
700
600
500
400
300
0
2
4
CRETÁCEO
SÉRIE CALCÁRIO DETRÍTICO
SÉRIE CALCÁRIO DOLOMÍTICO
SÉRIE CALCÁRIO OOLÍTICO
BAMBUÍ
EMBASAMENTO
LIMITE ORIENTAL DOS AFLO-RAMENTOS DO EMBASAMENTO
CONTATO INFERIDO EMBASA-MENTO BAMBUÍ



PALEOGEOGRAFIA DA REGIÃO DE MONTALVÂNIA

Fig. Nº 8

BLOCO DIAGRAMA DAS VERTENTES ESTE E OESTE DO ALTO ESTRUTURAL MOSTRANDO A DISTRIBUIÇÃO DOS RIOS (REGRA DO DECLIVE)

Fig. 10

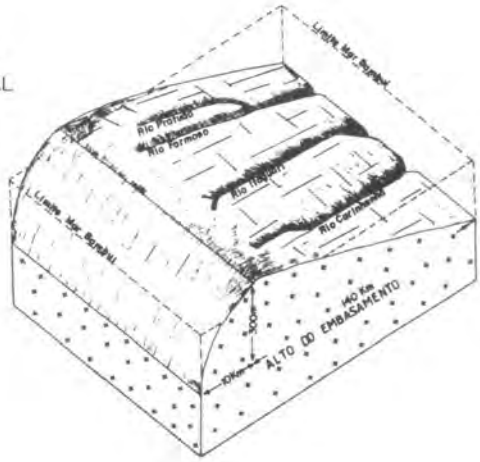
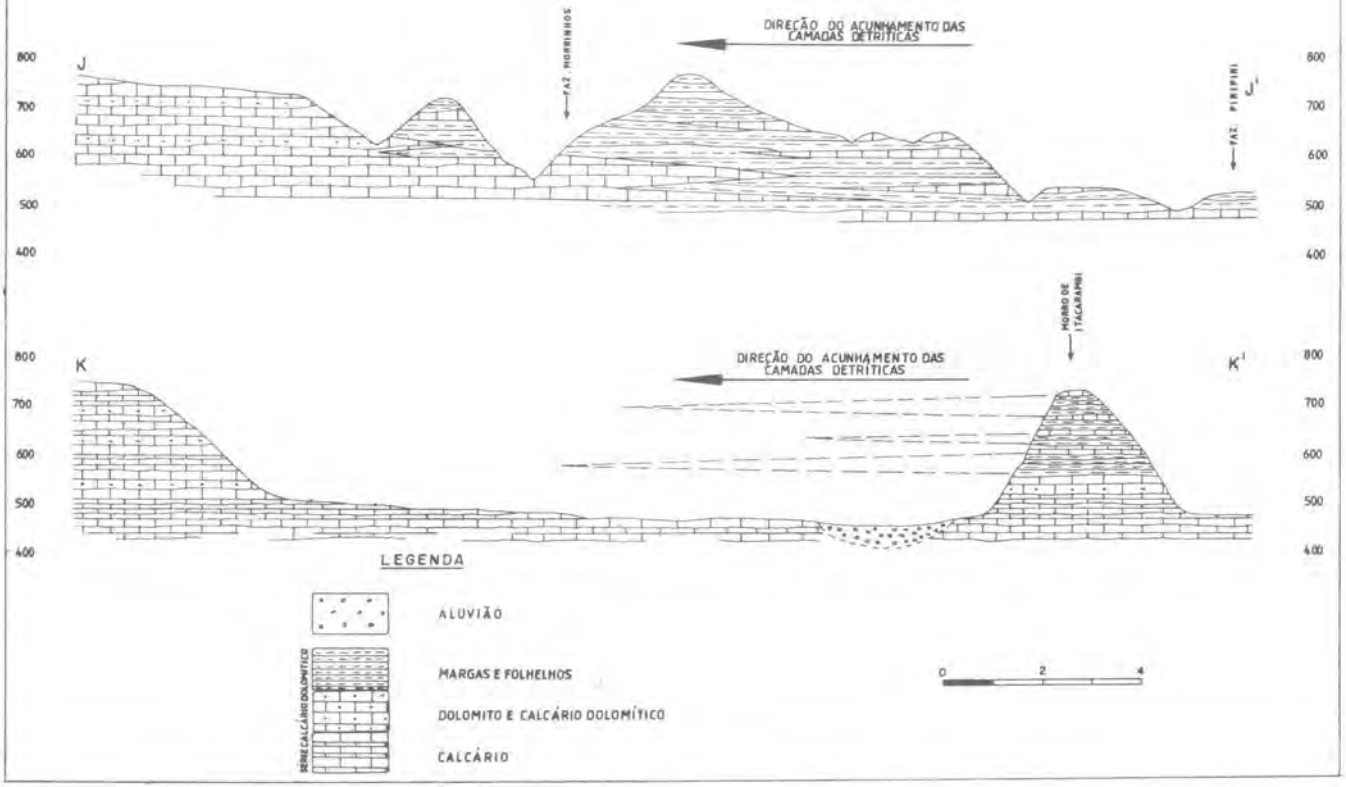


Fig. Nº 9 - PERFIS GEOLOGICOS DA REGIÃO DE BOQUEIRÃO
(EXTREMO SUL DA PALEOBAIA)

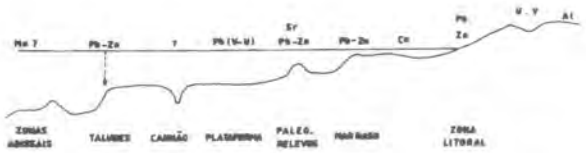


ESQUEMA PALEOGEOGRÁFICO DO ALTO ESTRUTURAL - Fig. Nº 11

(RELAÇÃO TOPOGRAFIA - METALOTECTO)

ALTO ESTRUTURAL
(PILAR TECTÔNICO)

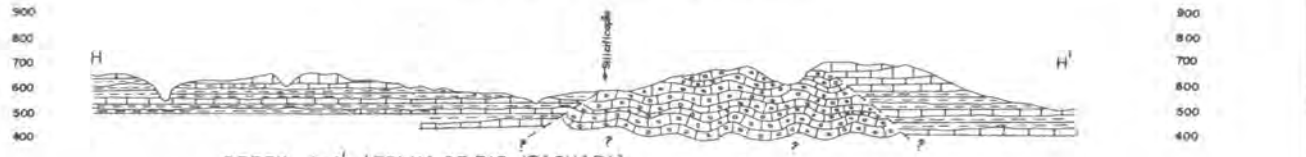
ESQUEMA DA REPARTIÇÃO DAS CONCENTRAÇÕES MINERAIS EM FUNÇÃO DA TOPOGRAFIA - Fig. Nº 12



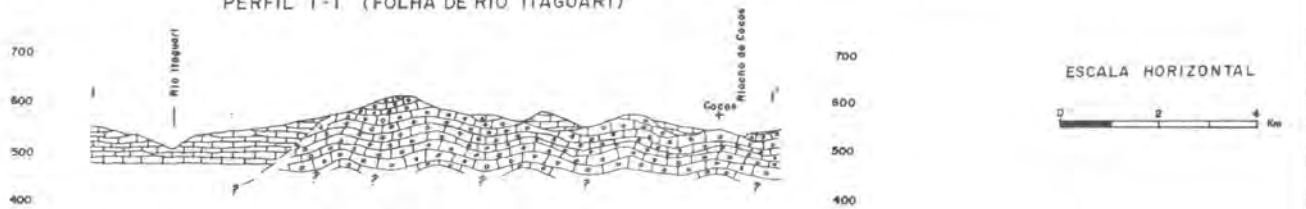
ISO LIVRO GITOLOGIE DES CONCENTRATIONS MINERALES STRATIFORMES
PAG. 165 - Pierre Nicolini, 1970

Fig. Nº 13 - DISCORDÂNCIA ENTRE AS UNIDADES DA SÉRIE CALCÁRIO DETRÍTICO E CALCÁRIO OOLÍTICO

PERFIL H-H' (EXTREMO SUL DA FOLHA DE MONTALVÂNIA)

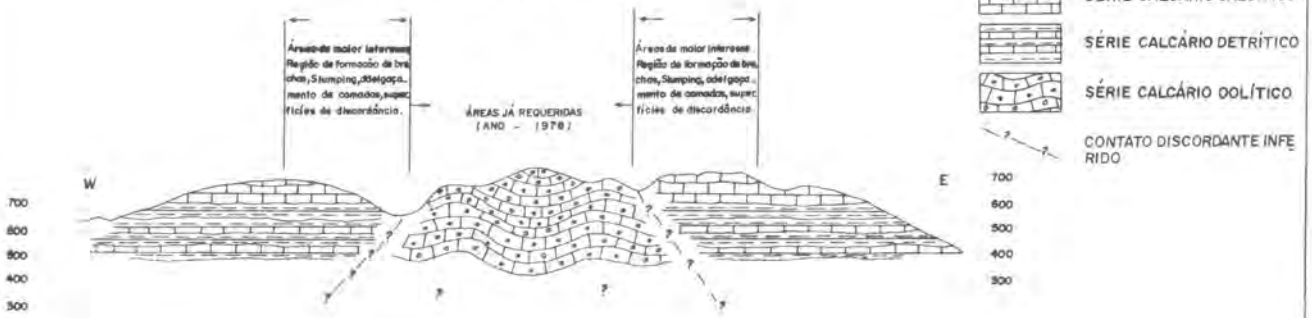


PERFIL I-I' (FOLHA DE RIO ITAGUARI)



ESCALA HORIZONTAL

Fig. 14



SÉRIE CALCÁRIO CALCÍTICO

SÉRIE CALCÁRIO DETRÍTICO

SÉRIE CALCÁRIO OOLÍTICO

CONTATO DISCORDANTE INFERIDO

BOLETIM Nº 2 - SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA - NÚCLEO MINAS GERAIS - 1981

INCLUSÕES FLUIDAS DE VÁRIAS GERAÇÕES EM QUARTZO DE ROCHA METAMÓRFICA: EXEMPLO DE CAETITÉ, BAHIA (*)

Kazuo Fuzikawa
NUCLEBRÁS - EBHO.PM

ABSTRACT

Unlike fluid inclusions in idiomorphic minerals,the paragenetic distinction of secondary fluid inclusions in minerals from metamorphic rocks is less obvious, and in many cases quite impossible.

In the present case, five different quartz grains, from a vein-like structure of a gnaissic rock,were selected for study.These grains contanied various groupments of different types of fluid inclusions. The way of occurrence of these inclusions, in addition to 499 microthermometric measurements, and several crushing tests allowed the paragenetic differentiation of five types of fluid inclusions. This fact made possible the visualization of a possible evolution of the fluids during the onset of the Na-metasomatism on gneissic rocks of the Caetité area in central-southern Bahia.

RESUMO

Ao contrário das inclusões fluidas em minerais idiomórficos, a distinção paragenética das inclusões fluidas secundárias em minerais de rochas metamórficas é menos patente e em muitos casos impossível.

No exemplo presente, cinco grãos de quartzo retirados de um agregado desse mineral foram selecionados para estudo. Esses grãos continham diversos grupamentos de tipos diferentes de inclusões fluidas. O modo de ocorrência destas, aliado a 499 medidas microtermométricas e vários testes de esmagamento, permitiram a distinção paragenética de cinco tipos de inclusões fluidas. Isso permitiu a visualização da provável evolução dos fluidos durante o ataque do metassomatismo sódico sobre as rochas gnáissicas da área de Caetité, no centro-sul da Bahia.

INTRODUÇÃO

A ocorrência de inclusões fluidas primárias (**) de um único tipo em cristais ou grãos minerais não constitui a regra usual. Exemplos desse tipo, quando encontrados, são indicadores seguros da constância das composições dos fluidos,consequente de ambientes calmos, onde as condições de pressão e temperatura permaneceram estáveis durante o aprisionamento dessas inclusões.

(*) Publicação autorizada pela NUCLEBRÁS.

(**) As caracterizações de inclusões fluidas "primárias" e "secundárias" podem ser encontradas nos trabalhos de Yermakov e outros (1965), Roedder (1967 a 1972), entre muitos outros.

Contrariamente, a presença de vários tipos de inclusões num mesmo cristal, grão ou agregado de grãos minerais, representa o caso mais comum. A interpretação correta, em cada caso, dos vários tipos encontrados, constitui o aspecto mais difícil e essencial do estudo.

Inclusões fluidas primárias de tipos diferentes relacionadas a zonas de crescimento de quartzo podem, tanto indicar uma evolução do fluido durante o crescimento do cristal, como o aprisionamento de fases diferentes de fluidos imiscíveis (Ypma e Fuzikawa, 1980 - figs. 4 e 6). Outras vezes a paragênese é impossível de ser estabelecida, como no exemplo do depósito de cobre pórfiro de Bingham (Roedder, 1971 - fig. 13). A presença de inclusões fluidas secundárias pode complicar ainda mais esse quadro.

Em terrenos metamórficos, a possibilidade da presença de inclusões fluidas primárias é inversamente proporcional ao grau de metamorfismo a que os minerais foram submetidos. Isso é facilmente entendível, pois, quanto mais intensas as condições de metamorfismo, maior a possibilidade da destruição ou mudança na composição das inclusões fluidas presentes nos minerais anteriormente ao evento metamórfico. Na mesma linha de raciocínio, é de se esperar que a quase totalidade das inclusões fluidas encontradas em rochas metamórficas deva, em princípio, ser considerada de origem "secundária". Touret (1977), indica que mesmo nessas condições será, em muitos casos, possível o estabelecimento de uma cronologia entre os diversos grupos ou entre as diversas microfraturas cicatrizadas contendo populações diversas de inclusões fluidas.

Dessa forma, a utilização do estudo de inclusões fluidas ultrapassou a barreira inicial que a confinava aos minerais euhédricos ou subhédricos e invadiu o campo da petrologia das rochas ígneas e, mais recentemente, metamórficas. Essa evolução pode ser notada lendo-se por exemplo os trabalhos publicados por Yermakov e outros (1965), Roedder (1965), Dolgov et al. (1967), Touret (1971) e Hollister e Burruss (1976).

A seguir é apresentado um exemplo onde ocorrem 5 tipos diferentes de inclusões fluidas num agregado de quartzo proveniente de testemunho de sondagem de uma rocha gnáissica, mesocrática, da região de Caetité, Bahia.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Na região centro-sul da Bahia, a leste e a nordeste de Caetité, ocorrem as anomalias e jazidas uraníferas de Lagoa Real, da NUCLEBRÁS (Fig. 1). Essas mineralizações ocorrem em rochas metassomatizadas, de textura frequentemente gnáissica e que foram denominadas por Geisel et al. (1980) de albititos ou piroxênio albititos, anfibólio albititos, granada albititos, epidoto albititos, magnetita albititos, etc., ou ainda piroxênio-granada albititos, granada-piroxênio albititos, granada-epidoto albititos, etc., de acordo com a relativa abundância dos constituintes varietais. De modo restrito, a mineralização pode também ocorrer em epidositos ou biotita-xistos.

Essas rochas acham-se encaixadas em rochas granito-gnáissicas e cataclásticas de idade pré-cambriana. Detalhes da geologia regional e da área das mineralizações e suas encaixantes podem ser encontrados em Inda e Barbosa (1978) e Geisel et al (1980), respectivamente.

DESCRIÇÃO DA AMOSTRA (HAR-343)

A amostra foi coletada na anomalia nº 7 (Fig. 1), furo F001 FMO PLR, a uma profundidade de 19,20m. Macroscopicamente a rocha é compacta, de aspecto gnaissóide, onde leitos milimétricos de máficos intercalam-se a leitos mais espessos de composição

quartzo-feldspática. Essa textura acha-se interrompida por um agregado de quartzo de boa transparência. Esse gnaisse é constituído por microclina, plagioclásio, quartzo e anfibólio, tendo como acessórios alanita, titanita, zirconita, apatita, biotita e carbonato.

O agregado de quartzo, que corta a xistosidade da rocha, é constituído de grãos límpidos de contatos irregulares, não apresentando extinção ondulante.

As inclusões fluidas estudadas eram todas desse agregado de quartzo (Fig. 2).

DESCRIÇÃO DAS INCLUSÕES FLUIDAS

A variedade das inclusões fluidas presentes permitiu a separação das mesmas em cinco tipos diferentes, de acordo com o número e tipo de gases presentes, as razões e relações entre as mesmas e os estudos analíticos efetuados:

Tipo 1 - Inclusões fluidas bi ou trifásicas, constituídas de solução aquosa + CO_2 líquido e/ou CO_2 vapor. A morfologia dessas inclusões variava conforme o tamanho das mesmas. Embora todas tendessem a ser equidimensionais, as >35μ eram irregulares, enquanto as situadas abaixo desse tamanho tornavam-se regulares, adquirindo em muitos casos formas de cristais negativos de quartzo. A razão H_2O/CO_2 era de aproximadamente 4. As ocorrências dessas inclusões fluidas obedecia uma distribuição aproximadamente planar (Fig. 3).

Tipo 2 - As inclusões fluidas desse grupo obedeciam, igualmente, a uma distribuição planar e eram quase sempre trifásicas (solução aquosa + CO_2 líquido + CO_2 vapor). A morfologia era predominantemente alongada. As inclusões maiores ultrapassavam 100μ. O tamanho médio daquelas que foram estudadas variava de 20 a 50μ. A razão H_2O/CO_2 de aproximadamente 10 era bastante persistente (Fig. 4).

Tipo 3 - Essas inclusões fluidas eram ricas na fase gasosa, apresentando tamanhos variados que atingiam até 170μ. Aquelas maiores que 50μ apresentavam formas bastante irregulares, em muitos casos com sinais evidentes de estrangulamento. Nas inclusões menores, a morfologia era mais regular, chegando a cristais negativos em muitos casos. A relação H_2O/CO_2 variava de 1/4 à fase gasosa pura (Fig. 5).

Tipo 4 - Inclusões fluidas bifásicas com predominância acentuada da fase aquosa sobre a de vapor. Este foi estimado em 1 a 2% do volume da inclusão. Não foi observada a presença de CO_2. Formas irregulares predominavam, embora formas poliédricas bem definidas pudessem ocorrer. O tamanho máximo medido de 60μ mostra que esse tipo de inclusões era, via de regra, menor que as dos tipos anteriores (Fig. 6).

Tipo 5 - Essas inclusões fluidas eram monofásicas (líquido) e tinham formas predominantemente irregulares e alongadas. Apresentavam também dimensões menores, atingindo um máximo de 40μ (Fig. 7).

Devido a essa diversidade, foram escolhidos para estudo inúmeros grupamentos dos diversos tipos de inclusões, em 5 áreas diferentes da superfície da lâmina. Objetivou-se com isso a obtenção de uma maior representatividade dos resultados.

O modo de ocorrência do agregado de quartzo e das inclusões fluidas nesse mineral indica que as inclusões eram secundárias ou pseudo-secundárias e provavelmente elas não eram contemporâneas como os estudos microtermométricos subsequentes irão mostrar.

ESTUDOS MICROTERMOMÉTRICOS

Área I

Nessa área foram encontrados vários grupamentos de inclusões fluidas tipos 2 e 5.

Inclusões fluidas tipo 2

Como foi dito acima, essas inclusões apresentavam uma distribuição planar alongada. Suas formas eram predominantemente alongadas, atingindo 105μ, embora o tamanho médio fosse de 20μ. À temperatura ambiente (25°C), apresentavam solução aquosa e gás carbônico líquido e gasoso. A relação entre as fases em todas as inclusões mostrava grande uniformidade (razão H_2O/CO_2 = 10).

Cálculos efetuados, utilizando-se o processo de Touret (1977), permitiram estimar o conteúdo da fase carbonosa dessas inclusões aquosas em torno de 10 mol%.

A microtermometria mostrou o CO_2 se homogeneizando na fase líquida entre 30,5 e 31,2°C (Fig. 8A), indicando uma pressão interna de ~72 atm. Essas temperaturas estão em concordância com a constância da proporção entre as fases observadas nas inclusões. Essa persistência é indicação segura de que as inclusões foram aprisionadas a partir de um fluido homogêneo. A T_F (*) da fase rica em CO_2, nos vários ensaios de congelamento, foi de -66,6°C em todas as inclusões. Essa depressão do ponto tríplice de CO_2 seria indicativa da presença de metano numa proporção de 45 mol% (Hollister e Burruss, 1976), considerando-se o sistema CO_2-CH_4. O comportamento das demais inclusões foi similar.

Após a fusão de CO_2 sólido, notou-se a partir de -26,5°C uma fusão incongruente: a fase sólida - possivelmente um composto clatrato de metano - fundiu-se liberando um gás (metano). Esse gás permaneceu como uma segunda fase gasosa, até cerca de -10°C, quando desapareceu por dissolução no líquido. Outras vezes sua dissolução foi muito rápida, desaparecendo em poucos segundos. No caso da presente inclusão, após esse processo, restavam somente cristais arredondados de gelo e presumivelmente clatratos de CO_2. A +2,5°C o fenômeno da fusão incongruente tornou a se repetir; dessa vez, provavelmente pela fusão dos clatratos de CO_2. Não foi encontrada uma explicação plausível para esse abaixamento da T_F do clatrato de CO_2, visto que a presença de CH_4, pelo aumento da pressão, deveria também elevar a T_F do clatrato para aproximadamente +10°C (Hollister e Burruss, 1976).

Essa nova fase gasosa, exsolvida, continua a se dissolver lentamente com o aumento gradual da temperatura, mas a partir de um certo instante, nota-se a formação de uma segunda fase líquida ao redor da bolha principal. Trata-se com certeza de CO_2 líquido, após atingir a pressão necessária. O último cristal de gelo (comprovado pelo modo do seu crescimento com um resfriamento de décimos de °C), fundiu-se a +3,6°C, indicando um tipo de metaestabilidade para a qual também não foi encontrada uma explicação aceitável até o momento.

Na literatura especializada são conhecidos casos de metaestabilidade de gelos superaquecidos em inclusões de H_2O líquido sob elevada pressão negativa (Roedder, 1967b). Todavia, no presente estudo, a pressão é positiva e a explicação anterior dada por Roedder (op. cit.) não pode ser invocada. Nessa temperatura (+3,6°C), toda a inclusão tinha aparentemente passado para a fase fluida. Esse valor indica sem dúvida a salinidade praticamente nula da solução aquosa.

(*) T_F = Temperatura de fusão.

Os testes de aquecimento dessas mesmas inclusões fluidas mostraram a homogeneização total dos fluidos na fase líquida. Evidentemente, muitas inclusões, devido à elevada pressão interna e fraquezas locais do quartzo, começaram a crepitar a partir de +180°C. No entanto, a absoluta maioria das inclusões apresentou uma T_H(*) dentro de uma faixa extremamente estreita de 248-251°C (Figura 8B). Esse valor é mais um suporte para a hipótese da formação das inclusões a partir de um fluido homogêneo, o que dá às T_H validade para a interpretação genética das inclusões.

Embora bastante discutido, usando-se o método de Naumov e Malinin (1968), que teve sua validade re-examinada por Leroy (1979), baseando-se em trabalhos experimentais, pode-se determinar a pressão reinante nos fluidos, por ocasião da formação das inclusões, como sendo de no mínimo 1.220 atm. Usando-se esse valor para a correção da T_H acima determinada, chegamos a uma correção de 80°C pelo método usado por Klevtsov e Lemmlein (1960). Com isso, a temperatura de formação das inclusões seria de no mínimo 320°C. Para esses valores de P e T, é perfeitamente possível a ocorrência de um fluido homogêneo no sistema H_2O-CO_2 (Fig. 10).

Inclusões fluidas tipo 5

Um grupamento dessas inclusões (somente líquido) foi submetido a um ensaio de congelamento. As inclusões eram irregularmente alongadas e dispersas segundo uma direção. O tamanho médio das inclusões estudadas variava de 15 a 30μ.

No processo de resfriamento, os fluidos congelaram a ~70°C e apresentaram fusão inicial a -60°C. Em todas as inclusões o gelo fundiu-se entre -12,8 a -14,0°C, o que indica uma salinidade equivalente de 16,6 a 17,6% de NaCl em peso.

Um aspecto interessante observado foi a diferença de relevo dos cristais de gelo das inclusões tipo 2 e tipo 5. Isso é, evidentemente, reflexo da diferença de salinidade e, portanto, da densidade das soluções nos dois tipos de inclusões fluidas.

Área II

Nessa área haviam dois grupamentos principais de inclusões tipo 1 e outro com inclusões tipo 5.

Inclusões fluidas tipo 1

De um modo geral, a morfologia dessas inclusões fluidas difere das equivalentes estudadas na área I. São menos alongadas, tendendo mesmo a ser equidimensionais. As maiores, >35μ, são irregulares. Com a diminuição do tamanho, tornam-se regulares, adquirindo em muitos casos formas de cristais negativos. Embora o conjunto das inclusões dessa área II apresentasse grande homogeneidade entre si, outra diferenciação visual com as da área I é a razão H_2O/CO_2 muito menor, de aproximadamente 4. Além disso, à temperatura ambiente, a fase carbonosa só apresentava uma fase, enquanto as da área I eram bifásicas.

Cálculos efetuados indicaram a proporção de CO_2 como sendo de 13 mol%.

Os testes de microtermometria mostraram a T_H da fase carbonosa se estendendo numa faixa compreendida entre 23 e 27°C (Fig. 9A). Mesmo com esses valores, eles são menores e nitidamente separados da T_H determinada para a área I. Nessa faixa de temperatura a pressão interna das inclusões é da ordem de 63 atm. Essa dispersão dos valores da T_H indica que a formação dessas inclusões po-

(*) T_H = Temperatura de homogeneização.

de não se ter dado a partir de um fluido homogêneo, como no caso das inclusões tipo 2 ou, se o fluido inicial era homogêneo, houve mudanças pós-formacionais, tendo possivelmente havido fuga diferencial dos fluidos dessas inclusões. Notando-se que no grupamento dessas inclusões fluidas não havia nenhuma dos tipos 4 ou 5, como no caso da área V que será descrita adiante, a segunda hipótese parece ser a mais provável. As inclusões tipo 5, cujos estudos estão descritos adiante, formavam um grupamento à parte, independente dos grupamentos das inclusões tipo 1.

No teste de congelamento, a fase sólida rica em CO_2 fundiu-se em todas as inclusões a -62,8°C, indicando presença de metano na fase carbonosa, numa proporção equivalente a 30 mol%, menor, portanto, que a determinada nas inclusões tipo 2 da área I. A temperatura exata da fusão do gelo não pôde ser precisada por dificuldades óticas, tendo ocorrido entre +2 e +3°C em todas as inclusões. Após essa temperatura, não foi observada a presença de clatratos de gases, indicando que a fase aquosa era isenta de salinidade, como nas inclusões tipo 2.

De qualquer modo, o fato dessas inclusões tipo 1 apresentarem pressão interna diferente e fase carbonosa mais rica que inclusões fluidas do tipo 2 da área I, parece indicar origem diversa dos da área I.

A T_H total dos fluidos apresentou valores que variavam numa faixa de 165°C a mais de +250°C (figura 9C), o que seria de se esperar, considerando-se os T_H da fase carbonosa já mencionada. O método de Klevtsov e Lemmlein (1960) permite corrigir essa última temperatura para 340°C, considerando-se a pressão de 1350 atm. como sendo a pressão de formação das inclusões. Essa pressão foi estimada pelo método de Naumov e Malinin (1968). Um aspecto interessante foi a ocorrência de algumas homogeneizações à temperatura crítica de 213°C (figura 9C). No sistema binário H_2O-CO_2, esse ponto crítico é inexistente, visto que a temperatura mínima da curva crítica é de aproximadamente 265° a 2.120 atm. (Takenouchi e Kennedy, 1964 - fig. 8). Essa temperatura de 213°C, inferior ao valor crítico mínimo, pode ser consequência da mistura de CH_4, ao sistema H_2O-CO_2, que a T_F da fase carbonosa indicou (-62,8°C). Infelizmente, estudos experimentais do sistema H_2O-CO_2-CH_4 são ainda insuficientes para uma interpretação real da temperatura crítica de 213°C.

Outro aspecto que permanece sem uma explicação aceitável até o momento, é a surpreendente metaestabilidade da fase fluida dessas inclusões que se homogeneizaram à temperatura crítica (213°C): o seu resfriamento até a temperatura ambiente (+25°C) não provocou novamente a separação das fases carbonosa e aquosa.

Inclusões fluidas tipo 5

Esse grupamento de inclusões da área II foi estudado pelo teste de congelamento. As formas das inclusões fluidas eram irregulares, com tendência a serem alongadas. Evidências de separação das inclusões por estrangulamento eram visíveis. Quanto ao tamanho, não diferiam das equivalentes na área I (15-30μ).

O processo de resfriamento indicou uma salinidade equivalente a 15-17% de NaCl em peso, conforme a depressão da T_F do gelo (Fig. 9B). Esses valores são coincidentes com os encontrados nas inclusões tipo 5 da área I. A fusão inicial ocorreu a -55°C. Em algumas inclusões maiores, a -80°C, com o congelamento da fase aquosa notou-se a separação de uma segunda fase líquida que não se congelou, mesmo a -155°C (congelamento fracionado). Esse fato é um forte indício da presença de metano, cujo ponto tríplice é de -176°C.

Área III

Inclusões fluidas tipos 4 e 5

Nessa área, ao longo de dois planos paralelos, ocorriam dois grupos diferentes de inclusões fluidas: um

grupo representado por inclusões do tipo 4 e o outro, por inclusões do tipo 5. Em nenhum dos primeiros foi notada a presença de CO_2 líquido. Em ambos os tipos, as maiores inclusões atingiam 40μ, embora o tamanho médio estivesse em torno de 20μ. As formas eram irregulares, com tendência a alongamento.

O teste de resfriamento mostrou que os dois grupos de inclusões apresentavam a mesma T_F do gelo: -10 a -11°C. Esses valores indicam uma salinidade equivalente a 14% de NaCl em peso, tratando-se portanto de um fluido de salinidade ligeiramente menor que o das inclusões tipo 5 das áreas I e II. Em nenhuma das inclusões foi observada a ocorrência de congelamento fracionado como na área II, inclusões tipo 5.

O aquecimento dessa amostra levou à homogeneização, na fase líquida, da maioria das inclusões tipo 4 entre 140 e 155°C. De um total de 67, 30 inclusões tiveram suas T_H a 150°C (Fig. 11). Nessa temperatura, com a salinidade que foi calculada, a correção da T_H, devido à pressão, seria insignificante.

A disposição das inclusões no cristal e a homogeneidade microtermométrica exibida em cada um dos grupos, são indicações de inclusões formadas a partir de um mesmo fluido, porém a temperaturas diferentes, durante o resfriamento do sistema.

Área IV

Entre os inúmeros grupamentos de inclusões fluidas existentes nessa área, onde predominam as de tipos 1 e 2, foram escolhidos dois grupamentos para estudos microtermométricos.

Grupamento I (tipos 1 e 2)

As inclusões desse grupo distribuiram-se ao longo de dois planos, que formavam um ângulo de cerca de 45°C entre si. Embora à temperatura de 22°C todas as inclusões fossem trifásicas (H_2O liq. + CO_2 liq. + CO_2 vap.), o conjunto de inclusões situado num dos planos (α) tinha formas regulares e equidimensionais e razão $H_2O/CO_2 \approx 4$, enquanto as do outro plano (β) tinham formas irregulares ou alongadas e razão $H_2O/CO_2 \approx 10$. Essas características indicam a similaridade das inclusões do plano α com as inclusões tipo 1 (área II) e das inclusões do plano β com as inclusões tipo 2 (área I).

Cálculos estimativos indicaram os teores de CO_2 para as inclusões do plano α como sendo de 11,0 mol%, enquanto as do plano β atingiam 5,4 mol%.

As T_H da fase carbonosa vieram reforçar a similaridade das inclusões dos dois planos com as equivalentes das áreas I e II. O CO_2 das inclusões do plano α homogeneizaram na fase líquida entre 25,5 e 26,8°C (Fig. 12A, lado esquerdo). As do plano β também homogeneizaram na fase líquida, algumas à temperatura crítica, entre 30,4 e 31,1°C (Fig. 12A, lado direito).

No ensaio de congelamento, o ponto tríplice de CO_2 só pôde ser registrado para as inclusões do plano α (61,4°C). As inclusões do plano β, por conterem menor teor de CO_2, tiveram sua visibilidade prejudicada com o congelamento. Além disso, em muitas inclusões do plano β, notou-se que o CO_2 foi totalmente absorvido na formação dos clatratos. Estes, no decurso da elevação de temperatura, não puderam ser observados por dificuldades óticas; todavia, o ponto de fusão do gelo pôde ser registrado como sendo de +2,2°C, para as inclusões de ambos os planos, valor esse similar aos das áreas I e II.

O ensaio de aquecimento veio também demonstrar valores bem distintos de T_H entre as inclusões fluidas dos dois planos (Figs. 13A e 13B). Enquanto as do plano α (tipo 1) se homogeneizavam entre 250 e 320°C, as do plano β se homogeneizaram entre 235 e 250°C, isto é, numa faixa de temperatura bem menos ampla. Em am

bos os tipos, as inclusões maiores de 20μ apresentaram crepitação ou fuga dos fluidos antes de se atingir a homogeneização completa. Outros grupamentos de inclusões, situados em planos paralelos ao plano α, indicaram T_H similares aos das inclusões tipo 1. As pressões, conforme o método usado na área I, indicam: plano α (tipo 1) - 1050 atm. e 400°C; plano β (tipo 2) - 1100 a 1150 atm. e 320°C.

Grupamento 2 (tipos 2 e 4)

As inclusões desse grupamento estavam localizadas num plano γ paralelo ao plano β do grupamento 1. Elas se assemelhavam bastante às inclusões desse plano β e às da área I, tipo 2, embora um grande número apresentasse dimensões bem maiores (50-100μ).

Os cálculos do teor de CO_2 indicaram um valor de 6,9 mol%. As T_H do CO_2 foram de 30,5°C, embora temperaturas tão baixas como 15°C tivessem sido registradas (Fig. 12B).

O ensaio de congelamento registrou a temperatura de -60,1°C para o ponto triplo de CO_2, indicando um teor de CH_4 menor que as inclusões equivalentes da área I (-66,6°C). Em todas as inclusões o gelo fundiu-se entre +1,0 e +2,0°C.

O ensaio de aquecimento resultou na homogeneização total dos fluidos antes de 250°C e o histograma demonstrou ser bimodal, com um pico anterior a 200°C (Fig. 13C). Nessa figura vê-se que o número de inclusões que crepitaram foi muito maior que entre as inclusões do grupamento I, em consequência de suas dimensões maiores. Quase todas as inclusões maiores que 20μ crepitaram ou apresentaram fuga dos fluidos antes de se homogeneizarem. Notou-se também que as inclusões que se homogeneizaram em torno de 200°C eram, geralmente, maiores que aquelas com T_H em torno de 240°C. Acredita-se, por isso, que os valores em torno de 200°C sejam provenientes de inclusões que sofreram modificações pós-formacionais, não representando valores significativos. A pressão foi calculada em 1300 atm. e a temperatura corrigida de 300°C.

Em função desses resultados, essas inclusões são sem dúvida similares àquelas da área I e, portanto, similares também aos do tipo 2 do grupamento 1 dessa área IV, os quais estão situados ao longo de alinhamentos paralelos.

Nas poucas inclusões tipo 4, o gelo fundiu-se a -9,6°C, indicando uma salinidade equivalente a ~13% em peso de NaCl. Essas inclusões, em número de seis, homogeneizaram-se na fase líquida entre 95 e 160°C durante o teste de aquecimento.

Área V

Essa área apresentava uma concentração de inclusões fluidas tipos 3, 4 e 5. A disposição das inclusões no mineral e suas formas indicavam a ocorrência de estrangulamentos pós-formacionais (Fig. 5).

Essa observação, aliada à ocorrência conjunta de inclusões de natureza tão diversa, constitui argumento em favor do aprisionamento de fluidos de uma mistura heterogênea.

Inclusões fluidas tipo 3

As maiores inclusões desse tipo (>50μ), ocorriam sempre em formas irregulares e apresentavam, em muitos casos, evidentes sinais de estrangulamento. As inclusões menores apresentavam formas mais regulares e, mesmo, de cristais negativos. A relação H_2O/CO_2 variava de 1/4 a CO_2 quase puro.

O CO_2 apresentou seu ponto crítico entre 23,8 e 29,4°C (Fig. 14B), homogeneizando-se sempre na fase gasosa (fato inédito entre as inclusões carbonosas dessa amostra), indicando uma pressão interna na faixa 58 a 68 atm.

Os ensaios de resfriamento mostraram que o ponto triplo do CO_2 variava de -57,1 a -57,4°C, indicando CO_2 praticamente puro. Embora alguns clatratos sofressem fusão a -10,2°C, outros só se fundiram a +6,0 e +8,20°C, confirmando uma fase carbonosa rica em CO_2 (Fig. 14A). Por serem inclusões ricas em fase carbonosa, a fase aquosa foi absorvida na formação do clatrato, não havendo possibilidade para determinação do T_F do gelo e, consequentemente, da salinidade da solução aquosa. Embora se tenha verificado que, até +160°C, nenhuma das inclusões do tipo 3 tenha se homogeneizado, a diversidade da relação H_2O/CO_2 indica que as T_H não seriam representativas da temperatura de formação dessas inclusões. Além disso, a relação H_2O/CO_2 variável pode ser indicativa de uma mistura heterogênea, situação em que a determinação das T_H deixa de ter significado.

Inclusões fluidas tipos 4 e 5

Essas inclusões eram totalmente irregulares, em forma, tamanho e razão líquido/gás.

O teste de congelamento demonstrou resultados variados: A T_F do gelo variou de -4,8 a -22,0°C e 4 inclusões mostraram uma fusão incongruente da fase sólida. Essa fase, possivelmente um clatrato de gás, formou cristais de gelo e uma bolha gasosa ao se fundir de modo repentino. Tal comportamento é pouco conhecido e ainda inexplicado na literatura especializada.

As inclusões tipo 4 apresentaram T_H variando de 50 a 120°C (figura 14C).

As observações e os resultados da microtermometria dos três tipos de inclusões dessa área sugerem que, ao lado de estrangulamentos pós-formacionais, algumas inclusões parecem ser o produto do aprisionamento de fluidos dissociados do sistema H_2O-CO_2 com a diminuição da temperatura. Essa dissociação é imperativa no sistema H_2O-CO_2, quando a temperatura diminui a valores acima mencionados (abaixo da curva crítica) e o teor de CO_2 atinge os valores calculados anteriormente (Fig. 10). Além disso, a salinidade dos fluidos das inclusões tipos 4 e 5 sugerem u'a mistura de fluidos, pela coexistência dessas inclusões ao lado de inclusões carbonosas.

ESTUDOS POR ESMAGAMENTO

Grânulos de quartzo, onde predominava apenas um tipo de inclusão, foram testados na platina de esmagamento.

Grãos de quartzo, com predominância de inclusões tipos 1 e 2, sempre mostraram liberação "muito forte" (Fuzikawa, 1980) de gás. Estimou-se o volume de gás liberado como sendo de, pelo menos, 4 vezes o volume da inclusão nos vários testes sucessivos efetuados. A solubilização diferencial dos gases liberados nesses testes indicou, sem dúvida, a presença de gases de composição variada (Fig. 15). Desses, a presença de CO_2 e hidrocarbonetos foi confirmada pelos esmagamentos de solução de $Ba(OH)_2$ e querosene. O número de bolhas que se dissolveu em querosene foi superior aos de CO_2.

Outros grãos, com predominância de inclusões tipos 4 e 5, mostraram uma liberação "fraca" de gás. O volume dos gases liberados era muito menor que o volume de inclusão geradora da bolha.

Os testes de esmagamento confirmaram os resultados dos estudos microtermométricos. As inclusões tipos 1 e 2 contêm gases de diferente composição (principalmente CO_2 e CH_4), sob elevada pressão, enquanto que nas inclusões tipos 4 e 5, a pressão era baixa e a fase gasosa era de H_2O vapor. Pôde-se ainda constatar que o teor de CH_4 na fase carbonosa não era desprezível, confirmando também suas temperaturas de fusão, homogeneização e congelamento fracionado observados durante a microtermometria.

PARAGÊNESE DAS INCLUSÕES

O estudo detalhado dos diversos grupamentos de inclusões fluidas das cinco áreas desse agregado de grãos de quartzo permite estabelecer uma interpretação da paragênese dessas inclusões.

1. As diferenças qualitativas nas composições das inclusões permite por si só separar em primeira instância as inclusões tipos 1 e 2 das inclusões tipos 4 e 5. Esses dois grupos são indicativos da existência de dois tipos de fluidos diferentes: os fluidos do primeiro grupo são ricos em carbono e de salinidade quase nula, enquanto nos do segundo grupo ocorre justamente o inverso. Considerando-se o intenso metassomatismo alcalino que atingiu a área - fenômeno também visível na amostra em estudo - e as T_H, é de se supor que os fluidos salinos (inclusões tipos 4 e 5) sejam posteriores aos fluidos carbonosos.

2. As inclusões dos tipos 1 e 2, pelas suas T_H mais elevadas seriam, possivelmente, as mais antigas. Invocando-se a mesma razão, dentre essas inclusões, as do tipo 1 (340-400°C) antecederam às do tipo 2 (320-330°C). A constância da relação das fases H_2O/CO_2+CH_4, que cada grupamento de inclusões exibiu, está em perfeita concordância com as T_H determinadas.

3. As últimas inclusões fluidas aprisionadas seriam as dos tipos 4 e 5, sendo que as do tipo 4 antecederam às outras, pois suas T_H apresentaram um valor bem definido de 150°C, enquanto as do tipo 5, por serem monofásicas, teriam sido aprisionadas a uma temperatura certamente inferior a 70°C (Figura 16). Esses dados foram bem caracterizados na área III e as inclusões fluidas similares numa calcita da amostra 136 indicaram efetivamente $T_H \leq 64°$ (Fuzikawa,1981). Não só nos grupamentos dessa área, mas em todos os outros formados por inclusões 4 e 5, é notável a ausência de CO_2 nas inclusões contidas no campo nesse mesmo grupamento.

Outro fator que deve ser assinalado é a grande frequência das inclusões monofásicas (tipo 5) em toda a rocha e em outras amostras já estudadas (Fuzikawa, 1980 e 1981). Se elas foram as últimas a serem aprisionadas, seriam evidentemente as menos sujeitas a mudanças pró-formacionais, resultando portanto em maior frequência nos minerais.

As evidências observadas nesse ítem e no anterior mostram, então, que todas as inclusões fluidas desse agregado de quartzo teriam sido formadas durante o último evento metassomático na área.

4. As inclusões da área V (tipo 3), com evidências de terem sido aprisionadas a partir de uma mistura heterogênea do sistema H_2O-CO_2, estariam geneticamente situadas na mesma faixa das inclusões dos tipos 4 e 5. Os fluidos homogêneos existentes durante o aprisionamento das inclusões tipos 1 e 2, tornaram-se imiscíveis, com a queda da temperatura. As salinidades variáveis encontradas nas inclusões de tipos 4 e 5 dessa área, parecem sugerir uma mistura de fluidos, ou seja, às soluções aquosas, isentas de salinidade da época da formação das inclusões tipos 1 e 2, veio ser adicionada uma nova solução com salinidade elevada.

Desta forma, a paragênese das inclusões fluidas nesse quartzo pode ser esquematizada conforme a figura 16.

EVOLUÇÃO DOS FLUIDOS

Baseado nos dados obtidos pelos estudos anteriores, que indicaram etapas bem definidas para a formação dos diferentes ti-

pos de inclusões fluidas, pode-se estabelecer uma hipótese sobre a evolução dos fluidos nos períodos que antecederam e provocaram os processos metassomáticos na região de Caetité.

As inclusões tipos 1 e 2 indicam um fluido aquoso, homogêneo, rico em dióxido de carbono e hidrocarbonetos, de salinidade nula, sob uma pressão de cerca de 1200 atm, evoluindo de uma temperatura da ordem de 400°C para 300°C.

A diminuição contínua da temperatura teria levado esse fluido (H_2O+CO_2+Hidrocarbonetos), que deve ter tido variações composicionais em cada ponto, a cruzar a superfície de homogeneização do sistema (que seria algo semelhante ao do sistema H_2O-CO_2 da figura 10). Nesse momento houve, em cada local, a separação das fases fluidas carbonosas das aquosas, permitindo que inclusões, como as da área V, fossem formadas. Isso teria dado origem a inclusões aquosas de salinidade quase nula.

No entanto, concomitantemente a esse fenômeno, um outro processo parece ter-se sobreposto ao sistema. Seria o início do aporte de um novo fluido de salinidade elevada (>15% em peso equivalente de NaCl), que ao se misturar aos fluidos existentes, produziu inclusões de salinidades variáveis, como as dos tipos 4 e 5 da área V e alguns locais da área IV (Tabela 1, T_F das inclusões aquosas). Isto deve ter ocasionado, também, a exsolução da fase carbonosa dos fluidos iniciais pela diminuição da solubilidade dos CO_2 na solução aquosa, em consequência do aumento da salinidade, contribuindo assim para a formação de inclusões tipo 3.

Dessa forma, nada impediu que as inclusões tipos 4 e 5 possam se ter formado, seja a partir da mistura de fluidos, como as citadas, seja pelo aprisionamento direto dos novos fluidos de elevada salinidade, recém-admitidos no sistema. No primeiro caso, os exemplos seriam as inclusões citadas das áreas V e IV, enquanto que o exemplo para o segundo caso seriam as inclusões da área III. A diminuição do número das inclusões tipos 1, 2 e 3, nas etapas finais do processo, é compreensível, sabendo-se que o CO_2 e hidrocarbonetos, após a exsolução causada pela diminuição da temperatura, e estando na fase gasosa, terão tido maior capacidade permeabilizadora através das rochas e terão, portanto, sido difundidos para as camadas superiores, onde se dispersaram ou contribuiram na formação de carbonatos no caso do CO_2. Os hidrocarbonetos, principalmente o CH_4, nesse processo ascensional, podem ter tido um papel relevante na precipitação do U, por ser um forte agente redutor. Essa suposição, que já fora aventada anteriormente (Fuzikawa, 1980), permanece válida.

AGRADECIMENTOS

O autor agradece ao Dr. Luciano A.M. Moura pelas críticas e revisão cuidadosa do texto; à D. Maria Luiza S. Mello, pelo paciente trabalho de datilografia e às Srtas. Cely G. Guimarães e Adma G. Mansur, pelas cuidadosas confecções das figuras.

BIBLIOGRAFIA

BOLGOV, Yu. A., MAKAGON, V.M. e SOBOLOV, V.S. (1967) Fluid inclusions in kyanite from metamorphic rocks and pegmatites of the Mama region (northeastern Transbaikal). Dokl. Akad. Nauk SSSR, (Engl. transl.) Earth Sci. Sec. v. 175, pp. 164-166.

FUZIKAWA, K. (1980) Estudos preliminares de inclusões fluidas em albita dos albititos do Projeto Lagoa Real, Caetité, BA. Anais do XXXI Cong. Bras. Geol., vol. 4, pp. 2038-2049.

———— (1981) Nota Técnica EBHO.PM nº 4. NUCLEBRÁS. 31 pp.

GEISEL, E., Sobrinho, RAPOSO, C., ALVES, J.V., BRITO, W. de e VASCONCELOS, T.G. (1980) O distrito uranífero de Lagoa Real, Bahia. Anais do XXXI Cong. Bras. Geol., vol. 3, pp. 1499-1512.

HOLLISTER, L.S. and BURRUSS, R.C. (1976) Phase Equilibria in Fluid Inclusions from the Khtada Lake Metamorphic Complex. Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 40, pp. 163-175.

INDA, H.A.F. e BARBOSA, J.F. (1978) Mapa Geológico do Estado da Bahia, escala 1:1.000.000 e respectivo Texto Explicativo (137 p.). Secretaria de Minas e Energia do Estado da Bahia, CPM, Salvador.

KLEVTSOV, P.V. e LEMMLEIN, G.G. (1960) Pressure correction for the homogenization temperatures of aqueous NaCl solutions. Akademiya Nauk SSSR Doklady. (English translation) Earth Science Sec. (American Geological Institute), vol. 128, pp. 995-997.

LEROY, J. (1979) Contribution à l'étalonnage de la pression interne des inclusions fluides lors de leurs décrépitation. Bulletin de Minéralogie, v. 102, pp. 584-593.

NAUMOV, V.B. e MALININ, S.D. (1968) A new method for determining pressure by means of gas-liquid inclusions. Geochem. Intern., v. 5, nº 2, pp. 382-391.

ROEDDER, E. (1965) Liquid CO_2 inclusions in olivine-bearing nodules phenocrysts from basalts. Am. Mineral., v. 50, pp. 1746-1782.

———— (1967a) Fluid inclusions as samples of ore fluids. "Geochemistry of hydrothermal ore deposits", ed. H.L. Barnes, the Pennsylvania State University, ch. 12, pp. 515-566.

———— (1967b) Metastable superheated ice in liquid-water inclusions under high negative pressure. Science, v. 155, pp.1413-1417.

———— (1971) Fluid inclusion studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana, and Climax, Colorado. Econ. Geol., v. 66, pp. 98-120.

———— (1972) Composition of fluid inclusions. Data of Geochemistry, U.S.G.S., Prof. Paper 440-JJ, Sixth ed., 164 p., 12 plates.

TAKENOUCHI, S. e KENNEDY, G.C. (1964) The binary system H_2O-CO_2 at high temperatures and pressures. Am. Jour. Sci., v. 262, pp. 1055-1074.

TOURET, J. (1971) Le facies granulite en Norvège Méridionale II. Les inclusions fluides. Lithos, v. 4, pp. 423-436.

———— (1977) The significance of Fluid Inclusions in metamorphic rocks. NATO Advanced Study Institute Series, D.G. Fraser (ed.), Thermodynamics in Geology. pp. 203-227.

YERMAKOV, N.P. e outros (1965) Research on the Nature of Mineral-forming solutions, with special reference to Data from Fluid Inclusions. E. Roedder, Editor. Pergamon Press, 743 p.

YPMA, P.J.M. e FUZIKAWA, K. (1980) Fluid inclusion and oxygen isotope studies of the Nabarlek and Jabiluka uranium deposits, Northern Territory, Australia. Proceeding of International Uranium Symposium on the Pine Creek Geosyncline, IAEA, pp. 375-395.

Tipos de Inclusões Fluidas			1 ($H_2O/CO_2 \simeq 4$)	2 ($H_2O/CO_2 \simeq 10$)	3 CO_2 (líq.+vapor)	4 H_2O (líq.+vapor)	5 H_2O (líq.)
ÁREA I	T_F*	CO_2	-	-66,6	-		
		H_2O	-	+ 3,6		-	-12,8 a -14
	T_H	CO_2	-	30,5 a 31,2	-		
		Total	-	248 a 251 (320)**		-	
ÁREA II	T_F	CO_2	-62,8	-	-		
		H_2O	+2,0 a +3,0	-		-	-11 a -13
	T_H	CO_2	23 a 27	-	-		
		Total	165 a 255 (340)**	-		-	
ÁREA III	T_F	CO_2	-	-	-		
		H_2O	-	-		-10,0 a -11,0	
	T_H	CO_2	-	-	-		
		Total	-	-		144 a 155	
ÁREA IV	T_F	CO_2	-60,4	-60,1	-		
		H_2O	+ 2,2	+1,0 a +2,2		- 9,6	
	T_H	CO_2	25,5 a 26,8	30,4 a 31,1	-		
		Total	250 a 320 (400)**	235 a 250 (330)**		95 a 160	
ÁREA V	T_F	CO_2	57,1 a -57,4				
		H_2O	(Clatrato) -10,2 a + 8,2			-4,8 a -22,0	
	T_H	CO_2	23,8 a 29,4				
		Total	>160 (não significat.)			50 a 120	

* Temperaturas em °C.

** Temperaturas com correções devidas à pressão.

Tabela 1 - Dados microtermométricos das inclusões fluidas em quartzo.

NUCLEBRÁS

SUPPM - ESCRITÓRIO REGIONAL DE BELO HORIZONTE

PROJETO LAGOA REAL - MAPA DE LOCALIZAÇÃO

ESCALA GRÁFICA

5 0 10 25,5 Km

42°30'00" 13°30'00" 42°00'00" 13°30'00"

CIPÓ
BOÇÕES
CANABRAVINHA
Serra do Leite
Serra do Macumbo
Rio Verde
QUEIMADA
JANAÚBA
Serra da Quebra
Rio do Vieira
MANIAÇU
SÃO TIMÓTEO
AN-09
AN-08 a 11
QUEBRADAS
AN-06
AN-05
AN-04
AN-03
TAMBORIL
AN-07
14°00'00" 14°00'00"
Rio da La Gonda
AN-01
LAGOA REAL
CAETITÉ
Rio S. João
AN-02
AN-12
BRUMAS
Mo. do Samambaia
IBITIRA
PALMEIRA
VAZANTE
S. LUZIA
Rio S. João
14°15'00" 14°15'00"
42°30'00" 42°00'00"

Fig. 1

CONVENÇÕES

Cidade / Vila / Povoado

Rodovia Federal / Rodovia Secundária

Curso d'água

AN-07 Anomalia do Projeto Lagoa Real

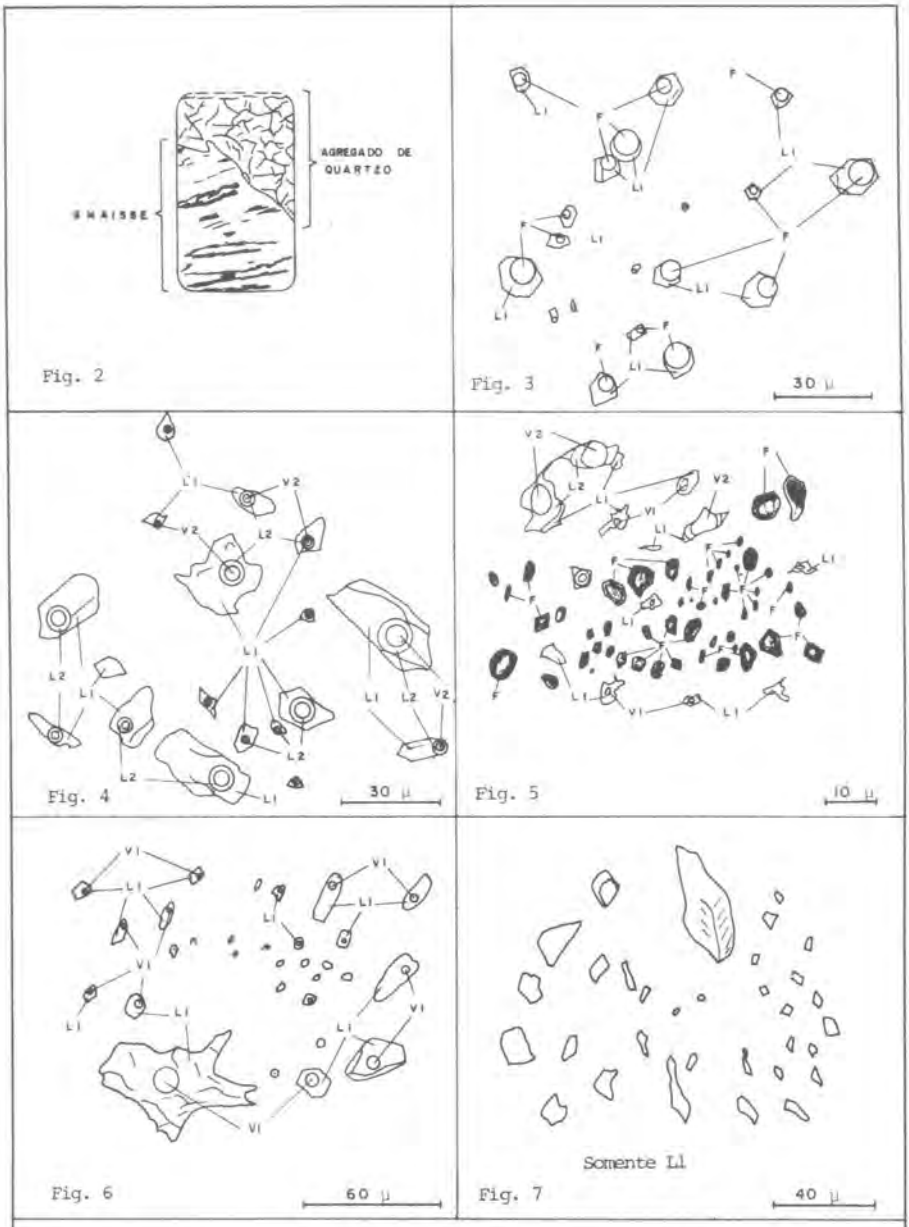


Fig. 2 - Lâmina espessa da amostra HAR-343. Escala 1:1. (Anomalia 7, F001 FMO PLR, 19,20m).

Figs. 3 a 7 - Tipos de inclusões fluidas encontradas no agregado de quartzo da fig. 2. Para maiores detalhes, ver texto.

L1 - H_2O líquido L2 - CO_2 líquido
V1 - H_2O vapor V_2 - CO_2 vapor
F - CO_2 + hidrocarbonetos no estado supercrítico.

ÁREA I

Inclusões Fluidas Tipo 2

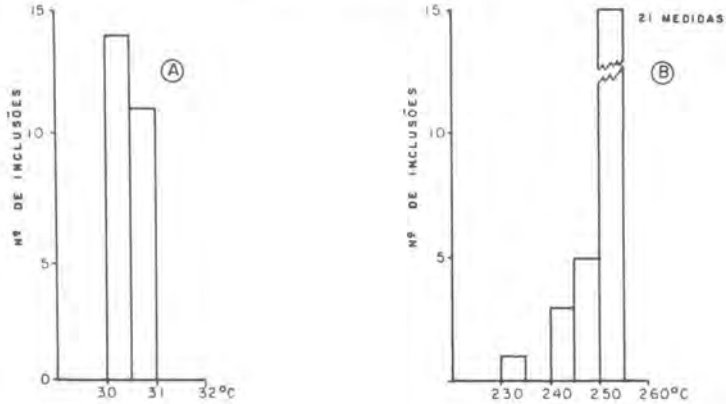


Fig. 8- Ⓐ Histograma das temperaturas de homogeneização da fase fluida rica em CO_2.

Ⓑ Histograma das temperaturas de homogeneização total dos fluidos.

ÁREA II

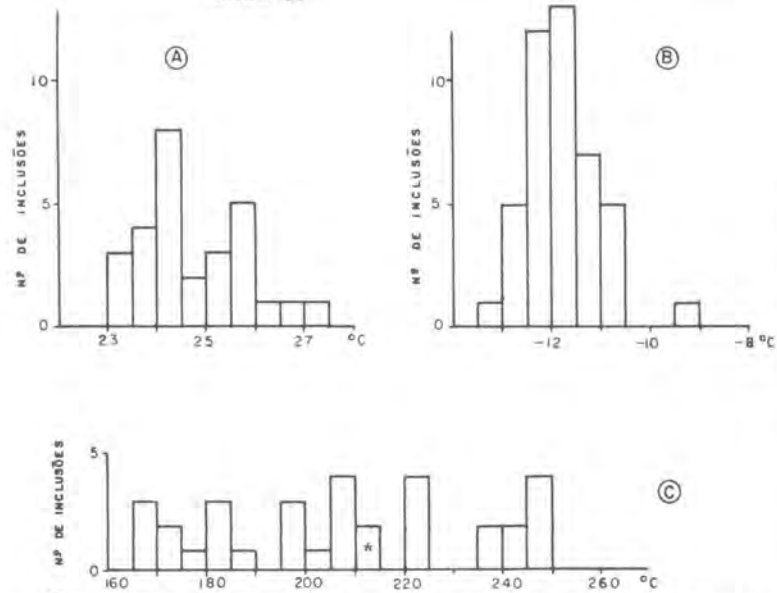
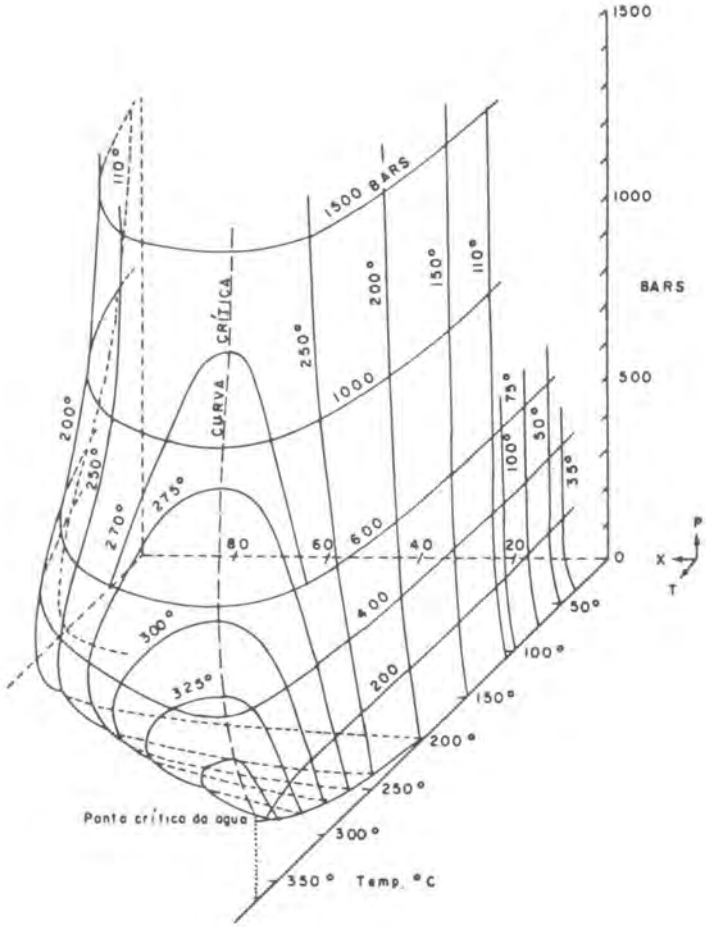


Fig. 9 - Ⓐ Histograma das T_H da fase fluida rica em CO_2 (inclusões fluidas tipo 1).

Ⓑ Histograma das T_F das soluções em inclusões tipo 5.

Ⓒ Histograma das T_H total dos fluidos em inclusões tipo 1

(*) Homogeneização na temperatura crítica.



Obs.: 1 bar = 0,9869 atm.

Fig. 10 -Diagrama de composição-pressão-temperatura do sistema H_2O-CO_2 (Takenouchi e Kennedy, 1964).

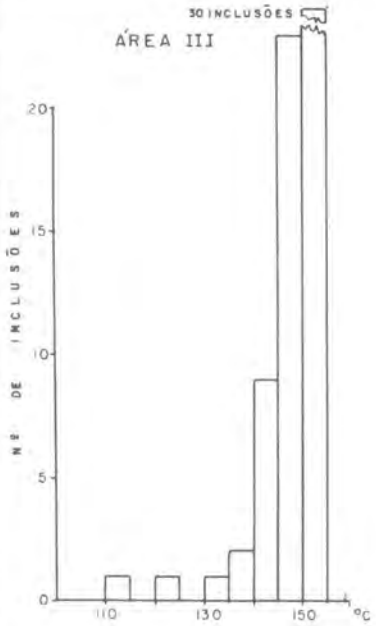
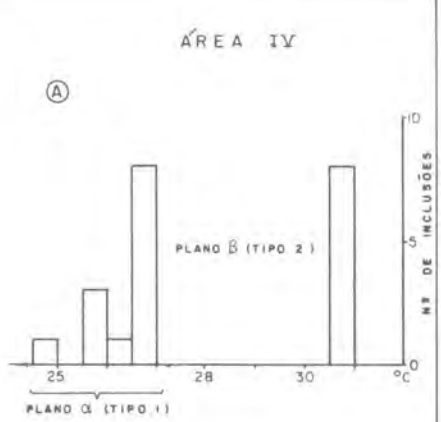


Fig. 11 - Histograma da T_H nas inclusões fluidas tipo 4.



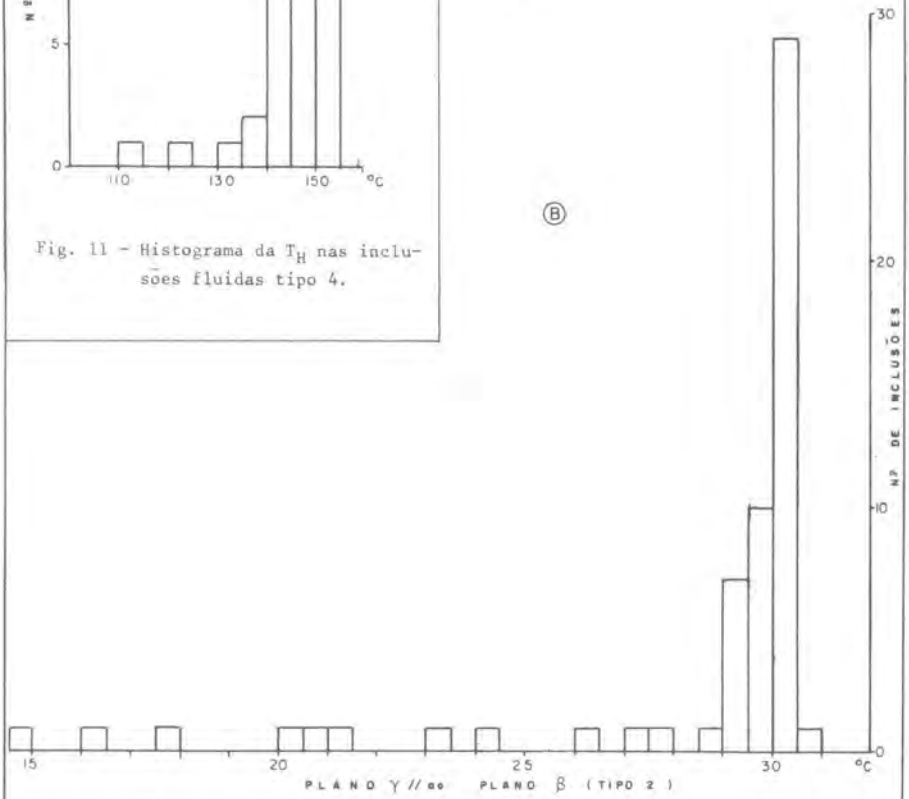


Fig. 12 - (A) Histograma mostrando a diferença das T_H das fases fluidas ricas em CO_2 nas inclusões tipos 1 (plano α) e 2 (plano β).

(B) Histograma das T_H de um grupamento de inclusões tipo 2 (plano γ // ao plano β).

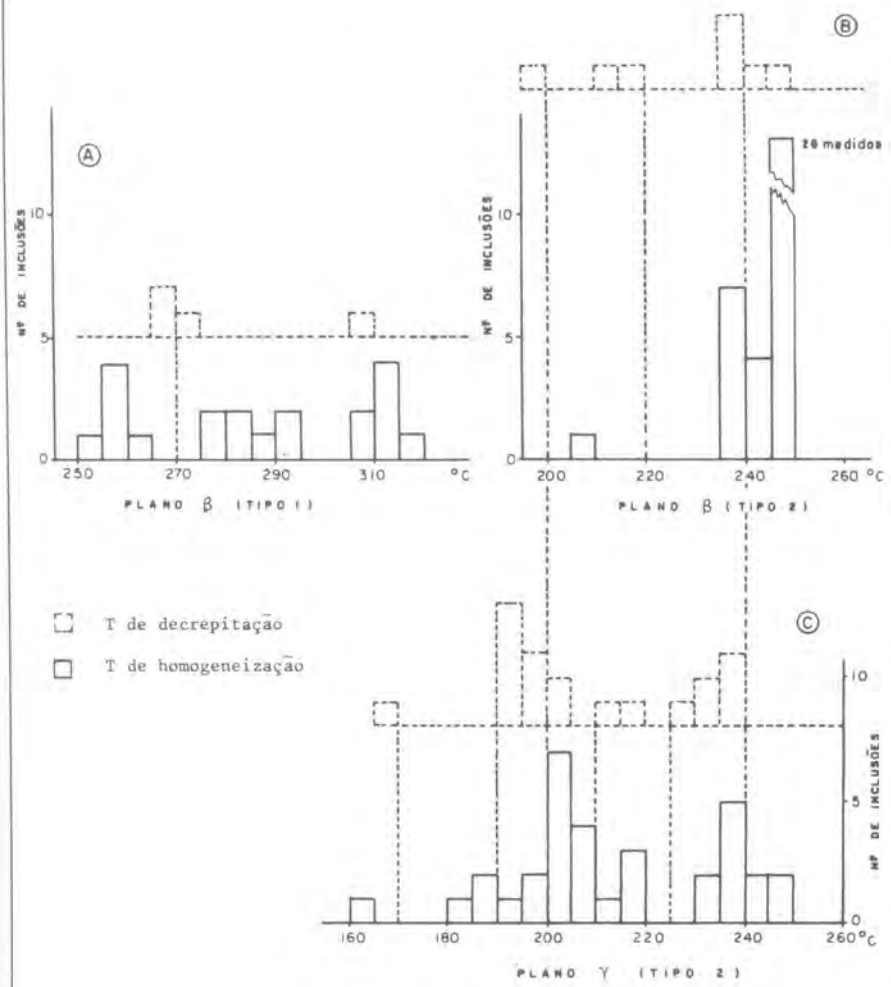
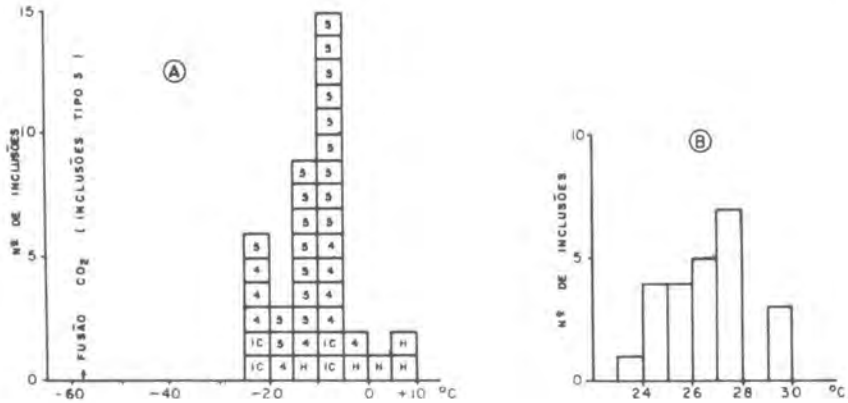


Fig. 13 – T_H das inclusões tipos 1 e 2 localizadas em 3 planos diferentes α, β e γ (β // γ).

Ⓐ Inclusões tipo 1, semelhantes aos da Área II (plano α).
Ⓑ Inclusões tipo 2, semelhantes aos da Área I (plano β).
} Grupamento I

Ⓒ Inclusões tipo 2, semelhantes aos da Área I (plano γ). Grupamento II.



H Clatratos (inclusões tipo 3)

Ic Fusão incongruente (inclusões tipo 4).

5 Inclusões tipo 5.

4 Inclusões tipo 4.

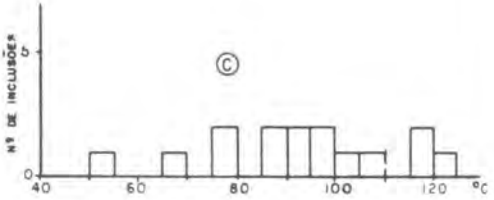


Fig. 14

(A) T_F das fases sólidas das inclusões da área V durante os ensaios de congelamento.

(B) T_H da fase carbonosa das inclusões fluidas tipo 3.

(C) T_H das inclusões fluidas tipo 4.

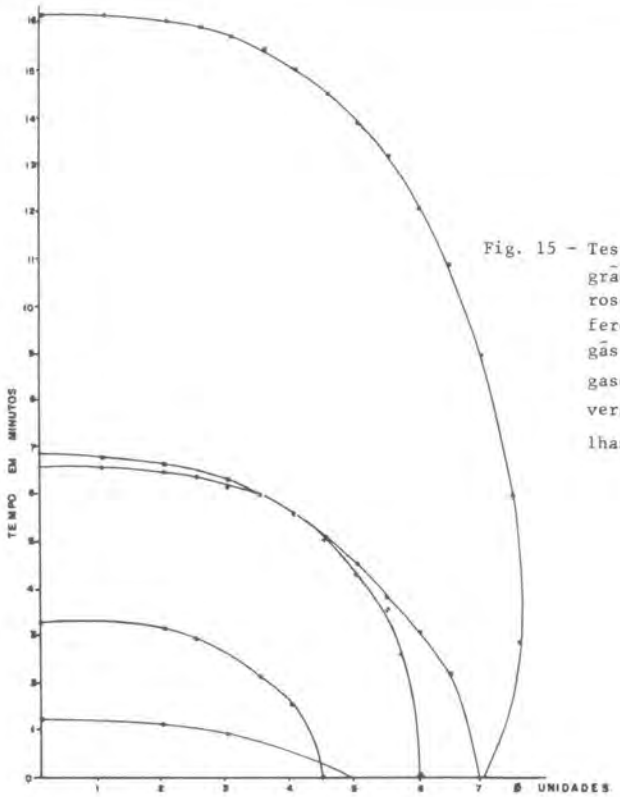


Fig. 15 - Teste de esmagamento de grãos de quartzo em querosene. A dissolução diferencial das bolhas de gás indica a presença de gases de composição diversa nas diferentes bolhas.

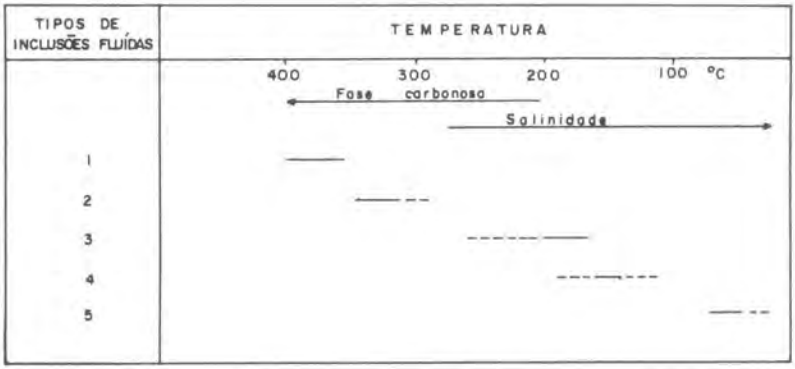


Fig. 16 - Diagrama paragenético das inclusões fluidas estudadas.

ALGUNS ASPECTOS SEDIMENTARES DA FORMAÇÃO MOEDA (*)

José Nilson Villaça
NUCLEBRÁS - EBHO.PM

ABSTRACT

The metasediments of the Moeda Formation (Lower Minas Series) in the Quadrilátero Ferrífero area are composed predominantly of quartzite, conglomerate, and phyllite.

In some specific areas detailed mapping, drilling, and sedimentological study of the formation were carried out by the NUCLEBRÁS for uranium prospecting. The interpretation of the data obtained from the studies in the Moeda, Dom Bosco, Santa Rita, Ouro Fino, and Gandarela synclines are presented.

At the Witwatersrand Au - U deposits the distribution of these elements is controlled by sedimentological factors. There is a certain degree of similarity between the characteristics of the South African deposits and the mineralization features found in the Moeda Formation. This resemblance converted the Moeda Formation into one of the most promising lithological unities for Au exploration in Brazil.

INTRODUÇÃO

As consequências supracrustais precambrianas presentes no Quadrilátero Ferrífero foram coletivamente denominadas "Série Minas" por Derby, em 1906; posteriormente uma parte dessas sequências foi subdividida em cinco formações, por Harder e Chamberlin, em 1915.

Em 1957, Dorr e colegas propuseram a divisão formal das sequências supracrustais do Quadrilátero Ferrífero em três séries (Rio das Velhas, Minas e Itacolomi). A Série Minas foi dividida em três grupos e subdividida em nove formações (ver o trabalho sintético de Dorr, 1969).

O Grupo Caraça da parte inferior da Série Minas, que compreende as formações Moeda e Batatal, foi estabelecido por Dorr et al. (1957) e engloba as rochas clásticas inferiores da Série Minas, que repousam em discordância sobre a Série Rio das Velhas. A formação Batatal é representada essencialmente por filitos, grafitosos ou não.

De uma maneira geral, a formação Moeda é constituída por três ciclos deposicionais de conglomerados e arenitos na região central (Sinclinal do Gandarela), de conglomerados, arenitos e pelitos na região ocidental da Moeda, e por sedimentos litorâneos na parte meridional do Quadrilátero.

(*) Publicação autorizada pela NUCLEBRÁS. Este trabalho foi apresentado na XXI Semana de Estudos da SICEG, em Ouro Preto, em setembro de 1980.

A pesquisa de urânio nos metaconglomerados dessa formação levou a NUCLEBRÁS a mapear com detalhe muitas áreas específicas, a executar programas intensos de sondagem e estudar o comportamento sedimentar dos mesmos.

Existe uma certa similaridade na ocorrência da mineralização urano-aurífera da formação Moeda com aquelas que ocorrem na Bacia de Witwatersrand, onde os fatores sedimentológicos são os responsáveis pela distribuição do urânio e do ouro.

As principais estruturas que influenciam a distribuição da formação Moeda são os sinclinais da Moeda, de Dom Bosco, de Santa Rita, de Ouro Fino e do Gandarela (Fig. 1).

Essas estruturas mostram grau deformacional variável, sendo o sinclinal da Moeda o menos deformado, apresentando a aba leste invertida, e a aba oeste, em grande extensão, caracterizando-se pelo contato cataclástico entre o embasamento gnáissico e os quartzitos Moeda.

O sinclinal de Ouro Fino, também refletindo o transporte tectônico de leste para oeste, tem sua aba leste invertida.

Localmente pode-se ver alterações profundas nas características litológicas e estratigráficas originais da formação, tais como estiramento e esmagamento de seixos de quartzo, zonas milonitizadas, obliteração do aleitamento, etc., devido a falhamento de empurrão, que provoca, adicionalmente, omissões e repetições de camadas, como ocorre na Serra das Gaivotas (sinclinal da Moeda) e no sinclinal do Gandarela.

As características sedimentares dos conglomerados e arenitos de caráter aluvial e a ocorrência de mineralização de urânio e ouro, coincidentes, em parte, com o mesmo tipo de ambiência daqueles que ocorrem na África do Sul, fazem da Formação Moeda uma das mais promissoras áreas para pesquisa de ouro no Brasil.

1. A FORMAÇÃO MOEDA NO SINCLINAL DA MOEDA

A formação Moeda no sinclinal da Moeda apresenta grande variação litológica. Constitui-se de metaconglomerados oligomícticos e polimícticos, geralmente piritosos, quartzitos grosseiros a finos e filitos laminados.

Os efeitos tectônicos foram atenuados nessa região ocidental do Quadrilátero Ferrífero. Contudo, foram suficientes para inverter a aba leste do sinclinal e provocar uma zona de contato cataclástico a oeste. Parece razoável admitir-se falhamento de empurrão da área, que provocou repetições e omissões de camadas, dificultando determinações de espessuras reais e prejudicando estudos estratigráficos.

Um fato incomum com relação à posição estratigráfica da formação Moeda consiste em seu contato inferior na aba oeste do sinclinal. Ao invés de ser sobrejacente ao Grupo Nova Lima (da Série Rio das Velhas), assenta diretamente sobre o embasamento cristalino em quase toda extensão. Um espesso pacote de cataclasitos e milonitos representa a faixa de contato, com rochas fortemente alteradas e deformadas, com obliteração do registro sedimentar original.

A formação Moeda, na área, foi dividida em três unidades estratigráficas, representando três macro-ciclos de sedimentação (Dorr, 1969).

As maiores espessuras estão representadas na parte central do sinclinal, com o consequente adelgaçamento para sul e norte. A espessura média foi estimada em 300 metros e a máxima determinada foi de 500 metros na "área tipo", borda oeste.

Verifica-se maior volume de metaconglomerados na região da Serra das Gaivotas e Retiro das Pedras,

ao norte. Os seixos são maiores, bem como as espessuras, sendo mais desenvolvidas lateralmente, verificando-se uma diminuição gradativa para sul, até se ausentarem completamente, passando a predominar quartzitos. Isto evidencia uma direção de sedimentação aluvial de norte para sul, com maior energia de transporte ao norte.

Outra orientação direcional de deposição ocorreu de leste para oeste e sudoeste, demonstrada através do predomínio de clásticos mais grosseiros a leste, passando gradativamente a finos e muito finos a oeste-sudoeste e sul.

1.1. Estratigrafia da Formação

Conforme já exposto, a formação Moeda foi dividida em três horizontes, representados da base para o topo pelo Moeda 1, Moeda 2 e Moeda 3 (ou seja, mcm-1, mcm-2 e mcm-3, respectivamente) (Dorr, op. citado).

A área de ocorrência dessas unidades e suas variações litológicas são bem visualizadas no mapa geológico, bem como nas seções geológicas e no mapa geológico de detalhe da formação Moeda na Serra das Gaivotas (Figs. 2 a 6).

Moeda-1 - Consiste na unidade basal, sendo a que apresenta maior espessura na área, cuja média, em termos estimativos, varia de 180 metros a oeste, a 90 metros a leste.

De modo geral, inicia-se com uma sequência de metaconglomerados de base, apresentando caráter gradacional, lenticulares, com acentuadas variações laterais frequentes, devido a interdigitações e intercalações com quartzitos grosseiros a médios. Esses passam a predominar ascendentemente na coluna, sendo frequentes grânulos e seixos dispersos até o contato com o Moeda 2 sobrejacente.

A matriz dos metaconglomerados é sericítica, geralmente piritosa, às vezes carbonosa, conferindo um alto grau de imaturidade àqueles clásticos grosseiros, cujos seixos mostram-se distribuídos conforme a Fig. 3.

Na área da Serra das Gaivotas, a mais bem estudada do sinclinal (Fig. 5), são bem identificados os dois tipos de metaconglomerados dessa unidade. Um horizonte oligomíctico portador de mineralização uranífera, constituído de seixos de quartzo e abundante matriz quartzítica, sericítica e piritosa. O outro horizonte estratigraficamente acima, é polimíctico, com alto grau de imaturidade e representado por seixos de quartzo, quartzito e xistos, matriz quartzítica muito sericítica, localmente piritosa.

Moeda-2 - Essa unidade, intermediária, é formada por um pacote de filitos, com interlaminações milimétricas de quartzito muito fino e metassiltitos, apresentando laminações paralelas.

A maior espessura localiza-se a oeste, onde predomina a fração pelítica. A leste apresenta na parte intermediária da coluna uma camada lenticular de quartzitos muito finos, sílticos.

As estimativas de espessuras permitiram inferir a média de 70 metros a oeste e 50 metros a leste.

Essa unidade apresenta adelgaçamento e interdigitações para sul e para norte, como indicado nas seções longitudinais das duas bordas do sinclinal.

Moeda-3 - Com a espessura média da ordem de 100 metros, essa unidade representa o macro-ciclo superior de deposição da formação Moeda.

Apresenta na base um corpo lenticular de metaconglomerado polimíctico, espessura máxima de 10 metros e extensão de aproximadamente 20 km, que ocorre a noroeste. A leste apenas algumas

lentes restritas de metaconglomerados finos são encontradas na seção basal da unidade. Quartzitos médios e finos, com estratificações cruzadas, predominam sobre os grosseiros, verificando-se gradações para o topo.

O contato com a unidade intermediária apresenta variação litológica brusca, passando de filitos quartzosos laminados a clásticos médios e grosseiros, representados por metaconglomerados e quartzitos.

Variações laterais de fácies, com a presença de estratos interdigitados ao sul, transformam a formação Moeda em um pacote único e monótono de quartzitos muito finos e sílticos, com laminações paralelas milimétricas de filito. Deve-se salientar, entretanto, que a sudeste estão presentes quartzitos muito finos, com alguma impureza argilosa, bastante homogêneos.

1.2. Variações Litológicas - Aspectos Sedimentológicos e Mineralógicos

O estudo sedimentológico da formação Moeda, com base em granulometria dos metassedimentos, tipos de estruturas sedimentares e medições de estratificações cruzadas, possibilitou a identificação e consequente subdivisão da formação em duas litofácies, uma de origem aluvial e outra, marinha.

No conjunto, a formação Moeda é pouco estudada em detalhe; contudo, na "área tipo", bem como nas faixas de ocorrências de metaconglomerados, sua sequência litoestratigráfica está relativamente bem conhecida, em virtude dos trabalhos de prospecção e pesquisa de urânio, como ocorre com a área da Serra das Gaivotas e próximo ao Viaduto da Mutuca (Anomalia 18 da NUCLEBRÁS).

Informações complementares foram obtidas em outras partes do sinclinal, possibilitando assim as interpretações anteriores relativas ao ambiente de deposição dos diferentes tipos litológicos daquela formação.

Na "localidade tipo" a litologia e estruturas sedimentares permitiram identificar na sequência, da base para o topo, três litofácies distintas, representadas pelas três unidades da formação Moeda.

a) Na unidade basal são muito nítidas as estratificações cruzadas nos quartzitos finos, os quais se intercalam com metassiltitos e lâminas milimétricas de filito, numa sequência rítmica. Corresponde a um litofácies aluvial transacionando a litorâneo, com transporte e deposição em correntes de baixa competência em ambiente relativamente tranquilo.

b) A passagem para a unidade intermediária é gradacional, variando de quartzitos muito finos, laminados, a metassiltitos e filitos com laminações milimétricas de quartzitos/siltitos. Essa sequência filitosa evidencia origem marinha transgressiva e/ou depósito lacustre de grande extensão.

c) Ao término do ciclo de sedimentação dos filitos (ambiente marinho), tem início nova deposição de quartzitos finos com intercalações de metassiltitos, com estratificações cruzadas. Consiste de um ciclo aluvial de pequena duração, representado por um pacote de metassedimentos pouco espesso. Na sequência, para o topo, há uma variação paulatina, onde desaparecem os estratos cruzados e começam a aparecer quartzitos finos, laminados, menor percentagem argilosa (sericita), com intercalações e laminações de metassiltitos e filitos em lamínulas. Nessa sequência está representado o ambiente de linha de costa, com depósitos de praia e até de mar raso.

A sedimentação da Formação Moeda na região obedeceu, em linhas gerais, às características ambientais relacionadas à "área tipo".

Contudo, estão presentes acentuadas variações faciológicas no contexto geral daquela unidade, quanto à distribuição litológica, sob o ponto de vista, tanto vertical como horizontal, permanecendo os quatro tipos de regime deposicional relatados.

Saliente-se, entretanto, que tais mudanças são inerentes às unidades inferior (mcm-1) e superior (mcm-3), sendo mais comuns e bruscas na primeira, menos frequente na segunda, ocorrendo variações laterais suaves no caso do pacote intermediário (mcm-2), em decorrência da própria natureza do ambiente em que se formou.

As variações litológicas mais acentuadas estão, portanto, ligadas ao ambiente aluvial, mais precisamente fluvial, sendo função da maior ou menor competência da corrente, a extensão dos corpos de clásticos formados.

Assim, verifica-se que na faixa onde a atividade das paleocorrentes foi mais intensa, os metassedimentos são representados por quartzitos médios a grosseiros e metaconglomerados, cujos seixos apresentam diâmetros,desde 30 cm (matacões), até 0,5 cm (microseixos), com as dimensões dos diâmetros sendo função da velocidade de transporte da corrente.

Estruturas de paleocanais são frequentes, apresentando dimensões as mais variadas, tanto quanto à potência, como em relação ao desenvolvimento lateral.

Os metaconglomerados, bem como os quartzitos grosseiros, se distribuem na região centro-norte do sinclinal.

Variações laterais de granulometria podem ser constatadas, formando interdigitações ao norte e ao sul, com os clásticos tendendo a se tornar granulometricamente cada vez mais finos, passando, desde conglomerados grosseiros intercalados a quartzitos grosseiros e médios, a uma sucessão monótona de quartzitos finos, ora apresentando estratos cruzados, ora laminações paralelas e até quartzitos limpos, maciços e homogêneos.

Comparativamente, verifica-se que na borda oeste são detectados paleocanais mais desenvolvidos, formando pacotes de metaconglomerados com seixos de diâmetro maiores do que na borda leste. Como exemplo, podem ser verificados os metaconglomerados de base mcm-1 e mcm-3, na área da Serra das Gaivotas, no primeiro caso com seixos até de 15 cm e no segundo, até de 30 cm. Dessa ordem de grandeza são também os seixos do pacote que ocorre na borda oeste, com quase 20 quilômetros de extensão, encontrado na base mcm-3.

Na aba leste, os corpos de metaconglomerados apresentam dimensões inferiores, tanto com relação à potência, desenvolvimento lateral e diâmetros dos seixos.

Um corpo de metaconglomerado, de características bastante diferentes daquelas apresentadas pelos dois tipos comuns observados (polimícticos e oligomícticos), foi detetado na borda leste, ao sul. Apresenta uma extensão aproximada de 250 metros, espessura de até 4 metros, constituído por seixos exclusivamente de quartzito, bem retrabalhados, arredondados. Tal horizonte, que ocorre numa região com alta predominância de quartzitos muito finos, ambiente litorâneo, parece ter originado de uma variação local no ambiente de deposição, sendo a fonte que lhe deu origem diferente da que resultou nos demais metaconglomerados da região.

A evolução da Formação Moeda, com relação ao aporte e fonte dos metassedimentos, não está ainda bem conhecida.

Os estudos sedimentológicos, efetuados com base em variações litoestratigráficas, estudos de orientação de estratificações cruzadas, bem como outras informações relacionadas a estruturas sedimentares,permitem tecer considerações confiáveis, mas com reservas, referentes às fontes ou origem dos metassedimentos que constituem atualmente aquela unidade estratigráfica da Série Minas.

Segundo Lindsey (1975), no mínimo duas paleocorrentes principais e provavelmente uma terceira se uniram no atual sinclinal de Moeda e se constituiram nos veículos de entrada de material que resultou na litofácies aluvial do Moeda.

Num primeiro evento foi depositada a Unidade Inferior (mcm-1), seguindo-se um aporte de material em ambiente marinho transgressivo, proveniente do sul e sudoeste, com estágios de mar raso-litorâneo e ambiente de águas mais profundas, resultando nos clásticos finos do membro intermediário (mcm-2). No terceiro e último estágio aluvial, foi formada a Unidade Superior, a qual, em sua fase final, sofreu influências de ambiente composto e alternado aluvial-marinho litorâneo, como se depara da presença de estratos laminados, com laminações paralelas e/ou quartzitos limpos e homogêneos característicos de depósitos litorâneos (praia).

A direção de paleocorrentes obtida de estudos de estratificações cruzadas, indicou que uma corrente principal veio do norte, formando um leque aluvial ao sul, sudeste e sudoeste do sinclinal, porém a uniformidade no tamanho dos grãos aliados aos das estruturas sedimentares e outras características dos metassedimentos, não induzem com firmeza a admitir que se trata de sedimentação deltáica, podendo, contudo, tratar-se de tal tipo de ambiente.

A orientação de estratificações cruzadas a sudoeste do sinclinal dá idéia de um possível aporte de material proveniente de oeste, porém o número de medidas que se conseguiu foi insuficiente, estatisticamente, para confirmar a existência de uma fonte de sedimentação de oeste para leste.

O mapa de isópacas (Fig. 2) indica maiores espessuras na borda oeste. Observações de campo, quanto à granulometria dos metassedimentos, indicam que a fração de quartzitos, excluídos os conglomerados presentes a leste, é mais grosseira e impura que a oeste. O mesmo mapa dá uma idéia da formação de um leque aluvial espraiando de leste para oeste, apesar das maiores espessuras do Moeda a oeste.

Considerando o exposto, é provável que houve contribuição de material detrítico mais grosseiro de norte para sul, com outra fonte proveniente de leste e nordeste depositando arenitos mais grosseiros a nordeste do sinclinal.

Como conclusão, a formação Moeda recebeu,primordialmente, em sua fácies aluvial, clásticos através de dois sistemas principais de paleodrenagem, com suprimento de material detrítico mais grosseiro,proveniente do norte, em sistema de paleodrenagem com correntes de maior competência e do leste, através de sistema secundário de paleodrenagem.

Quanto aos aspectos mineralógicos, verifica-se que a pirita constitui o mais abundante material opaco e ocorre disseminada na matriz dos metaconglomerados ou formando agregados; trata-se de pirita detrítica.

Outra forma encontrada é bem formada e ocorre, tanto em metaconglomerados, como em quartzitos.

A associação mineralógica urânio-ouro não está presente na área da Serra das Gaivotas, ao contrário do que ocorre nos sinclinais de Gandarela e Ouro Fino, verificando-se também, localmente, tal associação na aba leste do sinclinal de Moeda.

A ausência de ouro é devida ao grau de imaturidade dos metaconglomerados naquela serra e indica que o ambiente não foi favorável à mineralização daquele metal, devido à energia inadequada da paleocorrente que depositou os metaconglomerados.

São encontrados minerais primários e secundários de urânio, dependendo do grau de oxiredução e ação do intemperismo. Os primários correspondem a uraninita e "pitchblenda" e os secundários são representados por branerita, autunita e meta-autunita, ocorrendo também torbernita.

Outros detalhes relativos à mineralização e que são análogos aos do sinclinal do Gandarela, encontram-se relacionados no capítulo seguinte.

2. A FORMAÇÃO MOEDA NO SINCLINAL DO GANDARELA

A formação Moeda no sinclinal do Gandarela (Fig. 7) é constituída por metaconglomerados polimícticos e oligomícticos piritosos e por quartzitos grosseiros, médios e finos.

A área é caracterizada por dobras recumbentes, geralmente falhadas em seus planos axiais, com falhas, cuja atitude é paralela à foliação.

Repetições de camadas por efeito de falhas de empurrão são frequentes, o que dificulta bastante a interpretação da estratigrafia.

A formação foi dividida, pela equipe da NUCLEBRÁS, em três unidades estratigráficas, cada qual representando um macro-ciclo sedimentar.

A maior espessura ocorre no extremo sul do sinclinal, enquanto que a menor ocorre na parte norte. Isso equivale dizer que, à medida que se caminha para o noroeste, a formação Moeda tende a diminuir em espessura e percentagem de grosseiros.

Em consequência, a ocorrência das três unidades completas é restrita ao sul do sinclinal, na zona de maior espessura sedimentar.

Os sedimentos das unidades inferiores vão diminuindo em espessura e em % de grosseiros para o norte, chegando a atingir apenas 50 metros no extremo norte, em contraste com os 250 metros no extremo sul.

Existe também uma diminuição do tamanho de seixos e de percentagem de grosseiros no sentido leste-oeste, refletindo a direção geral da paleocorrente. Isso é comprovado por medidas de tamanho de seixos e de estratificação cruzada obtidas em quartzitos.

A existência de uma camada de quartzito fino, homogêneo, claro, estratificado, bastante característico na superfície e em testemunhos de sondagem, permite o estabelecimento de um nível de referência para o estudo das variações litoestratigráficas da Formação Moeda na área de Gandarela.

2.1. Estratigrafia da Formação

A sequência é representada por três unidades estratigráficas, cada qual atribuível a um macro-ciclo sedimentar, as quais foram denominadas de Unidade I, II e III, da base para o topo.

A área de ocorrência dessas unidades e as variações litológicas de cada uma podem ser muito bem visualizadas no mapa geológico e através das seções transversais (Figs. 8 a 18).

UNIDADE I - É a unidade inferior, com espessura variando entre 20 e 60 m e com média da ordem de 30 m, sobrepondo-se aos xistos do Grupo Nova Lima em contato discordante e erosivo. Ela compreende uma sequência de metaconglomerados basais com várias intercalações lenticulares de quartzitos grosseiros.

Os metaconglomerados basais, na maioria oligomícticos, radioativos, compreendem um conjunto de lentes de grande distribuição em área. Os seixos são constituídos principalmente por quartzo leitoso, ocorrendo, também, seixos de quartzito e xistos.

Medidas de estratificação cruzada nesses quartzitos indicam paleocorrentes com fluxo leste-oeste.

Os conglomerados oligomícticos são todos aqueles conglomerados que possuem mais de 85% de seixos de quartzo,quartzito e "chert".

2.2. Variações Litológicas e Aspectos Sedimentológicos e Mineralógicos

Trabalho sistemático de medidas de estratificação cruzada,de tamanho de seixos e o diagnóstico dos quartzitos e conglomerados da formação Moeda, permitem algumas conclusões que podem sugerir um modelo de deposição.

Cada ciclo sedimentar (cada unidade) no sinclinal do Gandarela, começa com a deposição de conglomerados grosseiros, sem larga continuidade lateral, intercalados com quartzitos de extrema variação granulométrica e, às vezes, com estratificação cruzada.

A deposição inicial deu-se numa superfície aplainada, erodida, do Grupo Nova Lima, mas controlada por baixios e por vales deposicionais já existentes (depressões aplainadas).

Essas depressões parecem ter tido uma configuração de maior contraste topográfico durante a sedimentação da Unidade I, a qual apresenta características de maior energia de corrente e direção geral tendendo mais para o sudoeste (ver Fig. 19).

A influência dessa superfície original, dos paleovales mais pronunciados na parte leste do sinclinal, declinam com o progresso da sedimentação das unidades superiores.

Também a energia de transporte diminui e a direção geral da paleocorrente adquire uma tendência mais para oeste.

A espessura dos conglomerados e o tamanho dos seixos diminuem para o norte e para oeste, onde os quartzitos dominam a seção.

A formação atinge sua máxima espessura no sul,com 250 metros e chega a 50-60 metros na parte norte.

As medidas de estratificação cruzada, tamanho de seixos, relação conglomerado/quartzitos, variação da espessura da formação, conformação do embasamento nas bordas leste e oeste, imaturidade textural de muitos clásticos indicando transporte de curta distância nas proximidades da borda leste, mostram que as correntes que depositaram esses sedimentos estavam encaixadas em uma planície aluvial, com direção de paleocorrente de leste para oeste.

As depressões estão preenchidas por material grosseiro, existindo muitas vezes intercalações de conglomerados e quartzitos com tendência a coalescer lateralmente e na direção do fluxo da corrente, ou seja, de leste para oeste.

Os paleovales podem significar exatamente zonas de descarga de material, "entry points" de sistemas de drenagem fluvial numa planície aluvial, que em função das descargas da corrente e do material transportado, determinam os padrões sedimentares.

Aos numerosos conglomerados sobrepoem-se várias intercalações de quartzitos grosseiros, médios e finos, formando lentes e interdigitações típicas, de caráter fluvial.

Os corpos de conglomerados não têm grande continuidade lateral e apresentam geometria bastante heterogênea.

Assim sendo, todas as observações indicam que essa sequência de quartzitos e conglomerados foi depositada em um ambiente fluvial de águas rasas, através de um sistema de paleodrenagem que fluia de leste para oeste-sudoeste em forma de rios anastomosados ("braided river").

Esse também é o modelo defendido por Sims (1976) para a sedimentação da Série Jacobina e por um grande número de geólogos para a origem dos metaconglomerados auríferos-uraníferos do Rand.

Pirita é o mais abundante material opaco e ocorre pelo menos em duas formas: uma arredondada, de aspecto nodular, ocorrendo frequentemente com material carbonoso e bastante escuro. Essa pirita é de origem detrítica.

A segunda forma, bem cristalizada, ocorre indistintamente em quartzitos e conglomerados e é de origem posterior, metamórfica.

Aparece ainda rutilo em grãos arredondados, leucoxênio, monazita em pequenas quantidades, uraninita, pequena quantidade de coffinita e branerita.

Esse último é um mineral de urânio muito comum em Blind River, no Canadá, e nos depósitos da África do Sul, chegando em determinadas zonas a ser o principal mineral do depósito uranífero. É também chamado de "uraninita secundária" e é interpretado como um mineral produzido pela reação da uraninita com ilmenita ou rutilo.

No sinclinal da Moeda a branerita ocorre, às vezes, em grandes quantidades, nas zonas cataclasadas, mostrando realmente que é um mineral metassomático.

A uraninita detrítica foi muito bem diagnosticada em microsonda, bem como a pirita nodular que ocorre com material carbonoso (antigamente denominado também de thucolita).

Estudos petrográficos desenvolvidos por Grossi Sad (1976, comunicação escrita), indicaram que a pirita da matriz dos conglomerados ocorre sob a forma de grãos finíssimos concordantes com a xistosidade. O quartzo da matriz é de veio e tem várias inclusões e vacúolos.

A história geológica, segundo Grossi Sad, é: recristalização metamórfica com preservação de parte da pirita com seu contorno arredondado (clástica); a maior parte da pirita foi recristalizada e englobou, por vezes, parte da matriz. Ocorreu cataclasamento posterior e quebramento dos seixos do conglomerado e de cristais de pirita e penetração da matriz nos seixos e na pirita.

Todo o quartzo de veio é esfumaçado devido à cataclase. Isso significa dizer que não existem duas gerações de quartzo de veio nas amostras.

A mineralogia da matriz é muito simples e em geral ela é constituída somente de sericita, quartzo, pirita e matéria carbonosa.

A história geológica da pirita pode ser também resumida assim:

a) transporte sedimentar com arredondamento dos grãos e sua incorporação nos conglomerados;

b) recristalização quase total com obliteração da forma original;

c) cataclase com fraturamento e substituição parcial da pirita por sericita e quartzo em fissuras.

3. A FORMAÇÃO MOEDA NO SINCLINAL DO OURO FINO

Como no sinclinal do Gandarela, a formação é constituída exclusivamente por quartzitos e conglomerados, com grande predominância da primeira litologia (ver Figs. 20 a 22).

A espessura média é da ordem de 300 metros e, aparentemente, a correlação estratigráfica com a sequência do sinclinal do Gandarela não é muito boa.

Não ocorre o quartzito fino da Unidade II, que é tido como de origem litorânea, e os três ciclos não são bem definidos como no Gandarela.

Tendo em vista a limitação do trabalho desenvolvido pela NUCLEBRÁS na área do sinclinal de Ouro Fino e a complexidade tectônica da região, não existe ainda um estudo mais completo capaz de estabelecer com maior exatidão as suas características sedimentares e paleogeográficas.

A estratigrafia pode ser resumida da seguinte forma:

Parte superior constituída por quartzitos médios e finos, muito sericíticos, claros, com espessura da ordem de 80-100 m. Uma zona intermediária formada por conglomerados oligomícticos e polimícticos intercalados por quartzitos grosseiros e matriz quartzosa sericítica, com espessura da ordem de 50-60 metros.

A parte inferior é formada por conglomerado basal e uma sequência de quartzito médio sericítico, com intercalações conglomeráticas e espessura de 120-140 metros.

Na zona norte do sinclinal observa-se a ocorrência de um espesso pacote de conglomerado basal, com espessura maior que 35 metros. É uma sequência em que o conglomerado polimíctico predomina, com seixos de até 5 cm e pequenas intercalações de conglomerados oligomícticos e de quartzitos.

Esses conglomerados tendem a diminuir para o sul, passando para quartzitos e pequena camada de conglomerado basal.

Isso sugere que a paleocorrente principal ou o principal sistema de paleodrenagem estava encaixado na parte que hoje forma a área norte do sinclinal, coalescendo para o sul, onde os sedimentos mostram menor granulometria e menores espessuras de grosseiros.

As direções de paleocorrentes obtidas por estratificação cruzada mostram também sentido da corrente de leste para oeste, coincidente com aquelas do Gandarela.

Em termos de litologia, poder-se-ia correlacionar essa sequência Moeda do sinclinal de Ouro Fino, como pertencente à Unidade III do Gandarela e correspondente aos sedimentos que teriam sido depositados numa área adjacente àquela do sul da Área 2, encaixada no mesmo sistema fluvial, com posterior separação por movimentação tectônica.

4. A FORMAÇÃO MOEDA NA PARTE SUL E SUDESTE DO QUADRILÁTERO

A parte sul do sinclinal da Moeda mostra uma fina camada inferior de quartzitos de aspecto fluvial, com estratificação cruzada e diagnóstico continental, passando para uma sequência de quartzitos e filitos finos e bem laminados, com estratificação paralela de ambiente marinho ou litorâneo.

Isso mostra que durante a época de deposição dos sedimentos da parte superior da formação Moeda, a área estava coberta pelo mar, tendo este invadido o continente numa zona que antes era planície aluvial.

Os quartzitos que ocorrem na parte sul, no sinclinal de Dom Bosco e Santa Rita, assim como a estreita faixa da formação que ocorre do lado oriental da serra do Caraça, são de características litorâneas. Estratificação cruzada é muito rara, e quando existe, apresenta baixo ângulo com o acamamento. A laminação paralela domina e os pacotes formam camadas individuais de mais de 4 metros de espessura, indicando sedimentos litorâneos típicos.

Os quartzitos são constituídos por areia fina, bem classificados, muito puros, com pouca matriz sericítica e espessura não superior a 50 metros.

Próximo a Catas Altas, a formação apresenta-se sob a forma de um quartzito fino a médio, pouca matriz, grãos de quartzo recristalizados e de boa classificação e contém na base um conglomerado com seixos de quartzitos.

Esses seixos têm forma elíptica e muito bem arredondado, pouca matriz e o quartzo que constitui os seixos está recristalizado.

As características são de sedimentos litorâneos e os seixos podem ter sido formados a partir do próprio quartzito cambotas, por ação de ondas e de correntes marinhas ao longo da praia (Lindsey, op. citado).

Isso significa que durante a sedimentação da Formação Moeda, os quartzitos Cambotas forneceram substancial parcela de detritos e, consequentemente, têm idade bem mais antiga.

5. ESBOÇO PALEOGEOGRÁFICO DA FORMAÇÃO MOEDA

De acordo com as características faciológicas já descritas, medidas de estratificação cruzada e tamanho de seixos, além dos diagnósticos ambientais e espessuras da formação em todo o Quadrilátero, pode-se propor o seguinte esboço paleogeográfico (ver Figs. 23 a 25).

Durante a deposição da Formação Moeda,existiam 2 ou 3 grandes direções de paleodrenagens na área que se interligaram na posição original do sinclinal da Moeda. Havia uma direção de norte para sul e que indica a paleocorrente que foi responsável pela formação de um extenso leque de conglomerados e arenitos grosseiros na parte norte do sinclinal da Moeda, dando origem aos conglomerados radioativos da Serra das Gaivotas e adjacências. Uma outra paleocorrente fluia de leste para sudoeste, em direção ao mar, mais ao sul da área.

É possível ainda a existência de uma terceira paleodrenagem, que fluia de oeste para o sul,também convergindo para o mar.

A variação litológica que ocorre no sinclinal da Moeda, de norte para o sul, mostra a transição de ambiente aluvial-litorâneo-marinho.

A unidade intermediária , constituída principalmente por filitos e arenitos de origem marinha,sugere o mesmo ambiente de deposição da formação Batatal.

A transgressão marinha que caracterizaria o fim do tempo Caraça, poderia ter sido iniciada no período intermediário da deposição da Formação Moeda, na área do sinclinal da Moeda.

A parte sul do Quadrilátero,onde os quartzitos finos e filitos de laminação paralela sobrepõem-se a uma pequena camada de quartzitos fluviais, mostra também a mudança para sedimentação marinha ou litorânea.

Os sedimentos que caracterizam os sinclinais do Gandarela e do Ouro Fino são aluviais,com direção de paleocorrentes de leste para oeste e mostram uma grande paleodrenagem na parte sul da área.

Essa paleodrenagem é caracterizada pelo grande aporte de grosseiros, pelas espessuras aí depositadas, pelas direções de paleocorrentes a partir da estratificação cruzada e tamanho de seixos.

A Unidade II do Gandarela contém um quartzito fino de origem marinha ou litorânea, e pode significar o início interrompido da transgressão marinha que viria mais tarde no ocaso do tempo Moeda. Isso coincide também com as características da formação no sinclinal da Moeda.

Um grande sistema fluvial existia na planície aluvionar da época Moeda, com as principais paleocorrentes encaixadas na área sul do sinclinal do Gandarela, as quais foram responsáveis pela formação dos principais conglomerados e quartzitos grosseiros que aí ocorrem.

Os sedimentos do sinclinal de Santa Rita e os bordejantes à Serra do Caraça, são de origem provável litorânea ou marinha.

Em resumo, a formação Moeda no Quadrilátero Ferrífero se divide em três fácies, sendo duas aluviais e uma marinha ou litorânea. As duas principais representadas pelos quartzitos grosseiros e conglomerados que ocorrem no sinclinal da Moeda e pelos sedimentos do sinclinal do Gandarela e Ouro Fino. A terceira, litorânea, é representada pelos sedimentos que ocorrem na parte sul do Quadrilátero e por aqueles que compõem a parte superior da Unidade II do sinclinal do Gandarela e do sinclinal da Moeda.

AGRADECIMENTO

O autor agradece ao Professor J.H. Grossi Sad, pela gentileza nas correções do texto e sugestões apresentadas na composição do trabalho.

BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

AYRES, G.J. - 1974 - "Projeto Quadrilátero Ferrífero - An. 9" - Relatório interno CNEN.

BAIN, G.W. - 1972 - "Note on the Uraniferous Moeda Conglomerate Formation Southward from Belo Horizonte" - CNEN - Brazil.

DORR et al. - 1957 - "Revisão da estratigrafia do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil". DFPM, Avulso 81, Rio de Janeiro.

———— - 1969 - "Phisiographic, Stratigraphic, and Structural Development of Quadrilatero Ferrifero, Minas Gerais, Brazil" - USGS Professional Paper 641-A.

FEATHER et al. - 1975 - "The Mineralogy of the Witwatersrand Reefs" - Minerals Sci. Eng., vol. 7 - nº 3, pp. 189-221.

GROSSI SAD, J.H. - 1976 - "Petrologia de algumas amostras selecionadas de filitos, quartzitos e metaconglomerados da Formação Moeda" - Relatório interno da NUCLEBRÁS.

LINDSEY, D.A. - 1975 - "Depositional Environments and Paleocurrent Directions in the Precambrian Moeda Formation, Minas Gerais, Brazil". MME/United States-Department of the Interior - Project Report - (IR) BR-78.

MAGALHÃES, C.T. - 1978 - "Aspectos sedimentológicos da Formação Moeda no sinclinal da Moeda - Quadrilátero Ferrífero - Apresentado no XXX Congresso Brasileiro de Geologia - Recife.

———— - 1974 e 1975 - Relatórios Finais das Anomalias 10 e 18 - Quadrilátero Ferrífero - CNEN (inéditos).

———— - 1975 - Relatório Final - Projeto Serra das Gaivotas, Mapeamento Geológico - NUCLEBRÁS (inédito).

MATOS, E.C. - 1978 - Relatório Final do Projeto Gandarela - Fase Sondagem/Perfilagem - NUCLEBRÁS (inédito).

MINTER, W.E.L. - 1975 - "Sedimentological Aspects of Moeda Conglomerate in the Gandarela and Brumadinho Areas of Minas Gerais, Brazil". Occasional Report (inédito).

MOURA, L.A.M. - 1974 - Relatório Final do Projeto Quadrilátero Ferrífero - Relatório da CNEN (inédito).

———————— - 1976 - Relatório Final do Projeto Gandarela - Mapeamento Geológico - NUCLEBRÁS (inédito).

———————— - 1976 - Projeto Gandarela - Mapeamento Geológico - Área 2 - Síntese - NUCLEBRÁS (inédito).

MOURA, L.A.M. e VILLAÇA, J.N. (1978) - "A Formação Moeda no Sinclinal de Gandarela". Apresentado no XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife.

POMERENE, J.B. - 1964 - "Geology and ore Deposits Belo Horizonte, Ibirité and Macacos Quadrangles - Minas Gerais, Brazil". USGS - Professional Paper 341-D.

RAPOSO, C. e VILLAÇA, J.N. - 1978 - "Aspectos Petrográficos e Metalográficos dos Metaconglomerados da Formação Moeda - Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais". Apresentado no XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife.

ROBERTSON, D.S. - 1973 - "Mineralogical Study of Radioactives Specimens from Brazil" - Internal Report EMT-73-r - CNEN (inédito).

SANTOS, R.S. - 1980 - Boletins de Petrografia e Mineralogia de amostras da Formação Moeda - NUCLEBRÁS (inédito).

SIMS, J.F.M. - 1977 - "A Geologia da Série Jacobina Aurífera nas vizinhanças de Jacobina, Bahia - Brasil" - XVII Semana de Estudos da SICEG, pp. 223-282.

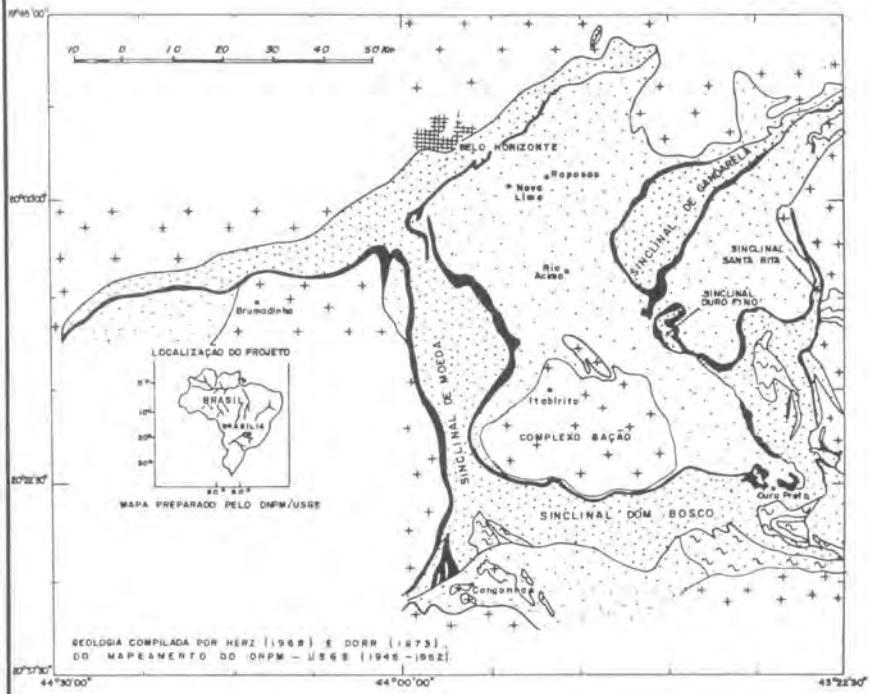
SMITH, N.D. and MINTER, W.E.L. - 1980 - "Sedimentological Control of Gold and Uranium in the Witwatersrand Paleoplacers" - Economic Geology - vol. 75, pp. 1-14.

VILLAÇA, J.N. - 1977 - "Prospecção de Urânio no Quadrilátero Ferrífero". Revista Mineração e Metalurgia nº 382, pp. 6-13.

NUCLEBRÁS
SUPPM / EBHO.PM

MAPA GEOLÓGICO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO
MINAS GERAIS — BRASIL

Fig. 1



CONVENÇÕES

Série Itacolomi

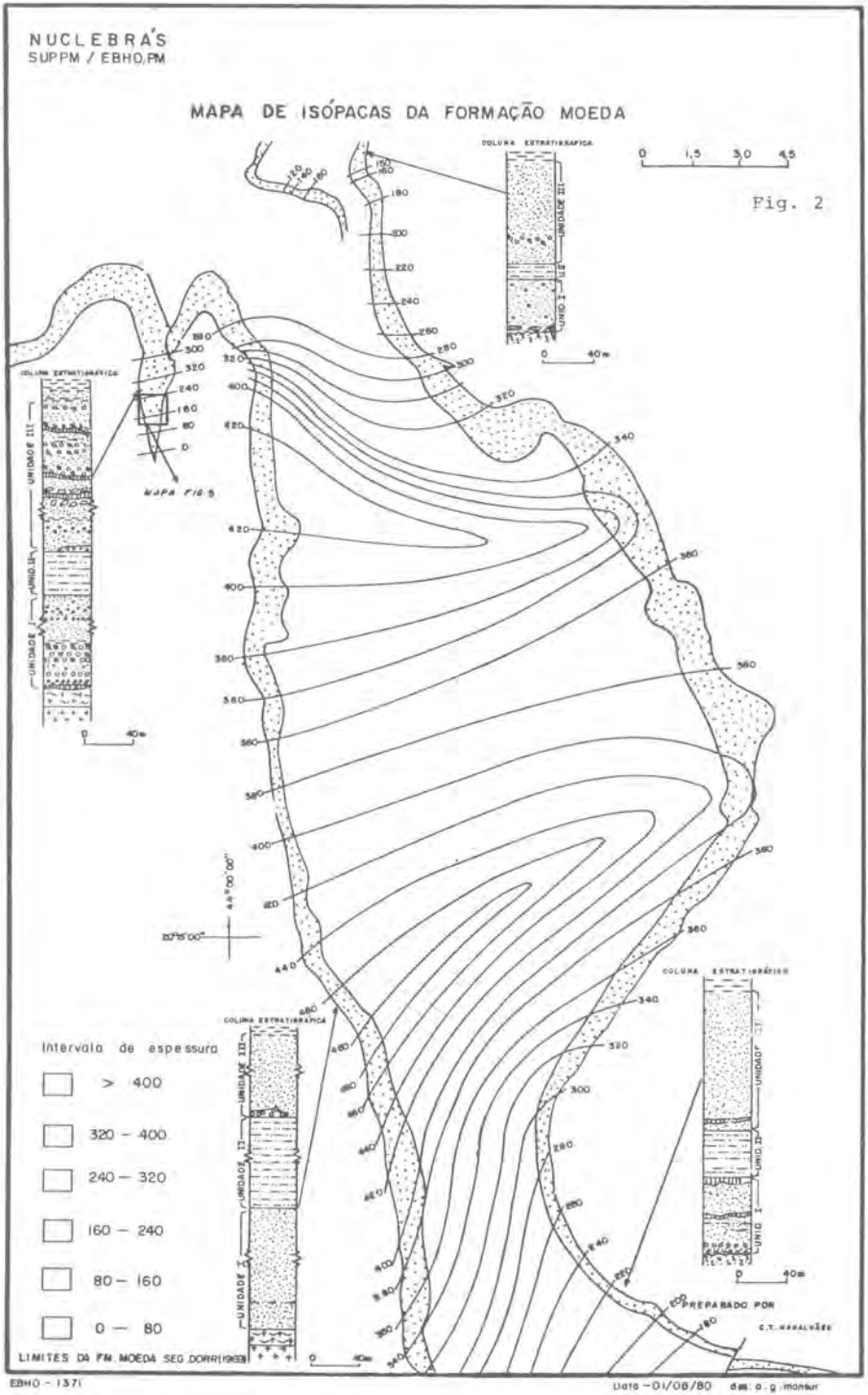
Série Minas

Grupo Caraça
Formação Moeda

Série Rio das Velhas

Granitos gnaisses e granodioritos

NG


NUCLEBRÁS
SUPPM / EBHO.PM
MAPA DE ISÓPACAS DA FORMAÇÃO MOEDA
Fig. 2
0 1,5 3,0 4,5
COLUNA ESTRATIGRÁFICA
UNIDADE III
UNID. II
UNID. I
0 40m
MAPA FIG 5
Intervalo de espessura
> 400
320 – 400
240 – 320
160 – 240
80 – 160
0 – 80
LIMITES DA FM. MOEDA SEG. DORR (1969)
PREPARADO POR
C.T. MAGALHÃES
EBHO - 1371
Data - 01/08/80

NUCLEBRÁS
SUPPM / EBHO.PM

MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DE SEIXOS DA UNIDADE I DA FORMAÇÃO MOEDA

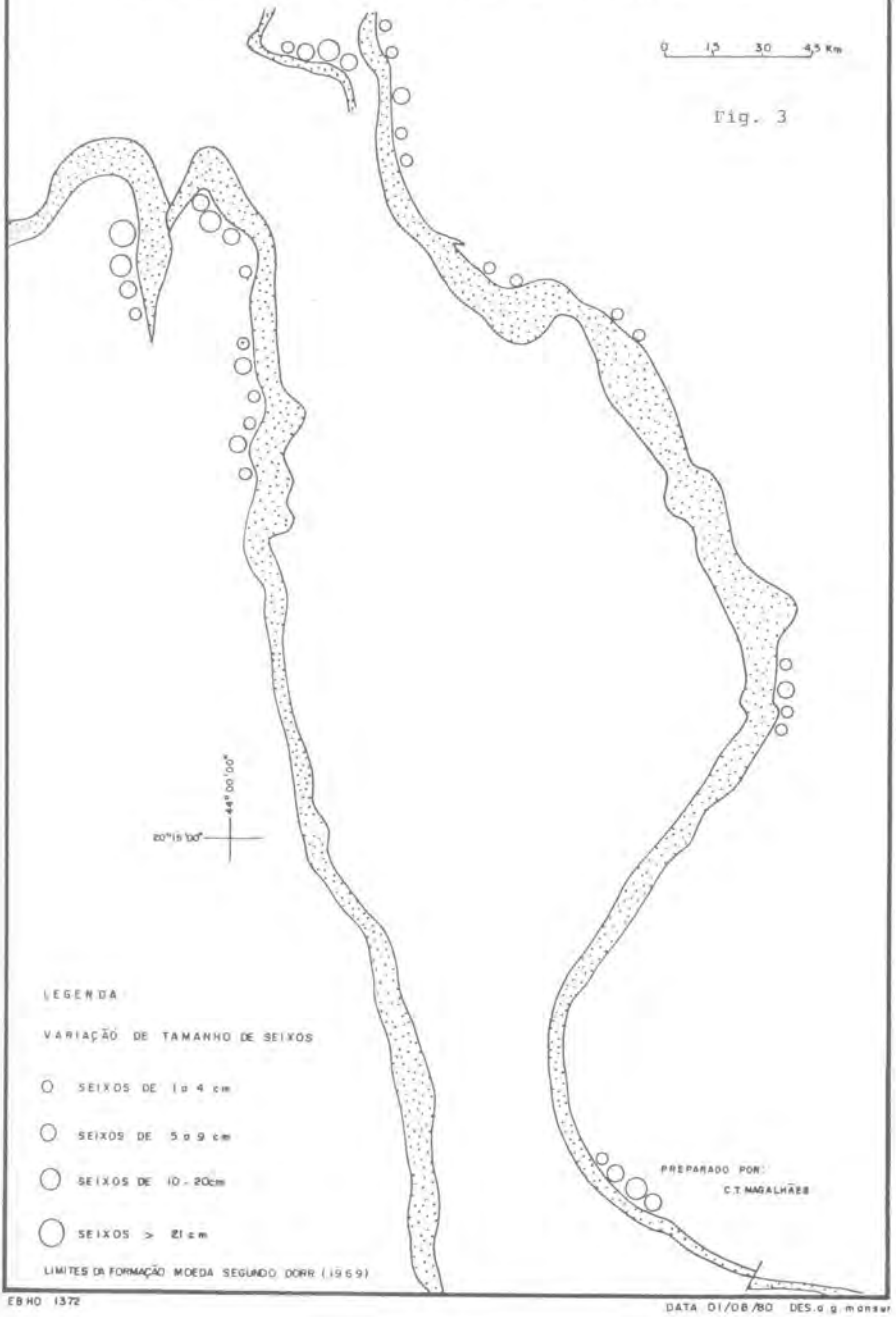
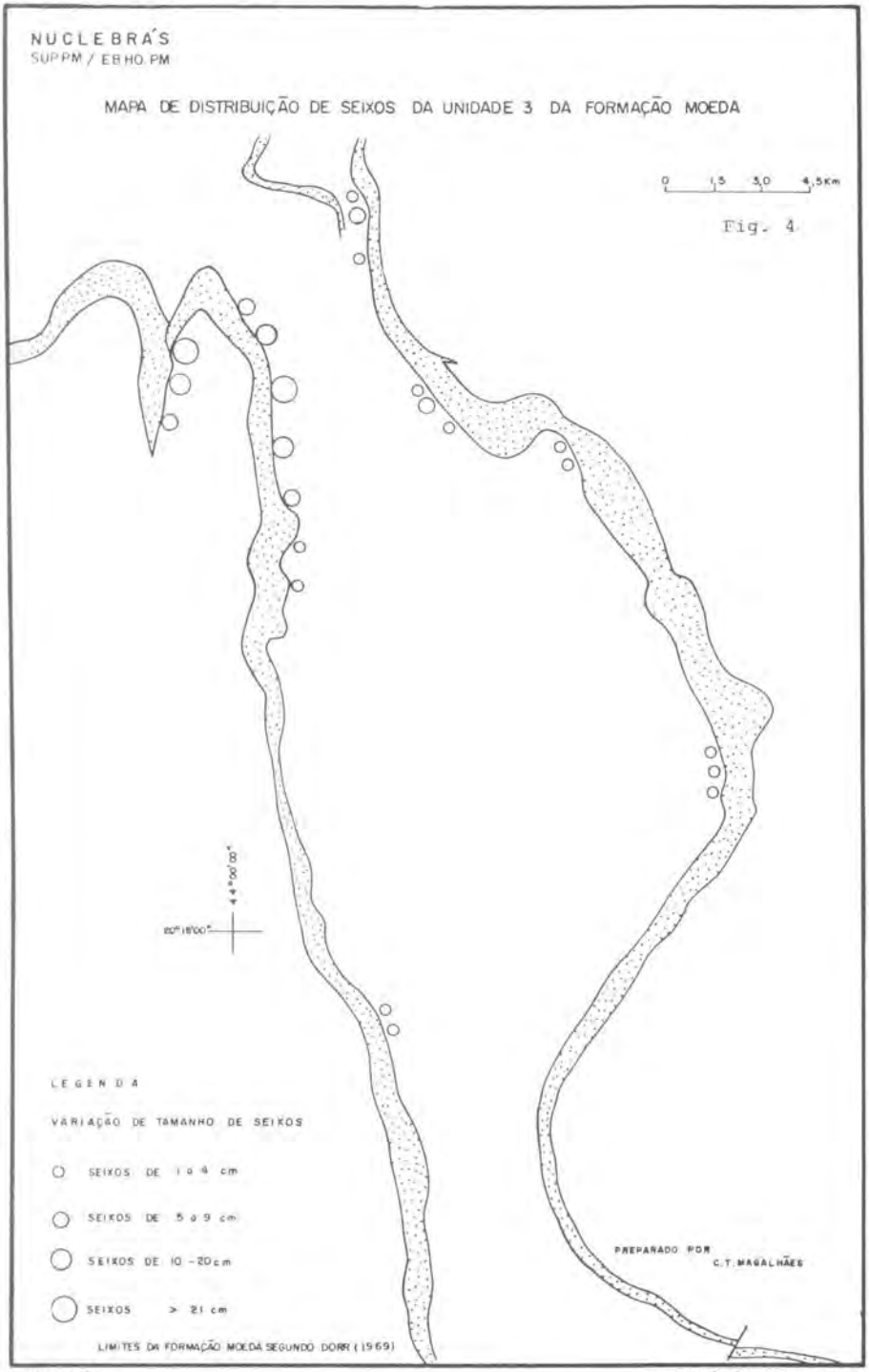


Fig. 3

EBHO 1372

DATA 01/08/80 DES. a.g. monsar



EBHO 1372

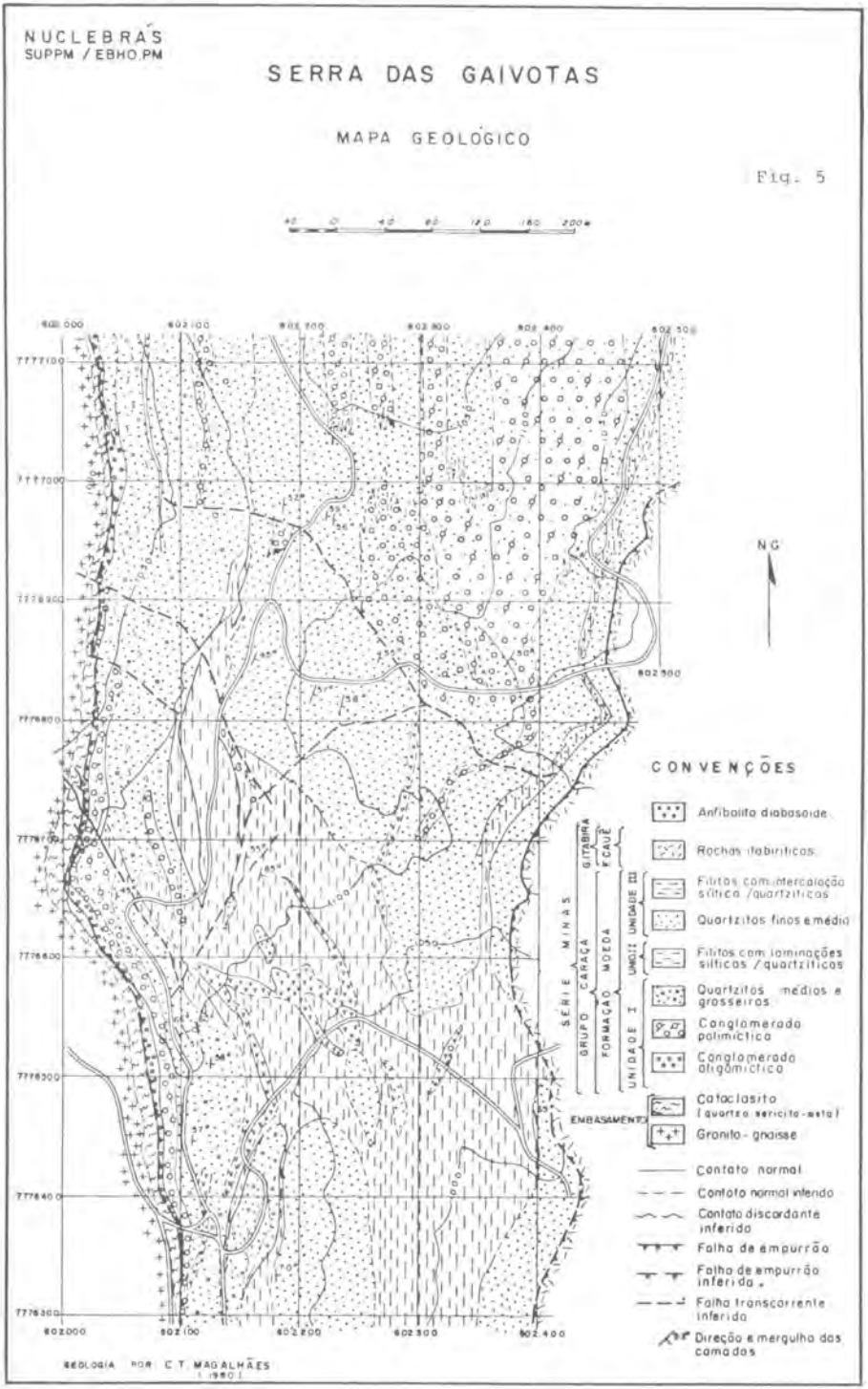
DATA-01/08/80 DES: a.g.moreur

NUCLEBRÁS
SUPPM / EBHO.PM

SERRA DAS GAIVOTAS

MAPA GEOLÓGICO

Fig. 5



NUCLEBRÁS
SUPPM / EBHO. PM

SEÇÃO TIPO "SERRA DAS GAIVOTAS"

Fig. 6

m	LITOLOGIA	DESCRIÇÃO LITOLÓGICA
		QUARTZITO cinza claro, fino.
		QUARTZITO esverdeado, muito fino, grada a quartzo-sericita-xisto, laminado.
		QUARTZITO cinza claro, médio, níveis grosseiros e conglomeráticos.
50		Intercalações de quartzito fino/conglomerático.
		CONGLOMERADO polimíctico, seixos até 1 cm, veio de quartzo.
100		Intercalações filitosas
		QUARTZITO cinza claro, fino a médio, sericítico, raras intercalações de quartzitos grosseiros a conglomeráticos.
150		CONGLOMERADO polimíctico cinza claro a médio, seixos até de 15 cm, matriz quartzítica fina a média, sericítica.
		QUARTZITO cinza claro a médio, muito fino, grada quartzito filitoso, laminado.
200		QUARTZITO cinza claro, fino a médio silicificado, compacto, frequentes intercalações de quartzito conglomerático, seixos erráticos, pouco piritoso.
250		CONGLOMERADO polimíctico, cinza, 20/30% de seixos de quartzo, quartzito e filito, localmente piritoso, matriz quartzítica sericítica, localmente piritosa.
300		CONGLOMERADO oligomíctico esverdeado claro, 15/30% de seixos de quartzo de 1 a 8 cm, matriz quartzítica sericítica fina, frequentemente piritosa. Zona brechóide no contato com embasamento.
330		EMBASAMENTO GRANITO-GNÁISSICO intensamente cataclasado na zona de contato (cataclasito). Abundância de sericita - contato por falha de empurrão.

Unidade III

Unidade II

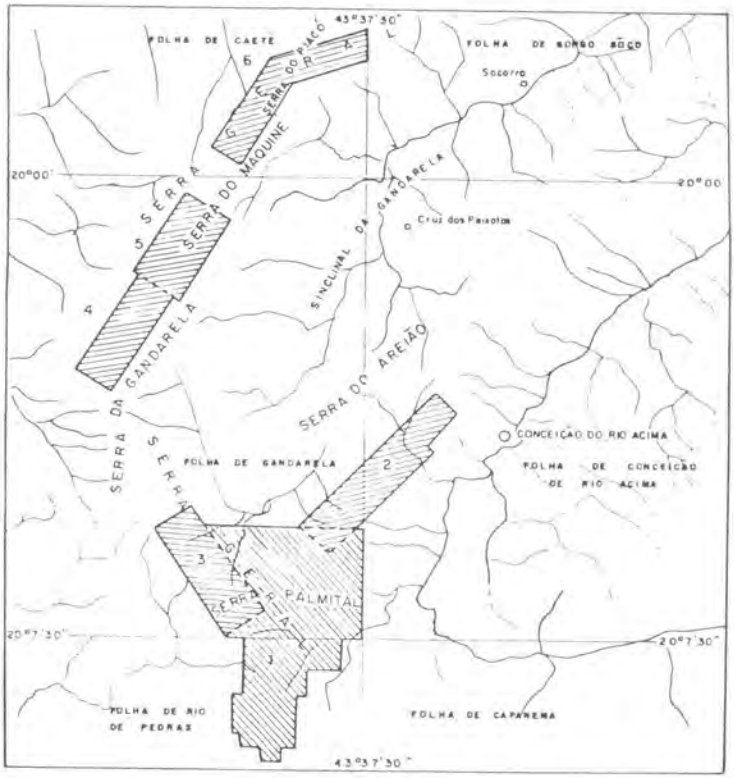
Unidade I

PREPARADO POR: C. T. MAGALHÃES (1980)

NUCLEBRÁS
SUPPM / EBHO PM

Fig. 7

MAPA DE LOCALIZAÇÃO DO PROJETO GANDARELA



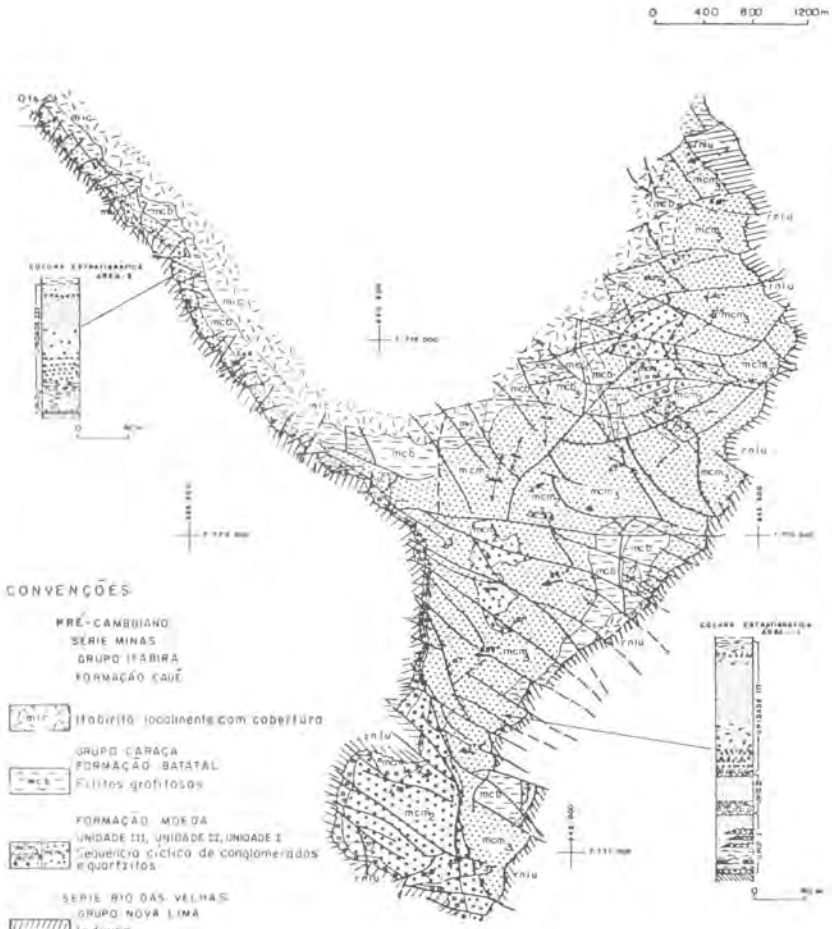
PREPARADO POR
L A N MOURA
C T MAGALHÃES

NUCLEBRÁS
SUPPM / EBHO PM

Fig: 8

MAPA GEOLÓGICO DA FORMAÇÃO MOEDA

SINCLINAL DO GANDARELA - SUL (d'ação-1 e 3)



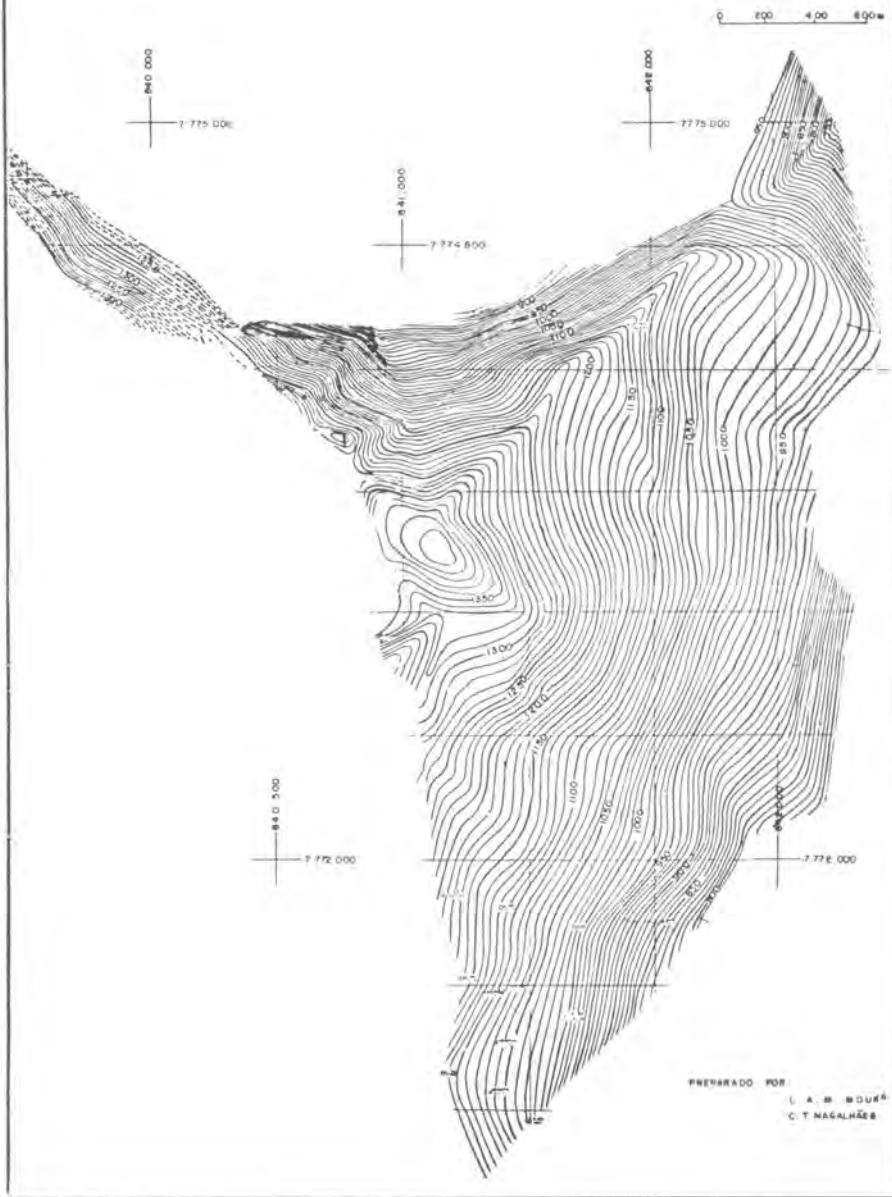
GEOLOGIA POR:
L. A. M. MOURA
E. C. DE MATOS

NUCLEBRÁS
SUPPM / EBHOPM

MAPA DE CONTÔRNO ESTRUTURAL DA BASE DA FORMAÇÃO MOEDA

SINCLINAL DO GANDARELA — SUL (área - 1 e 3)

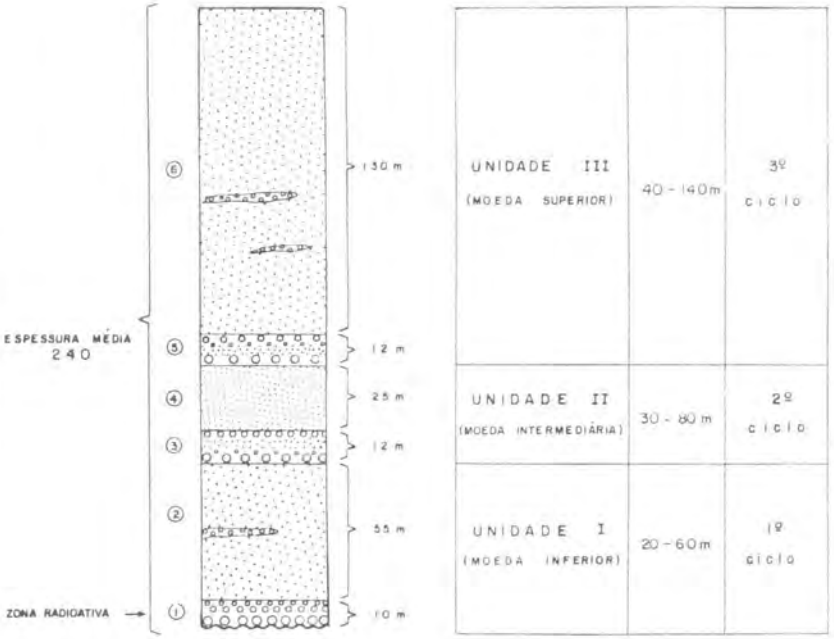
Fig. 9



NUCLEBRÁS
SUPPM / EBHO RM

Fig. 10

ÁREA I — GANDARELA



PREPARADO POR
J. N. VILLAÇA

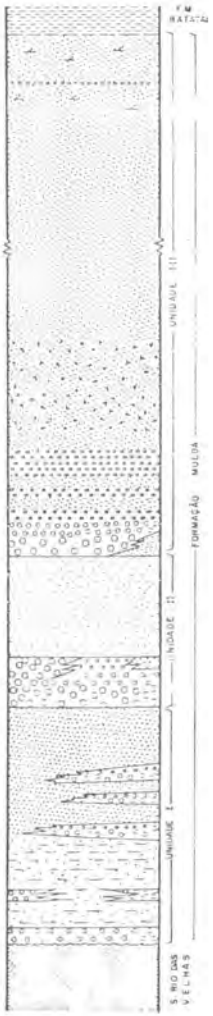
NUCLEBRÁS
SUPPM/EBHO PM

SEÇÃO TIPO NO FLANCO SUL DO SINCLINAL DO GANDARELA

ÁREA-I — UNIDADES I, II e III

Fig. 11

0 10 20m



Filito grafitoso, cinza escuro. Seu contato inferior é frequentemente gradacional.

Conglomerado oligomicto, espessura 0,20 a 1,0 m, seixos de até 2 cm de quartzo esfumaçado, gradando para o topo a quartzito.

Ciclos iniciando com quartzito cinza claro, muito grosseiro, gradando a médio, pouco sericítico, com estratificação cruzada na parte superior da sequência.

Ciclos iniciando com quartzito conglomerático, gradando para o topo a quartzito cinza claro, grosseiro, pouco piritoso.

Ciclos de conglomerado oligomicto com seixos de 1 a 3 cm de quartzo esfumaçado com espessura de aproximadamente 0,5 m, gradando para o topo a quartzito muito grosseiro a grosseiro.

Conglomerado oligomicto a polimicto, seixos de quartzo e quartzito, ocasionalmente de xisto, sequência gradacional com seixos de 6 a 2 cm em porcentagem variável. Contém intercalações de quartzito grosseiro.
Quartzito branco, fino, muito bem selecionado, maciço, silicificado, pouco sericítico, frequentemente fraturado.

Conglomerado, oligomicto a polimicto, seixos de quartzo, quartzito, ocasionalmente de xisto. Sequência gradacional da base para o topo com seixos de 6 a 2 cm em porcentagem variável. Localmente com intercalações de quartzito grosseiro.
Quartzito cinza médio a claro, grosseiro, pouco sericítico, com ocasionais intercalações de conglomerado.

Ciclos de conglomerados, oligomictos e polimictos, seixos de 2 a 4 cm de quartzo e de quartzito gradando a quartzito grosseiro, no topo de cada ciclo.

Quartzito cinza médio a claro, grosseiro, sericítico, com frequentes intercalações de conglomerado.
Conglomerado oligomicto, vários ciclos, elevada percentagem de seixos de quartzo branco a esfumaçado, de 2 a 5 cm, matriz quartzosa, sericítica, piritosa, com mineralização de ouro e uraninita. Evidências de matéria carbonosa.

Discordância

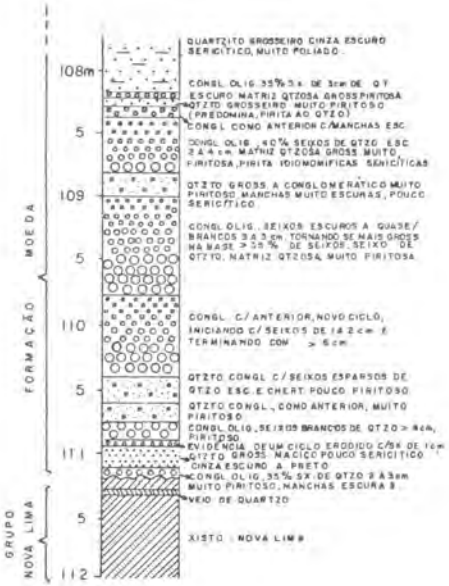
Quartzo-sericita xisto, cinza médio, localmente grafitoso, por vezes piritoso.

GEOLOGIA POR E. C. DE MATOS

NUCLEBRÁS
SUPPM / EBHO PM

Fig. 12

SEÇÃO TIPO DO CONGLOMERADO BASAL (Sondagem) NO SINCLINAL DO GANDARELA



EBHO 511 02/12/76 des c.g. guimarães

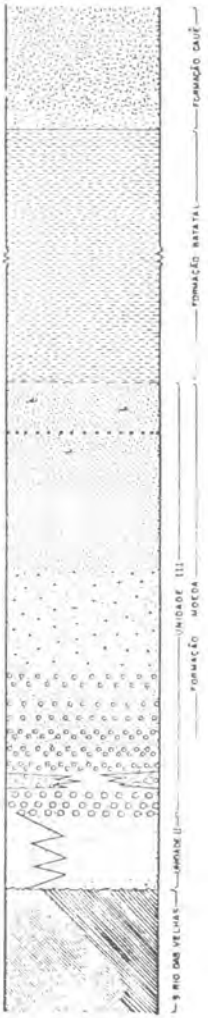
NUCLEBRÁS
SUPFM/EBHO PM

SEÇÃO TIPO NO FLANCO SUDESTE DO SINCLINAL DO GANDARELA

ÁREA - 3 — UNIDADES II e III

Fig. 13

0 10 20m



ESPESSURA MÉDIA — 100 m

Fácies ferrífera oxidada. Itabiritos frequentemente com cobertura de canga.

Filito cinza escuro, grafitoso, untuoso ao tato. Contato inferior por vezes gradacional.

Conglomerado oligomítico de granulação fina, seixos de quartzo branco e [illegible] arredondados, seleção e percentagem regulares, com contra-moldes de minerais prismáticos. Grada para o topo a quartzito médio a grosseiro sericítico, seleção regular e há [illegible] estratificação cruzada.

Quartzito muito grosseiro gradando a grosseiro, sedimentação cíclica, com ocorrência de estratificação cruzada no topo da sequência.

Quartzito conglomerático, gradando a quartzito grosseiro para o topo, formando vários ciclos com tendência a predomínio de quartzito grosseiro no topo da sequência.

Conglomerado oligomítico, seixos de até 2 cm de quartzo esfumaçado, branco e [illegible], matriz quartzosa grosseira, sericítica, com c/moldes de minerais prismáticos, espessura de até 1,0 m, gradando para o topo a quartzito grosseiro formando sequências cíclicas com incremento dos conglomerados para o topo.

Conglomerado grosseiro, oligomítico, com seixos de 4 a 7 cm, de quartzo branco esfumaçado, e de quartzito, regular seleção, subarredondado. Matriz quartzosa grosseira, bastante sericítica.
Quartzito de coloração esbranquiçada, granulometria fina, bem selecionado, maciço, pouco sericítico, localmente silicificado, c/interdigitação de quartzito médio a grosseiro, bem selecionado.

Discordância

Quartzo-sericita xisto de coloração marrom avermelhado a cinza claro, granulometria fina.
Filito clorítico cinza escuro, de granulometria muito fina.

GEOLOGIA POR E. C. DE MATOS

NUCLEBRÁS
SUPPM / EBHOPM

Fig. 14

MAPA DE ISÓPACAS DA FORMAÇÃO MOEDA

SINCLINAL DO GANDARELA - SUL (área - 1 a 3)

0 400 800 1200m

CONVENÇÕES

Pré-Cambriano
Série Minas
Grupo Itabira
Formação Cauê
Itabirito localmente com cobertura

Grupo Caraça
Formação Batatal
Filitos grafitosos

Formação Moeda
Sequência cíclica de conglomerado e quartzitos

Série Rio das Velhas
Grupo Nova Lima
Indiviso
Xistos

INTERVALO DE ESPESSURA

> 200 m

150 – 200 m

100 – 150 m

50 – 100 m

30 – 50 m

GEOLOGIA POR
L.A.M. MOURA
E.C. DE MATOS

NUCLEBRÁS
SUPPM / EBHOPM

Fig. 15

MAPA GEOLÓGICO DA FORMAÇÃO MOEDA
SINCLINAL DO GANDARELA — SUL (área - 2)

CONVENÇÕES

PRÉ-CAMBRIANO
SÉRIE MINAS
GRUPO ITABIRA
FORMAÇÃO CAUÊ

mic — Itabirito localmente com cobertura

GRUPO CARAÇA
FORMAÇÃO BATATAL

mcb — Filitos grafitosos

FORMAÇÃO MOEDA
UNIDADE III

mcm_3 — Sequência cíclica de conglomerados e quartzitos

SÉRIE RIO DAS VELHAS
GRUPO NOVA LIMA

rnlu — Indiviso
Xistos

Contato normal / inferido
Contato discordante
Falha de empurrão / inferido
Falha transcorrente
Direção e mergulho
261° Direção de paleocorrente

GEOLOGIA POR:
W. DOS SANTOS
E. C. DE MATOS

NUCLEBRÁS
SUPPM/EBHO.PM

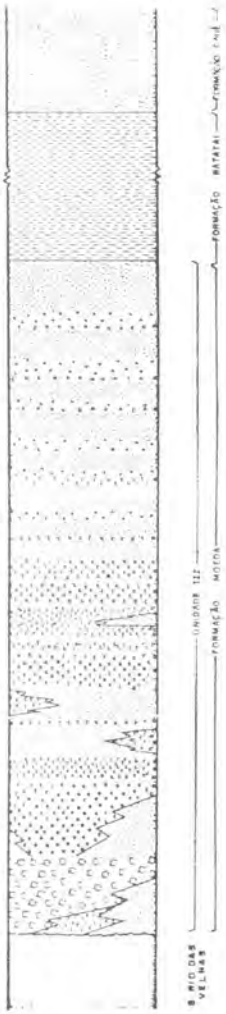
SEÇÃO TIPO NO FLANCO LESTE DO SINCLINAL DO GANDARELA

ÁREA 2 — UNIDADE III

Fig. 16

0 10 20 m

ESPESSURA MÉDIA – 140 m



Itabiritos, geralmente cobertos por canga limonítica.

Filito cinza escuro, localmente muito grafitoso.

Contato gradacional com a Formação Moeda. Quartzito grosseiro a conglomerático, alguns níveis de granulação média a fina, cinza a esbranquiçada, localmente avermelhada, sericítico, seixos e grãos subangulares e subarredondados, claros e escuros, até 0,8 cm. Alguns níveis apresentam estratificação cruzada. Frequentes níveis de 10 a 30 cm de conglomerado oligomítico, com 10/20% de seixos até 1 cm de quartzo claro e alguns escuros, de quartzito e ocasionalmente de "chert". Espessura média de 40 metros.

Conglomerado oligomítico, localmente polimítico, com 10 a 40% de seixos de 1 a 3 cm, pouco radioativo. Matriz quartzítica grosseira, sericítica, com contracoldes de minerais pesados e/ou pirita disseminada em torno dos seixos.

Conglomerado oligomítico com intercalações de conglomerado polimítico, com 20 a 40% de seixos de 1 a 10 cm, geralmente radioativo. Matriz quartzítica grosseira, com pirita disseminada em torno dos seixos. Níveis com espessuras desde alguns centímetros até 5-6 metros, sempre intercalados com quartzito grosseiro a conglomerático, médio a fino. Sequência grada para o topo a quartzito fino. Espessura total de 60 metros.

Conglomerado de base oligomítico, localmente polimítico, com 20/40% de seixos de 4 a 12 cm, predominando seixos de quartzo escuro com raros seixos de quartzo claro e de quartzito, alguns de seixos mal selecionados. Matriz quartzítica-sericítica, grosseira, piritosa e/ou contracoldes de minerais pesados. A espessura da sequência de base é de 25 metros.

Discordância

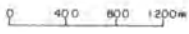
Quartzo-sericita xisto, cinza escuro, grafitoso, com vênulas irregulares de quartzo leitoso.

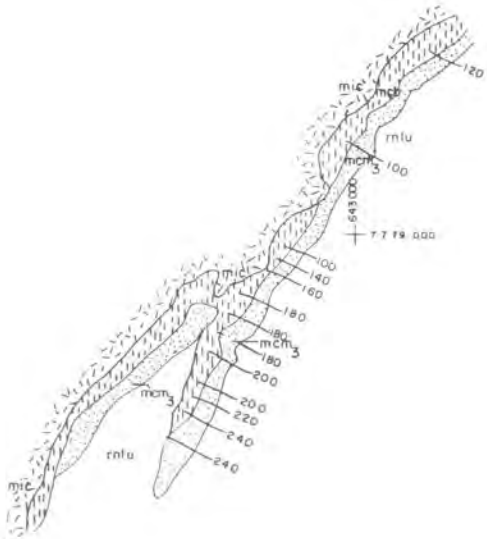
GEOLOGIA POR
N. DOS SANTOS

NUCLEBRÁS
SUPPM/EBHO PM

Fig. 17

MAPA DE ISÓPACAS DA FORMAÇÃO MOEDA
SINCLINAL DO GANDARELA - SUL (área-2)





CONVENÇÕES

PRÉ-CAMBRIANO
SÉRIE MINAS
GRUPO ITABIRA
FORMAÇÃO CAUÊ

mic — Itabirito localmente com cobertura

GRUPO CARAÇA
FORMAÇÃO BATATAL

mcb — Filitos grafitosos

FORMAÇÃO MOEDA
UNIDADE III

mcm_3 — Sequência cíclica de conglomerados e quartzitos

SERIE RIO DAS VELHAS
GRUPO NOVA LIMA

mlu — Indiviso
Xistos

INTERVALO DE ESPESSURA

> 200 m

150 - 200m

100 - 150 m

50 - 100 m

30 - 50 m

GEOLOGIA POR:

M. DOS SANTOS
E. C. DE MATOS

NUCLEBRÁS
SUPPM / EBHO PM

MAPA GEOLÓGICO DA FORMAÇÃO MOEDA

SINCLINAL DO GANDARELA - NORTE (áreas - 4,5 e 6)

Fig. 18

CONVENÇÕES

PRÉ-CAMBRIANO

SÉRIE MINAS

GRUPO ITABIRA

FORMAÇÃO CAUÊ

mic — Itabirito localmente com cobertura

GRUPO CARAÇA

FORMAÇÃO BATATAL

mcb — Filitos grafitosos

FORMAÇÃO MOEDA

UNIDADE III, UNIDADE II

$mcm_{2/3}$ — Sequência cíclica de conglomerados e quartzitos

SÉRIE RIO DAS VELHAS

GRUPO NOVA LIMA

rnlu — Indiviso
Xistos

Contato normal / inferido

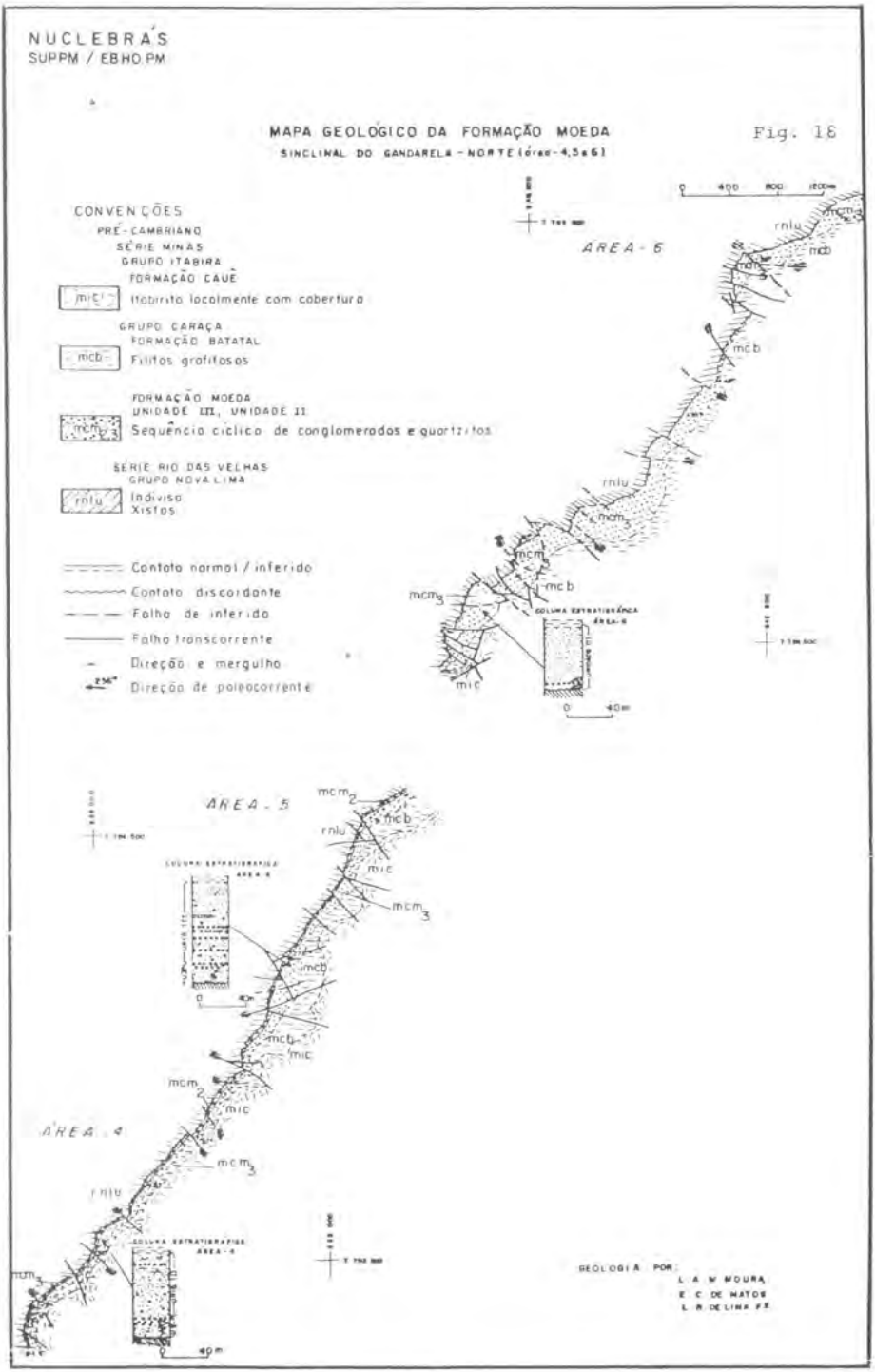
Contato discordante

Falha de inferido

Falha transcorrente

Direção e mergulho

Direção de paleocorrente



GEOLOGIA POR:
L. A. M. MOURA
E. C. DE MATOS
L. R. DE LIMA F.º

NUCLEBRÁS
SUPPM / EBHO.PM

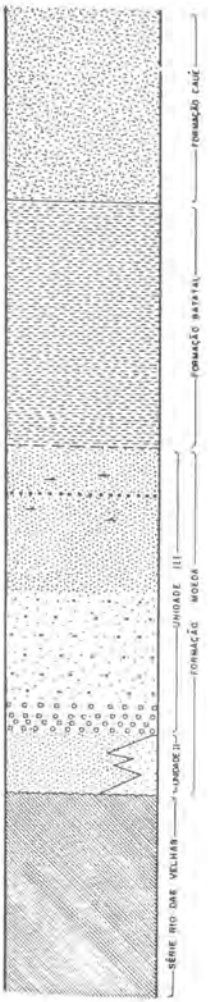
SEÇÃO TIPO NO FLANCO OESTE DO SINCLINAL DO GANDARELA

ÁREA - 4 — UNIDADES II e III

Fig. 19

0 10 50 m

ESPESSURA MÉDIA - 55 m



Fácies ferrífera peidada. Itabiritos frequentemente com cobertura de canga.

Filito cinza escuro, grafitoso. Contato inferior por vêzes gradacional.

Conglomerado oligomicto de 0,3 m de espessura, seixos de quartzo escuro e branco de até 1 cm, sobreposto por ciclos de quartzito muito grosseiro a grosseiro, cinza, regular seleção, com estratificação cruzada.

Quartzito muito grosseiro gradando a grosseiro, sedimentação cíclica, com ocorrência de estratificação cruzada no topo da sequência.

Quartzito conglomerático, gradando a quartzito grosseiro para o topo, formando vários ciclos com tendência a predomínio de quartzito grosseiro no topo da sequência.

Conglomerado oligomicto, seixos de quartzo branco e escuro, algum de quartzito de 1 cm, com matriz arenosa - sericítica, com contra-moldes de minerais pesados. Espessura de 2 a 6 m.

Quartzito grosseiro, sericítico, subarredondado com interdigitação do quartzito fino a médio, branco, bem selecionado, silicificado.

Discordância

Quartzo-sericita xisto cinza claro a amarronzado, de granulometria fina.

GEOLOGIA POR
E.C. DE MATOS

EBHO 27a

DATA 19/10/78

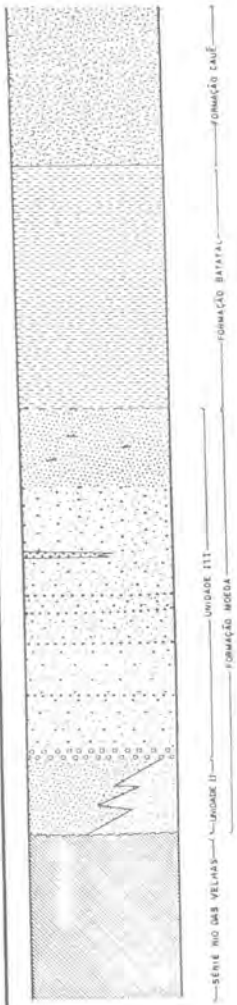
NUCLEBRÁS
SUPPM/EBHO.PM

Fig. 20

SECAO TIPO NO FLANCO OESTE DO SINCLINAL DO GANDARELA
ÁREA - 5 — UNIDADES II e III

0 10 20

ESPESSURA MÉDIA - 60 m



Fácies ferrífera oxidada. Itabiritos frequentemente com cobertura de canga.

Filito cinza escuro, localmente grafitoso. Contacto com a Formação Moeda, por vêzes, gradacional.

Quartzito grosseiro, sericítico, cinza claro a médio, ocasionais grânulos esparsos, subarredondado, seleção regular a má. Localmente apresenta estratificação cruzada.

Quartzito muito grosseiro a conglomerático, cinza médio, frequentes grãos de quartzo esparsos, subarredondado, regular seleção.

Conglomerado oligomicto, seixos de até 1 cm de quartzo escuro, matriz quartzosa - sericita, com contranoides de minerais pesados. Sedimentação cíclica gradando para o topo a quartzito conglomerático a grosseiro.

Ciclo iniciando com conglomerado oligomicto, seixos de até 5 cm, de quartzo esfumaçado e quartzito, matriz quartzosa fina, gradando a quartzito conglomerático com várias intercalações de lentes de conglomerado com seixos de até 1 cm.

Quartzito basal, médio a grosseiro, sericítico, subangular, regular seleção, com interdigitação de quartzito, fino, bem selecionado, branco, maciço.

Discordância

Quartzo-sericita xisto cinza a amarronzado, de granulometria fina. Filito clorítico cinza escuro e formações ferríferas.

GEOLOGIA POR
F.R.SEGRE

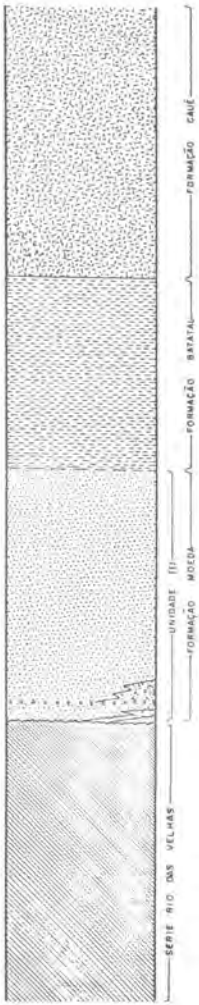
NUCLEBRÁS
SUPPM/EBHO PM

SEÇÃO TIPO NO FLANCO OESTE DO SINCLINAL DO GANDARELA
ÁREA - 6 — UNIDADE III

Fig. 21

0 10 20m

ESPESSURA MÉDIA - 50 m



Fácies ferrífera oxidada. Itabiritos frequentemente com cobertura de canga.

Filito cinza prateado, sedoso. Contato inferior, por vêzes gradacional.

Quartzito cinza esbranquiçado, grosseiro a muito grosseiro, pouco sericítico.

Quartzito conglomerático gradando a grosseiro.

Conglomerados oligomíticos, seixos de quartzo escuro de 3 a 0,5 cm, alguns de quartzito, níveis de até 0,5 m alternados com quartzito sericítico.

Discordância

Quartzo-sericita xisto de coloração amarronzada, de granulometria fina.

GEOLOGIA POR
E.C. DE MATOS

EBHO 276

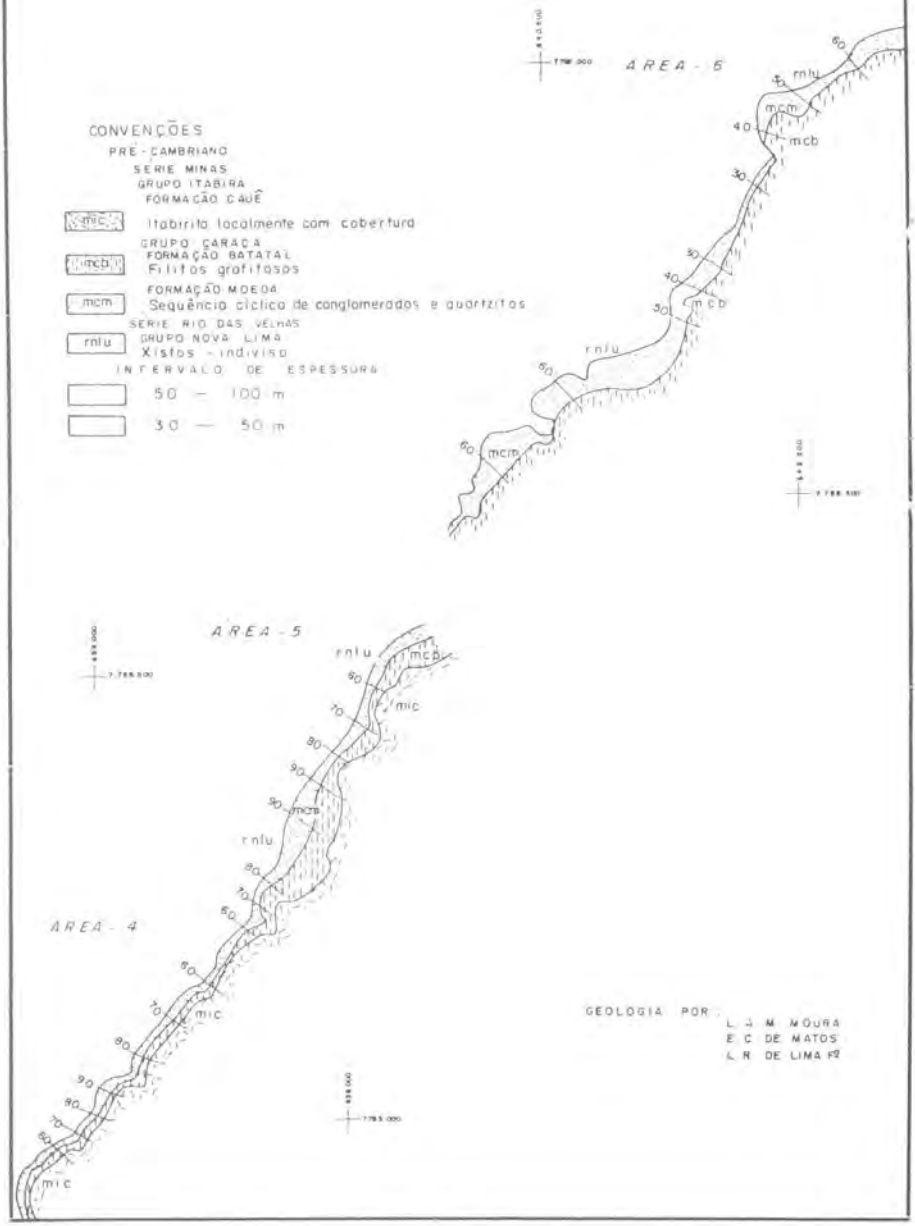
DATA 19/07/76 DES. e g. marsiat

NUCLEBRÁS
SUPPM / EBHO PM

Fig. 22

MAPA DE ISÓPACAS DA FORMAÇÃO MOEDA

SINCLINAL DO GANDARELA - NORTE (área - 4,5 e 6)

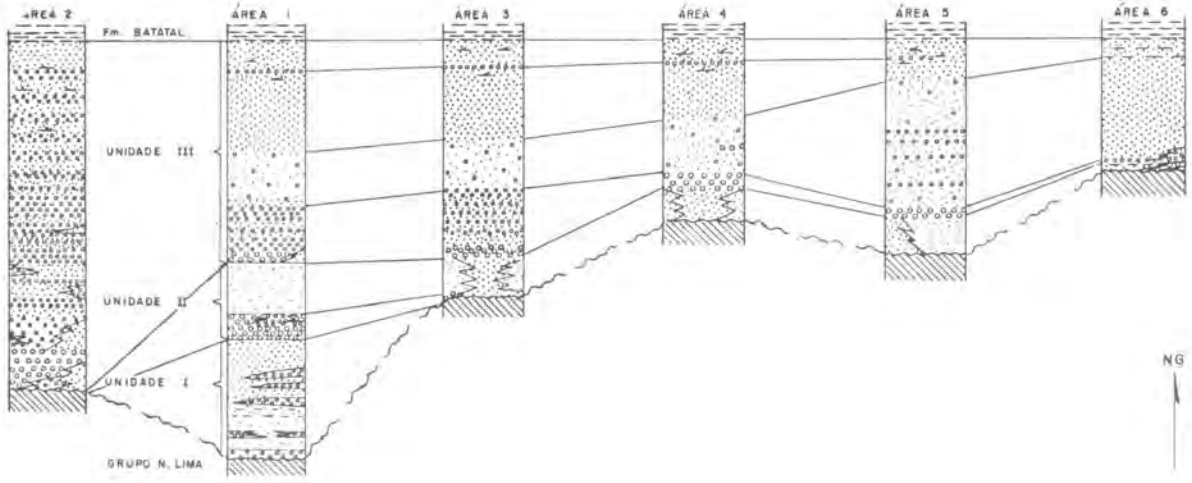


NUCLEBRÁS
SUPPM / EBHO.PM

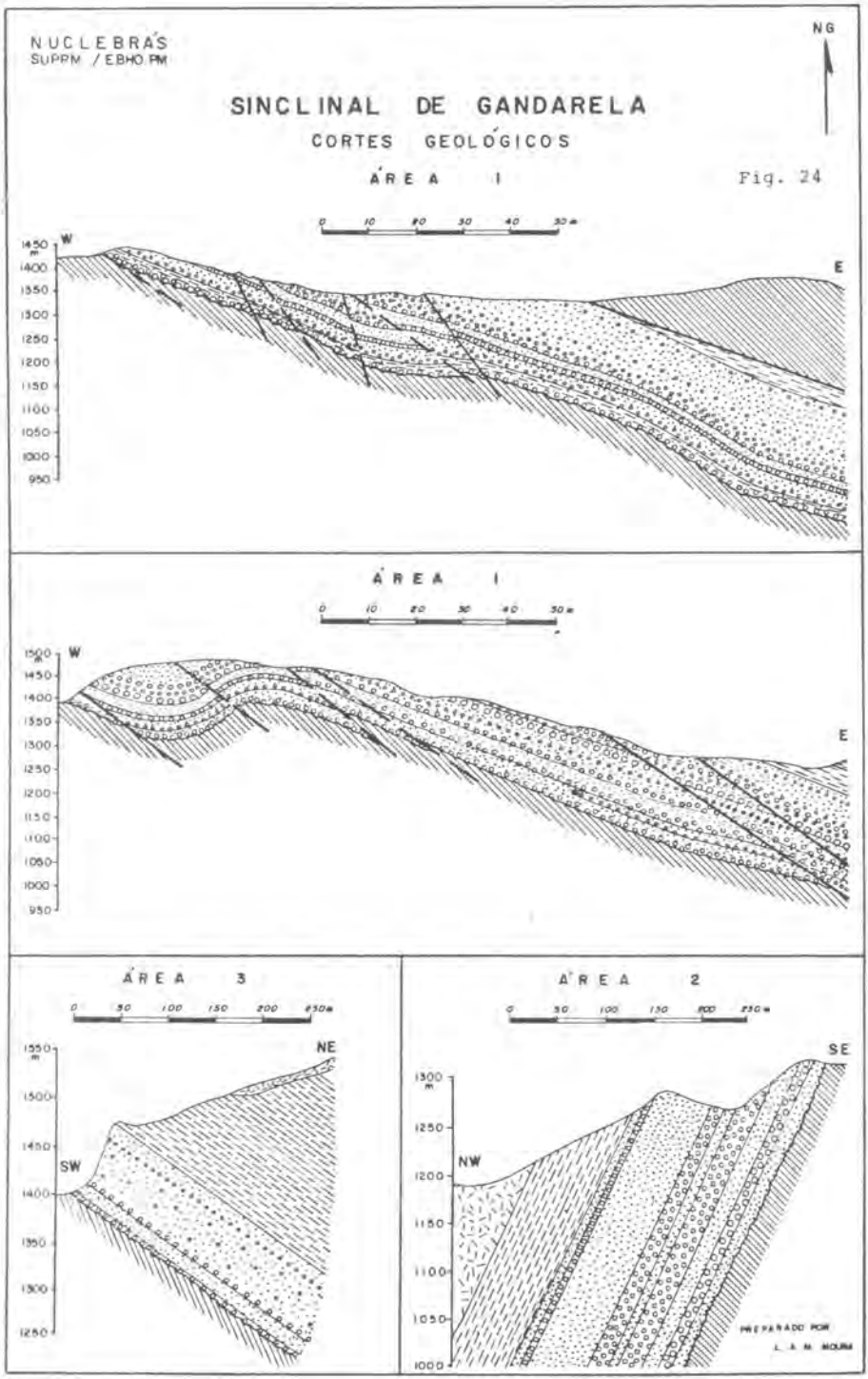
SINCLINAL DE GANDARELA

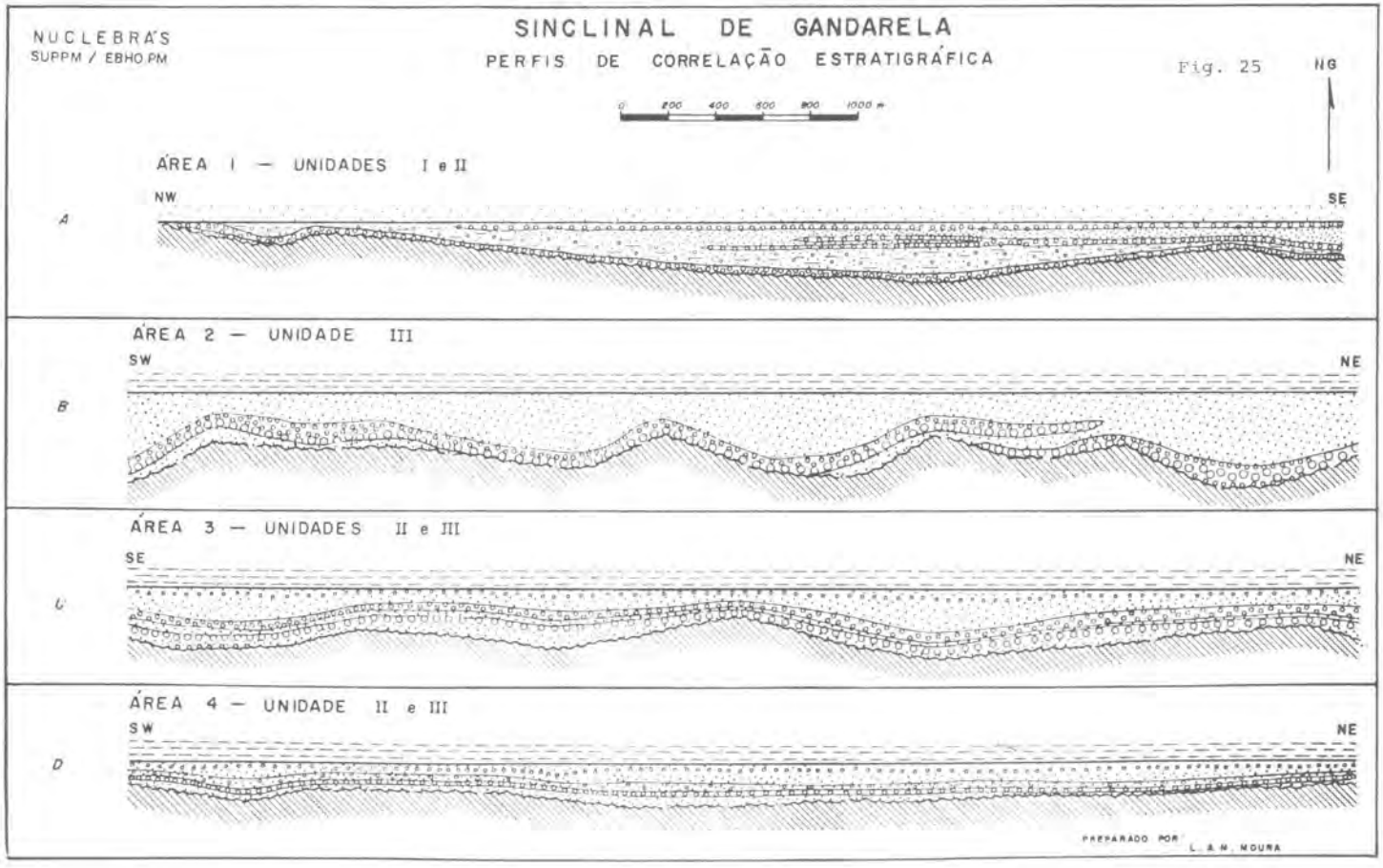
CORRELAÇÃO DAS SEÇÕES TIPICAS

Fig. 23



PREPARADO POR L. A. M. MOURA

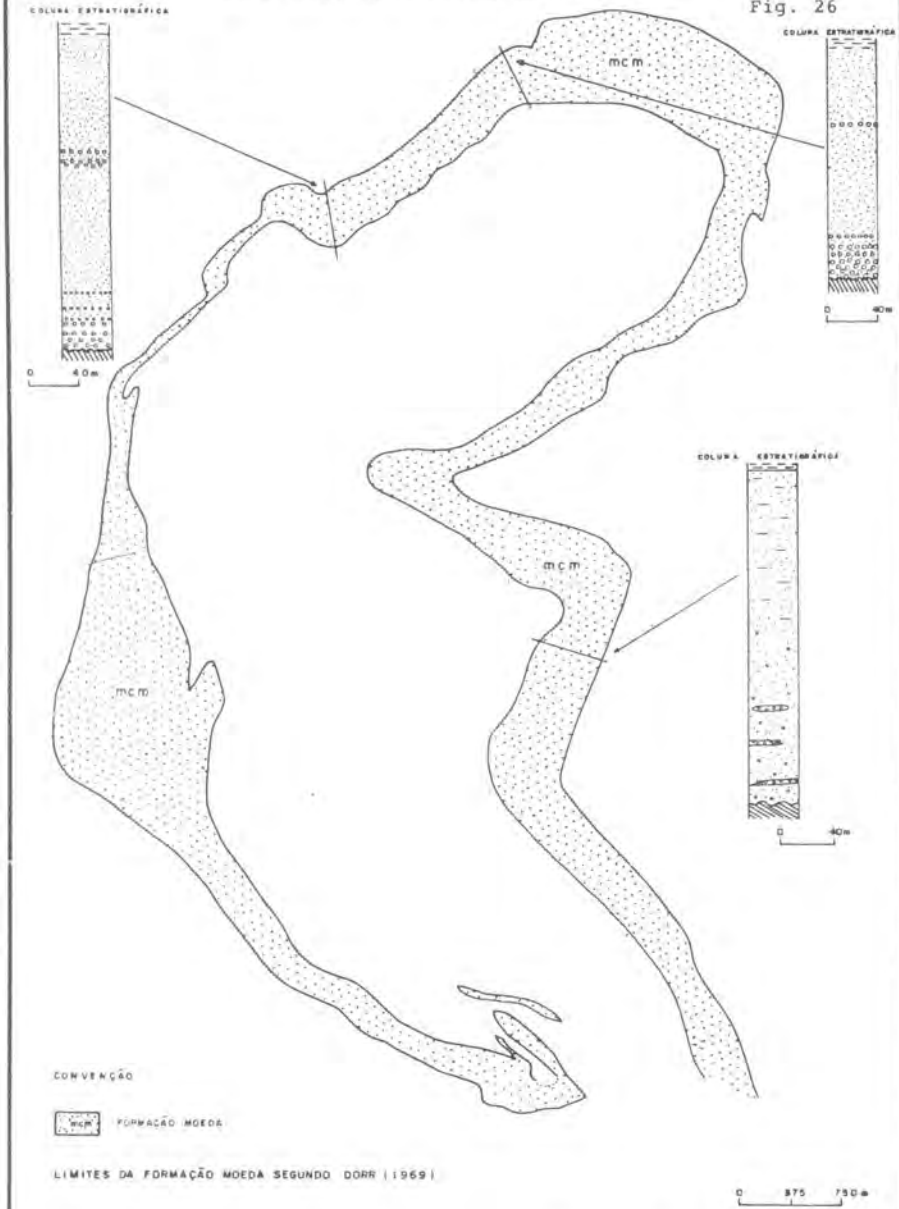

NUCLEBRÁS
SUPRM / EBHO PM
NG
SINCLINAL DE GANDARELA
CORTES GEOLÓGICOS
ÁREA 1
Fig. 24
W
E
ÁREA 1
W
E
ÁREA 3
NE
SW
ÁREA 2
SE
NW
PREPARADO POR
L. A. M. MOURA


NUCLEBRÁS
SUPPM / EBHO.PM
SINCLINAL DE GANDARELA
PERFIS DE CORRELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA
Fig. 25
NG
0 200 400 600 800 1000 m
ÁREA 1 — UNIDADES I e II
A
NW
SE
ÁREA 2 — UNIDADE III
B
SW
NE
ÁREA 3 — UNIDADES II e III
C
SE
NE
ÁREA 4 — UNIDADE II e III
D
SW
NE
PREPARADO POR L. & N. MOURA

NUCLEBRÁS
SUPPM / EBHO.PM

MAPA GEOLÓGICO DO SINCLINAL DO OURO FINO

Fig. 26



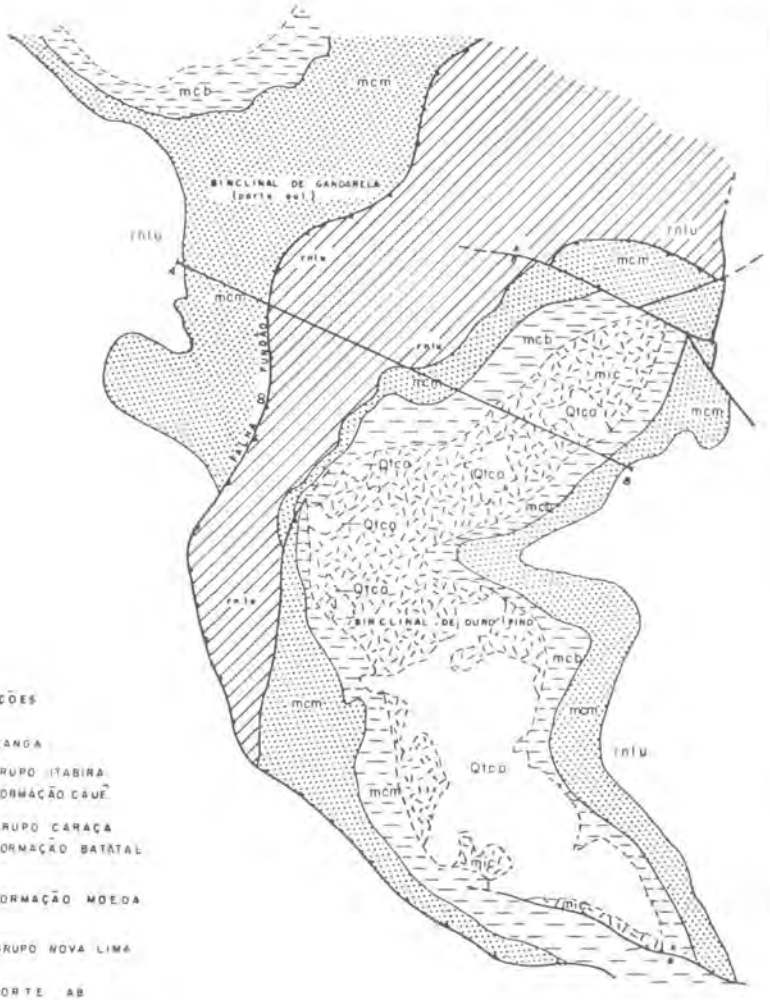
PREPARADO POR
C. T. MAGALHÃES

NUCLEBRÁS
SUPPM / EBHO.PM

MAPA DOS SINCLINAIS DO GANDARELA E OURO FINO

Fig. 27

0 500 1000 1500 m



CONVENÇÕES

- Qtco — CANGA
- mic — GRUPO ITABIRA, FORMAÇÃO CAUÊ
- mcb — GRUPO CARAÇA, FORMAÇÃO BATATAL
- mcm — FORMAÇÃO MOEDA
- rnlu — GRUPO NOVA LIMA
- A ——— B — CORTE AB
- ——— FALHA DE EMPURRÃO

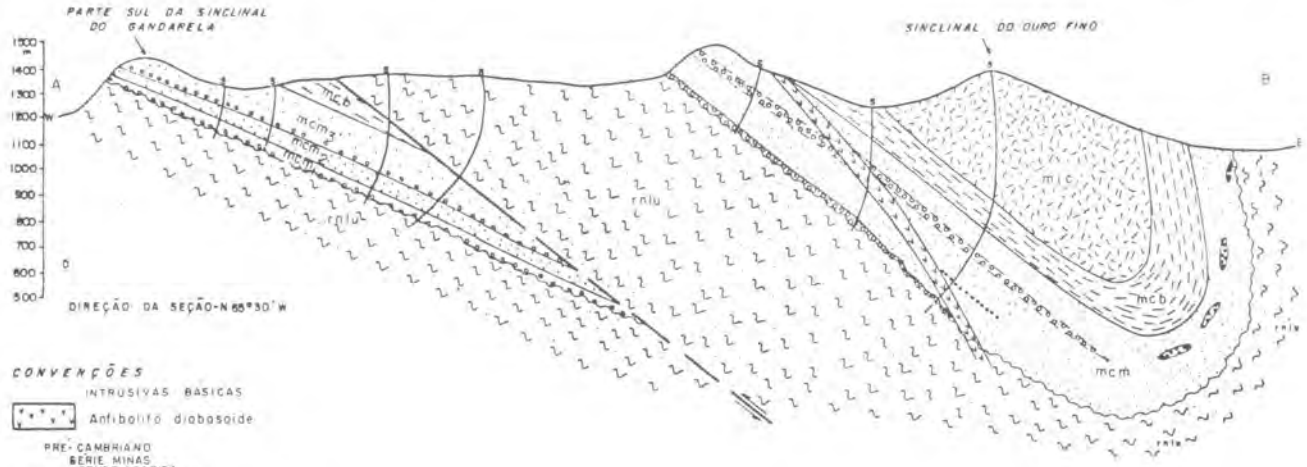
MAPA SEGUNDO DORR (1969)

EBHO-PM nº 1384 DATA - 14/08/80 des. A. G. Montel

NUCLEBRÁS
SUPPM / EBHOPM

Fig. 28

SEÇÃO GEOLÓGICA AB



CONVENÇÕES

INTRUSIVAS BÁSICAS

Anfibolito diabasoide

PRÉ-CAMBRIANO
SÉRIE MINAS
GRUPO ITABIRA
FORMAÇÃO CAUÊ
Itabirito localmente com cobertura

GRUPO CARAÇA
FORMAÇÃO BATATAL
Filitos grafitosos

FORMAÇÃO MOEDA
UNIDADE III, UNIDADE II, UNIDADE I
Sequencia cíclica de conglomerados e quartzitos

SÉRIE RIO DAS VELHAS
GRUPO NOVA LIMA
Indiviso
Xistos

GEOLOGIA POR:
C. T. MAGALHÃES
J. N. V. TEIXEIRA

NUCLEBRÁS
SUPPM / EBHO.PM

SINCLINAL DE MOEDA

Fig. 29

DISTRIBUIÇÃO DE AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO DA FORMAÇÃO MOEDA

CONVENÇÕES

→ Direções de paleocorrentes obtidas por medidas de estratificações cruzadas

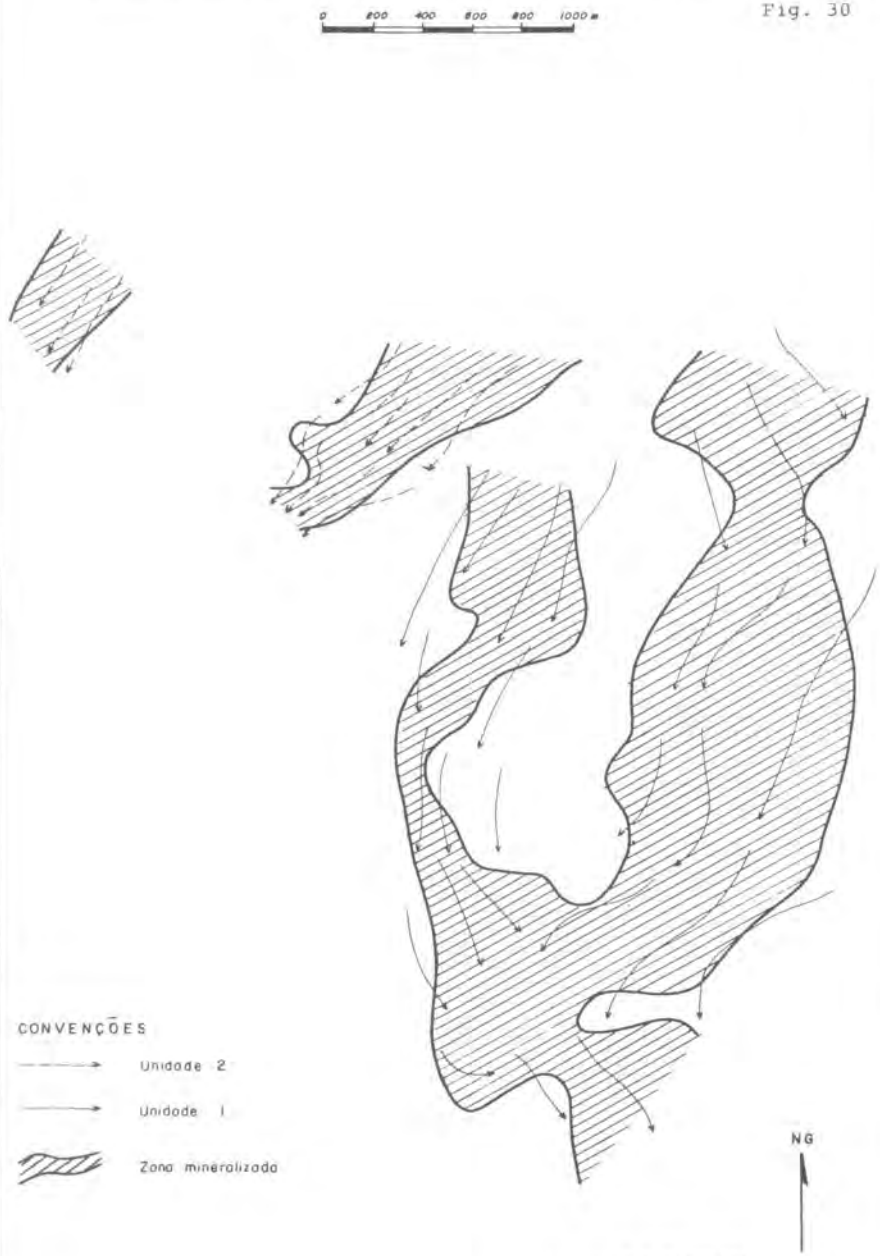
~ Afloramentos da Formação Moeda

NUCLEBRÁS
SUPPM / EBHO.PM

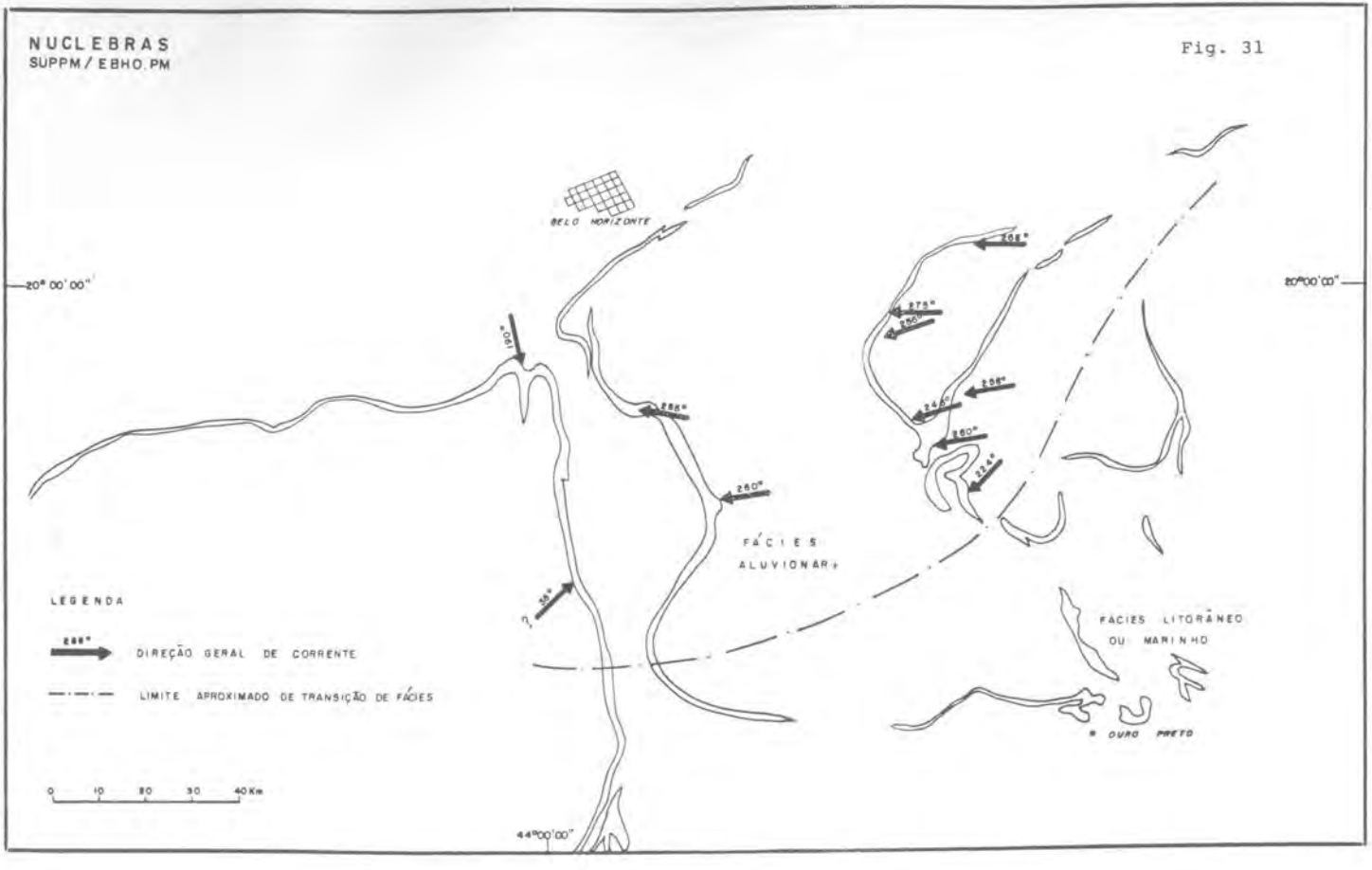
SINCLINAL DE GANDARELA

DIREÇÃO DE CORRENTE BASEADA EM TAMANHO DE SEIXOS

Fig. 30



PREPARADO POR C T MAGALHÃES
L A M MOURA


NUCLEBRAS
SUPPM / EBHO. PM
Fig. 31
BELO HORIZONTE
20° 00' 00"
20°00'00"
44°00'00"
190°
?
35°
286°
260°
168°
275°
260°
248°
258°
260°
224°
FÁCIES
ALUVIONAR
FÁCIES LITORÂNEO
OU MARINHO
OURO PRETO
LEGENDA
286°
DIREÇÃO GERAL DE CORRENTE
LIMITE APROXIMADO DE TRANSIÇÃO DE FÁCIES
0 10 20 30 40Km