O MINÉRIO DE NIÓBIO, TITÂNIO E TERRAS RARAS DE CATALÃO, GO.

J. V. VALARELLI

Tese apresentada ao
Concurso de Livre-Docência
em Mineralogia

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005878

Instituto de Geociências e Astronomia
Universidade de São Paulo

1971

INDICE DOS ASSUNTOS

RESUMO	1
INTRODUÇÃO	3
TRABALHOS PRÉVIOS	6
GEOLOGIA	8
METODOLOGIA	12
DESCRIÇÃO DO MINÉRIO	15
1. GENERALIDADES	15
2. ASPECTOS FÍSICOS	16
3. ASPECTOS QUÍMICOS	17
4. ASPECTOS MINERALÓGICOS	18
5. VARIAÇÃO COM A PROFUNDIDADE	18
MINERALOGIA DO MINÉRIO	20
1. TITANO-MAGNETITA	20
2. ILMENITA	26
3. HEMATITA	29
4. COETHITA	30
5. PEROVSKITA	30
6. LEUCOXÊNIO - ANATÁSIO	34

7.	PIROCLOROS	41
8.	FOSFATOS SECUNDÁRIOS	47
9.	APATITA	57
10.	BARITA	60
11.	QUARTZO	60
12.	OUTROS MINERAIS	61
PETROGRAFIA		63
1.	SILEXITOS	63
2.	SIENITO - ALCALINO	65
3.	PERIDOTITO ALTERADO	67
4.	BIOTITITOS	69
5.	CARBONATITO	71
CONSIDERAÇÕES FINAIS		77
1.	GEOLOGIA E PETROGRAFIA	77
2.	MINÉRIO-PARAGÊNESE	80
3.	MINÉRIO-CONSIDERAÇÕES PEDOGENÉTICAS - GÊNESE	82
4.	MINÉRIO-CONCENTRADOS DE LABORATÓRIO	86
CONCLUSÕES		92
AGRADECIMENTOS		95
BIBLIOGRAFIA		97
APÊNDICE		
MINERAIS INCOMUNS CITADOS		103

INDICE DAS FIGURAS

1. Localização	7
2. Mapa geológico regional	11
3. DTA de Titano-magnetita	23
4. IV de Titano-magnetita	23
5. Esquema das alterações	25
6. Perovskita segundo Hussak	32
7. DTA de leucoxênio e anatásio	38
8. IV de leucoxênio e anatásio	39
9. DTA de pirocloros	44
10. IV de pirocloros	45
11. IV de rabdofanita, etc	51 e 52
12. DTA de Fosfatos	53
13. DTA da rabdofanita e vivianita	54
14. IV de apatita	58
15. DTA de biotita	70
16. DTA de carbonatitos	73
17. IV de carbonatitos	74
18. Concentrados de pirocloro	88
19. Concentrados de fosfatos	89
20. Concentrados de leucoxênio	90

INDICE DAS TABELAS

	pg.
1. Diagrama de pó de Titanomagnetita, etc	24
2. Idem ilmenita, etc	28
3. Idem da perovskita	33
4. Idem do anatásio	40
5. Análises química de pirocloros	44
6. Diagrama de pó de pirocloros	46
7. Idem da florencita, goyazita e svanbergita	55
8. Idem da rabdofanita	56
9. Idem da apatita e wilkeita	59
10. Normais climatológicas de Catalão	84

INDICE DE FOTOGRAFIAS

Fotos	pg.	Fotos	pg.
1.	10	14	50
2 e 3	22	15 e 16	30
4 e 5	27	17 e 18	64
6 e 7	32	19 e 20	66
8 e 9	36	21 e 22	68
10 e 11	37	23	70
12 e 13	43	24 e 25	75

R E S U M O

Este trabalho apresenta um estudo mineralógico do minério de Catalão I, que constitui o solo de cobertura de um complexo intrusivo básico-alcalino com núcleo de carbonatito.

Essa ocorrência localiza-se a 15 Km a ENE do município de Catalão e a 8 Km NNE de Ouvidor no extremo sudeste do estado de Goiás.

Breve revisão bibliográfica localiza a intrusão no cretáceo superior, tendo como encaixantes os Xistos e Quartzitos pré-cambrianos do Grupo Araxá.

São fornecidos os aspectos gerais, físicos e mineralógicos do minério, bem como alguns dados de sua variação com a profundidade.

O estudo mineralógico consta da descrição das espécies minerais, suas propriedades gerais, suas alterações, transformações e aspectos genéticos. Para essa descrição, são fornecidos dados de ocorrência, hábito, granulação, comportamento à separações físicas, difração de raios-X, ópticos, térmicos, de absorção de raios infravermelho e de natureza química.

A paragénese consta dos seguintes minerais: Titano-magnetita com exsolução de ilmenita que se alteram em titano-magnetita, ilmenita-hematita, goethita (limonita) e leucoxênio; perovskita que se transforma quase totalmente em leucoxênio; anatásio pseudomórfico e secundário autígeno; barita primária residual e supérgena; apatita e monazita parcial ou totalmente alteradas em fosfatos secundários do tipo florencita, goyazita, rabdofanita, vivianita, etc.; quartzo de origem secundária; micas (biotitas) residuais e hidratadas; cloritas; e, argila do tipo caulinita.

São descritas algumas rochas como o carbonatito, um sienito alcalino, peridotito alterado, biotititos e silexitos.

Os dados mineralógicos, climáticos e topográficos concluem para a definição de um minério do tipo laterítico, de gênese intimamente ligada ao profundo intemperismo das rochas.

Aspectos ligados à intrusão modelaram sua forma circular. A solubilização do carbonatito e a alteração das alcalinas associadas, liberou os minerais menos solúveis que formaram um acúmulo residual. Condições climáticas aliadas à natureza das soluções, favoreceram as transformações mineralógicas citadas, bem como solubilizações parciais e reprecipitações que cimentaram os materiais residuais, formando um encouraçamento laterítico. Este, por sua vez, protege a ocorrência da ação da erosão, e por esse motivo, formou-se um domo (tabuleiro ou chapada), que se sobleva 100m da topografia circundante.

O domo tem tópo aproximadamente plano coberto por canga altamente ferruginosa ou então silicosa. Quando a erosão consegue remover a canga, o solo laterítico subjacente, menos coerente, é passível de entalhamento.

Estudo geoquímico superficial mostra estreita relação com as condições topográficas, além de ter influência primária.

São tecidas considerações à respeito da natureza das soluções mineralizantes, que são complexas e têm caráter predominantemente descendente.

Considerações de natureza pedogenética relacionam áreas de características químicas diferentes com o perfil do solo laterítico.

Apezar da natureza complexa do minério, foram obtidos, em laboratório, concentrados experimentais de pirocloro, leucoxênio (anatásio) e de fosfatos secundários de terras raras. A extrapolação desses dados para concentração em escala industrial dependerá de estudos posteriores. Em caso favorável, será um dos maiores fatores para tornar o minério economicamente explorável.

I N T R O D U Ç Ã O

O estudo dos carbonatitos e rochas associadas apresenta aspectos de suma importância sob vários ângulos:

a) Do ponto de vista geológico, essas ocorrências constituem elos valiosos da cadeia dos fenômenos de magmatismo, diferenciação e segregação magmáticas. Os fenômenos de metamorfismo de contato, pneumatólise, fenitização e de ação hidrotermal estão quase sempre presentes.

b) Sob o prisma petrológico - geoquímico, os carbonatitos trouxeram novas idéias às considerações sobre a natureza do magma fundamental e as possíveis correlações com magmas parentes. A anômala abundância dos elementos químicos situa essas rochas à parte das demais, surgindo daí, numerosos estudos físico-químicos experimentais, para interpretá-las.

c) Do lado econômico, sua importância reside na existência de fosfatos e minerais de nióbio, vanádio, estrôncio, titânio, urânio, tório, de elementos de terras raras, etc, na maioria das vezes, em teores economicamente exploráveis, após tratamento adequado.

d) Mineralogicamente, essas rochas têm uma paragenese ao mesmo tempo rica, variada e rara. Rica no grande número de espécies minerais; variada, pois existe muita heterogeneidade entre as diferentes ocorrências; e rara no sentido de ser constituída de certos minerais que são membros diferentes de séries isomorfas, que em outros tipos de rochas são representados somente dentro de outros limites de composição.

Os carbonatitos e rochas associadas que ocorrem no Brasil, além dos aspectos mencionados, apresentam um outro "sui generis", raramente

encontrado nas localidades tipo estrangeiras. Trata-se da superposição, ao conjunto dos fenômenos geológicos citados, da ação do intemperismo. Este, de um lado oblitera os caracteres primários, mas de outro, possibilita um enriquecimento residual em minerais de Fe, Ti, Nb, P e elementos de terras raras.

Uma série de transformações mineralógicas, surgem então, tornando a paragénese um tanto complexa, pois aos produtos finais coexistem os minerais primários em vários estágios de sua alteração:

Esse problema se apresentou ao autor em maio de 1969: o estudo dessa paragénese com a objetividade de contribuir para os processos de tratamento desses solos residuais e definir assim o seu interesse, talvez transformando o seu conceito para o de minério.

O objetivo primordial deste trabalho foi, portanto, o de estabelecer a paragénese mineralógica, através do estudo sistemático das proporções e propriedade dos minerais individuais que a integram. Em segundo lugar, este trabalho se propôs a interpretar os principais processos de transformações mineralógicas que se dão em tais ocorrências. Finalmente, pretendeu-se contribuir com indicações para o controle mineralógico de tratamento físico do minério com o fito de tentar obter concentrados de real interesse.

Para atingir esses objetivos foi escolhida a ocorrência de Catalão, GO. Os motivos dessa escolha se justificam: pela similaridade que parecia apresentar com outras ocorrências brasileiras, conforme alguns estudos preliminares existentes; pelo pouco conhecimento palpável que dela se possuía; e, pela inexistência de exploração e tratamento de minério sujeitos a "Know-how" privado.

Os trabalhos se desenvolveram, estudando-se as amostras divididas em frações, após vários esquemas experimentais de separações físicas. Cada fração foi objeto de análises mineralógicas efetuadas por meios rentegenográficos, ópticos e químicos parciais. Em alguns casos, outros

métodos foram usados, como estudos térmicos, de absorção de infravermelho e röntgenográficos especiais.

Todas essas análises sistemáticas, permitiram estabelecer algumas propriedades incomuns de minerais e certas transformações minera -
lógicas um tanto complexas, que, aliadas à busca pela conquista dos objeti -
vos propostos, constituem o conteúdo dêste texto, emoldurado por observa -
ções de caráter petrográfico e geológico.

T R A B A L H O S P R E W I O S

Hussak (1894) descreveu o solo (terra vermelha escura) contendo magnetita, perovskita, apatita, quartzo, ilmenita, limonita e biotita. Descreveu, ainda, alguns produtos de alteração desses minerais e rochas alteradas. Comparou suas observações com as ocorrências de Ipanema e Jacupiranga. Esse mesmo autor em 1904, descreveu diversas estruturas de Titano-magnetitas do Brasil, inclusive de Catalão.

Leonardos (1956) faz um resumo dos dados até então conhecidos, sobre ocorrências de carbonatitos com pirocloro e apatita e rochas associadas. Sobre Catalão esse autor cita Hussak e aponta a necessidade de estudos na área.

Abreu (1963) notou a presença de fosfatos, derivados de rochas verdes alteradas e chamou a atenção para a similaridade com os maciços de Anitápolis, Tapira e Araxá.

Hasui et al (1968) forneceram idades potássio-argônio para um alcali-sienito da borda da intrusão.

Hasui et al (1970) efetuaram um reconhecimento geológico da área, acompanhado de levantamento magnetométrico e geoquímico.

Dyer (1969) fez um levantamento geológico regional e descobriu uma nova ocorrência na área. Descreveu os domos ultrabásicos-alcalinos e forneceu dados petrográficos das rochas regionais.

Dutra et al (1970) forneceram análises do pirocloro de Catalão II.

Grossi, Sad (1970) proferiu palestra mostrando as similaridades macroscópicas entre as diversas chaminés alcalinas de Goiás e Minas Gerais.

Barbosa et al (1970), publicaram trabalho sôbre a geologia do Triângulo Mineiro, fazendo várias referências a Catalão.

G E O L O G I A

O complexo ultrabásico-alcalino-carbonatítico de Catalão I, localiza-se a 15 Km a ENE do município de mesmo nome e à 8 Km NNE do município de Ouvidor, na região sudeste do Estado de Goiás. (Fig. 1). Um segundo complexo intrusivo, denominado Catalão II, se situa 9 Km NNE do primeiro.

A topografia da região é de relêvo suave, e as intrusões sobressaem da mesma, formando tabuleiros ou chapadões com desníveis de 100 m do relêvo circundante. (Foto 1). A região é coberta por vegetação do tipo cerrado, no topo das chapadas, passando a cerradão nas partes mais baixas e próximo ao leito de cursos d'água.

O clima é tropical moderado, com precipitação média anual de 1.776 mm no período de 1914-1938 e de 1.664 mm no período 1931-1960. Característica é a existência de estação chuvosa (dezembro, janeiro e fevereiro), contribuindo com 890 mm e uma estação seca (junho, julho e agosto) com 17,5 mm de precipitação. As temperaturas máximas e mínimas absolutas foram de 36,1 e 0,2° C, no período 1931-1960. As médias das temperaturas máximas anuais (27,4° C) e as médias das mínimas (16,8° C) diferem de aproximadamente 10° C. (DNFM, 1948 e Normais Climatológicas do Serviço de Meteorologia).

A geologia regional foi estabelecida por Dyer, do qual reproduzimos a fig. 2, com as respectivas legendas.

São do mesmo autor as descrições dos domos, cuja êssencia é a seguinte:

- O domo ultrabásico-alcalino de Catalão I (Ouvidor) - apresenta forma aproximadamente circular, com diâmetro de 5,2 Km. Sua maior área é recoberta por um silexito de cor castanho-esverdeada, com teor

de P_2O_5 entre 2,5-3,0 %. Na parte oriental da estrutura circular há um morro formado quase que exclusivamente de massas de magnetita, com cristais octaédricos de até alguns centímetros. Os únicos vestígios da rocha intrusiva foram afloramentos muito decompostos de cor verde escura, ricos em pequenos livros de vermiculita. Não existem outros afloramentos. O envoltório do domo é composto de quartzitos e xistos do Grupo Araxá. Existe, também, um segundo contorno de quartzitos muito brechados e fenitizados. Duas sondagens atingiram o carbonatito a 85 e 101 m de profundidade.

- O domo de Catalão II apresenta forma circular, com 5 Km de diâmetro. Na sua superfície, existem concentrações locais de magnetita. Em diversos pontos do domo, são encontrados afloramentos de quartzito brechado e fenitizado. Foi inferida a existência de rochas intrusivas ultrabásicas alcalinas, pelos produtos de alteração, assim como a de carbonatito, por gruta de dissolução.

Datação geocronológica, baseada no método K-Ar, forneceu idade de $82,9 \pm 4,2$ m. a., para uma rocha descrita como alcali-sienito de granulção média, bandado, coletada da borda da intrusão, conforme Hasui et al (1968). Essa idade corresponde ao Cretáceo superior.

Hasui et al (1970) efetuaram medidas estruturais da chapada de Catalão I e apresentaram um mapa. Foi feito por esses autores um levantamento magnetométrico que caracterizou uma anomalia de 9.000 gramas, com máximo situado na parte norte da chapada. Um levantamento geoquímico, baseado em dosagens de P_2O_5 localizaram duas áreas de teores mais elevados: centro-NNE e centro-SSE, apresentando contrastes de até 60 vezes em relação às encaixantes da intrusão.

O complexo de Catalão I foi objeto principal deste trabalho. Ele tem a forma de um tronco de pirâmide, de secção ovóide e com paredes laterais com grande declive, de perfil côncavo e sulcado por inúmeros córregos que constituem uma drenagem radial centrífuga (Foto 1). Seu topo é plano,

com ligeira inclinação para leste, da ordem de 0,75% (Hasui et al, 1970). Na parte oriental, a erosão remontante dos córregos foi mais drástica, pois removeu a proteção superficial de canga e formou encostas menos abruptas com relêvo entalhado.

A cobertura de canga, e em parte de silexito, forneceram uma proteção natural à erosão. Será visto na descrição do minério, que essa cobertura é o resultado da alteração das rochas, do acúmulo residual de minerais menos solúveis e de mineralização secundária predominantemente des-
cendente.

MAPA GEOLÓGICO DE UMA PARTE DA BACIA DO MÉDIO RIO PARANAÍBA

Escala 1:500 000 — Reduzido do mapa geológico 1:250 000 executado pela PROSPEC S.A. para o DNPM

LEGENDA

Qa Quaternário aluvial	pCi Pré-Cambriano — Formação Ibiá
TI Terciário laterítico	pCa Pré-Cambriano — Grupo Araxá
Kb Cretáceo — Formação Bauru	pCg Pré-Cambriano — Complexo granito-gnáissico
pCc Pré-Cambriano — Grupo Canastra	alc? rochas ultrabásico-alcalinas
altitude da camada	anf anfibolito
altitude da xistosidade	gd granodiorito
eixo de anticlinal	mx micoxisto
eixo de sinclinal	q quartzito
falha indiscriminada	qh quartzito hematítico
falha inversa ou de empurrão	qsx quartzito sericita xisto
lineamento estrutural	sx sericita xisto
contato estratigráfico	dbi dique basáltico

Fig. 2 - Mapa geológico Regional e Estratigrafia, segundo Dyer (1969).

M E T O D O L O G I A

AMOSTRAGEM

A amostragem foi orientada pelos resultados de pesquisa que posteriormente foi publicada por Hasui et al (1970). Nas áreas mais interessantes, foram obtidas amostras em malha regular quadrada, com espaçamento de 50 m. A profundidade da coleta foi de 80 cm, obtendo-se em média, 50 gramas de solo quarteado, sendo analisados os teores de Fe_2O_3 , TiO_2 , Nb_2O_5 e P_2O_5 .

Os resultados dessas análises sugeriram a abertura de poços que atingiram 5 m de profundidade, nos quais foram obtidas amostras de canal representativas de cada metro, e igualmente analisadas.

Foram, então, locados furos de sondagem atingindo a profundidade de 50 metros, subdivididas em frações de 5 em 5 metros.

Todas essas amostras foram submetidas a análises químicas, mineralógicas e de concentração, após a devida quarteação.

TRATAMENTO DE AMOSTRAS

O tratamento rotineiro consistiu de: lavagem com ultrassom; peneiramento ou separação granulométrica; separações magnéticas com imã de mão e com separador eletromagnético; separações gravimétricas utilizando-se de líquidos pesados, como bromofórmio e iodeto de metileno e às vezes solução de Clerici; solubilizações com HCl ; e elutriação de frações finas.

A interdigitação desses métodos variou conforme os controles químicos e mineralógicos. Este último consistiu de identificação óptica e contagem de grãos em lâminas sedimentológicas montadas com bálsamo ou iodeto de metileno, além de difratometria de raios-X.

ESTUDO ÓPTICO

Foram estudadas as lâminas sedimentológicas já citadas, lâminas petrográficas de algumas amostras obtidas de furos de sondagem e seções polidas. Estas foram montadas em resinas sintéticas que não submetem a amostra a pressão, nem a temperatura superior a 45° C.

Muitos minerais tiveram que ser estudados individualmente ao microscópio com finalidade de identificação. Em alguns casos (fosfatos), foram efetuadas medidas de índice de refração pelo método de imersão.

DIFRATOMETRIA E DIFRAÇÃO DE RAIOS-X

Foram efetuados e interpretados difratogramas das diferentes frações do esquema de separação, auxiliados pelo controle óptico. Tentou-se estabelecer curvas padrões para análises quantitativas, porém a complexidade mineralógica, mesmo se tratando de concentrados experimentais, aconselharam a considerá-las como qualitativas.

Conforme a amostra, utilizou-se radiação filtrada do cobre ou radiação de ferro sem filtro. Outras constantes do equipamento de registro gráfico, também variaram em função da amostra: abertura das fendas, "rate-meter" e velocidade do goniômetro. O detector no entanto foi sempre o contador Geiger.

Diagramas de pó de grãos homogêneos foram obtidos em câmaras de pó de Debye-Scherrer de 114,6 mm ou então em câmara giroscópica (Gandolfi) de igual diâmetro.

Para o cálculo de parâmetros foi utilizado processo analítico descrito em Valarelli (1967) com as mesmas precauções ali recomendadas.

ANÁLISE TÉRMICA DIFERENCIAL

Os termogramas foram obtidos em equipamento com dispositivo gráfico das curvas DTA e de aquecimento, esta mantida automaticamente

constante a $10^{\circ}\text{C}/\text{min}$. O padrão consistiu de alumina alfa. Utilizaram-se termopares de Cromel-Alumel para amostras de alguns miligramas e de platina platina-ródio para amostras normais de décimos de grama.

Alguns desvios da linha base, devidos à diferenças grandes de calor específico entre a amostra e o padrão, foram parcialmente corrigidos variando-se a quantidade de amostra ou por meio de sua diluição com o padrão.

ESPECTROS INFRAVERMELHOS

Os espectros de absorção de raios infravermelhos foram obtidos de amostras sólidas trituradas e misturadas com KBr submetidas a pressão formando pastilha.

As curvas são apresentadas em escala normal de número de onda (cm^{-1}), acompanhadas do comprimento de onda em microns.

Os espectros obtidos estão compreendidos entre 400 e 4.000 cm^{-1} ou entre 2,5 a 25 microns, em duas partes. Em alguns casos é apresentada somente a região de 7,5 a 25 microns.

O padrão de referência utilizado foi o poliestireno, cujos picos 906,7 ou 1.061,4 ou então $1.028,0\text{ cm}^{-1}$ se acham nos gráficos.

DESCRIÇÃO DO MINÉRIO

GENERALIDADES

A cobertura superficial do chapadão pode apresentar aspectos diferentes.

Um deles é o de "blocos de magnetita titanada misturada com argila rubra", (como descreveu Hussak); outro é o de silexito de cor castanho-amarelada, descrito por Dyer; e um terceiro é o de uma argila parada esverdeada com fenocristais de vivianita, restrito à depressão da Lagoa Seca.

No primeiro caso trata-se de um encouraçamento laterítico formando uma canga ferruginosa constituída essencialmente de cristais octaédricos centimétricos cimentados. Esses cristais são de titano-magnetitas em vários estágios de martitização. Esses cristais, via de regra, são cobertos por película amarela de leucoxênio. Os materiais cimentantes são principalmente fosfatos secundários, limonita, argila e quartzo. Onde essas massas não são muito coesas, existe uma argila limonítica vermelha, que contém também, fosfatos, leucoxênio e cristais desagregados de titano-magnetita e ilmenita. Localmente existe também drusas de quartzo e de cristais macroscópicos de barita. Trata-se de uma canga altamente ferruginosa e titanífera de espessura variável (até 10 cm), formando saliências na superfície do domo. Mais pormenores à respeito desse tipo de minério serão fornecidos no capítulo de Mineralogia.

Os silexitos são constituídos, essencialmente, de quartzo. Este apresenta aspecto nitidamente secundário que consiste em crescimento rítmico, denotado pelo zoneamento das faces de romboedros. Limonita, evidentemente secundária, preenche espaços vazios e está disseminada entre os cristais de quartzo. Localmente existem concentrações verdes claras

de monazita hidratada (rabdofanita) e, mais raramente, parece existir ancylita associada à limonita. Alguns silexitos obtidos de testemunhos de sondagem, são descritos no capítulo da petrografia.

A argila parda esverdeada representa sedimentação de material fino na ligeira depressão central. É constituída essencialmente de quarto e argila, contendo ainda quantidades limitadas de fosfatos e leucoxênio. Nessa matriz crescem cristais euédricos de vivianita, com todas as características de ser autígena.

O estudo geoquímico superficial, caracterizou as áreas da canga ferruginosa como as mais promissoras, respeito a Nb_2O_5 e TiO_2 , motivo pelo qual lhes será dado ênfase nêste trabalho.

A canga superficial passa gradativamente na sub-superfície para um solo laterítico, igualmente ferruginoso, sem contudo haver cimentação tão coesa. Os maiores agregados atingem alguns centímetros.

Esse solo é constituído de agregados com estruturação variável, ainda assim cimentados e impregnados por minerais finos limoníticos, fosfáticos e argilosos.

ASPECTOS FÍSICOS

Existem porções da canga superficial, onde as dimensões dos blocos ultrapassam alguns decímetros. No entanto, existe facilidade em fragmentá-los pela fragilidade dos fosfatos secundários cimentantes e, também, por um fenômeno "sui gêneris" apresentado pelas titano-magnetitas. Trata-se da sua alteração em película superficial de leucoxênio, cujo mecanismo será explicado no capítulo da mineralogia.

O restante do minério sob a canga, possui uniformidade física, pelo menos até 50 m. Após lavagem com ultrassom, a maioria dos agregados passa pela peneira de 5 meshes (4 mm). A liberação ideal ocorre na fração granulométrica entre 100 e 200 meshes (0,149 - 0,074 mm).

O comportamento do minério quanto à separações magnéticas é,

não raro, inesperado. Muitas vezes encontra-se cristais octaédricos de titano-magnetita (martita), nas frações não magnéticas a imã de mão. A ilmenita tem susceptibilidade muito variável no separador eletromagnético Frantz. Outros minerais apresentam ainda êsse fenômeno em escala menor como os pirocloros, a barita e a apatita.

As densidades de alguns minerais que constituem o minério, são também anômalas, seja devido ao seu caráter de mistura como nos fosfatos, seja por inúmeras impregnações periféricas ou inclusões.

O autor verificou que os concentrados industriais de pirocloro da CBBM, bem como o minério de Área Zero de Araxá (goyazita) apresentam comportamento semelhante.

ASPECTOS QUÍMICOS

Um estudo geoquímico de amostras superficiais coletadas em malha regular quadrada, com espaçamento de 50 m, permitiu definir áreas de características químicas diferentes, respeito aos elementos dosados:

Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 e Nb_2O_5 .

Áreas genêricamente designadas A se caracterizam por elevada porcentagem de Fe_2O_3 (50 - 85%); teores modestos de TiO_2 (2,5 - 5%); baixo teor em P_2O_5 (1,0 - 2,5%); e teor variável de Nb_2O_5 (1 - 3,5%).

Áreas B apresentam os seguintes aspectos: menor teor de Fe_2O_3 (< 50%); teor elevado de TiO_2 (10 - 30%); baixo teor em P_2O_5 (0,5 - 1,0%); e menor porcentagem de Nb_2O_5 (0,15 - 0,6%).

Os teores de terras raras, embora não tenham sido dosados sistematicamente, são uniformemente baixos nas duas áreas, atingindo excepcionalmente 2,0% (somatória dos óxidos de lantânio, cério e ytrio). Existe uma relação entre sua porcentagem e o teor de P_2O_5 , que, como foi visto, é sempre baixo.

Verifica-se, também, que superficialmente o teor de TiO_2 tem relação inversa ao de Fe_2O_3 , multiplicado por um coeficiente de proporcionalidade.

ASPECTOS MINERALÓGICOS

A mineralogia do minério será objeto de capítulo à parte. No entanto pode-se adiantar aqui, os principais minerais portadores dos elementos úteis dosados (vide apêndice).

Minerais que contém Fe: Titano-magnetita, ilmenita, ilmeno-hematita, titano-maghemita e goethita.

Minerais de Ti: Leucoxênio (anatásio) e perovskita, além dos minerais de Fe e Ti já mencionados.

Fosfatos: Apatita, florencita, goyazita, alunita-svanbergita, lusingita, osarizawaita, rabdofanita (monazita hidratada) e wilkeita.

Minerais responsáveis pelo teor de Nb_2O_5 : pirocloros, pandaita e secundariamente o leucoxênio.

VARIAÇÃO COM A PROFUNDIDADE

Foi dito anteriormente que obstraindo a canga superficial, o minério apresenta um aspecto de solo laterítico, constituindo agregados de diferentes estruturação e dimensão.

A textura não tem variação perceptível com a profundidade, havendo quase perfeita superposição das curvas acumulativas das análises granulométricas.

A variação química com a profundidade, relacionável também com a variação mineralógica, tem comportamento dependendo das áreas definidas como A e B.

Assim, na área A, o Fe_2O_3 concentra-se na superfície (canga), e sofre um ligeiro decréscimo até 30 m, após o que sofre nítido empobrecimento. O TiO_2 apresenta comportamento inverso, ou seja: enriquecimento com a profundidade. Os teores de Nb_2O_5 , terras raras e P_2O_5 apresentam ligeiro enriquecimento superficial, sendo que o 3º se eleva para 12%, abaixo de 30 m.

Na área B, o comportamento dos teores com a profundidade segue as seguintes linhas gerais: Fe_2O_3 não apresenta variação notável ao longo do perfil; TiO_2 empobrece com a profundidade; P_2O_5 tem teores variáveis segundo níveis diferentes; e, Nb_2O_5 e terras raras não apresentam variação.

M I N E R A L O G I A D O M I N É R I O

TITANO - MAGNETITA

Até o presente momento, o termo titano-magnetita está sendo empregado para designar cristais octaédricos constituídos de fase espinélio hospedeira de composição intermediária Fe_3O_4 - Fe_2TiO_4 e fase romboédrica exsolvida de composição FeTiO_3 - Fe_2O_3 , que poderiam ser genêricamente descritas como magnetita com exsolução de ilmenita. Nêste sentido, pode-se dizer que elas ocorrem em todo o corpo do minério.

As dimensões dos cristais idiomorfos são seletivamente de 1-2 cm na canga superficial e de 1-2 mm no restante do minério. Podem aparecer, no entanto, grãos informes arredondados, quebrados ou corroidos de diferentes dimensões, levando sua presença à todas as frações granulométricas.

A presença de lamelas de exsolução de ilmenita é constante. Suas espessuras e ritmicidades são, entretanto, muito variáveis, e não raro é encontrar-se inclusões informes de ilmenita.

Foram estudadas secções polidas de agregados metálicos de granulometria -9 (2 mm) e 100-200 meshes (0,149 - 0,074 mm) e verificou-se existirem num mesmo preparado, estágios de alteração diferentes, denunciados pela diferença em reflectividade e dureza ao polimento, observados também, no comportamento à separações magnéticas. À medida que a fase hospedeira se altera, ressaltam-se as lamelas de exsolução mais resistentes.

Essas observações foram feita em secções polidas de amostras de diferentes profundidades, constatando-se o mesmo comportamento.

Análises de cristais de Titano-magnetita fornecem valores de Fe_2O_3 (Fe total) de 70-85% e de TiO_2 de 10-15%.

Considerando-se somente a fase espinélio hospedeira, verificou-

-se que se tratava de fase única, tanto no exame óptico de secções polidas (ausência de exsolução de ulvöspinel) como na análise cuidadosa da reflexão (440) dos difratogramas e diagramas de pó (segundo método de Vincent, 1960).

Medida dos parâmetros indicaram para as partes isotropas homogêneas valores compreendidos entre 8,423 e 8,349 Å. Considerados isoladamente, esses valores extremos podem representar as seguintes composições segundo Buddington et al (1964):

	FeO = 50-60%		FeO = 15%
8,423 Å	Fe ₂ O ₃ = 35-40%	8,349 Å	Fe ₂ O ₃ = 55-78%
	TiO ₂ = 10-30%		TiO ₂ = 10-35%

Observou-se, no entanto, que em geral os valores mais elevados eram fornecidos por materiais de maior susceptibilidade magnética e maior dureza ao polimento, ou seja, os menos alterados, enquanto que os valores mais baixos eram obtidos de material mais alterado.

Dessa forma optou-se por interpretar essa variação como resultante da alteração da fase espinélio contendo teores elevados de TiO₂ (10 - 30%) em titano-maghemita. Essa interpretação tem o apoio da observação das propriedades físicas e ópticas e nos trabalhos de Vincent et al (1957), de Basta (1959) e de Buddington et al (1964).

Diagramas de pó obtidos de grande cristais triturados ou então de frações magnéticas à imã de mão, mostram por vezes raias difusas, mesmo utilizando-se tubo de Fe. Esse fato vem confirmar melhor a transformação de Titano-magnetita em Titano-maghemita, por oxidação do Fe²⁺ em Fe³⁺, o que ocasiona uma contração da rede cristalina, e auxilia a abertura de fissuras e a migração da titânia formando leucoxênio.

Várias fotomicrografias mostram os pormenores da natureza dos cristais de Titano-magnetita, suas exsoluções e sua alteração (Fotos 2, 3, 5, 6 e 8).

Na tabela nº 1, verifica-se o cálculo de a_0 de uma Titano-magnetita de Catalão (Yamagata, 1969).

Foto 2 - Titano-magnetita com porções de baixa reflec
tividade e mau polimento (titano-maghemita) e com la-
melas de exsolução de ilmenita mais refletoras e apre-
sentando anisotropismo nítido. S. polida, n. à 23° .
(X 300)

Foto 3 - Titano-magnetita martitizada, com lamelas es-
parsas de exsolução. Na parte esquerda da foto, obser-
va-se a alteração em goethita (coloforme branca) e leu-
coxênio (pontos escuros, com concentração na parte
média superior do foto). Notar também, a leucoxeniza-
ção associada a ilmenita exsolvida. S. polida, n. des -
cruzados (X 300).

Fig. 3 - DTA de titano-magnetita - O pico endotérmico a 100°C mostra a presença de maghemita e o de 360° seria responsabilizado pela maghemita (325) e magnetita (345). Ligeira banda exotérmica a 720° , confirma ainda magnetita, assim como os de 810° e 850° (832), pertenceriam a ilmenita. (Scifax). Os padrões de titano-magnetita possuem picos discretos exotérmicos a 370° e entre 600° e 750°C , os quais podem ser imaginados na curva apresentada.

Fig. 4 - Espectro de titano-magnetita - Observa-se picos de absorção de vários comprimentos de onda, com influência de ilmenita ($18, 2$) e de goethita ($22, 0$). Os demais picos são de titano-magnetita. Em amostras mais alteradas (maghemitas) aparece pico a 11 microns e ligeiro deslocamento dos demais até de $0,2$ de micron.

TABELA 1 - DIAGRAMA DE PÓ DE TITANO-MAGNETITAS

(hkl)	CATALÃO A		CATALÃO B		TRANSVAAL	DEVON
	d	I	d	I	d	d
(110)	-	-	-	-	5,917	-
(111)	4,86	3	4,19	3	4,807	4,837
(200)	-	-	-	-	4,115	-
(220)	2,96	6	2,95	2	2,949	2,965
(311)	2,541	10	2,522	10	2,515	2,527
(222)	2,430	1	-	-	2,404	2,417
(400)	2,104	5	2,086	1	2,084	2,096
(422)	1,719	3	1,709	1	1,703	1,712
(333)	1,621	7	1,607	6	1,605	1,614
(440)	1,480	7	1,477	8	1,474	1,482
(620)	1,330	1	1,325	1	1,320	1,325
(622)	1,270	2	1,278	3	1,272	1,279
(444)	1,215	1	1,209	1	1,204	1,210
(642)	1,125	5	1,120	4	1,1148	1,1209
(731)	1,098	4	1,090	7	1,0862	1,0919
(800)	1,053	3	1,046	5	1,0423	1,0486
(660)	0,991	2	0,986	2	0,9829	0,9887

$$a_o(\text{\AA}) = \quad 8,418 \pm 0,002 \quad 8,368 \pm 0,002 \quad 8,347 \pm 0,001 \quad 8,394 \pm 0,001$$

Nota - Amostra A (aquecida à 450⁰C por 12 horas) = titanomagnetita

Amostra B (= titano-maghemita

TRANSVAAL = titano-maghemita (Basta, 1959)

DEVON = maghemita (Basta, 1959)

Fig. 5 - Esquema de alteração das titano-magnetitas e ilmenitas de Catalão.

O gráfico básico é de Buddington et al. (1964), em porcentagens moleculares de Fe_2O , Fe_2O_3 e TiO_2 , do qual constam valores de parâmetros fornecidos por Akimoto et al. (1957). As indicações das transformações são de inteira responsabilidade do autor do presente trabalho.

A figura nº 3 apresenta a curva de análise térmica diferencial de grãos de titano-magnetita com suas inclusões, e finalmente, na figura nº 4 pode-se verificar o espectro de absorção de infravermelho.

Um resumo das transformações sofridas pela Titano-magnetita é visto pela figura 5. A composição estimada em função do a_0 é delimitada pela região achuriada. A maghemitização, desloca a composição para o polo de Fe_2O_3 , numa paralela às linhas de igual teor de TiO_2 . Posteriormente as titano-maghemitas passam a ilmeno-hematitas ou então para hematitas+anatásio.

ILMENITA

A ilmenita ocorre como lamelas de exsolução nos planos (111) das Titano-magnetitas, ou sob forma de núcleos de forma irregular nêsse mesmo hospedeiro, ou ainda em cristais tabulares isolados de 0,4-1 mm.

Notou-se que ela se distribui em várias frações de susceptibilidade magnética diferentes ao mesmo tempo que apresenta reflectividade variável.

Os Diagramas de raios-X apresentam, inicialmente, dúvidas quanto à sua interpretação. Muitas vezes nos difratogramas era registrada a seguinte diagnose: ilmenita modificada? hematita modificada? impurezas?

Alguns concentrados de ilmenita forneciam teores de TiO_2 superiores ao que se deveria esperar de puro FeTiO_3 , corrigidas as impurezas.

Após análise das secções polidas e de determinação de parâmetro de cristais isolados (câmara de Gandolfi), foi possível fornecer uma explicação para êsses fatos.

No caso de Catalão, a alteração da ilmenita acarreta hidrólise do Fe^{2+} sob a forma de $\text{FeO}(\text{OH})$, ao mesmo tempo que o Ti é concentrado, elevando seu teor. Outro caminho seguido parece ser a oxidação de FeO em Fe_2O_3 , havendo então uma hematização da ilmenita, quando então o TiO_2

Foto 4 - Alteração de ilmenita (parte negra) em leucoxênio-anatásio nos bordos da mesma. S. polida, n. paralelos, imersão em óleo. (X 1.200).

Foto 5 - Alteração de titano-magnetita em titano-magnetita e posteriormente em ilmeno-hematita, seguido de leucoxenização. As antigas microestruturas de exsolução, vistas ainda na parte esquerda da foto, tendem a se juntar (como à direita). S. polida, n. descruzados (X 300).

TABELA 2 - DIAGRAMAS DE PÓ DE
ILMENITA, ILMENO-HEMATITA E HEMATITA

(hkl)	ILMENITA		ILMENO-HEMATITA		HEMATITA	
	d	I	d	I	d	I
(10.2)	3,73	5	3,70	5	3,68	5
(10.4)	2,76	10	2,72	10	2,69	10
(11.0)	2,544	8	2,53	6	2,53	8
(11.3)	2,240	4	2,22	5	2,21	4
(20.2)	2,11	1	2,08	1/2	2,09	1
(20.4)	1,870	4	1,854	4	1,842	5
(11.6)	1,730	7	1,711	5	1,695	6
(21.1)	-	-	1,64	1/2	1,637	1
(21.2)	1,621	1	1,608	1/2	1,604	1
(21.4)	1,507	1	1,493	3	1,486	5
(30.0)	1,470	1	1,458	2	1,454	4
(20.8)	1,380	1	1,360	1/2	1,350	1/2
(10.10)	1,347	1	-	-	1,313	1
(22.0)	1,272	1/2	1,263	1/2	-	-
(21.8)	-	-	-	-	1,237	1/2
(31.4)	1,155	1	-	-	-	-
(22.6)	1,190	2	1,172	1/2	-	-
(21.10)	1,076	2	1,065	1/2	1,059	1/2
$a_{oh} =$	5,088 $\pm$ 0,003		5,052 $\pm$ 0,004		5,037 $\pm$ 0,003	
$c_{oh} =$	14,052 $\pm$ 0,004		13,872 $\pm$ 0,006		13,748 $\pm$ 0,006	

migra para microfissuras ocasionadas pela contração reticular e começa a se cristalizar.

Alguns difratogramas mostram mistura de proporções variadas de ilmeno-hematita, anatásio, goethita e fases amorfas, reforçando que a alteração das ilmenitas segue dois caminhos gerais, mas que se dão concomitantemente:

Na primeira transformação, os parâmetros hexagonais da ilmenita variam de $a_0 = 5,075$ e $c_0 = 13,98 \text{ \AA}$ até $a_0 = 5,037$ e $c_0 = 13,75 \text{ \AA}$. Os valores máximos dessa variação seriam teoricamente: $a_0 = 5,085 - 5,030 \text{ \AA}$ e $c_0 = 14,05 - 13,72 \text{ \AA}$, respectivamente valores dos parâmetros da ilmenita e da hematita puras (Vincent et al, 1957).

As fotos nº 4 e 7 apresentam aspectos das transformações descritas, e a tabela nº 2 apresenta o diagrama de raios-X, base para o cálculo de parâmetros.

HEMATITA

Não há indício de hematita primária no minério. Sua ocorrência, distribuição e hábito são ditados pela titano-magnetita e ilmenita, das quais ela se formaria. Nêstes têrmos nunca é pura e talvez fosse melhor denominá-la de ilmeno-hematita.

Como foi dito, a Titano-magnetita ($\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{TiO}_4$) se altera de maneira contínua, em fase cúbica de composição $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3 - \gamma\text{FeTiO}_3$ denominada Titano-maghemita e posteriormente em fase romboédrica $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3 - \alpha\text{FeTiO}_3$. A ilmeno-hematita pode se originar também da alteração das ilmenitas, sendo, nesta circunstância, representada pela mistura que na literatura se chamava de "arizonita" (Fotos 3 e 5).

Os trabalhos de Overholt et al (1950) e os de Karkhanavala (1959), favorecem subsídios e esta interpretação, com exceção à forma de TiO_2 que é

constituído por rutilo, brookita, pseudo-brookita e raramente anatásio.

GOETHITA (Limonita)

A goethita é sempre secundária e parece sob diferentes formas: concreções coloformes; concreções irregulares; cimento de minerais da canga superficial, etc... De maneira geral ela cimenta e impregna todos os minerais e agregados do solo. Concentrados de barita, apatita e até os de quartzo, apesar de lavagem com ultrassom apresentam sempre côr amarela de limonita.

Como foi descrito, a goethita representa produto de alteração de minerais como titano-magnetita, ilmenita e ilmeno-hematita. Em algumas amostras ela encontra-se sob a forma de cubos estriados milimétricos, nítida pseudomorfose de pirita. (Foto 3).

Suas propriedades como superfície específica e dimensões coloidais, talvez leve à fenômenos de absorção de elementos como Nb, Ti e terras raras, porém a complexidade de sua separação desencorajou um estudo imediato.

A goethita impregna o leucoxênio, muitas vezes salientando zonas de crescimento mais ou menos ricas em $\text{FeO}(\text{OH})$, denotadas por diferentes tonalidades de côres (Fotos 8 e 9).

PEROVSKITA

Hussak (1894) é o responsável pela identificação de perovskita no minério. Foi por ele descrita como constituinte essencial de certas lâminas com matriz de magnetita. A perovskita se transformava em mineral amarelo-verde. A figura que apresentou em seu trabalho mostra núcleos de côr marrom escura de 2 mm, fortemente birrefringentes e apresentando côres de interferência (de polarização?) semelhante à da brookita. Esses núcleos apresentam geminação polissintética e clivagem cúbica. O produto de decomposição que envolvia os núcleos se assemelhava a leucoxênio com pequenos grãos

verde-amarelados, de forte birrefringência = anatásio?. Escreveu, ainda que era fácil separar os núcleos das camadas periféricas, e por meio da fu são com carbonato de sódio, p^ode separar também magnetita, determinando assim, CaTiO_3 puro. Ainda, nêsse artigo, êle descreve material de alteração de ilmenita = anafásio?. Em seu artigo de 1904, êle identifica seguramente o anatásio como principal produto de decomposição de perovskita associada à titano-magnetita.

Essa descrição, nem sempre recebeu a devida atenção na lite ratura, e têm sido chamados de perovskita, cristais macroscópicos octaédricos de qualquer c^or ou propriedade, que não seja magnético.

A foto n^o 6 mostra um agregado de cristais de titano-magnetita e pseudomorfoses de cristais cúbicos de antigas perovskitas. A figura (n^o 6) de Hussak é reproduzida ao lado para comparação. Nota-se que a pseudomorfose foi praticamente completa, restando apenas alguns pontos em que se pode adivinhar a existência de um núcleo. Ainda assim, muitos dêsses pontos são de maghemita, provinda de magnetita, inclusa na antiga perovskita (Fotos 10 e 11).

O autor teve oportunidade de examinar cristais octaédricos de 2 ou mais cm, de c^or amarela, octaédricos, provenientes de Tapira e Salitre. Êsses cristais são constituídos essencialmente de anatásio. Algumas inclusões metálicas pretas dêsses cristais são de titano-magnetita.

Tudo isso vem a confirmar a forte tendência de pseudomorfose total da perovskita em anatásio. Ao autor, ocorre a tentação de dizer que os quase 80 anos que separam suas observações das de Hussak, foram suficientes para explicar o contraste, permitindo a alteração total dos núcleos de perovskita. No entanto, no capítulo da petrografia, serão descritos núcleos inalterados de perovskita, envoltos por leucoxênio, em rocha do tipo silexito (Foto 18).

Perovskita fresca foi encontrada também em outras rochas e no carbonatito, em minúsculos grãos octaédricos, concentrados em bandas ou disseminados.

Foto 6 - Grãos de titano-magnetita associados a leucoxênio pseudomórfico de perovskita, numa estrutura de especto detrítico residual. S. polida, n. cruzados (X 25).

Fig. 6 - Associação magnetita-perovskita, segundo Hussak, 1894,

Foto 7 - Ilmeno-hematita se alterando em leucoxênio, com cristalização incipiente de anatásio. S. polida, n. cruzados (X 75).

TABELA 3 - DIAGRAMA DE PÓ DA PEROVSKITA

AMOSTRA DO CARBONATITO (Aquecida 1000° C/uma hora)

d(Å)	I visual	(hkl)1	(hkl)2
2, 83	3	(100)	(400)
2, 71	10	(110)	(440)
2, 310	1	-	(622)
2, 217	1	(111)	(444)
2, 124	1	-	(640)
1, 917	6	(200)	(800)
1, 710	3	(210)	(840)
1, 567	4	(211)	(931)
1, 352	3	(220)	(880)
1, 212	3	(310)	(12. 40)
1, 153	1	(311)	(10. 75)
1, 104	2	(222)	(10. 93)
1, 023	2	(321)	(12. 8. 4)
0, 957	2	(400)	(16. 00)
0, 902	1	(330)	(12. 12. 0)

1 - Pseudo-cela reduzida = $3,828 \pm 0,002 \text{ Å}$ 2 - Cella real = $15,31 \pm 0,01 \text{ Å}$

Os aspectos vistos na foto 6 e figura 6, lembram um arranjo detrítico de cristais octaédricos, justapostos uns aos outros, em consequência da supressão da matriz na qual se encontravam e que os separava. Essa matriz certamente era o carbonatito que foi dissolvido.

A verdadeira natureza da perovskita, pode ser inferida da análise de Hussak e da determinação de $a_0 = 3,828$ (tabela 3). Talvez outras variedades niobíferas possam estar presentes, como a loparita e dysanalita, devido ao fato que alguns concentrados de leucoxênio-anatásio tenham teor anômalo de Nb_2O_5 e de terras raras.

LEUCOXÊNIO - ANATÁSIO

O termo leucoxênio é aqui empregado para designar agregados terrosos, de cor amarela intensa, produto da alteração de perovskita, ilmenita, ilmeno-hematita e titano-magnetita, e que podem ser separados dos minerais que lhe deram origem, constituindo material de alto teor em Titânia.

Mineralogicamente, o leucoxênio é constituído essencialmente de anatásio, com impurezas de ilmeno-hematita, goethita e material amorfo em quantidades irrisórias.

Sua ocorrência no minério é generalizada, com tendência à concentrar-se nas frações mais finas. O leucoxênio, como foi visto, pseudo - morfisa totalmente a perovskita (foto 6); é produto da alteração de ilmenita (fotos 4, 5 e 7); recobre superficialmente cristais de titano-magnetita (foto 8) ou, forma concreções de caráter de precipitação coloforme, nos quais, por vezes, se formam cristais idiomorfos de anatásio. (fotos 9 e 11). A foto 10 é de uma secção polida de amostra de 45 m de profundidade, o que atesta a intensidade do intemperismo.

O anatásio, como foi frizado várias vezes, é o principal constituinte do leucoxênio. Em condições especiais foram encontrados pequenos tufo (0,3 mm) de cristais idiomorfos intercrescidos, de cor preta, verde ou

avermelhada, que puderam ser selecionados para diagrama de pó em câmara Gandolfi. Em geral trata-se de anatásio normal e excepcionalmente nióbio-anatásio. Seus parâmetros, em geral são $a_o = 3,735$ $c_o = 9,375 \text{ \AA}$ e excepcionalmente $a_o = 3,780$ e $c_o = 9,502 \text{ \AA}$ (Tabela nº 4).

As figuras 7 e 8 apresentam, respectivamente, a análise térmica diferencial e o espectro infravermelho dos concentrados de leucoxênio-anatásio de composição 92% de TiO_2 .

Muita controvérsia sobre a natureza do leucoxênio existe na literatura. Basta, para isso, consultar as Discussões publicadas no *Economic Geology* de 1959 e 1961.

No caso de Catalão, o leucoxênio e a leucoxenitização são incontestáveis, seja do ponto de vista do produto bem caracterizado química e mineralogicamente, seja dos minerais primários formadores, fartamente documentado por fotografias.

Talvez o que pudesse ser discutido fôsse a influência dos fatores que levaram à formação de praticamente um só polimorfo de TiO_2 , o anatásio. (Possivelmente também TiO_2 amorfo, não detectado por difração de raios-X.) Sabe-se que os minerais predominantes do leucoxênio de outras localidades são: rutilo, brookita e pseudobrookita.

No caso da perovskita, Gruner (1959) cita trabalho de Ramdohr (1957) em que sulfato de uranita, titanato de sódio e H_2O saturado com H_2S levou à formação de uraninita + anatásio, em experiência realizada a $220^\circ C$ durante 400h. Ora, foi encontrado pirita no carbonatito e pirita pseudomorfizada em goethita no minério. A pirita poderia ser fonte de H_2S . Os sulfatos no minério são representados por barita e a perovskita constitui um titanato de Ca, estabelecendo assim um paralelo quase perfeito.

Hartman, (1959) por sua vez, discutindo os fatores que determinam o polimorfo de TiO_2 , formado à partir de ilmenita, cita as experiências de Schossberger (1942) que obteve rutilo à partir de soluções clorídricas e anatásio à partir de soluções sulfúricas. Ainda mais, somente 5% de H_2SO_4

Foto 8 - Grãos de titano-magnetita alterados, envolvidos por leucoxênio, com ligeiro zoneamento. Vê-se ainda, grãos irregulares de ilmenita, alguns dos quais alterados em goethita (canto superior direito) e leucoxênio. S. polida, n. cruzados (X 25).

Foto 9 - Estrutura coloforme secundária de leucoxênio, com zoneamento devido à leitos mais impuros (goethita). Diagrama de raios-X conclue que tal material é constituído em mais de 90% de anatásio. S. polida, n. à 11^o, imersão em óleo (X 1.200).

Foto 10 - Estrutura nitidamente secundária do leucoxênio. Na parte inferior central e um pouco à esquerda, no ta-se a recristalização do anatásio. Se houve pseudo - morfose, ela é difícil de ser imaginada, pela ausência - de núcleo, e pelo formato arredondado das estruturas concêntricas. S. polida, n. à 40° (X 25).

Foto 11 - Semelhante à foto 10, somente que com formato mais poliédrico, dos grãos, lembrando pseudomorfose. No ta-se na periferia dos indivíduos granulares, película mais clara de anatásio. Por serem transparentes, observados com nicols cruzados, produzem reflexões internas, de cor amarelo intenso. S. polida, n. cruzados (X 25).

Fig. 7 - DTA de concentrado experimental de leucoxênio

a) A curva apresentada difere muito da do anatásio comum, salvo com ligeira tendência exotérmica a 750°C . O pico a 60° indica a natureza microcristalina (e até amorfa) dos agregados de grande superfície específica, capaz de absorção d'água. No mais, o pico de 350° pode indicar mistura de goethita e o de 370° a ilmenita (Scifax).

b) Micro-amostra de escolha manual, que se enquadra mais nos padrões que estabelecem para o anatásio uma banda larga endotérmica a 180° e 240°C , e fraca exotérmica a 755°C .

Fig. 8 - Espectro infravermelho de leucoxênio e anatásio

a) Anatásio, amostra do museu. Banda de absorção entre 9,6 e 11,2 microns, com dois picos (10,0 e 10,8) e entre 14 e 25 microns, com máxima absorção a 25 microns.

b) Concentrado de leucoxênio de Catalão. Ligeiro deslocamento dos picos (9,5; 9,7; 11,9; e, 18,0 microns) em relação ao anatásio, devido provavelmente a grau de cristalinidade e substituição parcial do Ti por Nb e Fe.

TABELA 4 - DIAGRAMAS DE PÓ DE ANATÁSIO

(hkl)	ANATÁSIO (Nb)		ANATÁSIO NORMAL	
	d(Å)	I vis.	d(Å)	I vist.
(101)	3,518	10	3,49	10
(103)	2,431	3	2,42	5
(004)	2,375	7	3,365	6
(112)	2,325	3	3,310	7
(200)	1,892	8	1,867	7
(105)	-	-	1,676	2
(211)	1,665	6	1,650	5
(204)	1,479	6	1,465	4
(116)	1,363	3	1,345	2
(220)	1,338	3	1,325	3
(215)	1,264	6	1,238	5
(224)	1,165	3	1,151	2
(316)	0,955	1	0,942	1
(325)	-	-	0,906	1
(411)	0,913	1	0,901	1
(219)	0,8956	2	0,884	2
(404)	0,8788	1	0,867	1
(424)	0,7965	1	0,786	3
a_o (Å)	=	3,783 ± 0,003		3,738 ± 0,003
c_o (Å)	=	9,501 ± 0,006		9,379 ± 0,005

adicionado à solução clorídrica, levava à formação de anatásio.

No caso de Catalão é justo esperar que as soluções ácidas fossem de natureza predominantemente carbônica e sulfúrica, antes que clorídrica ou nítrica, favorecendo a formação de anatásio.

PIROCLOROS

Os pirocloros são os principais responsáveis pelo Nb_2O_5 do minério, tendo nêle larga distribuição, concentrando-se mais em certas áreas, como na parte norte da chapada.

O subtítulo pirocloros, no plural, é justificado pela existência de pelo menos 3 tipos diferentes:

a) Pirocloro vítreo, transparente, de cor amarela clara por vezes gradando para castanho, com tendência ao idiomorfismo octaédrico. Não raro em fragmentos quebrados. Dimensão da cela unitária $a_0 = 10,287 \text{ \AA}$. Foi designado koppita ou pirocloro normal e ocorre também no carbonatito (Fotos 13 e 24).

b) Pirocloro citrino escuro, brilho semi-vítreo, transparente somente em fragmentos pequenos. Apresenta-se em grãos de tendência esférica, a_0 médio = 10,432. Trata-se, provavelmente de pirocloro contendo Ti e Fe substituindo parcialmente o Nb.

c) Pirocloro de cor creme ou cor de carne, de brilho resinoso, que se apresenta sob forma de fragmentos irregulares finos e raramente idiomorfos. É a pandaíta, cujo a_0 médio = 10,561 $\text{ \AA}$.

A caracterização dessas propriedades foram baseadas nos exames ópticos das montagens sedimentológicas e na obtenção de diagramas de raios-X de grãos individualmente escolhidos.

Nos difratogramas e nos diagramas de pó de concentrados, é frequente a coexistência de 2 ou 3 pirocloros, mercê da grande diferença entre os

parâmetros e a consequente duplicação ou triplicação das reflexões de mesmo índice milleriano.

Esse fato permitiu um controle indireto da ocorrência de cada tipo com a profundidade, notando-se que na superfície predomina a pandaita e em profundidade a koppita.

Análises modais de preparados sedimentológicos, correlacionados com frações granulométricas e suas análises químicas parciais, permitiram verificar que a koppita se concentra preferencialmente nas frações 35-48 meshes (0,417 - 0,297 mm); o pirocloro citrino, na fração 65-200 meshes (0,210 - 0,074 mm) e a pandaita tem distribuição regular nas frações abaixo de 35 meshes, concentrando-se sobremaneira (45%) abaixo de 400 meshes (0,041 mm).

Em vista desses resultados, parece insofismável considerar a pandaita como proveniente da alteração de pirocloro primário, a koppita. Essa transformação se dá pela troca de Ca e Na por Ba e Sr, além da substituição de oxigênio por hidroxila (hidratação). O pirocloro citrino tem sua origem provavelmente primária e representa o núcleo não alterado de pirocloro diferente da koppita (Fe e Ti substituindo Nb) que ficou privado de sua alteração superficial (ou zoneamento primário) (Foto 12).

As substituições isomorfas na transformação de koppita-pandaita, acarretam mudanças nas propriedades ópticas e aumento de parâmetro, que trazem como consequência: tensões no retículo; aumento de friabilidade e da opacidade da pandaita; e, tendência a se concentrar nas frações mais finas.

As mudanças físicas da pandaita facilitam sua associação (quando fina) com minerais secundários como fosfatos, leucoxênio e limonita, o que explica a variação na cor dos concentrados de amostras superficiais e seu comportamento anômalo às separações magnéticas, referido no capítulo do minério.

Dutra et al (1970) forneceram uma análise de concentrado de pirocloro de amostra superficial de Catalão. Essa análise é vista na tabela nº 5,

Foto 12 - Cristal idiomórfico de pirocloro, apresentando núcleo castanho e periferia de cor amarelo-citrino, ilhado entre opacos da canga superficial. S. delgada, n. paralelos (X 200).

Foto 13 - Cristais de pirocloro(mosqueado) isolado (canto superior esquerdo) e inclusos em opacos, em lâmina de carbonatito com barita e apatita. O cristal isolado contém inclusão de barita. S. delgada, n. paralelos - (X 75).

TABELA 5 - ANÁLISES QUÍMICAS DE PANDAITAS

PANDAITA CATALÃO		PANDAITA ARAXÁ		Impurezas da Pandaita de Araxá (17,68% do seu peso)	
Dutra et al (1970)		Guimarães (1957)			
Nb_2O_5	40,0	Nb_2O_5	61,26		
TiO_2	6,5	TiO_2	2,30		
BaO	9,0	BaO	16,01	SiO_2	9,25
ThO_2	4,3	ThO_2	2,27	P_2O_5	0,75
Fe_2O_3	8,0	FeO	4,37	SO_3	0,45
MnO	0,09	MnO	0,16	Al_2O_3	0,36
P. F.	11,8	H_2O	8,26	U_3O_8	0,03
CaO	2,0	$\text{CaO}+\text{SrO}$	0,43	As	< 0,001
SrO	0,52	PbO	0,40	N	0,012
La_2O_3	1,04	TR_2O_3	4,29	CO_2	0,44
CeO_2	3,5	SnO_2	0,10	Mistura	0,20
P_2O_5	6,0	Ta_2O_5	0,15		
Al_2O_3	1,8				

Fig. 9 - DTA de concentrado de pirocloros. Picos nítido a 100°C , saída de água absorvida da pandaita fina; à 300°C , desidratação, saída de (OH); e, à 810° efeito exotérmico nítido, comum a pirocloros de natureza metamítica (Vlasov, 1966).

Fig. 10 - Espectro infravermelho de pirocloros.

a) Espectro 2,5 a 8,0 microns de concentrados de pirocloros, mostrando a predominância de pandaita, mercê das absorções 2,9 (OH) e 3,15 (H_2O). Outros picos são provenientes da simetria da molécula Td; ou seja 4,25 (V2 + V6) e 6,08 (V4) (Nakamoto, 1962).

b) Espectro 7,5 - 25,0 microns de concentrado de pirocloros, mostrando: banda nítida a 10,4; discreta a 13,0; e larga entre 15 e 20, centrada em 17,5 microns.

TABELA 6 - DIAGRAMA DE PÓ DE PIROCLOROS

(hkl)	KOPPITA		"CITRINO"		PANDAITA	
	d	I	d	I	d	I
(111)	-	-	5,97	2	5,98	7
(311)	3,14	2	3,15	2	3,16	5
(222)	3,02	10	3,01	10=	3,01	10
(400)	2,60	2	2,61	2	2,62	5
(422)	-	-	-	-	2,14	1
(333)	2,005	1	-	-	2,01	1
(440)	1,843	8	1,846	7	1,856	9
(531)	1,761	1	-	-	1,776	1
(622)	1,572	5	1,575	5	1,584	8
(444)	1,504	2	1,508	1	1,518	3
(551)	1,453	1	-	-	1,474	1
(553)	1,353	1	1,358	1	1,369	1
(800)	1,300	1	1,305	1	1,315	1
(822)	-	-	-	-	1,207	4
(662)	-	-	1,195	2	-	-
(840)	1,163	1	1,168	2	1,178	4
(931)	1,092	1	-	-	-	-
(844)	1,062	2	1,065	2	1,073	3
(10.22)	1,000	2	1,004	2	1,013	3
(10,62)	0,879	2	0,8819	1	0,8918	2
(884)	0,868	1	0,8701	1	0,8789	1
(12.40)	0,8222	2	0,8244	1	0,8333	1
(10.66)	0,7951	1	0,7952	1	0,8026	1
(12.44)	0,784	2	0,7857	1	0,7941	1
$d_0(A)$	$10,291 \pm 0,005$		$10,432 \pm 0,006$		$10,526 \pm 0,005$	

comparada com pandaita de Araxá. Seu exame ressalta o elevado teor de BaO e da perda ao fogo (OH ou H_2O), que indicam claramente a predominância de pandaita.

A tabela nº 6 mostra diagramas de raios-X e cálculo de parâmetros de pirocloros, às vezes coexistentes.

As figuras 9 e 10 fornecem a análise térmica diferencial e o espectro de absorção de raios infravermelhos.

FOSFATOS SECUNDÁRIOS

No minério de Catalão, ocorrem inúmeros fosfatos, em associação estreita com limonita e leucoxênio (Foto 14). Seu hábito em geral é terroso ou argiloso e por vezes formam concreções esféricas, agregados microcristalinos, agregados fibrosos e películas finas impregnando minerais como apatita, barita, quartzo e pandaita. Seu caráter é tipicamente secundário e hidratado, devendo provir da dissolução de fosfatos primários como a apatita e monazita. Somente num caso foi possível a observação de cristais (vivianita),

A identificação desses minerais é um grande problema. Mesmo depois de se obter concentrados de fosfatos, verifica-se que eles constituem em si, mistura de diversas variedades mineralógicas. Algumas dessas variedades são fosfatos-sulfatos hidratados.

Em alguns casos especiais de seletividade natural do número de espécies, foi possível tender para a identificação de uma variedade predominante. Para esse fim, baseou-se na descrição da forma de ocorrência, na medida de índices de refração, no diagrama de raios-X e no cálculo dos parâmetros.

A florencita parece ser o principal constituinte das misturas de fosfatos das frações 100-200 meshes. Seu aspecto é de agregados castanhos terrosos extremamente frágeis. Ao microscópio, esses agregados são translúcidos, devido ao seu caráter microcristalino. O índice de refração varia de 1,67 a 1,69, porém se atacado com HCl para remover a limonita que a

impregna, ela se torna branca e seu índice se aproxima do da goyazita. A tabela nº 7 apresenta um diagrama de pó, do qual se obteve os parâmetros hexagonais: $a_o = 6,96$ e $c_o = 16,34 \text{ \AA}$.

A goyazita foi identificada por difração de raios-X (tabela 7) e óptica ($n \approx 1,64$) num separado por elutriação, de fração abaixo de 400 meshes, mas certamente se associa à florencita, sob outras formas.

A svanbergita aparece principalmente sob a forma de agregados esféricos, constituídos de zonas concêntricas de microcristais fibrosos de disposição radial. Esses agregados são, por vezes, constituídos por núcleo de titano-magnetita ou ilmenita, aparecem na fração 35-100 meshes, e são facilmente concentráveis por meio de um plano inclinado. Ataque ácido permite a dissolução do núcleo dos agregados esféricos e concentra os envoltórios quebrados, verdadeiras cascas de ovos em miniatura. O índice de refração médio é de 1,64 e na tabela 7, pode-se ver o diagrama de raios-X.

A rabdofanita faz parte de misturas de fosfatos, mas apresenta maiores possibilidades de estudo em separado, porque apresenta cor verde, facilmente visível no silexito e sobre cristais de titano-magnetita da cana superficial.

Dessa forma pode-se raspar com estilete e separar o material verde de consistência semelhante à do gipso. Observa-se, no silexito, certas cavidades parcialmente ocupadas pela rabdofanita, dando a impressão que ali existia um mineral que se alterou, deixando o seu molde.

Ao microscópio, (lâmina delgada) a rabdofanita aparece sob a forma de agregados de minúsculos bastonetes ou placas incolores, amarelados, esverdeados ou pardacentos. Eles mostram, em alguns casos, um aspecto esferulítico, e, em outros, constituem o núcleo de estruturas em "ghosts", emolduradas por limonita. Sob grande aumento, os bastonetes revelam não constituir indivíduos únicos, mas sim, agregados subparalelos, que se extinguem heterogeneamente, aparentando certa fibrosidade e diferenças de relevo sectoriais. Por vezes, esses agregados tomam aspecto argiloso

heterogêneo, onde partes isótropas estão em associação com agulhas anisótropas incolores (Fbto 15).

Seus índices de refração estão em torno de 1,74 e 1,75, apresentando uma birrefringência da ordem de 0,01.

O diagrama de raios-X (Tabela 8) indicou se tratar de monazita. No entanto o seu relêvo, índice e birrefringência são muito diferentes.

Sem dúvida trata-se de rabdofanita, que é o produto de alteração (hidratação) da monazita. Talvez se trate do mesmo material que ocorre em Araxá e é denominado de monazita argilosa por Mendes et al (1968) e Grossi Sad (1970).

Outros fosfatos ainda foram identificados por difração de raios-X, como constituintes das misturas. Porém, dada a precariedade dessas identificações, devido à fenômenos de isomorfismo que deve ocorrer entre esses minerais, o autor limita-se a citá-los: hinsdalita, osarizawaita, monetita, lusungita, colofânio, hidalgoita e monazita. Esta última provavelmente é a rabdofanita. Vivianita ocorre em cristais idiomórficos de até 2 cm, no meio da argila parda esverdeada, descrita no capítulo do minério. Quando coletados, seus cristais são transparentes e azuis. Em contacto porém com o ar e a luz, se torna opaca, apesar de seu pó continuar azul. Diagramas de raios-X possuem raios coincidentes com as do padrão ASTM, no entanto, não são as mais intensas e nem todas pertencem à vivianita. Essas transformações e ambigüidades estão sendo objeto de investigação.

A figura nº 11 compara espectros infravermelhos de concentrados de fosfatos secundários de Catalão, da goyazita de Araxá, da rabdofanita e da vivianita.

A figura 12 e 13 compara as curvas ATD de concentrado de fosfatos secundários, cujo componente principal é a florencita, com os termogramas da goyazita de Araxá; da rabdofanita de Catalão; e, da vivianita.

Foto 14 - Lâmina de material superficial, mostrando cimento complexo de quartzo, fosfatos, limonita e leucoxênio, todos secundários, envolvendo e substituindo grãos de minerais opacos. S. delgada, n. cruzados (X 30).

Foto 15 - Agregado polí-cristalino fibroso de rabdofanita, pseudomorfizando monazita, e emoldurada por limonita. S. delgada, n. paralelos (X 75).

Foto 16 - Cristal de barita secundária, crescida em meio a limonita, fosfato-sulfatos e leucoxênio. S. delgada de canga, n. cruzados (X 200).

Fig. 11 - Espectro IV - de Fosfatos, goyazita, rabadofanita e vivianita

a) Concentrado de fosfatos secundários. Banda entre 8,8 e 10,5 μ , com 2 picos (9,1 e 9,7 μ) e banda entre 15 e 25 μ com 3 picos (17,0; 20,0 e 21,5 μ). 3 picos discretos em região de fraca absorção: 11,3; 12,5 e 13,2.

b) Amostra de Araxá. Semelhante ao primeiro porém: com deslocamento do pico de 17,0 para 16,0; ausência de 13,2 e aparecimento de pico a 12 μ . Semelhança = ânions comuns (PO_4) e diferenças = maior proporção de (SO_4) na amostra de Catalão (florencita).

Fig. 11 (continuação)

c) Rabdofanita. Espectro distinto do da monazita pela presença dos picos: 10,0; 12,55; 12,8; 18,4; e 22,0 μ . Os demais (9,5; 14,5; 16,2; 17,8; e 16,5) são comuns aos 2 minerais (Omori, 1964).

d) Vivianita. Apresenta os seguintes picos de absorção, em microns: 9,6; 10,3; 10,6; 12,3; 15,0; 17,8; 18,5; e 21,5. Omori, obteve para êsse mineral: 9,6; 10,2; 11,6; 12,6; 17,2; e 18,5.

Fig. 12 - DTA de fosfatos secundários de Catalão com
parada com DTA de goyazita de Araxá.

a) Catalão: DTA de amostra prèviamente sêca em estu-
fa. Apresenta o pico endotérmico a 575° , comum aos
minerais do grupo (florencita, goyazita, svanbergita,
hinsdalita e lusungita) e pico exotérmico de recristali-
zação à 755°C .

b) "Goyazita de Araxá": apresenta o pico endotérmico a
 570° . No entanto, apresenta outros a 100° , 320° e 810°
que sugerem contaminação com pandaita, a ser investi-
gada.

Fig. 13 - DTA da Rabdofanita e Vivianita.

a) Rabdofanita. Largo e assimétrico pico endotérmico de perda d'água entre 30° e 150° C. Picos exotérmicos a 200° e 360° , a partir dos quais (400 - 615) há transformação em monazita atestado pelo seu pico exotérmico de 950° C.

b) Vivianita. Apresenta termograma bem distinto, que coincide, em parte, com os dados publicados no catálogo Sci - fax, ou seja: endotérmicos entre 160° e 235° e exotérmicos a 335° , 650° e 775° C.

TABELA 7 - DIAGRAMAS DE PÓ DA
FLORENCITA, GOYAZITA E SVAMBERGITA

FLORENCITA			GOYAZITA		SVAMBERGITA	
(hkl)	d	I	d	I	d	I
(10.1)	5,67	8	5,68	8	5,76	8
(10.2)	4,86	2	4,17	1	3,54	7
(11.0)	3,49	4	3,48	7	3,04	10
(11.3)	2,96	10	2,94	10	3,89	3
(20.2)	2,84	1	2,85	1	2,51	2
(00.6)	2,72	10	2,68	2	2,302	7
(20.4)	2,426	2	2,58	1	2,242	6
(21.2)	2,190	2	2,48	1	2,512	2
(30.3)	1,885	1	2,43	6	2,046	3
(22.0)	1,746	2	2,20	7	1,929	7
(21.7)	1,625	1	2,08	1	1,771	5
(10.10)	1,578	1	2,00	1	1,696	2
(31.5)	1,489	1	1,898	4	1,677	1
(02.10)	1,437	2	1,749	1	1,533	1
(40.4)	1,414	1	1,713	1	1,512	3
(13.7)	1,360	1	1,498	1	1,402	2
(40.0)	1,316	1	1,370	1	1,342	1
$a_o h = 6,963 \pm 0,008$			1,285	1	1,305	3
$c_o h = 16,34 \pm 0,01$					1,221	1
					0,962	1

NOTA - No diagrama da goyazita, há impregnação de goethita influenciando nas intensidades. Os índices (hkl) estão em correspondência, somente com as reflexões da Florencita.

TABELA 8 - DIAGRAMA DE PÓ DA RABDOFANITA

RABDOFANITA CATALÃO		MONAZITA ASTM	
d	I	d	I
5,22	1	5,20	13
4,67	1	4,66	18
4,18	6	4,17	25
3,50	1	3,51	25
3,32	10	3,30	50
3,09	9	3,09	100
2,87	8	2,87	70
2,59	1	2,61	18
2,442	5	2,44	18
2,183	1	2,19	18
2,126	6	2,13	25
1,968	5	1,961	25
1,863	5	1,870	18
1,803	3	1,797	9
1,742	1	1,737	25
1,574	1	1,600	7
1,540	4	1,535	13
1,463	1	1,463	5
1,371	4	1,368	5
1,336	2	1,339	9

NOTA - Do diagrama da rabdofanita, constam todos os dados li
dos em filme. Da monazita, são apresentados sòmente
as reflexões correspondentes.

APATITA

Este mineral está presente em quase todo o corpo de minério, verificando-se a sua presença nos dois perfis estudados, com certas zonas mais enriquecidas. No sentido horizontal, ela deve apresentar concentrações, originadas de um controle primário, como indica o trabalho de Hasui et al (1970).

Existe uma relação entre P_2O_5 , Nb_2O_5 e o teor de terras raras do minério. Igualmente o teor de P_2O_5 está relacionado com a apatita, quer sob a forma primária, quer representada pelos seus produtos de alteração, os fosfatos secundários.

A apatita é encontrada no carbonatito e em lâminas de peridotito alterado.

No minério, os cristais são bem formados, milimétricos, com tendência a idiomorfos. São incolores, porém, superficialmente, inúmeras irregularidades de dissolução ou corrosão, são impregnadas de limonita e fosfatos secundários, dando-lhe uma cor amarelada. Alguns cristais foram muito atacados e apresentam formas de elipsoide.

Diagrama de raios-X (tabela 9) forneceram parâmetros e relação c_o/a_o de carbonato-apatita, dahlita.

O espectro de infravermelho é visto na figura 14.

Sua análise química está sendo efetuada no laboratório da Produção de Areia Monazítica, porém pode-se adiantar que contém terras raras (Ce) Sr e Ba, reafirmando ser principal fonte para a formação de florencita e de outros fosfatos secundários.

A quantidade de apatita no minério, no entanto, não estimula a sua concentração para fins de fertilizantes, a não ser como subproduto de beneficiamento globalmente planejado.

Wilkeita secundária foi encontrada em cavidades da canga superficial associada a limonita. Seu diagrama é visto na tabela 9.

Fig. 14 - Espectro IV da Apatita

a) Espectro $2,5 - 8,0\mu$, mostrando a presença de (OH) a $2,9$, H_2O a $3,1$ e CO_3 a $6,1\mu$. Outros picos não interpretados a $3,4$; $3,5$; $4,25$; $5,0$; $37,2\mu$.

b) Espectro $7,5 - 25$. Notar os picos $9,2$; $9,6$; $10,5$; $16,6$; $17,7$; e $21,1\mu$, comum das apatitas. (Omori - 1964 e Camargo - 1966). Notar ainda os picos a $13,5$ e $13,8$ devido às vibrações V_4 do CO_3 e ligeiras inflexões a $11,2$ e $11,5$ devido a V_3 .

TABELA 9 - DIAGRAMAS DE PÓ DE APATITAS

CO ₃ -OH-APATITA		WILKEITA		CO ₃ -OH-APATITA		WILKEITA	
d	I	d	I	d	I	d	I
8,15	2	8,08	1	1,762	2	1,752	6
-	-	5,29	2	1,731	3	1,717	6
-	-	4,68	1	1,645	1	1,644	3
4,08	1	4,07	1	-	-	1,611	1
3,90	1	3,88	1	-	-	1,584	1
3,45	6	3,446	8	1,541	1	1,541	2
3,19	2	3,175	1	-	-	1,529	1
3,09	3	3,078	3	1,511	1	1,503	1
2,81	10	2,805	10	1,480	3	1,474	2
2,72	7	2,714	9	1,460	3	1,454	3
2,64	4	2,632	6	1,437	3	1,430	3
2,53	1	2,528	2	-	-	1,405	1
2,26	4	2,528	7	-	-	1,346	1
-	-	2,221	-	1,320	2	1,315	2
2,15	1	2,145	3	1,285	3	1,297	1
2,07	2	2,066	1	-	-	1,279	1
2,01	1	2,029	1	1,263	3	1,258	2
-	-	1,999	2	1,242	3	1,236	3
1,948	5	1,942	8	1,224	3	1,221	3
1,898	2	1,889	2	1,179	1	1,174	1
1,848	5	1,844	8	1,160	1	1,157	1
1,814	4	1,803	2	1,120	2	1,116	2
1,786	3	1,780	3	1,107	2	1,102	2

NB - Parâmetros baseados somente nas reflexões basais e prismáticas

$a_0 = 9,373 \pm 0,008$ $9,342 \pm 0,005$
 $c_0 = 6,920 \pm 0,005$ $6,906 \pm 0,003$
 $c/a = 0,738 \pm 0,001$ $0,739 \pm 0,001$

BARITA

A barita é constituinte importante dos carbonatitos estudados e é muito abundante no minério. Apresenta-se bem cristalizada, com tendência a idiomorfismo, em cristais incolores mais ou menos límpidos. Na canga superficial, ocorrem alguns geodos com cristais placóides de 0,5 cm de espessura e até 4 cm na maior dimensão, de aspecto nitidamente secundário associado à limonita e à películas de óxido de manganês.

Alguns cristais apresentam-se corroídos e impregnados principalmente por limonita, o que acarreta um problema na concentração física de pirocloros de mesma fração granulométrica. Na foto nº 16 pode-se observar cristais de barita secundária, cujo crescimento é associado à zonas de limonita, leucoxênio e fosfatos (fosfato-sulfatos?) secundários.

A natureza da barita, deverá ser objeto de estudos mais pormenorizados, como seu conteúdo em Ba e Sr, e sua possível influência em minerais que contêm esses elementos. A foto nº 24 de carbonatito, por exemplo, apresenta uma associação pirocloro zonado com barita, que talvez traga subsídio para transformações hipógenas sofridas pelo primeiro.

É certo, contudo, que no minério existe barita primária residual e barita formada em condições supérgenas. As soluções mineralizantes secundárias devem conter radicais sulfurosos que explicariam: a formação de barita e de fosfatos-sulfatos secundários (florencita, hinsdalita, osarigawaita e svanbergita); e, sua ação catalítica na formação do anatásio, como foi discutido na descrição desse mineral.

QUARTZO

Esse mineral é abundante no minério. Forma concentrações locais, perfazendo até 80% de amostras, que serão descritas no capítulo da petrografia, como silexitos. As rochas que constituem a intrusão, são todas insaturadas em sílica, incluindo o carbonatito. O minério sobrejacente ao carbonatito, por outro lado, é carente de silicatos, a não ser biotitas, cloritas e argilas.

A quantidade de quartzo presente no minério, deve ser devida à precipitação à partir de soluções descendentes, cuja fonte devia ter sido os quartzitos encaixantes da intrusão.

Os cristais de quartzo têm dimensões milimétricas e tendência ao idiomorfismo, mas como acontece com a apatita e a barita, eles apresentam corrosões e impregnações superficiais.

O estudo microscópico revelou ter caráter, nitidamente secundário. Possuem dimensões variadas e em certos casos é muito fino, do tipo caldecônia. Via de regra, os cristais bem formados apresentam crescimento intermitente e rítmico, denotado pelo zoneamento em planos paralelos às faces de romboedro. O contacto entre os grãos sugere crescimento aquoso, como acontece em amígdalas.

Em certas cavidades maiores, os cristais apresentam vértices romboédricos perfeitos.

As fotos 17 e 18, demonstram claramente o aspecto secundário do quartzo, que preenche cavidades, associa-se à limonita e apresenta crescimento rítmico.

OUTROS MINERAIS

Micas do tipo biotita ocorrem localmente no minério. Suas variedades são, biotita normal, em placas de 2 mm, vermiculita, flogopita e biotita vermelha. As micas estão presentes no carbonatito, e devem provir da dissolução do mesmo. Maiores detalhes serão vistos no capítulo da petrografia.

Argilas do tipo caulinita, de cor castanha escura, impregnadas de limonita, ocorrem na canga superficial. Em outras partes, ocorre associada também com fosfatos e leucoxênio. Como as amostras estudadas eram sempre submetidas à lavagem com ultrassom, a maior parte dos agregados de solo eram liberados das argilas. No entanto, nas frações finas sub

metidas à elutriação, elas estavam sempre presentes. Como o quartzo, elas devem provir da alteração das encaixantes, além de minerais das rochas intrusivas básicas-alcalinas.

Clorita e Sepentina encontram-se vêz por outra, nas frações finas do minério. Vários autores descreveram êsses minerais como produtos de alteração de rochas básicas. No capítulo da petrografia serão fornecidos alguns dados a êsse respeito.

Ancylita, foi identificada em ilhas da canga superficial, cercada por limonita. Está presente em pequenas quantidades no carbonatito, onde será descrita.

Alguns outros minerais, como zircão, baddleyta, tapiolita, parizita, ilmeno-rutilo, pirofanita e columbita podem existir no minério. Alguns dêles foram identificados em alguns grãos dos preparados sedimentológicos, outros foram vistos em lâminas ou identificados como impurezas em difratogramas. Suas identificações, contudo, são muito precárias.

P E T R O G R A F I A

As descrições que seguem são pertinentes a rochas obtidas em furos de sondagens realizadas na região. Elas são do tipo silexito, biotitito, peridotito ou piroxenito alterado e carbonatito.

SILEXITOS

Essas rochas devem ter sido quartzitos da Formação Araxá e que, por serem competentes, constituíram o teto da intrusão carbonítica-alcalina e que, ao menos próximo ao contacto, sofreram metassomatismo e mineralizações. Some-se a isso, o efeito do intemperismo e transformações mineralógicas secundárias. De qualquer forma, elas recobrem em vários pontos a estrutura domática e se intercalam no corpo do minério.

Essas rochas se caracterizam principalmente pela elevada quantidade de quartzo. Este se apresenta em granulações e texturas variáveis. Forma agregado pavimentoso mostrando ritmicidade de crescimentos segundo planos paralelos às faces de romboedro. (Foto 17). Em certas partes vazias o quartzo se cristalizou apresentando pontas romboédricas perfeitas. Sua granulação pode variar de dimensões milimétricas até à finíssima calcedônia.

Em uma amostra, talvez transicional para biotitito, ocorre mica de cor amarelada de fraco pleocroísmo (flogopita-vermiculita), cimentada por quartzo em associação poiquilítica.

Outros minerais que aparecem nessas rochas são: goethita (limonita), sempre secundária em forma disseminada ou massas irregulares, representando alteração de minerais ferrosos pré-existentes, associada com rabdofanita e com opacos (magnetita, ilmenita e perovskita - leucoxênio)

Foto 17 - Lâmina típica de sillexito mostrando o intercrecimento de quartzo secundário, associado a limonita. Na parte superior da foto, notar o preenchimento de quartzo fino (calcedônia) de uma cavidade deixada pela alteração de algum mineral. S. delgada, n. cruzados (X 32).

Foto 18 - Cristais de perovskita leucoxenizada (parte negra) com núcleo residual inalterado, apresentando geminação polissintética. Os cristais mais claros são de quartzo, salvo as agulhas que partem do leucoxênio, que são de anatásio ligeiramente esverdeado. S. delgada de sillexito, n. cruzados (X 200)..

A rabdofanita ocorre sob a forma de agregados de bastonetes ou de placas, que constituem em si agregados subparalelos. Sua descrição pormenorizada foi feita no capítulo de mineralogia do minério. Deve-se frizar, no entanto, o aspecto de estruturas em "ghosts" demonstrando ser produto de mineral pré-existente, a monazita.

A perovskita forma grandes cristais isolados, apresentando-se quase totalmente leucoxenizados, ou inclusos na magnetita, ou ainda em disseminações de minúsculos grãos amarelados e isótipos e de tendência idiomórfica.

Alguns poucos núcleos de perovskita que resistiram à alteração, ainda podem mostrar suas características ópticas distintivas: altíssimo relevo, cor parda, birrefringência baixa e geminação polissintética (Foto 18).

Estão ainda presentes nessas rochas: Barita em concentrações locais de grandes cristais euédricos; apatita, igualmente bem formada; opacos, dentre eles a magnetita (raramente ilmenita) e leucoxênio produto de alteração de perovskita e à ela associada.

A composição mineralógica dos silixitos é assim definida: quartzo varia de 55 a 80%; perovskita-leucoxênio, em média 8%; mas pode estar praticamente ausente ou atingir 25% da lâmina; rabdofanita, 2 a 10%; barita, ausente em várias lâminas e em torno de 7% em algumas; apatita, presente numa só amostra, perfazendo 5%; flogopita-vermiculita, verificada em porcentagem de 45% numa lâmina (com 40% de quartzo), 5% noutra, e ausente nas demais; e, titano-magnetita-ilmenita aparece em todas as lâminas constituindo 5%, em média, do seu volume.

SIENITO - ALCALINO

A descrição que segue é de amostra de furo de sondagem e parece se tratar de um dique, atualmente intercalado no silixito.

É uma rocha de granulação variável (média a fina) constituída essencialmente de: feldspato alcalino não geminado (anortoclásio), apresentando

Foto 19 - À esquerda, textura típica do sienito, constituído de feldspato alcalino e piroxênio. À direita, bandas de arfvedsonita e biotita. S. delgada, n. paralelos (X 10).

Foto 20 - Egirina-augita (à esquerda) se alterando em anfibólio sódico e calcita (na parte central). À direita, feldspatos ligeiramente caulinizados. S. delgada, n. paralelos (X 25).

forma poligonal, e ligeiramente caulinizado; piroxênio sódico (egirina-augita) frequentemente alterada em anfibólio sódico fibroso e calcita; alguns cristais isolados de arfvedsonita e de biotita; e acessoriamente apatita.

A textura da rocha é de um microfoyaite com faixas de concentração de anfibólio e biotita, e com zonas mais ricas em piroxênio (Fotos 19 e 20).

Sua composição mineralógica estimada é a seguinte: feldspato (anortoclásio) = 60-70%; piroxênio (egirina-augita) = 15-10%; anfibólio (arfvedsonita) = 10-15%; biotita = 5-6%; apatita = 2-3%; e calcita = 2-3%.

PERIDOTITO ALTERADO

Esta amostra de testemunho de sondagem apresenta-se quase totalmente alterada. No entanto, o estudo microscópico pode revelar "imagens" de cristais de olivinas de granulação grossa, em textura granular de rocha plutônica. As estruturas em "mesh" (Foto 21) indicaram que a quantidade original de olivina era grande. Essas estruturas são formadas de um arcabouço de limonita preenchido por serpentina e atravessado por fitas de carbonato. Pode-se notar também, restos de clinopiroxênio e magnetita martitizada e leucoxenizada. Apatita apresenta-se em cristais grandes e frescos, em proporção relativamente elevada. Seus grãos são arredondados e cortados por veios (fitas) de carbonatos. Numerosas placas de biotita amarela e pequenos cristais octaédricos de perovskita constituem também a paragênese original.

No entanto, a maior parte da rocha é constituída pelos produtos secundários de oxidação e carbonatação: leucoxênio, limonita, carbonato, serpentina e argilominerais.

A composição mineralógica estimada é a seguinte: serpentina, carbonatos, argilominerais, limonita e leucoxênio ~ 80%; apatita ~ 5%; biotita, magnetita, perovskita e piroxênio ~ 15%.

Foto 21 - Estruturas em "mesh" de peridotito alterado .
As "imagens" são de cristais de olivinas emoldurados
por limonita e preenchidos por serpentina e carbonatos.
S. delgada, n. cruzados. (X 30)

Foto 22 - Cristais de biotita de pleocroismo invertido, gra
dando, na periferia, para biotita normal, incluindo e asso
ciada a opacos. A parte intersticial é formada por carbo-
nato, apatita e manchas de alteração de minerais ferro-ti
taníferos. S. delgada, n. paralelos (X 75).

BIOTITITOS

Por biotititos o autor quer designar rochas formadas essencialmente por mica do grupo da biotita (perfazendo mais de 65% da amostra), e que estão associadas aos carbonatitos, formando, às vezes, faixas de diferenciação dentro dos mesmos. Microscopicamente foi possível distinguir : biotita de cor parda a alaranjada e de pleocroismo normal; flogopita de cor parda clara e pleocroismo normal; e, biotita de pleocroismo invertido alaranjado e vermelho escuro.

É muito frequente também, a presença de placas de biotita normal graduando-se para mica de pleocroismo invertido. Essa graduação se dá em qualquer sentido, porém o mais comum é ter-se placas com núcleo de biotita com pleocroismo invertido e a periferia formada por biotita normal (Foto 22). Tanto uma como outra são susceptíveis de alteração em serpentina e por vezes em produtos do tipo leucoxênio, talvez dado às suas inclusões. As inclusões (frequentes) são de minerais opacos (magnetita e ilmenita), ocorrendo mais raramente titanita, e ocasionalmente um mineral ripiforme de pleocroismo, pardo a opaco (geikielita, columbita, ludwigita, pirofanita?).

Entre as placas de biotitas ocorre actinolita, em fibras, acompanhada de carbonatos, magnetita e ilmenita. A actinolita parece indicar uralitização de piroxênios.

A flogopita ocorre em agregados associada à carbonato e perovskita, magnetita, zircão e mineral não identificável de pleocroismo pardo opaco.

Biotitas de pleocroismo invertido, têm sido explicadas como portadoras de Mn. Fick et al (1959) assim interpretam. Porém, tanto no carbonatito de Mbeya (Tanganica) como no de Catalão, elas estão associadas com minerais titaníferos.

Ao autor, parece que essas micas representam o produto de alteração e substituição de biotita normal, pela ação do carbonatito rico em Ti.

Foto 23 - Núcleo de biotita de pleocroismo invertido ($n_x =$ vermelho) com borda leucoxenizada, em lâmina de carbonato. S. delgada, n. paralelos (X 75).

Fig. 15 - DTA da biotita - A curva apresentada, se refere a um concentrado de biotita com pleocroismo invertido, com ligeira impregnação de outras micas associadas. Ela foge aos padrões Scifax que apresentam 3 dados de vermiculita, 2 fichas de flogopita e uma de biotita. Existe maior semelhança com a vermiculita, no tocante a um pico endotérmico a 410°C e a banda larga entre 830 e 880°C .

A foto nº 23, apresenta um núcleo de biotita em n_x = vermelho; n_y = castanho e n_z = alaranjado, e que possui nas suas bordas um agregado fino de natureza do leucoxênio, o que faz supor que suas propriedades ópticas anômalas sejam devidas ao Ti.

A figura 15 apresenta o termograma dessas micas, talvez ligeiramente impregnadas.

CARBONATITOS

As amostras de carbonatitos aqui descritas, são de testemunhos de sondagem de diferentes áreas e diferentes profundidades. Por esse motivo, sua composição mineralógica é um tanto variada, principalmente no que se refere aos minerais acessórios, ou resíduos insolúveis. Mesmo macroscopicamente, existem amostras totalmente homogêneas e brancas e outras salpicadas por acessórios, atribuindo-lhes um aspecto rosado.

Estudo microscópico revelou que, no tocante aos carbonatos, a textura é sempre granular. Existem, no entanto, faixas de concentração de biotitas, ou então, pequenos veios de carbonatos sujos de material fino, limonítico, clorítico e leucoxênio.

Os minerais essenciais são os carbonatos que variam de 65 a 80% seguidos de barita com a variação de 14 a 25%. Os minerais acessórios consistem em biotitas, apatita, pirocloro, perovskita, magnetita, pirita, limonita (goethita), e argilominerais do tipo clorita e serpentina.

Entre os carbonatos predomina a calcita, secundariamente a dolomita e mais raramente encontra-se ancylita. Além do estudo óptico a presença desses carbonatos é denunciada pelos termogramas (Figura 16), pelos espectros infravermelhos (Figura 17), e por análises químicas.

Análise parcial da parte solúvel dos carbonatitos brancos acusou: 37,24% de CaO; 12,76 de MgO; 0,31 de P_2O_5 ; 0,83 de Fe_2O_3 ; 41,75 de perda ao fogo; e, resíduo insolúvel de 4,87%. A relação MgO/CaO é 0,34. Análises espectrográficas qualitativas denunciaram a presença de Sr e de Ce.

A barita, como foi dito, é frequente no carbonatito. Ela pode formar cristais tabulares de dimensões equivalentes às dos carbonatos e distribuir-se na sua massa, como pode estar associado a pirocloro (Foto 24), ou mesmo incluso nêles (Foto 13).

Pirocloro não é raro de se encontrar e conforme a amostra, perfaz 50% do resíduo insolúvel. Suas dimensões variam de muito fino até cristais com tendência ao idiomorfismo e milimétricos. Muitos cristais apresentam aspecto metamítico e birrefringência anômala. Diagramas de pó dêsses minerais indicam koppita, indiferentemente de sua côr, amarela ou avermelhada. A foto 24 apresenta um conjunto de cristais zonados, e na foto 13 observa-se koppita como inclusão em magnetita, ou então, imersa em carbonatos e incluindo cristais de barita.

A perovskita no carbonatito tem sempre dimensões diminutas no limite de sua identificação. No entanto, se distinguem, sob grande aumento, com nicols cruzados e luz convergente, quando apresentam coloração azulada. Além disso, constituem octaedros perfeitos.

As biotitas formam faixas dentro do carbonatito, com limites mais ou menos definidos. Mesmo em amostras de mão, pode-se distinguir verdadeiros contactos entre duas rochas, dando a impressão de xenólitos de biotitos dentro do carbonatito. Alguns cristais de biotita, no entanto, estão isolados nos carbonatos. As duas variedades de biotita estão presentes: as de pleocroismo invertido, sob a forma de placas minúsculas isoladas ou não e as de pleocroismo normal que apresentam dimensões maiores, às vezes acompanhadas de clorita, e com tendência a se agruparem. As fotos 22 e 23 ilustram algumas dessas observações.

A ancylita apresenta um aspecto sujo, com tendência fibrosa e de semi-alteração. São identificáveis pela sua altíssima birrefringência e seu caráter biaxial negativo, com 2V em torno de 70° (Foto 25).

A magnetita ocorre, em certas amostras, muito fina e em pequena quantidade, e em outras, forma cristais milimétricos abundantes. Nêste

Fig. 16 - DTA de Carbonatito

a) Termograma com 2 picos endotérmicos a 745° e 950° C. Amostra de carbonatito branco. Diagnose: calcita (80%) e dolomita (20%).

b) Carbonatito roseo. Termograma complexo, indicando misturas de carbonatos hidratados do tipo ancylita e parizita (50° e 340° C); carbonatos romboédricos (775° C) do tipo amkerita e siderita; carbonato ortorrómbico (estroncianita) (450°). Nota-se ainda a presença de pirocloro, pela deformação a 810° do maior pico endotérmico. (Scifax, Kerr et al, 1948; e Kulp et al, 1951).

Fig. 17 - IV de Carbonatitos

a) Carbonatito branco. Presença de calcita ($11,43$ e $14,08 \mu$); dolomita ($13,77 \mu$); barita ($15,75$ e $16,39 \mu$); e, talvez pirocloro ($10,20 \mu$). Demais absorções, não identificadas.

b) Carbonatito roseo. $9,69 \mu$ = picos da apatita ou cerussita ?; $11,47 \mu$ = Fe-calcita (ankefita ?, Sr-calcita ?); $11,82 \mu$ = carbonato ortorrômbico; $13,74 \mu$ = dolomita; e $14,08 \mu$ = calcita. Demais picos não identificados.

Foto 24 - Cristais de pirocloro "zonado" no carbonatito com barita. O núcleo é avermelhado com pequenas inclusões de opacos e zonas metamílicas. A periferia é amarela. S. delgada, n. paralelos (X 200).

Foto 25 - Ancyrita em lâmina de carbonatito, com opacos. S. delgada, n. paralelos (X 200).

último caso, os diagramas de pó não indicam ilmenita.

A pirita forma agregados de cristais intercrescidos em lâmina de carbonatito em que a quantidade de magnetita foi grande. No mais, ela é rara.

Igualmente raros são os seguintes acessórios: serpentina inters ticial nos carbonatos, com aspecto de manchas esverdeadas, quase isótropas; clorita, que talvez seja produto de alteração de biotita à ela associada; e, apa tita que às vezes aparece na massa de carbonatito com barita.

C O N S I D E R A Ç Õ E S F I N A I S

GEOLOGIA E PETROGRAFIA

As experiências pessoais do autor, neste campo, consistiram: de um reconhecimento breve das ocorrências intrusivas de Catalão e das rochas imediatamente a elas associadas, as encaixantes próximas, além de observações de natureza pedogenética-geomorfológica; do exame petrográfico de 20 lâminas de algumas amostras de rochas de testemunho de sondagem; e das inferências, que o estudo pormenorizado do minério pode oferecer.

Além dessas experiências, tomou-se o cuidado de consultar as opiniões de eminentes geólogos que trabalham na região, principalmente os da Metago, e de rever a bibliografia, que cresceu nos últimos dois anos.

Num quadro geral, a sequência de eventos geológicos da região, é muito bem sintetizada nos seguintes pontos, salientados por Barbosa et al (1970), e recorridos à estratigrafia estabelecida por Dyer (1969):

1 - Sedimentação das camadas Araxá, num miogeossinclíneo, sobre embasamento gnáissico, constituídas de sedimentos pelíticos e subordinadamente psamíticos.

2 - Deformação e metamorfismo das camadas Araxá, com alguns fenômenos de granitização.

3 - Sedimentação das camadas Ibiá-Canastra.

4 - Deformação e metamorfismo do Grupo Canastra.

5 - Primeira fase de sedimentação das camadas Bambuí, em bacia de subsidência intracratônica.

6 - Deformação do bordo ocidental da bacia, que atingiu as rochas dos Grupos Araxá e Canastra (empurrados para leste), com formação de filonitos e milonitos.

7 - Sedimentação, em fase tectonicamente calma, de pelitos e arcósios na bacia Bambuí.

8 - Fase tectonicamente ativa de empurrões, rasgamentos e outras deformações, atingindo até o início do Paleozóico.

9 - Erosão contínua, até o limiar do Cretáceo, quando começou a sedimentação do Botucatu.

10 - Abertura de geoclasses no embasamento e nas bordas da bacia, permitindo o extravasamento sucessivo de lavas toleíticas (datadas em média de 120 m. a.) intercaladas com a continuada sedimentação Botucatu.

11 - Vulcanismo alcalino e ultrabásico derivado de magmas basálticos que não conseguiram atingir a crosta. Idade média 80 m. a.

12 - Sedimentação Bauru, com fácies Uberaba (químico-clástica), seguida do fácies Ponte Alta (arenitos argilosos).

13 - Deformação de flexura muito ampla (Post-Bauru), com modificação do clima, propiciando dissecação, erosão e aplainamento dos sedimentos das bacias e das rochas pré-cambrianas, e formação de tufos.

14 - Deformação de arqueamento, intercalada com períodos de calma tectônica, até o Terciário, resultando a alternância de dissecação, erosão e pediplanação com laterização.

15 - O relevo atual é consequência da dissecação das superfícies Terciárias do período post-Bauru até o Pleistoceno.

As ocorrências de Catalão são datadas de $82,9 \pm 4,2$ m. a. (Hasui et al, 1968) e se introduziram em Xistos e Quartzitos do Grupo Araxá de idade Proterozóico Superior. Elas deformaram visivelmente as en-caixantes e fenitizaram os quartzitos, no qual ocorreram algumas mina-lizações.

As poucas evidências de caráter petrográfico se enquadram mais num tipo de intrusão múltipla com diferenciação em profundidade, se-gundo esquema proposto por Tomkeieff (1961):

Peridotito - jacupiranguito $\left\{ \begin{array}{l} \text{nefelina-sienito} \\ \text{carbonatito} \end{array} \right.$

Pode-se observar em grandes traços, que o núcleo de intrusão de Catalão I é assimétrico e as intrusões sucessivas têm tendência a se des-locar para norte. Evidentemente outros tipos de jazimento devem ocorrer como sistemas de diques de disposições variadas.

Um furo de sondagem vertical locado na parte central da área, cortou 85 m de rocha ultrabásica piroxenítica, só então atingindo o carbo-natito, segundo Dyer (1969). Enquanto que na parte norte, amostras de carbo-natito alterado foram obtidas em profundidade menores (até 3 m).

Palpável é a ação do carbonatito em biotitas que podem ter si - do originados, por sua vez, de digestão de piroxenitos e jacupiranguitos pré--existentes.

As biotitas imersas no carbonatito, ou orientadas em bandas, su-gerem que o carbonatito tinha caráter fluido, parcial ou totalmente fundido.

Essas observações necessitam de maior sistematização, o que será conseguido após estudo de vários perfis de sondagem que estão sendo in-tensificados na região, após julho de 1970. Atualmente, a superfície da cha - pada é um campo de poços, trincheiras e de sondagens.

O carbonatito é predominantemente do tipo sövito (Verwoerd, 1966), dada sua natureza química e mineralógica. No entanto, diferenças

diferenças como maior ou menor porcentagem de dolomita e de acessórios, podem prever o aparecimento de tipos mais tendentes a beforritos.

MINÉRIO - PARAGÊNESE

O minério de Catalão é formado por: minerais residuais das rochas intrusivas alteradas e principalmente de carbonatito (em certas áreas); minerais residuais parcial ou totalmente remobilizados das rochas encaixantes; minerais residuais transformados por processos de oxidação, hidratação e substituição iônica; e, minerais formados totalmente em condições supérgenas, pela alteração dos três primeiros tipos.

O estudo mineralógico-petrográfico, notadamente de carbonatito, forneceu várias indicações para o conhecimento de paragênese dos minerais primários residuais. Enquadram-se nessa classificação: titano-magnetita, ilmenita, perovskita, koppita, apatita, barita, monazita e micas.

Alguns desses minerais não apresentam as mesmas características no carbonatito e no minério. Exemplificando: as dimensões e a natureza titanífera das magnetitas com exsolução de ilmenita; a abundância em apatita; e, as dimensões da perovskita e sua associação com titano-magnetita.

Essas diferenças fazem supor um zoneamento mineralógico primário do carbonatito, que teria, no seu topo, zonas ricas em titano-magnetita, perovskita e pirocloro, cristalizados a partir de líquidos residuais muito fluidos, do próprio carbonatito. Esse zoneamento é verificado também pela existência de leitos mais ricos em apatita, como foi visto no capítulo do minério (variação com a profundidade). O caso da associação em agregados de titano-magnetita e perovskita, já foi interpretado como a justaposição de cristais octaédricos, pela solubilização da matriz que os separava, e posterior cimentação por limonita e leucoxênio (Foto 6).

Entre os minerais do segundo tipo (residuais das rochas encaixantes), merece citação somente o quartzo. Assim mesmo, talvez apenas alguns núcleos, pois como foi visto na descrição dos silexitos, eles apresentam

sempre o aspecto de crescimento secundário (Fotos 17 e 18). Não fôsse a as sociação do quartzo com limonita e o acrescimento em drusas, apresentando terminações em vértices romboédricos perfeitos, o autor poderia supor o efeito térmico do metamorfismo de contacto, para explicar as estruturas mos tradas nas fotos. O metamorfismo de contacto não é negado, e é provável que alguma titano-magnetita e perovskita provenham dos quartzitos minerali zados.

Os minerais que sofreram transformações (3º tipo) são repre sentados por: titano-maghemita, ilmeno-hematita, pandaita, vermiculita, ra bdofanita e leucoxênio pseudo-mórficos e wilkeita.

As transformações de titano-magnetita e ilmenita em titano-mag hemita e ilmeno-hematita foram sobejamente documentadas e seu mecanismo é sintetizado pela figura 5. A vermiculita representa o produto da hidratação das biotititas. As transformações monazita-rabdofanita e perovskita-leuco xênio, foram também interpretadas e discutidas no capítulo da mineralogia.. Resta sòmente acrescentar que o fato de existir perovskita inalterada no car bonatito, vem confirmar a natureza supérgena dessa transformação e conse quentemente a profundidade e intensidade do intemperismo.

A transformação de pirocloro primário em pandaita merece, no entanto, maior atenção. Há evidências arrasadoras da transformação por pro cessos supérgenos de koppita ou de outro pirocloro em pandaita. Essas evi dências são de múltiplos aspectos e convergentes.

Algumas feições como as apresentadas na foto 13, poderiam su gerir alteração hidrotermal dos pirocloros, por soluções tardias que forma ram a barita. No entanto, diagrama de raios-X e cálculo de parâmetro indi cou ser um pirocloro comum. A semelhança dessa foto com a apresentada em Heinrich (1966, pg. 188) faz crer que o núcleo avermelhado dêsses piroclo ros sejam o resultado de transformação em fersmita, finamente dividida, não detectada por difração de raios-X. O pirocloro citrino escuro arredondado, foi interpretado como núcleo primário de pirocloro zonado desprovido de sua cobertura externa.

Em vista desses fatos se impõe uma pergunta: Por que nem todos os pirocloros sofreram a mesma alteração em pandaita, visto a intensidade e profundidade do intemperismo?

A resposta, dirigida no sentido de dar uma interpretação de alteração hidrotermal, como a sugerida por Dutra et al (1970), seria dada por pergunta idêntica: Por que o hidrotermalismo não transformou todos os pirocloros em pandaita?

O autor chama a atenção para as análises químicas que constam da tabela 5. A presença de tório (além do urânio, não dosado ou considerado como impureza) nessas análises parece ser a explicação mais viável. Esses elementos radioativos devem ter dado a certos pirocloros primários um caráter metamítico, que facilitou fisicamente as substituições de Ca e Na por Ba e Sr, a hidratação e a impregnação de Fe e Ti, pelas soluções supérgenas. Vem ainda corroborar com essa hipótese, o fato de se encontrar em lâminas de carbonatito, pirocloros inalterados e metamíticos. Van der Veen (em Heinrich, 1966) descreve pirocloro Ca-Na, ligeiramente metamítico, substituído por Ba-pirocloro.

Alterações hidrotermais em pirocloro, em geral tendem a formar fersmita, e posteriormente columbita. A transformação de pirocloro em pandaita pode se dar por processo hidrotermal, mas no caso de Catalão, essa transformação é de natureza predominantemente secundária.

Os minerais da paragênese de Catalão, formados exclusivamente em condições supérgenas são: goethita(limonita), anatásio, parte da barita, parte ou porções de quartzo, argilas, leucoxênio, fosfatos secundários, cloritas e ancylita.

MINÉRIO - CONSIDERAÇÕES PEDOGENÉTICAS - GÊNESE

Segundo Braun (em Barbosa et al 1970, pg. 85 e 137) o relêvo da região de Catalão (altitude média 800 m) é classificado no ciclo de pediplanação denominado "Velhas" de idade Plio-Pleistoceno, e originado em

consequência de arqueamento do tipo "warping". É atribuído ainda, às superfícies de cotas 1.100 - 1.200 m, idades mais antigas. Elas se originaram por deformações de flexura, que afetou a região, desde o início do Terciário, até o Plioceno.

O chapadão de Catalão I, tem cota em torno de 900m, e localiza-se nas proximidades das bordas da bacia sedimentar. É de se esperar, portanto, que seu relevo tenha seguido o mesmo caminho. Na primeira fase, a região estaria nivelada como as demais. A natureza do material sobrepacente à intrusão, nesse nível (1.100 - 1.200 m) constitui ainda objeto de especulação. Alguns autores admitem correlação entre depósitos diamantíferos, kimberlitos e intrusões alcalinas, e muitos dos argumentos apresentados são válidos.

O relevo atual da Chapada, se não começou, pelo menos foi modelada a partir da 2a. fase erosiva (Plioceno-Pleistoceno). No início, a natureza quartzítica das encaixantes auxiliaram a proteger a intrusão da erosão, e o fazem, em parte, até hoje.

Porém, a partir do "momento" em que a dissecação fez a estrutura sobressair na topografia, atingindo ao mesmo tempo o carbonatito e as rochas intrusivas associadas, a laterização começou a atuar e ter importância na modelagem final.

Neste particular Catalão I apresenta todas as condições para de finir o processo: topográficas, climáticas e rochas intemperizáveis e solúveis. A vegetação atual da região, e na Chapada, é do tipo cerrado, influendo nisso a natureza química dos solos. Em épocas passadas, no entanto, pode ter sido diferente, e contribuído na aceleração do processo, pela ação da matéria orgânica e de ácidos húmicos.

A tabela nº 10 apresenta os elementos da Normais Climatológicas de Catalão, do período 1931 - 1960, além dos dados de precipitação de 1914-1938. Suas principais características são de clima quente e úmido com alternância de estações secas e chuvosas, que se encaixam bem nas condições

MESES	Pressão atmosférica (mb)	TEMPERATURA DO AR (°C)					Umidade relativa (%)	Nebulo- sidade (0-10)	PRECIPITAÇÃO		Evaporação total (mm)	Insolação total (horas e décimos)	PRECIPITAÇÃO altura (mm) 1914-1938
		Média das máximas	Média das mínimas	MÁXIMA ABSOLUTA Graus	MÍNIMA ABSOLUTA Graus	Média compen- saca			Altura total (mm)	MÁXIMA EM 24 HORAS Altura (mm)			
Janeiro	915,8	27,4	18,6	33,2	13,7	22,3	79,5	6,5	314,7	116,6	61,5	183,2	309,7
Fevereiro	916,0	27,8	18,7	33,5	12,4	22,6	79,0	6,1	234,1	109,0	57,4	171,4	257,5
Março	916,3	27,7	18,4	33,7	12,7	22,3	78,4	5,6	229,0	84,2	63,3	207,1	247,9
Abril	917,8	27,2	17,0	31,5	8,7	21,4	75,1	4,2	82,0	68,0	69,0	236,4	106,9
Maior	919,3	26,2	14,9	30,4	5,8	19,8	69,8	3,2	27,6	54,1	85,0	264,1	21,6
Junho	920,6	25,6	13,5	29,9	0,2	18,8	64,5	2,6	8,7	24,2	96,4	268,2	8,5
Julho	921,2	25,7	13,2	31,1	2,3	18,7	58,3	2,4	5,0	19,0	120,1	284,2	8,1
Agosto	920,4	28,0	14,9	34,3	6,6	20,9	48,9	1,8	3,8	20,4	159,4	288,2	4,7
Setembro	918,2	29,4	17,0	36,1	2,4	22,7	51,3	2,5	36,5	48,1	157,8	226,5	52,4
Outubro	916,7	28,9	18,3	36,1	10,6	23,0	64,2	5,0	142,5	92,0	119,3	205,3	148,6
Novembro	915,1	27,7	18,5	35,7	12,3	22,6	74,7	6,1	239,7	107,6	76,8	181,0	241,4
Dezembro	915,0	26,9	18,6	33,0	14,4	22,1	81,0	6,9	341,1	120,5	57,0	159,9	368,7
ANO	917,7	27,4	16,8	36,1	0,2	21,4	68,7	4,4	1.664,7	120,5	1123,0	2675,3	1.776,2

TABELA - 10 - OBSERVAÇÕES METEOROLÓGICAS

Estação. CATALÃO Estado GOIAS Período 1931-1960
Latitude 18° 10' S Longitude 47° 58' W Altitude 859m

Normais Climatológicas do
Ministério da Agricultura

ideais de laterização, pois permitem períodos de solubilizações e repreciptações relacionados também com alternância de pH no solo.

O processo de laterização é, também, definido em termos de sequências de transformações mineralógicas, envolvendo os minerais da rocha-mãe, em geral, homogênea. Os minérios de Fe (canga limonítica, hematita compacta), de Mn (psilomelano, de Al (bauxito) e de Ni (garnierito) de natureza laterítica, possuem padrões de formação mais ou menos correlacionáveis com êsses conceitos. Referem-se aqui, às relações moleculares entre sílica, alumina, os óxidos denominados bases solúveis (Na_2O , K_2O e CaO) e os óxidos MgO , MnO_2 e Fe_2O_3 .

Nem todos êsses padrões podem ser aplicados diretamente para o caso de Catalão. A natureza química da rocha mãe favorece, antes de tudo, o acúmulo dos minerais menos solúveis do que os carbonatos e sõmente depois, é que as transformações mineralógicas começam a se dar. Nessas condições, a porosidade do material favorece os fenômenos de transporte de soluções por capilaridade, nos sentidos verticais, regidos pelos fenômenos de precipitação e evapo-transpiração.

A natureza do carbonatito produz soluções ⁺ativas que o comum das rochas. Prova disso é a formação de minerais secundários de barita e quartzo; a alteração da monazita; as dissoluções encontradas nos cristais de apatita e de barita; a alteração dos pirocloros primários; e, a formação de leucoxênio do tipo anatásio.

Parece que o principal processo mineralizante secundário foi o de soluções descendentes. Diferente do que ocorre normalmente, o pH de profundidade talvez fôsse bem maior do que o reinante na superfície. Destarte, o material solubilizado era reprecipitado imediatamente. Seguindo essa linha de consideração, explica-se fàcilmente a formação de "chapeu de ferro" ou encouraçamento laterítico. Isso explica também os inúmeros exemplos de alteração periférica, como de leucoxênio em tórno das titanomagnetitas e de perovskita. Explica, igualmente, a regularidade do

horizonte sob a canga, de tal sorte que os agregados de mesma granulação, apresentam a mesma intensidade de alteração ao longo dos perfis (até 50 m). Este fato foi observado no exame mineralógico das titano-magnetitas, ilmenitas, perovskita e os produtos de alteração: limonita e leucoxênio.

A designação genérica em áreas A e B, feita no capítulo da descrição do minério (aspectos químicos e variação com a profundidade), tem uma razão pedogenética.

As áreas A constituem as verdadeiras cangas que cobrem as partes planas do chapadão. Elas são o resultado do conjunto de fatores interligados: solubilização da rocha mãe carbonatítica, erosão, solubilização do material residual e cimentação por soluções descendentes, favorecidas pelas condições climáticas e topográficas. Enfim, elas constituem o exemplo típico de encouraçamento laterítico, que forma uma camada superficial dura, coesa, que resiste à erosão e que se torna cada vez mais rica em minerais residuais, seus produtos de alteração e materiais cimentantes.

As áreas B, são as regiões nas quais essa sequência foi quebrada. O perfil laterítico não está em equilíbrio devido à erosão ter conseguido remover a proteção natural, a canga superficial. Essas áreas são representadas pelos vales de erosão dos córregos da periferia da formação domástica, sobretudo na parte leste, onde, a erosão remontante do Corrego Fundo fez maior estrago (Foto 1).

MINÉRIO - CONCENTRADOS DE LABORATÓRIO

O valor econômico de um minério do tipo residual depende, além de outros fatores, da possibilidade de se obter concentrados relativamente puros, com elevado índice de recuperação e isentos de minerais ou elementos nocivos ao seu posterior tratamento químico e metalúrgico.

Este capítulo apresenta, sob forma qualitativa, resultados de experiências de concentração física, efetuadas em laboratório, com pequenas quantidades de material inicial (500 g).

Os ensaios realizados consistiram, como foi ventilado na metodologia, de separações granulométricas, gravimétricas e magnetométricas, além de tratamento químico com HCl.

O controle mineralógico foi efetuado por meios ópticos, consistindo de análise modal de lâminas de montagem sedimentológica e por difratometria de raios-X.

A figura nº 18 apresenta a viabilidade de concentração dos pirocloros. Nela constam reproduções fidedignas dos trechos interessantes dos difratogramas, reduzidos por processo Xerox. O primeiro difratograma mostra reflexões nítidas de quartzo e de apatita, raias tênues de pandaita e um grande número de outros pequenos picos de óxidos de ferro, barita e fosfatos secundários. Nos demais difratogramas, observa-se a separação do quartzo, grande parte da apatita e outros minerais. Do 2º ao 4º difratogramas nota-se nitidamente a concentração dos pirocloros em detrimento de sua canga.

A figura nº 19 mostra uma série de difratogramas da sequência experimental para concentração dos fosfatos secundários e terras raras. Embora o concentrado em si seja uma mistura desses fosfatos, a principal espécie mineral é a florencita.

Na figura nº 20 pode-se observar, através dos difratogramas, as relações entre os minerais de Fe e Ti, parte de suas propriedades e a possibilidade de obtenção de concentrados de TiO_2 , sob forma de anatásio. No primeiro difratograma, sobressaem os picos de titano-magnetita e da ilmenita. No segundo, são ressaltadas as raias da titano-maghemita e ilmenita. No terceiro, as reflexões da ilmenita são mais intensas. O quarto difratograma é constituído essencialmente de hematita, e, subsidiariamente, de anatásio, titano-maghemita e goethita. Finalmente o difratograma nº 5 mostra a fase final da concentração experimental.

É preciso salientar aqui, que a interpretação dos difratogramas constituídos de muitos minerais foi possível graças à identificação

Fig. 18 - Difratomogramas das fases de concentração experimental de pirocloros.

P = pirocloro; B = barita; G = goethita; A = apatita; e, Q = quartzo.

Fig. 19 - Difrátogramas de alguns estágios de concentração experi-
mental de fosfatos secundários de terras raras.

2 θ Cu K

F = fosfatos (florencita e goyazita); H = hinsdalita e/ou svanbergita;
G = goethita; A = apatita; B = barita; P = pirocloro ; e, Hm = hematita.

Fig. 20 - Esquema de concentração experimental de leucoxênio, em base de difratogramas das frações.

A = anatásio; G = goethita; H = hematita; I = ilmenita; Mh = titano-maghemita; e, M = titano-magnetita.

óptica e à compreensão dos fenômenos de alteração que atuam nesses minerais e sua influência nas propriedades em geral.

A extrapolação desses dados para ensaios de concentração em escala industrial depende de estudos posteriores. As indicações aqui contidas constituem apenas um ponto de partida bem alicerçado e de expectativas otimistas.

C O N C L U S Õ E S

1 - As rochas do complexo intrusivo de Catalão I, são de natureza ultrabásica-alcalina-carbonatítica.

2 - Existe, entre as rochas intrusivas, uma ordem cronológica, na qual o carbonatito constitui a última fase.

3 - O carbonatito é do tipo súbito. Os carbonatos são constituídos, predominantemente, de calcita e secundariamente de dolomita e ancylita (esta última muito rara). Contém, ainda, os seguintes acessórios: barita, apatitas, pirocloros, perovskitas, titano-magnetitas, pirita e biotitas.

4 - A geomorfologia da ocorrência (Foto 1) é resultante de 2 fatores principais combinados: resistência à erosão das encaixantes quartzíticas, quando de pediplanação de idade Plio-Pleistocênica e laterização em condições pedogenéticas favoráveis.

5 - A laterização foi facilitada por: fatores topográficos, de erosão diferencial; natureza químico-mineralógica do material original (rocha-mãe), facilmente intemperizável e solúvel; clima quente e úmido com alternância marcante de estações secas e chuvosas; vegetação; e, natureza mineralógica do material residual.

6 - A evolução pedogenética local, tendeu a constituir um perfil com horizonte superficial, formado por canga ou couraça laterítica, sobrejacente à solo laterítico incoerente, mal estruturado e poroso.

7 - A geoquímica superficial da ocorrência, bem como a variação de teores com a profundidade, recebe influência: de zoneamento mineralógico primário da rocha mãe, intemperizada e/ou solubilizada; do material

residual das encaixantes; e, sobretudo do perfil laterítico ideal, visto no item 6. As partes do minério em que a erosão removeu a canga superficial, vão apresentar características químico-mineralógicas correspondentes ao seu nível do perfil.

8 - A paragênese do minério é constituída de:

a minerais residuais das intrusivas alteradas: Titano-magnetita, ilmenita, pirocloros, perovskita, barita, apatitas, monazita e micas.

b minerais residuais das rochas encaixantes: núcleos de quartzo e talvez, titano-magnetitas e perovskitas de mineralizações dos quartzitos.

c minerais residuais transformados por processos supérgenos (hidratação, oxidação, silisificação, troca iônica, etc): titano-maghemita, ilmeno-hematita, pandaita, vermiculita, rabdofanita e leucoxênio pseudomórficos e wilkeita.

d minerais formados totalmente em condições supérgenas: goethita (limonita), anatásio, parte da barita, parte ou porção de quartzo, argilas, leucoxênio, cloritas, ancylita e fosfatos secundários (florencita, goyazita, svambergita, etc).

9 - No minério de Catalão, podem-se observar as seguintes transformações mineralógicas supérgenas:

a titano-magnetita em titano-maghemita (maghemitização).

b titano-maghemita em ilmeno-hematita (martitização).

c ilmenita e ilmeno-hematita em hematita, goethita e leucoxênio (limonitização e leucoxenização).

- d titano-magnetita e titano-maghemita em goethita e leucoxênio.
- e perovskita em leucoxênio (pseudomorfose e alteração).
- f leucoxênio em anatásio (recristalização).
- g pirocloros (koppita) em pandaita (hidratação e troca iônica).
- h monazita em rabdofanita (hidratação pseudomórfica).
- i apatitas em wilkeita (hidratação e silisificação).

10 - Os fosfatos secundários de terras raras têm características de precipitação à partir de soluções que alteraram apatita e monazita, em condições supérgenas.

11 - É possível, em laboratório, a obtenção de concentrados experimentais de pirocloros, de fosfatos de terras raras e de leucoxênio-anatásio.

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

Muitas pessoas e várias instituições prestaram valiosa colaboração para a realização dêste trabalho:

O Prof. Dr. Geraldo Conrado Melcher, Titular de Prospecção e Chefe do DMM da Escola Politécnica da USP, colaborou com sugestões, discussões e incentivo.

O Prof. Dr. José Moacyr Vianna Coutinho, Titular de Petrologia e Chefe do DMP do IGA-USP, auxiliou no estudo petrográfico, na obtenção de dados ópticos e nas discussões dos mesmos.

A Geóloga, Srta. Lilia M. Sant'Agostino, pós-graduanda do DMM da EP-USP, foi de inestimável auxílio, na preparação de amostras.

O Prof. Dr. Viktor Leinz do DG-IGA-USP, colaboru na tradução e discussão de texto de original alemão.

O Prof. Dr. Reinholt Ellert do DG-IGA-USP, concorreu com algumas observações e discussões.

O Geólogo, Sr. Sergio K. Yamagata, então bolsista em Iniciação Científica da FAPESP, ajudou a interpretar inúmeros difratogramas e a calcular os parâmetros de minerais, à partir de diagramas de pó. Nêsse mesmo particular, o autor foi também auxiliado pela Geóloga Sra. Maria Angela Fornoni Cândia, e pelos Naturalistas Srs. Publio Carlos Pinheiros e Luiz Antonio de Mattos Loureiro, todos êles pós-graduandos do IGA-USP.

O Geólogo, Prof. José Eduardo Siqueira Farjallat do IGA-USP e da Secção de Petrologia da DMGA do IPT-USP, possibilitou a obtenção dos dados de análise térmica diferencial.

O Prof. Dr. Geraldo Vicentini, DQI do IQ-USP, permitiu a utilização de dados de espectrografia de absorção de raios infravermelhos.

A Srta. Vera Lucia da Costa, secretária do DMP- do IGA-USP,

prestou colaboração na parte de datilografia.

O Comte. Carlos Rodrigues Pereira Belchior, do Dep. Naval da EP-USP, facilitou a impressão dêste texto, naquele departamento.

O Geólogo, Sr. Yushiro Kihara, e os Srs. Sergio K. Yamagata e Italo Bello, auxiliaram na confecção de secções polidas.

O Sr. Deocleciano Soares de Araujo, foi o responsável pela confecção de secções polidas, sob orientação do Prof. Dr. Vicente A. V. Girardi, do DMP do IGA-USP, o qual contribuiu também, com discussões petrográficas.

A PURIQUIMA S/A, forneceu análises químicas e espectrográficas, no que foi secundada pela Companhia da Produção de Areia Monazítica e pelo Prof. Raphael Hypolito do DMP do IGA-USP.

A Companhia METAGO (Metais de Goiás S/A) prestou sua colaboração no fornecimento de dados, de amostras e facilitando a visita do autor à ocorrência.

A FAPESP, Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, colaborou no financiamento de bolsistas em Iniciação Científica e de Pós-graduação.

A todas essas pessoas e Instituições e à outras mais, não citadas, que, de uma forma ou de outra, deram seu apoio e incentivo, o autor deseja consignar os seus mais sinceros e profundos agradecimentos.

B I B L I O G R A F I A

- ABREU, S.F. - (1963) - Nova ocorrência de fosfato no Brasil. An. Acad. Bras. Ciên., v. 35, n. 4, p. 561-564.
- ADLER, H.H. e Kerr, P.F. - (1963) - Infrared absorption frequency trends for anhydrous normal carbonates. Am. Mineralogist, v. 48, p. 124-137.
- AKIMOTO, S., Katsura, T. e Yoshida, M. - (1957) - Magnetic properties of TiFe_3O_4 - Fe_3O_4 system and their change with oxidation. Japan. J. Geophysics, V. 9, p. 65-78.
- AMES, L.L. Jr - (1959) - The Genesis of carbonate apatites. Econ. Geol. v. 54, p. 829-841.
- ASTM - (1965) - American Society for testing and Materials. X-ray powder data file.
- AZAROFF, L.V. e Buerger, M.J. - (1958) - The powder method in X-ray crystallography. Mc Graw-Hill Book. Co. N.Y.
- BARBOSA, O., Braun, O.P.G., Dyer, C. e Cunha, C.A.B.R., - (1970)- Geologia da região do Triângulo Mineiro. Div. Fom. Prod. Min., 136, 200 p.
- BASTA, E. Z. - (1957) - Accurate determination of the cell dimensions of magnetite. Min. Mag., v. 31, n. 237, p. 431-442.
- BASTA, E.Z. - (1959) - Some mineralogical relationships in the system Fe_2O_3 - Fe_3O_4 and the composition of titanomaghemita. Econ. Geol. v. 54, p. 698-719.

- BASTA, E.Z. - (1960) - Natural and synthetic Titanomagnetites (the system Fe_3O_4 - Fe_2TiO_4 - FeTiO_3). N. Jb. Miner., Abh. v. 94, p.1. 017 - 1.048.
- BECK, C.W. - (1950) - Differential thermal analysis curves of carbonate minerals. Am. Mineralogist, v. 35, p. 985-1.013.
- BERRY, L.G. e Thompson, R.M. - (1962) - X-Ray powder data for ore minerals: the Peacock atlas. Geol. Soc. Am., memoir 85, 309 p.
- BUDDINGTON, A.F. e Lindsley, D.H. - (1964) - Iron-Titanium oxide minerals and synthetic equivalents. Journ. of Petrol., v. 5, n. 2, p. 310-357.
- CAMARGO, W.G.R.de- (1966) - Minerais uraniferos de Perus, SP - Tese de Cátedra FFCL-USP, no prelo: Bol. IGA-USP.
- DEANS, T. - (1966) - Economic mineralogy of african carbonatites. Em Carbonatites. Interscience Publishers. London p. 385-413.
- DEER, W.A., Howie, R.A. e Zussman, G. - (1962) - Rockforming minerals. v. 5. John Wiley E Sons Inc. N.Y.
- DUTRA, C.V., e Dutra, C. - (1956) - trabalho analítico sobre o pirocloro de Araxá e Tapira. Inst. Tecn. Industr. B.H. 20, 28 p.
- DUTRA, C.V. e Guimarães, D. - (1970) - Catalão II, uma nova ocorrência de pirocloro, Res. XXIV Cong. Brasil. Geol., 240-241.
- DYER, R.C. - (1969) - Os domos ultrabásicos -alcalinos dos arredores de Catalão - Geologia Regional - Rev. EMOP, v. 27, p. 170-176.
- FICK, L.J. e Heyde, C. van der - (1959) - Additional data on the geology of the Mbeya carbonatite. Econ. Geol., v. 54, p. 842-872.

- FLINTER, B.H. - (1959) - The alteration of malayan ilmenite grains and the question of "arizonite". Econ. Geol., v. 54, p. 720-729.
- GOKHALE, K. V. G. K. - (1961) - Studies on the oxidation of magnetite. Econ. Geol., v. 56, p. 1.058 - 1.062.
- GOKHALE, K. V. G. K. - (1961) - Studies on the oxidation of magnetite. Econ. Geol., v. 56, 963-971.
- GOLDING, H. G. - (1961) - Leucoxene terminology and genesis. Econ. Geol., v. 56, p. 1.138-1.149.
- GROSSI SAD, J. H. - (1970) - Complexos silicocarbonatíticos e carbonatíticos da região do Alto Paranaíba, Brasil meridional. Res. XXIV Cong. Brasil. Geol., 16-18.
- GRUNER, J. W. - (1959) - The decomposition of ilmenite. Econ. Geol. v. 54, p. 1315.
- GUIMARAES, D. - (1957) - Relatório sobre a jazida de pirocloro de Barreiro, Araxá, Minas Gerais. Div. Fom. Prod. Min. Bol. nº 103, 88 p.
- HARTMAN, J. A. - (1959) - The Ti mineralogy of certain bauxites and their parent materials. Econ. Geol., v. 54, p. 1.380-1.405.
- HUSSAK, E. - (1894) - Ueber ein neues Perowskitvorkommen in Verbindung mit Magneteisenstein von Catalão, Staat Goyaz, Brasilien, N. Jb. Min. Geol. Pal., II Band, p. 297-300.
- HUSSAK, E. - (1904) - Ueber die Mikrostruktur einiger brasilianischer Titanmagneteisensteine. N. Jb. Min. Geol. Pal., I Band, p. 94-113
- HASUI, Y. e Cordani, U. G. - (1968) - Idades potássio-argônio de rochas eruptivas mesozóicas do Oeste Mineiro e sul de Goiás - An. XXII Cong. Brasil. Geol., B.H., p. 139-143.

- HEINRICH, E. W. - (1966) - The geology of Carbonatites - Rand McNally E Co., Chigaco.
- KARKHANAVALA, M.D., Monin, A.C. e Rege, S.G. - (1959) - An X-ray study of leucoxene from Quilon, India. Econ. Geol., v. 54, p. 913-918.
- KARKHANAVALA, M.D., e Monin, A.C. - (1959) - The alteration of Ilmenite. Econ. Geol., v. 54, p. 1.095-1102.
- KARKAHANAVALA, M.D. - (1959) - The nature of arizonite. Econ. Geol. v. 54, p. 1.302 - 1.308.
- KELLER, W.D., Spot, J.H. e Biggs, D.L. - (1952) - Infrared spectra of some rock-forming minerals. Am. Jour. Sci., v. 250, p. 453-471.
- KERR, P.F. e Kulp, J.L. - (1948) - Multiple differential thermal analysis. Am. Mineralogist, v. 33, n. 7-8, p. 387-419.
- KULP, J.L., Kent, P. e Kerr, P.F. - (1951) - Thermal study of the Ca-Mg-Fe carbonate minerals. Am. Mineralogist, v. 36, n. 9-10, p. 643-670.
- LEONARDOS, O.H. - (1956) - Carbonatitos com apatita e pirocloro. Div. Fom. Prod. Min., av. 80, 30 p.
- LYND, L.E. - (1961) - Conditions for ilmenite alterations. Econ. Geol., v. 56, p. 994-995.
- MACKENZIE, R.C. - (1964) - Scifax - Differential thermal analysis data index Cleaver-Hume Press Ltda., London.
- MENDES, M.J.C., Murta, C.C. e Castro, L.O. - (1968) - Mineralogia do depósito de terras raras, nióbio e urânio, da Área Zero, Araxá, M. G., An. XXII Cong. Brasil. Geol., B.H., p. 103-106.

- NAKAMOTO, K. - (1962) - Infrared spectra of inorganic and coordination compounds. John Wiley & Sons, Inc. N.Y.
- OMORI, K. e Kerr, P.F. - (1964) - Infrared studies of sulfates from 11 to 25 microns. Sci. Rep. Tohoku Univ., serv. 3, v. 9, p.1-54.
- OMORI, K. (1964) - Infrared studies of essential minerals from 11 to 25 microns. Sci. Rep. Tohoku Univ., ser. 3, v. 9, p. 65-67.
- OVERHAULT, J.L., Vaux, G. e Rodda, J.L. - (1950) - The nature of "Arizonite". Am. Mineralogist, v. 35, p. 117-119.
- RAMDOHR, P. - (1956) - Die beziehungen von Fe-Ti-Erzen aus Magmatischen Gesteinen. Bul. Com. Geol. Finlande, n. 173, Helsinki.
- RAMDOHR, P. - (1957) - Die Pronto Reaktion, N. Jb. Mineral. Monatsh, p. 217-222.
- SCIFAX - (1964) - Differential thermal analysis data Index. (First Supplement) compiled by R.C. Mackenzie. Mcmillan & Co. Ltd. London.
- SCHOSSBERGER, F. - (1942) - Uber die Umwandlung des titandioxyds, Zeitschr. Kristallographie. v. 104, p. 358-374.
- SMOTHERS, W. G. e Chiang, Y. - (1955) - Differential thermal analysis - Theory and practice, - Chemical Publishing. Co. Inc., N.Y.
- TOMKEIEFF, S. I. - (1961) - Alkalic ultrabasic rock and carbonatites in the USSR. Intern. Geol. Rev., v. 3, n. 9, p. 739-758.
- TUTTLE, O.F. e Gittins, J. - (1966) - Carbonatites, Interscience Publishers, London, 591 p.
- VALARELLI, J. V. - (1967) - O minério de manganês da Serra do Navio, Amapá, FFCL-Univ.S. Paulo - tese (inédita).

- VEEN, A.H., van der - (1960) - The alteration of pyrochlore to fersmite in the Mbeya carbonatite. Geol. en Mijnbouw, ser. 22, p. 512-515.
- VERWOERD, W.G. - (1966) - South African carbonatites and their probable mode of origin. Ann.Univ.Stellenbosch, v. 41, ser. A, nº 2.
- VINCENT, E.A., Wright, J.B., Chevallier, R. e Mathieu, S. - (1957) - - Heating experiments on some natural titaniferous magnetites, Min Mag., v. 31, n. 237, p. 624-655.
- VINCENT, E.A. - (1960) - Ulvöspinel in the Skaergaard Intrusion, Greeland, N. Jb. Miner, v. 94, p. 993-1.016.
- VLASOV, K. A. - (1966) - Mineralogy of rare elements, Acad.Sci. USSR, Israel Translation.
- YAMAGATA, S. K. - (1969-1970) - Relatórios FAPESP (inéditos).

A P E N D I C E

MINERAIS INCOMUNS CITADOS NESTE TEXTO

- Alunita - $(K, Na)Al_3(OH)_6(SO_4)_2$ - S. romboédrico.
- Ancylita - $(Ce, La)Sr(CO_3)_2(OH)H_2O$ - S. ortorrômbico.
- Colofânio - $Ca_3(PO_4)_2(OH).H_2O$ - S. ? .
- Dahlita - $3Ca_3P_2O_8.CaCO_3.1/2H_2O$ - S. hexagonal.
- Dysanalita - (perovskita) - $(Ca, Ce, Na)(Ti, Nb, Fe)O_3$ - S. cúbico.
- Fersmita - $(Ca, Ce)(Nb, Ti, Fe)_2(O, OH, F)_6$ - S. ortorrômbico.
- Florencita - $2CeAl_3(PO_4)_2(OH)_6$ - S. romboédrico.
- Geikielita - $MgTiO_3$ - S. romboédrico.
- Goyazita - $SrAl_3(PO_4)_2(OH)_5.H_2O$ - S. romboédrico.
- Hinsdalita - $(Pb, Sr)Al_3PO_4.SO_4(OH)_6$ - S. romboédrico.
- Ilmeno-hematita - solução sólida hematita (Fe_2O_3)-ilmenita ($FeTiO_3$)
S. romboédrico.
- Ilmenorutilo - (Nb-rutilo) - $(Ti, Nb, Ta, Fe)O_2$ - S. tetragonal.
- Koppita - (pirocloro) - Ca-Ce-Na-K-Nb-Fe-O-OH-F. - S. cúbico.
- Leucoxênio - (Catalão) - Produto de alteração de perovskita, ilmenita e titanomagnetita. Composição mineralógica = anatásio e TiO_2 amorfo. Impregnação de goethita e ilmeno-hematita.
- Leucoxênio - (genérico) - Produto de alteração de minerais titaníferos, com alto teor em titânia. Composição mineralógica = rutilo, brookita, pseudo-brookita, anatásio (pouco) e restos de minerais formadores.
- Limonita - Mistura não especificada de óxidos e hidróxidos de Fe, cujo componente principal é a goethita.
- Loparita - (perovskita) - $(Na, Ce, Ca)(Ti, Nb)O_3$ - S. cúbico.
- Ludwigita - $(Mg, Fe)_2FeBO_5$ - S. ortorrômbico.
- Lusungita - $(Sr, Pb)Fe_3(PO_4)_2(OH)_5.H_2O$ - S. hexagonal.
- Maghemita - Fe_2O_3 - S. cúbico.
- Monetita - $CaHPO_4$ - S. triclinico, pseudo-romboédrico.

Osarizawaita - $\text{Pb}(\text{Cu}, \text{Al})_3(\text{SO}_4, \text{PO}_4)_2(\text{OH})_6$ - S. romboédrico.

Pandaita - (Ba-pirocloro) - $(\text{Ba}, \text{Sr})_{2-x}(\text{Nb}, \text{Ti})_2\text{O}_{7-x} \cdot x\text{H}_2\text{O}$ - S. cúbico.

Parizita - (parisita) - $(\text{Ca}, \text{F})(\text{Ce}, \text{F})\text{Ce}(\text{CO}_3)_3$ - S. romboédrico.

Perovskita - (grupo) - ABX_3 , onde A = Ca, TR, Th, Na, U e Mn.

B = Ti, Nb, Ta, Fe, Mg e Zr e X = O e OH.

Perovskita - (s. estrito) - CaTiO_3 - S. cúbico.

Pirocloro - (grupo) - $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{U}, \text{Ce}, \text{Y})_{2-x}(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_2\text{O}_6(\text{OH}, \text{F})_x$.
S. cúbico.

Pirofanita - MnTiO_3 - S. romboédrico.

Rabdofanita - $(\text{Y}, \text{La}, \text{etc})\text{PO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ - S. hexagonal.

Svanbergita - $\text{SrAl}_3(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$ - S. romboédrico.

Tapiolita - $(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_6$ - S. tetragonal.

Titano-maghemita - solução sólida maghemita (Fe_2O_3)-(FeTiO_3)
S. cúbico.

Titano-magnetita - (genérico) - magnetita com exsolução de ilmenita.

Titano-magnetita - (restrito) - solução sólida magnetita (Fe_3O_4)-ul-
vöspinel (Fe_2TiO_4) - S. cúbico.

Vivianita - $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ - S. monoclinico.

Wilkeita - $\text{Ca}_{10}\text{O} \cdot |(\text{Si}, \text{P}, \text{S})\text{O}_4|_6$ - S. hexagonal.