UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

A ALTERAÇÃO HIDROTERMAL NO CONTEXTO DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO MACIÇO ALCALINO DE POÇOS DE CALDAS, MG-SP

Gianna Maria Garda

Orientador: Prof. Dr. Horstpeter H. G. J. Ulbrich

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Área de Concentração: Mineralogia e Petrologia

São Paulo
1990

ERRATA

		ONDE SE LÊ:	LEIA-SE:
viii	linha 20	xerográficas.	xerográficas. Ao fotógrafo Jaime pela confecção dos diapositivos usados na apresentação da dissertação.
8	linha 19	observou-seque	observou-se que
14	Fig. 2-2	3. associações de retrabamento	3. associações de retrabalhamento
36	linha 32	beige	bege
44	Fig. 3-1	nefelina sienito e foiaíto	foiaíto
50	linha 3	empobrecimentpo	empobrecimento
53	linha 1	fonólitos porfiritico	fonólitos porfiríticos
61	Tab. 3-1	Motoki & Almeida	Motoki & Oliveira
69	linha 5	Paradella e Almeida	Paradella & Almeida
73	Fig. 4-3	Legenda: a)	1.
73	Fig. 4-3	Legenda: b)	2.
76	linha 4	principlamente	principalmente
97	linha 9	e a 70m,	e a 70m),
100	linha 23	beige	bege
102	linha 12	ponto 1356-1340-R5	ponto 1348-1340-R5
105	linha 8	estas	aquelas
107	linha 7	rampa 1356-1340	rampa 1348-1340
113	linha 10	minerias	minerais
113	linha 29	1364-S-SW-1	1364-S-SW-13
114	linha 5	São	São
117	linha 6	depostados	depositados
117	linha 14	determinanda	determinada
121	linha 1	a caulinita juntamente	a caulinita ocorre juntamente
128	linha 2	rocha oxidada	rochas da zona oxidada

134	Foto 19	polimícitca	polimíctica
134	Foto 19	inclui	incluem
137	Foto 22	Foto 11	Foto 21
141	linha 29	a passagem de zona oxidada para zona reduzida	a passagem da zona reduzida para a zona oxidada
142	linha 18	límpidos	límpidos).
143	7.3. Mineralogia por Difratometria de Raios-X		7.3. MINERALOGIA POR DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X
156	linha 19	Ao raios-	Aos raios-
160	linha 13	ilustrativas	ilustrativos
161	linha 16	incluíram-se	incluíram-se
161	linha 17	e o reflexão	e a reflexão
165	linhas 21, 22 e 23: rocha alterada que ocorre nas nas porções de rocha de aspecto fresco, de coloração cinza escuro, como "manchas" esbranquiçadas.		rocha alterada que ocorre como "manchas" esbranquiçadas nas porções de rocha de aspecto fresco de coloração cinza escuro.
176	última linha	feldsapto	feldspato
181	linha 21	são menos	seriam menos
187	linha 4	a partir dos quais	a partir das quais
200	penúltima linha	The American Mineralogist, 33	<u>The American Mineralogist, 33</u>
210	linha 9	TOBERT	TOLBERT
210	linha 13	TOBERT	TOLBERT
214	última linha	1384-1340-R	1348-1340-R

OBS.: Nas fotomicrografias são usadas as abreviações listadas na pág. 214.

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004984

ÍNDICE

RESUMO .i.

ABSTRACT .iv.

AGRADECIMENTOS .vii.

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO E METODOLOGIA

1.1. INTRODUÇÃO: OBJETIVOS E PLANO DO TRABALHO .1.

1.2. METODOLOGIA .3.

1.2.1. Análise Geomorfológica .3.

1.2.2. Amostragem .5.

1.2.3. Microscopia .6.

1.2.4. Difratometria de Raios-X .7.
Separação de Argilas .8.

1.2.5. Densidade Aparente .9.

1.2.6. Análises Químicas de Rocha Total .10.

CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA REGIONAL

2.1. INTRODUÇÃO .12.

2.2. O MACIÇO DE GUAXUPÉ .13.

2.3. FORMAÇÕES SEDIMENTARES E ÍGNEAS DA BACIA DO PARANÁ .17.

2.4. O MACIÇO DE POÇOS DE CALDAS E A DISTRIBUIÇÃO DAS ROCHAS ALCALINAS NO BRASIL MERIDIONAL .18.

CAPÍTULO 3 - O MACIÇO ALCALINO DE POÇOS DE CALDAS

3.1. TRABALHOS ANTERIORES .21.

3.2. PETROGRAFIA .24.

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T 1869
e.3
U.S.P.

3.2.1. Nomenclatura .24.
Os termos *fonólito* e *nefelina sienito* .24.
Os termos *tinguaíto* e *foiaíto* .26.
Os termos *miasquítico* e *agpaítico* .27.

3.2.2. Os Tipos Petrográficos Presentes .28.
Fonólitos .28.
Nefelina sienitos .30.
Rochas piroclásticas .33.
Rochas sedimentares epiclásticas .38.

3.2.3. As Rochas Alteradas por Ação Hidrotermal e por Intemperismo .39.

3.2.4. Relações de Idade entre os Tipos Litológicos .41.

3.3. MAPEAMENTOS E MODELOS GEOLÓGICOS PARA O MACIÇO DE POÇOS DE CALDAS .43.

3.3.1. O Modelo de Caldeira e suas Variantes .43.

3.3.2. O Modelo de Corpo Intrusivo Erodido .55.

3.3.3. Comparação entre Modelos .57.

3.4. GEOCRONOLOGIA .62.

CAPÍTULO 4 - A GEOMORFOLOGIA DO MACIÇO ALCALINO DE POÇOS DE CALDAS

4.1. GENERALIDADES .64.

4.1.1. Clima, Vegetação e Solos .64.

4.1.2. Relevo .65.

4.1.3. Drenagem .67.

4.2. AS ESTRUTURAS CIRCULARES .69.

4.3. CONSIDERAÇÕES SOBRE A EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA REGIÃO .70.

Conclusões .72.

4.4. OS ANÉIS TOPOGRÁFICOS: DIQUES ANELARES OU EFEITO DE EROSÃO SELETIVA? .73.

4.4.1. Argumentos Físicos .73.

4.4.2. Argumentos Geológicos .77.

CAPÍTULO 5 - A ALTERAÇÃO HIDROTERMAL NO MACIÇO DE POÇOS DE CALDAS: REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

5.1. INTRODUÇÃO .80.

5.2. AS MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS À ALTERAÇÃO HIDROTERMAL NO MACIÇO DE POÇOS DE CALDAS .83.

5.2.1. As Mineralizações de Zircônio .83.

5.2.2. As Mineralizações de Urânio .84.
Minério do tipo Agostinho .85.
Minério do tipo C/09 (Campo do Cercado) .86.
Distribuição do U em profundidade .87.

5.2.3. As Mineralizações de Molibdênio .89.

5.2.4. As Mineralizações de Tório e Terras Raras .90.

5.3. DISTRIBUIÇÃO DAS MINERALIZAÇÕES NO MACIÇO DE POÇOS DE CALDAS .91.

CAPÍTULO 6 - A MINA OSAMU UTSUMI: GEOLOGIA E PETROGRAFIA

6.1. INTRODUÇÃO .93.

6.2. OS TIPOS LITOLÓGICOS .98.

6.2.1. Fonólitos Porfiríticos e Afíricos .100.

6.2.2. Nefelina Sienitos .103.

6.2.3. Pseudoleucita Fonólitos .105.

6.2.4. Brechas e Aglomerados de Conduto .107.

6.2.5. Biotita Lamprófiros .111.

6.2.6. Rochas Menos Comuns .113.

6.3. AS RELAÇÕES DE IDADE .114.

6.4. O MODELO GEOLÓGICO .117.

CAPÍTULO 7 - A MINA OSAMU UTSUMI: MICROSCOPIA PETROGRÁFICA E MINERALOGIA

7.1. INTRODUÇÃO .119.

7.2. MICROSCOPIA PETROGRÁFICA .119.

7.2.1. Fonólitos Porfiríticos e Afíricos (e rochas afins) .119.

7.2.2. Nefelina Sienitos .125.

7.2.3. Pseudoleucita Fonólitos .130.

7.2.4. Brechas .132.

7.2.5. A Mineralogia de Alteração .136.

7.2.6. As Relações de Idade entre os Minerais de Alteração .140.

7.3. MINERALOGIA POR DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X .143.

7.3.1. Illita .144.
Generalidades .144.
Resultados obtidos .148.

7.3.2. Esmectitas .150.
Generalidades .150.
Resultados obtidos .153.

7.3.3. Feldspato potássico .156.
Generalidades .156.
Resultados obtidos .158.

7.3.4. Caulinita .161.
Generalidades e resultados obtidos .161.

CAPÍTULO 8 - A ALTERAÇÃO HIDROTERMAL NO MACIÇO DE POÇOS DE CALDAS

8.1. INTRODUÇÃO .165.

8.2. DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X .165.

8.3. CONCLUSÕES .172.

CAPÍTULO 9 - O ESQUEMA DE PERDAS E GANHOS NA ALTERAÇÃO HIDROTERMAL: BALANÇO GEOQUÍMICO

9.1. INTRODUÇÃO .174.

9.2. AMOSTRAS UTILIZADAS .175.

9.3. RESULTADOS OBTIDOS .177.

9.4. AVALIAÇÃO DAS PERDAS E GANHOS .181.

CAPÍTULO 10 - A ALTERAÇÃO HIDROTERMAL NO CONTEXTO DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO MACIÇO DE POÇOS DE CALDAS .186.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .193.

APÊNDICE .214.

ÍNDICE DAS FIGURAS

FIGURA 2-1. Localização geográfica do Maciço de Poços de Caldas .12.

FIGURA 2-2. Elementos da geologia regional .14.

FIGURA 3-1. Mapa geológico do Maciço de Poços de Caldas segundo Ellert et al. (1959). .44.

FIGURA 3-2. Mapa geológico do Maciço de Poços de Caldas segundo a interpretação dos geólogos da CNEN .49.

FIGURA 3-3. Mapa geológico do Maciço de Poços de Caldas segundo Ulbrich (1984). .52.

FIGURA 4-1. Representação por intervalos de cotas do relevo do Planalto de Poços de Caldas e áreas adjacentes .66.

FIGURA 4-2. Redes de drenagem no Maciço de Poços de Caldas e áreas vizinhas .68.

FIGURA 4-3. Perfil idealizado de um ambiente vulcânico, considerando-se: a) extravasamento de magma sobre o embasamento; b) extravazamento de magma sobre uma camada de arenitos depositada sobre o embasamento .73.

FIGURA 4-4. Altura de subida do magma acima da superfície em função da profundidade da câmara magmática e da diferença $\Delta\rho$ .76.

FIGURA 5-1. Distribuição areal das anomalias radioativas no Planalto de Poços de Caldas .81.

FIGURA 6-1. Localização dos pontos de amostragem na Mina Osamu Utsumi .95.

FIGURA 6-2. Mapa simplificado da geologia da Mina Osamu Utsumi .99.

FIGURA 6-3. Diagrama de Schmidt e histograma de espessuras de diques e veios .112.

FIGURA 7-1. Difratogramas de illitas .149.

FIGURA 7-2. Difratogramas de argilas separadas de amostras da Mina Osamu Utsumi .155.

FIGURA 7-3. Difratogramas de feldspato potássico .159.

FIGURA 7-4. Difratograma de caulinita .163.

FIGURA 7-5. Quadro ilustrativo dos resultados de difratometria de raios-X obtidos para as amostras da Mina Osamu Utsumi .165.

FIGURA 8-1. Mapa de pontos de alteração hidrotermal .166.

FIGURA 9-1. Balanço geoquímico das amostras da Mina Osamu Utsumi .180.

FIGURA 9-2. Balanço geoquímico das amostras da região assinalada com PGG na Figura 8-1 .183.

FIGURA 10-1 Modelo qualitativo de evolução térmica durante a alteração hidrotermal .190.

FIGURA 10-2 Evolução de condutos de brechas .191.

FIGURA 10-3 Evolução de condutos lineares de brechas .192.

ÍNDICE DAS TABELAS

TABELA 3-1. Sequência de eventos, proposta por vários autores, para a formação do Maciço Alcalino de Poços de Caldas .61.

TABELA 4-1. Densidades de magmas fonolíticos e de rochas encaixantes .75.

TABELA 5-1. Anomalias radioativas do Planalto de Poços de Caldas .82.

TABELA 6-1. Dados estruturais de diques e veios da Mina Osamu Utsumi .112.

TABELA 7-1. Parâmetros de triclinicidade de feldspatos potássicos de amostras da Mina Osamu Utsumi .160.

TABELA 8-1. Descrição dos pontos de amostragem em áreas de alteração hidrotermal .167 a 170.

TABELA 8-2. Parâmetros de triclinicidade de feldspatos potássicos de amostras dos pontos assinalados na Figura 8-1 .171.

TABELA 9-1. Análises químicas e sequência de cálculo do balanço geoquímico de amostras da Mina Osamu Utsumi .179.

TABELA 9-2. Análises químicas e sequência de cálculo do balanço geoquímico das amostras do ponto PGG da Figura 8-1 .182.

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

FOTO 1 - Mina Osamu Utsumi - vista geral, de NE para SW, destacando-se a pilha de rejeitos no segundo plano da foto .94.

FOTO 2 - Configuração da Mina Osamu Utsumi em 18.07.88. Vista, a partir do mirante .94.

FOTO 3 - Detalhe da brecha de conduto (corpo B, Foto 2, ponto D). Frente de oxi-redução, ressaltada pelas colorações avermelhada da zona oxidada e cinza azulada da zona reduzida .97.

FOTO 4 - Amostra 1348-N-1 - Fonólito (traquito) porfirítico. Detalhe de um miárolo preenchido por cristais submilimétricos de FK, recobertos por pirita .102.

FOTO 5 - Amostra 1404-SE-3a - Nefelina sienito de granulação muito grossa, onde os cristais de FK são decimétricos .103.

FOTO 6 - Amostra 1404-SE-14 - Pseudoleucita fonólito, com densidade de PSLC entre 20-30%. Detalhe mostra um cristal centimétrico de pseudo leucita idiomórfica .106.

FOTO 7 - Detalhe da brecha de conduto (corpo B, Foto 2, ponto D) .110.

FOTO 8 - Amostra 1340-S-SE-19b (zona oxidada) - Brecha sustentada por clastos e matriz, polimíctica. Detalhe de uma fratura mineralizada .110.

ÍNDICE DAS FOTOMICROGRAFIAS

FOTO 9 - Amostra 1348-N-13 - Detalhe da borda de pseudoleucita, formada por uma paliçada de FK tabulares ou ripiformes dispostos perpendicularmente ao perímetro do cristal .121.

FOTO 10 - Amostra 1348-1340-R19 - Detalhe da substituição da illita por caulinita .122.

FOTO 11 - Amostra 1372-N-1a - Detalhe de um fenocristal de egirina parcialmente alterado .123.

FOTO 12 - Amostra 1348-S-SW-22b - Detalhe de um veio límpido de FK que atravessa a matriz .125.

FOTO 13 - Amostra 1388-SE-5 - Duas gerações de illita, sendo que a mais nova é a de birrefringência mais clara .128.

FOTO 14 - Amostra 1356-SE-17 - Detalhe de interstício preenchido por carbonatos, illita e alguns óxidos .129.

FOTO 15 - Amostra 1436-SE-4 - Detalhe de uma agulha de hematita .130.

FOTO 16 - Amostra 1348-1340-R16a1 - Detalhe de um agregado de fenocristais idiomórficos de NE, totalmente alterados em illita .131.

FOTO 17 - Amostra 1420-SE-1 - Aspectos de pseudoleucitas .131.

FOTO 18 - Amostra 1372-N-7 - Brecha sustentada por clastos. Os fragmentos são angulosos a sub-angulosos, centimétricos a decimétricos .134.

FOTO 19 - Amostra 1348-S-SW-13 - Detalhe de um veio de caulinita no qual se incluem cristais cúbicos de pirita .134.

FOTO 20 - Amostra 1348-S-SW-13 - Cristais de zircão, que se destacam pela alta birrefringência .135.

FOTO 21 - Amostra 1356-SE-20 - Detalhe de fenocristal de NE idiomórfica, de dimensões milimétricas. A textura da matriz é pilotaxóide, com FK ripiforme e NE intersticial. MM estão totalmente alterados em minerais opacos que se distribuem pela matriz .137.

FOTO 22 - Amostra 1356-SE-20 - Fenocristal de FK alterado em illita .137.

FOTO 23 - Amostra 1436-SE-4 - Detalhe de um cristal de FK alterando-se em illita e, esta, em caulinita .138.

FOTO 24 - Amostra 1348-1340-R16a1 - Agregado de fenocristais idiomórficos de NE totalmente alterados em illita, a que se impõe a alteração caulínica .139.

FOTO 25 - Amostra 1452-SE-7 - Fenocristal de FK (?), totalmente alterado em illita, "cortado" por caulinita .139.

RESUMO

O Maciço Alcalino de Poços de Caldas ocupa 800 km^2, sendo que aproximadamente um quarto desta área encontra-se alterada por ação hidrotermal, proporção incomum quando comparada aos demais maciços alcalinos conhecidos no mundo.

A alteração hidrotermal está associada às mineralizações de Zr, U e Mo do planalto, predominantemente localizadas na sua porção centro-sul, na chamada "estrutura circular centro-leste". Ali, a coloração típica da rocha alterada e do solo, regionalmente denominados de "rocha potássica", é bege esbranquiçado a creme claro.

A Mina Osamu Utsumi, também conhecida como a jazida de urânio do Campo do Cercado, situa-se a 25 km ao sul da cidade de Poços de Caldas e foi explorada, de 1977 até 1989, pelo método da cava a céu aberto. A área da mina é um complexo conduto de brechas ("breccia pipe"), mais ou menos irregular, encaixado em fonólitos e nefelina sienitos, os primeiros predominantes nas porções W e N-NE, e os segundos, nas porções E e S-SE. Também são encontrados pequenos corpos de pseudoleucita fonólitos e diques de biotita lamprófiros.

As brechas que constituem o conduto central são, na realidade, aglomerados polimícticos, de textura sustentada por clastos e matriz, com fragmentos de dimensões desde decimétricas a métricas. A matriz também é formada por fragmentos de várias dimensões. As brechas marginais (oligomícticas) apresentam textura sustentada por clastos: nas brechas do tipo "craquelée" a movimentação dos fragmentos é quase nula, enquanto que nas brechas de fragmentação ("shatter

breccias") os fragmentos encontram-se afastados entre si, por movimentação e rotação, gerando-se, assim, "poros" (vazios) angulosos.

As características da mineralização primária variam com a profundidade; nas áreas mais profundas (zona reduzida), são encontrados predominantemente na matriz e nos interstícios das brechas zircão, pechblenda, esfalerita, galena e principalmente minerais de Mo, pirita e fluorita. A mineralização secundária formou-se pelo avanço da frente de oxi-redução, sendo que os teores mais elevados de U encontram-se imediatamente abaixo desta. Os óxidos de U que aí precipitam são uraninita e pechblenda.

A alteração hidrotermal é responsável pela transformação da nefelina em illita (politipos 1M e 2M) e pela reconstituição textural do feldspato potássico (ortoclásio a microclínio intermediário de alta triclinicidade), que agora apresenta aspecto "pulverulento", com inclusões de óxidos de Fe, de illita e grande quantidade de inclusões fluidas. A presença anterior de minerais máficos é inferida pela concentração de minúsculos grãos de minerais opacos, illita, carbonatos, e argilominerais do grupo das esmectitas.

A alteração hidrotermal não oblitera a textura original da rocha, o que permite esboçar um esquema de perdas e ganhos (balanço geoquímico), através do cálculo isovolume. Caracterizam-se perdas reais para Na_2O, Fe_2O_3, FeO, CaO, MgO e MnO e ganho principal para K_2O. Um rápido cálculo mostra que a transformação de 1000 g de rocha fresca em rocha alterada envolve a perda de 31 g de Na_2O e o ganho de 10 g de K_2O.

Parte-se do pressuposto de que o mecanismo de

colocação das rochas alcalinas do Maciço de Poços de Caldas foi semelhante ao modelo de "caldeira ressurgente". As primeiras manifestações magmáticas foram as rochas piroclásticas e os derrames, hoje preservados apenas no Vale do Quartel. Segue-se a intrusão subvulcânica, principalmente de egirina fonólitos e fonólitos porfiríticos, com a formação dos anéis topográficos que delimitam boa parte do perímetro do maciço. Nefelina sienitos devem ter-se cristalizado a temperaturas entre 500 e 800 ^{o}C; pseudoleucita fonólitos e fonólitos afíricos constituem corpos menores. Em algum momento da história evolutiva, deve ter havido uma nova intrusão de magma (que gerou a "estrutura circular centro-leste"?) nas rochas já bastante resfriadas (300-400 ^{o}C), o que provocou seu brechamento, segundo o modelo de geração de corpos de "porphyry copper". O brechamento facilitou a circulação de fluidos que promoveram a remoção e distribuição de calor.

Dever-se-ia esperar uma sequência de minerais de alteração adaptada a temperaturas em contínuo decréscimo; entretanto, apenas illita e feldspato alcalino são observados nas porções do planalto alteradas por ação hidrotermal, e sua formação parece ter sido controlada mais fortemente por fatores cinéticos do que térmicos. A circulação irrestrita de fluidos hidrotermais relativamente mais quentes ter-se-ia dado no início do processo, diminuindo imediatamente após o resfriamento da área brechada (e do corpo magmático subjacente), levando o sistema a patamares cinéticos que inviabilizariam alterações hidrotermais posteriores. Sucedeu-se a alteração intempérica, que produziu caulinita, gibbsita, oxidação de minerais, etc., e destruição da textura original da rocha; foi pouco eficiente na geração de novos minerais, mas muito eficiente na redistribuição dos elementos Zr, U e Mo, na transformação de pirita em óxidos e hidróxidos e na destruição de fluorita na zona oxidada.

ABSTRACT

The Poços de Caldas Alkaline Massif covers 800 km^2, a quarter of which is hydrothermally altered. Such proportion is uncommon, when compared to the known alkaline massifs of the world.

The hydrothermal alteration is associated with Zr, U and Mo mineralizations which are predominantly located in the central-southern portion of the massif, in the "central-eastern circular structure". The colour of the altered rock (and its soil) in that area is typically whitish beige to yellowish white and is regionally called "potassic rock".

The Osamu Utsumi Mine, also referred to as the uranium ore of Campo do Cercado, is located 25 km to the south of Poços de Caldas City and was explored, from 1977 to 1989, through the open pit method. The mine area is a more or less irregular, complex breccia pipe, enclosed by phonolites and nepheline syenites, the former occupying the W and N-NE and the latter, the E and S-SE portions of the mine. Small bodies of pseudoleucite phonolites and biotite lamprophyres also occur.

The breccias that constitute the central vent are actually polymictic, clast-matrix supported agglomerates, with fragments of decimetric to metric dimensions. The matrix is also formed by fragments of several sizes. The marginal breccias are oligomictic and clast supported: in the "craquelée" type the movement of the fragments was almost inexistent, while in the shatter breccias, the fragments are slightly set apart, showing angular voids.

The characteristics of the primary mineralization vary with depth; in the deepest portions (reduced zone), zircon, pitchblende, sphalerite, galena and mainly Mo minerals, pyrite and fluorite are found in the matrix and in the interstices of the breccias.

The secondary mineralization was formed by the advancing movement of the oxidation-reduction front. The highest grades are found immediately below such front. The U oxides that precipitate are uraninite and pitchblende.

The hydrothermal alteration is responsible for the transformation of nepheline in illite (1M and 2M polytypes) and for the textural reconstruction of the potassic feldspar (orthoclase to intermediate microcline of high triclinicity), which now presents a dusty appearance, with oxides, illite and fluid inclusions. The previous existence of mafic minerals is inferred from the concentrations of tiny grains of opaque minerals, illite, carbonates and clay minerals of the smectite group.

The hydrothermal alteration does not destroy the original texture of the rock. It is possible to draw a gain and loss scheme (geochemical balance) assuming isovolumetric alteration. The real losses are of Na_2O, Fe_2O_3, FeO, CaO, MgO and MnO, and the main gain is of K_2O. A simple reckoning shows that the transformation of 1,000 g of fresh rock in altered rock involves the loss of 31 g of Na_2O and the gain of 10 g of K_2O.

It is supposed that the Poços de Caldas Massif emplacement was similar to the Smith & Bailey's resurgent cauldron model. The first magmatic manifestations were the

pyroclastic rocks and lava flows, presently only preserved in the Vale do Quartel. A subvolcanic intrusion followed, mainly of aegirine and porphyritic phonolites, forming the topographic rings that almost completely outline the massif's perimeter. Nepheline syenites crystallized at temperatures of 500 - 800 ^{o}C; pseudoleucite phonolites and aphyric phonolites formed smaller bodies. Later in the emplacement history, a new influx of magma occurred (which produced the "central-eastern structure"?) into already cooler rocks (300-400°C), which caused their brecciation (similar to the model of formation of porphyry copper bodies). Fluids could easily circulate, removing and redistributing heat.

A sequence of alteration minerals adapted to lowering temperatures should be expected; however, only illite and alkaline feldspar are observed in the hydrothermally altered portions of the massif, and their formation must have been controlled mainly by kinetic, other than thermal factors. The irrestrictive circulation of relatively hotter hydrothermal fluids must have happened at the beginning of the process, diminishing immediately after the cooling of the brecciated areas (and the subjacent magmatic body), leading the system to kinetic levels that made subsequent hydrothermal alteration impossible. Then, weathering followed, producing kaolinite, gibbsite, oxidation of opaque minerals, etc., and destroying the original texture of the rock; it was inefficient in the production of new minerals, but very efficient in the redistribution of elements such as Zr, U and Mo, the transformation of pyrite in oxides and hydroxides and destruction of fluorite in the oxidated zone.

AGRADECIMENTOS

Gostaria inicialmente de agradecer ao Prof. Dr. Horstpeter H.G.J. Ulbrich pela sugestão do tema e orientação do trabalho de dissertação de mestrado aqui apresentado, aos órgãos CNPq e CAPES pela concessão de bolsas de estudo e à FINEP-PADCT pelo apoio financeiro aos trabalhos de campo e à confecção do texto final.

A Luis Barroso Magno Filho, geólogo-chefe da Mina Osamu Utsumi, que gentilmente nos acompanhou em nossas visitas à mina e permitiu a tomada de fotografias.

Ao geólogo Eduardo Wataru Yoshino, que realizou uma série de difratogramas incluídos neste trabalho durante a Iniciação Científica em 1982-1983.

A Mirtes Regina Martins Fabiano, pela orientação quanto a preparação de amostras e ao uso do equipamento de difratometria de raios X.

Ao Prof. Jean Delvigne, pela orientação quanto à impregnação de amostras para fins de laminação.

A Jorge e a Samuel, pelo preparo preliminar das amostras para laminação, análises químicas e separação de argilas; a Anália Felipe, a Valdir José Isaias e a Cláudio Hopp, pela confecção das lâminas petrográficas; a Sueli dos Santos, pela separação de argilas.

Ao Prof. Dr. José Vicente Valarelli, por seu apoio e por possibilitar a realização das fotomicrografias no Agrupamento de Petrologia do DMGA-IPT.

A Rosana Astolfo, do Laboratório de Geoquímica do IAG, pela confecção dos difratogramas de argilas.

À Profa. Dra. Maria Cristina Toledo-Groke, pela revisão dos capítulos sobre a alteração hidrotermal e pelas valiosas sugestões.

Aos funcionários da biblioteca do IGUSP, especialmente a Maristela Prestes Severino, a Paulo Pereira Lima e a Dulce E. Nocetti Tonello, por sua disposição e atenção constantes e a Maria Aparecida Bezerra, pela minuciosa revisão da padronização das referências bibliográficas.

A Ismael Santos Oliveira, pela orientação quanto ao uso de microcomputadores na edição de textos.

À equipe da gráfica do Instituto de Geociências da USP, chefiada pelo Sr. Jaime Alves da Silva, pela preparação das capas e montagem da dissertação. A Sonia e a Elias, pela execução das infindáveis cópias xerográficas.

Aos meus colegas da pós-graduação do Departamento de Mineralogia e Petrologia, em especial aos queridos amigos Marli Torres e Caetano Juliani, pelo seu inestimável companheirismo.

Meus finais e mais sinceros agradecimentos são para meus pais e meus irmãos, Sandra e Aldo, que sempre foram meu maiores incentivadores, e a quem dedico esta dissertação.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO E METODOLOGIA

1.1. INTRODUÇÃO: OBJETIVOS E PLANO DO TRABALHO

As principais mineralizações de Zr, U e Mo do Maciço Alcalino de Poços de Caldas estão associadas à alteração hidrotermal. Esta afetou uma área considerável (cerca de 20% da área total do maciço), fato incomum em maciços alcalinos conhecidos.

Os objetivos do presente trabalho são:

- o estudo da mineralogia e geoquímica da alteração hidrotermal;

- tecer considerações sobre o controle estrutural pelo qual se instalou a alteração hidrotermal;

- analisar sua importância durante a evolução geológica do maciço.

Neste primeiro capítulo descreve-se a metodologia utilizada para a realização da pesquisa.

O segundo capítulo resume a geologia regional, com breve descrição dos litotipos e estruturas presentes nas encaixantes do maciço. É revista, também, a localização do Maciço de Poços de Caldas no contexto da distribuição das

rochas alcalinas do Brasil Meridional.

O terceiro capítulo enfoca a petrografia, a geologia e a geocronologia do Maciço de Poços de Caldas, com prévia referência aos trabalhos anteriores publicados sobre o maciço.

No quarto capítulo discute-se principalmente as características geomorfológicas do maciço, começando com um breve resumo sobre clima, vegetação, solos, relevo e drenagem e estabelecendo vários parâmetros de interesse para a análise (distribuição de intervalos de cotas e assimetria marcada pela rede de drenagem). Neste contexto discute-se, também, o significado dos "anéis topográficos" que demarcam quase que totalmente o contorno do maciço e o das "estruturas circulares" observadas em imagens do LANDSAT (Oliveira, 1974; Almeida Filho & Paradella, 1977).

O quinto capítulo é dedicado às mineralizações associadas a alteração hidrotermal, utilizando-se os dados disponíveis na literatura.

O sexto capítulo é dedicado especificamente à apresentação de dados geológicos e petrográficos sobre a Mina Osamu Utsumi. O mapa que é apresentado baseia-se no levantamento geológico realizado pelos geólogos da NUCLEBRÁS, com modificações. As descrições petrográficas mostraram que vários tipos de brechas, fonólitos porfiríticos e afíricos, pseudoleucita fonólitos e nefelina sienitos estão ali presentes.

O sétimo capítulo apresenta a descrição microscópica, por litotipo, de um conjunto de seções delgadas.

A mineralogia é, em seguida, descrita com base em dados obtidos por difratometria de raios-X.

O oitavo capítulo faz uma rápida síntese da mineralogia de alteração hidrotermal para algumas amostras do Maciço de Poços de Caldas e esta é comparada com a encontrada na Mina Osamu Utsumi.

O nono capítulo apresenta uma análise geoquímica preliminar da alteração hidrotermal, contrastando alguns dados químicos de rochas frescas e alteradas, e definindo um esquema de perdas e ganhos químicos.

O décimo capítulo tenta enquadrar a alteração hidrotermal na história evolutiva do Maciço de Poços de Caldas, com base nos dados disponíveis e na literatura.

1.2. METODOLOGIA

A seguir descrevem-se os métodos utilizados na análise geomorfológica apresentada no Capítulo 4 e na identificação de minerais de alteração hidrotermal apresentada no Capítulo 7.

São também indicados os métodos utilizados na determinação do quimismo das rochas, realizada pela GEOSOL Ltda, e apresentada no Capítulo 9.

1.2.1. Análise geomorfológica

Para a análise geomorfológica foi confeccionado um mapa de intervalos de cotas topográficas, a partir de nove

folhas topográficas do IBGE, na escala de 1:50.000, das regiões de:

São José do Rio Pardo	SF-23-V-C-VI-1
Caconde	SF-23-V-C-VI-2
Botelhos	SF-23-V-D-IV-1
São João da Boa Vista	SF-23-V-C-VI-3
Poços de Caldas	SF-23-V-C-VI-4
Caldas	SF-23-V-D-IV-3
Aguaí	SF-23-Y-A-III-1
Pinhal	SF-23-Y-A-III-2
Santa Rita de Caldas	SF-23-Y-B-I-1

A área total, enquadrada pelos meridianos 47°W e 46°15'W e paralelos 27°30'S e 22°15'S, é de aproximadamente 4.100 km².

Os intervalos de cotas topográficas foram representados com hachurados diferentes e são os seguintes:

cotas acima de 1.600 m
cotas entre 1.600-1.400 m
cotas entre 1.400-1.300 m
cotas entre 1.300-1.100 m
cotas entre 1.100- 900 m
cotas inferiores a 900 m.

Estes intervalos têm por objetivo simplificar a topografia local, permitindo melhor visualização das feições presentes no maciço e facilitando, portanto, a análise geomorfológica. Os intervalos selecionados são considerados adequados para mostras as variações existentes, sem suprimir em demasia os detalhes.

O mapa final foi reduzido para a escala 1: 200.000 e está reproduzido na Figura 4-1.

As bacias hidrográficas presentes no maciço estão delimitadas na Figura 4-2 e são analisadas no Capítulo 4.

1.2.2. Amostragem

Os pontos de amostragem nas regiões de alteração hidrotermal no Maciço de Poços de Caldas foram locados em fotos aéreas nas escalas 1:60.000 e 1:25.000 e transferidos para as folhas topográficas na escala de 1:50.000. A Figura 8-1 apresenta a distribuição destes pontos.

Dispõe-se de, pelo menos, 95 amostras recolhidas de vários locais do interior do maciço.

Os pontos de amostragem da Mina Osamu Utsumi foram plotados numa planta da cava da mina, na escala de 1:2.500 e posteriormente reduzida para a escala de 1:6.250 (Figura 6-1). A planta da cava se embasa no levantamento planimétrico realizado pelo Serviço de Topografia da NUCLEBRÁS, datado 31 de janeiro de 1983. Cada ponto de amostragem está identificado pela cota da bancada da qual foi retirada a amostra e por um número; a posição geográfica da bancada (N, S, SE, etc.) também está indicada. As amostras de rampas são identificadas pela letra R e as cotas das bancadas que unem, acrescidas pelo número identificador. O número das amostras da mina totaliza 218. As amostras estão descritas no Apêndice.

1.2.3. Microscopia

A maioria das amostras das rochas estudadas apresentava-se resistente o bastante para a confecção de lâminas delgadas pelos procedimentos convencionais descritos, por exemplo, em Kerr (1959), mesmo estando completamente alteradas por ação hidrotermal.

Quando a amostra mostrava-se friável, procedeu-se à impregnação com resina (J. Delvigne, com. pessoal). Foi utilizada a resina RESAPOL-POLYLITE T208. Num béquer limpo e seco foram colocados 100 ml de resina, à qual se adicionaram 35 ml de monômero de estireno e 3 a 4 gotas de PEROXOL G10. Agitou-se a mistura com um bastão de vidro até total homogeneização; após o total desprendimento de bolhas de ar da mistura, esta foi despejada em recipientes contendo as amostras a serem impregnadas. Com auxílio do bastão de vidro, a mistura foi sendo disposta a partir do fundo do recipiente até encobrir a amostra. A penetração da resina por capilaridade foi facilitada, submetendo-se as amostras a vácuo, em dessecador, por 48 horas.

Não foi necessária a etapa de reimpregnação, já que as amostras impregnadas como descrito acima puderam ser laminadas sem maiores dificuldades.

Foram assim preparadas 56 lâminas delgadas de amostras da Mina Osamu Utsumi, incluindo-se algumas algo intemperizadas. Estas foram descritas quanto ao aspecto textural e à mineralogia, utilizando-se microscópios de fabricação CARL ZEISS. Foram realizadas algumas fotomicrografias com esquipamento de mesma fabricação no Agrupamento de Petrologia do DMGA/IPT.

Em algumas lâminas foi possível determinar a sequência de cristalização dos minerais de alteração, que será apresentada no Capítulo 7.

1.2.4. Difratometria de Raios-X

As amostras para difratometria de raios-X foram preparadas a partir de fragmentos das amostras de mão, que foram moídos manualmente em almofariz de ágata, até se obter um pó com uma granulometria de aproximadamente 200 mesh. Uma fração deste pó foi disposta sobre uma lâmina de vidro, à qual se adicionou uma pequena quantidade de acetona ou álcool, obtendo-se uma pasta que pôde ser facilmente espalhada pela superfície da lâmina com uma espátula.

Os difratogramas foram obtidos com um aparelho Geiger Flex de fabricação RIGAKU DENKI. Utilizou-se a radiação K-alfa do cobre, intervalo de varredura entre 3° e 63°, e a radiação K do cobalto, intervalo de varredura entre 3° e 75°, abrangendo, assim, distâncias interplanares entre 29 e 1,5 Å.

Em alguns casos, procedeu-se à glicolação das amostras, colocando-se a lâmina com o pó espalhado como descrito acima em um recipiente de vidro, no fundo do qual colocou-se etilenoglicol. A amostra permaneceu 48 horas dentro deste recipiente de vidro tampado, exposta aos vapores do etilenoglicol. Para esta amostras foi utilizado um intervalo de varredura entre 3° e 11° e a radiação K do cobalto.

A velociade de varredura (ou do goniômetro), em todos os casos, foi de 2° de 2 theta/minuto e o número de conta-

gens, de 500 CPS (ciclos/minuto). O registro em papel foi de 1°/minuto.

A descrição da técnica de difratometria de raios-X pode ser encontrada em Formoso (1980).

Para a identificação das reflexões obtidas em papel utilizaram-se os dados de Borg & Smith (1969), do Powder Diffraction File (JCPDS, 1980), de Ribbe (1983) e de Bailey (1984), após a conversão dos ângulos 2 theta, lidos diretamente do registro em papel, para distâncias interplanares, utilizando-se a Lei de Bragg (Formoso, 1980).

Para a identificação de argilominerais, utilizou-se o esquema proposto por Warshaw & Roy (1961) e os dados de Grim (1968) e de Brindley et al. (1972).

Comparando-se os resultados da microscopia com os de difratometria de raios-X, observou-seque, em vários casos, a difratometria de raios-X não detectou minerais que, em lâmina, encontravam-se dispersos, em proporções mínimas. Optou-se por apresentá-los em separado no Capítulo 7.

Separação de argilas

Foi separado material argiloso de 11 amostras da Mina Osamu Utsumi para identificação por difratometria de raios-X. Inicialmente, foram moídos aproximadamente 200 g de cada amostra em almofariz de ágata até uma granulometria de 1mm.

As amostras foram deixadas em água oxigenada e, 48 horas depois, foram colocadas em chapa de temperatura média e

em chapa de temperatura máxima máxima, para a eliminação da matéria orgânica.

Após o resfriamento, foram colocadas em vasilhas com aproximadamente 1/2 l de água destilada e agitadas por 4 horas. Estas misturas foram colocadas em provetas de 1000 ml e novamente agitadas, até a homogeneização. Após 24 horas, o material argiloso foi retirado por sifonagem e armazenado em béqueres. A operação foi repetida outras duas vezes, sendo que o volume das provetas foi completado entre cada sifonagem e o material novamente agitado e posto em repouso por 24 horas.

O material argiloso contido nos béqueres foi retirado por centrifugação e lavado duas vezes em água destilada e uma vez em solução com partes iguais de água destilada e álcool.

Os difratogramas do material assim separado foram realizados no Laboratório de Geoquímica do IAG, sendo que, primeiramente, a varredura foi de 3° a 40° e, após a glicolação, de 3° a 5° (CPS = 1000; TC = 2; 1°/minuto; velocidade do papel: 1 cm/minuto), tendo sido utilizada a radiação CuKα .

1.2.5. Densidade aparente

O cálculo da densidade aparente de cinco amostras da região do Maciço de Poços de Caldas alterada por ação hidrotermal foi realizado segundo Millot & Bonifas (1955, in: Toledo-Groke, 1981). O procedimento experimental resume-se em pesar as amostras, recobrí-las com parafina e novamente pesá-las ao ar e dentro d'agua, utilizando uma balança analítica.

A densidade aparente é calculada da seguinte maneira:

$$DA = \frac{P_s}{VA}$$

$$VA = (P_1 - P_2) \times D_a - \frac{P_p}{D_p}$$

onde:

VA = volume deslocado pela amostra parafinada menos o volume da parafina

P_s = peso da amostra seca

P_1 = peso do béquer + água + amostra parafinada

P_2 = peso do béquer + água

D_a = densidade da água (1 g/cm^3)

P_p = peso da parafina

D_p = densidade da parafina (0,9 g/cm^3)

1.2.6. Análises Químicas de Rocha Total

Foram realizadas análises químicas de elementos maiores e traços de cinco amostras da Mina Osamu Utsumi e cinco amostras da localidade assinalada na Figura 8-1 com a sigla PGG. As amostras foram previamente trituradas e moídas em moinho de disco excêntrico (amostras da mina) e em moinho de anéis de carbeto de tungstênio (amostras PGG).

As análises foram realizadas pela Geosol LTDA.

(Belo Horizonte - MG), que adota os seguintes procedimentos:

- fluorescência de raios-X, com fusão de pó da amostra com tetraborato de Li, para os elementos Si, Al, Ti, Ca e Fe total (com erro relativo estimado em 2%);

- fluorescência de raios-X, com pó prensado, para os elementos P, S, Ba, Rb e Sr (com erro relativo estimado em 5%);

- absorção atômica para os elementos Mn, Na, K e Mg (com erro relativo estimado em 2%);

- espectrometria óptica (arco de corrente contínua, volatização total) para Nb, Zr e Y (com erro relativo estimado em 10%);

- eletrodo de íon específico (com prévia fusão alcalina) para F;

- titulação com permanganato de potássio para Fe^{2+}.

Detalhes técnicos sobre os processos analíticos podem ser encontrados em Hutchison (1974), Trescases (1980), Dutra (1980) e Dutra & Gomes (1980).

CAPÍTULO 2

GEOLOGIA REGIONAL

2.1. INTRODUÇÃO

O Maciço Alcalino de Poços de Caldas localiza-se entre os meridianos 46°24'W e 46°42'W e os paralelos 21°45'S e 22°00'S, no limite entre os estados de São Paulo e Minas Gerais. Dista 260 km da cidade de São Paulo, sendo o acesso feito pelas rodovias SP 330 e SP 340 (Figura 2-1).

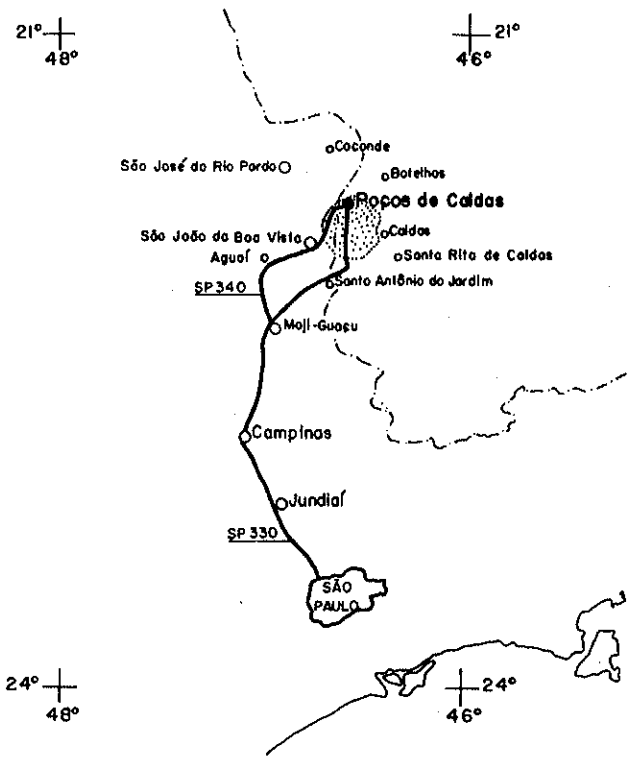


FIGURA 2-1. Localização geográfica do Maciço de Poços de Caldas

São elementos da geologia regional o Maciço de Guaxupé e as formações ígneas e sedimentares da Bacia do Paraná, que serão descritas a seguir e estão representadas na Figura 2-2.

2.2. O MACIÇO DE GUAXUPÉ

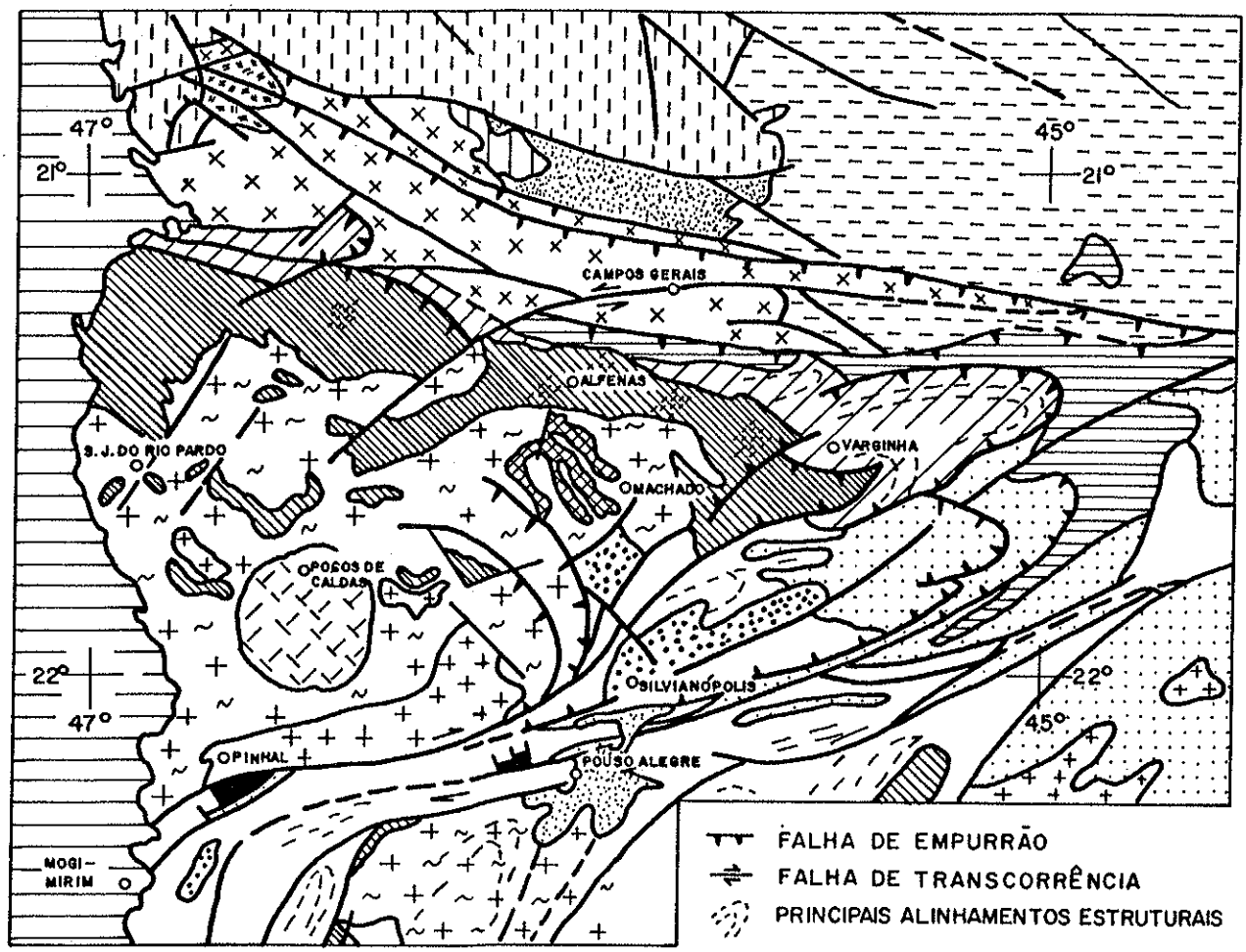
O Maciço de Poços de Caldas coloca-se num bloco crustal alóctone de forma triangular denominado Maciço de Guaxupé (Almeida et al., 1976; Wernick, 1978a, 1978b; Hama et al., 1979; Wernick et al., 1981). O bloco é delimitado a N e a NE pela Zona Rúptil Nova Resende - Barbacena, que o separa do Cráton do São Francisco, e a S e a SE pela Zona Rúptil Carandaí - Moji Guaçu , que o separa do Bloco Tectônico de Jundiaí.

Os litotipos que compõem o Maciço de Guaxupé são hoje considerados de idade arqueana, remodelados por sucessivos eventos tectono-metamórficos do Proterozóico que levaram à destruição, em maior ou menor grau, de suas características originais.

Ainda não existe um consenso entre os pesquisadores sobre a origem e a definição das várias unidades lito-estruturais, tal a complexidade da área. Segue-se, aqui, a proposta apresentada por Wernick & Artur (1983) e Artur (1988). Estes autores individualizaram várias unidades lito-estruturais de infra-estrutura e coberturas pré-cambrianas.

São unidades de infra-estrutura do Arqueano os complexos Barbacena e pré-Guaxupé; do Proterozóico Inferior, os complexos Amparo, Silvianópolis, Guaxupé e Machado; do Proterozóico Superior, os complexos Pinhal, Campos Gerais e Varginha.

O Complexo Barbacena (Barbosa, 1954) constitui-se



ASSOCIAÇÕES DE INFRA-ESTRUTURA

PROTEROZÓICO SUPERIOR

1-ASSOCIAÇÕES DE ADIÇÃO

- GRUPO PINHAL (granitóides)

2-ASSOCIAÇÕES DE RETRABALHAMENTO

- COMPLEXO PINHAL (porção migmatítica)
- COMPLEXO CAMPOS GERAIS
- COMPLEXO VARGINHA

PROTEROZÓICO INFERIOR

3-ASSOCIAÇÕES DE RETRABAMENTO

- COMPLEXO AMPARO
- COMPLEXO SILVIANÓPOLIS
- COMPLEXO GUAXUPÉ
- COMPLEXO MACHADO

ARQUEANO

4-ASSOCIAÇÕES ORIGINAIS

- COMPLEXO BARBACENA
- COMPLEXO PRÉ-GUAXUPÉ

OUTRAS UNIDADES

QUATERNÁRIO/TERCIÁRIO

- DEPÓSITOS ALUVIONARES E DE COBERTURA

TERCIÁRIO/CRETÁCEO

- MACIÇO ALCALINO DE POÇOS DE CALDAS

PALEOZÓICO

- SEQUÊNCIAS SEDIMENTARES E DERRAMES BASÁLTICOS DA BACIA DO PARANÁ

PROTEROZÓICO SUPERIOR

- FORMAÇÕES POUSO ALEGRE-ELEUTÉRIO
- GRUPO BAMBUÍ
- GRUPO SÃO JOÃO DEL REY

PROTEROZÓICO INFERIOR(?)

- GRUPO ANDRELÂNDIA
- GRUPO ARAXÁ-CANASTRA

ARQUEANO

- SEQUÊNCIAS VULCANO-SEDIMENTARES

FIGURA 2-2. Elementos da geologia regional
(Artur & Wernick, 1984, mod.)

de anatexitos diversos, migmatitos de injeção, ortognaisses de composição tonalítica a granítica, granitos, anfibolitos, rochas intrusivas máficas-ultramáficas e granitóides diversos com intercalações de gnaisses quartzo-feldspáticos, xistos e gnaisses aluminosos, quartzitos e rochas cálcio-silicáticas.

O Complexo Silvianópolis (Fiori et al., 1978) é formado por anatexitos do tipo embrechítico, associados a gnaisses porfiroblásticos e anatexitos do tipo flebítico ou schlieren.

O Complexo Amparo (Wernick, 1967) compreeende uma unidade de rochas gnáissico-migmatíticas e uma unidade representada por rochas intrusivas ácidas transformadas em ortognaisses.Biotita ± hornblenda gnaisses constituem o arcabouço geral do complexo; são predominantemente embrechíticos, com textura granoblástica-cataclástica, associados a anfibolitos, granitóides diversos, anatexitos e rochas ultramáficas. O Gnaisse Amparo típico é bandado, listrado ou acamadado, com leitos claros e escuros, e mostra dois tipos de migmatização: uma que resulta na formação de anatexitos estromáticos e outra onde a foliação de transposição é parcial ou totalmente destruída, constituindo os núcleos do Grupo Pinhal.

O Complexo Varginha - Guaxupé (Fonseca et al., 1979) constitui-se de rochas granulíticas de composição ácida a básica, às quais se associam gnaisses de alto grau,granitóides diversos e rochas máficas-ultramáficas. Para Wernick & Artur (1983) e Artur & Wernick (1984), o Complexo pré-Guaxupé representa a unidade arqueana que foi em maior ou menor grau remigmatizada, dobrada e transposta no Ciclo Transamazônico,resultando o Complexo Guaxupé (granulitos, segundo Oliveira, 1973). Os gnaisses de alto grau são geralmente muito ricos em granada (Associação

Varginha, no sentido de Ebert, 1971).

O Complexo Machado (Choudhuri et al., 1978) corresponde a uma ampla área granulítica, com gnaisses charnoquíticos e enderbíticos leucocráticos a piroxênio granulitos melanocráticos aos quais se associam sillimanita-granada gnaisses. Subordinadamente ocorrem biotita e/ou hornblenda gnaisses e rochas intrusivas máficas e ultramáficas. Enquanto que o Complexo Varginha - Guaxupé é caracterizado por uma foliação cataclástica, esta, no Complexo Machado, mostra-se distintamente redobrada como dobras isoclinais.

O Complexo Campos Gerais (Cavalcante et al.,1979) é uma unidade essencialmente cataclástica situada ao longo da Zona Rúptil Nova Resende - Barbacena. A cataclase não foi um processo contínuo ou homogêneo, encontrando-se no complexo áreas preservadas. Nestas são reconhecidas as litologias dos Complexos Barbacena, Varginha - Guaxupé, Amparo, Pinhal e de sequências vulcano-sedimentares.

O Complexo Pinhal (Wernick & Penalva, 1973) é uma unidade granítica-migmatítica resultante de várias anatexias sobre rochas mais antigas. O Grupo Pinhal corresponde a rochas intrusivas, destacando-se composições enderbíticas a charnoquíticas e mangeríticas subordinadas, e composições granodioríticas a graníticas e sieníticas, situando-se entre estas últimas o Maciço Sienítico de Pedra Branca (Winters, 1981).

Às unidades de infra-estrutura associam-se coberturas pré-cambrianas como sequências vulcano-sedimentares arqueanas, o Grupo Andrelândia, as formações Pouso Alegre e Eleutério , e o Grupo São João del Rey (Proterozóico Superior).

O Grupo Andrelândia (Ebert, 1956b) é constituído por paragnaisses vários, às vezes migmatíticos, micaxistos aluminosos e frequentes lentes e faixas de quartzitos, anfibolitos e rochas ultramáficas. Ocorrem, ainda, ortognaisses graníticos a granodioríticos e granitóides vários.

O Grupo São João del Rey (Ebert, 1967) compreende micaxistos feldspáticos, normalmente aluminosos, lentes quartzíticas, rochas cálcio-silicáticas, metabásicas e meta-ultramáficas e raros granitóides.

As formações Pouso Alegre e Eleutério (Leonardos Jr. et al., 1971) são sequências metassedimentares anqui- e epimetamórficas presentes nas mediações do Falhamento de Jacutinga. São interpretadas como depósitos molassóides ligados ao fim do Ciclo Brasiliano.

2.3. FORMAÇÕES SEDIMENTARES E ÍGNEAS DA BACIA DO PARANÁ

O Maciço de Guaxupé limita-se a W com a sequência de sedimentos e lavas da Bacia do Paraná. Na área são reconhecidos sedimentos da Formação Aquidauana do Grupo Tubarão e da Formação Botucatu do Grupo São Bento. Deste mesmo grupo fazem parte os derrames basáticos da Formação Serra Geral.

A Formação Aquidauana é considerada por Soares & Landim (1973) como a fácies de borda da Formação Itararé. É constituída por arenitos médios e grossos, feldspáticos, de coloração vermelho-arroxeada, e subordinadamente por arenitos finos, conglomerados, siltitos, folhelhos rítmicos e diamictitos. Os arenitos, quando não maciços, mostram estratificação plano-paralela ou cruzada, acanalada ou tangencial. Fiori & Landim (1980) atribuem o

ambiente sub-aquoso para a formação das várias litologias, devido à presença de marcas de onda e estratificação cruzada, e ocorrência de ritmitos e argilitos. A sedimentação mais grossa poderia representar depósitos do tipo fanglomerático ou leques glaciais , progradando em lago periglacial. Os diamictitos teriam várias origens, inclusive como depósitos de geleiras.

A Formação Botucatu (Sanford & Lange, 1960; Soares, 1975) constitui-se quase inteiramente de arenitos de granulação fina a média, uniforme, com boa seleção de grãos foscos com alta esfericidade. São róseos, avermelhados e esbranquiçados e exibem estratificação cruzada tangencial de médio a grande porte , característica de dunas caminhantes. Localmente intercalam-se corpos lenticulares de arenitos heterogêneos, de granulação média a grossa, passando a arenitos conglomeráticos; são característicos de deposição sub-aquosa, com fácies torrencial. Sedimentos lacustres, idênticos aos encontrados na Formação Pirambóia, intercalam-se localmente nos arenitos eólicos.

A Formação Serra Geral é representada,na área,por corpos de rochas basálticas, constituindo sills e diques. Segundo Almeida et al. (1981), corpos intrusivos tabulares concordantes são muito frequentes na Depressão Periférica, na região NE do Estado de São Paulo, onde chegam a suportar cuestas locais. As rochas sedimentares da Bacia do Paraná e o embasamento pré-cambriano são cortados por diques de diabásio.

2.4. O MACIÇO DE POÇOS DE CALDAS E A DISTRIBUIÇÃO DAS ROCHAS ALCALINAS DO BRASIL MERIDIONAL

O Maciço de Poços de Caldas destaca-se como uma das maiores manifestações de rochas alcalinas do mundo e faz par-

te do conjunto de intrusões alcalinas do Brasil Meridional que se associa à Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967 e 1969). Estas intrusões alcalinas dispõem-se em arranjos lineares paralelos à costa, ao longo da borda da Bacia do Paraná ou fazendo ângulos variados em relação a essa borda (Almeida, 1983). Em cada agrupamento, as rochas alcalinas mantêm relações petrográficas próprias e pertencem a determinados intervalos de idades.

Ulbrich & Gomes (1981) distinguem oito tipos de associações petrográficas, distribuídas por nove províncias alcalinas (as do Rio Grande do Sul, de Anitápolis, de Tunas, de Jacupiranga, do litoral de São Paulo e do Rio de Janeiro, de Poços de Caldas, de Minas Gerais - Goiás, de Goiás, e do Mato Grosso do Sul - Paraguai Oriental).

Almeida (1983), por sua vez, define doze províncias alcalinas, as quais relaciona a arcos, flexuras, zonas de falhas ou rifts. Estas são a do Rio Verde - Iporá, a do Alto Paranaíba, a do Arco de Ponta Grossa, a de Ipanema, a de Santa Catarina, a de Piratini, a de Mariscala, a do Paraguai Oriental, a das intrusivas da Ponta do Morro, a de Poços de Caldas, a da Serra do Mar, a de Velasco e a da Candelária. Almeida engloba, assim, ocorrências alcalinas do Brasil, do Uruguai, do Paraguai e da Bolívia.

Recentemente, Ulbrich (1988, com. pessoal) reuniu datações K-Ar disponíveis para maciços alcalinos do Brasil e Paraguai (Sonoki & Garda, 1988). Após tratamento seletivo destes dados, observou a persistência de algumas idades. Para as ocorrências do Paraguai Oriental, há a concentração de idades ao redor de 133 Ma; para as associadas ao Arco de Ponta Grossa, ocorrem dois picos de concentração a 84 e a 108 Ma; para Juquiá,

Jacupiranga e Itanhaém, 133 Ma; para as do litoral do Estado de São Paulo, 84 Ma; para as do Estado do Rio de Janeiro, 65 Ma; para Poços de Caldas, aproximadamente 90 Ma; para as da faixa Goiás - Minas Gerais, 84 Ma.

Sadowski & Dias Neto (1981) definem o lineamento sismo-tectônico de Cabo Frio, ao longo do qual se alinhariam as intrusões alcalinas do Estado do Rio de Janeiro e o Maciço de Poços de Caldas. Os autores atribuem a colocação desses corpos a mecanismos de "hot spot" e interpretam o lineamento de Cabo Frio como sendo a projeção continental da Zona de Fratura do Rio de Janeiro (de latitude 42°50'). Lauar (1988) verificou a possível linearidade das rochas das ocorrências alcalinas do lineamento Poços de Caldas - Cabo Frio ao longo do traço de um "hot spot" que hoje estaria situado próximo da Elevação do Rio Grande, e concluiu que, se houve um evento do tipo "hot spot" sob a Placa Sul-Americana, ele não foi diretamente responsável pelo posicionamento destas intrusões alcalinas, já que a direção do lineamento é E-W e a trajetória do "hot spot" teria a direção SE-NW.

Ainda que não existam dados suficientes para se relacionar as manifestações alcalinas a determinados elementos estruturais ou a mecanismos de "hot spot", é indubitável que o modo de ocorrência destas manifestações ao redor da Bacia do Paraná não é fortuito. São muito interessantes, neste contexto, os trabalhos de Marsh (1973), Herz (1977), Fletcher & Litherland (1981) e Sadowski (1987), que relacionam as ocorrências alcalinas da América do Sul e da África ao movimento de separação das placas continentais ou às estruturas resultantes desta separação.

CAPÍTULO 3

O MACIÇO ALCALINO DE POÇOS DE CALDAS

3.1. TRABALHOS ANTERIORES

São mais de duzentos os trabalhos realizados sobre o Maciço de Poços de Caldas, enfatizando aspectos geológicos, mineralógicos, petrográficos, geomorfológicos, geocronológicos e relativos às águas termais e recursos naturais da região. Uma relação da maioria destes trabalhos é apresentada por Ulbrich(1984, Apêndice A), que também resume as principais contribuições aos tópicos acima mencionados.

O primeiro trabalho de cunho geológico interpretativo deve-se a Derby (1887). Através de observações de campo,o autor estabelece uma sequência de eventos de natureza vulcânica representada por rochas desde plutônicas a depósitos aerotransportados. Atribui ao maciço uma provável idade pós-carbonífera.

Machado (1888) faz excelente descrição de vários nefelina sienitos de granulação fina, grossa, e porfiríticos, e apresenta algumas análises químicas. Afirma existirem passagens gradativas entre estas rochas e os fonólitos.

Barbosa (1934, 1936, 1948) apresenta novas descrições de rochas e análises químicas. Ressalta a importância econômica das jazidas minerais da área e estabelece relações de idade entre as principais unidades de rochas. À fase intrusiva, de caráter foiaítico, atribui uma idade pré-ordoviciana, enquanto que a

fase extrusiva, fonolítica, é considerada neotriássica - neocretácea (pós-Botucatu). Infere, ainda, a presença de chaminés vulcânicas secundárias.

A primeira constribuição à geomorfologia é feita por Freitas (1943). Este mesmo autor (Freitas, 1944, 1951) associa a existência dos focos de rochas alcalinas do Brasil Meridional a movimentos de tensão que criaram a Serra do Mar, apresentando, assim, uma primeira interpretação geotectônica para as ocorrências de rochas alcalinas.

Um mapa geológico da borda W do maciço é apresentado por Branco (1956). Este autor verifica, ainda, a semelhança na composição dos arenitos situados a W do maciço, no topo da Serra do Mirante, com os da Formação Botucatu.

Ellert, Coutinho & Björnberg (1959) apresentam o primeiro mapa geológico do maciço, na escala de 1:75.000. Ellert (1959) descreve as diferentes litologias representadas nesse mapa e apresenta um modelo do mecanismo de intrusão do maciço, que é apoiado pelo estudo de Björnberg (1956, 1959) sobre as rochas sedimentares clásticas do Planalto de Poços de Caldas.

Como contribuições importantes para a mineralogia e a petrologia do maciço citam-se os trabalhos de Guimarães (1947, 1961), de Ashry (1962) e de Gorsky & Gorsky (1974).

As primeiras datações geocronológicas devem-se a Dutra (1966), que utilizou o método chumbo-alfa em zircões. Trabalhos sistemáticos de datação pelo método K-Ar foram realizados por Amaral et al. (1967) e Bushee (1974) para quase todos os tipos litológicos do maciço.

Moniz (1969) apresenta um estudo preliminar sobre as argilas do maciço, inclusive as formadas por metassomatismo hidrotermal, para as quais esboça uma sequência de formação. Aborda as bauxitas,que foram anteriormente estudadas por Weber (1959) e posteriormente por Almeida (1977).

Com a criação da Comissão Nacional de Energia Nuclear em 1962, toma impulso a prospecção do urânio, com a localização de indícios radioativos e a procura de controles litológicos e estruturais para a deposição dos minerais de interesse. Neste sentido, destacam-se os trabalhos de Utsumi et al. (1971), Oliveira (1974) e Gorsky & Gorsky (1974), entre outros. O maciço é remapeado, na escala de 1:50.000,pelos geólogos da NUCLEBRÁS, que dão destaque à "rocha potássica", ou seja, às áreas onde houve alteração hidrotermal. O mapa encontra-se reproduzido em Cavalcante et al. (1979) e em outras publicações.

Liu et al. (1973), utilizando imagens do LANDSAT, apresentam os resultados de estudos geológicos e estruturais numa região que abrange o Maciço de Poços de Caldas e a Represa de Furnas. Paradella & Almeida Filho (1976) e Almeida Filho & Paradella (1977), a partir de imagens do LANDSAT, identificaram feições lineares e circulares no interior e arredores do maciço, associadas à maioria das ocorrências mineralizadas em Zr e U.

M. Ulbrich (1983) detalha as características mineralógicas dos tipos faciológicos de nefelina sienitos identificados por Ulbrich (1984), com a definição do quimismo dos minerais formadores de rocha e discussão das condições de cristalização.No trabalho de Ulbrich (1984), são apresentadas considerações gerais de cunho geológico e petrográfico sobre a história do maciço e,em particular, sobre a estrutura e a evolução dos nefelina sienitos.

Motoki & Oliveira (1987) e Motoki et al.(1988) reestudaram o modo de ocorrência das rochas sedimentares do maciço; sugerem que a erosão diferencial gerou as formas de relevo hoje observadas. Não concordam com o modelo de caldeira proposto por Ellert (1959) e advogam que hoje aflora a parte superior de um corpo intrusivo raso, que se colocou pelo mecanismo de "stoping".

Lauar (1988) define as feições paleomagnéticas de rochas dos maciços de Poços de Caldas, Passa Quatro e Itatiaia e propõe, adicionalmente, idades prováveis para a colocação destes maciços.

3.2. PETROGRAFIA

O Maciço de Poços de Caldas foi mapeado em sua totalidade por Ellert (1959), pelos geólogos da CNEN (Utsumi et al., 1971, entre outros) e por Ulbrich (1984). Cada mapa apresenta níveis de detalhe particulares, que serão aqui examinados.

Em primeiro lugar, é interessante rever a nomenclatura utilizada para classificar as rochas alcalinas do Maciço de Poços de Caldas. Salienta-se que, neste trabalho, é seguida a abordagem feita por M. Ulbrich (1983) e Ulbrich (1984, 1986). Uma discussão mais completa é feita no trabalho de Ulbrich (1984,Apêndice E).

3.2.1. Nomenclatura

Os termos *fonólito* e *nefelina sienito*

Os termos *fonólito* e *nefelina sienito* identificam, respectivamente, as rochas vulcânicas e plutônicas do campo 11 da

classificação de rochas ígneas proposta pelo Comitê Petrográfico da IUGS (Streckeisen, 1976).

Os *fonólitos* são constituídos principalmente por feldspato potássico e nefelina e/ou outros feldspatóides. São comumente leucocráticos, às vezes hololeucocráticos, e mais raramente mesocráticos. Os minerais máficos mais importantes são piroxênios sódicos da série soda augita - egirina, anfibólios da série eckermannita - arfvedsonita e mais raramente biotita. Entre os acessórios são encontrados minerais opacos e titanita.

As texturas típicas dos fonólitos são a porfirítica (com matriz afanítica ou fanerítica muito fina a fina, até fina-média) e a afírica (de granulação desde afanítica até fina-média).

Nos *nefelina sienitos* predominam feldspato alcalino e nefelina sobre os minerais máficos. O piroxênio da série soda augita - egirina é o mais comum; as soda augitas ocorrem como núcleos de piroxênios zonados. Anfibólio (arfvedsonita) e biotita são minerais máficos menos abundantes. Como acessórios destacam-se titanita e minerais opacos e vários "silicatos de metais raros" (rinquita-rincolita, eudialita, lamprofilita, etc.), típicos de rochas alcalinas leucocráticas; a eudialita, em particular, pode aparecer em quantidades significativas e constituir um mineral formador de rocha.

A textura mais comum dos nefelina sienitos é a foiaítica, onde feldspatos alcalinos de hábito tabular formam uma densa malha em cujos interstícios alojam-se outros minerais, inclusive feldspatos alcalinos menores, tabulares a equidimensionais. Também é frequente a textura hipidiomórfica granular ("ditroítica"), onde os feldspatos são mais equidimensionais.

Os termos *tinguaíto* e *foiaíto*

Os termos *tinguaíto* e *foiaíto* são muito utilizados, tanto na literatura nacional como na internacional.

O termo *tinguaíto* foi definido por Rosenbusch como o equivalente subvulcânico do fonólito, sendo uma rocha de granulação intermediária entre a dos fonólitos e a dos nefelina sienitos (Johannsen, 1938). Outros autores, com base em argumentos químicos e genéticos, consideram os tinguaítos como os equivalentes de granulação fina de nefelina sienitos agpaíticos (Azambre & Girod, 1966; Sørensen, 1974).

Ulbrich (1984, Apêndice E) não recomenda a utilização do termo *tinguaíto*, já que sua conotação como *rocha de dique* com textura *tinguaítica* pode levar a interpretações geológicas incorretas. Por exemplo, uma rocha afanítica e/ou de granulação muito fina não é necessariamente vulcânica, ligada a derrames; da mesma maneira, uma rocha de granulação fina ou fina-média nem sempre se cristaliza em ambiente subvulcânico. Além disto, a textura tinguaítica (finas agulhas não orientadas de egirina, em mosaico de cristais equidimensionais irregulares de feldspato alcalino e nefelina) não é a única presente em tinguaítos; a maioria dos chamados "tinguaítos de Poços de Caldas" apresentam textura intergranular (egirina como prismas curtos ou cristais anedrais equidimensionais, em mosaico de grãos de feldspato e nefelina), sendo a tinguaítica relativamente rara. Hatch et al. (1972) também desaconselham a utilização do termo tinguaíto.

O termo *foiaíto* foi utilizado por Brögger para separar nefelina sienitos com textura granular (*ditroítos*) dos com textura traquitóide (*foiaítos*) (Johannsen, 1938). Streckeisen (1967) usou *foiaíto* como sinônimo de *nefelina sienito*, mas o pró-

prio Streckeisen (1976) retificaria a sua definição, por sugestão de vários petrógrafos, na proposta final para nomenclatura de rochas ígneas apresentada pela Comissão de Sistemática Petrográfica por ele presidida. O uso do termo é, portanto, desaconselhável.

Os termos *miasquítico* e *agpaítico*

Uma importante distinção pode ser feita entre aqueles fonólitos e nefelina sienitos em que a razão álcalis/alumina é maior do que 1 ou 1,2 (*agpaítico*) e aqueles em que esta razão é menor do que 1 ou 1,2 (*miasquítico*)(Sørensen, 1974).

Uma rocha *agpaítica* é uma rocha feldspática insaturada com deficiência em alumina; o excesso de álcalis sobre alumina e de Na sobre K resulta na formação de minerais tipicamente agpaíticos (sodalita, piroxênio egirínico, anfibólio arfvedsonítico). Além disto, estas rochas apresentam alta concentração de elementos raros (Be, Li, Nb, TR, Th, U, Zr) e alto conteúdo de halogenos (Cl e F) e S; este quimismo leva à formação de minerais acessórios peculiares (como os "silicatos e óxidos de metais raros") (Edgar, 1977).

Ulbrich (1984), no mapeamento de nefelina sienitos do Maciço de Poços de Caldas, utiliza o critério mineralógico segundo o qual bastaria a presença de alguns poucos grãos destes minerais acessórios peculiares para identificar uma rocha agpaítica no campo e no laboratório.

Por outro lado, a condição química *não agpaítica* é caracterizada na literatura como a de uma rocha *miasquítica* (na qual não se cristalizam os minerais de rochas agpaíticas). Augita, biotita e titanita são minerais considerados típicos destas rochas (Sørensen, 1974).

A distinção entre *miasquito* e *agpaíto* típicos é, em geral, muito clara. Mas em muitos maciços alcalinos são encontradas rochas de afinidade duvidosa, inclusive no de Poços de Caldas. Existem termos transicionais entre ambos os tipos (e.g., os que mostram egirinas e egirina-augitas, ou seja, piroxênios com excesso de Na) que não podem ser considerados agpaítos, por não apresentarem "silicatos de metais raros";para estas rochas persódicas é utilizada a denominação *intermediária* (Ulbrich, 1984).

3.2.2. Os Tipos Petrográficos Presentes

Os principais tipos litológicos encontrados no Maciço de Poços de Caldas são fonólitos, nefelina sienitos, rochas piroclásticas supracrustais e intratelúricas, e rochas sedimentares epiclásticas.

Fonólitos

Os *fonólitos* são a litologia predominante, perfazendo 70% da área total do maciço. São subdivididos em egirina fonólitos, fonólitos porfiríticos e pseudoleucita fonólitos(Ellert, 1959; Ulbrich, 1984).

Os *egirina fonólitos* que constituem a maioria dos "tinguaítos de Poços de Caldas" são geralmente afíricos, de granulação fina, raramente fina-média. Os fenocristais, quando presentes, são milimétricos (sodalita, anfibólio preto, feldspato alcalino ripiforme, pseudoleucita anedral). O piroxênio sódico (egirina ou egirina-augita) está sempre presente nestas rochas, cuja cor é preto-esverdeada, quando frescas, e marrom-avermelhada a amarelada quando se alteram para bauxita.

Os *fonólitos porfiríticos* são rochas leucocráticas a hololeucocráticas, com matriz afanítica ou de granulação muito fina, de coloração arroxeada ou cinzenta. Os fenocristais podem ser de analcima avermelhada e esbranquiçada, feldspato alcalino tabular idiomórfico (sanidina), e pequenos intercrescimentos do tipo mosaico ou simplectítico constituindo pseudoleucitas. Vesículas e amígdalas, parcialmente preenchidas por carbonatos, são encontradas na região sul do maciço (Ellert, 1959). Estas rochas extravazaram como derrames ou colocaram-se como corpos muito rasos. Na matriz predominam feldspato tabular ou ripiforme e nefelina sub- a idiomórfica; os minerais máficos (soda augita, egirina-augita) são pouco abundantes. Ocorrem minerais acessórios como titanita, minerais opacos e vários não identificados.

Os *pseudoleucita fonólitos* são rochas com matriz afanítica ou fanerítica fina a fina-média, da qual se destacam pseudoleucitas idiomórficas, que podem aparecer isoladas ou formando agrupamentos com duas ou mais pseudoleucitas. Piroxênio egirínico pode estar incluído nas pseudoleucitas; sanidina idiomórfica pode estar inclusa na pseudoleucita ou pode achar-se isolada na matriz. A densidade de pseudoleucitas pode ultrapassar 50% e podem atingir dimensões desde milimétricas a centimétricas (e.g., no Morro do Serrote atingem 15-20 cm). Os pseudoleucita fonólitos ocorrem como diques ou como corpos irregulares pequenos, de colocação tardia, em fraturas ou ao longo de descontinuidades.

As microtexturas mais comuns observadas nos fonólitos do Maciço de Poços de Caldas são a *microgranular* (onde piroxênios de forma irregular e intersticiais se colocam entre mosaicos formados por feldspatos e nefelinas); a *intergranular* (semelhante à homônima encontrada em basaltos, onde prismas de piroxê-

nio se colocam intersticialmente aos feldspatos e às nefelinas) , e a *tinguaítica* (menos frequente; ver discussão anterior sobre tinguaítos); texturas como a *traquítica* (com feldspatos alcalinos de hábito ripiforme orientados) e a *feltrosa*(*felty*,com feldspatos ripiformes desorientados) são por vezes encontradas em fonólitos mais leucocráticos (Ulbrich, 1984).

Os fonólitos são principalmente maciços; entretanto, localmente, observam-se orientações criadas pelo fluxo laminar de magma durante o resfriamento.

É difícil, ou mesmo impossível, no campo, separar os fonólitos agpaíticos dos não agpaíticos, devido à granulação destas rochas; além disto, muitos dos minerais agpaíticos são encontrados na matriz e não como fenocristais.

Nefelina Sienitos

Os *nefelina sienitos* cobrem aproximadamente 18% da área do Maciço de Poços de Caldas. São subdivididos em nefelina sienitos agpaíticos e miasquíticos a intermediários (M.Ulbrich 1983; Ulbrich, 1984). Os de afinidade agpaítica perfazem apenas 30% do total de ocorrências de nefelina sienitos. A feição agpaítica é visível , em amostra de mão, pela presença de minerais de metais raros (ver discussão anterior sobre os termos *agpaítico* e *miasquítico*).

Os *nefelina sienitos agpaíticos* mais importantes do maciço são os lujauritos e vários tipos de chibinitos e de nefelina sienitos com eudialita. Neles, o feldspato potássico predomina (38,2 a 54,4% modal) sobre a nefelina (18,6 a 34,9% modal);

o piroxênio é, tipicamente, egirina ou egirina-augita. Ocorrem, ainda, vários minerais de metais raros.

Nos *lujauritos* , finas agulhas milimétricas de piroxênio formam uma densa malha que envolve os feldspatos placóides, conferindo à rocha uma textura semelhante à de um augen- ou flasergnaisse. Eudialita, associada a outros minerais raros, é abundante. Os lujauritos são mesocráticos e apresentam granulação grossa a média.

Os *chibinitos* podem apresentar textura hipidiomórfica-granular ou foiaítica (ver discussão anterior sobre *foiaitos*). O piroxênio é placóide, poiquilítico. A eudialita é abundante.

Vários *nefelina sienitos com eudialita* ocorrem em todo o maciço (Morro do Serrote, Morro do Taquari e adjacências, e bordas ocidental e meridional). A granulação é média a grossa e a textura pode ser hipidiomórfica-granular ou foiaítica. São rochas leuco- a hololeucocráticas. O piroxênio apresenta hábito prismático ou acicular; quando tardio, é fibroso. Alguns apresentam arfvedsonita no interior. A eudialita e vários outros "silicatos de metais raros" são claramente visíveis, mas raramente ultrapassam 5%.

Os *nefelina sienitos não agpaíticos* (intermediários ou tipicamente miasquíticos) são texturalmente semelhantes aos agpaíticos; neles também predomina feldspato potássico (40 a 60% modal) sobre nefelina (20 a 36% modal). O piroxênio sódico(soda augita, egirina-augita e egirina) é o mineral máfico mais abundante; titanita e magnetita são os minerais acessórios mais importantes; a biotita (considerada mineral típico de rochas miasquíti

cas) é apenas encontrada em alguns tipos, geralmente acompanhando o piroxênio.

Os afloramentos mais importantes de nefelina sienitos não agpaíticos correspondem ao conjunto de tipos identificados coletivamente como *nefelina sienito da Pedreira*, que se sobressai como um corpo alongado de direção SW-NE, na parte centro-ocidental do maciço. O aspecto da rocha é manchado, de granulação entre grossa-média a fina, e textura foiaítica. Os feldspatos são placóides, desde cinza-arroxeados a cinza-esverdeados, enquanto que a nefelina, de tamanho pequeno e intersticial, é cinzenta a avermelhada-arroxeada, com típico brilho gorduroso. Os piroxênios são subidiomórficos a anedrais e aparecem como cristais menores, em glomérulos, e associados a magnetita, titanita e outros máficos. O índice de cor raramente ultrapassa 10 . Ao microscópio, é notável principalmente a zonalidade extrema apresentada pelo piroxênio (soda augita no centro, parcialmente corroída, passando rapidamente para bordas finas de egirina ou egirina-augita).

Outras variedades de nefelina sienitos miasquíticos a intermediários são encontradas como corpos geralmente pequenos, distribuídos pelo maciço (Ulbrich, 1984). Destacam-se os pseudoleucita nefelina sienitos, os nefelina sienitos ocidentais com fluorita e os nefelina sienitos cinza do Anel Norte.

Os *pseudoleucita nefelina sienitos* , situados na região do Anel Norte, apresentam pseudoleucitas ovóides e irregulares, milimétricas a centimétricas (podendo ultrapassar 10 cm) . O núcleo das pseudoleucitas é um mosaico formado por feldspato potássico e nefelina, onde o piroxênio pode aparecer disposto radialmente e se apresentar total ou parcialmente substituído por biotita. Também ocorrem agregados de feldspato e nefelina como

manchas irregulares a ovóides. A matriz destas rochas é de granulação média a grossa, porfirítica a seriada. O feldspato é tabular, milimétrico e centimétrico. A nefelina é subidiomórfica e xenomórfica, milimétrica. A textura é hipidiomórfica ou xenomórfica inequigranular. Ocorrem, ainda, agregados de biotita marrom e escasso piroxênio, biotita verde associada a zeólitas e clorita.

Os *nefelina sienitos ocidentais com fluorita* são rochas hololeucocráticas, de coloração cinza, textura hipidiomórfica inequigranular, de granulação grossa. Os feldspatos são tabulares a irregulares, milimétricos a centimétricos, idiomórficos ou xenomórficos. A nefelina é intersticial. A porcentagem de minerais máficos é de 2 a 3% e predomina biotita (intersticial, ocorrendo como placas ou palhetas) sobre piroxênio fibroso. Fluorita ocorre de maneira conspícua, porém em quantidades pequenas.

Os *nefelina sienitos cinzas do Anel Norte* apresentam coloração cinza característica e granulação desde grossa até grossa-média. A textura é hipidiomórfica granular, com feldspato potássico cinza e nefelina cinza fosca, intersticial e subédrica; em algumas variedades observa-se nefelina centimétrica subédrica. Os minerais máficos são principalmente piroxênios sódicos irregulares, formando glomérulos.

Rochas Piroclásticas

As *rochas piroclásticas* podem, em geral, ser divididas em três grandes grupos:

- *rochas piroclásticas supracrustais*, que estão associadas a fenômenos vulcânicos;
- *rochas piroclásticas subvulcânicas*, colocadas em condutos;
- *rochas piroclásticas associadas a fenômenos plutônicos*, transi-

cionais em termos de características e ambiente geológico às subvulcânicas.

Esta divisão (Ulbrich, 1986) enfatiza o ambiente geológico de colocação da rocha piroclástica, que deve ser reconhecido e definido previamente ou paralelamente à classificação das rochas.

Do ponto de vista meramente textural-granulométrico, são encontrados, na literatura, três grandes grupos de rochas piroclásticas: *tufitos* (granulação fina); *tufitos de lapilli* (granulação intermediária), e *brechas e aglomerados* (granulação grossa).

Existem algumas controvérsias sobre o ambiente geológico em que são encontradas as rochas piroclásticas do Maciço de Poços de Caldas. Por tal motivo, prefere-se utilizar a classificação que considera a granulação destas rochas. Focalizam-se três importantes regiões onde ocorrem: o Vale do Quartel, a região compreendida pela *estrutura circular centro-leste* (Oliveira, 1974; Ulbrich, 1984) e a Mina Osamu Utsumi. Paralelamente, serão também avaliadas as interpretações referentes à origem e à colocação das rochas piroclásticas nestas regiões.

Vários tipos de rochas piroclásticas estão bem representadas na chamada *faixa piroclástica do Vale do Quartel*, que ocupa a depressão topográfica do Vale do Quartel, perto da borda ocidental do maciço. São principalmente encontrados brechas e aglomerados e tufitos de lapilli (Ulbrich, 1984).

As *brechas e aglomerados* apresentam textura sustentada por clastos e matriz, ou apenas por clastos. A estrutura

é maciça, apresentando localmente estratificação pouco acentuada. Os clastos destas rochas são decimétricos a métricos, equidimensionais, raramente tabulares, subangulosos (nas brechas) e subarredondados (nos aglomerados). A matriz apresenta pouca ou nenhuma seleção e está bastante alterada. Está parcialmente cimentada por calcita. Estas brechas e aglomerados são polimícticos, podendo apresentar clastos acidentais (ou seja, fragmentos de arenitos, de basaltos, ou de rochas do embasamento) e fragmentos de rochas vulcânicas, que são os mais abundantes; fragmentos de nefelina sienitos são muito mais raros.

As rochas vulcânicas que constituem os clastos das brechas e aglomerados são de vários tipos: afaníticas (preto-cinzentas, maciças); afaníticas com vesículas e amígdalas (preenchidas por calcita) e porfiríticas (com matriz afanítica ou de granulação muito fina, e com fenocristais milimétricos a centimétricos, idiomórficos, predominando ora os de feldspato alcalino esbranquiçado, ora os de piroxênio preto, com analcima subordinada). O tipo porfirítico com fenocristais de piroxênio foi denominado *ankaratrito* por Ellert (1959; ver Ítem 3.3.1).

Os *tufitos de lapilli* são brechóides e apresentam textura sustentada por clastos, ou por clastos e matriz, com fragmentos subangulosos a subarredondados. Estas rochas transicionam, caoticamente, para as brechas e aglomerados ou formam lentes definidas nestas.

São as seguintes as interpretações propostas para a *faixa piroclástica do Vale do Quartel*. Ellert (1959) sugere que as brechas e aglomerados são depósitos supracrustais, representantes de uma espessa cobertura vulcânica sobre o *vulcão de Poços de Caldas*. A interpretação é, no seu geral, aceita por Ulbrich(1984)

que adicionalmente propõe ser o Vale do Quartel um *graben* limitado por falhas posteriormente invadidas por fonólitos. Mais recentemente, Motoki & Oliveira (1987) e Motoki et al. (1988) sugeriram que a *faixa piroclástica do Vale do Quartel* representaria um conduto em forma de meia-lua formado em função de fenômenos explosivos tardios.

As evidências de campo favorecem uma ou outra hipótese. A maioria dos fragmentos encontrados nas brechas e aglomerados do Vale do Quartel são de lavas (caracterizadas pela presença de fenocristais, de amígdalas e vesículas de contorno arredondado ou estiradas), o que comprova a presença pretérita de derrames na área, como observa Ellert (1959).Por outro lado, Motoki et al. (1988) descrevem feições de caráter intrusivo, como "contatos intrusivos" entre a *faixa piroclástica do Vale do Quartel* e as rochas encaixantes; as brechas e aglomerados seriam, então, *depósitos de conduto* (ou de condutos), cujos fragmentos foram trazidos ao nível presente por subsidência (ver discussão em Ulbrich, 1986 e em referências ali indicadas); neste caso a idade de cristalização das lavas (anterior ao evento piroclástico) não coincide com a de formação da *faixa piroclástica do Vale do Quartel* (posterior às lavas e às rochas fonolíticas encaixantes).

Tufitos e *depósitos de "base surge"* são observados em afloramentos isolados no interior do maciço, principalmente na região da *estrutura circular centro-leste*; são raros no Vale do Quartel (Ulbrich, 1984).

Os tufitos apresentam granulação fina a muito fina e estrutura plano-paralela, com lâminas de espessuras milimétricas a centimétricas. Quando frescos, sua coloração é esbranquiçada a beige; ao se intemperizar, adquirem tons avermelhados-arroxeados.

Os depósitos de"base surge"são representados por tufitos com estratificação cruzada de baixo ângulo e associam-se a conglomerados e arenitos brechóides. Podem apresentar, também, estratificação plano-paralela ondulada, com comprimentos de onda decimétricos.

Brechas particulares são encontradas no extremo norte da *faixa piroclástica do Vale do Quartel*. Apresentam aspecto conglomerático muito difuso, são maciças e sua coloração é verde. Os clastos são milimétricos a centimétricos, arredondados e angulosos, tabulares a equidimensionais. Predominam fragmentos de rochas metamórficas quartzo-feldspáticas ou feldspáticas, envolvidos por matriz mais fina, abundante. Ocorrem manchas de carbonato microgranular e placas subidiomórficas milimétricas de biotita. A matriz é clástica, formada por quartzo e feldspato; intersticialmente ocorrem carbonato, egirina e fluorita roxa, e outras fases não identificadas. Estas brechas são polimícticas, com a particularidade de que o material acidental (fragmentos do embasamento cristalino) predomina sobre os clastos das demais litologias. Recristalização e eventual metassomatismo são intensos. Foram interpretados por Ulbrich (1984) como *tufisitos* consolidados e recristalizados em condutos.

As *brechas subvulcânicas de conduto intrusivas* e *não intrusivas* estão bem representadas na Mina Osamu Utsumi.

As brechas intrusivas são oligo- ou polimícticas, sendo os clastos métricos a decimétricos, arredondados a subangulosos. Os clastos passam a dominar a textura, quanto mais longe do conduto central. A matriz está mineralizada com pirita e vários minerais de Mo, Zr e U.

As brechas não intrusivas são periféricas e são do tipo *"craquelée"* ou de fragmentação (*"shatter breccias"*). São sustentadas pelos clastos, que são fragmentos angulosos. Estão mineralizadas com pirita.

A estrutura e a petrografia da Mina Osamu Utsumi serão discutidas com mais detalhe no Capítulo 6.

Rochas Sedimentares Epiclásticas

As *rochas sedimentares epiclásticas* são encontradas em áreas restritas do maciço, principalmente nas encostas internas dos anéis topográficos. Os afloramento mais espessos e às vezes mais contínuos ocorrem na área de Águas da Prata e na borda meridional. Fora do maciço, em áreas do embasamento, são encontrados arenitos como afloramentos isolados, no topo da Serra do Mirante (Björnberg, 1959) e nas cumieiras da Serra Paulista, a W da Serra do Mirante (Oliveira et al., 1984).

Björnberg (1959) considera os arenitos encontrados no topo da Serra do Mirante como da Formação Botucatu; entretanto, Oliveira et al. (1984) os atribuem à Formação Itaqueri. Segundo estes autores, a sequência litológica observada ao longo da estrada de acesso à torre de televisão da Serra do Mirante inicia-se com conglomerado (composto por seixos de quartzo, quartzito, arenito, siltito e rochas alcalinas), que grada para arenitos de granulação grossa em granodecrescência ascendente com cor amarelada clara. Na Serra Paulista, observa-se o contato discordante entre esta formação e a Formação Aquidauana. Sedimentos semelhantes ao conglomerado basal da Formação Itaqueri foram descritos por Oliveira et al. (1975) na região de Divinolândia, próxima a Poços de Caldas.

Em Águas da Prata, Oliveira et al. (1984) descrevem um afloramento próximo à saída da cidade, na estrada que leva à estação de tratamento de água, que é uma sequência formada por lamitos rítmicos, lamitos com seixos e arenitos finos a médios, de coloração vermelho-arroxeada, que atribuem à Formação Aquidauana. Ainda em Águas da Prata, os mesmos autores descrevem um pacote formado por 80 m de sedimentos, constituído por arenito fino e médio, regular e bem selecionado, com grãos bem arredondados, com estratificação cruzada tabular de porte gigante, atribuído à Formação Botucatu, conforme o fez previamente Björnberg (1959). Estes sedimentos assentam-se quer sobre o embasamento cristalino, quer sobre a Formação Aquidauana, em discordância erosiva (Oliveira et al., 1984).

Na descida para Andradas, são observadas intercalações de arenitos com siltitos laminados de coloração avermelhada-arroxeada, descritos por Björnberg (1959) e tidos como da Formação Botucatu.

3.2.3. As Rochas Alteradas por Ação Hidrotermal e por Intemperismo

As áreas afetadas pela *alteração hidrotermal* estão concentradas na parte centro-sul do Maciço de Poços de Caldas. Tanto fonólitos e nefelina sienitos quanto brechas e rochas piroclásticas estão hidrotermalmente alterados; a cor do solo nestas áreas é bastante característica, de tonalidade bege esbranquiçado. Vários afloramentos mostram, lado a lado, a rocha fresca, geralmente fonólito, bastante fraturado (como brecha do tipo *"craquelée"*), de coloração cinza escuro, e a rocha alterada, muito esbranquiçada ou manchada.

A alteração hidrotermal é examinada em maior detalhe nos capítulos 5, 6, 7, 8 e 9.

A atuação dos processos de *intemperismo* sobre as rochas do Maciço de Poços de Caldas levou à formação de extensos depósitos de *bauxita*. Estas jazidas são conhecidas desde o ínicio do século, mas somente despertaram interesse econômico a partir de 1934.

As jazidas de bauxita constituem inúmeros corpos descontínuos e de formatos irregulares e são encontradas tanto em áreas de relevo suave dentro do maciço (*bauxita de campo*) como no cume de elevações ou suas meia-encostas (*bauxita de serra*). O minério de ambos os depósitos têm aspecto semelhante; quase sempre, porém, o minério das jazidas *de campo* ocorre em matriz argilosa. Weber (1959) considera a argila uma fase intermediária de formação da bauxita, a partir da rocha sã. Moniz (1969), entretanto, não observa nas argilas as estruturas presentes na bauxita, concluindo que a *bauxita de campo* se forma diretamente da rocha-mãe, e a argila se forma por mudanças posteriores de condições climáticas. Almeida (1977) confirma a idéia de Moniz e mostra que a drenagem é o principal agente que controla o tipo de produto de alteração.

Os fatores principais que levam à formação dos depósitos de bauxita são o clima, o relevo e a rocha-mãe. A ação de um clima caracterizado por uma precipitação pluviométrica anual superior a 1500 mm, distribuída alternadamente em períodos secos e úmidos, sobre rochas alcalinas ricas em alumina e isentas de quartzo, propiciou a formação de bauxita nas porções topográficas onde a drenagem era livre; nas porções onde a drenagem estava confinada, formou-se argila (Almeida, 1977).

A bauxita não se forma sobre áreas alteradas por ação hidrotermal. Segundo Almeida (1977) as condições gerais de intemperismo da região não favoreceram a transformação dos minerais gerados pelo hidrotermalismo em gibbsita.

3.2.4. Relações de Idade entre os Tipos Litológicos

São incompletas as evidências geológicas que fornecem relações de intrusão dos vários tipos litológicos encontrados no Maciço de Poços de Caldas. A geometria dos corpos e a geomorfologia fornecem bons parâmetros, porém nem sempre decisivos. As observações são locais e muitas vezes não permitem extrapolações para outras regiões do maciço.

Enumeram-se, a seguir, algumas características gerais:

- Os egirina fonólitos são, na maioria dos casos, *anteriores* aos nefelina sienitos. No Anel Ocidental, diques de egirina fonólitos invadiram repetidas vezes as brechas da *faixa piroclástica do Vale do Quartel*, fenômeno também observado na borda meridional;

- Os nefelina sienitos miasquíticos são considerados *anteriores* aos nefelina sienitos agpaíticos. O *nefelina sienito da Pedreira* é tido como um dos primeiros corpos a se colocar e é localmente invadido por fonólitos porfiríticos (Ulbrich, 1984);

- Os *nefelina sienitos com biotita do Serrote* (Ulbrich, 1984) são cortados por diques de pseudoleucita fonólito, que também se colocam em egirina fonólitos e fonólitos porfiríticos;

- Na região do Morro do Taquari são considerados tardios os fenô-

menos explosivos, os depósitos de "base surge" e os de tufitos laminados;

- A alteração hidrotermal afeta todas as litologias, sendo, portanto, fenômeno tardio. Entretanto, na Mina Osamu Utsumi um dique de lamprófiro de aspecto fresco corta as rochas alteradas.

Destas breves considerações, deduzem-se : algumas relações de idade:

- A maioria dos egirina fonólitos (e possivelmente também dos fonólitos porfiríticos) são *anteriores* aos nefelina sienitos;são encontradas, também, evidências de *invasão tardia* de egirina fonólitos, geralmente como corpos menores;

- Os nefelina sienitos aparecem como corpos isolados e as relações de idade a serem definidas, valem, então, apenas para áreas restritas. Considera-se, porém, que os nefelina sienitos miasquíticos a intermediários tenham-se colocado *anteriormente* aos agpaíticos;

- Alguns pseudoleucita fonólitos, que sempre se apresentam como corpos menores, cortam alguns dos nefelina sienitos, e se colocam, em boa parte, como manifestações magmáticas *tardias*;

- São observados exemplos de depósitos supracrustais no maciço , hoje encontrados em níveis estruturais diferentes dos originais, como alguns depósitos de material piroclástico estratificado e blocos de lava, conservados como fragmentos em brechas e aglomerados. Os condutos onde são encontrados são evidência da atuação de fenômenos explosivos *tardios*, com simultânea subsidência de material originalmente supracrustal;

- A alteração hidrotermal e as várias mineralizações estão associadas entre si e são feições *tardias* na história do maciço;

- A presença de lamprófiro de aparência fresca na Mina Osamu Utsumi é evidência de magmatismo tardio, muito restrito, *posterior* à alteração hidrotermal. Sua relação com o magmatismo alcalino de Poços de Caldas é desconhecida.

3.3. MAPEAMENTOS E MODELOS GEOLÓGICOS PARA O MACIÇO DE POÇOS DE CALDAS

3.3.1. O Modelo de Caldeira e suas Variantes

O primeiro mapa geológico completo do Maciço de Poços de Caldas foi realizado por R. Ellert, J.M.V. Coutinho e A.J.S. Björnberg, em 1959, e está reproduzido na Figura 3-1. Ellert (1959) apresenta, além do mapa, a descrição macroscópica das diferentes litologias e um modelo geológico de evolução do maciço.

São descritos arenitos com estratificação cruzada de grande porte, geralmente silicificados, tendo "folhelhos" (siltitos laminados) na parte basal; são atribuídos à Formação Botucatu e descritos pormenorizadamente por Björnberg (1959). Alguns "sills" de diabásio, considerados manifestações correlatas aos basaltos da Bacia do Paraná, são intrusivos nestes arenitos.

Brechas, aglomerados e tufitos são mapeados em porções esparsas do planalto e ao longo do Vale do Quartel. As brechas e aglomerados contêm fragmentos de gnaisses, arenitos e diabásio; aparecem, também, lavas aglomeráticas e brechas de

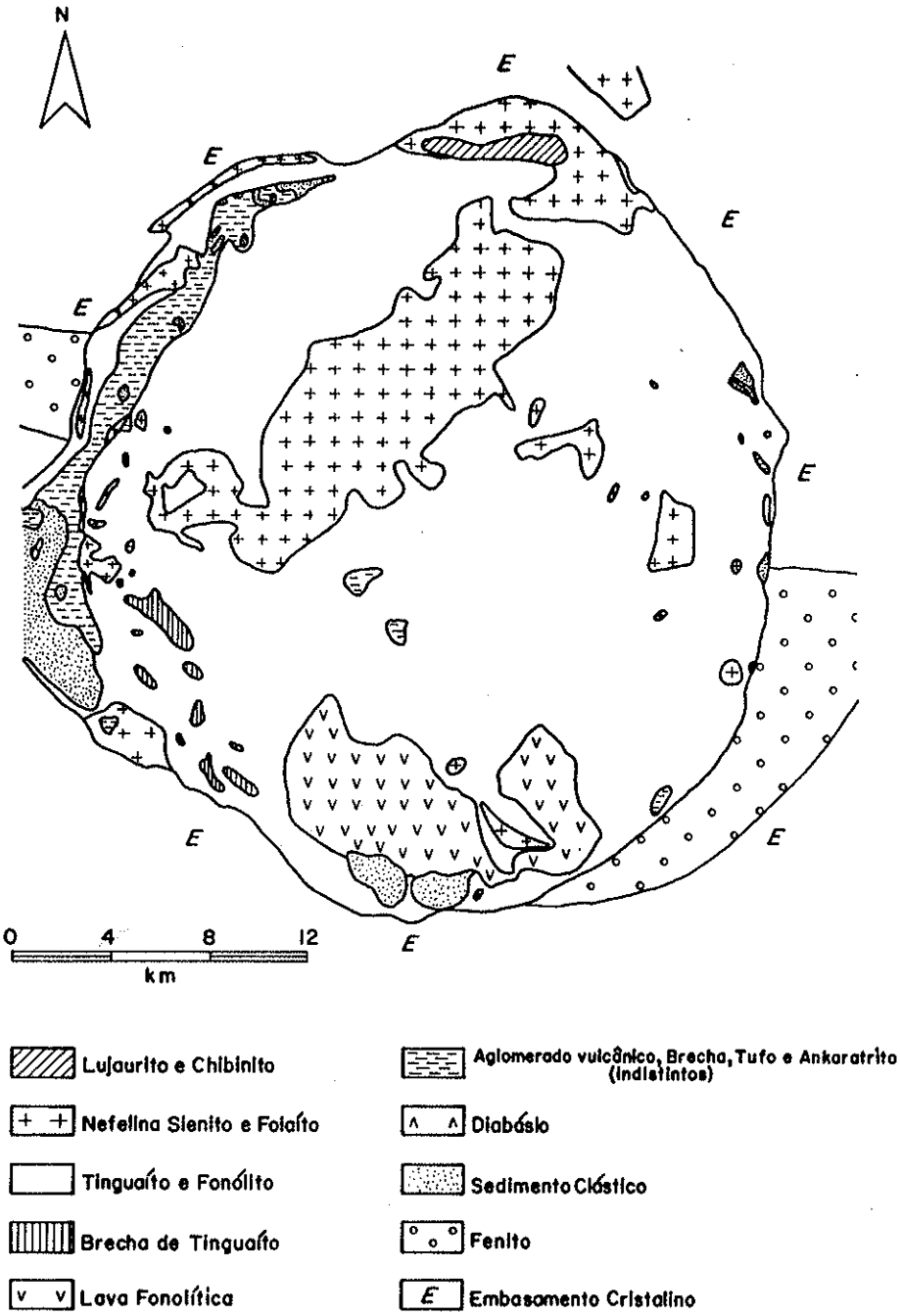


FIGURA 3-1. Mapa geológico do Maciço de Poços de Caldas segundo Ellert et al. (1959)

tinguaíto, além de um aglomerado vulcânico formado por fragmentos de lavas ankaratríticas.

Lavas fonolíticas são descritas na parte meridional do maciço, apresentando estruturas fluidais.

Tinguaítos e fonólitos constituem as litologias predominantes. Ellert (1959) utiliza o termo tinguaíto para as rochas com textura granular ou sacaróide e o termo fonólito para as rochas com textura afanítica ou porfirítica; entretanto, o próprio autor chama a atenção para o "caráter arbitrário" desta separação.

Rochas alteradas são descritas, indicando-se também a atuação de processos hidrotermais (presença esporádica de pirita).

O modelo evolutivo proposto por Ellert (1959) para o Maciço de Poços de Caldas inicia-se com o levantamento, provavelmente escalonado, de blocos do embasamento cristalino. As evidências geomorfológicas que embasam esta hipótese são:

- no contato entre as rochas alcalinas e o embasamento, as encaixantes estão topograficamente mais altas, diminuindo a altitude ao se afastar deste contato;

- a Serra do Mirante corresponde a um desnível de pelo menos 700 metros em relação aos sedimentos de Águas da Prata. No topo da serra, encontra-se um pacote de sedimentos com 30 metros de espessura.

Durante ou após os levantamentos, iniciou-se a atividade vulcânica, com alternância de fases explosivas e

efusivas. Brechas e tufos alternados com derrames de lavas ankaratríticas depositaram-se sobre os sedimentos. Vestígios de brechas e lavas são encontrados em quase toda a borda interna do maciço. Após esta fase de colocação de lavas básicas, extravasaram, no sul do complexo, as lavas fonolíticas.

Após a atividade vulcânica, houve a subsidência da parte central, compensada pela ascensão de magma nefelínico. Para Ellert, o mergulho das camadas de sedimentos, tufos, brechas e lavas é dirigido para o interior do maciço, e é maior nas proximidades do dique anelar. O autor afirma que o nefelina sienito do Aeroporto apresenta xenólitos de lavas ankaratríticas, que foram carreados com a ascensão do magma. As lavas fonolíticas ao sul do maciço foram perturbadas com a intrusão dos fonólitos que formam parte dos morros do Mel e do Tamanduá.

O magma alcalino ascendeu, na periferia, ao longo de fendas circulares e radiais, enquanto que na parte central não são encontradas feições que poderiam condicionar a forma geométrica das intrusões. Fonólitos, tinguaítos e nefelina sienitos formaram-se por diferenciação magmática.

A subsidência é admitida como iniciando-se no centro do maciço. Em estágios posteriores de abatimento, na ocasião da ascensão do magma que forma o dique anelar, foram englobados e carreados fragmentos de diferentes rochas situadas em diferentes níveis.

A variação temporal entre um e outro evento magmático deve ter sido considerável; entretanto, Ellert mostra evidências que são por ele interpretadas como contemporaneidade de episódios (e.g., invasão e resfriamento de foiaítos em

tinguaítos encaixantes, ambos com estruturas fluidais paralelas entre si nos contatos).

Os lujauritos, chibinitos e nefelina sienitos que cortam e acompanham o dique anelar a norte do maciço são as manifestações finais.

O modelo proposto por Ellert (1959) baseia-se no trabalho clássico de Williams (1942), no qual se enquadram perfeitamente os dados de campo e as excelentes descrições petrográficas. As evidências geológicas fundamentam a sequência de eventos, devendo ser enfatizada, principalmente, a idéia referente à sucessão de pulsos magmáticos, com a invasão inicial de fonólitos e tinguaítos, seguidos pela colocação de nefelina sienitos, sendo chibinitos e lujauritos as manifestações finais.

Entretanto, permanecem alguns pontos no trabalho de Ellert (1959) que merecem ser revistos:

- a denominação *ankaratrito* para uma rocha vulcânica porfirítica, com fenocristais milimétricos a centimétricos, idiomórficos, de feldspato alcalino esbranquiçado e piroxênio preto, sendo por vezes acompanhados de fenocristais arredondados de analcima avermelhada, não corresponde à definição original do termo, já que o ankaratrito da literatura é uma rocha sem feldspato (ver Johannsen, 1938 e discussão em Ulbrich, 1984);

- interpretações referentes à idade relativa das faixas piroclásticas (muitas das quais provavelmente formadas por complexo esquema de explosões e subsidência);

- a sugestão de que agregados félsicos, em parte com textura radial, são autólitos (são, de fato, pequenos agregados de pseudoleucita, de contorno irregular a arredondado);

- a existência de passagens gradacionais, em alguns casos, entre foiaítos e tinguaítos. Entretanto, dados de campo mostram que os nefelina sienitos são rochas intrusivas em rocha encaixante, geralmente fonolítica (ver adiante).

Um segundo mapa do maciço é apresentado pelos geólogos da CNEN - Comissão Nacional de Energia Nuclear (Utsumi et al., 1971; Oliveira, 1974; Gorsky & Gorsky, 1974) e está reproduzido na Figura 3-2.

São identificados os seguintes litotipos: fonólitos (com textura afanítica); tinguaítos (com granulação mais grossa e supostamente gerados por cristalização mais lenta); foiaítos (nefelina sienitos); chibinitos e lujauritos; tufos e rochas piroclásticas; rocha potássica (rocha alterada por ação hidrotermal), e, finalmente, rochas do embasamento afetadas por fenitização.

São ainda indicados no mapa citado sistemas de falhas, várias das quais ultrapassando os limites do maciço e atingindo o embasamento adjacente. Os principais sistemas têm direção NW-SE (aproximadamente N60W) e NE-SW (aproximadamente N40E).

A alteração hidrotermal e a mineralização a ela associada concentram-se em várias estruturas circulares, que são interpretadas como manifestações de cones vulcânicos secundários. A colocação das mineralizações mais importantes seria controlada por falhamentos, ao longo de áreas

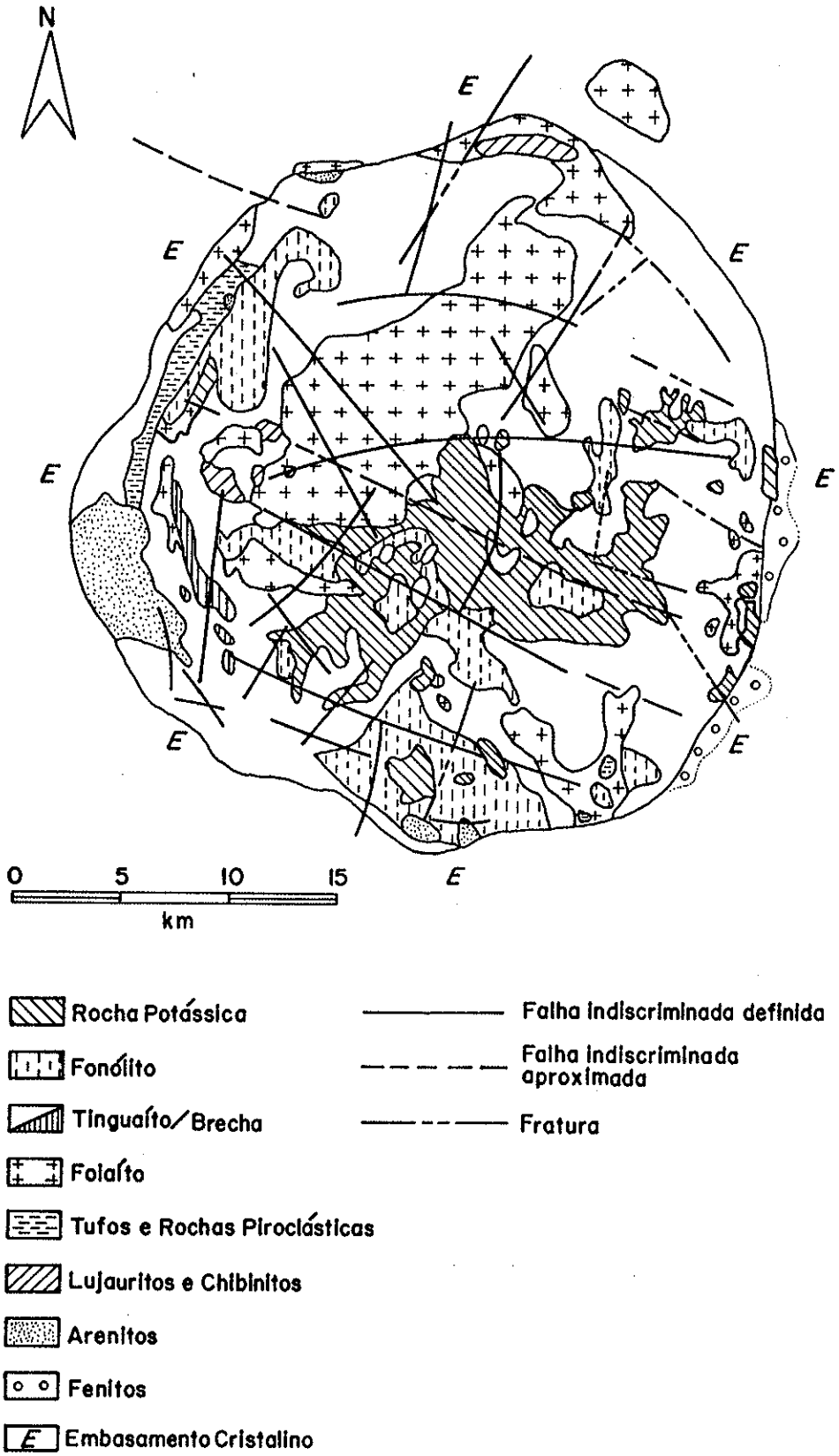


FIGURA 3-2. Mapa geológico do Maciço de Poços de Caldas segundo a interpretação dos geólogos da CNEN (in: Gorsky & Gorsky, 1974; Cavalcante et al., 1979)

milonitizadas e localmente silicificadas, sempre associadas a corpos intrusivos foiaíticos. Do ponto de vista geoquímico, a alteração hidrotermal dar-se-ia com o empobrecimentpo de "sílica e alumínio, e forte acréscimo de K, Na e Ca" (Fraenkel et al., 1985).

Aparentemente, a intenção dos geólogos da CNEN foi a de separar tinguaítos de fonólitos em função da suposição de que os primeiros são subvulcânicos e os segundos representam derrames. As áreas de ocorrência de rocha potássica são destacadas pelo seu interesse em prospecção, dada a íntima relação entre estas e as mineralizações de Th, U e Zr (ver Capítulo 5).

Devem ser feitos alguns comentários ao trabalho de mapeamento da CNEN:

- a distinção entre tinguaíto e fonólito visando a definição de ambientes geológicos deve ser feita com certa cautela, pelos motivos apontados por Ellert (1959) e referidos no Ítem 3.2.1. Em afloramentos de boa qualidade (e.g., Pedreira Bortolan), observa-se a rápida passagem de termos estruturais muito finos para finos e médios. A cinética de cristalização é a que favorece uma ou outra granulação e esta não tem necessariamente ligações com um ou outro ambiente geológico;

- a passagem de nefelina sienito para tinguaíto ou fonólito não é gradativa, como exposto em Fraenkel et al. (1985) e em outras publicações. O contato entre nefelina sienitos e suas rochas encaixantes é sempre intrusivo, demonstrado pela presença de enclaves, veios pegmatóides, mudanças locais de granulação, etc.;

- as falhas foram definidas por interpretação fotogeológica. Muitas são fotolineamentos que representam estruturas lineares, como juntas, enfatizadas pela erosão. O mapa não apresenta feições características de falhamentos (contatos litológicos deslocados; deslocamentos mútuos entre falhas que se cruzam; etc.). No campo e em fotografias aéreas não se observa a continuidade de falhas do maciço no embasamento. Também não é evidente a relação que supostamente existiria entre a direção N40E de falhamento e o surgimento da estrutura em caldeira, sugerida por Fraenkel et al. (1985).

Os geólogos da CNEN adotam o modelo evolutivo proposto por Ellert (1959), supondo, adicionalmente, uma segunda fase de soerguimento, acompanhada por intrusões de tinguaítos através de fraturas radiais e circulares, e de foiaítos sob a forma de "necks" ou de "stocks". Esta fase seria anterior aos diques anelares. A atividade hidrotermal seria contemporânea, ou seguir-se-ia às intrusões de lujauritos e chibinitos.

O terceiro mapa elaborado para o distrito é o de Ulbrich (1984). Uma versão simplificada é mostrada na Figura 3-3. Destaque é dado aos nefelina sienitos, cuja granulação mais grossa permite seu mapeamento faciológico. São identificadas, no maciço, várias dezenas de fácies de granulometria grossa que se diferenciam pela textura, estrutura, tipos e disposição de minerais máficos, e pelo teor de minerais acessórios e de minerais considerados "agpaíticos" (ver Ítem 3.2.1). A complexidade petrográfica é portanto ditada por elementos diversos e não se prende a variações significativas nos conteúdos dos minerais principais constituintes das rochas. Complexidade semelhante é também encontrada nas rochas fonolíticas; entretanto, para fins de mapeamento, diferenciam-se, neste caso, apenas os egirina fonólitos afíricos, de

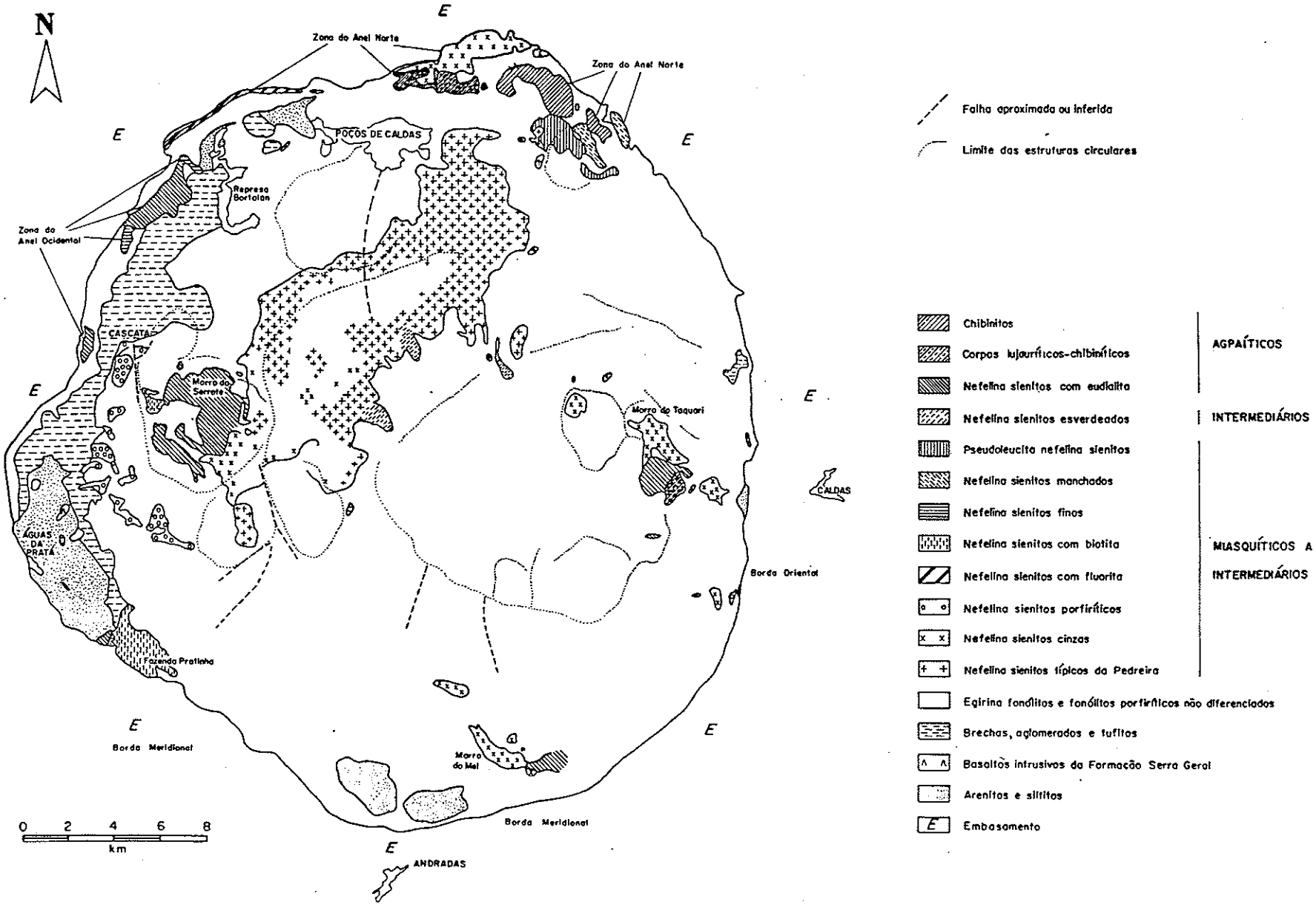


FIGURA 3-3. Mapa geológico do Maciço de Poços de Caldas segundo Ulbrich (1984).

coloração típica cinza-esverdeada, dos fonólitos porfirítico, mais arroxeados, com fenocristais de feldspato alcalino e intercrescimentos esporádicos de pseudoleucita e outras feições de menor importância. Este mapeamento revela que os nefelina sienitos aparecem como corpos discretos, claramente individualizados, intrusivos em rochas ígneas previamente consolidadas (ou em vias de se consolidar), e de dimensões geralmente pequenas (exposições menores do que 1 km^2 a alguns poucos km^2, com exceção do "corpo" de "nefelina sienitos da Pedreira", que cobre mais do que 80 km^2). Uma única fácies petrográfica pode aparecer restrita a apenas um corpo (e.g., o "nefelina sienito ocidental com fluorita" do Anel Norte, ou o "nefelina sienito cinza do Serrote", na área do morro homônimo), ou, o que é mais frequente, pode repetir-se como fácies única ou predominante, em vários corpos menores (e.g., o "nefelina sienito porfirítico" da área do Morro do Serrote e o "nefelina sienito cinza do Anel Norte"). Por outro lado, são também registrados casos em que várias fácies constituem um único corpo ígneo. O exemplo mais notável é mostrado pelos três corpos lujaurítico-chibiníticos do distrito (os dois, contíguos, do Anel Norte e o a sul do Morro do Taquari). Ali, lujauritos associam-se a nefelina sienitos orientados (traquitóides), formando a parte interna e estruturalmente superior de um conjunto que é completado, externamente, por chibinitos (Ulbrich, 1984).

Na Figura 3-3 são empregados nomes coletivos para nefelina sienitos que constituem, na realidade, conjuntos faciológicos distintos. Assim, os "nefelina sienitos cinzas" que aparecem no Anel Norte, no interior do maciço, na borda oriental e na região meridional constituem, em cada um destes locais, fácies de nefelina sienitos cinzas com características particulares, não presentes nas outras regiões (os do Anel

Norte, por exemplo, são de cor cinza mais escuro e neles as nefelinas são, geralmente, claramente visíveis, por vezes de tamanho centímétrico). Da mesma forma, os conjuntos denominados genericamente de "chibinitos" e de "nefelina sienitos com eudialita" na Figura 3-3 reúnem um conjunto de rochas que mostram nítidas variações em amostras de mão (para detalhes, ver Ulbrich, 1984).

Em conjunto, predominam os nefelina sienitos menos diferenciados ("miasquíticos" a "intermediários") sobre os claramente evoluídos ("agpaíticos"; ver Ítem 3.2.2), cuja colocação seria posterior. O trabalho de campo mostra, claramente, que esses corpos de nefelina sienitos colocaram-se como massas discretas, geralmente de dimensões pequenas, iniciando-se a sequência com os tipos menos evoluídos, para finalizar com os termos mais agpaíticos (para maiores detalhes sobre relações de idade, ver Ítem 3.2.4).

Ulbrich (1984) propõe um modelo de evolução para o Maciço de Poços de Caldas semelhante ao de Ellert (1959), porém adaptando-o ao quadro de "caldeira ressurgente" de Smith & Bailey (1968). O vulcanismo inicia-se com o aparecimento de fendas circulares e manifestações piroclásticas iniciais (tufitos, depósitos de brechas, etc.), que aparecem hoje preservados na "faixa piroclástica do Vale do Quartel". Tanto as texturas e estruturas dos blocos (e.g., vesículas e amígdalas; presença de fenocristais frequentemente centimétricos) como várias indicações sobre a existência de verdadeiros derrames (já citados por Ellert, 1959) demonstram que estas manifestações iniciais são, em parte, o resultado de vulcanismo sub-aéreo. Com o esvaziamento das câmaras subvulcânicas, dá-se o colapso gradativo e forma-se, provavelmente nesse estágio, a estrutura subcircular principal. O assoalho da estrutura ajusta-se por

meio de movimentos verticais diferenciados, resultando em domeamento central, juntamente com subsidência relativa periférica. Esta etapa de domeamento já é tardia, processando-se após a consolidação e invasão da maioria dos fonólitos e nefelina sienitos. As causas do domeamento estão, muito provavelmente, ligadas a ajustes isostáticos, com intrusão mais ou menos localizada de domos subvulcânicos de fonólitos, com concomitante brechamento, por vezes muito difundido, aparição de brechas de conduto e consequente alteração hidrotermal e mineralização. Geram-se, assim, as "estruturas circulares", das quais a mais proeminente é a "estrutura circular do centro-leste", acompanhada de alteração hidrotermal em várias áreas, de brechamento persistente, e de muitas anomalias radiométricas (ver Capítulo 5). É precisamente na área da "estrutura circular centro-leste" que são identificados vestígios de atividade piroclástica tardia, manifestada pela presença de tufitos de disposição sub-horizontal, finamente laminados (também observados em testemunhos de sondagem na área do Campo do Agostinho) e depósitos de "base surge" (com estratificação cruzada de baixo ângulo). As relações destes depósitos laminados, que jazem em níveis estruturais variados (ou em superfície ou em subsuperfície, como no caso do Campo do Agostinho), sugerem complexa sequência de deposições e movimentação relativa vertical (subsidências, etc.).

3.3.2. O Modelo de Corpo Intrusivo Erodido

Motoki & Oliveira (1987) supõem que a exposição atual dos tipos litológicos do maciço corresponde à parte superior de um "corpo diapírico", cujo resfriamento iniciou-se, provavelmente, a partir do topo e da borda, gerando, assim, fonólitos, em posições mais externas, e nefelina sienitos, em posições mais internas.

Os autores constataram que os corpos sedimentares da região do Ribeirão do Caracol e de Cascata estão fragmentados e apresentam atitudes caóticas, resultado da captura e afundamento em magma fonolítico. Estes corpos capturados afundariam mais rapidamente no núcleo, onde a viscosidade do magma seria menor do que na borda, mais cristalizada.

Supõem, ainda, que uma ampla cobertura de rochas sedimentares esteve em contato com o teto da intrusão diapírica e foi eliminada pela erosão. O diápiro teria penetrado totalmente os gnaisses encaixantes, sendo que os blocos do embasamento que foram capturados pelo magma fonolítico afundaram antes do estágio final de consolidação do magma.

Mais recentemente, Motoki et al. (1988) apresentam argumentos contra a existência de vestígios de manifestações vulcânicas no maciço. Por exemplo, a textura fluidal, que é atribuída a tufitos sub-aquáticos e a depósitos de "base surge", é também encontrada em "reo-ignimbritos", que são tufos de preenchimento de conduto vulcânico; são tufos soldados e a textura fluidal é resultante do fluxo viscoso gravitacional. Além disso, Motoki et al. (1988) afirmam que os afloramentos onde se vê o contato entre corpos piroclásticos e fonólitos mostram as feições de conduto vulcânico, com fragmentos arredondados e angulosos das rochas fonolíticas nas piroclásticas, como ocorre na "faixa piroclástica do Vale do Quartel".

Para Motoki et al. (1988) a exposição atual dos litotipos não representa um vulcão ou uma caldeira, mas um "corpo intrusivo" que se colocou pelo mecanismo de "stoping".

O modelo de Motoki et al. (1988) baseia-se em algumas observações de detalhe (áreas do Vale do Quartel e da borda meridional do maciço) que também são interessantes subsídios para outras interpretações. Desconsideram, entretanto, os dados já assinalados na literatura que forçariam reinterpretações não condizentes com o esquema de "corpo intrusivo" (por exemplo, não resta dúvida de que os blocos encontrados no Vale do Quartel são de lavas, e que os tufitos sub-horizontais encontrados em vários locais no interior do maciço são o resultado de deposição sub-aérea). Análises adicionais referentes ao tema são apresentados no Capítulo 4.

3.3.3. Comparação entre os Modelos

Como se pode apreender do ítem anterior, os trabalhos mais recentes pretendem tanto confirmar como rejeitar o modelo inicialmente proposto por Ellert (1959). A Tabela 3-1 resume as principais etapas de evolução do maciço, segundo as interpretações dos autores citados acima e a adotada neste trabalho.

Uma avaliação dos prós e contras em cada modelo deve partir da interpretação das relações de idade entre as várias manifestações. Dentre as feições indicadas, são as mais polêmicas e várias vezes reinterpretadas as que se referem às características dos corpos de nefelina sienitos e as que estão ligadas ao reconhecimento e definição das manifestações piroclásticas.

As conclusões retiradas do trabalho de campo de Ulbrich (1984) são enfáticas e vislumbram a colocação dos vários corpos de nefelina sienitos em termos de invasão intermitente e

sequenciada de massas magmáticas discretas e diferentes entre si: aparecem, assim, contatos sempre intrusivos (tipicamente em fonólito) e são identificáveis, localmente, as relações de idade entre fácies diferentes, em contato mútuo (por exemplo, nefelina sienitos agpaíticos posteriores aos miasquíticos). A distribuição desses corpos é também indicativa da existência de controles estruturais; a concentração de corpos menores e alongados ao longo dos anéis Norte e Ocidental sugere invasão em zonas ou faixas de debilidade, salientando-se, aí, a ocorrência do "nefelina sienito ocidental com fluorita", que aparece como claro exemplo de dique anelar incompleto (Figura 3-3). Estas observações fundamentam as interpretações estruturais e as petrológicas: o maciço é o resultado de invasões iniciais de fonólitos, que provavelmente também se colocaram como massas discretas, de maneira sequenciada, invadidas a seguir por nefelina sienitos, como descrito acima, com os agpaíticos sucedendo temporalmente os menos evoluídos. Esta interpretação, embasada em observações de campo (Ulbrich, 1984) é perfeitamente compatível com as estruturas e texturas mostradas pelas rochas ígneas do maciço. É de se esperar a geração inicial de fonólitos, e a posterior de nefelina sienitos, como resultado de controles meramente físicos: os magmas iniciais estão sujeitos a processo de resfriamento rápido, provavelmente acelerado pela perda brusca de voláteis (por brechamento e fraturamento do teto, circulação eficiente de águas subterrâneas, etc.), enquanto que os posteriores, colocados como volumes geralmente pequenos nos fonólitos iniciais em vias de esfriamento (ou, se já cristalizados, ainda quentes), terão solidificação mais demorada e em ambientes provavelmente também "mais fechados" (com conservação de voláteis).

É evidente que não existe, no contexto apontado, base para explicar a geração e colocação de nefelina sienitos

apenas como resultado de gradientes de resfriamento em massa magmática considerada de grandes dimensões (como proposto por Motoki & Oliveira, 1987; Motoki et al., 1988), mesmo porque não são identificáveis gradações texturais entre fonólitos e nefelina sienitos, e que deveriam existir, se tal mecanismo fosse válido para o Maciço de Poços de Caldas.

As rochas piroclásticas encontradas no distrito podem ser agrupadas em dois tipos genéticos principais (segue-se a nomenclatura de Ulbrich, 1986). O primeiro e predominante é o das rochas piroclásticas subvulcânicas que se localizam intrateluricamente, em condutos ou "pipes", provavelmente geradas por fenômenos de fluidização. Muitas (mas não todas!) das manifestações observáveis no Vale do Quartel e as ocorrências mineralizadas pertencem a esta categoria (Campo do Agostinho, Morro do Taquari, Mina Osamu Utsumi). O segundo tipo é o dos piroclastitos gerados por fenômenos sub-aéreos ("piroclastitos vulcânicos"), dos quais são encontrados exemplos claros, mostrando que houve, pelo menos tardiamente no distrito, comunicação com a superfície.

Os problemas de interpretação ocorrem quando se tenta relacionar as observações petrográficas, texturais e estruturais com a localização atual dos depósitos. Os depósitos sub-aéreos no interior do distrito estão colocados em níveis estruturais diferentes (alguns na atual sub-superfície, como os "tufitos laminados" recuperados do Campo do Agostinho), em meio a fonólitos intrusivos. Os aglomerados do Vale do Quartel, que na sua maioria representam provavelmente condutos expostos na ampla zona de fratura e/ou debilidade que é o Vale do Quartel, são constituídos predominantemente por lavas (Ellert, 1959; Ulbrich, 1984) e são hoje encontrados em níveis estruturais muito inferiores aos da colocação inicial e estão confinados por

serras constituídas por fonólitos intrusivos. No primeiro caso pode ser sugerido que os tufitos de colocação sub-aérea devem o seu presente posicionamento a complexo esquema relacionado com ascensão/subsidência de áreas no interior do maciço (por intrusão de fonólitos subvulcânicos, por ajustes, etc.; ver modelos descritos no Capítulo 10). No segundo exemplo, o nível atual dos aglomerados deve-se provavelmente a deslocamentos verticais, em condutos, por meio de processos de fluidização; estima-se subsidência mínima, em alguns casos, de até 200-250 metros para os blocos constituintes dos aglomerados.

Resta ainda uma referência às idades relativas dos dois tipos citados. O próprio processo que conduz ao brechamento e/ou formação de rochas piroclásticas deve ser tardio, tanto para o caso de brechas de conduto (Vale do Quartel, etc.) como para os tufitos de deposição supracrustal. As lavas encontradas no Vale do Quartel, entretanto, são provavelmente depósitos mais antigos, referentes à etapa inicial de instalação do maciço, como já proposto por Ellert (1959); a sua participação na formação da faixa piroclástica do Vale do Quartel é portanto meramente passiva, constituindo remanescentes de depósitos de cobertura, hoje desaparecidos por erosão. Uma visão resumida da idades relativas é mostrada na última coluna da Tabela 3-1.

As considerações acima deixam poucas opções. Houve, no maciço, fenômenos tanto piroclásticos como magmáticos superficiais, provavelmente ao longo de toda a história do distrito. Resta adequar à sequência de eventos proposta na Tabela 3-1 um modelo estrutural. O modelo de caldeira (com ou sem complicações adicionais) continua sendo a opção mais compatível com as observações (ver também discussão no Capítulo 4).

TABELA 3-1. SEQUÊNCIA DE EVENTOS, PROPOSTA POR VÁRIOS AUTORES, PARA A FORMAÇÃO DO MACIÇO ALCALINO DE POÇOS DE CALDAS

Ellert (1959, p. 28 a 44)	Fraenkel et al. (1985, p. 95)	Ulbrich (1984, tab. 4-2, p. 4-40 a 4-41)	Motoki & Almeida (1987);Motoki et al. (1988)	Neste trabalho
- formação final de lujauritos, chibinitos e outros foiaítos periféricos.	- intrusões de lujauritos, chibinitos e foiaítos (periféricos?), acompanhados ou seguidos de atividade hidrotermal(com brechação tufisítica, ação de águas termais, etc.).	- alteração hidrotermal, brechamento(brechas de conduto, de fragmentação, etc.) e mineralizações (U-Mo-Zr, caldasito); evento associado à última invasão de fonólitos (?).	- brechamento tardio (faixa piroclástica do Vale do Quartel; conduto da Mina Osamu Utsumi, etc.),com preservação de depósitos de conduto (intratelúricos).	- brechamento tardio (provavelmente vários ciclos), em parte com deposição supracrustal (tufitos laminados, etc.) e em parte com mobilização e preservação de rochas anteriores em condutos (e.g., Mina Osamu Utsumi; Vale do Quartel); alteração hidrotermal e mineralização (ver terceira coluna desta tabela).
- formação de diques anelares de fonólitos: evento em parte contemporâneo com os eventos precedentes.	- formação de diques anelares.	- intrusão de pseudoleucita fonólitos e de fonólitos(diques, etc.).		
- cristalização de tinguaítos, fonólitos e foiaítos (e.g. corpo de nefelina sienito do Aeroporto, por diferenciação): evento em parte contemporâneo com o precedente e o subsequente.	- segunda fase de soerguimento com intrusões de tinguaítos e foiaítos (e.g. corpo de nefelina sienito do Aeroporto, etc.).	- intrusão de nefelina sienitos agpaíticos (interior do maciço e bordas).	- em parte, intrusão de nefelina sienitos Motoki et al, 1988, Fig. 10, p. 2648).	- intrusão de pseudoleucita fonólitos e fonólitos tardios,em parte porfiríticos (diques em nefelina sienitos, corpos menores na Mina Osamu Utsumi, etc.).
		- intrusão de nefelina sienitos miaszuíticos (interior do maciço e zonas de borda).		- intrusão de nefelina sienitos mais diferenciados.
- subsidência da parte central, com invasão de tinguaítos, etc. subvulcânicos; evento em parte contemporâneo com o subsequente.	- subsidência da parte central, com reajustes graduais, brechação e milonitização.	- intrusão subvulcânica de egirina fonólitos e fonólitos porfiríticos (?) (incluindo os dos anéis topográficos).		- intrusão de nefelina sienitos menos diferenciados.
- atividade vulcânica inicial (lavas e piroclastitos intercalados); derrames de fonólitos no sul do maciço.	- longo período de atividade vulcânica-piroclástica (lavas, aglomerados,brechas, tufos).	- brechas, aglomerados, tufitos, com alguns derrames (Vale do Quartel).	- intrusões de fonólitos (cristalização de nefelina sienitos; Motoki & Oliveira, 1987, Fig. 6, p. 433).	- intrusão subvulcânica, principalmente de egirina fonólitos e fonólitos porfiríticos (?), também com formação dos anéis topográficos.
- levantamentos do embasamento, provavelmente por falhas (subcirculares) escalonadas.	- soerguimento do embasamento e dos sedimentos da Bacia do Paraná, com formação de falhamento escalonar.	- não é previsto domeamento regional do embasamento.		- rochas piroclásticas e derrames (hoje preservados no Vale do Quartel).
				- não é previsto domeamento regional do embasamento.
		- arenitos(Tubarão?) e diques de diabásio da Formação Serra Geral.	- arenitos Botucatu e Corumbataí.	- arenitos Botucatu (na parte basal, com siltitos laminados).

Em todos os casos, utiliza-se a nomenclatura dos proprios autores; as sequências de eventos (os mais antigos na parte inferior da tabela) são como indicadas em cada coluna, não havendo correlação horizontal com as demais colunas. A sequência citada para Motoki e colaboradores é reconstituída por H. Ulbrich (com. pessoal) com base na interpretação de figuras e textos dos trabalhos consultados.

3.4. GEOCRONOLOGIA

As idades radiométricas obtidas pelo método K-Ar publicadas por Amaral et al. (1967) e por Bushee (1974) apóiam, de certa forma, o modelo de evolução do Maciço de Poços de Caldas apresentado por Ellert (1959). Os ankaratritos teriam idades de pelo menos 87 Ma; seguem-se os tinguaítos e nefelina sienitos da borda setentrional do maciço, com 80-81 Ma. Os egirina fonólitos e os nefelina sienitos do interior do maciço teriam, respectivamente, 76-72 Ma. Ocorrem, ainda, diques de fonólito, com idades de 53 Ma. A duração da atividade ígnea seria de aproximadamente 30 Ma.

Dados mais recentes obtidos por outros métodos modificaram o quadro de idades acima exposto. Kawashita et al. (1984), utilizando o método Rb-Sr, encontraram uma isócrona de 89,8 $\pm$ 2,8 Ma (Sr^{87}/Sr^{86} inicial: 0,7050 $\pm$ 10^{-4}) para os nefelina sienitos cinzas e com fluorita do Anel Norte; para os corpos lujaurítico-chibiníticos foi encontrada outra isócrona com 86,3 $\pm$ 6,0 Ma (Sr^{87}/Sr^{86} inicial: 0,7052 $\pm$ 10^{-4}). Uma discussão sobre estas datações é feita por Ulbrich (1984), que propõe reduzir o intervalo de colocação das rochas do maciço para 1 ou 2 Ma e sugere como idade de intrusão um valor entre 86 e 89 Ma. Fundamentos para tais afirmações provêm não só das próprias datações Rb-Sr, mais confiáveis do que as baseadas na metodologia K-Ar, mas também em argumentos geotectônicos e vulcanológicos. Os vulcões recentes - por exemplo, as ilhas do Havaí - apresentam um ciclo de atividade que raramente ultrapassa 1 ou 2 Ma (McDougall, 1964). Além disto, as razões iniciais Sr^{87}/Sr^{76} acima sugerem uma origem infra-litosférica, ou, pelo menos, infra-crustal, para o magma alcalino; se a origem é sub-litosférica, a movimentação relativa placa/astenosfera geraria, em 30 Ma, ocorrências separadas e

alinhadas de rochas alcalinas, e não uma única manifestação, como o é o Maciço de Poços de Caldas.

Lauar (1988) determina para o Maciço de Poços de Caldas um polo magnético de longitude 320°,1 E e latitude 83°,2 S,o qual compara com a curva de deriva polar aparente para a América do Sul, e constata a coerência com o polo médio obtido para o Cretáceo Superior e com as idades radiométricas situadas em torno de 80 Ma. Compara, ainda, seus resultados com a Escala de Reversões Magnéticas, concluindo que a atividade ígnea de 30 Ma não é compatível com as evidências paleomagnéticas, já que nesse intervalo várias mudanças de polaridade do campo magnético ocorreriam, enquanto que foi constatada apenas uma reversão no Maciço de Poços de Caldas.

Uma idade da ordem de 75 Ma foi obtida pelo método Ar^{40}/Ar^{39} para biotitas encontradas em um lamprófiro não alterado por hidrotermalismo da Mina Osamu Utsumi (M. Shea, 1988, com. pessoal). Este lamprófiro é uma manifestação tardia do magmatismo, posterior à alteração hidrotermal, ou é uma ocorrência isolada desvinculada da gênese do maciço. A idade obtida, portanto, pouco pode adicionar ao panorama já conhecido de idades.

Aceita-se, assim, como idade mais provável do Maciço de Poços de Caldas, um valor entre 86-89 Ma, fornecido pelo método Rb-Sr, compatível com as idades K-Ar mais antigas.

CAPÍTULO 4

A GEOMORFOLOGIA DO MACIÇO ALCALINO DE POÇOS DE CALDAS

Neste capítulo passa-se a discutir evidências de cunho geomorfológico, com a finalidade de se obter informações que possam ser úteis para a caracterização geológica do maciço e, portanto, do papel da alteração hidrotermal na sua evolução.

4.1. GENERALIDADES

4.1.1. Clima, Vegetação e Solos

Segundo a classificação de Köppen (in: Cavalcante et al., 1979), o clima predominante nos arredores do Planalto de Poços de Caldas, onde as altitudes são inferiores a 800m, é o *clima mesotérmico de inverno seco, com verões quentes*. Para o Planalto de Poços de Caldas e regiões adjacentes com altitudes atingindo 1600 m, predomina o *clima mesotérmico brando sub-úmido* (Nimer, 1979), com dois meses secos e temperaturas médias anuais variando entre 20° e 22°C no verão, e 18° a 20°C no inverno. As temperaturas médias no verão são amenizadas pelas chuvas e pela altitude . Durante o inverno podem ocorrer geadas (Oliveira et al., 1984).

O planalto é extensivamente coberto por *campos*. A *vegetação arbórea e arbustiva* encontra-se disseminada em pequenas manchas localizadas nas cabeceiras de elementos de drenagem ou como matas galerias, onde a formação florestal é do tipo estacional latifoliada, subcaducifólia, tropical pluvial, com araucária em altitudes superiores a 1500 m.

Quanto aos *tipos de solos*, predominam latossolos vermelho-amarelos e vermelho-escuros distróficos, podzólicos vermelho-amarelos e cambissolos álicos e distróficos (MME, 1983).

4.1.2. Relevo

A Figura 4-1 esquematiza as tendências gerais do relevo do Maciço de Poços de Caldas e áreas vizinhas, num raio de 30-40 km a partir do centro do maciço.

Predominam cotas entre 900-1100 m e 1100-1300 m , que diminuem para W, à medida que se se aproxima da Bacia do Paraná. Cotas superiores a 1400 m constituem, a NW, a região das serras do Boqueirão e da Fumaça; a W, as serras do Marinho, do Mirante, da Fartura, e do Picadão; a SE, a Serra de Pedra Branca, e, mais a S, a Serra do Pau d'Alho.

O Maciço de Poços de Caldas sobressai do embasamento adjacente por estarem seus limites destacados por ressaltos topográficos, em cotas de até 1400-1600 m. Os desníveis com a rocha encaixante atingem 400-700 m. O *Anel Ocidental* é formado pela Serra de Poços de Caldas (altitude máxima: 1575 m). O *Anel Norte* é formado pela Serra de São Domingos (1635 m). Entre estes anéis destaca-se o Monte do Cristo Redentor (1637 m). A NE localizam-se a Serra do Selado (1500 m) e o Serrote do Maranhão (1519m). O *Anel Meridional* é formado pelas serras do Gavião (Pico do Gavião, com 1663 m), do Caracol (1557 m) e da Forquilha (1355 m).

Na parte interna do maciço desenvolve-se uma topografia de morros de vertentes suaves, predominando cotas entre 1100 e 1400 m. Entretanto, na parte centro-leste, uma porção do relevo atinge cotas entre 1400-1600 m, constituindo a *estrutura*

1 Serra do Boqueirão
2 Serra da Fumaça
3 Serra do Marinho
4 Serra do Mirante
5 Serra da Fartura
6 Serra do Picadão
7 Serra da Pedra Branca
8 Serra do Pau d'Alho
9 Serra de Poços de Caldas
10 Serra de São Domingos
11 Morro do Cristo Redentor (1637 m)
12 Serra do Selado
13 Serrote do Maranhão
14 Serra do Gavião
15 Serra do Caracol
16 Serra da Forquilha
17 Morro do Ferro (1491 m)
18 Morro do Taquari (1352 m)
19 Morro Grande (1554 m)
20 Morro do Mel
21 Morro do Serrote (1497 m)

FIGURA 4-1. Representação por intervalos de cotas do relevo do planalto de Poços de Caldas e áreas adjacentes. Em tracejado: limites dos maciços de Poços de Caldas e Pedra Branca.

circular centro-leste (Oliveira, 1974; Ulbrich, 1984). Aí se encontram o Morro do Ferro (1491 m), o Morro do Taquari (1352 m) e o Morro Grande (1554 m).

4.1.3. Drenagem

A Figura 4-2 mostra que a principal rede de drenagem do Planalto de Poços de Caldas é formada pelo Ribeirão do Cipó, Ribeirão do Tamanduá, Ribeirão das Antas e Ribeirão das Vargens, ocupando, juntamente com seus afluentes, 60% da área interna do planalto. Alimentam a Represa Bortolan, a NW, e, após unirem-se ao Ribeirão de Poços e ao Ribeirão da Ponte Alta, escoam para o Rio Lambari. É notável a extensão desta bacia para S do maciço, chegando a drenar parte da encosta interna do *Anel Meridional*. Estende-se para E, onde circunda a metade ocidental da *estrutura circular centro-leste*. A W drena toda a região do Morro do Serrote.

A E, a drenagem de 23% da área do planalto é realizada pelo Rio Taquari, pelo Córrego Soberbo e pelo Ribeirão das Campinas, que são afluentes do Rio Verde. O Rio Verde desemboca, mais adiante, no Rio Pardo e demarca o contato entre o Maciço de Poços de Caldas e o Maciço de Pedra Branca.

O Ribeirão do Caracol e o Ribeirão do Pirapetinga, afluentes do Rio Jaguari-Mirim, drenam uma porção muito restrita da parte sul do planalto.

A W e SW, o Ribeirão do Quartel e o Ribeirão da Prata drenam 13% da área do maciço. Nesta região encontram-se as cotas topográficas mais baixas do planalto, entre 1300-1100 m e 1100-900 m, que delineiam o Vale do Quartel e o Vale do Prata.

FIGURA 4-2. Redes de drenagem do Maciço de Poços de Caldas e áreas vizinhas. Em tracejado: limites dos maciços de Poços de Caldas e Pedra Branca.

4.2. AS ESTRUTURAS CIRCULARES

Marcadas principalmente pela rede de drenagem, são observadas no interior do Maciço de Poços de Caldas várias *estruturas circulares* (Oliveira, 1974; Paradella e Almeida Filho,1976) que foram classificadas e discutidas por Ulbrich (1984). Estas feições são, na realidade, impressões da rede de drenagem sobre litotipos e/ou estruturas e que são melhor destacadas por escalas menores do que 1:200.000; em escalas maiores e em fotografias aéreas não são tão prontamente percebidas e sua visualização no campo é difícil. Apenas uma análise mais cuidadosa de seu contexto geológico e/ou estrutural permite definir se são estruturas reais ou apenas feições desenhadas pela drenagem (ver discussão mais detalhada em Ulbrich, 1984).

Entre estas estruturas, destaca-se pela extensão (superfície superior a 100 km^2) e pelas feições geológicas a *estrutura circular centro-leste* (Oliveira, 1974; Ulbrich, 1984). Vários argumentos mostram de que se trata de uma estrutura real:

- a área por ela compreendida está quase totalmente transformada pela alteração hidrotermal;

- são encontradas evidências de atuação de fenômenos vulcânicos e subvulcânicos tardios (zonas de brechas de fragmentação ; veios e diques de óxidos-hidróxidos de Fe; tufitos laminados e estratificados, com estruturas que indicam deposição supracrustal; brechas e aglomerados de conduto; etc.);

- são encontradas, no seu interior, as manifestações mais importantes de mineralização hidrotermal no maciço (morros do Taquari e do Ferro; Campos do Agostinho e do Cercado, neste último localizada a Mina Osamu Utsumi) e muitas das ocorrências de cal

dasito;

- a periferia da estrutura encontra-se marcada pela ocorrência de anomalias radiométricas (Oliveira, 1974);

- as maiores elevações encontradas no interior do maciço são observadas na área dessa estrutura.

4.3. CONSIDERAÇÕES SOBRE A EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA REGIÃO

Duas características importantes embasam interpretações sobre a evolução geomorfológica da região que circunda o Maciço de Poços de Caldas e que condiciona a atual configuração das bacias hidrográficas que drenam o maciço. São elas:

- as maiores espessuras preservadas de arenitos da Formação Botucatu são encontradas a SW e S da localidade de Águas da Prata, numa área onde os limites das ocorrências alcalinas são marcadas por uma saliência, a Serra da Fartura, que é interpretada como uma invasão alcalina anterior às principais manifestações do magmatismo (*estrutura de Águas da Prata*; Ulbrich, 1984);

- a depressão geral da Bacia do Paraná, em boa parte resultado do balanço isostático, tem como contrapartida um relativo soerguimento das porções do embasamento cristalino que a margeiam.

As características acima sugerem que a região do Maciço de Poços de Caldas (bem como as áreas marginais à Bacia do Paraná) foi (e ainda pode estar) submetida a um leve basculamento em direção ao centro da Bacia; neste caso, o basculamento estaria dirigido para W ou WSW. Esta hipótese pode explicar tanto a preservação de pacotes sedimentares mais espessos na parte SW como também a assimetria das várias bacias hidrográficas; o basculamen

to para W ou WSW aproximaria os níveis dos rios na área SW de seus níveis de base, diminuindo seu potencial erosivo; inversamente, a N e NE, o basculamento incrementaria a capacidade erosiva dos rios desta região, assim como aumentaria as superfícies drenadas.

O Rio Lambari escoa para fora do maciço a NW; esta saída está condicionada pelas elevações das serras do Boqueirão e da Fumaça. A distribuição da rede do Rio Lambari (antecedente?) poderia ser explicada por este leve basculamento, favorecendo a progressão para S, e pelas características petrográficas e estruturais do maciço; no interior, ocorrem afloramentos do corpo (ou corpos?) de *nefelina sienito da Pedreira*, intrusivo em fonólitos e com contatos superiores parcialmente horizontais. A forma do corpo seria a de um cogumelo alongado no sentido SW-NE,com raízes (também alongadas?) subverticais e espalhamento lateral como uma grossa lâmina subhorizontal (ver Ulbrich, 1984). O que estaria aflorando na parte centro-ocidental do interior do maciço seria o teto da intrusão desta fácies de nefelina sienitos, que são rochas mais erodíveis que os litotipos mais finos circundantes.Estrutura e petrografia favoreceriam, assim, o avanço da erosão para S.

Outra bacia importante é a do Rio Taquari, a NE;o avanço desta rede para o interior do maciço parece estar limitado pela *estrutura circular centro-leste*. Chama a atenção o percurso do Rio Verde, que se inicia externamente ao Maciço de Poços de Caldas, na "meia-lua" desenhada pelo Maciço de Pedra Branca, com curso grosseiramente paralelo ao contato entre este e o de Poços de Caldas; nesta área *não existe anel de fonólitos*. Esta localização do Rio Verde indica que ele se adapta às estruturas e/ou litologias e seria, portanto, um rio consequente, ou, eventualmente ,

uma calha antecedente que drenaria o maciço pré-existente de Pedra Branca (sub-circular?), com ligeiras adaptações posteriores decorrentes da invasão do Maciço de Poços de Caldas.

Conclusões

As conclusões, ainda que tentativas, a que se pode chegar pelo exposto acima e pelas evidências geológico-petrográficas são as seguintes:

- a hipótese de que os anéis topográficos são a manifestação superficial de *diques anelares* (Ellert, 1959) não pode ser descartada;

- a rede de drenagem é, em muitos casos, manifestadamente consequente, tendo se formado por influência das estruturas e/ou litotipos presentes no maciço. São exemplos a distribuição da rede de cursos menores, que descem as encostas dos anéis topográficos; a presença de rios paralelos aos anéis, no interior do maciço, tal como o Ribeirão do Quartel; a rede centrífuga que marca as estruturas internas, tal como a *estrutura circular centro-leste*;

- a *estrutura circular centro-leste* deve ser considerada provável manifestação superficial de uma área submetida a invasões subvulcâncias tardias e soerguimentos, com concomitante formação de rochas piroclásticas várias (de conduto e supracrustais) e forte atuação da alteração hidrotermal;

- a distribuição das bacias hidrográficas no interior do maciço é marcadamente assimétrica e deve estar condicionada tanto por um possível basculamento regional em direção ao centro da Bacia do

Paraná, como por feições estruturais e petrográficas (distribuição de litotipos e forma das intrusões dentro do maciço; localização das serras do embasamento, limitando as possibilidades de saída de cursos d'agua para fora do maciço).

4.4. OS ANÉIS TOPOGRÁFICOS: DIQUES ANELARES OU EFEITO DA EROSÃO SELETIVA?

Ellert (1959) considera os anéis topográficos como a manifestação superficial de *diques anelares*, enquanto que para Motoki & Oliveira (1987) e Motoki et al. (1988) seriam apenas manifestações resultantes da erosão.

Argumentos físicos e geológicos relativamente simples apóiam a idéia de Ellert (1959) e serão examinadas a seguir.

4.4.1. Argumentos Físicos

A formação de diques anelares pela subida de magma através de condutos ou fendas pode ser fisicamente explicada pela diferença de densidades do magma e da rocha encaixante.

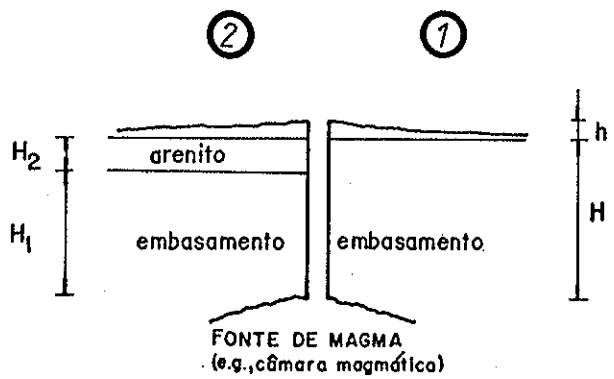


FIGURA 4-3. Perfil idealizado de um ambiente vulcânico, considerando-se: a) extravasamento de magma sobre o embasamento; b) extravazamento de magma sobre uma camada de arenito depositada sobre o embasamento (ver texto e equações 1 e 3).

Para as condições indicadas na Figura 4-3 vale a seguinte relação:

$$\rho_m \times g \times (h + H) = \rho_r \times g \times H$$

$$h = \frac{H\,(\rho_r - \rho_m)}{\rho_m} \qquad (1)$$

Na equação (1), h é a altura até a qual o magma pode subir acima da superfície; H é a profundidade da fonte de magma (e.g., uma câmara magmática); ρ_r é a densidade da rocha encaixante, e ρ_m é a densidade do magma.

Se a diferença $\rho_r - \rho_m$ for positiva (ou seja, se a densidade da rocha encaixante for maior do que a densidade do magma), o magma tenderá a subir à superfície; caso contrário, se $\rho_r - \rho_m$ for negativa, o magma não deverá aflorar (Best, 1982).

A densidade de magmas pode ser estimada através dos volumes molares parciais de seus componentes:

$$\rho_m = \frac{\Sigma X_i M_i}{\Sigma X_i V_i} \qquad (2)$$

Na equação (2), X_i é a fração molar do componente i; M_i é o peso da fórmula-grama do componente i; V_i é o volume molar parcial do componente i (Bottinga & Weill, 1970).

A Tabela 4-1 resume os valores de densidade calculados a partir de análises químicas em seis amostras do Maciço de Poços de Caldas, aplicando-se a equação (2) e assumindo-se a tem-

peratura de 1000°C para o magma fonolítico. As densidades das rochas encaixantes foram estimadas a partir de dados modais.

TABELA 4-1. Densidades de magmas fonolíticos e de rochas encaixantes

Poços de Caldas[a]		Pedra Branca[b]		Embasamento e Arenitos[c]	
amostra	ρ_m (g/cm³)	amostra	ρ_r (g/cm³)	amostra	ρ_r (g/cm³)
P777	2,39	CD-21	2,72	188	2,69
P600	2,36	A-251	2,81	176	2,82
P578	2,41	A-275	2,77		
P646	2,45				
P676	2,47				
P708	2,43			arenitos[d]	2,17 -2,70

(a) As densidades mostradas são as de magmas alcalinos, a 1000°C, calculadas através da equação (2), com os dados químicos de nefelina sienitos considerados equivalentes a de fonólitos (in: Ulbrich, 1984).

(b) Dados modais utilizados para estimar as densidade em Winters (1981); amostras: CD-121: granito; A-251: sienito; A-275: sienito.

(c) Dados modais em Oliveira (1973); amostras: 188: gnaisse granítico; 176: charnoquito.

(d) Variação de densidades de arenitos citada em Hall (1987).

Assume-se para os magmas fonolíticos uma densidade média de 2,42 g/cm³. Substituindo-se este valor e os valores de densidade das rochas encaixantes constantes na Tabela 4-1 na equação (1), é possível construir-se a Figura 4-4, onde estão representadas as diferenças de densidade $\Delta\rho = \rho_r - \rho_m$ sobre um sistema de coordenadas h x H.

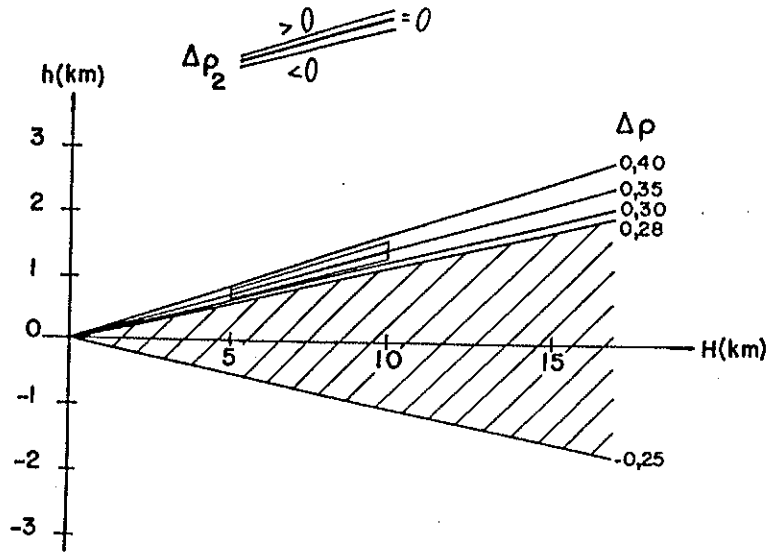


FIGURA 4-4. Altura de subida do magma acima da superfície em função da profundidade da câmara magmática e da diferença $\Delta\rho = \rho_r - \rho_m$ (Equação 1); a área hachurada corresponde ao intervalo de diferenças $\Delta\rho$ para arenitos. A Equação 3 é representada pelo trapézio com "eixo" em $\Delta\rho = 0,35$ g/cm³ e que aparece destacado na parte superior da figura. Observa-se que a altura h a que se poderá elevar o magma independe do contraste de densidades do arenito e do magma (considerando-se uma cobertura de arenito de 150 m); valores de h correspondentes a H maiores do que 10 km ou menores do que 5 km podem ser extrapolados do gráfico.

A Figura 4-4 mostra que o contraste entre as densidades das encaixantes e do magma permitirá o extravasamento deste, exceto para certos arenitos. Se forem considerados os arenitos da Formação Botucatu da região como constituídos principlamente por grãos de quartzo ($\rho_{arenito} = 2,65$ g/cm³), soldados por cimento silicoso (provavelmente depositado durante o "cozimento" de arenitos acarretado pela invasão do magma fonolítico a alta temperatura), então é possível atingir-se densidades de rocha encaixante equivalentes ou superiores às dos magmas, propiciando a ascensão do magma fonolítico. Para que não ocorresse ascensão , o arenito deveria apresentar pouco ou nenhum cimento e porosidade superior a 10%.

As espessuras dos depósitos de arenitos da Formação Botucatu provavelmente não superam os 150 m (Soares, 1975). O magma, entretanto, atravessa um meio de espessura considerável (o embasamento cristalino), antes de atingir os arenitos sobrejacentes de espessura muito inferior. Para este modelo mais realista, reescreve-se a equação (1) como:

$$h = \frac{H_1 (\rho_{r1} - \rho_m)}{\rho_m} + \frac{H_2 (\rho_{r2} - \rho_m)}{\rho_m} \qquad (3)$$

sendo que os índices 1 e 2 correspondem, respectivamente, às rochas do embasamento e aos arenitos.

Na equação (3), H_1 é maior do que H_2 e admite-se que a diferença $\rho_{r1} - \rho_m$ seja, em média, 0,35 g/cm³. A diferença $\rho_{r2} - \rho_m$ pode ser positiva (densidade dos arenitos maior do que a densidade do magma), negativa ou nula. A condição para que h seja nulo ou negativo (ou seja, para que o magma não aflore)não ocorre no caso considerado, simplesmente porque H_1 é muito maior do que H_2.

4.4.2. Argumentos Geológicos

Vários argumentos geológicos relacionados à distribuição e características dos anéis topográficos já foram discutidos anteriormente. Resta avaliar as evidências, para se decidir se existem argumentos favoráveis ou contrários à interpretação de Ellert (1959). As feições de interesse são as seguintes:

- Indubitavelmente a forma que hoje o Maciço de Poços de Caldas apresenta é o resultado de efeitos erosivos. Os fonólitos que

constituem os anéis topográficos são rochas mais resistentes do que as presentes no embasamento circundante. Os anéis topográficos não deveriam ser interpretados como estruturas anelares, sem que outras evidências estruturais fossem analisadas. Por outro lado, a *ausência* de ressaltos topográficos não invalida a hipótese da existência de diques anelares. Este pode ser o caso da borda oriental, onde os fonólitos seriam tão erodíveis quanto as rochas do Maciço de Pedra Branca.

- A *estrutura de Águas da Prata* está limitada por um ressalto formado por rochas fonolíticas intrusivas em arenitos da Formação Botucatu. Dentro desta estrutura aparecem os afloramentos de arenitos mais espessos encontrados no maciço (acima de 100 m). Outros fonólitos, quando ocorrem nesta área, encontram-se em níveis topográficos inferiores aos do ressalto externo, que portanto, tem as características de um *dique anelar*.

- Em geral, não são encontradas evidências diretas para definir a estrutura dos anéis topográficos (não é possível mapear os contatos dos fonólitos dos anéis com as rochas vizinhas, também fonolíticas). Entretanto, a presença de uma zonalidade na distribuição de muitos dos corpos menores de nefelina sienitos (notadamente os que se localizam nos anéis *Norte* e *Ocidental*) é indício de controle estrutural. O *nefelina sienito com fluorita do Anel Norte*, em particular, é um dique anelar incompleto. Estas feições são prova da existência de facilidades estruturais periféricas para a colocação de nefelina sienitos (embora não provem que a colocação dos fonólitos obedeceu ao mesmo controle estrutural).

Os argumentos citados favorecem a hipótese da presença de diques anelares levantada por Ellert (1959). Não é ainda

possível determinar se estes diques são manifestações iniciais ou finais dentro da história de colocação do Maciço de Poços de Caldas. Ressalta-se, entretanto, que os fonólitos constituintes destes anéis são, em sua maioria, claramente anteriores aos nefelina sienitos que os acompanham.

CAPÍTULO 5

A ALTERAÇÃO HIDROTERMAL NO MACIÇO ALCALINO DE POÇOS DE CALDAS: REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

5.1. INTRODUÇÃO

O Planalto de Poços de Caldas apresenta aproximadamente um quarto de sua área constituída de rochas alteradas por soluções hidrotermais, predominantemente localizadas na porção centro-sul do maciço.

A coloração bege esbranquiçado a creme claro da rocha alterada por hidrotermalismo e de seu solo é muito marcante. As soluções hidrotermais produzem transformações mineralógicas e geoquímicas, sendo que um dos principais resultados é o enriquecimento relativo em K, podendo o teor em K_2O da rocha atingir 17%. A rocha alterada por hidrotermalismo, na região de Poços de Caldas, é denominada *rocha potássica* (Erichsen, 1952).

A alteração hidrotermal é também responsável pelas principais mineralizações no maciço (Teixeira, 1936), que têm despertado interesse desde o início deste século. Após a Segunda Guerra Mundial, foram intensificados os estudos em áreas consideradas alvo, visando a definição do comportamento dos elementos de valor econômico sob condições de alteração tanto intempérica como hidrotermal. Destes estudos, culminou a descoberta do indício "A" do Setor C-09, que hoje é a Mina de Urânio Osamu Utsumi (Figura 5-1). Dada a importância do tema, faz-se a seguir uma rápida revisão dos trabalhos referentes a

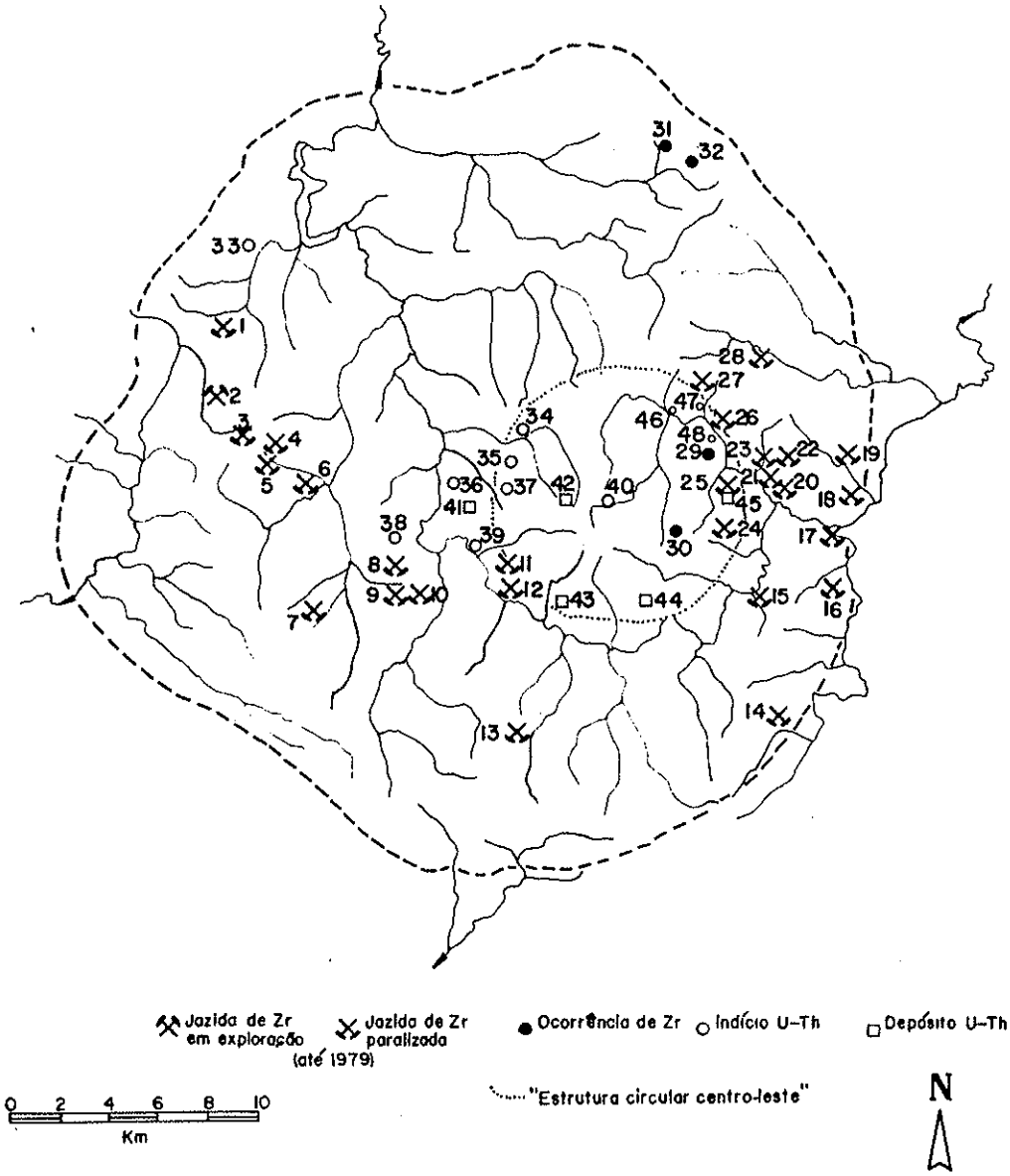


FIGURA 5-1. Distribuição areal das anomalias radioativas no Planalto de Poços de Caldas (segundo Cavalcante et al., 1979). As anomalias encontram-se listadas na Tabela 5-1.

TABELA 5-1. Anomalias radioativas do Planalto de Poços de Caldas (segundo Teixeira, 1936; Tolbert, 1958b e c; Frayha, 1962; Almeida Filho & Paradella, 1977; Cavalcante et al., 1979)

ÁREA DE CASCATA	
1. Cocal (Triângulo)	Alúvio.
2. Serrote	Eluvião e aluvião; lentes e veios.
3. Rodrigues	Veios de caldasito, N10E/55NW; elúvio.
4. Quirinos	Veios de caldasito; elúvio.
5. Brígidas	Veios de caldasito, N50E/10NW; elúvio.
6. Gigante	Elúvio; veios de caldasito, N45W/55SW (?).
ÁREA CENTRO-SUL	
7. Cachoeirinha	Veios de material zirconífero- uranífero.
8. Vilela	Veios de caldasito.
9. Moeirões	Veios de caldasito.
10. Tamanduá	Veios de caldasito; elúvio.
11. Itororó	Veios de caldasito.
12. Três Barras	Veios de caldasito; elúvio.
13. Lagoa Dourada	Caldasito disseminado; veios de caldasito, N10E/30 NW.
ÁREA DE POCINHOS	
14. Espingarda	Veios de caldasito, N70W/55-85SW; alúvios e elúvios.
15. Chapada	
16. Coqueiros	Alúvio.
17. Dona Elisa	Veios de caldasito.
18. Rio Verde	Veios de caldasito.
19. Cascalho	Veio de caldasito.
20. Madama	Elúvio; veios de caldasito.
21. Dona Rita	Veios de caldasito, N10E/70NW.
22. Ponte Alta	Veios de caldasito, N70E/70SE; elúvio.
23. Dona Irene	Elúvio; veios de caldasito, N10-15E/vertical.
24. Taquari Sul	Veios de caldasito, N20-30E/50-70NW.
25. Taquari	Veios de caldasito; alúvios e elúvios.
26. Pouso Alegre	Alúvio.
29. Zotinho	Veios de caldasito; elúvio.
ÁREA NE	
31. Zanetti	Veios de caldasito.
32. Negrini	Veios de caldasito.
DEPÓSITOS COM U	
27. Leiteiro	
28. Campinas	
30. Buso	Veios manganesíferos radioativos, E-W/55N; N15E/60NW.
33. A-B/N-2 (Ozório?)	Veios Zr-U em arenitos, N-S.
34. U/C-03	Mineralização de U-Mo-Zr.
35. B/C-03	Mineralização de U-Mo-Zr.
36. 70	Mineralização de U-Mo-Zr.
37. K/C-03	Mineralização de U-Mo-Zr.
38. E/C-05	Caldasito microcristalino mineralizaod com U-Th-Zr, disseminado em tufos vulcânicos e arenitos bastante alterados.
39. F/C-02	
40. B-C/C-08	Mineralização de U-Mo-Zr.
41. Agostinho	Mineralização de U-Mo-Zr.
42. Morro do Ferro	Th-U e TR em argilas; dique de magnetita, N50-60W/50-85NE.
43. Cercado	Cascalho com Fe e Mn (concreções?); mineralização de Th e TR, com pouco U.
44. A/C-09 (Mina Osamu Utsumi)	Mineralização de U-Mo-Zr.
45. Taquari	Mineralização de U-Mo-Zr.
46. Cachoeira Norte	
47. Tororó	
48. Estiva	

cada tipo de mineralização. Trabalhos mais detalhados sobre o assunto são os de Cavalcante et al. (1979) e Ulbrich (1984).

5.2. AS MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS À ALTERAÇÃO HIDROTERMAL NO MACIÇO DE POÇOS DE CALDAS

As principais mineralizações associadas à alteração hidrotermal no Maciço de Poços de Caldas são as de Zr, U, Mo, Th e terras raras.

5.2.1. As Mineralizações de Zircônio

A destruição por soluções hidrotermais dos minerais primários zirconíferos presentes nas rochas do Maciço de Poços de Caldas - eudialita-eucolita (Machado, 1888), rosenbuschita (Barbosa, 1934; Teixeira, 1936), lavenita (Machado, 1888), zircão e possivelmente acmita (Franco, 1945; Franco & Loewenstein, 1948; Tolbert, 1958a) - levou, pela liberação de Zr, à formação do caldasito (Derby, 1887), principal minério de Zr da região, que é formado por uma mistura de zircão ($ZrSiO_4$) e baddeleyita (ZrO_2), em proporções bastante variáveis. As principais ocorrências são os campos do Serrote, de Brígidas, do Cercado, do Taquari, do Itororó, de Três Barras e do Vilela (Figura 5-1).

Os depósitos econômicos de caldasito são os veios e as lentes e os depósitos eluvionares e aluvionares. O caldasito pode ocorrer, ainda, disseminado na rocha alcalina como pequenas massas irregulares de 1 a 4 cm de tamanho (Tolbert, 1958b). Desde o início do século XX e até 1962, a exploração do caldasito foi feita por garimpagem (catação de pedras em depósitos eluvionares e aluvionares e desbastamento das cabeças dos filões).

Os veios e lentes resultaram da deposição dos minerais constituintes do caldasito em falhas e fraturas e apresentam espessuras variando de 1 cm até mais de 1 m. A mina mais antiga do planalto é a do Morro do Serrote (Figura 5-1); ali, foi explorado um veio de 30 cm de espessura e dezenas de metros de extensão, com teores de ZrO_2 atingindo 85%. Frayha (1962) descreveu um veio de 4 cm de espessura de minério de Zr fortemente radioativo encontrado a 51,70 m de profundidade na região do Serrote, sendo que não foi observada qualquer zona de alteração nos contatos com a rocha encaixante, levando-o a concluir que nem todos os veios de caldasito são de origem secundária.

Os depósitos eluvionares estendem-se ao longo das encostas dos morros onde afloram os veios e as lentes de caldasito. São o resultado da desagregação destes por intemperismo. A espessura média atinge 0,5 m, com 5 a 10% de cascalho caldasítico, em fragmentos angulares, associado a limonita, bauxita e laterita manganesífera. O teor de ZrO_2 do minério situa-se entre 65 e 80%.

Os depósitos aluvionares ocorrem nas margens dos cursos dágua, neles predominando as "favas" de baddeleyita, descritas por Hussak (1899) como de coloração cinza escuro, preta, ou raramente castanho-avermelhada, e de aspecto botrioidal, constituindo seixos com tamanho médio de 2-3 cm. Os teores de ZrO_2 atingem, nesses depósitos, 95%.

5.2.2. As Mineralizações de Urânio

O caldasito é uranífero, sendo que o elemento encontra-se no zircão e na baddeleyita em proporções variáveis,

constituindo os minerais que o contém soluções sólidas substitucionais (Fujimori & Sardela, 1980). Os teores de U_3O_8 variam entre 0,15% a mais de 1%, excepcionalmente atingindo 3%. Os depósitos de caldasito com teores mais significativos de U são os dos campos de Brígidas, Quirinos, Taquari, Serrote, Cocal, Tamanduá, Espingarda e Três Barras (Figura 5-1). Entretanto, o U associado ao caldasito não é economicamente recuperável, por ser o minério altamente refratário (Tolbert, 1958a).

Em 1961, as pesquisas voltaram-se para a busca de outro tipo de material uranífero de mineralogia menos refratária à extração do U, resultando na descoberta das mineralizações U-Mo-Zr do tipo Agostinho e do tipo C-09 (Maciel & Cruz, 1973).

Minério do tipo Agostinho

A localidade-tipo desta mineralização é o depósito do Campo do Agostinho, situado no flanco sul de um pequeno vale que converge para o Ribeirão das Antas. Segundo Maciel & Cruz (1973), a mineralização restringe-se a veios verticais de pouca espessura, com direções preferenciais N40-70W e N10-20E, encaixados em rocha fonolítica hidrotermalizada.

Os minerais uraníferos são a pechblenda, a coffinita, a autunita e a torbernita e estão associados a pirita, fluorita escura, zircão, e minerais de Mo e vanádio (Fujimori, 1974). O minério contém 0,185% de U_3O_8, 0,03% de ThO_2, 0,45% de MoO_3 e 3,7% de ZrO_2.

A mineralização foi reconhecida do nível 20 até o nível 200 (Utsumi et al., 1971). O enriquecimento é observado entre os níveis 30 a 80, correspondente à zona de oxidação, e há uma diminuição a profundidades maiores. Os filões mineralizados

apresentam espessura média de 2,5 m e excepcionalmente atingem 10 m. Dispõem-se em largas faixas mineralizadas, a partir de um esqueleto filoniano de mergulho vertical.

Minério do tipo C-09 (Campo do Cercado)

Julgava-se que este tipo de mineralização se assemelhasse qualitativa e litologicamente ao tipo Agostinho (Maciel & Cruz, 1973). Em meados de 1972, as anomalias radioativas foram melhor detalhadas pelos furos de sondagem, que revelaram um corpo mineralizado de aspecto lentiforme e atitude sub-horizontal, com dois níveis médios de enriquecimento entre as cotas 1.150-1.120 m e 1.030-980 m, respectivamente (Ramos & Maciel, 1974). Este modelo, no entanto, foi posteriormente modificado, como será visto no Capítulo 6.

Fujimori et al. (1976) classificaram os minerais uraníferos deste minério nos seguintes tipos:

- minerais que contêm o U como elemento traço ou menor: o U insere-se na estrutura de minerais que contêm como elementos constituintes predominantes aqueles de propriedades físico-químicas semelhantes às do U. São eles: zircão, monazita, xenotímio e fluorita. Os zircões encontrados são de granulação fina e não apresentam teor especialmente elevado de U (inferior a 0,5%). A fluorita admite o átomo de U no lugar da Ca ("ratofkita");

- silicatos de U: destaca-se a coffinita 4, que é um silicato de U hidratado, $U(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}$. É mais abundante numa argila de cor acinzentada, composta por sericita e caulinita, com teor de U em torno de 2% de U_3O_8. Sua cor é atribuída à presença de Mo (1%). A coffinita 4 apresenta-se com formato externo

irregular, em grãos menores que 0,1 mm e pode estar intercrescida com pirita, ou concentra-se ao redor de, por exemplo, zircão;

- óxidos de U: apresentam-se em forma de agregado de UO_2 e UO_3. A uraninita dispõe-se nos contornos dos grãos da rocha ou concentra-se em cavidades botrioidais;

- minerais uraníferos contendo U^{6+}: são dificilmente encontrados; observam-se pequenos cristais amarelos nas superfícies dos minerais uraníferos da zona de oxidação. O crescimento de cristais destes minerais é dificultado, já que, pelo baixo pH da água, o U preferencialmente permanece em solução, provavelmente na forma de uranilo $(UO_2(SO_4)_3)^{4-}$.

- minerais extremamente finos disseminados largamente na rocha+ o teor médio de U é inferior a 50 ppm. Não são detectados minerais radioativos por microscópio óptico, microscópio eletrônico de varredura ou por microssonda eletrônica. Ou os minerais uraníferos são extremamente pequenos ou os elementos radioativos estão "dissolvidos" na "rocha potássica". Nas amostras da porção oxidada, impregnadas de Fe_2O_3 (produto da decomposição da pirita), U dissemina-se largamente e com relativa uniformidade (0,001%).

Os teores médios do minério do tipo C-09 são: 0,180% de U_3O_8 , 0,01% de ThO_2 , 0,06% de MoO_3 e 0,60% de ZrO_2 (Oliveira, 1974).

Distribuição do U em profundidade

Furos de sondagem executados em várias áreas do maciço mostraram que o perfil geológico varia pouco de uma

ocorrência para outra (Oliveira, 1974). É descrito, do topo para a base, como constituído de:

- camadas de solo argiloso, de cor creme a marrom escuro, impregnado por óxidos de Fe;

- fonólito e/ou nefelina sienito alterado, com espessuras variando entre 10 e mais de 50 m no indício "A" do Setor C-09 e de 5 a 20 m no Campo do Agostinho e outras áreas semelhantes. São rochas normalmente bastante diaclasadas, argilosas e de cor castanha;

- fonólito hidrotermalizado, de cor cinza claro, com largas passagens de brechas que, quando mineralizadas e na zona reduzida, adquirem cor cinza escuro a quase preto, devido à presença de fluorita e minerais de Mo.

A evolução dos teores de U, Mo e Zr em profundidade é, segundo Oliveira (1974), a seguinte:

- tanto no Campo de Agostinho como no indício "A" do Setor C-09, as maiores concentrações de U e Mo localizam-se no intervalo de intemperismo, entre as profundidades de 20 a 100 m, sendo o enriquecimento controlado pelas flutuações dos respectivos níveis hidrostáticos e próximo das zonas de transição entre fonólito e/ou nefelina sienito alterado e o fonólito hidrotermalizado;

- no Campo de Agostinho, com alteração bem menos profunda, esse intervalo mostra uma perfeita correspondência dos teores de U_3O_8 e MoO_3 com as porcentagens de ZrO_2, por estarem estes elementos associados com minerais de Zr e não raro aparecerem fazendo parte da própria rede cristalina de zircão metamíctico.

Como minerais de U foram identificados a autunita e a torbenita (secundários), além de proporções muito reduzidas de coffinita e uranotorianita;

- um segundo nível de enriquecimento também se destaca em profundidades médias da ordem de 180 m, associado a uma particular concentração de pirita, fluorita preta e minerais de argila no interior das zonas mineralizadas.

5.2.3. As Mineralizações de Molibdênio

A presença de Mo no Maciço de Poços de Caldas foi assinalada nos testemunhos de sondagens efetuadas pelo DNPM no Morro do Taquari, por volta de 1960, que se manifesta sob a forma de vênulas e veios de material untuoso intercalados na rocha brechada e mineralizada hidrotermalmente (Castro & Souza, 1962). Um levantamento da distribuição em área desta ocorrência no Morro do Taquari evidenciou a existência de uma extensa mineralização de Mo na porção centro-sul do maciço. Por sua consistência branda e fácil lixiviação, o minério só pode ser identificado em testemunhos de sondagem, após atravessar-se a camada de solo e cerca de 10 m da rocha subjacente.

O Mo apresenta-se tanto associado ao U em zonas brechadas e mineralizadas por soluções hidrotermais, como disseminado nas lateritas manganesíferas (campos do Cercado e Tamanduá), possivelmente por lixiviação das ocorrências do tipo anterior, com concentração de Mo nessas cangas. Entretanto, estas cangas não apresentam significado econômico, já que se distribuem de forma muito irregular e os teores médios de MoO_3 são baixos.

No caso das mineralizações de U-Mo-Zr, o minério de Mo ocorre como "networks" de veios, filmes, acumulações e

impregnações irregulares em fonólitos brechados e alterados por hidrotermalismo. Entre os minerais de Mo, predominam a jordisita (MoS_2 , amorfo, pulverulento, de cor preta), resultante da alteração da molibdenita (MoS_2 , hexagonal). A ilsemannita ($MoO_3.nH_2O$, de cor azul), que é solúvel em água, constitui a alteração supergênica da jordisita (Gorsky & Gorsky, 1974). Na zona de oxidação foram ainda identificados ferrimolibdita (Castro & Souza, 1962), e powellita (Castro & Souza, 1962; Fujimori, 1974).

As principais ocorrências dessa natureza são as do Campo do Agostinho, do Setor C-09 e do Morro do Taquari (Figura 5-1), onde os teores mais elevados de Mo estão próximos aos respectivos níveis hidrostáticos (Oliveira, 1974).

5.2.4. As Mineralizações de Tório e Terras Raras

Desde 1953 é conhecida a ocorrência de Th associada a terras raras do Morro do Ferro (Dutra, 1958). A zona mineralizada estende-se de uma vertente a outra do Morro do Ferro, numa distância de cerca de 500 m, com largura máxima de 130 m e alcançando profundidade de até 100 m na porção mais rica da jazida. O depósito situa-se por cima de, e associado a, um "stockwork" de magnetita, cuja "espinha dorsal" é um dique de magnetita com cerca de 10 m de espessura e mais de 300 m de extensão, de atitude N50-60W/50-85NE. Existem diversos outros veios paralelos ao principal ou intercruzando-se em todas as direções, com espessuras desde milimétricas a até mais de 1 m.

A rocha encaixante do "stockwork" de magnetita está completamente alterada por hidrotermalismo e intemperismo, e o produto da alteração é um material argiloso formado por caulinita, illita e gibbsita (Moniz, 1969). Nele, Th e terras

raras ocorrem disseminados, possivelmente sob a forma de impregnação coloidal. Os teores mais elevados são encontrados nas adjacências dos principais veios, onde o material argiloso está impregnado por limonita, e nas porções superiores do depósito, diminuindo abaixo do nível do lençol freático. Provavelmente, o principal mineral primário radioativo seria a allanita (Wedow Jr., 1961), cuja alteração intempérica teria originado a bastnaesita, a thorogummita (Oliveira, 1956; Tolbert, 1958a; Wedow, 1967) e a cerianita (Frondel & Marvin, 1959).

5.3. DISTRIBUIÇÃO DAS MINERALIZAÇÕES NO MACIÇO DE POÇOS DE CALDAS

Mapas de síntese radiométrica tem sido elaborados desde a década de 50 (Tolbert, 1958). Paradella & Almeida Filho (1976) e Almeida Filho & Paradella (1977) constataram que as anomalias radiométricas se dispõem nos limites ou na parte interna de estruturas circulares inferidas por imagens de satélite; estas também ressaltam lineamentos que os autores consideraram falhamentos internos ao maciço. Estes falhamentos são, segundo os autores, mais numerosos quando próximos das citadas estruturas circulares, cortando-as ou definindo seus limites. Afirmam, ainda, que há falhamentos que se prolongam pelas encaixantes do maciço, inclusive quebrando a continuidade dos anéis topográficos. Entretanto, como já assinalado no Capítulo 4, a "estrutura circular centro-leste" é, por enquanto, a que melhor pode ser fundamentada com outros argumentos geológicos. Oliveira (1974) já havia descrito as anomalias relacionadas com esta estrutura circular (Figura 5-1):

- anomalias relacionadas com as mineralizações de Th e terras raras do Morro do Ferro;

- anomalias relacionadas com as mineralizações de U-Mo-Zr associadas às rochas fortemente hidrotermalizadas e que se concentram nos limites S, SW e W da "estrutura circular centro-leste" (e.g., a Mina Osamu Utsumi, os campos de Agostinho, Três Barras, Itororó, e os indícios F/C-02, U/C-03 e 70);

- anomalias relacionadas com as mineralizações de U-Mo-Zr, em coexistência com filões de caldasito uranífero e associadas a rochas menos fortemente hidrotermalizadas (e.g., campos de Buso, Taquari e Dona Rita);

- anomalias relacionadas com as ocorrências de caldasito associadas a rochas sem fortes evidências de alteração hidrotermal (campos de Pouso Alegre, Tororó, Cachoeira Norte, Estiva).

Paradella & Almeida Filho (1976) concluem que os condicionamentos das mineralizações radioativas em Poços de Caldas não parecem ser de natureza litológica, ligados à rocha potássica, mas estrutural. A própria distribuição em área da rocha potássica parece estar diretamente relacionada às estruturas circulares e falhamentos associados. Segundo os autores, decorrido o processo magmático ou concomitantemente aos seus estágios evolutivos finais, a presença de estruturas circulares internas teria desempenhado papel fundamental no controle das mineralizações. O grande número de falhamentos desenvolvidos no interior ou em suas bordas criaram zonas de fraqueza favoráveis, através das quais percolaram as soluções mineralizantes. As mineralizações zirconíferas da área de Quirinos-Serrote foram reconhecidas por Ellert (1959) como condicionadas aos limites de um corpo foiaítico intrusivo, com aspecto circular, encaixado em tinguaítos.

CAPÍTULO 6

A MINA OSAMU UTSUMI: GEOLOGIA E PETROGRAFIA

6.1. INTRODUÇÃO

A Mina Osamu Utsumi, também conhecida como a jazida de urânio do Campo do Cercado e anteriormente referida como indício A/C-09, localiza-se a 25 km ao sul da cidade de Poços de Caldas, sendo que o principal acesso encontra-se na altura do km 18 da estrada que liga Poços de Caldas a Andradas. A mina tem sido explorada desde 1977, a céu aberto, o que transformou a paisagem anterior de morros de elevações moderadas (1330 a 1475 m) e declives suaves (Foto 1) numa cava de seção subcircular com as dimensões 1.000 m (direção N-S) e 1.050 m (direção E-W) e profundidade de 160 m (Foto 2). A excavação começou, nas partes externas, à cota 1484 m e atingiu, na época de sua desativação, no ínicio de 1988, cotas mínimas ao redor de 1308 m. As bancadas externas, pouco espaçadas, encontram-se concentradas principalmente a NW, S-SW e SE, com distância vertical de 16 m; na parte interna da jazida o espaço vertical entre as bancadas para desmonte muda para 4 ou 8 m. A configuração da cava em 31 de janeiro de 1983 é a apresentada na Figura 6-1.

A área da mina é um complexo conduto de brechas ("breccia pipe"), mais ou menos irregular, encaixado em fonólitos e nefelina sienitos. Desde a fase de pesquisa até a abertura da cava foram elaborados diferentes modelos interpretativos (Oliveira, 1986). O primeiro (Maciel & Cruz, 1973), já visto no ítem 5.2.2, previa a existência de corpos tabulares de brechas

foto 1

foto 2

FOTO 1 - Mina Osamu Utsumi - vista geral, de NE para SW, destacando-se a pilha de rejeitos no segundo plano da foto. O relevo da região é formado por morros de declives suaves. Observar a coloração típica do solo formado sobre a rocha alterada por ação hidrotermal.

A: localização das bancadas 1452-SE a 1388-SE
B: localização do prédio da gerência da mina
C: localização do mirante, a NW

FOTO 2 - Configuração da Mina Osamu Utsumi em 18.07.88. Vista, a partir do mirante (ponto C da Foto 1). O corpo A é constituído por brechas de fonólito. O corpo B situa-se em brechas (ver detalhe D, fotos 3 e 4) e nefelina sienitos. O corpo E situa-se em brecha de conduto e parcialmente em fonólito piritoso.

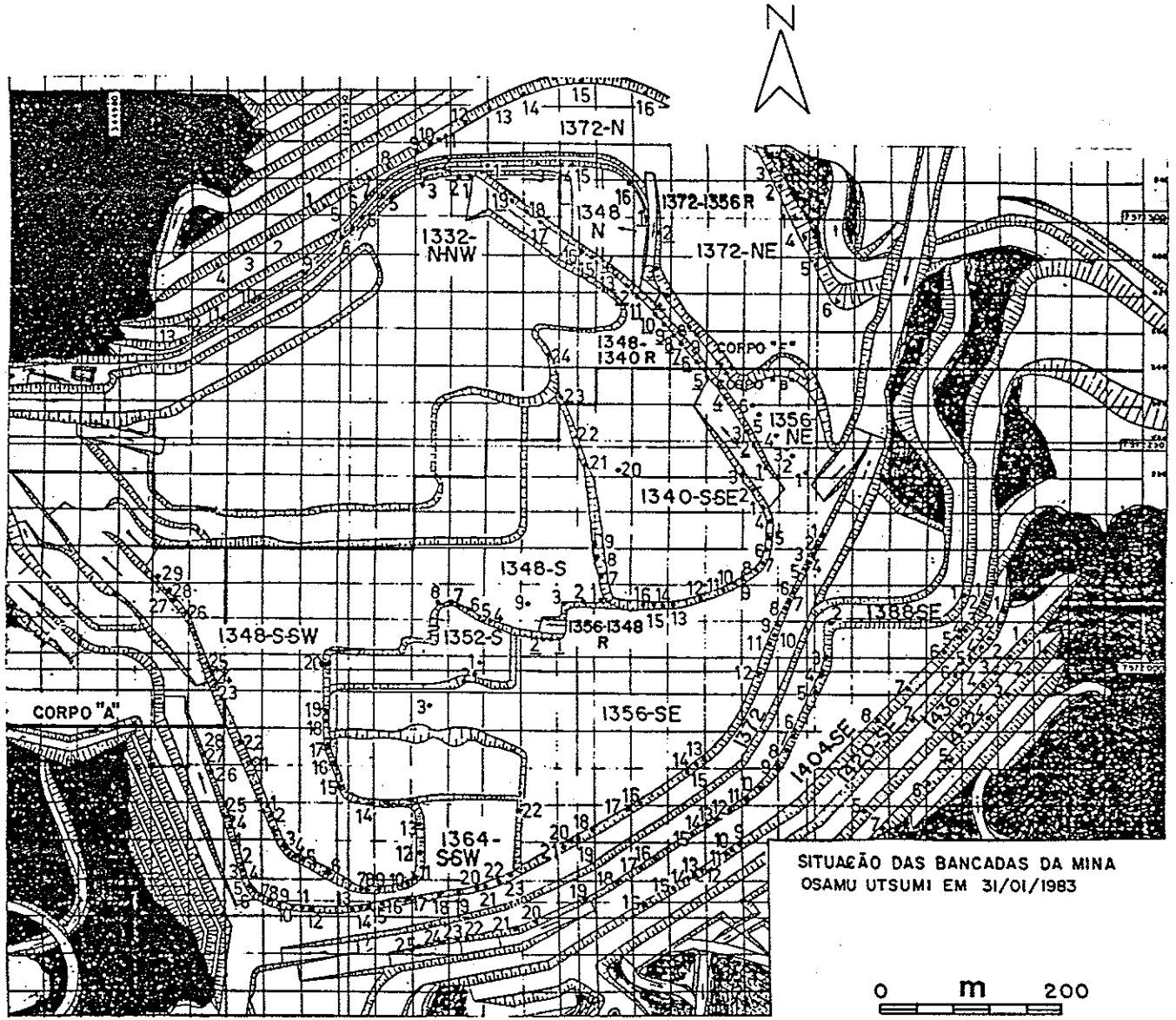


FIGURA 6-1. Localização dos pontos de amostragem na Mina Osamu Utsumi. A descrição suscinta destes pontos encontra-se no Apêndice (ver, também, fotos 1 e 2).

(os chamados "filões queimados") provavelmente ligados a tectonismo. O segundo (Forman & Angeiras, 1981; Ayres, 1981; Santos, 1981; Fraenkel et al., 1985) identificava três "corpos" mineralizados na mina, que foram denominados A, B e E (Foto 2 e Figura 6-1). Supunha-se a existência de concentrações uraníferas de origem primária (amas) em bacia de piroclastitos, formada em nefelina sienitos do corpo B. As amas concentrar-se-iam próximo ao contato entre os nefelina sienitos e as rochas piroclásticas. O modelo atualmente aceito (Oliveira, 1986) é o de mineralizações primárias e secundárias associdas a um complexo conduto de brechas. O corpo A, de menor importância e de dimensões reduzidas, situa-se em rocha predominantemente fonolítica, na qual a mineralização se concentra em corpos tabulares subverticais de brecha. O corpo E situa-se parcialmente em brecha de conduto e parcialmente em fonólito. Como no caso do corpo A, as características da mineralização variam com a profundidade; nas áreas mais profundas (reduzidas), são encontrados zircão, pechblenda (em nódulos, disseminações, etc.). O urânio ocorre nos minerais uraninita e pechblenda ou ligado à estrutura cristalina do zircão, juntamente com minerais de Mo (molibdenita, ilsemannita, jordisita), pirita, esfalerita, galena e fluorita. Pirita, fluorita, e minerais de molibdênio são encontrados predominantemente na matriz e nos interstícios de brechas e em fraturas e fendas. O corpo situa-se inteiramente em brecha de conduto, ocupando o centro da atual cava. A mineralogia é a mesma descrita para o corpo E.

A mineralização secundária formou-se pelo avanço gradativo da frente de oxi-redução, sendo que os teores mais elevados de U encontram-se imediatamente abaixo da frente de oxi-redução, na zona reduzida, onde precipita. O U forma os óxidos uraninita e pechblenda, que ou impregnam as superfícies de fraturas (manchas e pintas pretas) ou formam pequenas massas

esferoidais. A frente de oxi-redução é ressaltada pelo contraste entre a coloração amarelada-esbranquiçada a bege das rochas da zona oxidada e a tonalidade cinza-esverdeada das rochas da zona reduzida (Foto 3). O perfil da frente é muito irregular: em áreas mais fraturadas e/ou brechadas, a frente se projeta para áreas mais profundas; além disso, repete-se em profundidade. Um furo de sondagem realizado em 1986 (Peters & Waber, 1988) atravessou quatro níveis de frentes de oxi-redução (a 33 m, a 42 m, a 66 m e a 70 m, sendo que foi encontrada a mineralização de U apenas ao nível de 42 m.

FOTO 3 - Detalhe da brecha de conduto (corpo B, Foto 2, ponto D). Frente de oxi-redução, ressaltada pelas colorações avermelhada da zona oxidada e cinza azulada da zona reduzida. Observar as dimensões dos blocos que constituem a brecha de conduto.

6.2. OS TIPOS LITOLÓGICOS

A Figura 6-2 mostra um mapa simplificado da mina que modifica o proposto pelos geólogos da NUCLEBRÁS, em função de observações petrográficas e estruturais feitas nas bancadas.

Os tipos litológicos observados são:

- fonólitos afíricos e principalmente porfiríticos (denominados de "fácies fanerítica fina" pelos geólogos da NUCLEBRÁS);

- nefelina sienitos ("fácies fanerítica grossa");

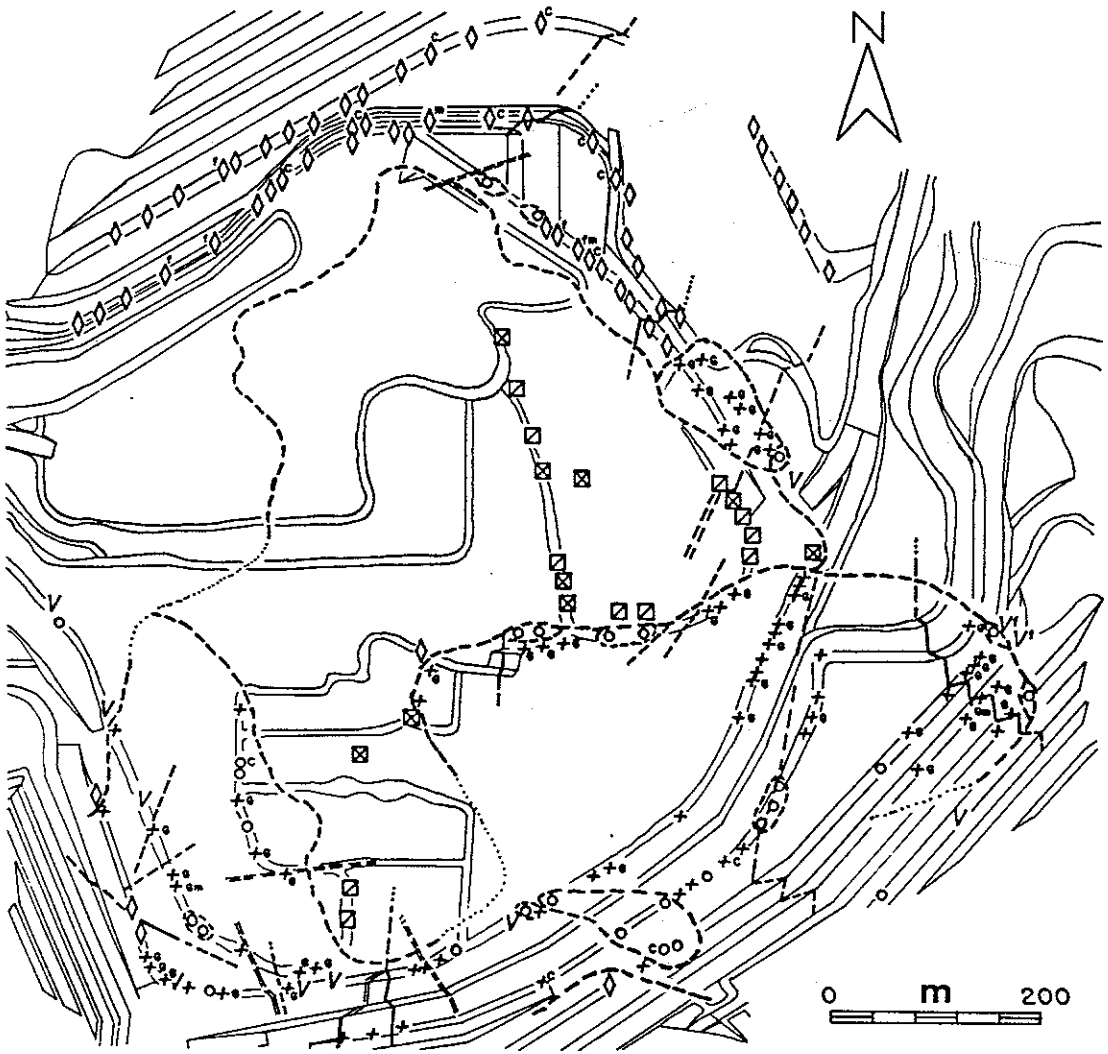
- pseudoleucita fonólitos ("fácies pseudoleucita");

- brechas e aglomerados de conduto ("fácies brechóide")

- diques de biotita lamprófiros ("fácies ultrabásico").

Todos estes tipos litológicos encontram-se alterados, em maior ou menor grau, por ação hidrotermal, à qual se sobrepõe a alteração intempérica nas porções mais superficiais. A textura e estrutura, entretanto, foram preservadas; apenas a alteração supérgena superposta (principalmente caulinitização), predominante nos níveis mais elevados e externos da cava, consegue obliterar a textura primária e dificultar, às vezes, o reconhecimento da natureza da rocha original.

O conjunto de rochas é também cortado por veios de caulinita, porcelanácea ou terrosa, que preenchem fraturas



DIQUES
de lamprófiros
de fonólito/traquito

BRECHAS DE CONDUTO
Brecha sustentada por clastos
Brecha sustentada por clastos e matriz

o PSEUDOLEUCITA FONÓLITO
(c: brechamento "craquelée")

+ NEFELINA SIENITOS
(e: granulação grossa a muito grossa; m: miárolos; c: brechamento "craquelée")

V FONÓLITO MICROGRANULAR AFÍRICO
(f: brecha de fragmentação)

◊ FONÓLITO PORFIRÍTICO
(m: miárolos; c: brechamento "craquelée"; f: brecha de fragmentação)

Contato litológico aproximado e inferido

FIGURA 6-2. Mapa simplificado da geologia da Mina Osamu Utsumi, tomando-se como base a cofiguração da cava em 31 de janeiro de 1983 (ver Figura 6-1).

subverticais e que podem persistir por metros ou dezenas de metros de profundidade.

A seguir, faz-se uma descrição mais detalhada dos vários tipos litológicos, enfatizando-se as feições macroscópicas. O Capítulo 7 tratará, mais especificamente, dos aspectos microscópicos e mineralógicos. No Apêndice, são apresentadas as observações geológicas e as descrições macroscópicas e microscópicas suscintas das amostras das bancadas e rampas da Mina Osamu Utsumi (cuja localização está apresentada na Figura 6-1), coletadas conforme relatado no ítem Metodologia do Capítulo 1.

T1869

6.2.1. Fonólitos Porfiríticos e Afíricos

Os fonólitos porfiríticos são os tipos litológicos predominantes na mina, ocupando principalmente a porção N-NE e toda a porção ocidental da cava (Figura 6-2). Os fonólitos afíricos são muito menos comuns, aparecendo localmente como diques, cunhas, ou variações petrográficas que passam para fonólitos porfiríticos por aumento nas proporções de fenocristais. São de cor cinza esverdeado, quando localizados na zona reduzida a beige esbranquiçado, quando oxidados. O intemperismo mais avançado destrói a textura original. Algumas variedades esverdeadas a cinza-acastanhadas são encontradas nas bancadas externas, a NW da cava; embora mostrando características de rochas frescas (e.g., duras e quebradiças, com resposta sonora ao martelo, idêntica à manifestada pelos fonólitos frescos do distrito), a observação ao microscópio (e as análises químicas) acusam claros sinais de alteração hidrotermal, pelo menos incipiente (e.g., presença de illita e lixiviação acentuada de Na). Nas variedades predominantemente porfiríticas, os fenocristais mais abundantes são de feldspato potássico,

Instituto de Geociencias - Biblioteca

tabulares, milimétricos a centimétricos, que aparecem em proporções variáveis (desde escassos a densidades de 10-20 cristais por dm^2 de rocha). Ocorre também muito frequentemente pseudoleucita como agregados alongados-arredondados a irregulares, predominando largamente sobre a pseudoleucita idiomórfica; esses agregados, também milimétricos a centimétricos, mostram a fina paliçada marginal de feldspatos colocados perpendicularmente à borda, que é uma das características texturais definidora de todos os agregados de pseudoleucita (ver Capítulo 7). Em alguns locais, parece existir gradação rápida destes fonólitos porfiríticos para pseudoleucita fonólitos. A matriz apresenta granulação desde muito fina (textura afanítica) até mais raramente fina (textura fanerítica fina).

A estrutura dos fonólitos é geralmente maciça. podendo apresentar, às vezes, cavidades miarolíticas, com preenchimento de feldspato potássico, por sua vez coberto por novas mineralizações (pirita, argilominerais, galena, minerais de Mo, Zr, U, etc.; Foto 4). O diaclasamento é intenso; nas áreas com brechamento "craquelée", as amostras aparentemente maciças desmancham-se com facilidade em fragmentos angulosos, de dimensões centimétricas, não rotacionados. São frequentes também as zonas (geralmente faixas, cunhas ou áreas irregulares) com brechamento de fragmentação, com os fragmentos já parcialmente deslocados e os interstícios angulosos e irregulares, por vezes também preenchidos parcialmente com mineralizações tardias. Feições mais locais encontradas principalmente em fonólitos porfiríticos são a presença de *veios pegmatóides*, interpretados como de origem "deutérica" (à semelhança da origem atribuída às associações tardias presentes em geodos, fraturas e segregações dos fonólitos da Pedreira Bortolan e dos nefelina sienitos da Pedreira da Prefeitura, no próprio distrito). No ponto 1348-N-14,

os veios são formados por feldspato potássico centimétrico e por lâminas de biotita aparentemente fresca.

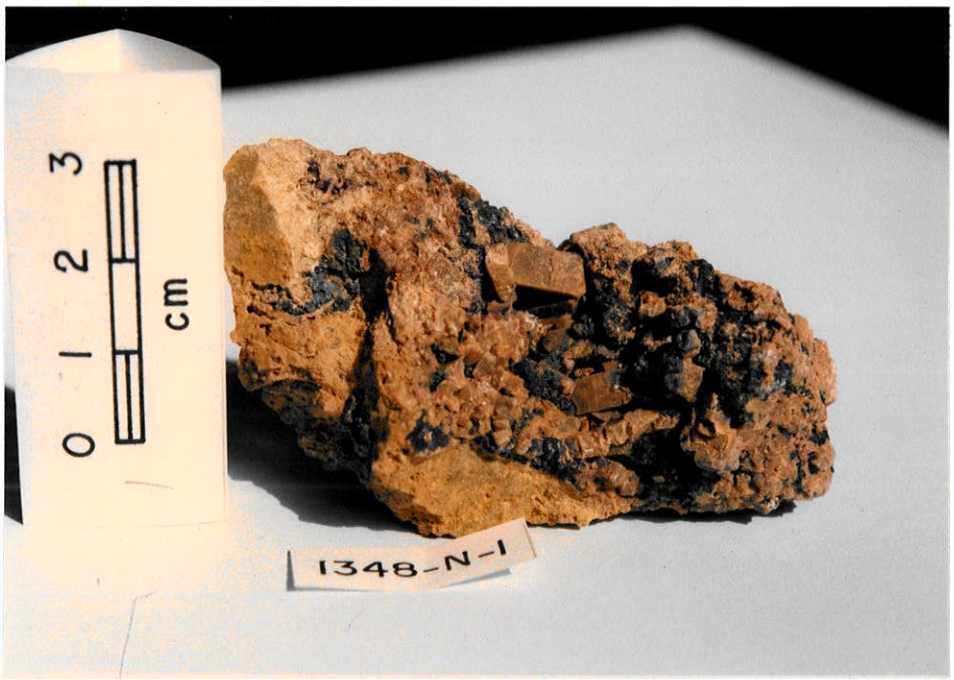


FOTO 4 - Amostra 1348-N-1 (zona reduzida) - Fonólito (traquito) porfirítico. Detalhe de um miárolo preenchido por cristais submilimétricos de FK, recobertos por pirita.

Os contatos com os nefelina sienitos são frequentemente retos e claramente marcados, parecendo se adaptar às superfícies de descontinuidade (e.g., juntas). Em outras áreas (e.g., no ponto 1364-S-SW-2), os fonólitos porfiríticos são invadidos por veios, de dimensões até centimétricas, irregulares, de nefelina sienitos vizinhos, sendo estes, portanto, uma fácies tardia. Não faltam observações que sugerem bordas resfriadas, como a presença de nefelina sienito porfirítico com matriz média-fina, que passa para nefelina sienito de granulação grossa, mais longe do contato com o fonólito porfirítico (ponto 1356-1340-R5). Em outros casos, a relação é inversa, encontrando-se fonólitos (a traquitos?) xenolíticos (geralmente como corpos menores), em contato com nefelina sienitos, e que mostram enclaves de vários tipos de rochas vulcânicas do distrito e de nefelina sienitos (e.g., pontos 1340-S-SE-6, 1340-S-SE-1, e 1348-S-9); ocorrem,

também, diques de fonólitos (traquitos?) intrusivos em nefelina sienitos, com estrutura fluidal (e.g., ponto 1356-SE-7).

Algumas poucas amostras classificadas macroscopicamente como fonólitos carecem de nefelina e são, portanto, *álcali feldspato traquitos*; mais do que variações locais sem nefelina, estas rochas parecem ser manifestações menores tardias (diques, etc.; ver descrição no Capítulo 7).

6.2.2. Nefelina Sienitos

Os nefelina sienitos são rochas dominantes na parte E e S-SE da cava. São de cor bege (áreas oxidadas) a cinza esverdeado (áreas reduzidas) e adquirem cor mais esbranquiçada, perdendo também coesão nos níveis intemperizados. A textura é algo variável, geralmente inequigranular; ocorrem variedades de granulação grossa a muito grossa (pegmatóides), com feldspatos centimétricos (Foto 5), até os de granulação média-grossa a

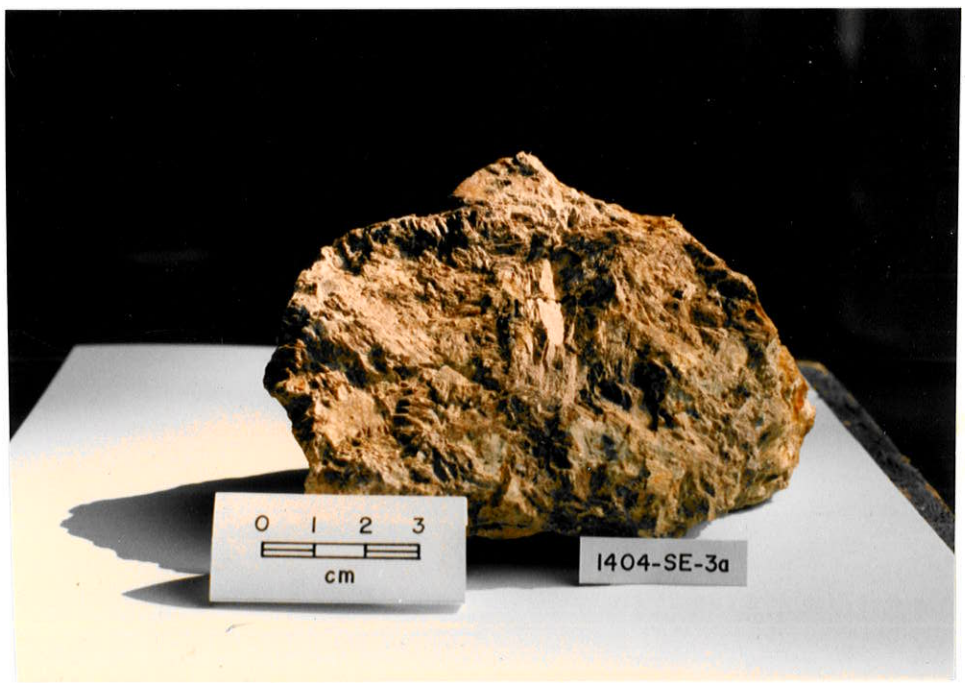


FOTO 5 - Amostra 1404-SE-3a (zona reduzida) - Nefelina sienito de granulação muito grossa, onde os cristais de FK são decimétricos.

média-fina. São também comuns os tipos porfiríticos, com megacristais de feldspato centimétricos, em matriz mais fina. Ocasionalmente, observam-se pseudoleucitas arredondadas nestas rochas, com disposição radiada dos feldspatos. *Miárolos* são comuns, especificamente em áreas em contato direto com fonólitos; por vezes, aparecem parcialmente preenchidos por feldspatos idiomórficos de geração "deutérica", também alterados (recristalizados) hidrotermalmente.

Nos nefelina sienitos, a disposição dos feldspatos alcalinos (os minerais predominantes) é geralmente foiaítica. A nefelina, em menor abundância, aparece invariavelmente alterada; é intersticial aos feldpatos e de menor tamanho, podendo também frequentemente estar neles inclusa. As porções ocupadas por nefelina alterada apresentam cores esverdeadas (zona reduzida) a esbranquiçadas (zona oxidada e intemperizadas). Estas porções mostram comumente fratura irregular-conchoidal e aspecto amorfo, e frequentemente se expandem pela rocha, em amostras com graus mais avançados de alteração. Nas zonas intemperizadas, essas manchas de alteração, esbranquiçadas, são em parte neoformadas e contribuem para mudar a textura original dos nefelina sienitos.

Os minerais máficos estão alterados para grãos de opacos, carbonatos, etc. São encontrados apenas como impressões marcadas pela concentração dos óxidos, etc. de alteração, representando possíveis piroxênios e óxidos primários, não identificados.

Os nefelina sienitos são frequentemente afetados por brechamento (do tipo "craquelée") e fraturas várias. São cortados por diques de lamprófiros e diques e cunhas de rochas

finas (fonólitos e traquitos, corpos de pseudoleucita fonólitos e veios de caulinita).

6.2.3. Pseudoleucita Fonólitos

Os corpos de pseudoleucita fonólitos ocorrem por toda a área da mina, distribuídos tanto em fonólitos como em nefelina sienitos. Todos eles foram afetados, como estas rochas, por alteração hidrotermal. Sua coloração varia desde cinza escuro a esverdeado (zona reduzida) a cinza azulado a esbranquiçado (zonas oxidada e intemperizada), com tons alaranjados ou amarelados pela difusão de óxidos hidratados de Fe.

Estas rochas caracterizam-se pelo marcado caráter porfirítico, apresentando pseudoleucitas idiomórficas, icositetraédricas, comumente presentes como cristais isolados, com tamanhos geralmente superiores ao centímetro e que, mais raramente, podem chegar aos 5 ou 7 cm; em cada um dos corpos, a população de pseudoleucitas geralmente mostra tamanhos máximos uniformes (e.g., não superiores aos 2 cm ou aos 5 cm, etc.; Foto 6). Mais raras são as pseudoleucitas equidimensionais arredondadas, que são as formas predominantes em poucos dos corpos encontrados. São variáveis também as proporções, que podem até mudar significativamente no próprio corpo. As rochas com "alta densidade" de pseudoleucita (mais do que 30%) mostram comumente proporções de 30 a 50%, e podem chegar até 60%, enquanto que as variedades com densidades menores (abaixo de 30%) mostram, tipicamente, proporções da ordem de 15-30%. Como fenocristais adicionais, acompanham geralmente os idiomórficos (até 2-3 cm) de feldspato alcalino, em quantidades de até aproximadamente 10 cristais por dm^2 de rocha, mas que, por vezes, pode suplantar a pseudoleucita como cristal mais abundante. A matriz é de granulação variável; comumente, é fina a muito fina

(pseudoleucita fonólitos), mas não são raros os corpos (ou fácies dentro de um mesmo corpo) com matriz fina-média (*pseudoleucita fonólito pórfiros*).

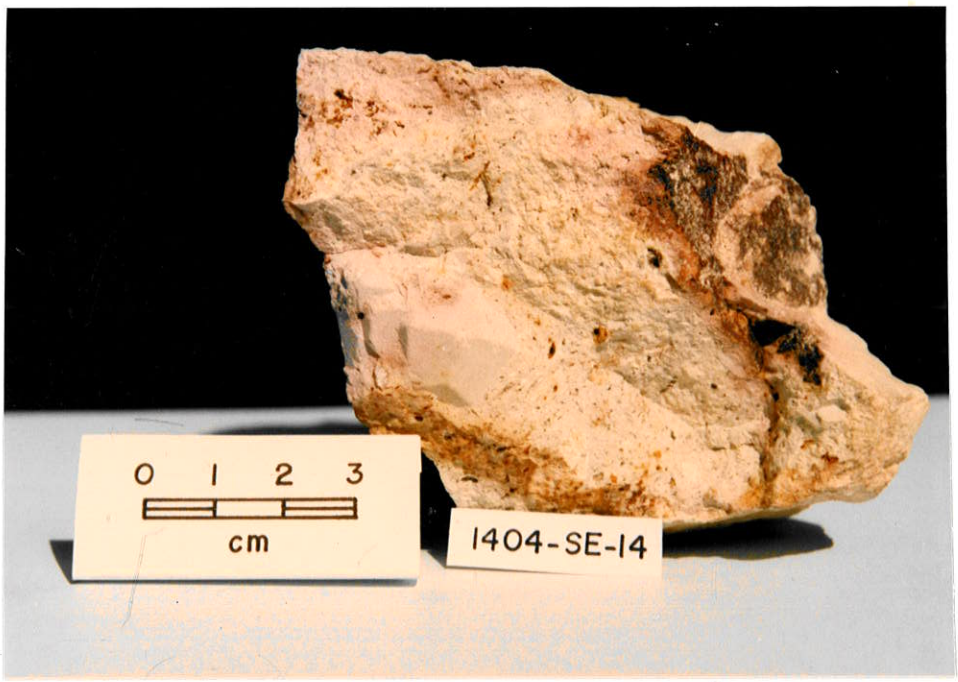


FOTO 6 - Amostra 1404-SE-14 (zona oxidada) - PSLC fonólito, com densidade de PSLC entre 20-30%. Detalhe mostra um cristal centimétrico de PSLC idiomórfica.

Os corpos de pseudoleucita fonólitos são, na maioria, de dimensões reduzidas (e.g., lâminas sub-horizontais ou diques de 1-2 m de espessura); corpos maiores são detectados em várias áreas da jazida, embora não seja possível definir claramente continuidade, forma ou limites.

As relações de idade com as outras rochas são em geral claras. Cortam os nefelina sienitos, o que é demostrado principalmente pela geometria das relações (e.g., diques de pseudoleucita fonólitos em rocha encaixante) como por alguns detalhes adicionais (e.g., enclaves de nefelina sienitos em pseudoleucita fonólito, ponto 1348-S-SW-18; pseudoleucita fonólito mostrando borda afanítica - 50 a 55 cm - sem fenocristais no contato com nefelina sienito, ponto 1388-SE-15).

As relações com os fonólitos são algo mais complexas. Por um lado, vários pseudoleucita fonólitos cortam os fonólitos porfiríticos como diques. Por outro, em alguns destes casos, não é observado contato reto, mas uma diminuição rápida das pseudoleucitas e consequente passagem para fonólitos afíricos (e.g., ponto 1348-S-SW-28) ou porfiríticos (e.g., ponto ao longo da rampa 1356-1340, não marcado na Figura 6-1). Os lamprófiros cortam sempre os pseudoleucita fonólitos, quando são encontrados em contato mútuo.

Por vezes, são encontradas relações que denotam complexidades adicionais. No ponto 1388-SE-9, ocorrem veios e bolsões (mobilizações tardias?) de pseudoleucita fonólitos (com pseudoleucitas menores) em corpo maior de pseudoleucita fonólito. O ponto 1340-S-SE-7 mostra um corpo de pseudoleucita fonólito, com veios do nefelina sienito vizinho.

6.2.4. Brechas e Aglomerados de Conduto

As brechas foram descritas segundo o esquema apresentado por Ulbrich (1986) como de origem subvulcânica, estando presentes tanto brechas (e aglomerados) de conduto como variedades situadas fora dos condutos.

A característica geológica (e genética) marcante das brechas *marginais* aos condutos é que elas se formam por processos "in situ", com pouca ou nenhuma movimentação dos fragmentos gerados. Por efeitos mecânicos, quebra-se a rocha afetada e a brecha resultante apresentará, consequentemente, características previsíveis: fragmentos angulosos, geralmente de dimensões pequenas (e.g., menores do que 10 ou 20 cm), pouco ou nada rotacionados, mostrando também textura sustentada por

clastos, e caráter oligomíctico.

O caso limite, nesta descrição geral, é o do brechamento *"craquelée"*, que quebra uma rocha em frações centimétricas por aparição de denso sistema de fraturas (reais ou virtuais). Os fragmentos, por outro lado, são pouco movimentados. Desta variedade de brechamento passa-se, a seguir, às brechas de fragmentação (*"shatter breccias"*), diferenciada da anterior por mostrarem-se os fragmentos afastados entre si, por movimentação e rotação, formando-se, ao mesmo tempo, "poros" (vazios) angulosos de tamanhos irregulares. As brechas de fragmentação concentram-se em áreas de dimensões geralmente reduzidas (faixas, lâminas, cunhas), com passagem rápida para as zonas "craquelée".

As *brechas de conduto*, finalmente, exibem na sua textura, "composição" e estrutura os sinais da movimentação (vertical e/ou de colapso) e aparecem limitadas por contatos retos. Na área da mina, aparecem com feições e características variadas. A brecha de conduto mais importante é a que ocupa a parte central da área da mina; brechas de conduto menores aparecem invadindo tanto os nefelina sienitos como os fonólitos porfiríticos, geralmente como corpos pequenos (diques, cunhas, lâminas).

A seguir, descrevem-se as feições mais importantes das brechas do conduto central.

As brechas do conduto central são muito variadas em suas características, com mudanças rápidas, tanto no sentido lateral como vertical (como mostram os testemunhos de sondagem). A própria forma do conduto central é irregular; aparece marcada de maneira aproximada na Figura 6-2 (ver, também, Fotos 1 e 2). Testemunhos de sondagem mostram mudanças significativas em

profundidade (L. Barroso Magno Filho, com. pessoal). A brecha (aglomerado) que ocupa esse espaço (Foto 7) é, em geral, uma brecha (aglomerado) de blocos (fragmentos maiores com dimensões superiores a 256 mm), com participação importante de fragmentos menores (até 1 cm) e matriz (menor de 1 cm). Os blocos maiores são decimétricos mas são muito frequentes também os de dimensões métricas. A distribuição dos fragmentos é por demais irregular; algumas áreas mostram abundância de blocos decimétricos, ausentes ou escassos nas áreas imediatamente vizinhas. A textura é sustentada por clastos, ou por clastos e matriz. A forma dos fragmentos é variada; são geralmente equidimensionais ou tabulares. Os fragmentos menores são mais comumente angulosos , mas também aparecem arredondados a sub-arredondados. Os maiores, entretanto, são de preferência arredondados a sub-arredondados. A brecha (aglomerado) é polimíctica, mas com acentuado predomínio de fonólitos porfiríticos (e, em parte, afíricos); os de nefelina sienitos são menos abundantes, enquanto que os de pseudoleucita fonólitos são raros. Uma estimativa aproximada, por observação de algumas bancadas, sugere que entre 80 e 90% dos clastos são de rochas finas. Os espaços entre clastos, bem como a sua superfície, aparecem com mineralização (Foto 8); são observadas pirita, fluorita, argilominerais (não identificados), minerais de Mo (jordisita, ilsemannita), zircão e outros (incluindo os minerais portadores de U). A observação textural mostra que muitos dos fragmentos presentes nestas rochas são arredondados a subarredondados, favorecendo, assim, a denominação de aglomerado de conduto em relação à de brecha de conduto.

São também vistos na mina vários corpos de brechas (aglomerados) polimícticos, de reduzidas dimensões, mostrando fragmentos frequentemente arredondados que invadem, como diques, cunhas, etc., a rocha encaixante.

FOTO 7 - Detalhe da brecha de conduto (corpo B, Foto 2, ponto D). A brecha de conduto é constituída por matriz formada por fragmentos sub-angulosos - sub-arredondados. A matriz está mineralizada e os clastos são ressaltados pela sua coloração mais clara.

FOTO 8 - Amostra 1340-S-SE-19b (zona oxidada) - Brecha sustentada por clastos e matriz, polimíctica. Detalhe de uma fratura mineralizada.

6.2.5. Biotita Lamprófiros

É encontrado em toda a área da mina um número significativo de diques de biotita lamprófiros. Embora com disposições variáveis, predominam os com atitudes entre N30E e N30W, com mergulhos (para NW e NE) moderados (30-50°) a acentuados, e espessuras relativamente pequenas (algumas dezenas de cm) (Figura 6-3 e Tabela 6-1). Aparecem esses diques, com apenas uma única exceção, fortemente alterados, adquirindo tons arroxeados-cinzentos característicos e textura extremamente friável; constituem, por este motivo, fator de instabilidade para a preservação das bancadas.

Não são diques de percurso regular. São comuns variações na espessura, com estruturas "pinch and swell" ou com adelgaçamento, por vezes até o completo desaparecimento. São comuns as trajetórias sinuosas ou irregulares, com mudanças moderadas, tanto na direção como no mergulho.

Os diques de lamprófiro são manifestações tardias. Cortam todos os litotipos encontrados na mina, inclusive as brechas do conduto central (Figura 6-2). Devem ser, portanto, posteriores à alteração hidrotermal e à mineralização; a alteração que apresentam é de origem intempérica, facilitada pela circulação de águas com alto poder de alteração (ácidas, etc.), pelo sistema "poroso" de fraturas da mina. Em algumas bancadas são observados sistemas de diques de lamprófiros e de fonólitos afíricos ou bandados, sendo que os primeiros invariavelmente cortam os segundos, por vezes se desviando de sua atitude e ingressando, por alguns decímetros, nos sistemas de fraturas ocupadas pelos fonólitos.

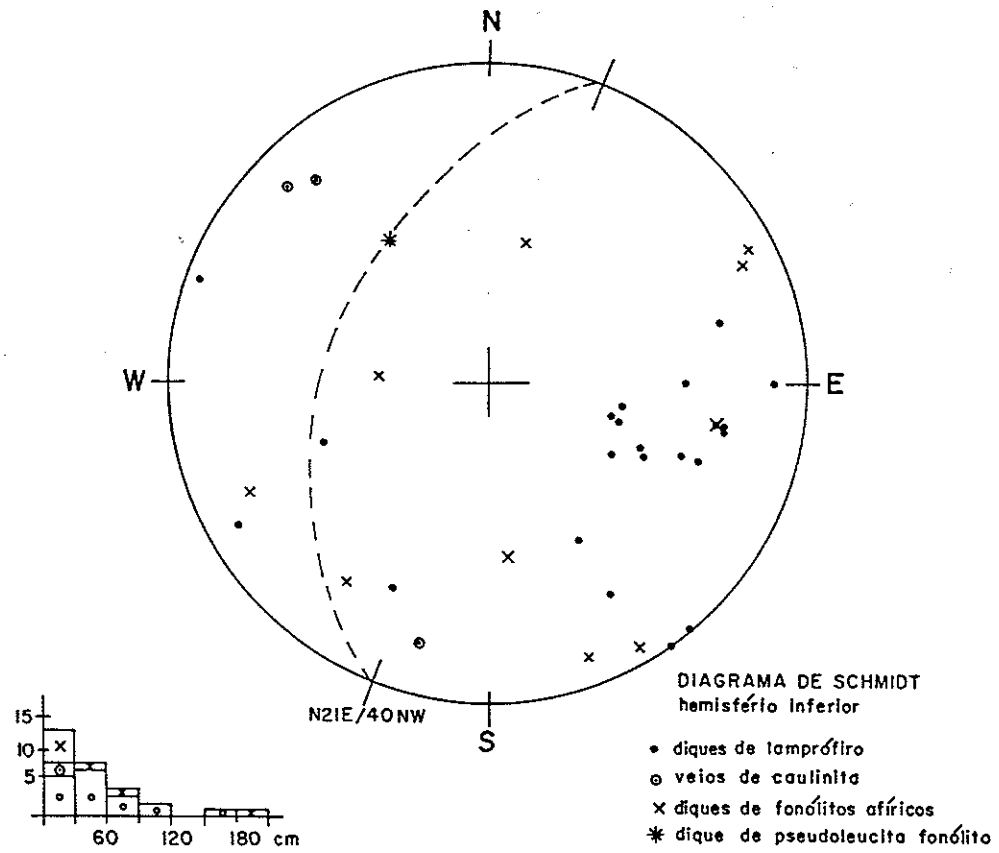


FIGURA 6-3. Diagrama de Schmidt e histograma de espessuras de diques e veios encontrados na Mina Osamu Utsumi. O plano N21E/40NW representa aproximadamente a atitude preferencial média adotada para os diques de lamprófiro.

DIQUES DE LAMPRÓFIROS

1404-SE-6	N-S/52W	(40 cm)
1388-SE-5a	N15E/33NW	
1388-SE-23	N10E/65NW	(60 cm)
1388-SE-24	N8-15E/65NW	(30 cm)
1356-NE-4	N20E/60NW	(90 cm)
1348-1340-R8	±N30E/37NW	(130-190 cm)
1348-1340-R17	N10E/35NW	(60-70 cm)
1340-S-SE-3	N23E/43NW	
1340-S-SE-11	N20-30E/40-45NW	(120 cm)
1340-S-SE-12	N50E/subv	(100 cm)
1340-S-SE-16	N20E/55NW	(45 cm)
1348-S-2	N15W/65SW	(10-15 cm)
1348-S-2	N10E/63NW	(40-50 cm)
1356-1348-R2	N-S/80W	(60-70 cm)
1348-N-15	N60E/47NW	
1364-S-SW-1A	N65W/60NE	(15-20 cm)
1364-S-SW-1B	N16E/35NW	(15-25 cm)
1364-S-SW-14	N20W/45NE	(20 cm)
1364-S-SW-20	N60E/65NW	(30-55 cm)
1364-S-SW-24	N55E/subv	(30 cm)
1348-S-SW-8	N30W/78NE	(30-40 cm)
1348-S-SW-21	N20E/85SE	(40-50 cm)

VEIOS DE CAULINITA

1452-SE-5	N75W/70-75NE	(10-30 cm)
1348-1340-R11	N50E/72SE-vert	(20-30 cm)
1372-1356-R4	N45E/76SE	

DIQUES DE FONÓLITOS AFÍRICOS (E ESFERULÍTICO)

1388-SE-25	N03E/28SE	
1356-SE-3	N25W/70NE	(30 cm)
1356-SE-7	N55W/65NE	(±25 cm)
1348-1340-R18	N60E/85NW	(55-70 cm)
1348-1340-R18	N70E/80NW	(20-60 cm)
1340-S-SE-6	N75W/37SW	
1364-S-SW-13	N25W/78SW	(25 cm)
1364-S-SW-21	N27W/82SW	(30 cm)
1348-S-SW-7	N10E/63NW	(25-30 cm)
1348-S-SW-14	N84E/45NW	(200 cm)

DIQUE DE PSEUDOLEUCITA FONÓLITO

1364-S-SW-19A	N55E/45SE

TABELA 6-1. Dados estruturais de diques e veios da Mina Osamu Utsumi (indicam-se as espessuras entre parênteses).

Os lamprófiros alterados são rochas porfiríticas, com ocorrência de fenocristais idiomórficos de biotita marrom milimétrica a centimétrica (encontrada como livrinhos de até 1-2 cm), pouco afetada pela alteração, junto com restos alterados de um mineral máfico prismático (piroxênio?) e a presença, mais rara, de fenocristais tabulares caulinizados de feldspatos. Em alguns diques são raros ou até inexistentes os fenocristais de biotita. A matriz, muito fina, aparece alterada por completo; nela ocorre neoformação de minerais e estruturas por influência do intemperismo (áreas mostrando concentração de novos minerias; bandas de espessura milimétrica, paralelas entre si e aos contatos do dique, ocupadas por argilomineral fibroso disposto em paliçada perpendicular ao bandamento; veios de caulinita, milimétricos a centimétricos, com atitude paralela à do dique; etc.).

6.2.6. Rochas Menos Comuns

São adicionados alguns dados relativos a rochas menos comuns ou menos frequentes.

No ponto 1436-SE-5 ocorre um provável tufisito, alterado por intemperismo, com bandamento subvertical visível (ao microscópio observa-se uma feição plano-paralela marcada por concentração de minerais opacos de granulação muito fina; caulinita e illita predominam e se concentram em áreas distintas da lâmina).

Nos pontos 1364-S-SW-13 e 1348-S-SW-7, ocorre dique de rocha bandada, fortemente alterada, com espessura entre 22 e 30 cm, que se caracteriza pela presença de bandas milimétricas regulares e concordantes no contato com o nefelina

sienito encaixante; a rocha original era, provavelmente, um fonólito de estrutura fluidal.

São comuns, em muitas áreas da zona oxidada, veios de "limonita". Sào de percurso irregular, de espessura centimétrica, com concreções e abaulamentos locais, com estrutura laminada a botrioidal. A amostra 1348-S-SW-15c, representativa do conjunto, constitui-se de goethita (e lepidocrocita?), com participação provável de óxidos e hidróxidos amorfos; mostra, também (ao microscópio), fragmentos de feldspato alcalino e agregados de illita rodeados e englobados pelos óxidos neoformados.

6.3. AS RELAÇÕES DE IDADE

As observações geológicas, em boa parte já descritas anteriormente e resumidas abaixo, permitem estabelecer uma sequência de eventos:

a) fonólitos porfiríticos vizinhos aos nefelina sienitos mostram comumente limites retos (aparentemente controlados por fraturas e/ou juntas); às vezes, são observados indícios de resfriamento diferenciado (e.g., nefelina sienito porfirítico mostrando matriz mais fina, no contato com o fonólito vizinho). Em dois ou três locais, são observadas também invasões de nefelina sienitos (como veios, lentes e lâminas) em fonólitos encaixantes (que não devem ser confundidas com as segregações pegmatóides tardias observadas em alguns lugares no próprio fonólito porfirítico);

b) alguns corpos menores de fonólitos (afíricos e bandados) mostram relações de intrusão em nefelina sienitos (diques de

fonólitos em nefelina sienitos; enclaves de rocha de granulação grossa nas rochas de granulação mais fina);

c) os diques de pseudoleucita fonólitos são por vezes claramente intrusivos em nefelina sienitos (seriam, portanto, manifestações tardias). Outras vezes (e.g., pontos 1372-N-11 e 1348-S-2), a passagem de pseudoleucita fonólito para o fonólito encaixante (porfirítico ou afírico) é muito rápida, sugerindo invasão do pseudoleucita fonólito em rocha encaixante ainda não totalmente cristalizada (em contraposição à idéia de passagem gradacional entre os dois tipos litológicos);

d) os vários tipos de brechas (de conduto, etc.) são evidentemente posteriores aos outros tipos litológicos; contêm fragmentos de todas essas variedades. Elas devem ser aproximadamente contemporâneas (ou imediatamente anteriores) à alteração hidrotermal e à mineralização primária;

e) nas brechas de conduto são observadas lentes esporadicamente distribuídas de brechas (com clastos de menor tamanho) e de fonólitos finos fluidais (com enclaves). São estas algumas das escassas evidências diretas da recorrência dos fenômenos de brechamento;

f) a mineralização (de vários tipos) é texturalmente posterior à formação das estruturas (fraturas e brechas). Aparece distribuída de maneira homogênea no conduto central, sempre nas zonas reduzidas (onde é encontrada principalmente nos "poros" (vazios) e nas superfícies dos clastos). Nas rochas encaixantes do conduto central, localiza-se em zonas reduzidas com estruturas favoráveis (brechadas e/ou fraturadas); pirita aparece por vezes uniformentente distribuída (localizada tanto

no interior dos clastos como, principalmente, na sua superfície), enquanto que outras mineralizações (como minerais de U e Mo, fluorita, etc.) são encontradas em fraturas que cortam tanto rocha intacta como brechada (e.g., fonólitos nas bancadas marginais a NW e SW); constata-se, neste caso, que transporte e deposição desta mineralização é controlada pelas fraturas correspondentes;

g) os diques de lamprófiro são posteriores a todos os tipos litológicos presentes na mina, cortando inclusive as brecha de conduto; são também posteriores aos fenômenos de alteração hidrotermal e mineralização primária (pelo menos um deles).

A sequência de eventos que emerge da interpretação destas observações é que os nefelina sienitos invadem uma área previamente ocupada principalmente por fonólitos porfiríticos subvulcânicos e que, por sua vez, são invadidos por manifestações tardias de fonólitos (principalmente afíricos e bandados). Os pseudoleucita fonólitos parecem ter se colocado tanto em etapas iniciais como tardiamente. Alguns deles são provavelmente contemporâneos aos fonólitos porfiríticos, enquanto que os últimos são posteriores aos nefelina sienitos. De qualquer maneira, é provável que o intervalo temporal entre a invasão das primeiras e últimas manifestações magmáticas seja muito limitado.

A seguir, por influência de manifestações explosivas subvulcânicas-vulcânicas tardias, formam-se os condutos de brecha e as manifestações correlatas que afetam também as várias rochas encaixantes (não só na área da Mina Osamu Utsumi, como também em toda a "estrutura circular centro-leste"). Estas novas estruturas geram as condições para a circulação hidrotermal e a consequente mineralização primária, que devem

portanto ser, por este motivo, contemporânea à própria formação das brechas.

A mineralização presente, entretanto, é resultado de processos em parte controlados por intemperismo, pelos quais são remobilizados alguns minerais depostados na mineralização primária e que aparecem redepositados em locais adequados (os minerais de U, Mo, etc. concentram-se nas zonas reduzidas, os primeiros se localizando imediatamente abaixo da frente de oxi-redução). Por outro lado, a distribuição atual dos minerais como fluorita, pirita e zircão deve ainda refletir remanescentes da distribuição primária pretérita. Da mesma maneira, impõe-se à alteração hidrotermal original uma assinatura cada vez mais determinanda por transformações supérgenas; perto da superfície desaparece por neomineralização a estrutura original da rocha, ainda preservada até nas áreas com rocha oxidada.

Os diques de biotita lamprófiro são claramente as últimas manifestações magmáticas; sua idade radiométrica é da ordem de 75 Ma (M. Shea, com. pessoal; ver discussão no ítem 3.4). São provavelmente posteriores às manifestações derradeiras no Maciço Alcalino de Poços de Caldas. Não está comprovado o seu condicionamento genético, podendo-se tratar de manifestações muito específicas, desvinculadas do magmatismo alcalino local.

6.4. O MODELO GEOLÓGICO

Constitui a Mina Osamu Utsumi, à luz das observações acima, um corpo mineralizado que ocupa tanto o conduto central propriamente dito, como também algumas áreas estruturalmente favoráveis localizadas na rocha encaixante. A formação destes "condutos de brecha" ("breccia pipes") deve-se à atuação de fenômenos subvulcânicos (com ou sem vazão vulcânica),

já muito citados na literatura, cuja causa é um complexo mecanismo de "implosão e fluidização" (tais como os propostos por Cloos, Reynolds e Biondi, entre outros; ver bibliografia em Ulbrich, 1986). Permite este a abertura do conduto e seu preenchimento por fragmentos das rochas vizinhas, que por movimentação vertical (ascendente e/ou descendente) são colocadas até longe do seu nível original, causando ao mesmo tempo considerável atrito mecânico (com arredondamento de arestas, diminuição do tamanho, etc.) e propiciando canais para a passagem e circulação de fluidos (com a consequente alteração hidrotermal e mineralização). O processo é, provavelmente, repetitivo, atuando toda vez que o mesmo conduto é utilizado para nova vazão explosiva, com a correlata remobilização de fragmentos previamente depositados e/ou ampliação do conduto e/ou geração de condutos satélites ao principal; como indicado, são esparsas as evidências diretas da decorrência de reativações (ver ítem anterior).

Paralelamente à atuação do mecanismo gerador do conduto, estarão as rochas encaixantes submetidas principalmente a pressões, com o aparecimento de "brechas" de significado geológico particular, já que localizadas marginalmente ao conduto. As sucessivas compressões e descompressões a que estão submetidas as rochas encaixantes condicionarão, então, a geração de "zonas craquelée", brechas de fragmentação, etc. (ver Ulbrich, 1986, para um panorama mais detalhado).

A interpretação aqui sustentada difere tanto dos primeiros modelos geológicos citados na literatura para a Mina Osamu Utsumi (e.g., Fraenkel et al, 1985; ver resumo no Ítem 6.1), como também, parcialmente, dos últimos (e.g., Oliveira, 1986).

CAPÍTULO 7

A MINA OSAMU UTSUMI: MICROSCOPIA PETROGRÁFICA E MINERALOGIA POR DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X

7.1. INTRODUÇÃO

Serão dois os temas tratados neste capítulo. Primeiramente serão examinadas as microtexturas das rochas citadas no Capítulo 6, ilustrando alguns aspectos mais relevantes. Na segunda parte, serão apresentados os resultados provenientes do trabalho de reconhecimento mineralógico, principalmente por meio da difração de raios-X, focalizando os minerais de alteração mais importantes: illita, esmectitas, feldspatos alcalinos e caulinita.

7.2. MICROSCOPIA PETROGRÁFICA

Os resultados do estudo de 55 lâminas delgadas, preparadas como indicado no Capítulo 1, são mostrados a seguir.

7.2.1. Fonólitos Porfiríticos e Afíricos (e rochas afins)

Os *fonólitos porfiríticos* são, entre as variedades de rochas finas, os mais abundantes e se caracterizam por mostrar fenocristais de feldspato alcalino e de nefelina, com dimensões até centimétricas (10-15 mm), muito frequentemente acompanhados por agregados irregulares a arredondados de pseudoleucita. A proporção dos fenocristais é sempre baixa, raramente ultrapassando a densidade de 10 a 20 fenocristais/dm^2.

A matriz destas rochas é muito variada, frequentemente não homogênea, ocorrendo, na própria lâmina, variações na textura e/ou granulometria; predominam feldspato alcalino e nefelina sobre os minerais máficos alterados, que aparecem ora isolados, ora agrupados, e que são identificados pela concentração de produtos de sua substituição (óxidos-hidróxidos de Fe ou pirita; illita;, etc.). A textura da matriz é, mais comumente,a feltrosa (dominada pela presença de microlitos alongados de feldspatos, não orientados, com nefelina intersticial), até microgranular hipidiomórfica a xenomórfica (com o feldspato alcalino disposto como grãos mais equidimensionais, idiomórficos ou xenomórficos, com nefelina intersticial); mais rara é a textura tinguaítica, com feldspatos alongados-ripiformes desorientados, intersticialmente aos quais se dispõem nefelina e os minerais máficos de hábito prismático e acicular.

Os fenocristais de feldspato alcalino são os mais conspícuos, destacando-se pelo tamanho algo maior e hábito placóide a ripiforme; muitos dos grãos estão quebrados. São frequentemente geminados (lei de Carlsbad) e por vezes mostram-se pertíticos. Agregados de vários fenocristais são frequentes, embora pouco abundantes; os cristais individuais são, aqui, menores e subidiomórficos. Tanto estes fenocristais como frequentemente os feldspatos da matriz apresentam, invariavelmente, aspecto pulverulento, com microlâminas de illita (e outros argilominerais?), opacos e principalmente inúmeras inclusões fluidas irregulares. As bordas dos fenocristais são por vezes límpidas; os contornos, comumente retos, mostram, em certas partes, crescimento tardio da zona externa, que aparece expandindo-se irregularmente pela matriz.

Os fenocristais de nefelina, idiomórficos e frequentemente incompletos (quebrados?), estão substituídos por

illita; em amostras da zona oxidada, a caulinita juntamente com illita.

Os agregados de pseudoleucita, quase sempre presentes nos fonólitos porfiríticos, são geralmente de dimensões milimétricas (até 10-20 mm) e de contornos irregulares a arredondados (sub-idiomórficos); a pseudoleucita idiomórfica é muito mais rara. Tipicamente ocorrem em proporções menores, mas variáveis; em alguns casos, tornam-se mais abundantes em determinadas áreas, atingindo proporções de 20 a 30% (as diferenças com os aqui denominados "pseudoleucita fonólitos" serão ressaltadas no Ítem 7.2.3). Mostram estas pseudoleucitas frequentemente a paliçada externa típica (pelo menos insinuada), com feldspato alcalino disposto perpendicularmente às margens do agregado (Foto 9); para o interior, comumente aparece maior quantidade de nefelina (alterada para illita), associada a cristais maiores de feldspato potássico; intercrescimentos entre os dois minerais, formando "fragmentos" de esferulitos, são também observados.

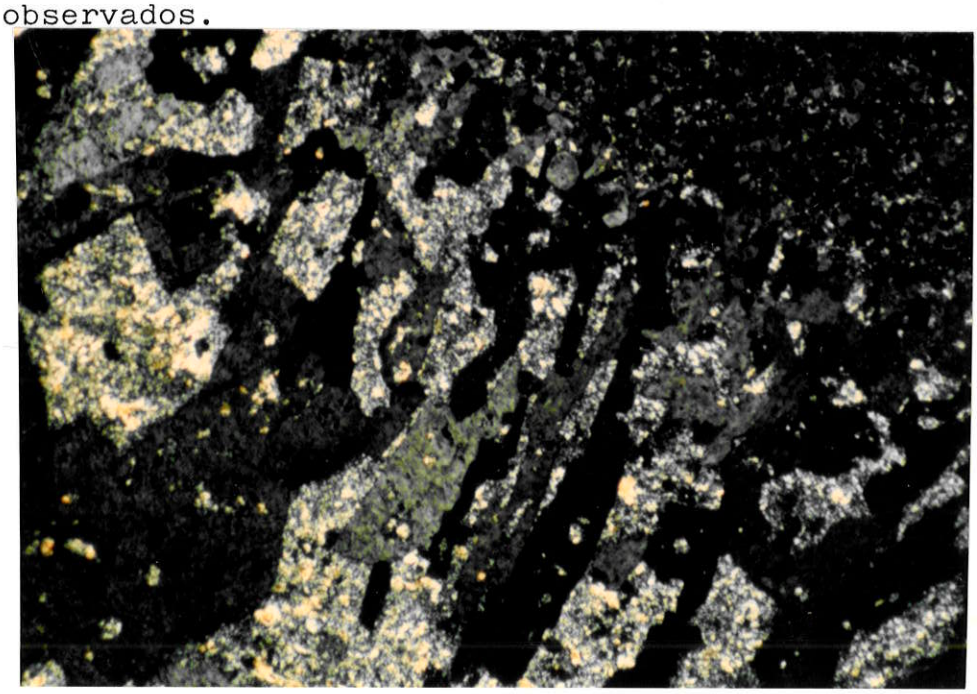


FOTO 9 - Amostra 1348-N-13 (zona reduzida) - Fonólito porfirítico. Detalhe da borda de PSLC, formada por uma paliçada de FK tabulares ou ripiformes dispostos perpendicularmente ao perímetro do cristal.

Os minerais máficos, sempre encontrados na matriz, foram substituídos por illita, carbonatos, etc. e por minerais de Fe (pirita nas rochas da zona reduzida, goethita e provável hematita nas da zona oxidada). A pirita é também encontrada, nas rochas da zona reduzida, como microcubos, isolados ou agrupados, disseminados regularmente pela matriz. Zircão é observado esporadicamente como cristal de contorno irregular (e.g., amostra 1348-1340-R19).

A alteração para illita afeta totalmente a nefelina e parcialmente o feldspato (tanto os fenocristais como os grãos da matriz); nestes casos, a illita aparece nos feldspatos como veios ou manchas, ou substitui o hospedeiro parcialmente, a partir de fraturas ou bordas. Em amostras da zona oxidada, aparece caulinita, em proporções por vezes significativas, primeiramente na matriz, e, depois, avançando sobre as áreas ocupadas por illita (Foto 10). Caulinita é também encontrada, embora em proporções muito menores, em amostras da zona reduzida (e.g., amostra 1348-N-12b).

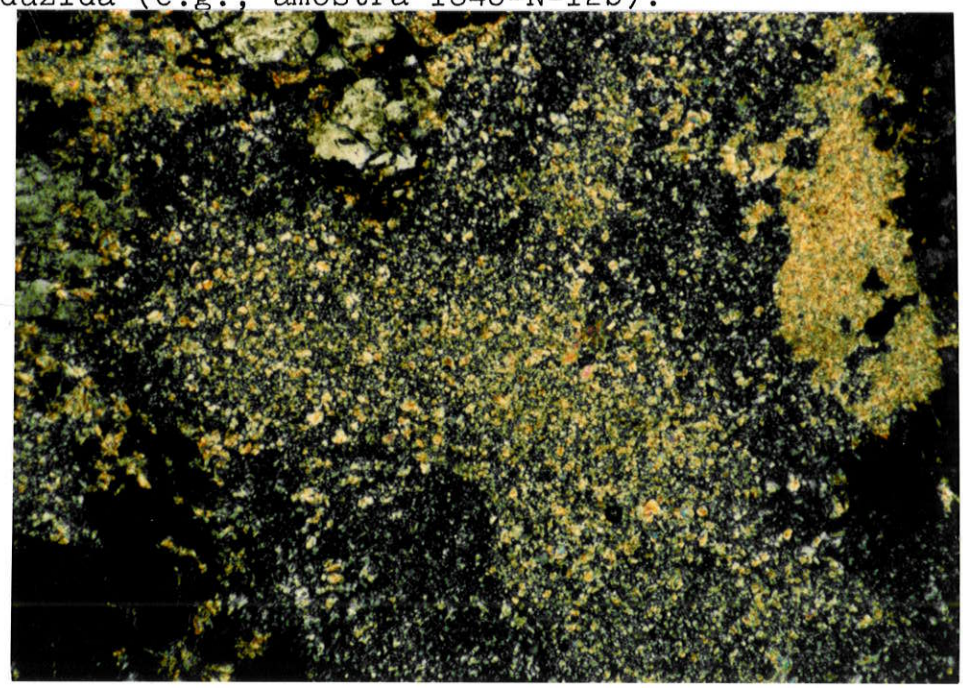


FOTO 10 - Amostra 1348-1340-R19 (zona oxidada) - Fonólito porfirítico. Detalhe da substituição da illita por caulinita. Nicóis cruzados, filtro azul, 15X.

A alteração intempérica mais pronunciada reorganiza a textura da rocha. Nela, os minerais primários são vistos apenas por alguns sinais, que desenham os anteriores contornos e o feldspato alcalino só é observado como relíquias, ou já desaparece por completo ao se caulinizar (e.g., amostra 1452-SE-6).

Nas bancadas a W e NW, são encontradas algumas áreas de *fonólitos porfiríticos de aspecto fresco*, muito duros, de cor cinza arroxeado. Ao microscópio, mostram estas rochas textura porfirítica, com fenocristais de feldspato alcalino, nefelina e egirina, em matriz tinguaítica (ou feltrosa), muito fina, com feldspato alcalino ripiforme, nefelina e egirina (ou egirina-augita) prismática. A nefelina está convertida em illita, mas o piroxênio está quase totalmente fresco (Foto 11).

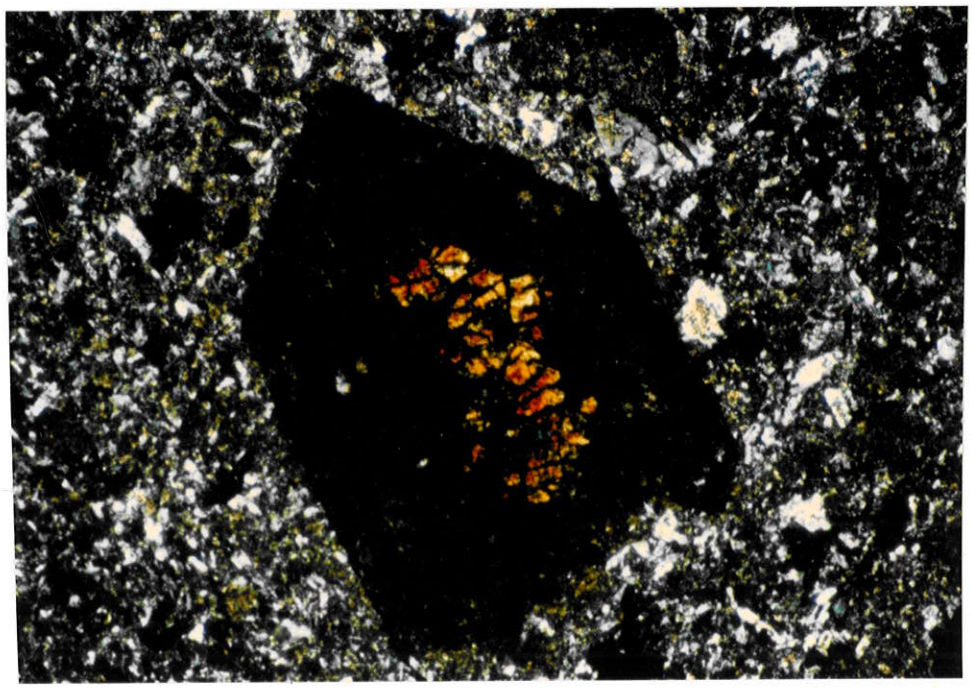


FOTO 11 - Amostra 1372-N-1a (zona reduzida) - Fonólito porfirítico, menos alterado por ação hidrotermal. Detalhe de um fenocristal de egirina parcialmente alterado. A matriz é holocristalina, leuco- a mesocrática, de granulação muito fina, textura tinguaítica, formada por FK tabular-granular, NE granular intersticial e MM prismático-alongado e acicular. Nicóis cruzados, filtro azul, 15X.

Os *fonólitos afíricos* que são encontrados como diques geralmente apresentam alguns microfenocristais de

feldspato alcalino e nefelina em matriz muito fina a fina, de textura intergranular (feldspato tabular e nefelina com minerais máficos prismáticos alterados). A illita substitui a nefelina; caulinita é também encontrada (como veios em fenocristais de feldspato, associada a illita) em rochas da zona reduzida (amostra 1348-S-SW-15b).

Alguns corpos menores são variedades de *álcali feldspatos traquitos com nefelina*. As texturas são variadas.A amostra 1348-N-1 (da zona oxidada) é porfirítica, com alguns poucos fenocristais de feldspato alcalino, isolados ou como agregados, em parte alterados para illita, em matriz muito fina, xenomórfica, com feldspatos equidimensionais e manchas irregulares de illita (alteração da nefelina e em parte de feldspatos); é também observado, na matriz, o contorno de minerais máficos alterados. A amostra 1348-S-SW-22b (da zona reduzida) é um álcali feldspato microsienito (com nefelina?), de textura inequigranular, com alguns cristais maiores de feldspato alcalino, de aspecto pulverulento, tabulares a placóides (por vezes com bordas de desenvolvimento tardio, limpas, em matriz fina com feldspatos tabulares a equidimensionais; textura feltrosa a hipidiomórfica), e alguns agregados de illita (provável alteração de nefelina); pirita aparece disseminada como microcubos (Foto 12).

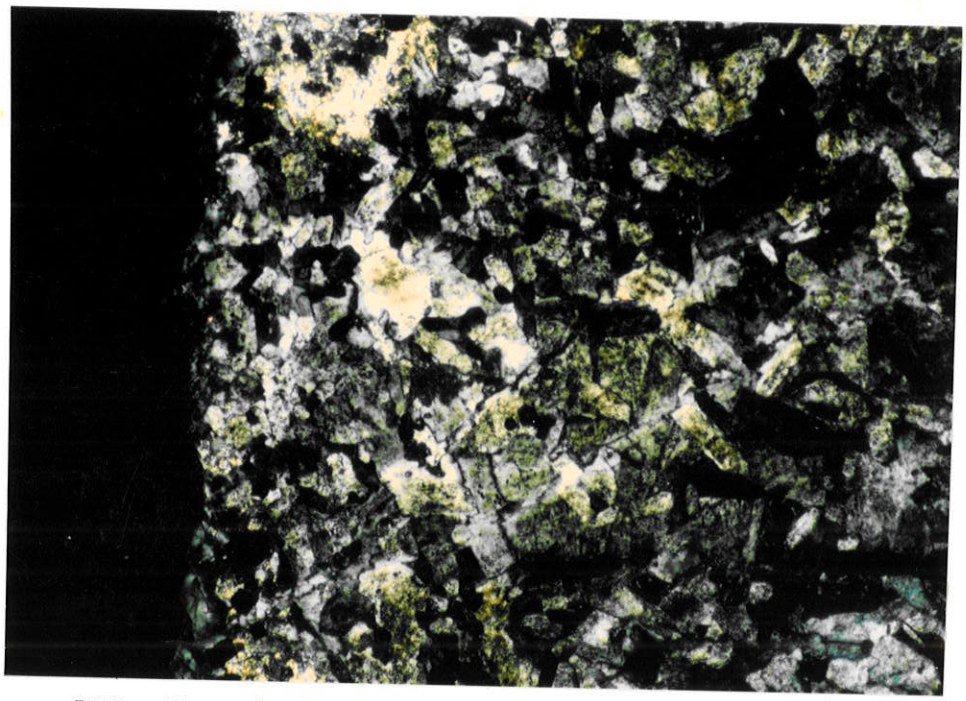


FOTO 12 - Amostra 1348-S-SW-22b (zona reduzida) - Álcali feldspato traquito. A textura da rocha é hipidiomórfica a pilotaxóide, formada por FK tabular a equidimensional-irregular e escassos agregados intersticiais de illita. Detalhe de um veio límpido de FK que atravessa a matriz. Nicóis cruzados, filtro azul, 15X.

7.2.2. Nefelina Sienitos

As texturas dos nefelina sienitos são geralmente inequigranulares, pelas diferenças de tamanho entre os feldspatos e a nefelina. Existem também as texturas francamente porfiríticas, por vezes seriadas, com fenocristais de feldspato potássico, tabulares, com contornos frequentemente irregulares, milimétricos a centimétricos, que se destacam da matriz de granulometria mais fina (milimétrica a centimétrica). São também identificados *nefelina sienitos pórfiros*, que mostram fenocristais milimétricos idiomórficos de feldspato potássico e nefelina, em matriz fina, feltrosa a traquitóide, com feldspato potássico ripiforme, geralmente desorientado, junto com cristais menores de nefelina (e.g., amostra 1404-SE-10).

A disposição de feldpatos potássicos (nas rochas

mais equidimensionais, ou na matriz das porfiríticas) é geralmente foiaítica, com os feldspatos tabulares subidiomórficos formando densa malha, intersticialmente a qual se colocam nefelina e outros feldspatos; em rochas de matriz mais fina (*pórfiros*), a textura é feltrosa ou traquitóide. Mais rara é a textura com feldspatos potássicos mais equidimensionais e de contornos irregulares; mesmo aqui, aparecem os feldspatos de menor tamanho com hábito tabular subidiomórfico. Os feldspatos maiores mostram, em geral, inclusões por vezes até abundantes (textura poiquilítica), principalmente de nefelina idio- a subidiomórfica.

O feldspato potássico é uma variedade reconstituída (recristalizada) e aparece sempre com aspecto pulverulento, carregado de inclusões de vários tipos: destacam-se as laminares de óxidos (?) e de illita, acompanhando grande quantidade de pequenas inclusões fluidas. Em alguns casos, são observados feldspatos pertíticos, com manchas irregulares de albita, mais limpas, irregularmente distribuídas pelo cristal hospedeiro (e.g., amostra 1436-SE-4). Feldspato potássico tardio (?), recristalizado, é encontrado como pequenos veios ou formando áreas limpas em alguns cristais (no seu interior, ou nas bordas).

As nefelinas, sempre alteradas, aparecem como inclusões (parciais ou totais, comumente idiomórficas) em feldspatos maiores, ou são intersticiais aos de menor tamanho.

Nefelina e feldspato potássico geralmente mostram, nestas rochas, contatos retos normais. Apenas em alguns casos são observados intercrescimentos entre os dois minerais, com o feldspato ocorrendo com hábito xenomórfico-irregular e nefelina irregular a veniforme (e.g., no nefelina microsienito

1388-SE-9). Em algumas amostras são observados, macroscopicamente, intercrescimentos pseudoleucíticos, com disposição radiada dos feldspatos e nefelina e contornos arredondados do conjunto (ver Ítem 7.2.3 para detalhes).

Os minerais máficos (anteriores piroxênios?) são pouco abundantes e reconhecíveis apenas pela concentração de minúsculos grãos de minerais opacos, illita, carbonatos, e outros produtos de alteração; na zona reduzida, pirita é o opaco dominante, enquanto que óxidos e hidróxidos de Fe (hematita?, goethita, etc.) são predominantes nas rochas da zona oxidada.

Illita é mineral de alteração sempre presente. Aparece como agregados microlaminares, nos quais são encontrados, por vezes, lâminas de tamanhos maiores concentradas como "veios" ou manchas em determinados locais (e.g., no centro); a textura sugere recristalização (hidrotermal) a partir das microlamelas. Em algumas amostras (e.g., 1388-SE-5, Foto 13) notam-se agregados de illita com áreas marginais mostrando uma variedade mais clara (e posterior?) rodeando regiões centrais com illita mais escura (e anterior?); a illita clara aparece também como veios contornando a variedade escura. A substituição normal é a da nefelina por illita, conservando-se então a textura original. Mas também o feldspato é substituído por illita. Nos estágios iniciais, a substituição é localizada, e o feldspato mostra contatos irregulares-serrados com os agregados de illita; nas alterações mais intensas, desaparecem os contornos originais das nefelinas e partes consideráveis do feldspato são substituídas por illita.

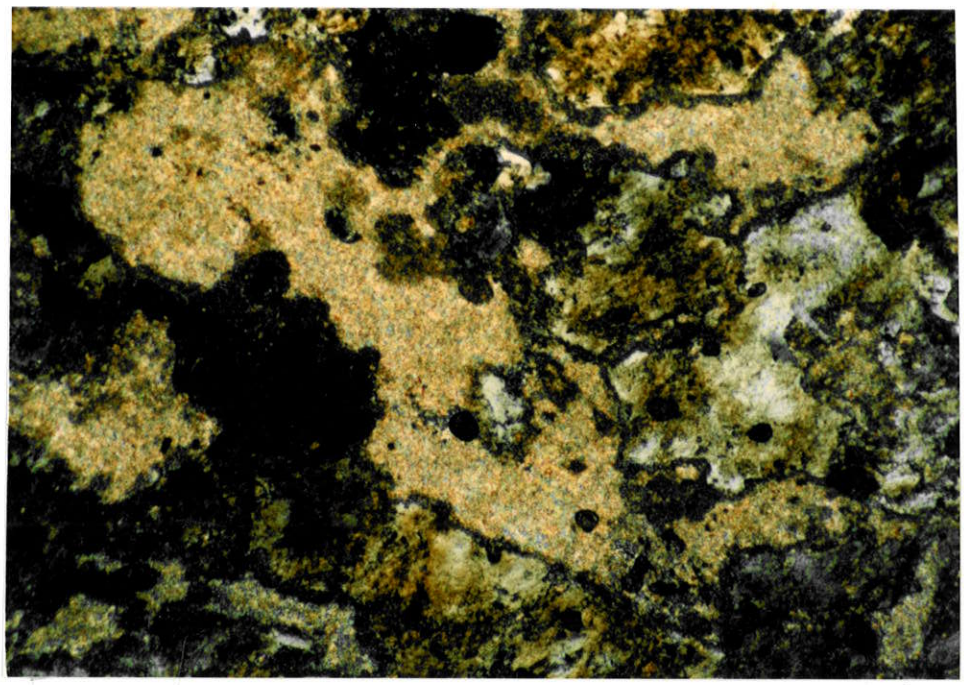


FOTO 13 - Amostra 1388-SE-5 (zona reduzida?) - NE sienito de granulação média. A textura é dominada pela illita; as porções illitizadas se interconectam. Aparentemente há duas gerações de illita, sendo que a mais nova é a de birrefringência mais clara. Nicóis cruzados, filtro azul, 15X.

Caulinita ocorre tipicamente na maioria das rocha oxidadas. Aparece como agregados microlaminares, extremamente finos, que se formam em contato com agregados de illita; os contatos entre as duas associações são geralmente irregulares a sinuosos-lobulados. Frequentemente, são encontradas áreas e veios de illita, interpretadas como reliquiares, no interior dos agregados de caulinita. As relações texturais e geológicas sugerem substituição tardia de illita por caulinita.

Pirita aparece, nas rochas da zona reduzida, como pequenos cristais idiomórficos, disseminada pela rocha, e concentrada em veios; ocupa, preferencialmente, junto com illita e outros argilominerais (e minerais tardios como fluorita, carbonatos e zircão) o lugar dos minerais máficos alterados.

Algumas observações sugerem complexa cristalização durante a etapa hidrotermal: às indicações já referidas sobre as variedades de illita (ver acima) soma-se a observação sobre zonalidade de zircão em algumas amostras (1436-SE-4) e a cristalização tardia do carbonato, colocado às margens dos agregados de illita (amostra 1356-SE-17, Foto 14).

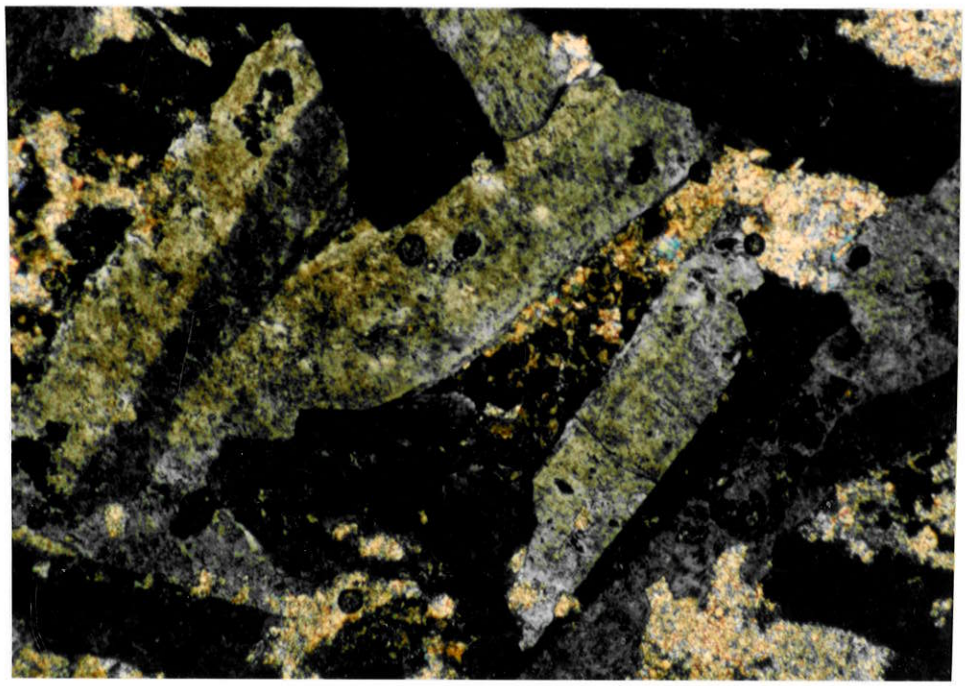


FOTO 14 - Amostra 1356-SE-17 (zona reduzida) - NE sienito de granulação média. Textura foiaítica, formada por FK tabulares milimétricos e NE intersticial. Detalhe de interstício preenchido por carbonatos, illita e alguns óxidos. Nicóis cruzados, filtro azul, 15X.

Nas rochas da zona oxidada, a pirita é substituída por grãos de goethita (e lepidocrocita?) e possívelmente hematita (Foto 15).

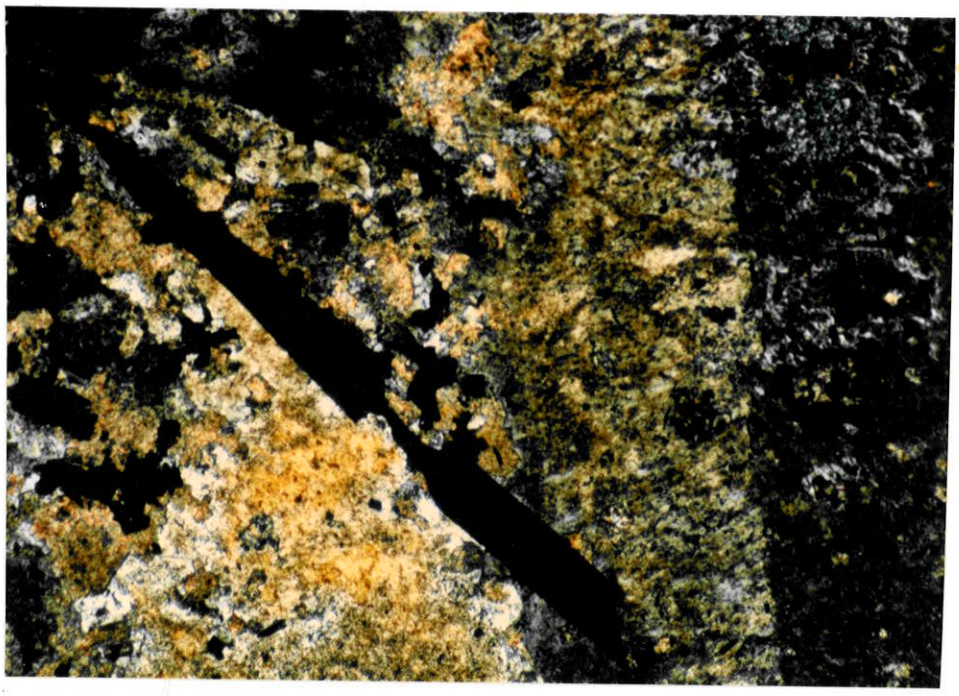


FOTO 15 - Amostra 1436-SE-4 (zona oxidada) - NE sienito porfirítico de granulação média. Detalhe de uma agulha de hematita. A amostra encontra-se bastante intemperizada; o FK, no canto direito da foto, apresenta porções caulinizadas. Nicóis cruzados, filtro azul, 15X.

7.2.3. Pseudoleucita Fonólitos

Distinguem-se estas rochas dos fonólitos citados no Ítem 7.2.1 pela presença marcante de pseudoleucitas idiomórficas (ver item 6.2.3), juntamente com as quais encontram-se, em proporções variáveis, fenocristais de feldspato alcalino e nefelina (por vezes, agrupados de maneira glomeroporfirítica, Foto 16).

Ao microscópio, as pseudoleucitas idiomórficas destacam-se por algumas características. Sempre apresentam a fina paliçada externa, caracterizada pela disposição de bastões e ripas de feldspato, perpendiculares à borda, com nefelina (illita) intersticial. As proporções entre os dois minerais são parecidas, ou ocorre predomínio de nefelina. Para o interior do agregado, aumenta a proporção de nefelina e o tamanho dos grãos de feldspato (Foto 17). Outras texturas comumente observadas

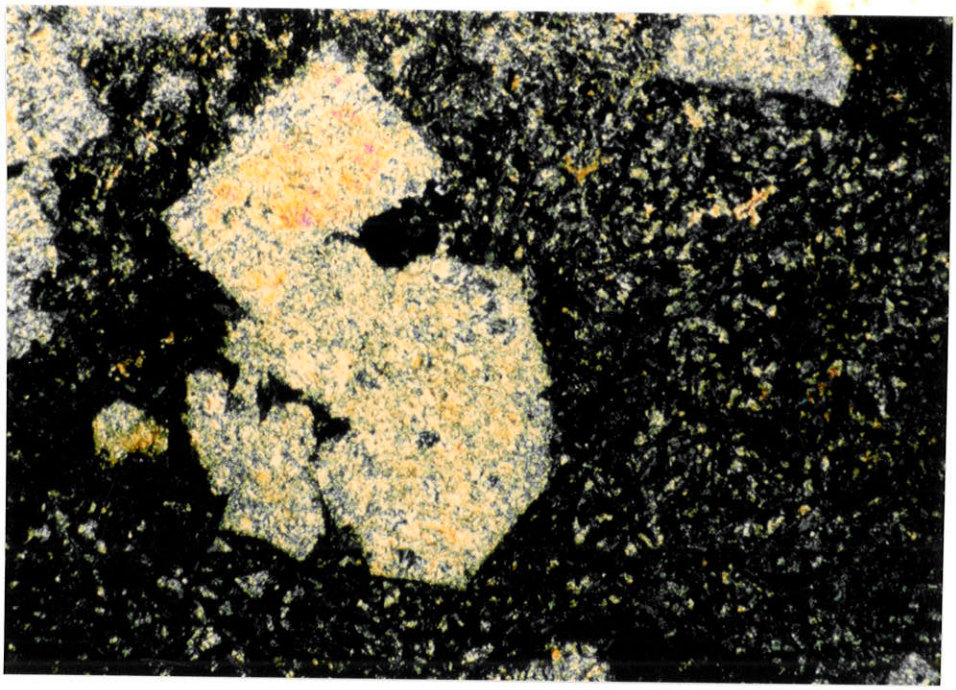


FOTO 16 - Amostra 1348-1340-R16a1 (zona oxidada) - PSLC fonólito porfirítico. Detalhe de um agregado de fenocristais idiomórficos de NE, totalmente alterados em illita. A textura da matriz é intergranular, formada por FK tabular-ripiforme e NE intersticial-irregular. Minerais opacos ocorrem como grãos isolados ou agregados. Nicóis cruzados, filtro azul, 15X.

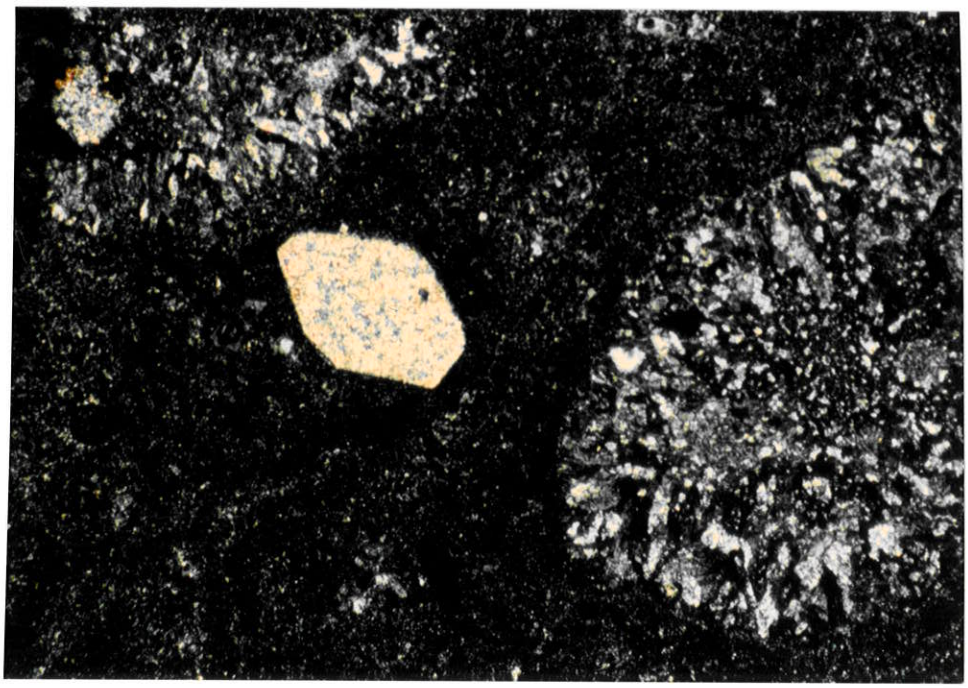


FOTO 17 - Amostra 1420-SE-1 (zona oxidada) - PSLC fonólito. No canto superior esquerdo da foto destaca-se uma PSLC de forma irregular, alongada, formada pelo intercrescimento de FK e NE. No canto direito da foto, aparece outra PSLC de contornos mais arredondados; a granulometria dos cristais de NE e FK que compõem a parte mais periférica da PSLC é mais grossa do que os do centro. Próximo à porção central da foto encontra-se um fenocristal idiomórfico de NE totalmente alterado em illita. A matriz da rocha é formada por NE e FK granulares e MM acicular-prismáticos, de granulometria fina, textura tinguaítica. Nicóis cruzados, filtro azul, 15X.

são: a esferulítica, com esferulitos geralmente incompletos, formados por ripas de feldspato e nefelina, dispostos radialmente; a poiquilítica (rara), com feldspato placóide-irregular englobando nefelina, que se dispõe como bastões, "fibras" ou vermes; a do intercrescimento simplectítico (não esferulítico), orientado ou não; finalmente, a hipidiomórfica, com feldspato subidiomórfico associado a nefelina intersticial. Por vezes, observa-se no centro da pseudoleucita um "núcleo" de feldspato alcalino idiomórfico. A illita substitui a nefelina e, provavelmente, parcialmente o feldspato.

A matriz destas rochas é variada, desde muito fina (aproximadamente 0,01 mm) a fina (fina-média), apresentando sempre feldspato, illita e minerais máficos alterados. Predomina a textura feltrosa (não orientada, pilotaxóide, com ripas de feldspato), a intergranular (não orientada, com feldspato menos alongado), a tinguaítica (com prismas alterados de anterior piroxênio, não orientados), a traquitóide (com ripas orientadas de feldspato) e a hipidiomórfica (com feldspato placóide mais equidimensional).

7.2.4. Brechas

A maioria das lâminas mostraram, infelizmente, apenas aspectos dos fragmentos constituintes das brechas, em parte por problemas de escala (já que os fragmentos são frequentemente decimétricos ou até métricos) e em parte por problemas mecânicos: as fatias de rocha preparadas para laminação quebram-se, preferencialmente, ou ao longo dos contatos entre fragmentos menores, ou por fraturas, favorecendo assim a representação, na lâmina final, desses fragmentos, em detrimento de outras feições importantes, como a matriz, veios

mineralizados, geodos, "poros", etc. Apenas uma lâmina de brecha da zona reduzida do conduto central (1340-S-SE-19a3) mostra aspectos da matriz. São observados clastos de nefelina sienitos e fonólitos, com fragmentos menores de rochas e de feldspatos quebrados. Nefelina, e parcialmente feldspato, está convertida em illita. A pirita ocorre como manchas, veios, etc.; caulinita é encontrada como manchas irregulares.

Foram preparadas várias lâminas de brechas periféricas ao conduto central. Apresentam textura sustentada por clastos, com fragmentos angulosos centimétricos. Em bancadas onde predominam os fonólitos, são também predominantes os fragmentos de fonólitos porfiríticos. A amostra 1372-NE-2 é de brecha polimíctica. Os clastos menores que constituem a matriz são de rochas, fragmentos de cristais e material não identificado. No ponto 1372-N-7 (Foto 18) a alteração foi intensa, com nefelina e parte do feldspato passando para illita. A pirita aparece disseminada pela matriz e pelos próprios fragmentos maiores. Ilsemannita (e jordisita) aparece distribuída na matriz e destaca-se pela cor azulada intensa das manchas irregulares formadas pela sua solubilização.

A amostra 1348-S-SW-13, com clastos maiores de nefelina sienitos, mostra illita como alteração dos minerais primários e em veios irregulares; encontra-se nela ainda um veio de caulinita que incorpora fragmentos de feldspatos, escassos agregados de illita, e agregados de formas complexas, quase framboidais, de pirita microcúbica (Foto 19). Na mesma amostra, encontra-se zircão de forma irregular (quebrado?), em contato com fragmentos de feldspato, etc. (Foto 20).

FOTO 18 - Amostra 1372-N-7 (zona reduzida) - Brecha sustentada por clastos. Os fragmentos são angulosos a sub-angulosos, centimétricos a decimétricos. Observar, à esquerda, as dimensões de um clasto e, à direita, os tamanhos dos fragmentos que constituem a matriz, mineralizada. Nicóis descruzados, filtro azul, 15X.

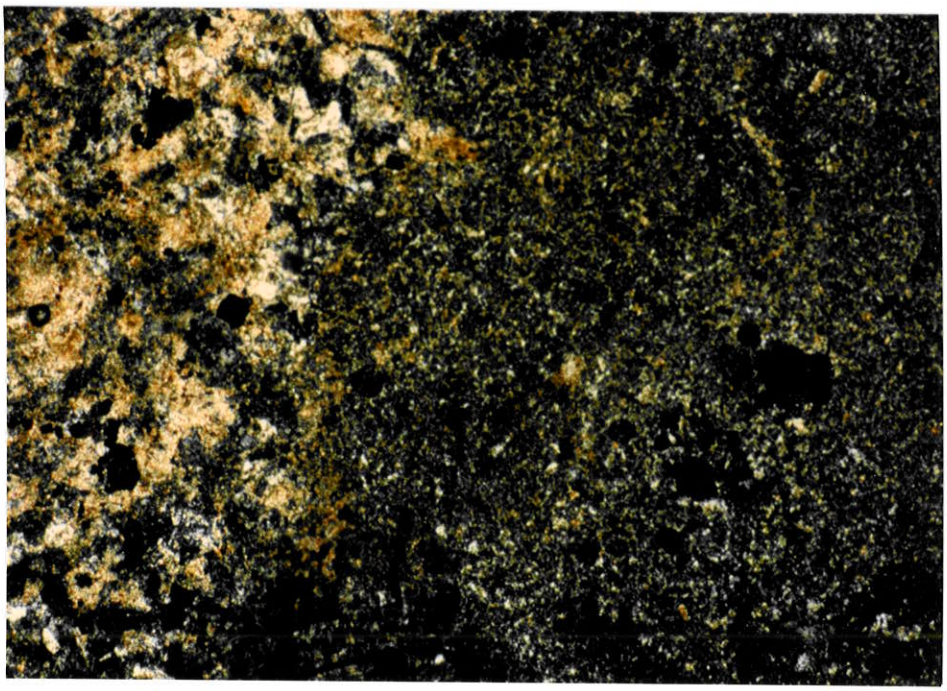


FOTO 19 - Amostra 1348-S-SW-13 (zona reduzida) - Brecha sustentada por clastos e matriz, polimíctica. Detalhe de um veio de pirita no qual se inclue cristais cúbicos de pirita. Nicóis cruzados, filtro azul, 15X.

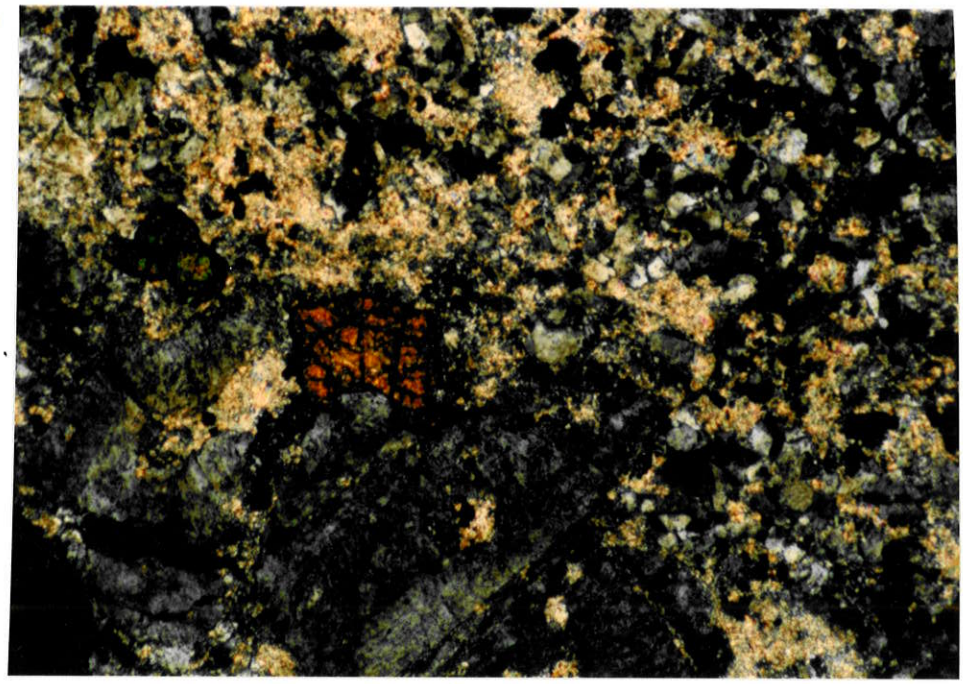


FOTO 20 - Amostra 1348-S-SW-13 (zona reduzida) - Clasto de NE sienito, de granulação média-fina, de brecha sustentada por clastos e matriz, polimíctica. Detalhe mostra cristais de zircão, que se destacam pela alta birrefringência. Nicóis cruzados, filtro azul, 15X.

As amostras 1348-N-12a e 1348-1340-R13 são de brechas de fragmentação encontradas em fonólitos porfiríticos. Os fragmentos são centimétricos, angulosos, com pirita e outros minerais distribuídos em fraturas e ao longo dos contatos entre fragmentos. A primeira amostra é de rocha relativamente fresca. Nela, os fragmentos de fonólito (afírico, com textura feltrosa muito fina) mostram alteração de nefelina para illita, feldspato alcalino relativamente límpido e piroxênio fresco, pouco colorido (soda augita?). Destacam-se, ainda, veios milimétricos de fonólito muito fino, com nefelina alterada, feldspato límpido e maior abundância de agulhas de egirina-augita (como agregados, etc.); um veio tardio é de origem hidrotermal, no qual é observado feldspato inalterado, opacos e concentração de microcristais de carbonato nas partes centrais.

7.2.5. A Mineralogia de Alteração

O feldspato alcalino, geralmente a fase predominante, é um mineral reconstituído; as análises químicas das rochas sugerem, pela escassa quantidade de Na nelas presentes, que se deva tratar de uma variedade rica em Or. O aspecto, principalmente dos grãos em nefelina sienitos e dos fenocristais em fonólitos, é fortemente "pulverulento" com um sem número de pequenas inclusões fluidas irregulares; ocorrem, ainda, em quantidades significativas, inclusões microscópicas de minerais opacos. Illita aparece frequentemente substituindo parcialmente o feldspato; mesmo em cristais sem substituição, é comum observar-se microlâminas de illita, distribuídas ao acaso no hospedeiro. Pertitas são encontradas em poucas amostras, contidas nos feldspatos como manchas ou veios. As bordas de alguns fenocristais aparecem, por vezes, mais límpidas; também são encontrados feldspatos límpidos na matriz de fonólitos e ao longo de veios; neles, as partes límpidas estão em contato, em continuidade óptica, com feldspatos "pulverulentos" da rocha circundante.

A illita é comumente o segundo mineral em importância. Aparece como agregados de microlâminas não orientadas, aparentemente monomineráliços, substituindo nefelina e parcialmente os feldspatos (Fotos 21 e 22); são geralmente incolores mas não são raros os agregados algo "tingidos" (e.g., de amarelado ou bege, provavelmente por difusão de hidróxidos de Fe), com passagem gradativa para áreas incolores. Alguns aspectos texturais indicam recristalização e/ou presença de illitas de várias gerações (conjuntos de lâminas maiores no meio de agregados mais finos; áreas zonadas com agregados de illita de duas cores, nitidamente separadas entre si, etc.).

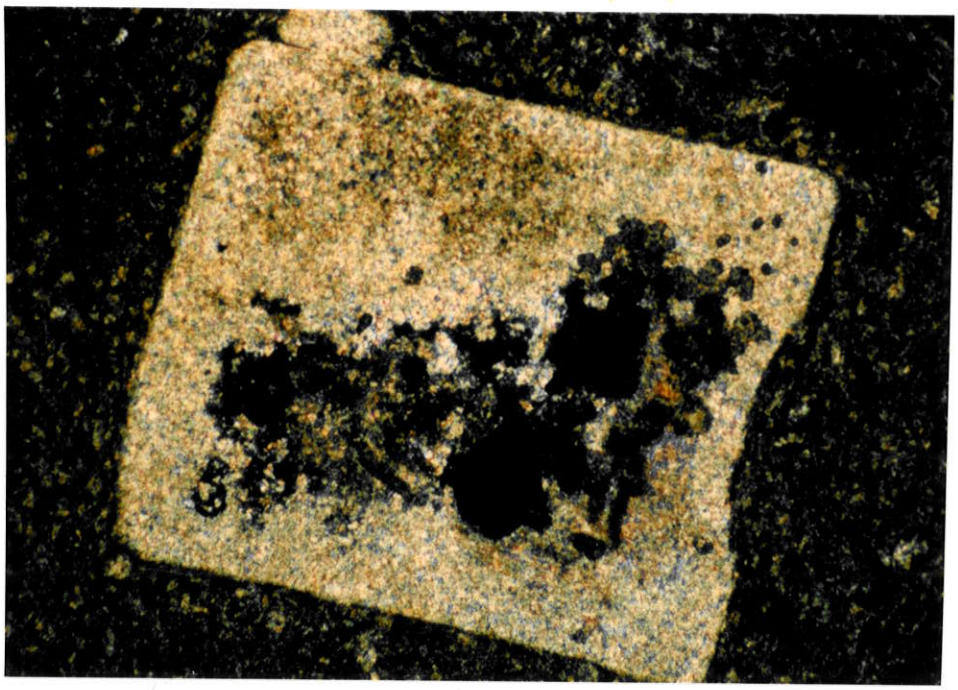


FOTO 21 - Amostra 1356-SE-20 (zona oxidada) - PSLC fonólito porfirítico. Detalhe de fenocristal de NE idiomórfica, de dimensões milimétricas. A textura da matriz é pilotaxóide, com FK ripiforme e NE intersticial. MM estão totalmente alterados em minerais opacos que se distribuem pela matriz. Nicóis cruzados, filtro azul, 15X.

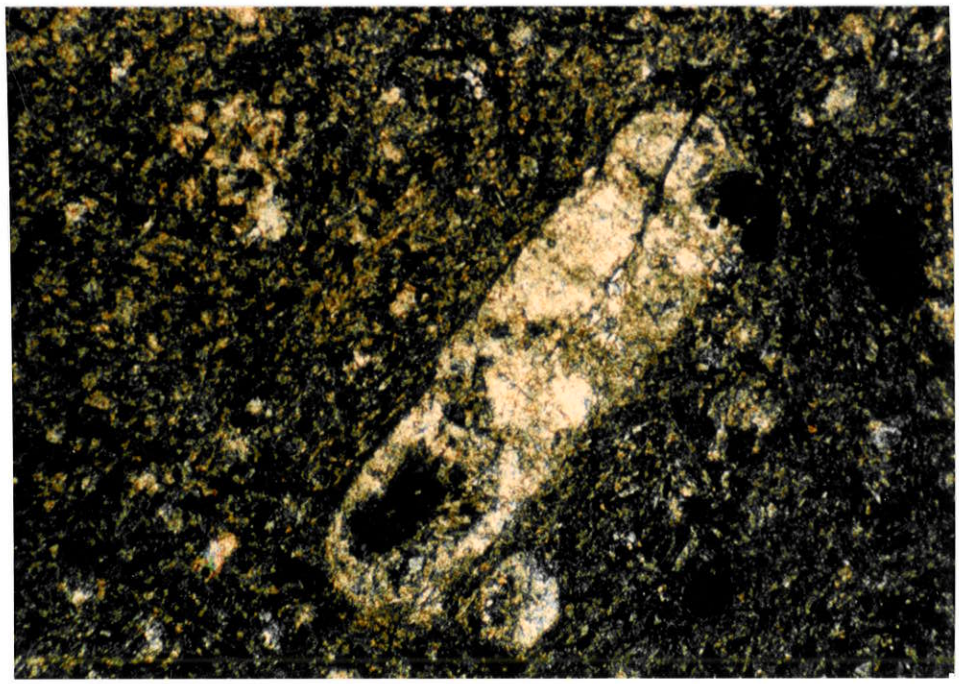


FOTO 22 - Amostra 1356-SE-20 (zona oxidada) - PSLC fonólito porfirítico. Mesma seção delgada da Foto 21, mostrando agora um fenocristal de FK alterado em illita. Nicóis cruzados, filtro azul, 15X.

A caulinita é encontrada principalmente em rochas da zona oxidada, nas quais a sua proporção aumenta com o grau de intemperismo. Também é encontrada, em proporções menores, em rochas da zona reduzida, e em veios, coexistindo com pirita. Aparece como agregados irregulares, de granulação extremamente fina, intersticiais ou associados à illita, a qual substitui claramente em amostras da zona oxidada; nestas, ocorrem alguns conjuntos reliquiares de illita em meio aos agregados de caulinita (Fotos 23, 24 e 25).

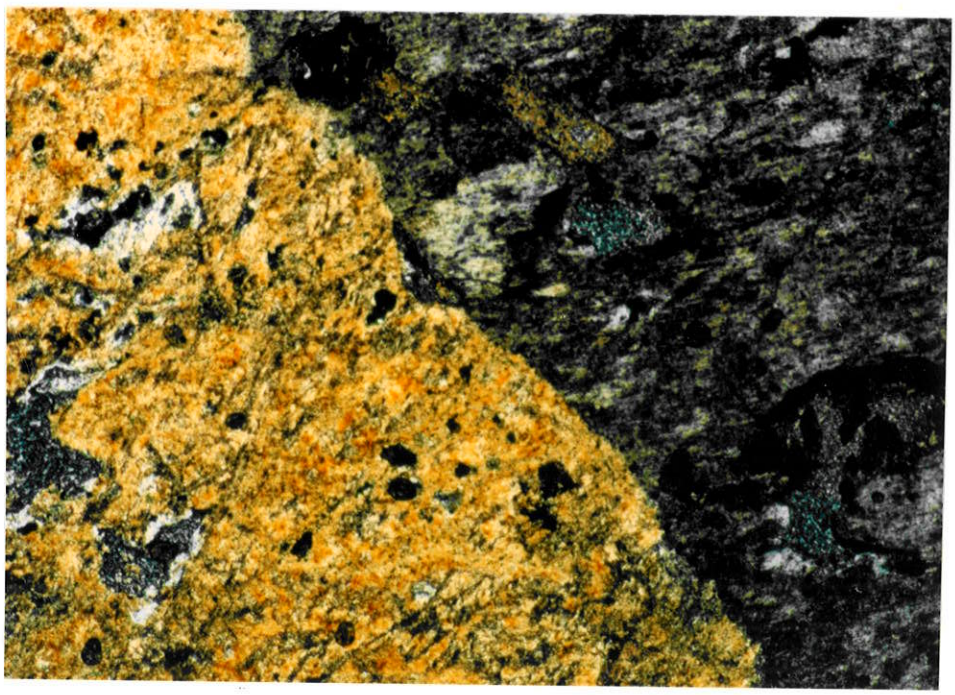


FOTO 23 - Amostra 1436-SE-4 (zona oxidada) - NE sienito porfirítico de granulação média. Detalhe de um cristal de FK alterando-se em illita e, esta, em caulinita. Nicóis cruzados, filtro azul, 15X.

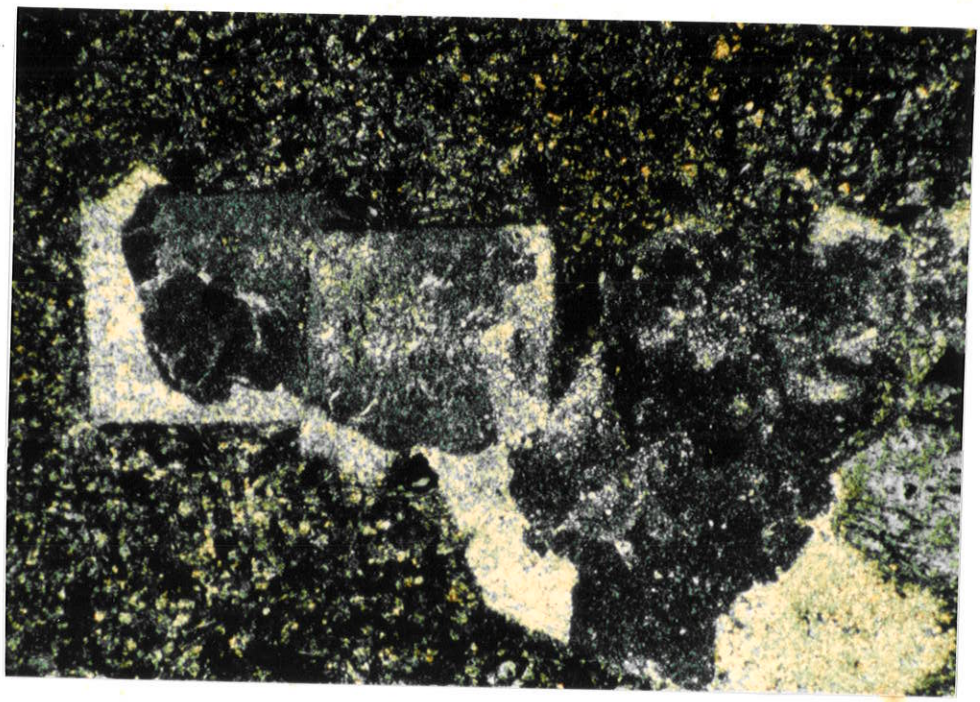


FOTO 24 - Amostra 1348-1340-R16a1 (zona oxidada) - PSLC fonólito porfirítico. Detalhe de um agregado de fenocristais idiomórficos de NE totalmente alterados em illita, a que se impõe a alteração caulínica. Nicóis cruzados, filtro azul, 15X.

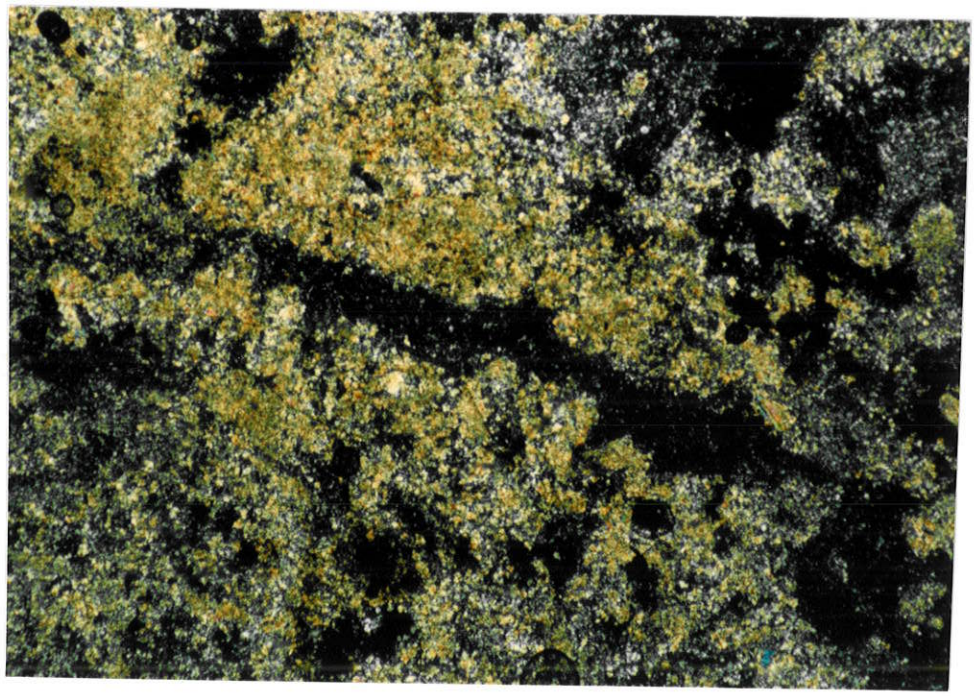


FOTO 25 - Amostra 1452-SE-7 (zona oxidada) - PSLC fonólito porfirítico muito intemperizado. O detalhe mostra um fenocristal de FK (?), totalmente alterado em illita, "cortado" por caulinita. Nicóis cruzados, filtro azul, 15X.

Pirita é mineral típico de rochas da zona reduzida. Aparece idiomórfica, geralmente como microcubos (e.g., de dimensões menores do que 0,01 mm), distribuídos regularmente pela rocha, ou concentrada em veios, fraturas, cavidades, superfícies de clastos, etc. Na zona oxidada, inexiste a pirita, aparecendo goethita, possíveis hidróxidos amorfos e hematita; esses minerais se concentram preferencialmente nos locais ocupados pelos anteriores minerais máficos, mas também distribuem-se regularmente pelo resto da rocha. Em áreas mais intemperizadas, aparecem apenas goethita e os possíveis hidróxidos amorfos.

Os minerais máficos estão substituídos por illita, carbonato, argilominerais (esmectitas - nontronita?) e mineral de Fe (pirita em amostras da zona reduzida; goethita, hidróxidos amorfos e provável hematita, nas da zona oxidada).

Fluorita é mineral frequente em brechas e rochas fortemente piritizadas. Associa-se à mineralização de U e Mo, mas desaparece na zona oxidada. Galena e blenda são minerais raros; foram encontrados em amostras de brechas. Zircão, por sua vez, observado como pequenos cristais em cavidades, é visto ao microscópio como raros grãos irregulares, comumente agrupados. Carbonatos (não identificados os tipos) são também encontrados como substituição de minerais máficos; ocorrem também em pequenas cavidades intersticiais, ou localizados em feldspatos, etc. Esporadicamente, são observadas algumas áreas intersticiais com possíveis esmectitas e cloritas (esverdeadas, levemente pleocróicas).

7.2.6. As Relações de Idade entre os Minerais de Alteração

A observação petrográfica define a sequência de

cristalização dos minerais de alteração hidrotermal e dos gerados por intemperismo (ver também Capítulo 10):

1) illita e feldspato potássico são contemporâneos. A primeira substitui a nefelina e, em algumas amostras, também parcialmente o feldspato potássico. Este é, por sua vez, mineral quimicamente reconstituído; a esta geração adiciona-se, por vezes, uma geração tardia límpida, encontrada em bordas e veios;

2) biotita, rara na Mina, ocorre como mineral em aparente equilíbrio com feldspato reconstituído e illita, em algumas amostras (mais próximas do conduto central), que representam segregações pegmatóides (e.g., amostra 1348-N-14b);

3) caulinita é mineral que se cristaliza em muitas rochas da zona oxidada, onde substitui illita e feldspato; assinala, nestas condições, o avanço do intemperismo sobre a mineralogia da zona oxidada;

4) caulinita também é mineral estável na zona reduzida; aparece, como concentrações menores, em amostras dessa zona e como veios com pirita. Não são claras, aqui, as relações texturais do mineral com a illita e o feldspato, assim como não é possível dizer se sua gênese é exclusivamente intempérica (já que, na zona reduzida, sob o lençol freático, há intemperismo; M.C. Toledo-Groke, com. pessoal);

5) a passagem de zona oxidada para zona reduzida é marcada principalmente pela oxidação de pirita (e a mobilização e dissolução de vários outros minerais, como os de U, fluorita, etc.). Nesse sentido, goethita e hematita (e os possíveis hidróxidos amorfos) são o resultado de um processo contínuo

de oxidação;

6) não é fácil situar a(s) esmectita(s) na presente relação. São encontradas, em pequenas proporções, em difratogramas de raios-X (Ítem 7.3.2), mas são precárias as informações obtidas do exame microscópico. Aparentemente, ocorrem, de preferência, como substituições de minerais máficos, ou como manchas intersticiais pequenas; embora a observação microscópica indique que os agregados de illita sejam praticamente monominerálicos, existe, ainda, a possibilidade da mistura mecânica da esmectita à illita. Proporções significativas de esmectitas são encontradas unicamente nos lamprófiros alterados;

7) não deve ser descartada a possibilidade de recristalização e/ou repetições do ciclo de alteração hidrotermal (como sugerido pela coexistência de feldspatos "pulverulentos" e límpidos.

As relações indicadas sugerem, para a cristalização dos principais minerais de alteração hidrotermal, o seguinte esquema geral, necessariamente simplificado. Inicia-se a alteração com a geração de illita e o novo feldspato potássico, quimicamente (e, em parte, texturalmente: inclusões!) reconstituído. Neste processo, a biotita é mineral estável (eventualmente com reconstituição química), mas os outros minerais máficos são alterados (a ritmo mais lento que os demais; ver descrição dos fonólitos porfiríticos "frescos", Ítem 7.2.1). Ainda sob condições redutoras (com precipitação de pirita), pode também precipitar caulinita, a temperaturas provavelmente menores. As esmectitas encontradas na mina formam-se, provavelmente, a diferentes temperaturas e intervalos; algumas, iniciais (?), devem acompanhar a alteração dos minerais

máficos. A oxidação é processo contínuo, que converte primeiramente a rocha da zona reduzida em associação "oxidada" (sem pirita, fluorita, etc., e com hematita, etc.); culmina este processo com a caulinização e a conversão dos óxidos de Fe, definitivamente, em hidróxidos (goethita, amorfos, etc.) e a produção de alguma gibbsita (ver ítem seguinte).

7.3. Mineralogia por Difratometria de Raios-X

As amostras da Mina Osamu Utsumi foram preparadas para difratometria de raios-X, conforme descrito no ítem Metodologia do Capítulo 1. Além de illita, esmectitas, feldspato potássico e caulinita, cujas características serão descritas a seguir, foram detectadas também fluorita, pirita, analcima e gibbsita. A Tabela 7-5 apresenta, para cada amostra, a relação dos minerais nela identificados por este método.

Pirita e fluorita puderam ser identificadas em difratogramas de raios-X, mesmo nos casos onde não são visíveis a olho nu. Os picos característicos da pirita são: 3,13, 2,70, e 2,42 Å, enquanto que os da fluorita são: 3,15, 1,93 e 1,64 Å.

Analcima foi detectada nos casos em que a aparência da amostra era fresca (1348-S-SW-24a; 1372-N-1a; 1348-N-7). Os picos característicos são 5,61 - 4,87 - 3,43 -2,92 - 2,69 - 2,51 - 2,42 - 2,23 - 1,90 - 1,86 - 1,74 Å.

Gibbsita ocorre em algumas amostras de níveis mais superficiais (1452-SE-6, 1452-SE-7; 1436-SE-5), sendo que apenas os picos correspondentes a 4,87 e 4,35 Å são discerníveis.

7.3.1. Illita

Generalidades

Grim et al. (1937) propuseram o termo illita para designar de maneira genérica os argilominerais pertencentes ao grupo das micas que constituem sedimentos argiláceos. Estas micas, de origem autigênica, finamente granuladas, exibem tanto deficiência em K^+ como excesso de água em relação à muscovita e não mostram propriedades de expansibilidade.

Por sua vez, Bailey et al. (1984) recomendaram que o termo illita fosse aplicado à espécie de argilomineral não-expansível de lâmina octaédrica dioctaedral e cuja composição se diferenciasse daquela da muscovita por apresentar um componente fengítico que faz com que a razão Si:Al seja maior do que 3:1, com aumento em Si nas posições tetraédricas acompanhado por substituição de Al por Mg e Fe^{II} nas posições octaédricas.

Segundo Środoń e Eberl (1984), estas características podem ser identificadas por difração de raios-X, já que:

- o espaçamento d(060), encontrado a 1,50 $\pm$ 0,01 Å, é característico de micas dioctaedrais;

- a intensidade da reflexão 002 é maior do que aproximadamente 1/4 da intensidade da reflexão 001, o que é indicativo de mica aluminosa;

- a forma, a posição e a intensidade dos picos da illita não são

afetados pela glicolação (o que caracteriza a inexpansibilidade).

Quando a illita está bem cristalizada, a reflexão 001 ocorre a ângulos 2 theta correspondentes ao espaçamento de 10 Å. Esta reflexão é relativamente estreita e simétrica, como a da muscovita (e.g., Thorez, 1976).

Levinson (1955) reconheceu nas illitas todos os politipos principais característicos das muscovitas descritos por Yoder & Eugster (1955):

- o politipo $1M_d$ é caracterizado pelas reflexões 4,48, 3,33 e 2,58 Å;

- o politipo 1M, além das características do politipo $1M_d$, apresenta as reflexões 3,66 e 3,07 Å, correspondentes às faces $(11\bar{2})$ e (112);

- o politipo 2M não apresenta as reflexões 3,66 e 3,07 Å, mas as 3,50 e 3,20 Å, correspondentes a $(11\bar{4})$ e (114), e as 2,99 (025), 2,86 (115) e 2,80 Å $(11\bar{6})$.

Thorez (1976) indica que os politipos $1M_d$, 1M e 2M são frequentemente encontrados na fração argila, em proporções relativas variadas. Considera que a distinção destes politipos não é simples e constitui uma dificuldade de ordem prática.

Existe uma transição contínua entre a illita pura e argilominerais formados pelo empilhamento de camadas de illita (espaçamento basal 10 Å) e de camadas de esmectita (espaçamento basal 14 Å), constituindo os *interestratificados*

I/S. Do exame de uma variedade de "illitas naturais", Hower e Mowatt (1966) sugerem que essas illitas pertençam a uma série complexa, da qual montmorillonita e illita são os termos extremos, com transições constituídas pelas argilas formadas por interestratificações. Permanecem distintas das micas verdadeiras até o início do metamorfismo.

Os materiais illíticos são classificados por Środoń & Eberl (1984) em três categorias:

- *illita pura*, 100% não expansível. A illita pura resiste à expansão tanto com água como com etilenoglicol e os cátions que ocupam espaços entre as camadas não são intercambiáveis, exceto sob tratamentos de longa duração com soluções concentradas (Roberson & Jonas, 1965);

- *interestratificados* I/S, onde predomina o componente illítico;

- misturas dos dois tipos anteriores.

Quanto à sequência de empilhamento dos interestratificados I/S, Reynolds & Hower (1970) definem três tipos:

- aleatória (*"random"*) - nelas, a probabilidade de se encontrar uma camada de illita adjacente a uma camada de esmectita numa direção especificada, embora aleatória, é a mesma de se encontrar uma camada de illita na própria sequência;

- IS ordenada (*"IS-ordered"*) - neste tipo, a probabilidade de uma camada de illita ser adjacente a uma camada de esmectita é maior do que no caso anterior. O caso extremo de ordenamento

I/S é quando as camadas de esmectita se alternam com as camadas de illita, numa relação 1:1. É o caso da rectorita. Os espaçamentos basais para o mineral são: imerso em água, 28,36 Å; seco ao ar, 24,63 Å; após o aquecimento a 450°C por 24 h, 19,09 Å; após aquecimento a 900°C por 24 h, 19,40 Å; após tratamento com etilenoglicol, 26,41 Å (Bailey et al., 1982);

- ISII ordenada ("ISII-*ordered*") - aqui, o caso extremo ocorre quando uma camada de esmectita é seguida por três camadas de illita, como no caso da tarasovita. Bailey et al. (1982) estabelecem como espaçamentos basais da tarasovita, em estado natural, 43,81 Å; após tratamento com etilenoglicol, 46,10 Å; após aquecimento a 600°C, 19,5 Å; após a reidratação, 42 Å.

Thorez (1976) assinala que a ocorrência de pequenas quantidades de camadas expansíveis na illita resulta no desenvolvimento de uma assimetria no flanco da reflexão 001 em direção aos ângulos 2 theta baixos, uma assimetria da reflexão 003 em direção aos ângulos 2 theta altos, e um alargamento da reflexão 002. A assimetria é indicativa da transição para estruturas do tipo interestratificados.

Środoń (1984) elabora uma técnica de identificação de interestratificados I/S ordenados, misturados com illita pura. Para os casos em que a proporção de interestratificados I/S na mistura é suficiente para produzir, após a glicolação, reflexões mensuráveis entre 6° e 8° e entre 33° e 35° (2 theta, CuKα), o autor sugere um gráfico, do qual a razão S/I pode ser obtida, conhecendo-se o ângulo da reflexão mensurável entre 33 e 35°. Para os casos em que tal reflexão não é discreta, Środoń utiliza-se das reflexões 002 e 003 para determinar graficamente se o material é formado apenas por illita pura, ou por uma

mistura onde as proporções de esmectita nos interestratificados I/S não produzem reflexões distintas entre 33° e 35°. Środoń assume que o espaçamento basal da illita que compõe os interestratificados I/S é de 9,97 Å; a espessura da camada de esmectita glicolada varia entre 16,7 e 16,9 Å; os interestratificados I/S formam uma sequência contínua de tipos (aleatória; aleatória/IS; IS; IS/ISII; ISII), sendo que cada tipo está relacionado a um campo específico de expansibilidade.

Resultados Obtidos

Nas amostras da Mina Osamu Utsumi, tem-se que os picos correspondentes à illita são, na maioria das vezes, agudos. Em alguns casos, ocorre uma assimetria do pico de 10 Å em direção a 2 theta menores. Infelizmente, não foi possível aplicar o método de Środoń (1984), porque apenas algumas amostras foram glicoladas. Além disto, possíveis reflexões correspondentes a interestratificados I/S na faixa de 33 e 35° coincidiriam com as reflexões do feldspato potássico nesse intervalo de ângulos 2 theta. Portanto, assumiu-se que, pela forma da reflexão correspondente a 10 Å, não ocorrem misturas de illita pura com interestratificados I/S. Assim sendo, tentou-se a identificação dos politipos presentes, tomando-se as reflexões entre o intervalo 24°-32°. Poder-se-ia reconhecer o politipo 1M pelas reflexões 3,66 e 3,07 Å e o politipo 2M pelas reflexões 3,50 e 3,20 Å; porém, a dificuldade que surge é a coincidência destas reflexões com as do feldspato potássico. São elas: 3,66, 3,50, 3,20 e 2,99 Å. As restantes foram então utilizadas para a identificação:

- 1M: 3,07 Å, que é uma reflexão facilmente reconhecida;

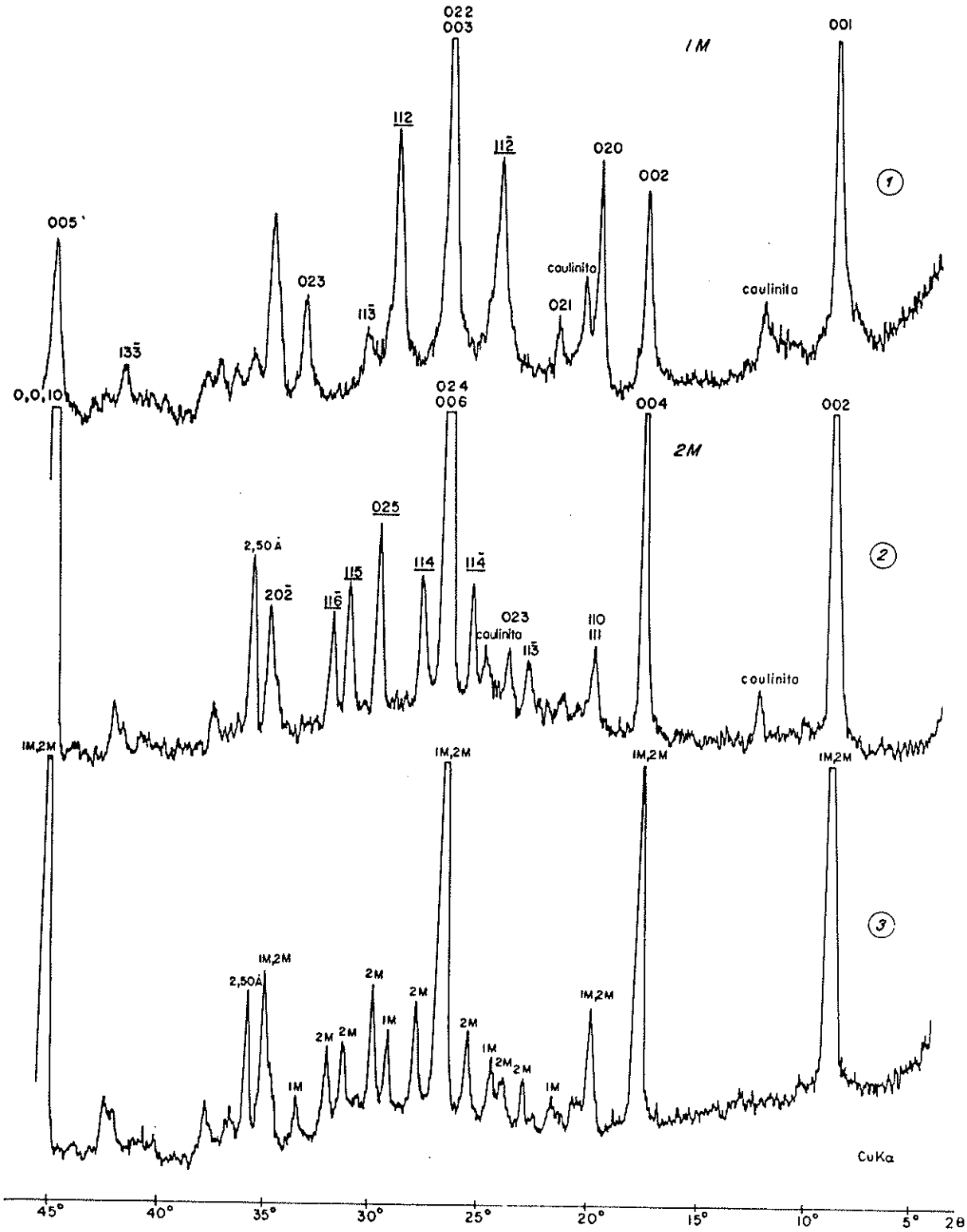


FIGURA 7-1. Difratogramas de illitas. 1: politipo 1M (amostra 1404-SE-6); 2: politipo 2M (amostra 1348-1340-R16b); 3: ambos politipos (amostra 1352-S-2).

- 2M: 2,86 e 2,80 Å, que normalmente estão muito próximas das reflexões 2,89 e 2,76 Å do feldspato potássico.

A Figura 7-1 apresenta três difratogramas de illitas de três amostras da Mina Osamu Utsumi. O primeiro deles corresponde ao politipo 1M, o segundo ao 2M, enquanto que o terceiro mostra uma mistura dos dois primeiros. Os difratogramas mostrados coincidem com os apresentados por Bradley & Grim (1972) para ilustrar os politipos, exceto pela intensidade da reflexão 2,50 Å para o politipo 2M, que é maior para as amostras da Mina Osamu Utsumi.

Às vezes, estes critérios simplificados são de difícil aplicação, já que estas reflexões são pouco intensas e se confundem com a "radiação de fundo" do difratograma. O resultado desta classificação é apresentado na Tabela 7-5. Nesta Tabela são indicados com 1 os difratogramas com illitas do tipo 1M. Para as de tipo 2M utilizou-se a representação 2. Os casos duvidosos, comuns para o politipo 2M (a superposição com picos de feldspato é inevitável), são identificados com a representação 2?. Nos casos onde a reflexão basal de 10 Å era de "baixa intensidade" relativamente aos demais picos de outros minerais, utilizou-se a representação B.

7.3.2. Esmectitas

Generalidades

A identificação de esmectitas e de argilas constituídas de interestratificados I/S (que são filossilicatos de espaçamento basal superior a 10 A), baseia-se na expansão destes argilominerais com etilenoglicol e glicerol (MacEwan &

Bradley, in: Brindley, 1966).

Os difratogramas das esmectitas são geralmente de qualidade pobre e as reflexões harmônicas são usualmente mais ou menos difusas (e.g., Thorez, 1976). A reflexão mais intensa, que corresponde à basal, ocorre na faixa de 12 a 15 Å. Algumas variedades exibem uma reflexão 14-15 Å proeminente com assimetria difusa em direção dos 10 Å, relacionada com o grau de hidratação da esmectita ou com a presença de interestratificados.

A reflexão basal se desloca para 17 Å com o tratamento com etilenoglicol. Środoń (1980) mostra que a espessura da camada de esmectita glicolada varia entre 16,5 e 17,3 Å, dependendo da densidade de carga da camada, do cátion que ocupa os espaços entre as camadas, da umidade relativa, além de outros fatores. Devido à influência da carga (variável conforme o cátion presente), não existem condições experimentais que possam produzir uma a espessura "padrão" da camada de esmectita glicolada. Com o tratamento com etilenoglicol, algumas reflexões harmônicas podem ser evidenciadas, como a de 8,5 Å (002), 5,7 Å (003), 4,2 Å (004) e 3,4 Å (005).

A esmectita pura pode ser distinguida dos interestratificados I/S pela presença de uma sequência regular de reflexões (001). Esta regularidade pode sofrer pequenos desvios, sistemáticos. Os interestratificados produzem, por outro lado, desvios não-sistemáticos (como alargamento das reflexões e relações vale/pico maiores; Brindley, 1981), o que permite sua identificação pela comparação dos difratogramas obtidos para estas argilas com difratogramas teóricos. Os desvios são produzidos pela proporção de illita e esmectita nos interestratificados I/S, pelo seu tipo e grau de ordenamento,

pelo tamanho dos domínios (que são, por definição, as menores unidades que espalham os raios-X coerentemente), pela espessura da camada de esmectita glicolada (que varia entre 17,3 a 16,5 Å, nas condições ambientais). Se a espessura da camada de esmectita glicolada não for levada em consideração, erros da ordem de 30% podem ser cometidos quando se estima a quantidade do componente esmectítico nos interestratificados (Środoń, 1980).

Środoń (1980) apresenta três métodos gráficos para a determinação da razão I/S em interestratificados glicolados. Estes métodos levam em conta a espessura da camada de esmectita glicolada e também indicam se o interestratificado I/S é ordenado ou aleatório.

O primeiro, o mais preciso, utiliza a diferença em 2 theta entre as duas reflexões que ocorrem na região entre 42° e 48°. Tal diferença é independente do tamanho do domínio e é apenas levemente afetada pela espessura da camada de esmectita glicolada. Infelizmente, na maioria das vezes, as reflexões a serem medidas são pouco intensas.

O segundo método se vale da reflexão mais intensa entre os ângulos 2 theta 42° e 48° e a reflexão entre 26° e 27°. A determinação é levemente afetada pelo tamanho do domínio e fortemente afetada pelo tipo de interestratificados I/S e pela espessura da camada de esmectita glicolada.

O terceiro método utiliza as reflexões entre 26° e 27° e $15,4^{o}$ e $17,7^{o}$. A determinação é fortemente afetada pela espessura da camada de esmectita glicolada, pelo tipo de interestratificados I/S e pelo tamanho do domínio.

Misturas com quantidades significativas de

illita pura torna os métodos inaplicáveis porque há interferências nas regiões 26°-27° e 42°-48° (2 theta, CuKα).

Resultados Obtidos

Em difratogramas de rocha total da Mina Osamu Utsumi, observa-se, em muitos casos, um abaulamento na porção dos ângulos menores do que 8° (CuKα), com reflexões bastante difusas. Em alguns casos, estas se destacavam do "ruído de fundo" e, com o tratamento com etilenoglicol, deslocam-se estes picos em direção a ângulos menores. Um exemplo disto pode ser observado na Figura 7-2-4 (amostra 1348-S-SW-19, lamprófiro alterado), onde há o deslocamento do pico 15,2 Å para 16,8 Å, após o tratamento da amostra com etilenoglicol. Esta mesma amostra foi aquecida a 550° C (recomendação encontrada, por exemplo, em Molloy & Kerr, 1961); o difratograma na parte inferior da figura mostra o desaparecimento de picos no intervalo de ângulos menores do que 8°. Noutros casos, o tratamento com etilenoglicol produzia pouco ou nenhum deslocamento e os resultados eram de interpretação duvidosa.

Na Tabela 7-5 foram assinalados os casos de presença de esmectitas (para picos baixos, utilizou-se B; para picos proeminentes, sim ; os casos duvidosos são assinalados pelo símbolo (B)).

Onze amostras foram escolhidas para a separação da fração argila, conforme descrito na Metodologia. Apesar da separação ter sido eficiente, ainda aparecem, em alguns difratogramas, picos de feldspato potássico. Os resultados da difratometria de raios-X podem ser reunidos em três tipos de difratogramas, como apresentado na Figura 7-2.

O primeiro par de difratogramas (Figura 7-2-1) acusa a presença de caulinita e illita na fração argila da amostra 1348-S-SW-22b (álcali feldspato traquito) e apresenta, ainda, entre os ângulos 3° e 5° (2 theta) forte abaulamento, sem que haja destaque de reflexões. Com o tratamento com etilenoglicol evidencia-se uma reflexão de 17 Å, larga. Este é o caso de outras cinco separações, onde as frações predominantes foram illita e caulinita.

O segundo par de difratogramas (Figura 7-2-2) mostra a presença, na fração argila da amostra 1388-SE-15b (pseudoleucita fonólito), de illita e de esmectita de reflexão basal 18,8 Å. O tratamento com etilenoglicol evidencia uma reflexão de 17,3 Å e uma de 8,5 Å. O mesmo ocorre para a amostra 1372-NE-4 (fonólito porfirítico).

O terceiro par de difratogramas (Figura 7-2-3) apresenta, para a amostra 1372-NE-1 (fonólito porfirítico), além de um pico muito intenso de 18,8 Å, um pico de 15,5 Å. O tratamento com etilenoglicol produz o aparecimento dos picos 5,6 - 6,8 - 13,4 e 16,7 Å. Reflexões basais da ordem de 18 Å, em amostras não glicoladas são incomuns. Entretanto, os difratogramas glicolados, com pico a aproximadamente 17Å, são os esperados para esmectitas. Caso semelhante é o da amostra 1364-S-SW-4 (nefelina sienito de granulação grossa).

Acredita-se que no segundo e terceiro casos, em que aparecem picos de 18,8 Å para amostras não tratadas com etilenoglicol, o modo de preparação do material tenha produzido estes resultados. Com a separação da fração argila em meio líquido, as esmectitas devem ter absorvido moléculas de água de maneira a produzir reflexões de 18,8 Å. Segundo Brindley (1966),

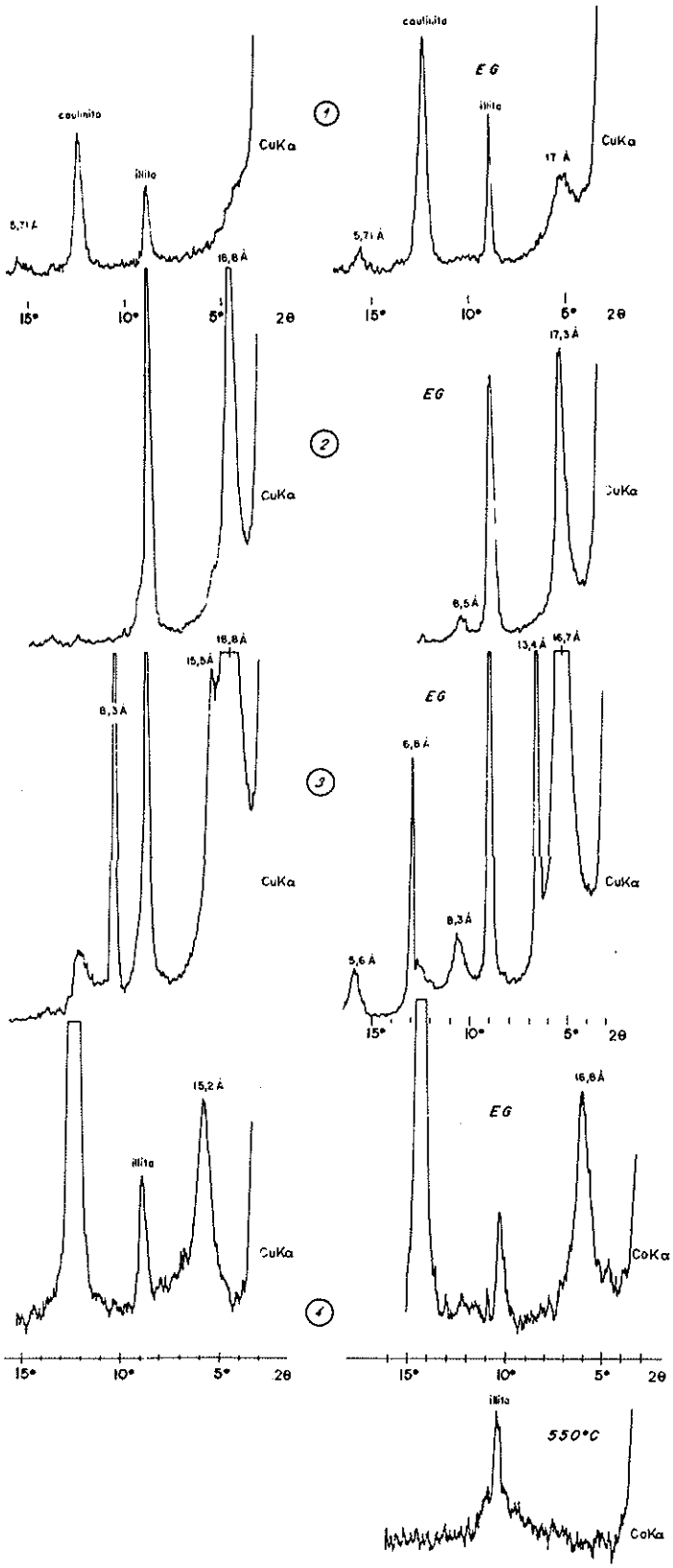


FIGURA 7-2. Difratogramas de argilas separadas de amostras da Mina Osamu Utsumi. À esquerda representam-se os difratogramas obtidos antes da glicolação; à direita, após a glicolação. Observar o deslocamento da reflexão basal do componente esmectítico com a glicolação. 1: amostra 1348-S-SW-22b; 2: amostra 1388-SE-15b; 3: amostra 1372-NE-1; 4: amostra 1348-S-SW-19, para a qual inclui-se o difratograma obtido após aquecimento a 550°C.

moléculas de água e glicol são absorvidas aproximadamente na proporção de suas concentrações. Neste caso, a absorção de água deve ter sido total. Com a exposição da amostra aos vapores de etilenoglicol e concomitante secamento da argila, a água foi substituída pelo etilenoglicol, passando a esmectita assim glicolada a ter espaçamento basal de 17 Å.

7.3.3. Feldspato Potássico

Generalidades

Os feldspatos potássicos, embora de quimismo relativamente simples, ocorrem como vários polimorfos em decorrência do ordenamento Si:Al. São de interesse, para a maioria das rochas hidrotermalmente alteradas, os polimorfos ortoclásio (distribuição Si:Al parcialmente desordenada, simetria monoclínica) e microclínio máximo (distribuição Si:Al completamente ordenada, simetria triclínica), com gradações entre ambos os extremos (microclínios intermediários). Aos raios-X, o ortoclásio é caracterizado por mostrar reflexões únicas para planos reticulares, como (131) e $(1\bar{3}1)$, e (130) e $(1\bar{3}0)$, que se equivalem, por razões de simetria. Ordenamento Si:Al incipiente, nesses cristais, ficará caracterizado pelo afastamento progressivo desses pares, em função do aparecimento de "domínios" (conjuntos de celas unitárias) de simetria triclínica; o afastamento máximo desses (e outros) pares de reflexões assinalará a ocorrência do microclínio máximo.

A "triclinicidade" (afastamento da simetria monoclínica) pode ser definida, mais criteriosamente, em função de vários parâmetros cristalográficos. O de mais simples classificação, e o primeiro a ser proposto, é o parâmetro $\Delta_{131} = 12,5 \times (d_{131} - d_{1\bar{3}1})$, apresentado por Goldsmith & Laves

(1954). Smith (1974) utiliza o parâmetro $\Delta_{130} = 7,8 \times (d_{130} - d_{1\bar{3}0})$, que fornece valores de triclinicidade comparáveis aos calculados pela fórmula anterior. Em ambos os casos, o microclínio máximo é caracterizado pelo valor 1, e o ortoclásio pelo valor 0. Valores intermediários identificam uma série de estados estruturais intermediários, a dos microclínios intermediários. A praticidade da utilização destes parâmetros reside no fato de que as reflexões 131, $1\bar{3}1$, 130 e $1\bar{3}0$ são relativamente intensas e bem resolvidas.

São frequentemente mencionados, na literatura, os casos de coexistência de dois ou mais estados estruturais, na mesma rocha. Segundo M. Ulbrich (1983), os feldspatos dos nefelina sienitos não alterados de Poços de Caldas mostram complexidades estruturais notáveis. São diferenciados pelo menos sete tipos diferentes de difratogramas, desde ortoclásio quase puro (tipo 1a), até microclínio máximo, como fase única (tipo 4b). O primeiro é caracterizado por reflexões características do ortoclásio (130 e 131, com algum abaulamento e/ou reflexões menores satélites), e o último, por típicas reflexões do microclínio máximo (130, $1\bar{3}0$, 131, $1\bar{3}1$, com $\overline{241}$, $\bar{3}12$ e $\bar{2}41$ claramente definidos; Δ_{131} desde 0,98 até 0,86). Os tipos de difratogramas 2a, 2b, 3 e 4a mostram, simultâneamente, reflexões correspondentes a ortoclásio e microclínio intermediário de alta triclinicidade e representam, portanto, misturas em graus variáveis das duas fases. O tipo 1b de difratograma é caracterizado por mostrar, como predominantes, as reflexões do ortoclásio, com alargamentos e reflexões satélites na base; eles apresentam, provavelmente, adições pequenas de microclínio intermediário (que, em parte, parecem também existir no tipo 1a de difratograma). Estas variações são, às vezes, claramente discerníveis em seção delgada, encontradas ou em cristais

separados ou mesmo em domínios num mesmo cristal (M. Ulbrich, 1983).

Resultados Obtidos

São representados, na Figura 7-3, quatro tipos diferentes de difratogramas de feldspato potássico de rochas alteradas da Mina Osamu Utsumi. O primeiro deles mostra reflexões que são características do ortoclásio, com algum alargamento, e reflexões satélites na base das reflexões principais (que não aparecem muito marcados, já que a velocidade de varredura adotada foi de 2° de 2 theta/min). O último representa o difratograma de um microclínio intermediário de alta triclinicidade (Δ_{131} = 0,675). Os tipos 2 e 3 mostram a reflexão 130 progressivamente mais larga e assimétrica, com bifurcação final em duas reflexões pouco separadas (tipo 3). A interpretação mais provável é a que supõe que esses difratogramas sejam a resposta ao aparecimento de quantidades sucessivamente maiores de microclínio intermediário de triclinicidade média ou baixa, e a correlata diminuição nas proporções de feldspato potássico mais desordenado. Essa tendência, entretanto, não é observada com igual nitidez nas variações da reflexão 131, que aparece mais larga e/ou mais marcadamente assimétrica, sem mostrar, no tipo 3, a bifurcação em 131 e $1\bar{3}1$; (Figura 7-3-3); essa indistinção pode dever-se, eventualmente, à falta de resolução dada pela velocidade de varredura (2° de 2 theta/min).

Observações referentes ao tipo de feldspato potássico presente nas várias amostras foram incorporadas na Tabela 7-5, utilizando como base as variações expostas na Figura 7-3 (tipos 1 a 4). Foram também assinalados os casos em que os

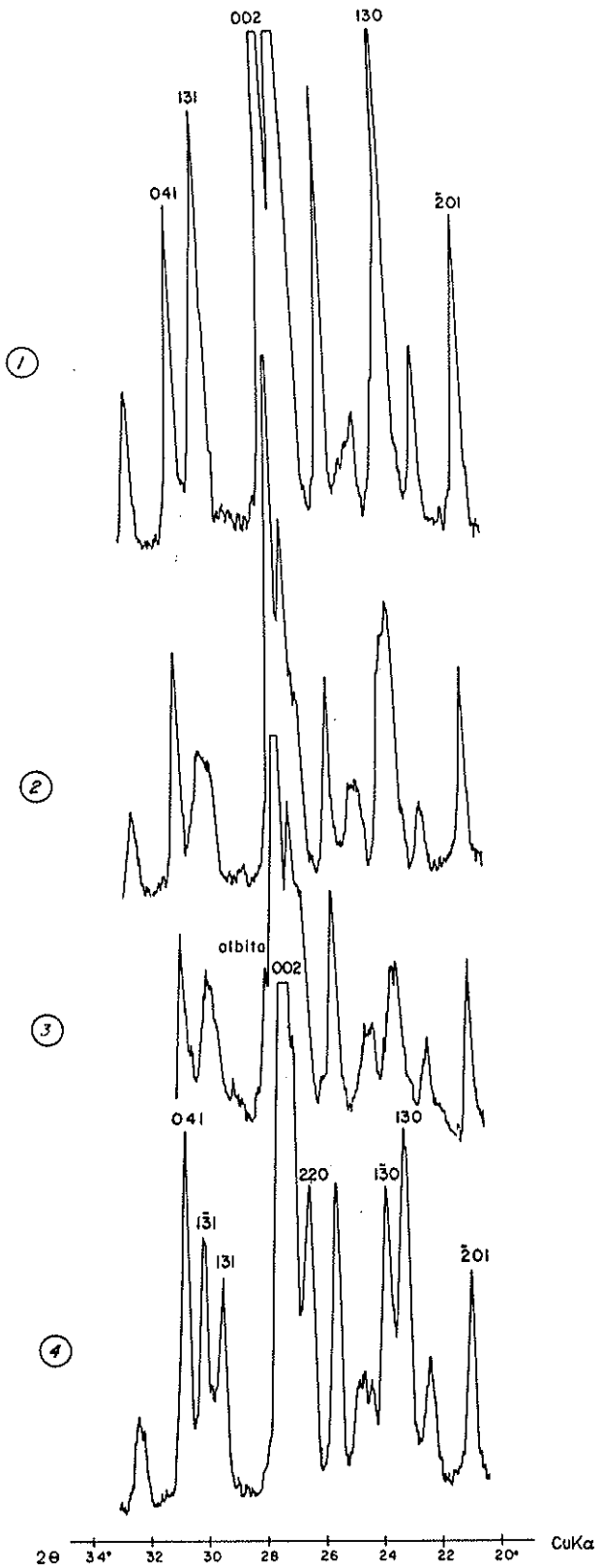


FIGURA 7-3. Difratogramas de feldspato potássico. 1: ortoclásio (amostra 1372-N-7); 2: microclínio de baixa triclinicidade ou mistura de feldspatos (amostra 1340-S-SE-5); 3: idem, com reflexão da albita (amostra 1348-S-SW-23a); 4: microclínio intermediário de alta triclinicidade (amostra 1348-1340-R18).

difratogramas acusavam, inequivocamente, a presença de dois feldspatos; tal distinção é possível quando estão presentes microclínio intermediário de alta triclinicidade e ortoclásio, em proporções equiparáveis. Assinala-se, ainda, a presença de albita (via de regra, caracterizada pela reflexão 3,19 Å; ver, por exemplo, Figura 7-3-3).

Estimativas dos valores de triclinicidade são apresentados na Tabela 7-1 para vários feldspatos que mostram razoável distinção de reflexões. Os valores, por serem muito aproximados (em virtude da falta de resolução dada pela velocidade de varredura, 2° de 2 theta/min), são apenas ilustrativas e mostram que a reconstituição química do feldspato, por influência da alteração hidrotermal, se processa, provavelmente, com pouca mudança na distribuição original de Si:Al.

TABELA 7-1. Parâmetros de triclinicidade de feldspatos potássicos de amostras da Mina Osamu Utsumi

Amostra	Goldsmith & Laves (1954)	Smith (1974)	
1404-SE-14	0,362	0,483	(pseudoleucita fonólito)
1372-N-13	0,612	0,733	(veio de feldspato potássico)
1364-S-SW-4	0,500	0,593	(nefelina sienito de granulação grossa)
1364-S-SW-9b	0,612	0,616	(nefelina sienito fino)
1356-NE-4b	0,662	0,725	(nefelina sienito de granulação grossa)
1356-NE-5	0,725	0,787	(nefelina sienito de granulação grossa)
1356-NE-7	0,725	0,56	(nefelina sienito pegmatóide)
1356-SE-3a	0,675	0,514	(fonólito)
1356-SE-5	0,500	0,468	(nefelina sienito porfirítico)
1356-SE-7	0,525	0,436	(fonólito)
1356-SE-15b	0,575	0,522	(pseudoleucita fonólito)
1348-S-SW-2a	0,600	0,608	(nefelina sienito de granulação média a grossa)
1348-S-SW-14a	0,537	0,733	(nefelina sienito de granulação média a grossa)
1348-S-SW-14b	0,487	0,608	(dique de fonólito)
1348-S-SW-19	0,487	0,608	(pseudoleucita fonólito)
1340-S-SE-7	0,6125	0,62	(pseudoleucita fonólito)
1340-S-SE-24	0,725	0,725	(nefelina sienito de granulação média a grossa)
1340-1348R-3	0,625	0,62	(nefelina sienito de granulação grossa)
1348-1340R-4	0,737	0,748	(nefelina sienito de granulação grossa)
1348-1340R-17	0,612	0,616	(fonólito porfirítico)
1348-1340R-18	0,675	0,858	(traquito)

Da Tabela 7-5 e da Tabela 7-1 podem ser delineadas algumas características gerais. Nos fonólitos porfiríticos predominam feldspatos desordenados, principalmente do tipo 1. Nos nefelina sienitos, a variedade de politipos é bem maior, desde ortoclásio, até microclínio intermediário de alta triclinicidade, sendo que o valor máximo encontrado foi 0,7. Microclínios intermediários também foram detectados em algumas amostras de pseudoleucita fonólitos. A incidência de estados mais ordenados se dá para diques de fonólito e, principalmente, para a amostra do dique de traquito do ponto 1348-1340-R18.

7.3.4. Caulinita

Generalidades e Resultados Obtidos

Incluiram-se nesta categoria os minerais com reflexões entre a faixa de 7,9 a 7,0 Å e a reflexão 3,57 Å, respectivamente reflexões dos planos 001 e 002 da caulinita.

A camada unitária da caulinita ($Al_2O_3.2SiO_2.2H_2O$) consiste de uma lâmina de SiO_2 e uma lâmina de gibbsita unidas por átomos comuns de oxigênio e hidroxilas. O argilomineral caulinita é composto por várias destas camadas unitárias empilhadas. O deslocamento de uma camada unitária em relação a camada vizinha, paralelo tanto ao eixo a como ao eixo b, modifica o difratograma de raios-X. No caso de uma caulinita bem cristalizada, as camadas unitárias estão arranjadas de forma regular, constituindo bons empilhamentos que produzem reflexões agudas, numerosas e bem resolvidas. Por outro lado, as camadas podem estar aleatoriamente arranjadas, produzindo reflexões largas, menos numerosas e pobremente resolvidas. Murray & Lions (1956) apresentam um quadro, parcialmente reproduzido na porção

superior da Figura 7-4, em que difratogramas de diversas amostras de caulinita estão ordenados pelo seu grau de cristalinidade. Na Figura 7-4-a está representado o difratograma de uma caulinita bem cristalizada; na Figura 7-4-f, o de uma caulinita mal cristalizada. Entre estes extremos estão representados os difratogramas de graus de cristalinidade intermediários.

Na Tabela 7-5 estão assinalados os casos em que a caulinita pode ser identificada nos difratogramas das rochas da Mina Osamu Utsumi. A reflexão 001 foi considerada diagnóstica, já que as demais se misturam com as reflexões dos outros minerais presentes nas amostras. Estão assinalados com SIM os casos em que a reflexão de 7 Å está bem definida; com B, os casos em que esta reflexão é pouco intensa; com B-M, os casos de intensidades intermediárias entre o primeiro e o segundo; com (B), os casos em que a reflexão 001 da caulinita muito pouco se distingue do "ruído de fundo" do difratograma.

Foi obtido um difratograma de caulinita quase pura, extraída de um veio (amostra 1388-SE-7). As reflexões 001 e 002 estão bem marcadas, enquanto que as intermediárias entre estas duas ($11\bar{1}$, $02\bar{1}$ e 021) aparecem localizadas por cima de um abaulamento aparentemente pronunciado. Da mesma maneira, identifica-se uma reflexão 060 distinta, precedida por reflexões algo largas. Essas características não estão representadas de maneira idêntica, em nenhum dos tipos mostrados por Murray & Lions (1956), mas se parecem com as variedades b ou c, identificando, portanto, uma caulinita bem cristalizada, mas com alguma desordem.

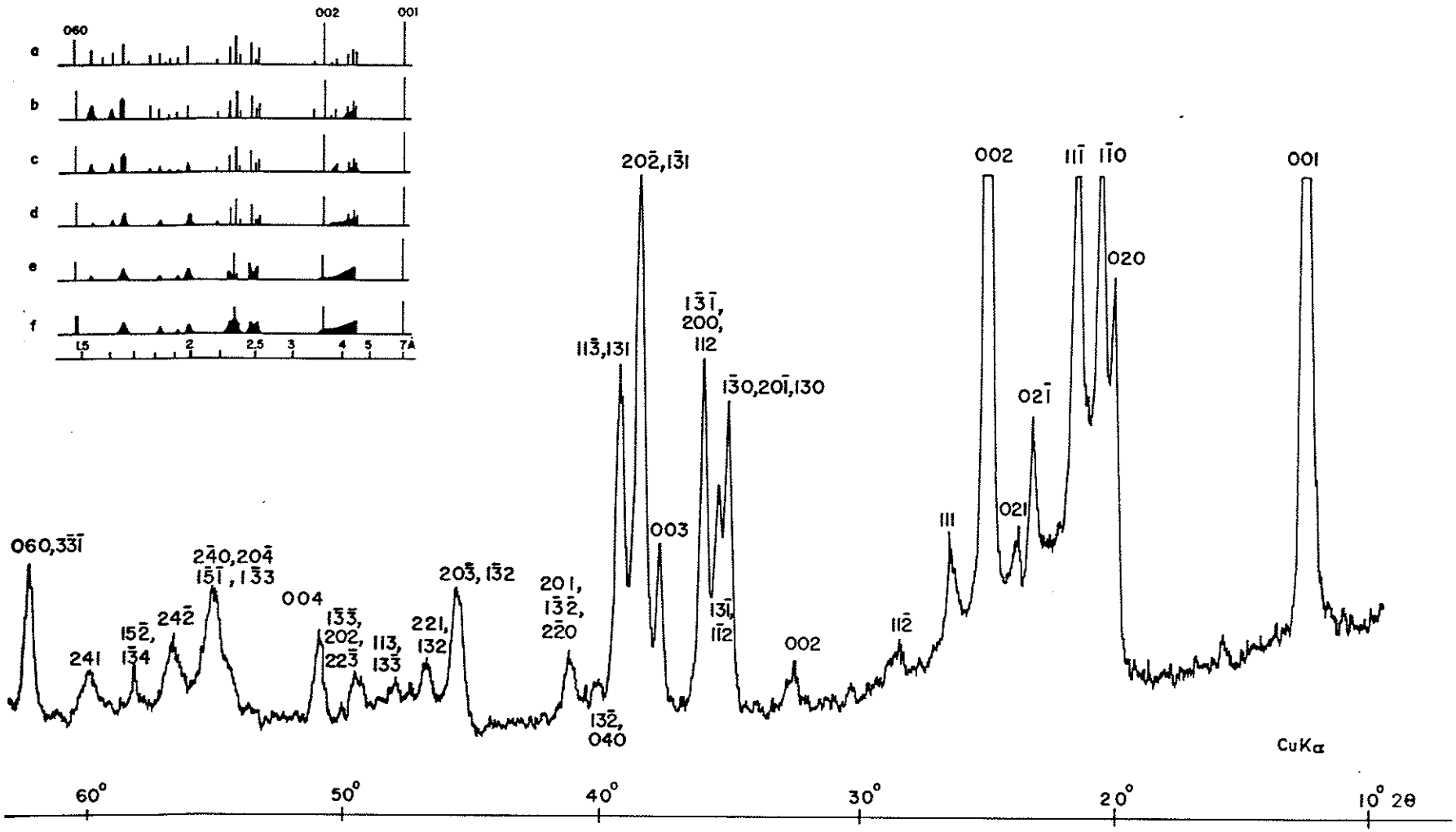


FIGURA 7-4. Difratograma de caulinita (amostra 1388-SE-7). É reproduzido no canto superior esquerdo da figura o quadro de difratogramas de caulinitas de diferentes cristalinidades (Murrray & Lions, 1956, mod.).

1372-N	4	3a	3	2	1a	1b	5	6	7	8	9	9	10	11	12	13	13	14	15	16
	◊	◊r,p;f	◊o	◊	◊r,p;a	◊r,p	◊	◊	▨r,p	◊r,p;f	▨d;A	◊	▨A;r,p;f	⊙	▨A;o	◊c;o	pg	◊o	◊r,p;c	Ip
FK		3-4;1f	3-4;1f		1	1			1	1			3		1	1	4	1	1	
IL		1,2f	2f		1	1,2				1,2			2		1,2	1,2		1,2	1	
CT		(B)				(B)				B			(B)		B	B		M	B-M	
ES		(B)	(B)		B	B				B			(B)		B	B			B	

1348-N	13	12b	12a	11	10	9	8	7	6	5b	5a	4	2	1	3	14a	14b	15	16
	◊r,p;f	◊r	▨o	◊	◊	◊r;f	◊r,p;f	◊r;f;a	◊c;r,p	◊r,p;f	▨d;r,p	◊c;r	◊r	◊r,p;tm	◊c;o;*	◊m	pg;b	Ip	◊c;o
FK	1	1	1			1	1	1	1,2	1	1		1	1		3	1		
IL	2	1	B			1,2	(B)	1	B	1	1		1,2	1		1,2	1		
CT	B	B	(B)			B	(B)		B-M	B-M	B		(B)	B		(B)	M		
ES	B	B	B			B		(B)	B	B	B		B	B		(B)	B		

1332-N-NW	3	2	1
	◊r,p	◊r,p	◊o
FK	1	1	1
IL	1	2	2
CT	B	M	M
ES	B	B	

1372-NE	3	2	1	4	5	6
	◊r,p;f;B	▨A;r	◊r	◊ r,p	Ip	◊
FK		1	1	1		
IL		1	1,2	1		
CT		(B)	(B)	(B)		
ES		B	B	B		

1372-R 1356	1	2	3	4	4
	◊c;r,p	◊	◊	◊r,p	vCT
FK	1			1	
IL	1			1	
CT	B			(B)	
ES	B			(B)	

1356-NE	8	9	7	6	5	4b	4a	3	2	1
			+GP o	+sp m;r,p	+s m;o	+s m;r,p	Vd;r	+s o	⊙o	Vo
FK			4	2	4	3-4	3-4	1r	2	2-3
IL			1	1	2	1,2	2	2	B	B
CT			B				B-M	B-M	B	B-M
ES			B		B	B	B	B	B	

1348-R 1340	19	19	18	18	17	17	16b	16a	15	15	14	13	12	11	10	9	8	8	7b	7a	6	5	4	4	3	2	1
	+v	◊o	Vd;o	◊	+v;Ip	⊙o	⊙o	⊙o	+v	◊	◊c;r,p	▨A;r,p;m	◊c;o	◊r,p	◊	◊r	◊r,p	Ip	◊m;r,p	◊o	◊r,p	+s f	+s m;o	+s m;r,p;f	+s m;r,p	+s m;o	▨A
FK		1		4		3	1	1				1	1			1	1			1	1		4	1-2	3-4;1	3	
IL		2r				2	2	1,2				2	1			1,2	1,2		1,2	1	1,2		1	1	2	2	
CT		M				B	B	M				M	B			B	B			B	B		(B)	(B)	B-M		
ES		B														(B)	B			B	B		(B)	(B)	(B)		

1340-S-SE	24	23	22	21	20	19	19	18	17	16	16	15	15	14	13	12	11	10	9	9	8	7	6	5	4	1	2	2	3
	▨m;r,p;*	▨g;*	vCT	▨r,p;f;*	▨	▨r,p	▨r,p	▨	▨	O	Ip	O	Vx;o	▨	⊙o	Ip	Ip;b	+s o	+s r;f	+s o	+s r;f	⊙o;f	Vx;r,p	▨r,p	▨r,p	⊙x;r,p	⊙r	O	▨r,p
FK	4			3-4;1			1-2						1		1-2		3-4;1	1-2	1	1-2	1-2	3-4;1	2-3	2	1-2	1	3		1
IL	2			2			1,2						B		1,2		2	B	B	2	1,2	1,2	2		1,2	1,2	(B)		2
CT	sim			B			B-M						B-M				B-M		B			(B)	B			B-M	B-M		(B)
ES	(B)						B										sim		(B)	B		B	B		B	B	B		B

1348-S	8	7	6	5	4	9	9	3	3	2	2	1	1
	▨	▨	▨	◊o	+s c	V	O	+s	O	Oo	V	+s o	V
FK				2						2		1	
IL				B						B		2	
CT												B-M	
ES										B		B	

1356-R 1348	2	1
	Ip	+o
FK		2
IL		2
CT		(B)
ES		B-M

1352-S	3	2	1
	▨A;r,p	▨A;r,p;f	+ r,p
FK	1-2		1
IL	1	1,2	1
CT	(B)	(B)	B-M
ES	(B)		B

1348-S-SW	20	19	18	17	16	15c	15b	15a	14b	14a	13	12
	+s r,p	⊙c;r,p	O r,p	+s o	⊙r,p	V g	V r,p	+ r,p	Vd;o	+s o;f	▨r,p;*	▨A;r,p;f
FK	2	3-4	2	2-3	2		2	2-3	3-4	3-4	1	3
IL	1,2	2	1	1	2		1	1	B	1	B	2
CT	B	sim	B-M	B			B-M	B	B	B-M	B-M	(B)
ES	B	sim	B	B	B				B	B	B	B

1348-S-SW	29	28	27	26	25	24b	24a	23b	23a	22c	22b	22a	21	1	2a	2b	3	4	5	5	6	7	8	9	10	10	11
	Vr	O	□	▨	Vr,p	+s r,p;f	+s r;a	Vr,p	Vr,p	+s r,p	+s r,p	+s r,p;f	+s r,p	+s	+s r,p;m	Or,p	⊙r,p	◊r	◊	+s	◊d;o	dique de rocha bandada	Ip	+s o	+s g;*	▨d	▨r,p;f
FK	2				1	1-2	1.4	2-3	3.4	2	1-2	3-4,1f	2		3-4;1	1-2	1-2	2-3f			1			3			2-3
IL	1				1	1	1	B	B	B	B	1	B		2f	2f	2f	1,2			1,2			1,2			B
CT	(B)				B	(B)			(B)			B	B		(B)		B	B			B			B			(B)
ES	B				B	(B)		(B)		B	B	B	B			(B)	B	B			B			B			(B)

1364-S-SW	28	28	27	26b	26a	25	24	1	1a	1b	2	2	3	3	4	5	6	7a	7b	8	8	9	9b	10	11	12	13	14	15
	◊	+s	+s r,p	▨A	◊	◊r	Ip o	◊o	Ip	Ip	◊	+s	◊o	+s o	+s o	+s o	+s g	+r,p	Vr,p	+s	Vr,p	Vr,p	+r,p	Vo	O	+s	dique de rocha bandada	Ip	+s o
FK			1			3f		1							3-4	1-2		3-4	1-2			1	3-4	1-2					2
IL			1			1		1,2							1	1,2		1,2	2			1	2	(B)					1
CT			B			(B)													(B)				sim	B					(B)
ES			B					B							B	B			(B)				B	B					B

1364-S-SW	16b	16a	17	17	18	19	19	19a	20	21	22	22	23
	+s o	Vx;o	Vx;r,p	▨o	Vr,p	V	+s o	Ip	Ip	Vd	+s	V	O
FK	2-3	3-4,1	1		3		2-3						
IL	1,2	2	1		2		2						
CT			B		(B)		B						
ES	B	(B)	B		B		B						

1356-SE	22	21	21	20	19	18	17	16	16	16	15b	15	14	13b	13a	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3b	3a	2	1
	□Ao	+s v	Vm;o	Oo	+s r	⊙r	+s r,p	Vd	+s o	+s o,f	▨Ar,p	▨Ao	▨r,p;f	◊r,p;f	+s r;f	+GP o;f	+s r,p;f	Vd;o	+s r	+s o	Vd;o	+s r,p	+s r;f	+s r;f	Oo	Vd;o	Or	▨Ar
FK	1		2	1	1	1	2		3-4;1	1	3-4	3	1	1	1-2	3-4;1	2-3f	1	1	1	3	2	3-4;1	1	3	3-4;1	3f	1
IL	1,2f		2	1,2	1	1	1		1,2	1,2		1,2		2	1,2	1,2	1,2	2	2	1,2		2	.1	1,2	1,2	2	2	1
CT	B-M		B	B						B-M				(B)	(B)			B	B	B-M	B	B			(B)	B-M		B
ES	(B)		B	B					(B)			B	B	(B)		B	(B)	B	B	B	B	B		B	B	B	B	B

1388-SE	25	24	23b	23a	22	21	20	19	18	17
	Vd;o	Ip	Ip;b	Vo	+s o	V o;f	□Ao	+s c;o	▨Ar	▨'A
FK	2		1	1	3-4;1r	1-2	1	3-4;1r	2	
IL	1		(B)	1,2	1,2	1	1,2	1,2	1	
CT			(B)		B	B-M	sim			
ES	B			(B)	B	B	B		B	

1388-SE	16	15	15	14	13	12	11b	11a	10	10	9	8	7	7	6	5	5	4	3	2	1
	O	Oo	Oo	+s r;f	+s r;f	⊙	+c;r;f	+c;o	+	+s o	+s o	⊙o	⊙	V	⊙o	◊d	+r;f	+s r;f	+b o;f	+s o	+s o;f
FK		1	1	3	1		1-2	1-2		3-4	2	1-2			1		1	1	1-2	3	2
IL		1	1	1	1,2		1	1		1	1,2	1,2			B		1	1,2	1,2	2	1
CT		B	(B)		B		B				M			sim	M			(B)			B-M
ES		B	B	B	B		B			B		B		B	B		B	(B)	(B)	B	B

1404-SE	16	15	14	13	12	11	10	9	8b	8a	7	6	5	4	3c	3b	3a	2	1
	◊o	+o	Oc;o	▨o	⊙o	+ o	+ o	+s o	Vo	Oo	+s o	Ip;b	+GP r	+GP r	+s r	+s r	+GP r	⊙o	▨'A;o
FK	2-3	3-4	3-4	1-2	3-4		2	2	1-2	1-2	1		1	2-3	1-2,4	1	3-4;1r	1-2	1-2
IL	1	1	1	1	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
CT	M		B	(B)		(B)	M	B	(B)	(B)	(B)	M	(B)	(B)		(B)	(B)		
ES	B		B	(B)			B	(B)		(B)	(B)	sim	B	(B)		(B)	(B)	(B)	

1420-SE	7	6	5	4	3a	3	2	1
	+s o	+s o	+s m;o	+G o	+ o	⊘o	▨'Ao	▨'A;o
FK	1-2		2	2		3	2	1
IL	1	1,2	1	1	1,2	1	1	1,2
CT	(B)	(B)	sim			(B)	(B)	(B)
ES	B	(B)	B			B-M	B	B

1436-SE	5	4	3	2	1
	tufisito o;gb?	+s o	+s o	⊙o	▨'A;o
FK		2,4	1-2	1	1
IL	1,2	1	1	1	1
CT	sim	(B)		(B)	
ES	B	B	B	B	

1452-SE	7	6	5	5	4	3	2	1
	⊙o;gb	◊o;gb	◊	V	□	□o	▨'Ao	▨'A;o
FK							1	1
IL	1,2	1,2				1,2	1	1
CT	sim	sim		sim		(B)	(B)	
ES	B					B		B

BRECHAS sustentadas por:

- ▨ clastos
- ▨ clastos e matriz
- □ matriz
- A fragmentos angulosos
- c croquelée
- r brecha de fragmentação

FONÓLITOS

- ◊ porfiríticos
- V afíricos

NEFELINA SIENITOS da granulação:

- +f fina
- + média
- +s média e grossa
- +b grossa a muito grossa
- +p pegmatóide
- +r porfirítico

PSEUDOLECITA FONÓLITOS com densidade de pseudoleucitas:

- O até 30 %
- G acima de 30 %

- v veio
- d dique
- Ip lamprófiro
- pg pegmatito
- e esferulítico
- m microlítico
- x tenolítico

ZONAS

- o oxidada
- r reduzida

FK feldspato potássico (ver Figura 7-3)
IL illita (ver Figura 7-1) CT caulinita (ver Figura 7-4)
ES esmectitas (ver Figura 7-2)

gb gibbsita
g goethita

B baritina
f fluorita
* ilsemannita
p pirita

* albita
a anatásio
b biotita

FIGURA 7-5. Quadro ilustrativo dos resultados de difratometria de raios-X obtidos para as amostras da Mina Osamu Utsumi. Representam-se, esquematicamente, as litologias de cada amostra, cuja descrição suscinta pode ser encontrada no Apêndice.

CAPÍTULO 8

A ALTERAÇÃO HIDROTERMAL NO MACIÇO DE POÇOS DE CALDAS

8.1. INTRODUÇÃO

Como já referido anteriormente, o mapa geológico apresentado pelos geólogos da CNEN (Figura 3-2) foi o primeiro a apresentar a distribuição das rochas afetadas pela alteração hidrotermal no Maciço de Poços de Caldas. Entretanto, a alteração hidrotermal não se restringe àquela área. A Figura 8-1 apresenta pontos de coleta de amostras de rocha alterada por ação hidrotermal em áreas alteradas não consideradas na Figura 3-2. A Tabela 8-1 apresenta a descrição suscinta destas amostras, que são, na quase totalidade, de fonólitos (afaníticos) e de brechas de fonólitos.

Uma parte das amostras da região a W do Ribeirão do Cipó são de rochas alteradas que ocorrem nas porções de rocha de aspecto fresco, de coloração cinza escuro, como "manchas" esbranquiçadas.

8.2. DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X

Foi utilizado o mesmo tratamento de dados difratométricos apresentado no Capítulo 7 para as amostras dos pontos assinalados na Figura 8-1. Os resultados aparecem resumidos na Tabela 8-1.

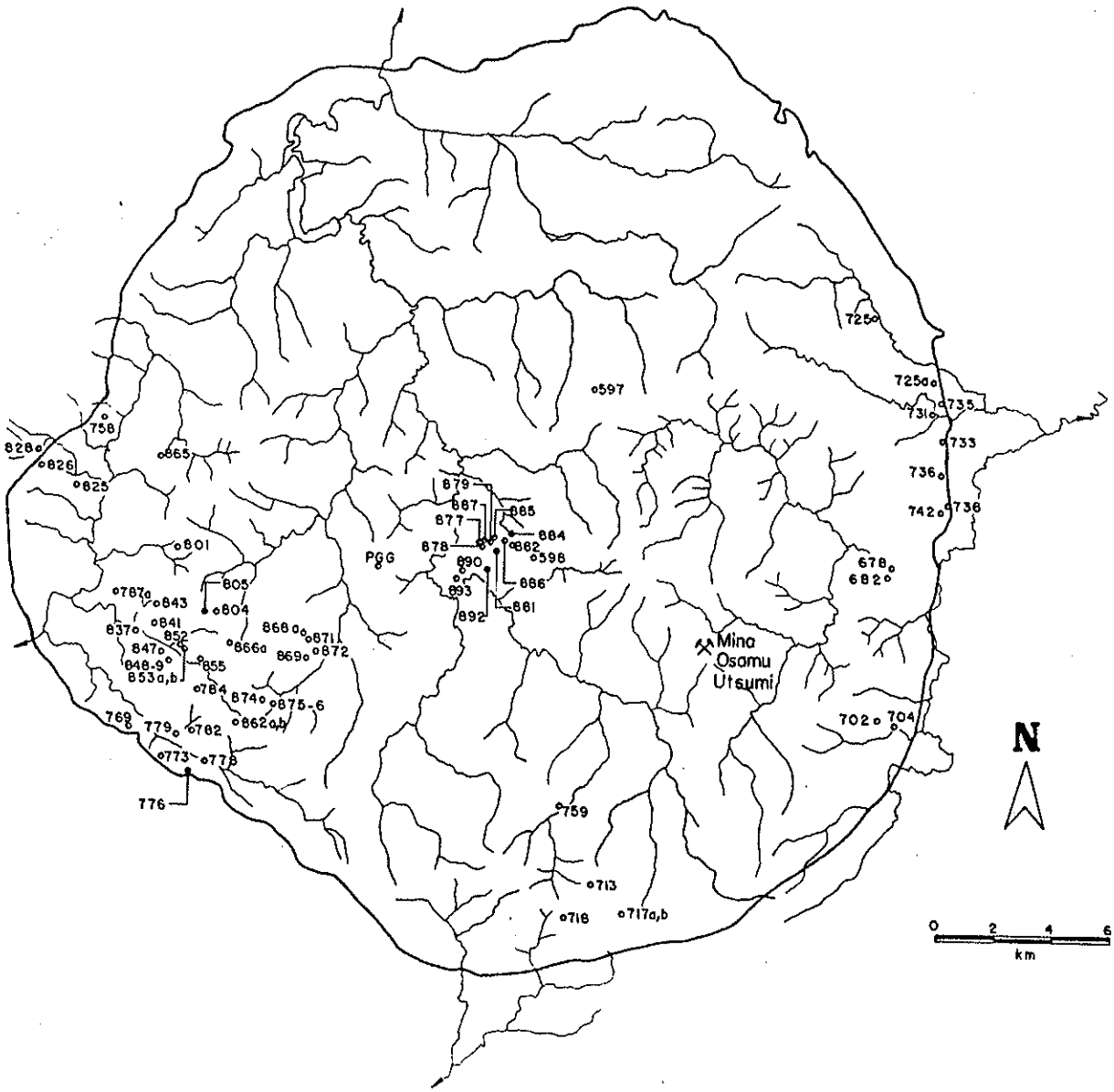


FIGURA 8-1. Mapa de pontos de alteração hidrotermal. A descrição dos afloramentos encontram-se na Tabela 8-1.

TABELA 8-1. Descrição dos pontos de amostragem em áreas de alteração hidrotermal

597 Nefelina sienito leucocrático.

598 Fonólito afanítico (AH?).

678 Nefelina sienito alterado. Próximo, continuação do nefelina sienito alterado, englobando fonólito inalterado (posterior?); mesma situação observada no leito do rio.

DRX:MI; 1M, 2M?; CT?; ES.

682 Fonólito alterado.

DRX: OR, MI; 1M; 2M?;GB?

702 Fonólito alterado.

DRX:OR, MI (?); 1M, 2M?; CT; ES.

704 Fonólito alterado.

DRX:MI?; 1M, 2M?

713 Fonólito alterado fluidal, muito fino.

DRX: OR;2M.

717a Rocha alterada e intemperizada de cor beige.

DRX: FK?;CT?, ES?

717b Rocha alterada e intemperizada de cor beige acinzentado.

DRX: FK?; 1M; 2M?; CT.

718 Camadas sub-horizontais, de espessura métrica, de tufos (?) alterados.

DRX: OR; 1M; CT.

725 Fonólito porfirítico (FK mm-cm); matriz fina.

DRX: OR;ES.

725a Fonólito afanítico.

731 Fonólito alterado.

DRX: MI, OR?; GB?

733 Amostra de faixa de fonólito alterado em fonólito fresco.

DRX: OR; GB?

735 Brecha de fonólito, alterada, com veios de quartzo.

DRX: MI; ES.

736 Fonólito alterado.

DRX: OR;1M; 2M?

738 Brecha de fonólito (?), alterada.

DRX: OR.

742 Fonólito afanítico alterado (banda ou dique).

DRX:OR.

758 Brecha de fonólito (?), alterada.

DRX: OR.

759 Fonólito alterado próximo a fonólito fresco (mais para o cume do morrote).

DRX: OR; M; ES.

769 Nefelina sienito alterado (sem eudialita?).

DRX: MI.

773 Enclave de fonólito alterado em nefelina sienito.

DRX: OR; 1M, 2M?; ES.

776 Fonólito afanítico alterado, cortado por diques limonitizados.

DRX: OR; 1M; ES.

778 Nefelina sienito alterado.

DRX: OR;1M, 2M.

779 Nefelina sienito alterado.

DRX: OR, MI?; 1M, 2M?

782 Fonólito alterado.

DRX: OR, MI?; 1M, 2M?

784 Fonólito alterado.

DRX: OR;1M, 2M; ES; GB?

787a Fonólito alterado.

DRX: OR; 1M.

801 Fonólito alterado, com pequenos diques limonitizados.

804 Fonólito alterado, esbranquiçado, pulverulento.

DRX: OR.

805 Brecha alterada.

DRX: OR, MI?

825 Brecha de fragmentação em fonólito alterado.

DRX: MI; QZ?

826 Faixa de fonólito alterado em fonólito fresco.

DRX: OR; 1M.

828 Fonólito (?) alterado.

DRX: OR; 1M.

837 Dique de fonólito alterado em brecha.

DRX: OR?, MI?; 1M?, 2M?

841 Fonólito (lava?) alterado, com vesículas orientadas.

DRX: OR?, MI?

843 Fonólito (?) alterado, fino-médio, com fluidade.

DRX: OR, MI; 1M, 2M?

847 Fonólito alterado.

DRX: OR?, MI?; 1M, ES.

848 Brecha "craquelée" de fonólito.

DRX: MI; ES?

849 Faixa de fonólito alterado.

DRX: OR; 1M.

852 Fonólito (?) alterado.

DRX: OR, MI?; 1M; ES.

853 Fonólito, algo "craquelée", restrito a "bandas" fraturadas, claramente separado de fonólito menos alterado (zonas de falha?).

a = Fonólito menos alterado, DRX: OR;1M; ES; A; F?; AP?;
b = fonólito mais alterado, DRX: OR; 1M; ES; CT?

855 Fonólito alterado.

DRX: OR,MI; ES.

862 Brecha de fonólito (+ sedimentos?).

a: DRX: MI, OR; 1M; ES;
b: DRX: MI, OR; 1M?, 2M?; ES.

868a Fonólito alterado.

869 Fonólito (?) alterado.

DRX: MI?; 1M, 2M?

871 Fonólito alterado, com anéis de "liesegang".

DRX: OR, MI?; 1M, 2M?

872 Nefelina sienito alterado.

DRX: MI, OR?; 1M.

874 Fonólito, em parte brechado, alterado, com estrutura fluidal.

DRX: OR, MI?, AB; 1M, 2M.

875 e 876 Tufos finos, maciço (875) e laminado (876).

DRX: OR, MI, AB.

877 Fonólito alterado.

DRX: OR, MI; ES;CT.

878 Fonólito alterado.

DRX: OR, MI; 1M?, 2M.

879 Fonólito alterado.

DRX: OR, MI; M?; ES; CT.

881 Fonólito alterado.

DRX: OR, AB?; ES; CT; A?

882 Fonólito alterado.

DRX: OR, AB?; ES? A?

883 Fonólito alterado (craquelée a brecha de fragmentação).

DRX: OR?, MI; M?; ES.

884 Microsienito alterado.

DRX: OR?, MI; GB?

885 Fonólito alterado (com pirita).

DRX: OR.

886 Fonólito alterado e intemperizado.

DRX: 1M, 2M; ES; DO?; CT.

887 Amostras de perfuração (30), na entrada para o Campo do Agostinho. Profundidade desconhecida.

890 Fonólito alterado.

DRX: OR, MI; M?; ES.

892 Tufitos.

DRX: GB; CT.

893 Tufitos laminados (5 amostras).

DRX: MI, OR.

MI microclínio
M illita
ES esmectitas
CT caulinita
A analcima
DO dolomita

OR ortoclásio
1M politipo 1M

GB gibbsita
AP apatita

A albita
2M politipo 2M

F fluorita

Foram realizados, além dos difratogramas de rochas alteradas, difratogramas de oito amostras de aspecto fresco da região a W do Ribeirão do Cipó. Nestas amostras identificam-se nefelina pelos picos 3,83 - 3,26 - 3,00 - 2,88 Å e analcima, pelos picos 3,43 - 5,61 - 2,93 - 1,74 Å. Apenas duas destas amostras frescas apresentam alguma illita. Nas oito amostras, o feldspato individualizado foi o ortoclásio.

Os difratogramas das amostras alteradas (Tabela 8-1) não apresentam reflexões de nefelina ou analcima e, sim, de illita, tanto o politipo 1M com o 2M (ou ambos). Aparentemente há uma predominância do primeiro em relação ao segundo.

Quanto ao feldspato potássico, além de ortoclásio, foi encontrado microclínio, cujos parâmetros de triclinicidade estão listados na Tabela 8-2.

TABELA 8-2. Parâmetros de triclinicidade de feldspatos potássicos de amostras dos pontos assinalados na Figura 8-1

AMOSTRA	GOLDSMITH & LAVES (1954)	SMITH (1974)
678	0,837	0,624
704	0,025	0,312
731	0,5	0,546
735	0,625	0,533
769	0,737	0,856
779	0,737	0,491
825	0,75	0,702
848	0,612	0,366
862A	0,737	0,732
862B	0,722	0,491
872	0,612	0,616
877	0,75	0,78
878	0,725	0,624
879	0,312	0,512
883	0,525	0,736
884	0,525	0,624
893	0,4	0,608

Alguns difratogramas mostram a presença de esmectitas (678).

Caulinita e gibbsita estão presentes em algumas amostras, indicando que a estas também se soma a alteração intempérica.

8.3. CONCLUSÕES

Como na Mina Osamu Utsumi, os principais produtos da alteração hidrotermal nos pontos referidos na Tabela 8-1 são illita e fedspato potássico.

Na alteração do tipo "porphyry copper" em rochas ácidas intrusivas é reconhecível uma zonalidade dos minerais de alteração (Velde, 1985). Na denominada zona potássica, há uma grande abundância de feldspato potássico secundário e biotita magnesiana. Já na zona fílica, é notável a abundância de sericita e quartzo, enquanto que, na zona argílica, illita, argilas de camadas mistas do tipo allervardita e caulinita predominam. A zona propílica é caracterizada pelo par clorita-epídoto. Calcita e outros carbonatos estão sempre associados com esta alteração, assim como zeólitas cálcicas.

Procurou-se, neste trabalho, tanto a nível da Mina Osamu Utsumi como a nível das amostras alteradas colhidas em outras áreas do Planalto de Poços de Caldas, encontrar uma possível zonalidade de minerais de alteração. Mas esta zonalidade não ocorre, nem mesmo no âmbito dos argilominerais. É citada na literatura uma zonalidade de politipos de illita, que de $1M_d$, passa a 1M e a 2M, à medida que se aproxima da área mineralizada. Além disto, não parece haver diferenças entre a

alteração hidrotermal ocorrida na mina e a nos demais afloramentos do planalto, mesmo em relação às rochas menos afetadas por intemperismo que puderam ser coletadas na mina. No Capítulo 10 serão feitas considerações sobre a constância observada nos produtos de alteração hidrotermal.

CAPÍTULO 9

O ESQUEMA DE PERDAS E GANHOS DURANTE A ALTERAÇÃO HIDROTERMAL: O BALANÇO GEOQUÍMICO

9.1. INTRODUÇÃO

Estando conservadas as texturas da rocha fresca na rocha alterada, é possível calcular-se a quantidade em peso de cada óxido por unidade de volume de rocha alterada e compará-la com a quantidade em peso deste óxido no mesmo volume de rocha fresca. As perdas e ganhos reais são assim avaliadas, obtendo-se o balanço geoquímico da alteração pelo chamado cálculo isovolume (Millot & Bonifas, 1955).

O cálculo das perdas e ganhos reais de uma amostra alterada (A_2) em relação à amostra fresca (A_1) é dado pela equação:

$$d = DA_2 \times X_2 - DA_1 \times X_1$$

onde:

DA_2 = densidade aparente da amostra alterada
X_2 = porcentagem em peso de um determinado óxido da amostra alterada
DA_1 = densidade aparente da amostra fresca
X_1 = porcentagem em peso do mesmo óxido da amostra fresca

Se d for positivo, então houve um ganho real

naquele determinado óxido com a alteração; se d for negativo, então houve uma perda real daquele óxido com a alteração.

O cálculo isovolume é frequentemente utilizado para a avaliação dos balanços geoquímicos dos processos intempéricos (ver, por exemplo, Toledo-Groke, 1981). Aqui será aplicado aos processos de alteração hidrotermal.

9.2. AMOSTRAS UTILIZADAS

Foram utilizadas cinco amostras de bancadas da Mina Osamu Utsumi. São elas: 1348-S-SW-24a (nefelina sienito); 1348-S-SW-24b (nefelina sienito); 1348-N-13 (fonólito porfirítico com pseudoleucita); 1348-N-12a (brecha sustentada por clastos de fonólito), e 1348-N-12b (fonólito). Estas amostras estão descritas no Apêndice e sua localização encontra-se na Figura 6-1.

Foram coletadas cinco amostras na região assinalada com a sigla PGG na Figura 8-1, cuja descrição microscópica é feita a seguir.

As amostras PGG 4a, PGG 4b e PGG 4c são de fonólito afanítico fresco, sendo que a amostra PGG 4c é maciça, enquanto que as outras duas apresentam textura microbandada, com bandas irregulares, subparalelas, descontínuas, de espessura entre 1 a 2 mm. As bandas claras são mais ricas em minerais félsicos, enquanto que as mais escuras, em piroxênio (egirina-augita). São observados alguns poucos microfenocristais de feldspato alcalino (dimensões entre 0,5 e 1 mm), com bordas irregulares poiquilíticas; também aparecem glomérulos submilimétricos, arredondados, de seção subcircular a irregular, formados principalmente por feldspato alcalino, que às vezes se

destaca pelo tamanho um pouco maior. A amostra PGG 4b apresenta, também, microfenocristais de piroxênio, com bordas estreitas irregulares e poiquilíticas. A amostra PGG 4a apresenta alguns microfenocristais de apatita. A lâmina da amostra PGG 4c apresenta uma pseudoleucita milimétrica, idiomórfica, com fina paliçada externa e texturas variadas no seu interior, com feldspato de aspecto pulverulento e nefelina parcialmente (?) alterada para illita.

A matriz é de granulometria muito fina (0,05 mm), de textura microgranular-hipidiomórfica, constituída por prismas de piroxênio, feldspatos equidimensionais (de contornas mal definidos) a tabulares, e nefelina sub-idiomórfica, além de pequenos agregados de minerais opacos.

Entre os minerais menos abundantes são encontrados carbonatos, titanita e provavelmente minerais raros (de relevo alto, incolores, sem forma bem definida, de cor de interferência entre amarelo e azul anômalo).

As amostras PGG 5a e PGG 5b são de fonólito hidrotermalmente alterado. A textura ainda se preserva na amostra PGG 5a. Existe um microbandamento caracterizado por diferenças de tamanho dos grãos de feldspatos e principalmente pela concentração, em faixas, de grão de óxidos e hidróxidos de Fe (hematita e goethita). São encontrados alguns poucos fenocristais de feldspato potássico (até 0,5 mm), pulverulento e com bordas irregulares (onde está inclusa nefelina microgranular, já totalmente alterada em illita), e glomérulos de minerais félsicos.

A textura da matriz é microgranular a intergranular, constituída por feldsapto potássico de aspecto

levemente pulverulento, equidimensional a ripiforme e nefelina (totalmente alterada em illita) de dimensões até 0,02 mm, além de impregnações de goethita (e outros hidróxidos?) e agregados irregulares a alongados de hematita (?). Notam-se alguns veios finos, submilimétricos, de illita cortando a rocha. A textura da amostra PGG 5b é afírica, levemente não homogênea, com bandas ou lentes e áreas irregulares com granulometria um pouco mais grossa e distribuição irregular de opacos (óxidos e hidróxidos de Fe). Raramente são encontrados fenocristais submilimétricos de feldspato potássico (e nefelina?) de aspecto pulverulento, com bordas estreitas poiquilíticas. A matriz é muito fina (0,02 mm), formada por nefelina (equidimensional a irregular, totalmente alterada em illita) e feldspato potássico límpido (irregular a equidimensional) e óxidos (hematita, goethita).

9.3. RESULTADOS OBTIDOS

Foram realizadas análises químicas de elementos maiores e traços das cinco amostras da Mina Osamu Utsumi e do ponto PGG da Figura 8-1. As porcentagens em peso foram transformadas em quantidades em peso de cada óxido em 100 cm^3, multiplicando-se as primeiras pela densidade aparente da rocha. (ver Tabelas 9-1 e 9-2). As densidades aparentes, obtidas como descrito no Ítem 1.2.5 são as seguintes:

1348-S-SW-24a: 2,6 g/cm^3
1348-S-SW-24b: 2,4 g/cm^3
1348-N-13: 2,3 g/cm^3
1348-N-12a: 2,6 g/cm^3
1348-N-12b: 2,4 g/cm^3

Foram selecionadas duas amostras, consideradas mais frescas e coincidentemente com densidades 2,6 g/cm^3, em

relação as quais efetuaram-se os balanços geoquímicos.

A Tabela 9-1 mostra a sequência de cálculos dos balanços geoquímicos para a amostra 1348-S-SW-24b em relação à amostra 1348-S-SW-24a e das amostras 1348-N-12b e 1348-N-13 em relação aos dados da amostra 1348-N-12a. Os resultados foram representados graficamente. A Figura 9-1 apresenta os teores absolutos (% volumétrica) dos diversos óxidos como função da densidade aparente. Perdas reais são observadas para os óxidos Fe_2O_3, MgO, FeO, Na_2O, MnO, CaO e TiO_2. Ganhos reais são observados para K_2O; para Al_2O_3, SiO_2 e P_2O_5 não ficam definidas tendências.

Para os elementos menores, as relações são mais complicadas, observando-se ganhos reais para S e Y e perdas de Nb, Ba, Sr, enquanto que para Rb, Zr e F não fica definido um padrão.

Deve-se ressaltar que a amostra 1348-N-13 apresenta, na maioria dos casos, comportamento diverso de variação dos teores de seus óxidos em relação às demais.

A Tabela 9-2 mostra a sequência de cálculos para as amostras colhidas no ponto PGG da Figura 8-1. Tomou-se como referência a amostra PGG 4b, considerada fresca.

PGG 4a: 2,47 g/cm^3 (descartada)

PGG 4b: 2,6 g/cm^3

PGG 4c: 2,61 g/cm^3

PGG 5a: 2,47 g/cm^3

PGG 5b: 2,01 g/cm^3

1348	A S-SW-24a	B S-SW-24b	C N-13	D N-12a	E N-12b	F 24a*2,6	G 24b*2,4	H 13*2,3	I 12a*2,6	J 12b*2,4	K	L	M	N	O	P
SiO2	53.10	57.80	57.90	54.50	59.40	138.06	138.72	133.17	141.70	142.56	0.66	0.48	0.86	-8.53	0.61	-6.02
Fe2O3	4.70	1.50	1.40	4.40	0.95	12.22	3.60	3.22	11.44	2.28	-8.62	-70.54	-9.16	-8.22	-80.07	-71.85
FeO	1.45	0.14	0.22	2.02	0.14	3.77	0.34	0.51	5.25	0.34	-3.43	-91.09	-4.92	-4.75	-93.60	-90.37
MgO	0.35	0.22	0.08	0.46	0.10	0.91	0.53	0.18	1.20	0.24	-0.38	-41.98	-0.96	-1.01	-79.93	-84.62
CaO	0.87	0.40	1.30	1.00	0.10	2.26	0.96	2.99	2.60	0.24	-1.30	-57.56	-2.36	0.39	-90.77	15.00
Na2O	1.70	0.33	0.32	1.30	0.37	4.42	0.79	0.74	3.38	0.89	-3.63	-82.08	-2.49	-2.64	-73.73	-78.22
K2O	9.30	13.70	14.50	11.90	14.70	24.18	32.88	33.35	30.94	35.28	8.70	35.98	4.34	2.41	14.03	7.79
TiO2	0.70	0.38	0.54	0.78	0.80	1.82	0.91	1.24	2.03	1.92	-0.91	-49.89	-0.11	-0.79	-5.33	-38.76
P2O5	0.09	0.20	0.13	0.22	0.14	0.23	0.48	0.30	0.57	0.34	0.25	105.13	-0.24	-0.27	-41.26	-47.73
MnO	1.05	0.03	0.01	0.75	0.01	2.73	0.07	0.02	1.95	0.02	-2.66	-97.36	-1.93	-1.93	-98.77	-98.82
P.F.	6.05	3.51	2.69	4.33	2.26	15.73	8.42	6.19	11.26	5.42	-7.31	-46.45	-5.83	-5.07	-51.82	-45.04
Al2O3	20.70	21.70	21.10	18.50	20.90	53.82	52.08	48.53	48.10	50.16	-1.74	-3.23	2.06	0.43	4.28	0.89
Be(ppm)	13.00	16.00	12.00	12.00	10.00	33.80	38.40	27.60	31.20	24.00	4.60	13.61	-7.20	-3.60	-23.08	-11.54
Y(ppm)	32.00	51.00	66.00	59.00	86.00	83.20	122.40	151.80	133.40	206.40	39.20	47.12	53.00	-1.60	34.55	-1.04
Zr(ppm)	580.00	350.00	520.00	380.00	250.00	1508.00	840.00	1196.00	988.00	600.00	-668.00	-44.30	-388.00	208.00	-39.27	21.05
Nb(ppm)	180.00	73.00	170.00	250.00	170.00	468.00	175.20	391.00	650.00	408.00	-292.80	-62.56	-242.00	-259.00	-37.23	-39.85
Mo(ppm)	5.00	68.00	150.00	4.00	3.00	13.00	163.20	345.00	10.40	7.20	150.20	1155.38	-3.20	334.60	-30.77	3217.31
Li(ppm)	86.00	114.00	65.00	66.00	94.00	223.60	273.60	149.50	171.60	225.60	50.00	22.36	54.00	-22.10	31.47	-12.88
F(ppm)	2900.00	2400.00	9800.00	1910.00	1120.00	7540.00	5760.00	22540.00	4966.00	2688.00	-1760.00	-23.61	-2278.00	17574.00	-45.87	353.89
Pb(ppm)	33.00	35.00	35.00	48.00	30.00	85.80	84.00	80.50	124.80	72.00	-1.80	-2.10	-52.80	-44.30	-42.31	-35.50
Rb(ppm)	390.00	350.00	370.00	270.00	340.00	1014.00	840.00	851.00	702.00	816.00	-174.00	-17.16	114.00	149.00	16.24	21.23
Sr(ppm)	1350.00	300.00	740.00	1420.00	830.00	3510.00	720.00	1702.00	3692.00	1992.00	-2790.00	-79.49	-1700.00	-1990.00	-46.05	-53.90
Ba(ppm)	1230.00	710.00	660.00	990.00	420.00	3198.00	1704.00	1518.00	2574.00	1008.00	-1494.00	-46.72	-1566.00	-1056.00	-60.84	-41.03
SZ	0.02	0.44	0.28	0.02	0.03	0.05	1.06	0.64	0.05	0.07	1.00	1930.77	0.02	0.59	38.46	1138.46

TABELA 9-1. Análises químicas e sequência de cálculo do balanço geoquímico das amostras da Mina Osamu Utsumi. Colunas A a E: análises químicas em porcentagem em peso; colunas F a J: produto das porcentagens em peso pela densidade da amostra (em g/100 cm^3); coluna K: coluna G - coluna F (g/100 cm^3); coluna L: coluna K/coluna F (%). Coluna M: coluna J - coluna I (g/100 cm^3); coluna N: coluna H - coluna I (g/100 cm^3); coluna O: coluna M/coluna I (%); coluna P: coluna N/coluna I (%).

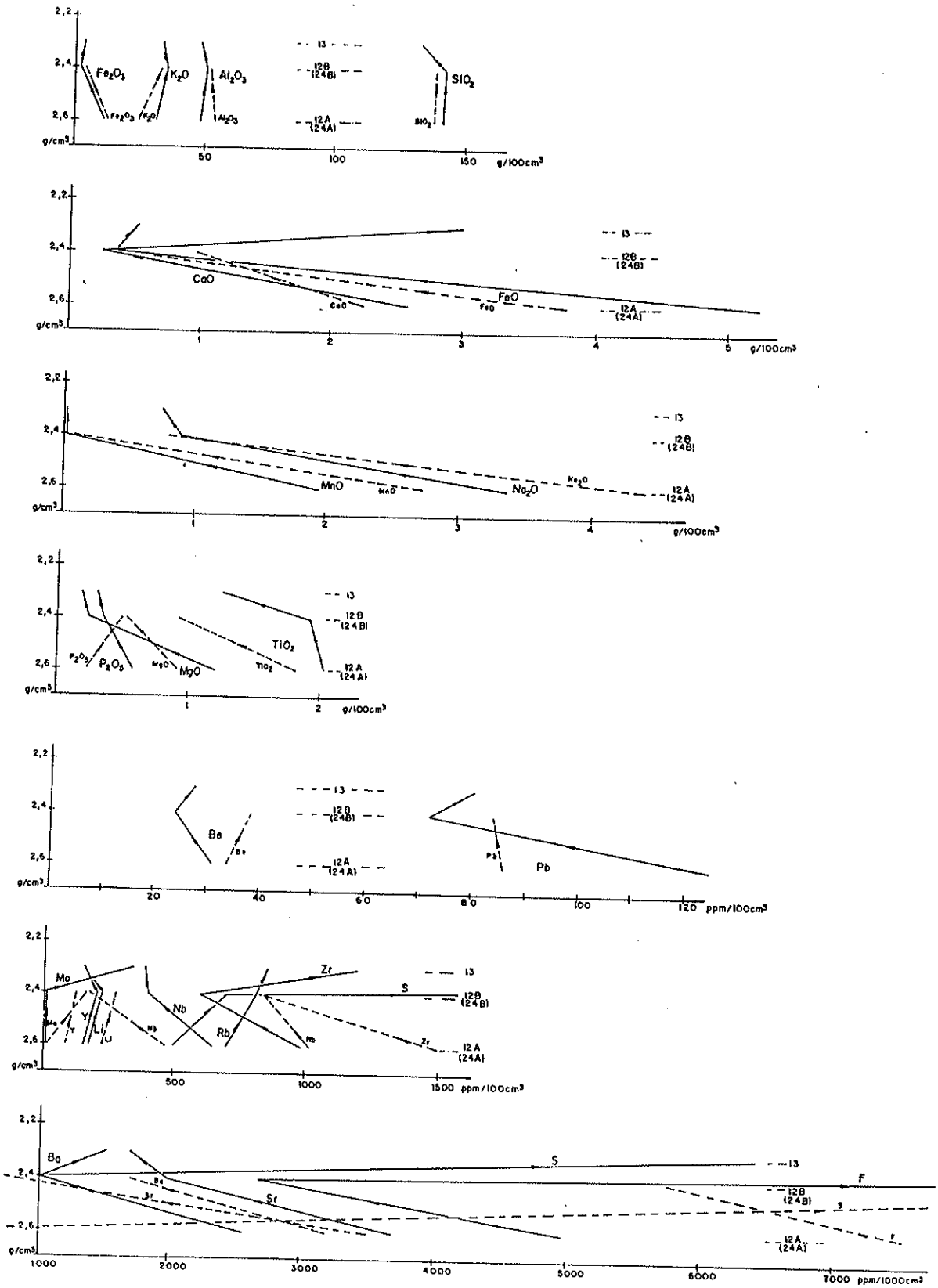


FIGURA 9-1. Balanço geoquímico das amostras da Mina Osamu Utsumi (ver Tabela 9-1). As setas indicam a variação do teor do óxido em questão durante a alteração, da amostra mais fresca para a mais alterada. 12A: amostra 1348-N-12A; 12B: amostra 1348-N-12b; 13: amostra 1348-N-13; 24A: amostra 1348-S-SW-24a; 24B: amostra 1348-S-SW-24b. A descrição das amostras pode ser encontrada no Apêndice.

Os balanços geoquímicos realizados para as amostras PGG 5a e PGG 5b estão representados na Figura 9-2. Caracterizaram-se perdas reais para Na_2O, SiO_2, Fe_2O_3, FeO, CaO, MgO, SrO e MnO e para os elementos Nb e F. É observado ganho real para K_2O e para os elementos S e Rb, estando as tendências mal definidas para TiO_2, P_2O_5, Al_2O_3, Ba, Zr e Y. Observar o comportamento diferenciado da amostra PGG 5b.

Caracterizam-se, em ambos os conjuntos de amostras, perdas para Fe_2O_3, FeO, MgO, Na_2O, MnO, CaO e Ba e ganhos para K_2O e S.

9.4. AVALIAÇÃO DAS PERDAS E GANHOS

A comparação entre as análises químicas das rochas do Maciço de Poços de Caldas (Ulbrich, 1984; H.R. Teixeira, dados não publicados) e das suas correspondentes alteradas por metassomatismo hidrotermal já mostravam um relativo enriquecimento em K_2O e empobrecimento, por vezes extremo, em Na_2O e MgO, e ocasionalmente em CaO e FeO (total). Os dois últimos são menos acentuados, e a explicação estaria no fato de CaO aparecer ligado a carbonatos e outros minerais, e haver enriquecimento aparente (passivo) em FeO (total), que se constitui em "óxido reliquiar", oriundo da alteração de minerais máficos. FeO (total) pode também ser adicionado, localmente, por cristalização de minerais secundários, tais como pirita.

Muito notável é a lixiviação de Na_2O, que é uma das características mais marcantes da alteração hidrotermal no maciço. Os principais minerais portadores de Na_2O são feldspato alcalino e nefelina. Não se dispõe de dados químicos destes minerais; por simplicidade, supõe-se que a do feldspato seja a mesma do feldspato da rocha fresca, Or_{80-90} Ab_{20-10}(M. Ulbrich,

PGG	A 4a	B 4b	C 4c	D 5a	E 5b	F 4a*2,47	G 4b*2,6	H 4c*2,61	I 5a*2,47	J 5b*2,01	K	L	M	N
SiO2	57.00	56.90	56.80	55.40	55.80	140.79	147.94	148.33	136.84	112.16	-11.10	-35.78	-7.50	-24.19
Al2O3	20.30	20.20	20.30	24.70	24.50	50.14	52.52	52.98	61.01	49.25	8.49	-3.28	16.16	-6.24
CaO	1.40	1.40	1.40	0.05	0.05	3.46	3.64	3.65	0.12	0.10	-3.52	-3.54	-96.69	-97.24
MgO	0.25	0.30	0.23	0.18	0.17	0.62	0.78	0.60	0.44	0.34	-0.34	-0.44	-43.00	-56.19
P2O5	0.07	0.07	0.07	0.10	0.06	0.17	0.18	0.18	0.25	0.12	0.07	-0.06	35.71	-33.74
TiO2	0.49	0.50	0.47	0.53	0.60	1.21	1.30	1.23	1.31	1.21	0.01	-0.09	0.70	-7.23
MnO	0.14	0.16	0.16	0.01	0.01	0.35	0.42	0.42	0.02	0.02	-0.39	-0.40	-94.06	-95.17
Fe2O3	0.30	2.10	1.50	0.59	0.61	0.74	5.46	3.92	1.46	1.23	-4.00	-4.23	-73.31	-77.54
Na2O	5.70	5.60	5.70	0.38	0.33	14.08	14.56	14.88	0.94	0.66	-13.62	-13.90	-93.55	-95.44
K2O	8.90	9.00	9.00	12.70	12.90	21.98	23.40	23.49	31.37	25.93	7.97	2.53	34.06	10.81
FeO	3.10	1.50	2.10	1.00	0.89	7.66	3.90	3.92	2.47	1.79	-1.43	-2.11	-36.67	-54.13
SrO	0.18	0.18	0.18	0.03	0.02	0.44	0.47	0.47	0.07	0.04	-0.39	-0.43	-84.17	-91.41
S	0.07	0.08	0.08	0.02	0.02	0.18	0.20	0.20	0.06	0.04	-0.14	-0.16	-70.77	-78.20
F	0.23	0.17	0.16	0.15	0.18	0.57	0.44	0.42	0.37	0.36	-0.07	-0.08	-16.18	-18.14
CO2	0.55	0.65	0.70	0.30	0.30	1.36	1.69	1.83	0.74	0.60	-0.95	-1.09	-56.15	-64.32
H2O+	1.04	0.94	0.86	3.80	3.44	2.57	2.50	2.24	9.39	6.91	6.89	4.42	276.04	177.02
H2O-	0.26	0.18	0.22	0.90	1.04	0.64	0.47	0.57	2.22	2.09	1.76	1.62	375.00	346.67
Ba(ppm)	67.00	35.00	26.00	120.00	130.00	165.49	91.00	67.86	296.40	261.30	205.40	170.30	225.71	187.14
Cl(ppm)	2250.00	1600.00	2020.00	120.00	38.00	5557.50	4160.00	5272.20	296.40	76.38	-3863.60	-4083.62	-92.88	-98.16
Zr(ppm)	1340.00	1460.00	1530.00	2840.00	2660.00	3309.80	3796.00	3810.60	7014.80	5346.60	3218.80	1550.60	84.79	40.85
Sr(ppm)	1540.00	1550.00	1550.00	290.00	170.00	3803.80	4030.00	4045.50	716.30	341.70	-3313.70	-3688.30	-82.23	-91.52
Rb(ppm)	200.00	200.00	210.00	420.00	430.00	494.00	520.00	548.10	1037.40	864.30	517.40	344.30	99.50	66.21
Ni(ppm)	21.00	17.00	18.00	18.00	18.00	51.87	44.20	46.98	44.46	36.18	0.26	-8.02	0.59	-18.14
Nb(ppm)	240.00	280.00	240.00	270.00	260.00	592.80	728.00	730.80	666.90	522.60	-61.10	-205.40	-8.39	-28.21
Y(ppm)	60.00	82.00	71.00	115.00	96.00	148.20	213.20	214.02	291.46	192.96	78.26	-20.24	36.71	-9.49
Co(ppm)	60.00	68.00	97.00	66.00	62.00	148.20	176.80	253.17	163.02	124.62	-13.78	-52.18	-7.79	-29.51

TABELA 9-2. Análises químicas e sequência de cálculo do balanço geoquímico das amostras do ponto PGG da Figura 8-1. Colunas A a E: análises químicas em porcentagem em peso; colunas F a J: produto das porcentagens em peso pela densidade da amostra (em g/100 cm^3); coluna K: coluna I - coluna G (g/100 cm^3); coluna L: coluna J - coluna G (g/100 cm^3); coluna M: coluna K/coluna G (%); coluna N: coluna L/coluna G (%).

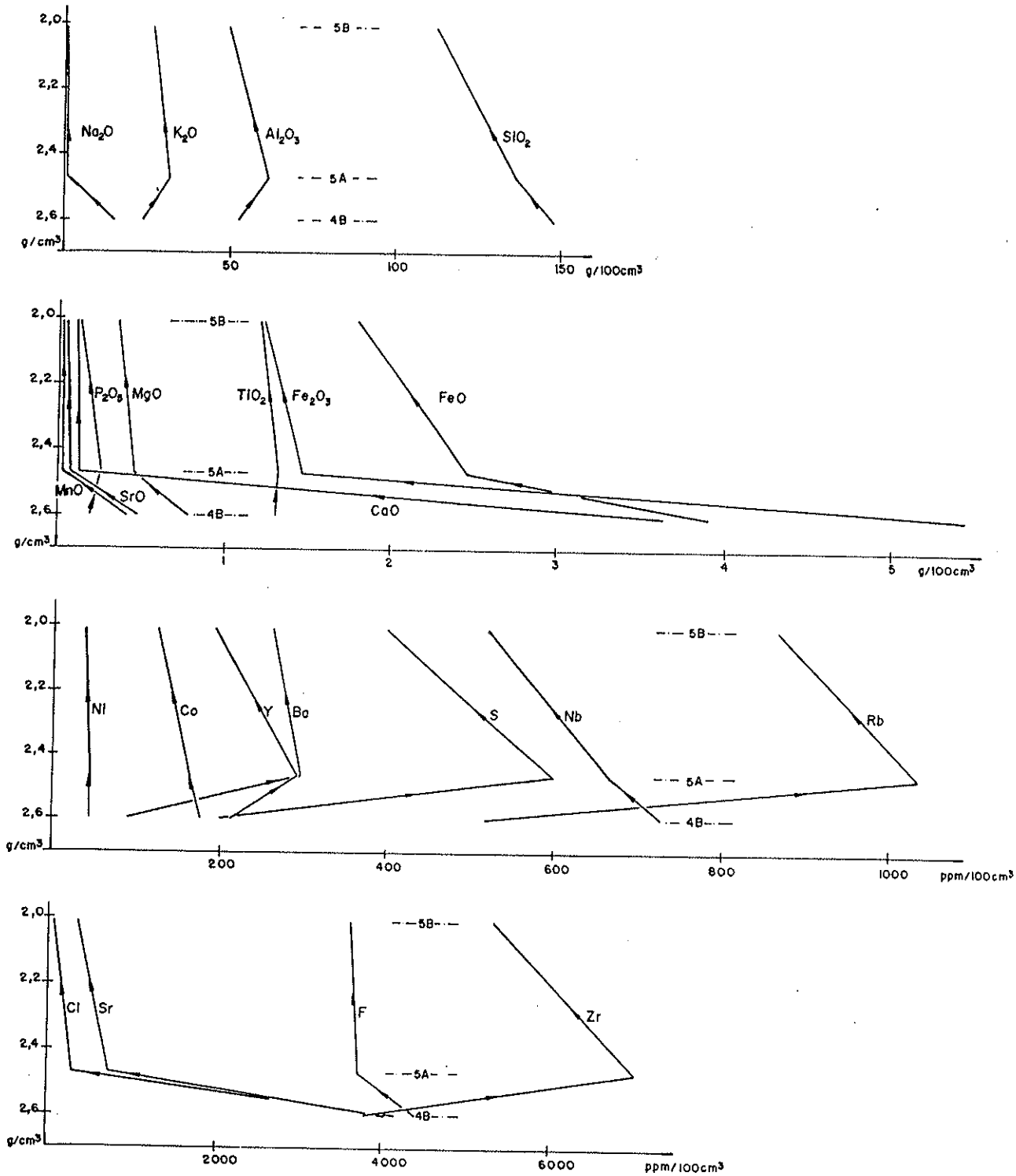


FIGURA 9-2. Balanço geoquímico das amostras da região assinalada com PGG na Figura 8-1. As setas indicam a variação do teor do óxido em questão durante a alteração, da amostra mais fresca para a mais alterada. 4B: amostra PGG 4b; 5A: amostra PGG 5a; 5B: amostra 5b. A descrição destas amostras encontra-se no Ítem 8.2.

1983).

As principais transformações ocorrem na passagem de nefelina para illita, estequiometricamente representada pela reação:

$$3\ Na_{0,73}K_{0,27}AlSiO_4 + 2H^+ + K^+ = KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2 + 2,19\ Na^+$$

(equação 1)

onde a composição da nefelina é $Ne_{73}Ks_{27}$ (M. Ulbrich, 1983), e a illita é considerada de composição equivalente a uma mica potássica. As análises da illita em Środoń et al. (1986) mostram teores muito baixos de Na_2O e algo maiores de CaO e MgO, que aqui, por simplicidade, não serão considerados.

Supondo-se a recristalização isovolumétrica, a equação 1, para um volume de referência de 1000 cm^3, passa a ser a seguinte:

$$17,91\ Na_{0,73}K_{0,27}AlSiO_4 + 3,42\ Al^{3+} + 3,42\ H_4SiO_4 + 0,54\ H^+ + 2,27\ K^+ = 7,11\ KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2 + 13,07\ Na^+$$

(equação 2)

A transformação de 17,91 moles de nefelina em 7,11 moles de illita realiza-se com a introdução de 2,27 moles de K^+, ou seja, 89,2 g do elemento, ou 107,4 g de K_2O, e a perda de 13,07 moles de Na^+, ou seja, 300,6 g de Na^+, ou ainda, 405,2 g de Na_2O.

Supondo 25% de nefelina modal, em média (M. Ulbrich, 1983; M. Torres, com. pessoal), tem-se, para 1000 cm^3 de rocha, a entrada de 26,86 g de K_2O e a saída de 101,3 g de Na_2O. Considerando a densidade da rocha 2,65 g/cm^3, a

transformação de 1000 g de rocha fresca em rocha alterada envolve o ganho de 10,13 g de K_2O e a perda de 38,21 g de Na_2O.

Dos cálculos efetuados no Ítem 9.3, tem-se, para 1000 cm^3 de rocha:

	K_2O (ganho)	Na_2O (perda)
1348-S-SW-24a/1348-S-SW-24b	87,0 g	36,3 g
1348-N-12a/1348-N-12b	43,4 g	24,9 g
1348-N-12a/1348-N-13	24,1 g	26,4 g
PGG 4b/PGG 5a	79,7 g	136,2 g
PGG 4b/PGG 5b	25,3 g	139,0 g

Ainda que estes resultados não representem estritamente a transformação de nefelina em illita, já que o balanço geoquímico envolve a rocha como um todo, e considerando-se que apenas a amostra PGG 4b pode ser considerada fresca, supõe-se que a transformação que melhor representa a alteração hidrotermal é a da amostra PGG 4b na amostra PGG 5a.

CAPÍTULO 10

A ALTERAÇÃO HIDROTERMAL NO CONTEXTO DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO MACIÇO DE POÇOS DE CALDAS

Ressaltam-se, a seguir, algumas informações relevantes para enquadrar a alteração hidrotermal à evolução geológica do Maciço de Poços de Caldas:

- a duração do evento magmático não deve ter superado 1 ou 2 Ma (Ítem 3.4);

- a "estrutura circular centro-leste", ressaltada pela geomorfologia da região, associa-se à alteração hidrotermal e às principais mineralizações do distrito (ítens 4-2 e 5-2);

- a alteração hidrotermal de maior vulto é acompanhada por brechamento, local ou mais extenso, desenvolvido em área de rochas aparentemente muito fraturadas; a alteração hidrotermal acompanhada de mineralizações mais importantes parece estar restrita a regiões com presença de brechas e aglomerados de conduto (campos do Cercado, Agostinho, Taquari, etc.; ítens 6.3 e 6.4);

- a alteração hidrotermal afeta todos os tipos litológicos do maciço (Ítem 6.3);

- aparecem diques menores, e até veios milimétricos, de fonólitos finos invadindo brechas (ver, por exemplo, as descrições petrográficas no Ítem 7.2.4).

A Figura 10-1 esquematiza a história de resfriamento de uma área restrita dentro do maciço. M. Ulbrich (1983) estima como temperaturas de cristalização dos nefelina sienitos os valores 500°a 800°C, a partir dos quais se dá o resfriamento do corpo alcalino; fonólitos e nefelina sienitos teriam se colocado num intervalo de tempo não superior a 1 ou 2 Ma. Em algum momento da história evolutiva deve ter havido uma nova intrusão de magma nas rochas já bastante resfriadas (300°-400° C); estas rochas consolidadas apresentam comportamento rúptil, de maneira que o resfriamento do "novo" magma se processa com formação de uma carapaça externa mais cristalizada e com aparição de fluídos como fase separada ("second boiling"), com consequente "sobrepressão" e brechamento repentino do material encaixante (modelo de geração de "porphyry coppers", Burnham, 1979; Figura 10-2; ver também Figura 10-3).

A colocação do "novo" magma em profundidade pode gerar algum aumento de temperatura nos fonólitos e nefelina sienitos encaixantes, representado na Figura 10-1 por um ressalto na curva de resfriamento. Com efeito, o brechamento facilita a circulação de fluídos que promovem a remoção e redistribuição de calor.

Imagina-se que este mecanismo tenha operado na região da "estrutura circular centro-leste" e em outras afetadas pela alteração hidrotermal.

O Maciço de Poços de Caldas é, ainda hoje, uma anomalia térmica (Hamza, 1982). O valor médio de produção de calor é de 7,0 mW/m^3 . Esta produção de calor deve atenuar o gradiente de resfriamento, conforme ilustrado na Figura 10-1 e explicaria, entre outros fenômenos, a causa das medições

radiométricas K-Ar temporalmente muito espaçadas (pelo efeito de migração e perda de argônio radiogênico) e, frente a este panorama de desaquecimento lento (que ainda está em processo, após 90-85 Ma), cabe a pergunta sobre a possível dimensão temporal do fenômeno da alteração hidrotermal: ela atuaria, de preferência, durante o pequeno intervalo que se segue ao brechamento sinalizado pelas setas na Figura 10-1, ou se estenderia por um período mais longo, lentamente se adaptando a uma das curvas de resfriamento (A ou B) desenhadas na mesma figura?

O primeiro caso é, aparentemente, o da maioria dos pequenos corpos de "porphyry coppers", desenvolvidos em granitóides, e está sendo implicitamente aplicado como hipótese geral de trabalho em vários artigos e livros.

O segundo caso é aplicável no exemplo de Poços de Caldas pelos motivos apontados. Dever-se-ia esperar uma sequência de minerais de alteração adaptada a temperaturas em contínuo decréscimo (provavelmente ainda seriam observáveis evidências texturais dessas mudanças mineralógicas gradacionais). Entretanto, existe a constância na mineralogia da alteração hidrotermal (illita e feldspato alcalino como fases mais importantes), constatada tanto a nível distrital como localmente e no sentido vertical (Mina Osamu Utsumi), o que sugere que essa alteração obedece não só a parâmetros térmicos, mas principalmente a controles cinéticos, muito provavelmente ligados à circulação irrestrita de fluídos hidrotermais relativamente mais quentes, no início do processo (modelo de célula convectiva, ver Figura 10-2d). Uma diminuição na circulação ocorreria imediatamente após o resfriamento da área brechada (e do corpo magmático subjacente), levando o sistema a patamares cinéticos que inviabilizariam alterações

hidrotermais posteriores. A alteração hidrotermal observada (principalmente a presença de feldspato potássico e illita, com alguma caulinita) é, portanto, testemunha do processo inicial de alteração, com superposição muito posterior da alteração intempérica (com avanço significativo da caulinização, aparecimento de minerais oxidados, etc., e destruição da textura original da rocha). Este processo posterior parece lento e pouco eficiente, já que remanescentes de illita, e até de feldspato alcalino, são observados em rochas agora friáveis e muito intemperizadas.

Diferente, entretanto, é o comportamento das mineralizações (possíveis minerais primários de U e Mo, zircão, pirita, fluorita, etc.). A distribuição destes minerais, e até a natureza das fases presentes (e.g., as de U e de Mo), está diretamente ligada à presença da frente de oxi-redução e, portanto, do intemperismo. Nas rochas da zona oxidada, encontra-se apenas algum zircão (em parte também mobilizado?); pirita é convertida em óxidos e hidróxidos, com mobilização do S, enquanto que fluorita e os minerais de U e Mo são dissolvidos. Abaixo da frente de oxi-redução precipitam os minerais de U (pechblenda e outros, provavelmente com os de Mo), que são, portanto, tardios, enquanto que os outros (uma ou várias gerações de pirita, fluorita, zircão, junto com alguns menos abundantes, como galena, blenda, etc.) são evidentes testemunhas da alteração hidrotermal pretérita.

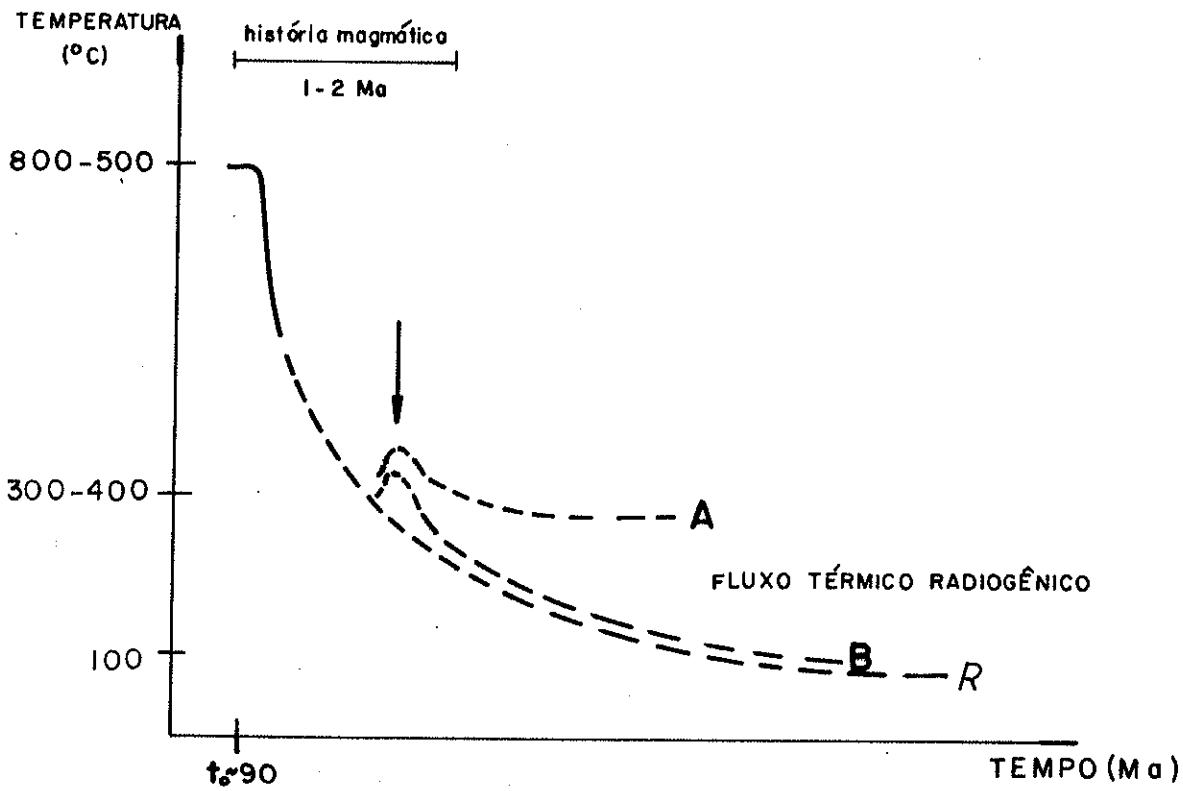


FIGURA 10-1. Modelo qualitativo de evolução térmica durante a alteração hidrotermal (Ulbrich, com. pessoal)

A curva tracejada R ilustra o resfriamento dos fonólitos e nefelina sienitos. Num determinado momento dentro do intervalo magmático de 1-2 Ma, invade as rochas já mais frias um novo magma alcalino (que não aflora), que, por resfriamento, gera brechamento na rocha encaixante pelo mecanismo de "second boiling" (Burnham, 1979). A manifestação térmica deste evento é provavelmente uma leve elevação da temperatura dos fonólitos e nefelina sienitos encaixantes (ver seta na figura).A área, após brechamento e circulação de águas termais, com consequente alteração e eventual mineralização, continua resfriando, ao longo da curva B (paralela à curva de resfriamento R) ou da curva A (dependendo do teor de U e/ou Th; eventualmente, localiza-se na área mineralizada, com correlato aumento de fluxo térmico radiogênico local). A temperatura provável da alteração hidrotermal (300-400°C) é estimada em função da mineralogia de alteração (ver Rose e Burt, 1979).

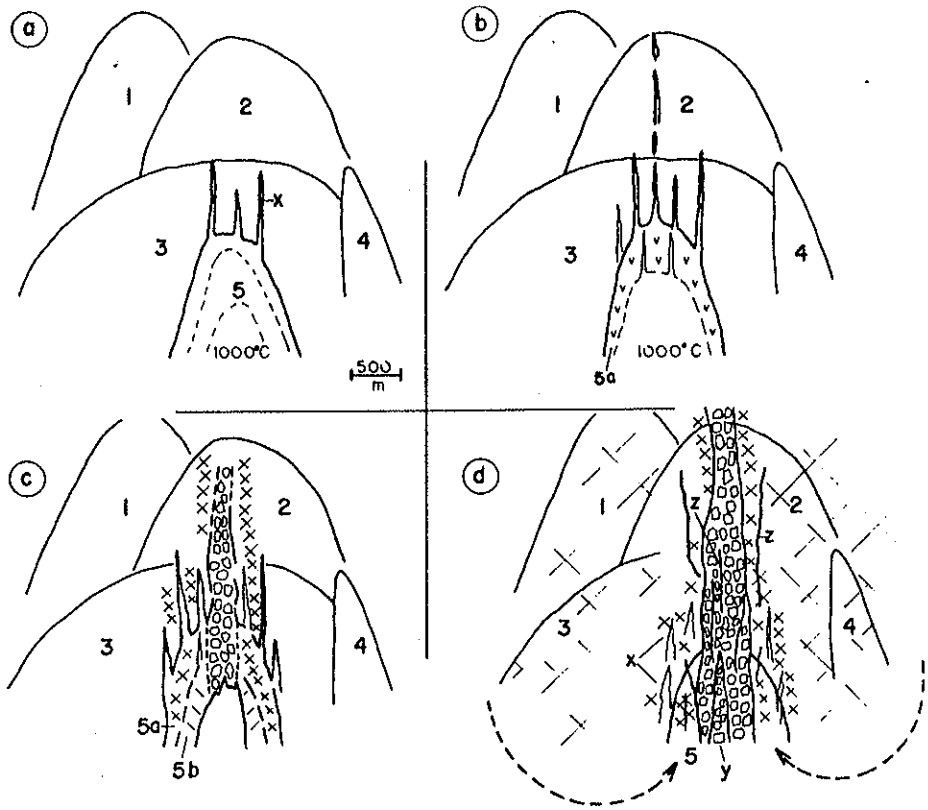


FIGURA 10-2. Evolução de condutos de brechas

Supõem-se condições subvulcânicas (profundidade de até alguns km), com invasão de massa magmática discreta (sinalizada pelo número 5) em conjunto de rochas cogenéticas, já consolidadas (ou em vias de consolidação; parte a, 1 a 4; a escala é apenas indicativa); as cunhas (letra x) indicam condutos apicais, preenchidos por magma ou material fragmentado de origem piroclástica (brechas, etc.), que se injetam por meio de mecanismos do tipo "magma fracturing". Na parte b, observa-se o início de consolidação (centrípeta) da massa magmática, que acaba ficando envolvida por carapaça externa parcialmente sólida (cristais + magma residual + bolhas de fluidos misturados; "second boiling"; cf. Burnham, 1979) e rígida (portanto, com comportamento rúptil); a desmisturação de fluidos provoca aumentos substanciais de pressão, que não podem ser absorvidos pela rocha encaixante (e.g., por meio de deformação plástica). A parte c mostra a reação da rocha encaixante (e da carapaça externa, 5a, consolidada), com aparecimento de condutos de brecha, fraturamento extremo das rochas vizinhas (brechas de fragmentação e do tipo "craquelée") e a possibilidade de que um (ou vários) desses condutos se expanda verticalmente, mais do que os outros (já insinuado na parte b), atingindo, eventualmente, a superfície. Uma vez aberto este conduto, com aquecimento concomitante das rochas encaixantes (com ou sem presença de lâminas de magma nele), passará a atuar mecanismo de alargamento (por exemplo, por meio do processo de fluidização-implosão; Biondi, 1979; ver resumo em Ulbrich, 1986), com o aparecimento dos aglomerados e brechas de conduto.

O processo pode se repetir, já que explosões serão ativadas cada vez que se acumula uma sobrepressão por concentração de bolhas de fluidos na carapaça externa (primeiro momento: 5a; segundo: 5b; etc.), com a consequente reativação do conduto já aberto (e o aparecimento de novos condutos satélites), seu alargamento, etc. A parte d retrata o resultado final, mostrando a brecha do conduto central (parcialmente invadida por brechas mais recentes, y), as dos condutos satélites (x), e o fraturamento extremo das paredes do conduto central (com aparecimento das brechas de fragmentação, etc., nas áreas marginais); pequenas massas magmáticas tardias (diques, lâminas, etc.) poderão ser encontradas invadindo tanto o conduto central como as brechas vizinhas (z). O presente modelo pode ser aplicado para o caso do conduto central localizado na Mina Osamu Utsumi; uma ligeira variante é mostrada na Figura 10-3. As setas, na parte d, ilustram de maneira suscinta a circulação de fluidos hidrotermais (água, principalmente), em forma de "célula convectiva", controlando alteração e mineralização e, paralelamente, resfriamento da área em apreço.

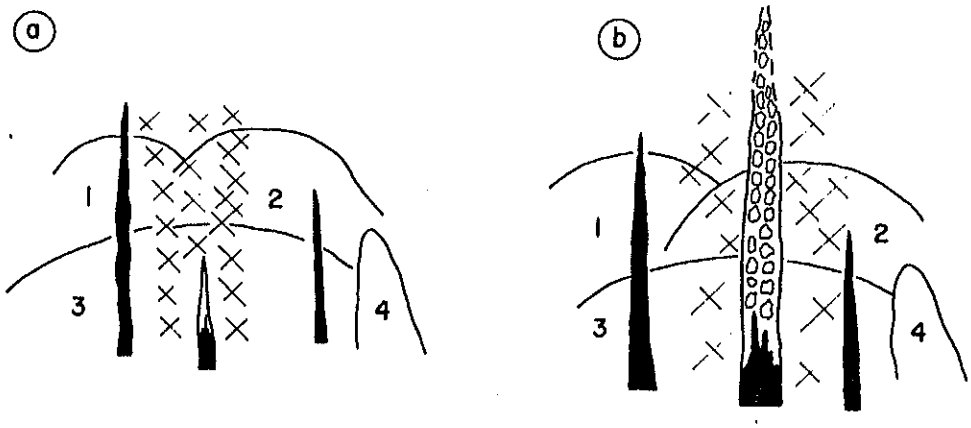


FIGURA 10-3. Evolução de condutos lineares de brechas.

Estabelece-se um esquema sequenciado de invasões magmáticas (1 a 4), que culmina com a intrusão de lâminas magmáticas subverticais (mostradas como cunhas na parte a), que se propagam por mecanismo de "magma fracturing". Em condições normais, as lâminas cristalizariam como diques. Fatores adicionais farão, entretanto, com que o processo de injeção seja apenas o deslanchador, gerando-se, na parte apical, condições para estabelecimento do mecanismo de fluidização e consequente aparecimento de brechas (parte b; magma representado pelas manchas pretas, inferiores). Esses fatores adicionais, favoráveis à geração das brechas, estão ligados ao aparecimento, nas rochas encaixantes, de litologias e/ou estruturas favoráveis (por exemplo, rochas ígneas mais permeáveis por fraturamento intenso, ou rochas piroclásticas naturalmente mais porosas) e concomitante presença de conteúdos maiores de água. Aquecimento da área em apreço, relacionada ao aparecimento das lâminas magmáticas, permitirão, então, reproduzir as condições para geração do conduto de brecha (superaquecimento da água intersticial nas rochas encaixantes, convertida subitamente em vapor, com a geração de sobrepressões, resultando em fraturamentos de rochas e o colapso dos fragmentos para o conduto, com ou sem alargamento, e movimentação vertical de clastos no seu interior; cf. Biondi, 1979). O presente modelo pode ser aplicado, eventualmente, para explicar a formação de condutos lineares como o do Campo do Agostinho (ver, também, Figura 10-2).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, E.B. - 1977 - Geology of the bauxite deposits of the Poços de Caldas District, State of Minas Gerais, Brazil. Stanford, University of California. 273p. (Tese de Doutoramento)

ALMEIDA, F.F.M. de - 1967 - Origem e evolução da plataforma brasileira. DGM/DNPM, Boletim 241. 36p.

ALMEIDA, F.F.M. de - 1969 - Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, Salvador, 1969. Anais ... Salvador, SBG, p. 29-46.

ALMEIDA, F.F.M. de - 1983 - Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. Revista Brasileira de Geociências, 13(3): 139-158.

ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. de - 1976 - The Upper Precambrian of South America. Boletim IG, 7: 45-80.

ALMEIDA, M.A. de; DANTAS, A.S.L.; FERNANDES, L.A.; SAKATE, M.T.; GIMENEZ, A.F.; TEIXEIRA, A.L.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, F.F.M. de - 1981 - Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Bauru na região do Pontal do Parapanema no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. Atas ... São Paulo, SBG, v.2, p. 77-89.

ALMEIDA FILHO, R. & PARADELLA, W.R. - 1977 - Estudo do Maciço Alcalino de Poços de Caldas através de Imagens LANDSAT com Ênfase em Mineralizações Radioativas. São José dos Campos, INPE. 130p. (Tese de Mestrado)

AMARAL, G.; BUSHEE, J.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. - 1967 - K-Ar ages of alkaline rocks from Southern Brazil. Geochimica et Cosmochimica Acta, 31(2): 117-142.

ARTUR, A.C. - 1988 - Evolução policíclica da infraestrutura da porção sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes do Estado de São Paulo. São Paulo, Universidade de São Paulo. 231 p. (Tese de Doutoramento apresentada ao Instituto de Geociências, USP)

ARTUR, A.C. & WERNICK, E. - 1984 - Terrenos policíclicos e estágios de evolução crustal. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Rio de Janeiro, 1984. Anais ... Rio de Janeiro, SBG, v.7, p. 3081-3090.

ASHRY, M.M. - 1962 - Studies of three rocks samples from Brazil. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, 11: 89-107.

AYRES, J.G. - 1981 - Uraniun in Brazil. In: Uraniun Deposits in Latin America: Geology and Exploration. Proceedings of a Regional Advisory Group Meeting, Lima, 4th December, 1978. Vienna, IAEA, p. 315-355.

AZAMBRE, B. & GIROD, M. - 1966 - Phonolites agpaïtiques. Bulletin de la Societé Française de Mineralogie et de Cristallographie, 89(4): 514-520.

BAILEY, S.W., ed. - 1984 - Micas. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy 13. 584p.

BAILEY, S.W.; BRINDLEY, G.W.; KODAMA, H.; MARTIN, R.T. - 1982 - Comment - Report of the Clay Minerals Society Nomenclature

Committee for 1980-1981 - Nomenclature for regular interstratifications. Clays and Clay Minerals, 30(1): 76-78.

BAILEY, S.W.; BRINDLEY, G.W.; FANNING, D.S.; KODAMA, H.; MARTIN, R.T. - 1984 - Comment - Report of the Clay Minerals Society Nomenclature Committee for 1982-1983. Clays and Clay Minerals, 32(3): 239-240.

BARBOSA, O. - 1934 - Nota sobre algumas rochas da região de Poços de Caldas. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 6(4): 211-219.

BARBOSA, O. - 1936 - Notas preliminares sobre o Planalto de Poços de Caldas e suas possibilidades econômicas. SFPM/DNPM, Avulso 8. 33p.

BARBOSA, O. - 1948 - Sobre a idade das rochas alcalinas e a origem do Planalto de Poços de Caldas. Mineração e Metalurgia, 13(76): 235-236.

BARBOSA, O. - 1954 - Évollution du geosynclinal Espinhaço. In: CONGRES GEOLOGIQUE INTERNATIONAL, 19, Alger, 1952. Comptes Rendus, Alger, Sec. 13, fasc. 14, p. 17-36.

BEST, M.G. - 1982 - Igneous and Metamorphic Petrology. New York, Freeman and Co., 630p.

BIONDI, J.C. - 1979 - "Pipes" e diques de brecha - um novo modelo de origem (implosão - fluidização). Revista Brasileira de Geociências, 9(3): 198-217.

BJÖRNBERG, A.J.S. - 1956 - Arenitos do bordo do Planalto de Poços de Caldas. Anais da Academia Brasileira de Ciências,

28(4): 465-471.

BJÖRNBERG, A.J.S. - 1959 - Rochas clásticas do Planalto de Poços de Caldas. Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, 237: 65-123. (Geologia 18)

BORG, I.Y. & SMITH, J.K. - 1969 - Calculated X-ray powder patterns for silicate minerals. Geological Society of America, Memoir 122. 896p.

BOTTINGA, Y. & WEILL, D.F. - 1970 - Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components. American Journal of Science, 269: 169-182.

BRADLEY, W.F. & GRIM, R.E. - 1972 - Mica clay minerals. In: Brown, G. (ed.) - The X-Ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals. London, Mineralogical Society, p. 208-241.

BRANCO, J.J.R. - 1956 - Notas sobre a geologia e petrologia do Planalto de Poços de Caldas. Instituto de Pesquisas Radioativas, Publicação 5. 72p.

BRINDLEY, G.W. - 1966 - Ethylene glycol and glycerol complexes of esmectites and vermiculites. Clay Minerals, 6: 237-259.

BRINDLEY, G.W. - 1981 - X-ray identification (with ancillary techniques) of clay minerals. In: Longstaffe, F.J. (ed.) - Short Course in Clays and the Resource Geologists. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook. 7: 22-38.

BROWN, G., ed. - 1972 - The X-Ray Identification and Crystal

Structures of Clay Minerals. London, Mineralogical Society, 544p.

BURNHAM, C.W. - 1979 - Magmas and hydrothermal fluids. In: Barnes, H.L. (ed.) - Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 2.ed. New York, John Wiley and Sons, p. 71-136.

BUSHEE, J. - 1974 - Potassion-argon ages of some alkaline rocks from Southern Brazil. Berkeley, University of California. 145p. (Tese de Doutoramento)

CASTRO, L.O. & SOUZA, J.M. - 1962 - Ocorrência de molibdênio no depósito de urânio do Morro do Taquari, Planalto de Poços de Caldas, Minas Gerais. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 34(3): 371-374.

CAVALCANTE, J.C.; CUNHA, H.C. da S.; CHIEREGATI, L.A.; KAEFER, L.Q.; ROCHA, J.M. da; DAITX, E.C.; COUTINHO, M.G. da N.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J.B.V.; ROSA, D.B.; RAMALHO, R. - 1979 - Projeto Sapucaí, Estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais; Relatório Final de Geologia. Brasília, DNPM-CPRM, Superintendência Regional de São Paulo. 299p. (Série Geologia Básica 2)

CHOUDHURI, A.; FIORI, A.P.; BITTENCOURT, J.S. - 1978 - Charnockitic gneisses, and granulites of the Botelho region, Southern of Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. Anais ... Recife, SGB, v.3, p. 1236-1259.

DERBY, O.A. - 1887 - On nepheline-rocks in Brazil, with special reference to the association of phonolite and foyaite. Quarterly Journal of the Geological Society of London, 43: 457-473.

DUTRA, C.V. - 1966 - O método chumbo-alfa e idades de zircões do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, MG. Boletim do Instituto de Geologia, 1: 125-135.

DUTRA, C.V. - 1980 - Espectrografia óptica de emissão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camburiú, 1980. Camburiú, SBG, Boletim 4: 47-67.

DUTRA, C.V. & GOMES, C.B. - 1980 - Fluorescência de raios-X. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camburiú, 1980. Camburiú, SBG, Boletim 4: 69-87.

DUTRA, E.B. - 1958 - Relatório da Diretoria - 1954. DFPM/DNPM, Boletim 102. 134p.

EBERT, H. - 1956 - A tectônica do Sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. DGM/DNPM, Relatório Anual do Diretor, ano de 1956, p. 97-107.

EBERT, H. - 1967 - A estrutura pré-cambriana do Sudoeste de Minas Gerais e áreas adjacentes. Boletim Paranaense de Geociências, 26: 42-45.

EBERT, H. - 1971 - Os paraibides entre São João Del Rey (MG) e Itapira (SP) e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. Publicação da SBG, Núcleo de São Paulo, 12. 114p. (1984, in memoriam).

EDGAR, A.D. - 1977 - A comment on "Agpaicity revisited: pattern recognition in the chemistry of nepheline syenite rocks" by Dagbert et al.. Geochimica et Cosmochimica Acta, 41(3): 439-440.

ELLERT, R. - 1959 - Contribuição à geologia do Maciço Alcalino de Poços de Caldas. Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, 237: 5-63. (Geologia 18)

ELLERT, R.; BJÖRNBERG, A.J.S.; COUTINHO, J.M.V. - 1959 - Mapa geológico do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, Brasil. In: Ellert, R. (1959) - Contribuição à geologia do Maciço Alcalino de Poços de Caldas. Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, 237: 5-63. (Geologia 18)

ERICHSEN, A.I. - 1952 - Rochas potássicas. Minas Gerais (Planalto de Poços de Caldas). DFPM/DNPM, Boletim 93: 107-116.

FIORI, A.P. & CHOUDHURI, A. - 1979 - Fases de migmatização e dobramentos superpostos nas rochas granulíticas e nos migmatitos de Serrania e Machado (MG). In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, Rio Claro, 1979. Atas.... Rio Claro, SBG, v.1, p. 47-58.

FIORI, A.P. & LANDIM, P.M.B. - 1980 - Estratigrafia da Formação Aquidauana, Grupo Tubarão, do Sudeste do Estado de Minas Gerais. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 52(1): 109-124.

FIORI, A.P.; WERNICK, E.; BITTENCOURT, J.S. - 1978 - Evolução policíclica na região Nordeste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas do Estado de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. Anais ... Recife, SBG, v.1, p. 309-320.

FLETCHER, C.J.N. & LITHERLAND, M. - 1981 - The geology and tectonic setting of the Velasco Alkaline Province, Eastern Bolivia. Journal of the Geological Society of London, 138(5): 541-548.

FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z.C.G. da; CAMPOS, D. de A.; TOSSATO, P. - 1979 - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23). Brasília, DNPM. 240 p.

FORMAN, J.M.A. & ANGEIRAS, A.G. - 1981 - Poços de Caldas and Itatiaia: Two case histories of uranium exploration in Brazil. In: Uranium Exploration Case Histories. Vienna, IAEA, p. 99-139.

FORMOSO, M.L.L. - 1980 - Difratometria de raios-X. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camburiú, 1980. Camburiú, SBG, Boletim 4: 5-26.

FRAENKEL, M.O.; SANTOS, R.C. dos; LAPIDO-LOUREIRO, F.E. de V.; MUNIZ, W. de S. - 1985 - Jazida de urânio no Planalto de Poços de Caldas - Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C. & Coelho, C.E.S. (coords.) - Principais Depósitos Minerais do Brasil. Brasília, DNPM. v.1, p. 89-103.

FRANCO, R.R. - 1945 - Minerais de zircônio na região de Poços de Caldas, Minas Gerais. Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, 49: 7-28. (Mineralogia 7)

FRANCO, R.R. & LOEWENSTEIN, W. - 1948 - Zirconium from the region of Poços de Caldas. The American Mineralogist, 33 (3/4): 142-151.

FRAYHA, R. - 1962 - U e Th no Planalto de Poços de Caldas. DFPM/DMPM, Boletim 116. 75p.

FREITAS, R.O. de - 1943 - As estruturas fósseis do Sistema de Santa Catarina no Planalto de Poços de Caldas. Boletim da Associação dos Geógrafos Brasileiros, 3(3): 25-37.

FREITAS, R.O. de - 1944 - Jazimento das rochas alcalinas no Brasil Meridional. Mineração e Metalurgia, 8(43): 45-48.

FREITAS, R.O. de - 1951 - Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, 130. 120p. (Geologia 6)

FRONDEL, C. & MARVIN, U.B. - 1959 - Cerianite, CeO_2 , from Poços de Caldas, Brazil. The American Mineralogist, 44(7/8): 882-884.

FUJIMORI, K. - 1974 - Minerais radioativos do Campo Agostinho, Poços de Caldas, MG. São Paulo, Universidade de São Paulo. 161p. (Tese de Livre Docência apresentada ao Instituto de Geociências, USP)

FUJIMORI, K. & SARDELA, I. - 1980 - Estudo mineralógico do "caldasito" dos campos do Serrote, Brígida e Taquari, no Planalto de Poços de Caldas, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camburiú, 1980. Anais ... Camburiú, SBG, v.4, p. 2023-2037.

FUJIMORI, K.; OLIVEIRA, A.G. de; UTSUMI, O. - 1976 - Minerais uraníferos do Campo do Cercado C-09, Poços de Caldas, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto, 1976. Anais ... Ouro Preto, SBG, v.2, p. 251- 263.

GOLDSMITH, J.R. & LAVES, F. - 1954 - The microcline-sanidine stability relations. Geochimica et Cosmochimica Acta, 5(1): 1-19.

GORSKY, V.A. & GORSKY, E. - 1974 - Contribuição à mineralogia e petrografia do Planalto de Poços de Caldas. Boletim da Comissão Nacional de Energia Nuclear, 13. 91p.

GRIM, R.E. - 1968 - Clay Mineralogy. 2.ed. New York, McGraw-Hill. 596p.

GRIM, R.E.; BRAY, R.H.; BRADLEY, W.F. - 1937 - The mica in argillaceous sediments. The American Mineralogist, 22(7): 813-829.

GUIMARÃES, D. - 1947 - Origem das rochas alcalinas. Boletim do Instituto de Tecnologia Industrial, 5. 104p.

GUIMARÃES, D. - 1961 - Contribuição ao estudo das rochas alcalinas do Brasil. Boletim do Instituto de Tecnologia Industrial, 28. 40p.

HALL, A. - 1987 - Igneous Petrology. Harlow, Longman Scientific and Technical. 573p.

HAMA, M.; ALGARTE, J.P.; KAEFER, L.; ARTUR, A.C. - 1979 - Idades Rb/Sr e K/Ar na região sul-sudoeste de Minas Gerais e leste do Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, Rio Claro, 1979. Atas ... Rio Claro, SBG, v.1, p. 71-86.

HAMZA, V.M. - 1982 - Terrestrial heat flow in the alkaline intrusive complex of Poços de Caldas, Brazil. Tectonophysics, 83(1-2): 45-62.

HATCH, F.H.; WELLS, A.K.; WELLS, M.K. - 1972 - The Petrology of the Igneous Rocks. London, Thomas Murby. 551p.

HERZ, N. - 1977 - Time of spreading in the South Atlantic; information from Brazilian alkalic rocks. Geological Society of America Bulletin, 88(1): 101-112.

HOWER, J. & MOWATT, T.C. - 1966 - The mineralogy of illites and mixed-layer illite-montmorillonite. The American Mineralogist, 52(5/6): 825-853.

HUSSAK, E. - 1899 - Ein Beitrag zur Kenntnis der sogenannten "Favas" der brasilianischen Diamantensande. Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 18: 335-359.

HUTCHISON, C.S. - 1974 - Laboratory Handbook for Petrographic Techniques. New York, John Wiley and Sons. 527p.

JCPDS - 1980 - Powder Diffraction File - Inorganic Phases Search Manual (Hanawalt). International Centre for Diffraction Data. 896p.

JOHANNSEN, A. - 1938 - A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks. Vol. IV, Part 1: The Feldspathoid Rocks. University of Chicago Press, p. 3-395.

KAWASHITA, K; MAHIQUES, M.M.; ULBRICH, H.H.G.J. - 1984 - Idades Rb/Sr de nefelina sienitos do Anel Norte do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Resumos. Rio de Janeiro, SBG, p. 244-245.

KERR, P.F. - 1959 - Optical Mineralogy. 3.ed. New York, McGraw-

Hill. 442p.

LAUAR, C.R.M. - 1988 - Estudo paleomagnético dos maciços alcalinos de Poços de Caldas, Passa Quatro e Itatiaia. São Paulo, Universidade de São Paulo. 101p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto Astronômico e Geofísico, USP)

LEONARDOS Jr., O.H.; DUNHAM, A.C.; PIRES, F.R.M.; FORMAN, J.H.A.- 1971 - Nota sobre a Formação Pouso Alegre. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 43(1): 131-134.

LIU, C.C.; CARRARO, C.C.; YAMAGATA, S.K. - 1973 - Geology of the areas of the Upper São Francisco Basin and Furnas Dam (Brazil) based on interpretation of ERTS-1 imagery. São José dos Campos, INPE, Lafe-395. 49p.

MACIEL, A. & CRUZ, P.R. - 1973 - Perfil analítico do urânio. MME/DNPM, Boletim 27. 70p.

MACHADO, J. - 1888 - Beitrag zur Petrographie der sudwestlichen Grenze zwischen Minas Geraes and São Paulo. Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 9: 318-360.

MARSH, J.R. - 1973 - Relationship between transform directions and alkaline igneous rocks lineaments in Africa and South America. Earth Planetary Science Letters, 18(2): 317-323.

McDOUGALL, I. - 1964 - Potassium-argon ages from lavas of the Hawaiian Islands. Geological Society of America Bulletin, 75(2): 107-128.

MILLOT, G. & BONIFAS, M. - 1955 - Transformations

isovolumétriques dans les phénomenes de lateritisation et bauxitisation. Alsace-Lorraine, Service de la Carte Geólogique, Bulletin 8(1): 3-20.

MINISTÉRIO DA MINAS E ENERGIA - MME/SG - 1983 - Projeto RADAMBRASIL, Folhas SF 23/24, Rio de Janeiro/Vitória. 780p. (Levantamento de Recursos Naturais 32)

MOLLOY, M.W. & KERR, P.F. - 1961 - Diffractometer patterns of A.P.I. Reference Clay Minerals. The American Mineralogist, 46(5/6): 583-605.

MONIZ, A.C. - 1969 - Estudo mineralógico das argilas do Maciço Alcalino de Poços de Caldas. Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, 304: 1-97. (Mineralogia 19)

MOTOKI, A. & OLIVEIRA, J.L.S. - 1987 - Reconsiderações vulcanológicas sobre a hipótese de caldeira vulcânica no Complexo Alcalino de Poços de Caldas, MG. Parte I: Rochas sedimentares como corpos capturados, fragmentados e afundados no magma fonolítico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 4, Belo Horizonte, 1987. Anais ... Belo Horizonte, SBG, p. 420-433.

MOTOKI, A.; VARGAS, T.; CHIANELLO, E.; CORREA, F.J.G.; OLIVEIRA, J.L.S.; KLOTZ, M. - 1988 - Nível de denudação atual do Complexo Alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Anais ... Belém, SBG, v.6, p. 2633-2648.

MURRAY, H.H. & LIONS, S.C. - 1956 - Correlation of paper coating quality with degree of crystal perfection of caolinite. In:

Swineford, A. (ed.) - Clays and Clay Minerals. Proceedings of the National Conference on Clays and Clay Minerals, 4, The Pennsylvania State University, 1955. National Academy of Sciences/National Research Council, Publication 456, p. 31-40.

NIMER, E. - 1979 - Climatologia da Região Sudeste. In: Climatologia do Brasil. Rio de Janeiro, Fundação IBGE, p. 265-313.

OLIVEIRA, A.G. - 1974 - Mineralização de urânio e molibdênio no Planalto de Poços de Caldas, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. Anais ... Porto Alegre, SBG, v.1, p. 207-221.

OLIVEIRA, A.I. - 1956 - Reservas brasileiras de tório. Engenharia, Mineração e Metalurgia, 24(141): 163-164.

OLIVEIRA, J.I. de - 1986 - Urânio - Um modelo geológico de mineralização em caldeiras de subsidência. Brasil Mineral, 28: 45-47.

OLIVEIRA, M.A.F. - 1973 - Petrologia das rochas metamórficas da região de São José do Rio Pardo, SP. Revista Brasileira de Geociências, 3(4): 257-278.

OLIVEIRA, M.A.F. de; ALVES, F.R.; COIMBRA, A.M. - 1975 - Sedimentação associada ao vulcanismo alcalino de Poços de Caldas (Divinolândia, SP). Boletim IG, 6: 13-19.

OLIVEIRA, M.A.F. de; MORALES, N.; FÚLFARO, V.J. - 1984 - Projeto Boa Vista. Relatório Final. Rio Claro, SICCT-UNESP, v.1, 109p.

PARADELLA, W.R. & ALMEIDA FILHO, R. - 1976 - Condicionamento das mineralizações radioativas no Planalto de Poços de Caldas, baseado em imagens MSS do LANDSAT. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto, 1976. Anais ... Ouro Preto, v. 3, p. 181-190.

PETERS, T. & WABER, N. - 1988 - Poços de Caldas Project: Final Report of the Feasibility year 1986-1987 - Mineralogy/Geochemistry. 42p. (não publicado)

RAMOS, J.R. de A. & MACIEL, A.C. - 1974 - Prospecção de urânio no Brasil 1970/1974. Boletim da Comissão Nacional de Energia Nuclear, 4. 129p.

REYNOLDS, R.C. & HOWER, J. - 1970 - The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonite. Clays and Clay Minerals, 18(1): 25-36.

RIBBE, P.H., ed. - 1983 - Feldspar Mineralogy. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy 2. 362p.

ROBERSON, H.E. & JONAS, E.C. - 1965 - Clay minerals intermediate between illite and montmorillonite. The American Mineralogist, 50(5/6): 766-770.

ROSE, A.W. & BURT, D.M. - 1979 - Hydrothermal Alteration. In: Barnes, H.L. (ed.) - Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 2.ed. New York, John Wiley and Sons, p. 173-235.

SADOWSKI, G.R. - 1987 - A possible relation between pulses of platform activation and plate kinematics. Tectonophysics, 143: 43-57.

SADOWSKI, G.R. & DIAS NETO, C.M. - 1981 - O Lineamento Sismotectônico de Cabo Frio. Revista Brasileira de Geociências, 11(4): 209-212.

SANFORD, R.M. & LANGE, F.W. - 1960 - Basin study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, South Brazil. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 44(8): 1316-1370.

SANTOS, R. - 1981 - Geology and mining development of the C-09 uranium deposit. In: Uranium Deposits in Latin America: Geology and Exploration. Proceedings of a Regional Advisory Group Meeting, Lima, 4th December, 1978. Vienna, IAEA, p. 533-553.

SMITH, J.V. - 1974 - Feldspar Minerals. Berlin, Springer-Verlag, v.1. 622p.

SMITH, R.L. & BAILEY, R.A. - 1968 - Resurgent cauldrons. In: Coats, R.R.; Hay, R.L.; Anderson, C.A. (ed.) - Studies in volcanology. Geological Society of America, Memoir 116: 613-662.

SOARES, P.C. - 1975 - Divisão estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo. Revista Brasileira de Geociências, 5(4): 229-251.

SOARES, P.C. & LANDIM, P.M.B. - 1973 - Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no flanco nordeste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, 1973. Anais ... Aracaju, SBG, v.1, p.243-256.

SONOKI, I.K. & GARDA, G.M. - 1988 - Idades K-Ar de rochas

alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: Compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. Boletim IG-USP, 19: 63-85.

SØRENSEN, H. - 1974 - Alkali syenites, feldspathoidal syenites and related lavas. In: Sørensen, H. (ed.) - The Alkaline Rocks. London, John Wiley & Sons, p. 22-52.

ŚRODOŃ, J. - 1980 - Precise identification of illite/smectite interstratifications by x-ray powder diffraction. Clays and Clay Minerals, 28(6): 401-411.

ŚRODOŃ, J. - 1984 - X-ray powder diffraction identification of illitic materials. Clays and Clay Minerals, 32(5): 337-349.

ŚRODOŃ, J. & EBERL, D.D. - 1984 - Illite. In: Bailey, S.W. (ed.) - Micas. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 13: 495-544.

ŚRODOŃ, J.; MORGAN, D.J.; ESLINGER, E.V.; EBERL, D.D.; KARLINGER, M.R. - 1986 - Chemistry of illite/smectite and end-member illite. Clays and Clay Minerals, 34(4): 368-378.

STRECKEISEN, A. - 1967 - Classification and nomenclature of igneous rocks. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen 107(2): 144-240.

STRECKEISEN, A. - 1976 - To each plutonic roch its proper name. Earth-Science Reviews, 12(1): 1-33.

TEIXEIRA, E.A. - 1936 - Zircônio no Planalto de Poços de Caldas (Minas Geraes e São Paulo). SFPM-DNPM, Avulso 14. 23p.

THOREZ, J. - 1976 - Practical Identification of Clay Minerals - A Handbook for Teachers and Students in Clay Mineralogy. Dison, Belgique, Editions G. Lelotte. 90p.

TOLBERT, G.E. - 1958a - Geochemistry of trace element concentrations in the Poços de Caldas Plateau, Brazil. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, 7(2): 71- 79.

TOBERT, G.E. - 1958b - Preliminary report on the uraniferous zirconium deposits of te Poços de Caldas Plateau, Brazil. Part I. Engenharia, Mineração e Metalurgia, 27(161): 265-269.

TOBERT, G.E. - 1958c - Preliminary report on the uraniferous zirconium deposits of the Poços de Caldas Plateau, Brazil. Part II. Engenharia, Mineração e Metalurgia, 27(162): 353-360.

TOLEDO-GROKE, M.C. - 1981 - Evolução geoquímica, mineralógica e micromorfológica no processo de bauxitização. Estudo comparativo dos depósitos de Mogi das Cruzes, Curucutu e Lavrinhas, SP, associados a diferentes tipos litológicos. São Paulo, Universidade de São Paulo, 106p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências, USP)

TRESCASES, J.J. - 1980 - Análise química por espectrometria de absorção atômica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camburiú, 1980. Camburiú, SBG, Boletim 4:27-46.

ULBRICH, H.H.G.J. - 1984 - A petrografia, a estrutura e o quimismo de nefelina sienitos do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. São Paulo, Universidade de São Paulo. 735p. (Tese de Livre Docência apresentada ao Instituto de Geociências, USP)

ULBRICH, H.H.G.J. - 1986 - As brechas de origem ígnea: Revisão e proposta para uma classificação geológica. Boletim IG-USP, Publicação Especial 3: 1-82.

ULBRICH, H.H.G.J. & GOMES, C.B. - 1981 - Alkaline rocks from Continental Brazil. Earth-Science Reviews, 17(1-2): 135-154.

ULBRICH, M.N.C. - 1983 - Aspectos mineralógicos e petrológicos de nefelina sienitos de Poços de Caldas, MG-SP. São Paulo, Universidade de São Paulo. 369p. (Tese de Doutoramento apresentada ao Instituto de Geociências, USP)

UTSUMI, O.; OLIVEIRA, A.G.; PARISI, C.A.; WILLIAM, D.P. - 1971 - Poços de Caldas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. São Paulo, SBG, Roteiro das Excursões, Boletim Especial 2, p. 7-13.

VELDE, B. - 1985 - Clay Minerals - A Physico-Chemical Explanation of their Occurrence. Amsterdam, Elsevier. 427p. (Developments in Sedimentology 40)

WARSHAW, C.M. & ROY, R. - 1961 - Classification and a scheme for the identification of layer silicates. Geological Society of America Bulletin, 72(10): 1455-1492.

WEBER, B.N. - 1959 - Bauxitização no Distrito de Poços de Caldas, Minas Gerais, Brasil. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, 8(1): 17-30.

WEDOW JR., H. - 1961 - Thorium and rare-earths in the Poços de Caldas Zirconium District, Brazil. Geological Survey Professional Paper, 424-D: 214-216.

WEDOW JR., H. - 1967 - The Morro do Ferro thorium and rare-earth ore deposit, Poços de Caldas District, Brazil. Geological Survey Bulletin, 1185-D. 34p.

WERNICK, E. - 1967 - A geologia da região de Amparo (leste do Estado de São Paulo). Rio Claro, Universidade de Campinas. 140p. (Tese de Doutoramento apresentada à Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro, UNICAMP)

WERNICK, E. - 1978a - Contribuição à estratigrafia do pré-Cambriano no Leste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. Revista Brasileira de Geociências, 8(3): 206-216.

WERNICK, E. - 1978b - Contribuição à geologia do Maciço de Guaxupé, São Paulo e Minas Gerais. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 50(3): 337-352.

WERNICK, E. & ARTUR, A.C. - 1983 - Regenerações sucessivas de terrenos arqueanos no leste do Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo, 1983. Atas... São Paulo, SBG, p. 17-31.

WERNICK, E. & PENALVA, F. - 1973 - Feições estruturais de migmatitos ao norte e sul da Falha de Jacutinga, leste do Estado de São Paulo. Ciência e Cultura, Resumos 25(6): 183.

WERNICK, E.; FIORI, A.P.; BITTENCOURT, J.S.; CHOUDHURI, A. - 1981 - A tectônica rígida no fim do Ciclo Brasiliano e sua implicação na estruturação da borda sul e sudoeste do Cráton do São Francisco: Tentativa de um modelo preliminar. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1981. Anais ... Salvador, SBG, p. 164-168.

WILLIAMS, H. - 1942 - The geology of Crater Lake National Park, Oregon, with a reconnaissance of the Cascade Range southward to Mount Shasta. Carnegie Institute of Washington, Publication 540. 162p.

WINTERS, A.A.M. - 1981 - A Geologia do Maciço Sienítico de Pedra Branca, Caldas, MG. São Paulo, Universidade de São Paulo. 92p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências, USP)

YODER, H.S. & EUGSTER, H.P. - 1955 - Synthetic and natural muscovites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 8(5/6): 225-280.

DESCRIÇÃO DOS PONTOS E DE SEÇÕES PETROGRÁFICAS DE AMOSTRAS

MINA OSAMU UTSUMI (PARA LOCALIZAÇÃO, VER FIGURA 7-1)

ABREVIAÇÕES UTILIZADAS

FK	feldspato potássico
NE	nefelina
PSLC	pseudoleucita
MM	minerais máficos (egirina, egirina-augita)

BANCADAS

1452-SE	A1
1436-SE	A1
1420-SE	A2
1404-SE	A3
1388-SE	A4
1372-N	A7
1372-NE	A8
1364-S-SW	A9
1356-NE	A11
1356-SE	A12
1352-S	A14
1348-N	A14
1348-S	A16
1348-S-SW	A17
1340-S-SE	A20
1332-N-NW	A23

RAMPAS

1372-1356-R	A23
1356-1348-R	A24
1384-1340-R	A24

BANCADA 1452-SE

1 Brecha sustentada por clastos, oligomíctica. Fragmentos angulosos a sub-angulosos, centimétricos, de fonólito. Cor cinza rosado. Alteração intempérica moderada. Zona oxidada.

2 Brecha sustentada por clastos, oligomíctica. Fragmentos angulosos, centimétricos, de fonólito (afírico?). Cor cinza rosado. Zona oxidada.

3 Brecha sustentada por matriz, polimíctica. Fragmentos de forma irregular de Ne sienito e fonólito. Cor cinza amarelado. Zona oxidada.

SD de um fragmento de Ne sienito de granulação média-grossa e textura inequigranular.
FK milimétrico pode apresentar-se idiomórfico ou com contornos irregulares.
Ne apresenta-se tanto idiomórfica, sub-milimétrica (inclusa em FK), como vermiforme, em crescimento simplectítico com FK.
MM sub-milimétricos a milimétricos encontram-se totalmente alterados em óxidos-hidróxidos, porém sua forma se conserva.

4 Brecha (?) fortemente intemperizada (sem amostra).

5 Veio de caulinita, de espessura variável (10-30 cm), encaixado em fonólito porfirítico.

6 Fonólito porfirítico muito intemperizado, atravessado por veios de caulinita. Cor marrom claro esbranquiçado. Zona oxidada.

SD mostra fenocristais milimétricos de FK, idiomórficos, completamente caulinizados, e de Ne, milimétricos a sub-milimétricos, idiomórficos.
Matriz de textura granular muito fina, dominada por caulinita e illita, e manchada por óxidos-hidróxidos.

7 PSLC fonólito muito intemperizado. Cor marrom claro esbranquiçado. Zona oxidada.

SD mostra uma textura secundária produzida pelo intemperismo, evidenciada pelo contraste entre áreas illitizadas e áreas caulinizadas. Nas primeiras são encontrados vestígios de fenocristais de FK e/ou Ne e conjuntos de grãos de minerais opacos (produto de alteração de MM). Nas áreas caulinizadas são encontradas manchas de illita e bandas formadas por grãos muito finos de minerais opacos. Os contatos entre as duas áreas são irregulares a ondulados-sinuosos, bruscos.

BANCADA 1436-SE

1 Brecha sustentada por clastos, oligomíctica. Fragmentos angulosos, centimétricos, de fonólito (afírico?). Cor cinza claro esbranquiçado. Zona oxidada.

2 PSLC fonólito porfirítico. PSLC centimétricas, densidade ao redor de 45%. Fenocristais de FK milimétricos. Cor cinza claro esbranquiçado. Zona oxidada.

SD mostra PSLC isoladas ou intercrescidas, com bordas formadas por paliçada de FK e interior constituído por esferulitos(intercrescimentos simplectíticos de FK e Ne com disposição radial).
Fenocristais de FK apresentam inclusões fluidas e de illita.
Matriz de textura pilotaxóide, fina, formada por proporções aproximadamente iguais de FK (ripiformes a placóides) e Ne intersticial. MM estão substituídos por grãos irregula

res, isolados ou agrupados, de minerais opacos.

3 Ne sienito de granulação média a grossa. Cor cinza rosado. Zona oxidada.

SD mostra FK de formas desde irregulares a tabulares e granulares, com inclusões fluidas, de minerais opacos e de lâminas de illita.
Ne pode estar inclusa em FK ou pode estar isolada.
Textura granular equidimensional.

4 Ne sienito porfirítico de granulação média. Cor rosa cinzento. Zona oxidada.

SD mostra fenocristais tabulares de FK com bordas corroídas; são centimétricos a milimétricos e apresentam inclusões de Ne. Podem ser pertíticos (albita).
Os fenocristais de Ne são xenomórficos.
A matriz é formada por uma trama de FK milimétricos, alongados e geminados, às vezes incompletos (corroídos e transformados em illita) e Ne sub-milimétrica idiomórfica e intersticial. Calcita xenomórfica preenche cavidades entre grãos de FK. Zircão zonado e hematita (em forma de agulha) destacam-se na matriz.

5 Tufisito? (ocorrência isolada). Indícios de estratificação. São visíveis alguns raros fragmentos milimétricos. Cor branco-cinzento rosado. Zona oxidada.

SD mostra a predominância de material de alteração (caulinita e illita). Uma orientação plano-paralela é marcada por alinhamentos de minerais de granulação muito fina (opacos?). Os alinhamentos estão espaçados de 0,1 a 0,2 mm.

BANCADA 1420-SE

1 Brecha de fragmentação formada em PSLC fonólito. Cor cinza claro. Zona oxidada.

SD mostra PSLC milimétricas de contornos irregulares, sub-angulares a sub-arredondados, e são formadas pelo intercrescimento de FK e Ne em proporções semelhantes, em forma de paliçada. As PSLC maiores mostram maior concentração de Ne na periferia e, na parte interna, mosaicos constituídos por Ne inclusa em FK.
Ocorrem alguns fenocristais idiomórficos de Ne e FK, por vezes quebrados. São raros os prismas de egirina (alterada).
Matriz de granulação fina, textura tinguaítica, com Ne e FK (?) granular e egirina acicular-prismática.

2 Brecha sustentada por clastos, oligomíctica. Fragmentos angulosos, centimétricos, de fonólito (afírico?). Planos de fratura estão cobertos por material de oxidação. Cor cinza claro. Zona oxidada.

3 PSLC fonólito com fenocristais milimétricos de FK. PSLC centimétricas, densidade 60%. Cor cinza claro. Zona oxidada.

3a Ne sienito com PSLC. Granulação média. Cor cinza, com manchas esbranquiçadas. Zona oxidada.

SD mostra PSLC de contornos irregulares, em que domina FK anédrico, com inclusões de Ne tabulares-aciculares (intercrescimento gráfico), com disposição radial.
Matriz é formada por FK tabulares, milimétricos, de contornos irregulares e Ne idiomórficas, sub-milimétricas, por vezes inclusas em FK. MM totalmente alterados em óxidos-hi

dróxidos.

4 Ne sienito de granulação muito grossa. Cor cinza-rosa escuro. Zona oxidada.

5 Ne sienito de granulação grossa. Miárolos estão por vezes preenchidos por mineralização. Zona oxidada.

6 Ne sienito de granulação média a grossa. Cor rosa esbranquiçado. Zona oxidada.

7 Ne sienito de granulação média a grossa. Cor cinza claro rosado. Zona oxidada.

BANCADA 1404-SE

1 Brecha sustentada por clastos, oligomíctica. Fragmentos angulosos, centimétricos, de fonólito (afírico?). Coloração cinza claro. Zona oxidada.

2 PSLC fonólito com fenocristais milimétricos de FK. PSLC centimétricas, densidade 50%. Cor marrom esbranquiçado. Zona oxidada.

3a Ne sienito de granulação muito grossa, onde os cristais de FK são decimétricos.Fraturas estão preenchidas por mineralização. Cor rosa escuro cinzento. Zona reduzida.

3b Ne sienito porfirítico de granulação média. Cor cinza-rosa escuro. Zona reduzida.

SD mostra textura porfirítica seriada. Os megacristais de FK apresentam inclusões de pseudomorfos sub-milimétricos de Ne idiomórfica, por vezes em proporções significativas. A matriz é constituída por cristais milimétricos tabulares euedrais a subedrais de FK e Ne sub-milimétrica, retangular a irregular. MM estão completamente alterados, porém é possível observar que se distribuíam intersticialmente, como prismas e agregados mais ou menos irregulares.

3c Ne sienito de granulação grossa, provavelmente com PSLC. Cor cinza-rosa escuro. Zona reduzida.

4 Ne sienito de granulação muito grossa. Cor cinza-rosa escuro. Zona reduzida.

5 Ne sienito de granulação muito grossa. São visíveis alguns cristais milimétricos de pirita. Cor rosa escuro cinzento. Zona reduzida.

6 Dique de provável rocha lamprofírica. Fenocristais esporádicos de biotita idiomórfica-subidiomórfica, acompanhados por MM prismáticos alterados. Cor marrom violáceo.

SD mostra agregados arredondados a irregulares, por vezes alongados, formados por microcristais de mica (?), grãos de opacos e alguns cristais maiores de illita. Os agregados podem constituir-se apenas de illita.
Restos esporádicos de mica (biotita alterada?) estão se transformando em illita.
Matriz formada por óxidos, illita e material aparentemente amorfo. Há veios e agregados arredondados-alongados, de aspecto botrioidal, de metahalloyisita (?) ou caulinita.

7 Ne sienito de granulação grossa. Cor rosa escuro cinzento. Zona oxidada.

8a PSLC fonólito. PSLC milimétricas, densidade 5%. Encontram-se dispersos alguns fenocristais de FK. Coloração cinza. Zona oxidada.

8b Fonólito (afírico?) fraturado, com pequenas pelotas esbranquiçadas e friáveis de caulinita. Cor cinza claro. Zona oxidada.

9 Ne sienito de granulação média, com fenocristais de FK. Manchado por mineralização. Cor cinza rosado. Zona oxidada.

10 Ne sienito com PSLC. Cor cinza-rosa esbranquiçado. Zona oxidada.

SD mostra fenocristais centimétricos de FK, idiomórficos a sub-idiomórficos, com inclusões de Ne sub-idiomórfica; fenocristais quadrados ou alongados, sub-milimétricos a milimétricos de Ne; e PSLC centimétricas, arredondadas, com bordas em paliçada.
Matriz de textura traquitóide a pilotaxóide, de granulação fina, constituída por FK alongados-tabulares e Ne granular.
MM podem aparecer como fenocristais milimétricos ou como grãos irregulares na matriz.

11 Ne sienito (?) porfirítico. FK tabular, centimétrico, destaca-se pela cor rosada. Cor cinza-rosa esbranquiçado. Zona oxidada.

12 PSLC fonólito. Cor branca. Zona oxidada. Densidade de pseudoleucitas superior a 30%.

SD mostra PSLC milimétricas, idiomórficas, delimitadas por borda formada por FK granular; no centro da PSLC, FK é sub-idiomórfico e predomina illita.
Fenocristais milimétricos de FK, idiomórficos e sub-idiomórficos, são poiquilíticos.
Ocorrem poucos fenocristais milimétricos e sub-milimétricos de Ne.
Matriz de textura pilotaxóide, formada por FK sub-milimétricos, ripiformes, ou em forma de leques, e Ne intersticial. MM estão totalmente alterados em minerais opacos.

13 Brecha sustentada por clastos, oligomíctica. Fragmentos angulosos, milimétricos e centimétricos de fonólito (afírico?). Cor branco cinzento. Zona oxidada.

14 PSLC fonólito fortemente diaclasado ("craquelée"). PSLC centimétricas, densidade 20-30%. Há fenocristais milimétricos de FK. Cor cinza amarelado. Zona oxidada.

15 Ne sienito de granulação média. Cor marrom claro amarelado. Zona oxidada.

16 Fonólito porfirítico. Poucos fenocristais milimétricos tabulares de FK e agregados angulosos milimétricos (PSLC?). Cor cinza claro. Zona oxidada.

BANCADA 1388-SE

1 Ne sienito de granulação grossa. Cor cinza rosado. Zona oxidada.

2 Ne sienito de granulação grossa. Cavidades estão preenchidas por mineralização. Cor cinza rosado. Zona oxidada.

3 Ne sienito de granulação grossa a muito grossa. Alguns cristais de FK sobressaem pelo tamanho. Fraturas estão preenchidas por mineralização. Cor rosa-cinza escuro. Zona oxidada.

4 Ne sienito de granulação média a grossa. Sobressaem alguns cristais maiores de FK. Cor cinza-rosa escuro. Zona reduzida.

5 Ne sienito de granulação média. São visíveis cristais de fluorita. Cor cinza acastanhado. Zona reduzida. É cortado por diques de fonólito porfirítico.

SD mostra FK milimétricos a sub-milimétricos, de contornos irregulares, parcialmente alterados em illita, por vezes reliquiares por entre veios e porções com illita.
Illita aparece em veios e em áreas interconectadas. Aparentemente há duas gerações de illita: a mais recente aparece como veios no interior da mais antiga, ou a envolve.
Pirita de granulação muito fina aparece em agregados.

6 PSLC fonólito. Cor cinza claro. Zona oxidada.

SD mostra PSLC centimétricas, com borda formada por FK equidimensional, sub-milimétrico a milimétrico, com inclusões de Ne sub-idiomórfica e veniforme. Localmente, a borda assume a textura em paliçada. A parte interna da PSLC é formada por FK milimétrico poiquilítico (com inclusões de Ne).
A textura da matriz é traquitóide; FK é sub-idiomórfico, sub-milimétrico e milimétrico, tabular; Ne é intersticial, de forma irregular; poucos MM (convertidos em óxidos) são em parte intersticiais e em parte ocorrem como pequenos agregados. Aparecem alguns cristais maiores de Ne, arredondados a sub-idiomórficos, e de FK (com veios ou intercrescimentos de Ne).

7 Veio de caulinita porcelanizada encaixado em PSLC fonólito (?). Zona oxidada.

8 PSLC fonólito. PSLC centimétricas, densidade 50%. Cor cinza claro esbranquiçado. Zona oxidada. /

9 Micro Ne sienito a Ne sienito de granulação fina. Cor branca. Zona oxidada.

SD mostra intercrescimentos simplectíticos, milimétricos, de contorno irregular e forma arredondada-globular, de FK e Ne. Entre eles são encontrados veios e/ou manchas de contornos arredondados de alteração illítica.
Alguns cristais idiomórficos de Ne distribuem-se irregularmente.
Veios de caulinita substituem illita.
A textura original da rocha foi modificada pela alteração hidrotermal.

10 Ne sienito de granulação fina, em contato com nefelina sienito de granulação mais grossa. Cor rosa escuro esbranquiçado. Zona oxidada.

11 a Ne sienito intensamente diaclasado ("craquelée"). Cavidades estão preenchidas por mineralização. Cor rosa esbranquiçado. Zona oxidada.

11 b Ne sienito intensamente diaclasado ("craquelée"). Cavidades preenchidas por manchas amareladas e esbranquiçadas. Cor marrom claro acinzentado. Zona reduzida.

12 PSLC fonólito. Alta densidade de PSLC, acompanhada de poucos fenocristais de FK. Sem amostra.

13 Ne sienito porfirítico. Fraturas estão preenchidas por mineralização. Cor cinza escuro alaranjado. Zona reduzida.

SD mostra fenocristais de FK tabulares, alongados, algo seriados, podendo assumir dimensões centimétricas, com inclusões fluidas, de illita e de minerais opacos.
Fenocristais de Ne são idiomórficos, milimétricos, às vezes agregados ao FK.
Matriz fina a média, de textura foiaítica, com FK sub-milimétrico, tabular e equidimensional-irregular, e agregados de illita irregulares-intersticiais. Também ocorrem agregados de pirita.

14 Ne sienito porfirítico de granulação média. Cavidades estão preenchidas por mineralização. Cor cinza amarelado. Zona reduzida.

15 Contato entre PLSC fonólito e Ne sienito. O PSLC fonólito apresenta uma fácies afanítica, com 50 cm de espessura, em contato direto com o Ne sienito. PSLC fonólito de cor cinza claro. Zona oxidada.

SD do PSLC fonólito mostra PSLC centimétricas a milimétricas, com borda em paliçada, formada por FK e Ne. No interior da PSLC ocorrem intercrescimentos simplectíticos de FK e Ne.
Fenocristais de FK e Ne aparecem, geralmente, como aglomerados (textura glomero-porfirítica). FK contém grande quantidade de illita inclusa.
As formas prismáticas dos MM estão preservadas, delimitadas principalmente por grãos de minerais opacos.
Matriz de textura foiaítica, formada por cristais placóides de FK, sub-milimétricos, geminados, e Ne xenomórfica.

16 PSLC fonólito (também como brecha intrusiva?). Sem amostra.

17 Brecha sustentada por clastos. Fragmentos angulosos, de vários tamanhos, de fonólito, com espaços vazios no contato entre os fragmentos. Sem amostra.

18 Brecha sustentada por clastos, oligomíctica. Fragmentos angulosos, milimétricos a centimétricos, de fonólito (afírico?). Cor preto acinzentado. Zona reduzida.

19 Ne sienito porfirítico de granulação média. Fenocristais de FK, milimétricos. Cor cinza rosado. Zona oxidada. É localmente intensamente "craquelée".

20 Brecha sustentada por matriz, oligomíctica. Fragmentos angulosos, centimétricos, de fonólito (afírico?). Cor cinza. Zona oxidada.

21 Fonólito afírico fraturado. Cor branca. Zona oxidada.

22 Ne sienito porfirítico de granulação média. Fenocristais de FK centimétricos a milimétricos. Cor cinza rosado. Zona oxidada.

23a Fonólito afírico fraturado. Cor cinza. Zona oxidada.

23b Dique de rocha lamprofírica, com fenocristais esporádicos de biotita. Aparentemente, o dique encontra-se colocado em fonólito, que, por sua vez, é intrusivo em Ne sienito. Cor marrom violáceo.

24 Dique de lamprófiro. Não se observam fenocristais de biotita. Sem amostra.

25 Dique de fonólito muito fino, colocado em Ne sienito porfirítico. Cor cinza claro. Zona oxidada.

SD mostra uma textura pilotaxóide, formada por FK tabular e Ne intersticial. Raramente são vistos cristais maiores de FK, de contornos irregulares.
Pequeno xenólito alongado-anguloso de rocha traquitóide, de textura pilotaxóide, com FK tabular sub-milimétrico e escassa Ne.

BANCADA 1372-N

1a Fonólito porfirítico, de aspecto mais fresco, com baixa densidade de fenocristais de FK centimétricos e milimétricos. Diaclasamento pronunciado. Cor cinza escuro. Zona reduzida.

SD mostra FK pouco recristalizado, tabular, com sinais de reabsorção, borda externa tardia, irregular, com inclusões.
Ne de seção quadrada-prismática está totalmente alterada em illita.
Um fenocristal de egirina está parcialmente alterado.
Agregados de PSLC, milimétricos a centimétricos, irregulares a sub-angulosos, com borda externa em paliçada, formada por FK tabular e Ne, apresentam na parte interna FK e Ne formando textura granular.
Matriz holocristalina, leuco- a mesocrática, de granulação muito fina, textura tinguaítica, com FK tabular-granular, Ne granular intersticial, e egirina alterada prismática-alongada a acicular.
Pequeno veio de fonólito, com micrólitos orientados e enclave (?) de fonólito microgranular leucocrático também estão presentes no fonólito porfirítico.

1b Fonólito porfirítico diaclasado. Fenocristais de FK milimétricos e centimétricos e rara PSLC. Fraturas estão preenchidas com mineralização. Cor cinza claro. Zona reduzida.

2 Fonólito porfirítico, com alguns agregados irregulares de PSLC. Sem amostra.

3 Fonólito porfirítico. Raros fenocristais milimétricos de FK. Cor cinza claro. Zona oxidada.

3a Fonólito porfirítico. Fenocristais tabulares de FK e centimétricos de PSLC. Cavidades preenchidas por fluorita. Cor cinza azulado. Zona reduzida.

4 Fonólito porfirítico de aspecto fresco. Sem amostra.

5 Fonólito porfirítico de aspecto fresco, com poucos fenocristais de FK. É "craquelée" próximo a falhas. Sem amostra.

6 Fonólito porfirítico. Sem amostra.

7 Brecha sustentada por clastos. Fragmentos angulosos a sub-angulosos, centimétricos a decimétricos, de fonólito porfirítico. A matriz encontra-se mineralizada. A amostra está recoberta por sulfatos secundários e manchas azuladas, produto da alteração de minerais de Mo. Cor cinza claro, com manchas escuras. Zona reduzida.

SD mostra que os fragmentos são, na realidade, de traquito porfirítico com nefelina, formado por fenocristais sub-milimétricos de FK (em parte alterados em illita), e matriz ora granular, ora pilotaxóide, muito fina, formada por FK tabular a irregular, com alguma illita intersticial, pirita cúbica, outros minerais opacos e sericita.

Fragmentos de PSLC com paliçada de FK e Ne envolvendo agrupamentos de FK tabulares e equidimensionais. Escassos fragmentos de Ne sienito de textura foiaítica.
A matriz interclastos é formada por illita (às vezes como agregados radiados), impregnações de minerais opacos e fragmentos sub-milimétricos de rocha traquítica.

8 Fonólito porfirítico. Fenocristais milimétricos de FK. Pirita de granulação muito fina dissemina-se pela rocha. Cor cinza claro. Zona reduzida.

9 Dique de brecha, em forma de cunha, formada por fragmentos angulosos. A encaixante é fonólito. Sem amostra.

10 Brecha sustentada por clastos. Fragmentos angulosos de fonólito porfirítico. Ocorrem cavidades angulosas, em que se concentra pirita, que pode também disseminar-se pela rocha. O corpo de brecha é de forma tabular, com espessura de 1-2 m, e encaixa-se em fonólito porfirítico. Cor cinza. Zona reduzida.

11 PSLC fonólito. PSLC idiomórficas, centimétricas, densidade média-alta. Ocorrem alguns fenocristais de FK. A rocha encaixante é fonólito porfirítico, com fenocristais de FK e intercrescimentos xenomórficos de PSLC. Sem amostra.

12 Brecha sustentada por clastos, oligomíctica. Fragmentos angulosos-sub-angulosos, centimétricos e decimétricos de fonólito porfirítico (constituído por fenocristais de FK e agregados anedrais de PSLC). Cavidades parcialmente preenchidas por mineralização. Cor branco-rosada. Zona oxidada.

13 Fonólito porfirítico, em parte brechóide (sustentada por clastos, com fragmentos angulosos e cavidades), em parte "craquelée". Cavidades preenchidas por mineralização, que também se infiltra por um veio pegmatóide. Zona oxidada (?).

14 Fonólito porfirítico, com poucos fenocristais de FK milimétrico e centimétrico, e provavelmente PSLC. Cor branco acinzentado. Zona oxidada.

15 Fonólito porfirítico, "craquelée", com fenocristais de FK e agregados de PSLC. Cor branco-rosa acinzentado. Zona oxidada.

16 Dique de lamprófiro, de espessura entre 30 e 70 cm. Sem amostra.

BANCADA 1372-NE

1 Fonólito porfirítico, com fenocristais centimétricos de PSLC e milimétricos de FK. Cor cinza esbranquiçado. Zona reduzida.

2 Brecha sustentada por clastos, polimíctica. Fragmentos angulosos a sub-angulosos, centimétricos. Cor cinza. Zona reduzida.

SD mostra clastos de fonólitos com fenocristais sub-milimétricos de FK e Ne, com texturas desde equigranular a traquitóide.
A matriz da brecha é clástica, constituída por fragmentos menores de fonólito, cristais e material fino a muito fino.

3 Fonólito porfirítico, com fenocristais de FK e agregados anedrais de PSLC. Cavidades preen

chidas por fluorita e provavelmente baritina. Zona reduzida. Sem amostra.

4 Fonólito porfirítico, de matriz afanítica, com estrutura fluidal e fenocristais milimétricos de FK. Nas juntas desenvolve-se um filme de cor amarelo canário. Cor cinza azulado. Zona reduzida.

5 Dique de lamprófiro encaixado em fonólito. São comuns veios de caulinita. Sem amostra.

6 Fonólito porfirítico, que passa para fonólito com fenocristais de FK e muitos agregados anedrais de PSLC. Sem amostra.

BANCADA 1364-S-SW

1 Fonólito porfirítico, com baixa densidade de fenocristais milimétricos de FK. Fraturado. Cor cinza claro acastanhado. Zona oxidada.

1a Dique de lamprófiro, de espessura entre 15-20 cm, encaixado em fonólito. Sem amostra.

1b Dique de lamprófiro, de espessura entre 15-25 cm, encaixado em fonólito. Sem amostra.

2 Fonólito porfirítico, com veios (?) de Ne sienito. Sem amostra.

3 Contato entre fonólito e Ne sienito de granulação média-grossa. Zona oxidada. Sem amostra.

4 Ne sienito de granulação média-grossa. Cor cinza esbranquiçado acastanhado. Zona oxidada.

SD mostra FK milimétricos a centimétricos, de contornos festonados, parcialmente substituídos por illita, e com inclusões fluidas orientadas.
Illita apresenta-se como lâminas sub-milimétricas formando agregados irregulares ou ordenados (conjuntos laminares radiados e alongados).

5 Ne sienito de granulação média-grossa. Cor rosa-cinza esbranquiçado. Zona oxidada.

6 Em Ne sienito, área com cavidades decimétricas e depósitos de óxidos de Fe botrioidal. Sem amostra.

7a Ne sienito de granulação média, com cavidades angulosas preenchidas por concentrações centimétricas botrioidais de óxidos de Fe. Cortado por veios de caulinita. Cor cinza escuro amarelado-esbranquiçado. Zona reduzida.

7b Cunha de fonólito, em contato reto com Ne sienito. O fonólito apresenta alguns fenocristais milimétricos de FK. Pirita dissemina-se pela rocha. Cor cinza escuro amarelado. Zona reduzida.

8 Cunha de fonólito em contato reto com Ne sienito de granulação média-grossa. Pirita concentra-se principalmente nas juntas. Zona reduzida. Sem amostra.

9a Faixas de fonólito em Ne sienito. São visíveis cristais pequenos de pirita. As fraturas estão preenchidas por material esbranquiçado. Cor cinza. Zona reduzida.

9b Ne sienito de granulação fina, porfirítico, com cavidades preenchidas por mineralização e

e pirita. Cor cinza esbranquiçado. Zona reduzida.

10 Fonólito afírico, com algumas fraturas preenchidas por material de alteração. Cor cinza acastanhado. Zona oxidada.

11 PSLC fonólito porfirítico. PSLC idiomórficas centimétricas são acompanhadas por alguns fenocristais centimétricos de FK. Aparentemente é intrusivo em Ne sienito. Sem amostra.

12 Ne sienito de granulação média-grossa, cortado por "veios" de material mais grosso, feldspático. Sem amostra.

13 Dique de rocha fortemente bandada. As bandas milimétricas são regulares e concordantes com os contatos. Espessura entre 22-25 cm. Sem amostra.

14 Dique de lamprófiro, de espessura entre 20-30 cm. Acompanha um segundo dique de rocha bandada. O lamprófiro corta o dique de rocha bandada do ponto anterior. Sem amostra.

15 Ne sienito de granulação média-grossa. Cor rosa escuro esbranquiçado. Zona oxidada.

16a Fonólito com fraturas preenchidas por mineralização. Observam-se sinais de englobamento de blocos decimétricos, angulosos, de Ne sienito pelo fonólito, assim como xenólitos arredondados de Ne sienito no fonólito. Cor cinza claro. Zona oxidada.

16b Ne sienito de granulação grossa a média, salpicado por mineralização. Apresenta alguns agregados sub-arredondados centimétricos de PSLC. Cor rosa escuro - cinza esbranquiçado. Zona oxidada.

17 Fonólito com alguns poucos agregados arredondados de PSLC e esporádicos xenólitos de Ne sienito (centimétricos a decimétricos). Localmente são encontradas vesículas elipsoidais milimétricas (indício de degaseificação e fluxo vertical?). Está em contato com brecha de clastos desde arredondados a angulosos, onde predominam fragmentos de fonólito porfirítico e PSLC fonólito. Na matriz da brecha encontram-se clastos menores (centimétricos a milimétricos). Aparecem frequentemente cavidades irregulares e filmes ferruginosos. Zona oxidada.

18 Fonólito afírico com pirita disseminada. Cor cinza. Zona reduzida.

19 Contato entre fonólito e Ne sienito porfirítico. O Ne sienito apresenta cristais de FK milimétricos a centimétricos, em matriz de granulação média-grossa. Cor cinza-rosa esbranquiçado. Zona oxidada.

19a Dique de lamprófiro em Ne sienito. Sem amostra.

20 Dique de lamprófiro. Sem amostra.

21 Dique de fonólito afanítico, de espessura variável, até 30 cm. Sem amostra.

22 Ne sienito de granulação grossa a muito grossa, em contato com fonólito. Sem amostra.

23 PSLC fonólito. PSLC centimétricas, densidade média a baixa. Sem amostra.

24 Dique de lamprófiro, com orientação marcada perto dos contatos. Espessura de 30 cm. Sem amostra.

25 Fonólito porfirítico, salpicado por mineralização. Cor cinza claro acastanhado. Zona oxidada.

SD mostra fenocristais centimétricos de FK, geminados, idiomórficos, com borda de crescimento irregular, com inclusões fluidas e de Ne.
Matriz de textura pilotaxóide, formada por uma trama de FK sub-milimétricos, tabulares a granulares, com espaços preenchidos por Ne. Ocorrem manchas irregulares pelo tingimento de illita por óxidos de Fe.

26a Fonólito afanítico, com cavidades preenchidas por mineralização. Cor cinza. Zona reduzida.

26b Pequeno "dique" de brecha sustentada por clastos angulosos decimétricos, com cavidades angulosas. Próximo encontra-se o contato entre fonólito e Ne sienito, onde concentram-se FK maiores, pegmatíticos. Sem amostra.

27 Ne sienito de granulação grossa, com FK centimétricos. Concentra-se pirita nas juntas. Cor rosa escuro. Zona reduzida.

28 Contato entre fonólito porfirítico e Ne sienito de granulação grossa.

BANCADA 1356-NE

1 Fonólito, apresentando esporádicos cristais de FK e concentrações de PSLC e alguns xenólitos. Cor/branco amarelado. Zona oxidada.

2 PSLC fonólito com alta densidade de PSLC idiomórficas. Cor cinza amarelado. Zona oxidada.

3 Ne sienito de granulação grossa, com cavidades preenchidas por mineralização. Cor cinza-marrom esbranquiçado. Zona oxidada.

4a Dique de micro Ne sienito em Ne sienito de granulação grossa.Cor cinza-rosa esbranquiçado-esverdeado. Zona reduzida.

4b Ne sienito de granulação grossa, com cavidades miarolíticas e pirita disseminada. Cor cinza-rosa esbranquiçado-esverdeado. Zona reduzida.

5 Ne sienito de granulação grossa, com cavidades miarolíticas preenchidas por FK. Cor cinza-rosa. Zona oxidada.

6 Ne sienito de aspecto brechóide,devido a concentrações irregulares-globulares com grãos mais grossos. Cavidades preenchidas por mineralização. Pirita disseminada. Cor cinza-rosa esbranquiçado. Zona reduzida.

7 Ne sienito de granulação grossa, localmente apresentando FK tabular de vários centímetros de comprimento, concentrados em veios feldspáticos pegmatóides. Cor rosa escuro. Zona oxidada.

SD mostra FK de contornos festonados e parcialmente substituído por illita.

Illita é, por sua vez, substituída por caulinita, formando agregados criptolaminares.

BANCADA 1356-SE

1 Brecha sustentada por clastos, polimíctica. Fragmentos angulosos, centimétricos, provavelmente de Ne sienito e fonólito. Cor cinza azulado escuro. Zona reduzida.

2 PSLC fonólito. PSLC idiomórficas estão acompanhadas por fenocristais centimétricos de FK. Cor cinza escuro esbranquiçado. Zona reduzida.

3a Dique de fonólito em Ne sienito. As fraturas estão preenchidas por material de oxidação. Cor branca. Zona oxidada.

3b PSLC fonólito com baixa densidade de PSLC. Cor cinza claro amarelado. Zona oxidada.

4 Ne sienito porfirítico de granulação média. Fenocristais de FK centimétricos e possivelmente PSLC. O aspecto da rocha é poroso. Cor rosa escuro cinzento. Zona reduzida.

5 Ne sienito porfirítico de granulação média a grossa. Cavidades estão preenchidas por mineralização. Raros cristais de pirita. Cor rosa escuro esverdeado-amarelado. Zona reduzida.

SD mostra fenocristais de FK centimétricos, alongados, com inclusões fluidas e com illita como grãos isolados ou formando veios.
Matriz de textura foiaítica, com FK tabular a granular-irregular, milimétrico a sub-milimétrico, e Ne provavelmente anedral. Illita substitui parcial e localmente FK.
MM estão totalmente alterados em óxidos de Fe (e Mn?), illita e FK (?).

6 Ne sienito de granulação muito grossa, com veios e manchas pegmatóides de dimensões centimétricas. Boa parte da amostra é impregnada por mineralização e pirita encontra-se disseminada. Cor cinza amarelado. Zona reduzida.

7 Dique irregular de fonólito, com espessura entre 25 e 60 cm, atravessado por falha. Cor cinza esbranquiçado. Zona oxidada.

8 Ne sienito de granulação grossa, com megacristais de FK. Cavidades preenchidas por material de oxidação. Cor marrom cinzento. Zona oxidada.

9 Ne sienito de granulação fina. Cavidades preenchidas por mineralização. Cor rosa escuro acinzentado. Zona reduzida.

SD mostra fenocristais milimétricos de FK, tabulares, com inclusões fluidas, de minerais opacos e de illita.
Matriz apresenta textura traquitóide formada por FK tabulares e equidimensionais, sub-milimétricos, e Ne irregular a intersticial, sub-milimétrica a milimétrica.
MM substituídos por agregados de óxidos e minerais não identificados. Provavelmente há pirita microgranular, idiomórfica, disseminada.

10 Dique de fonólito afírico em Ne sienito. Cor cinza claro. Zona oxidada.

11 Ne sienito de granulação média a grossa. Cor cinza-rosa escuro. Zona reduzida.

12 Ne sienito de granulação grossa a muito grossa. Fenocristais de FK centimétricos. Apresenta cavidades preenchidas por pirita. Ocorrem concentrações de veios pegmatóides. Cor rosa escuro esverdeado-amarelado. Zona reduzida.

13a Ne sienito porfirítico de granulação fina a média. Estão disseminadas pirita e fluorita. Cor cinza rosado. Zona reduzida.

13b Fonólito porfirítico, com fenocristais de FK milimétricos. Fluorita está disseminada. Cor cinza rosado. Zona reduzida.

14 Brecha sustentada por clastos e matriz, oligomíctica, com fluorita e pirita disseminadas. Cor verde esbranquiçado. Zona reduzida.

15 Brecha sustentada por clastos e matriz, oligomíctica. Fragmentos angulosos de fonólito.Fraturas preenchidas por mineralização. Cor cinza esbranquiçado. Zona oxidada.

15b Brecha sustentada por clastos e matriz. Cor cinza esbranquiçado. Zona reduzida.

SD mostra impregnações irregulares de óxidos-hidróxidos de Fe ao longo de fraturas muito finas.
Os fragmentos são de Ne sienito porfirítico e/ou PSLC fonólito porfirítico, com fenocristais idiomórficos milimétricos de FK tabular e Ne milimétrica.
Matriz de textura microgranular com FK granular a tabular e agregados intersticiais e/ou vermiformes de illita. PSLC apresenta-se como agregados arredondados, com bordas formadas por paliçada de ripas de FK e Ne.

16 Ne sienito de granulação grossa, cortado por dique (?) de rocha mais fina com PSLC. Zona oxidada.

17 Ne sienito de granulação média, com alguns fenocristais centimétricos e milimétricos de FK. Rocha impregnada por mineralização escura. Cor cinza-marrom. Zona reduzida.

SD mostra fenocristais de FK de forma alongada-irregular ou placóide, incluindo ou intercrescidos com Ne.
A textura é foiaítica, formada por FK tabulares milimétricos e Ne intersticial. Estão preservadas as formas dos MM (agora alterados em óxidos, carbonatos, e illita), que são pseudo-tabulares a pseudo-prismáticas, geralmente intersticiais.
Illita substitui completamente Ne e parcialmente FK.

18 PSLC fonólito. PSLC centimétricas, densidade 40%. Cor marrom-cinza escuro. Zona reduzida.

19 Ne sienito porfirítico de granulação média a grossa, salpicado por mineralização. Cor cinza rosado. Zona reduzida.

20 PSLC fonólito porfirítico. Cavidades preenchidas por mineralização. Cor cinza esbranquiçado. Zona oxidada.

SD mostra PSLC milimétricas sub-idiomórficas a irregulares, com FK tabulares a ripiformes dispostos em paliçada nas bordas e com Ne predominante no núcleo.
Fenocristais alongados-tabulares e milimétricos de FK encontram-se parcialmente transformados em illita. Os fenocristais de Ne são idiomórficos e milimétricos.
Matriz apresenta textura pilotaxóide, com FK ripiforme e Ne intersticial. MM estão to-

talmente alterados em minerais opacos que se distribuem pela matriz.

21 Fonólito afanítico, invadido (?) por veios de nefelina sienito de granulação média a grossa. Cavidades miarolíticas estão preenchidas por FK sub-idiomórficos. A amostra está salpicada por mineralização. Cor cinza esbranquiçado. Zona oxidada.

SD mostra a textura equigranular do fonólito, formada por FK idiomórficos (equigranulares ou tabulares), poiquilíticos e Ne sub-idiomórfica a xenomórfica.
O Ne sienito apresenta textura inequigranular, em parte foiaítica, em parte ditroítica, formada por FK milimétricos, tabulares, com inclusões de illita, e por Ne xenomórfica, sub-milimétrica.

22 Brecha sustentada por matriz, oligomíctica. Fragmentos angulosos a sub-angulosos, muito mal selecionados. É cortada por diques subverticais mais novos de brecha. Cor branca com manchas violáceas. Zona oxidada.

BANCADA 1352-S

1 Ne sienito de granulação fina a média. Rocha impregnada por pirita e mineralização. Cor cinza claro esbranquiçado-esverdeado. Zona reduzida.

2 Brecha sustentada por clastos, localmente constituída por blocos decimétricos e métricos. Cavidades estão preenchidas por fluorita, pirita e mineralização. Cor preto azulado. Zona reduzida.

SD mostra fragmentos de fonólito e traquito com Ne. Os fragmentos de fonólito apresentam alguns fenocristais sub-idiomórficos de FK, sub-milimétricos, de contornos irregulares, com inclusões, e alterando-se em illita (e caulinita?).

3 Brecha sustentada por clastos, polimíctica. Fragmentos angulosos a sub-angulosos, centimétricos, de fonólito e Ne sienito. A matriz da brecha apresenta cor mais escura do que os clastos. Cor cinza escuro. Zona reduzida.

BANCADA 1348-N

1 Traquito com Ne a traquito porfirítico, com poucos fenocristais tabulares de FK. Miárolos encontram-se preenchidos por FK, sobre o que se depositaram pirita, mineralização, fluorita, galena (?) e argilas. Cor cinza. Zona reduzida.

SD mostra fenocristais de FK parcialmente alterados em illita. Podem formar agregados. Matriz de granulação fina a muito fina, com FK granular, minerais opacos e illita.

2 Fonólito porfirítico, com fenocristais milimétricos de FK e centimétricos de PSLC. Pirita preenche cavidades miarolíticas. Localmente a rocha está brechada. Cor cinza azulado. Zona reduzida.

3 Fonólito porfirítico, localmente brechado e "craquelée". As brechas são de dimensões muito reduzidas. Fraturas cortam tanto o fonólito como as brechas e estão preenchidas por mineralização. Sem amostra.

4 Fonólito porfirítico, com poucas cavidades (miarolíticas?). É localmente "craquelée". Sem amostra.

5a Dique de brecha de fragmentação,com fraturas preenchidas por argila e pirita, encaixado em fonólito porfirítico. Cor cinza. Zona reduzida.

5b Fonólito porfirítico, com pirita disseminada e bolsões de argila. Cor cinza azulado. Zona reduzida.

6 Fonólito porfirítico, com agregados de PSLC, de aspecto "craquelée". Pirita encontra-se disseminada. Cor cinza. Zona reduzida.

7 Fonólito porfirítico, com fenocristais centimétricos de FK. Cor cinza arroxeado. Zona reduzida.

8 Fonólito porfirítico, com fenocristais milimétricos a centimétricos de FK e PSLC. As fraturas estão preenchidas por fluorita e argila branca. Cor cinza rosado. Zona reduzida.

9 Fonólito porfirítico intensamente diaclasado, com fenocristais milimétricos, tabulares, de FK e centimétricos de PSLC. Cor cinza claro. Zona reduzida.

10 Fonólito porfirítico fortemente diaclasado. O aspecto "craquelée" ocorre próximo a fraturas maiores. Sem amostra.

11 Fonólito porfirítico fortemente diaclasado, com fenocristais escassos, milimétricos, de FK. Sem amostra.

12a Brecha sustentada por clastos,oligomíctica. Fragmentos de fonólito. Cor cinza esverdeado escuro. Zona oxidada (?).

SD mostra fragmentos angulosos de fonólito de granulação muito fina, formado por FK de aspecto fresco, tabular, e prismas de provável piroxênio (pouco colorido). Illita espalha-se como manchas sub-milimétricas arredondadas. A textura da rocha é feltrosa.
Entre os clastos da brecha, há veios de fonólito com piroxênio mais abundante, contornando os fragmentos. Também contêm FK fresco, minerais opacos e carbonatos.

1.2b Fonólito de granulação muito fina. Cor cinza claro. Zona reduzida.

SD mostra aglomerados de cristais milimétricos de FK e alguns cristais sub-milimétricos isolados de FK.
A textura do fonólito não é homogênea, pois o tamanho dos grãos é variável.
Illita distribui-se irregularmente na matriz como agregados ou como "veios". Microcristais de minerais opacos espalham-se formando manchas alongadas ou irregulares. Pirita pode formar pequenos agrupamentos ou encontrar-se isolada. Caulinita presente na matriz.

13 Fonólito porfirítico, próximo de fratura mineralizada com fluorita e pirita. Cor cinza claro. Zona reduzida.

SD mostra PSLC milimétricas e centimétricas, desde idiomórficas a irregulares-angulosas com bordas em forma de paliçada de FK tabulares ou ripiformes. No núcleo das PSLC predomina illita microgranular.
Ocorrem também microfenocristais de Ne e FK. FK apresenta inclusões notadamente concentradas nas bordas do cristal.
Matriz com textura intergranular, formada por FK algo poiquilíticos, tabulares a equidimensionais, com Ne intersticial e prismas de MM completamente alterados.

14 Fonólito porfirítico, com miárolos preenchidos por argilas, pirita (?), etc. Encontram-se veios pegmatóides feldspáticos, com grandes lâminas de biotita fresca. Cor cinza esverdeado claro. Zona reduzida.

14b Veio pegmatóide feldspático encaixado em fonólito porfirítico, de granulação média a grossa, constituído de FK e argila. Óxido avermelhado concentra-se em fraturas. Aparece biotita bem formada, centimétrica, de aspecto fresco. Cor esbranquiçado e muito manchado por óxidos. Zona reduzida.

15 Diquè de lamprófiro de 20-30 cm de espessura. Sem amostra.

16 Fonólito porfirítico de aspecto brechóide, com clastos angulosos, alternando localmente com áreas de blocos contínuos e "craquelée". Sem amostra.

BANCADA 1348-S

1 Contato reto entre fonólito e Ne sienito de granulação grossa. Aparentemente, o Ne sienito é posterior ao fonólito (presença de alguns veios pegmatóides de Ne sienito, próximo ao contato). Mineralização dissemina-se pelo Ne sienito. Cor cinza-marrom esbranquiçado. Zona oxidada.

2 Fonólito, que passa rapidamente a PSLC fonólito. PSLC idiomórficas, centimétricas, densidade 40%, e fenocristais de FK. No fonólito encaixam-se dois diques de lamprófiro. Cor cinza esbranquiçado. Zona oxidada.

SD mostra PSLC formada por intercrescimentos esferulíticos de FK e Ne. Cada unidade esferulítica apresenta forma irregular a sub-arredondada, em contato direto com os esferulitos vizinhos. FK apresenta formas tabulares-cuneiformes , com vértice voltado para o centro do esferulito e está intercrescido com lâminas de Ne. Alguns agregados de PSLC apresentam textura esferulítica.

3 Contato entre Ne sienito de granulação grossa e PSLC fonólito PSLC grandes, densidade média-alta . Sem amostra.

4 Contato entre Ne sienito de granulação média-grossa e fonólito com alguns fenocristais de FK (localmente "craquelée"). Sem amostra.

5 Fonólito porfirítico com PSLC. Cor cinza-marrom. Zona oxidada.

SD mostra PSLC milimétricas a centimétricas, arredondadas ou irregulares, com bordas em paliçada e parte interna formada por FK (tabular, idiomórfico) e Ne (intersticial), que apresentam granulação crescente em direção ao interior da PSLC.
Fenocristais milimétricos a centimétricos de FK apresentam veios e manchas constituídas por agregados de illita.
Ocorrem, ainda, fenocristais de Ne idiomórfica.
A matriz é muito fina, microgranular, com FK tabular a equidimensional, abundantes agregados de illita, e prismas de piroxênio alterado para óxidos-hidróxidos.

6 Brecha sustentada por clastos e matriz. Fragmentos angulosos de fonólito. Aparecem cavidades irregulares angulares. A matriz é formada por clastos menores, centimétricos e milimétricos, angulosos. Sem amostra.

7 Brecha de aspecto variável: ora apresenta clastos angulosos a sub-angulosos de fonólito, com cavidades angulosas; ora dominam clastos sub-angulosos a sub-arredondados de fonólito e alguns de Ne sienito, além de blocos maiores (?) de PSLC fonólito localmente brechado.As PSLC são milimétricas, idiomórficas, em densidade elevada. Observam-se veios de caulinita. Sem amostra.

8 Brecha sustentada por clastos. Fragmentos de tamanho de bloco de Ne sienito e fonólito. Encontram-se, também, massas irregulares de PSLC fonólito, com PSLC idiomórficas centimétricas. Sem amostra.

9 Fonólito, aparentemente passando para PSLC fonólito.

BANCADA 1348-S-SW

1 Ne sienito de granulação média-grossa, entre a zona oxidada e a zona reduzida. Na zona reduzida, a rocha apresenta pirita concentrada nas juntas e disseminada. Próximo, encontra-se uma faixa ou lâmina de fonólito porfirítico em contato com o Ne sienito. Sem amostra.

2a Ne sienito de granulação média-grossa. Pirita preenche parcialmente miárolos e juntas. Cor cinza escuro esbranquiçado. Zona reduzida.

2b Contato entre Ne sienito de granulação média-grossa e PSLC fonólito. PSLC idiomórficas,centimétricas, densidade média-baixa, distribuídas irregularmente, estão acompanhadas por alguns cristais maiores de FK, centimétricos, tabulares. Cor cinza-rosa escuro. Zona reduzida.

3 PSLC fonólito. PSLC centimétricas, arredondadas, densidade aproximada de 30 a 40%. Alguns cristais milimétricos de FK. Cavidades estão preenchidas por pirita e mineralização. Cor cinza alaranjado. Zona reduzida.

4 Fonólito porfirítico, com abundantes FK, milimétricos, tabulares. Matriz fina a média. Passa para PSLC fonólito. Cor cinza alaranjado. Zona reduzida.

5 Contato entre fonólito porfirítico e Ne sienito de granulação média-grossa. A matriz do fonólito, próximo ao contato, é mais fina (efeito de contato?). Ocorrem, também, PSLC idiomórficas centimétricas e fenocristais isolados de FK. Cor cinza esbranquiçado. Zona oxidada.

6 Dique de fonólito levemente porfirítico , com alguns agregados de PSLC. Zona oxidada. Sem amostra.

7 Dique de rocha bandada, de espessura entre 25 e 30 cm, cortado por lamprófiro (?). Sem amostra.

8 Dique de lamprófiro, de espessura 30-40 cm. Corta fino dique de rocha bandada e encontra-se com o dique de lamprófiro do ponto anterior. Sem amostra.

9 Ne sienito de granulação média-grossa. Cor cinza escuro esverdeado. Zona oxidada.

10 Ne sienito de granulação média-grossa, com cavidades angulosas parcialmente preenchidas por óxidos-hidróxidos de Fe. É invadida por veios e diques de brecha sustentada por clas-

tos e de brecha sustentada por matriz, oligomícticas e polimícticas, com clastos de fonólito (localmente PSLC fonólito) e de Ne sienito. Os clastos são sub-arredondados a angulosos. A matriz da brecha é constituída por clastos milimétricos e centimétricos e material intersticial preto. Cavidades estão preenchidas por pirita. Amostra de óxidos de Fe de cor preto avermelhado, recoberta por alteração de minerais de Mo (?).

11 Blocos (?) de fonólito, com alguns agregados arredondados de PSLC. Na parte superior da bancada e lateralmente predomina brecha com clastos angulosos a sub-angulosos, decimétricos. Cor cinza claro esverdeado. Zona reduzida.

12 Brecha sustentada por clastos e matriz, oligomíctica, podendo conter blocos métricos. Os fragmentos de fonólito são angulosos, centimétricos. A matriz é de cor mais escura do que os fragmentos. Pirita preenche cavidades, enquanto que fluorita dissemina-se pela rocha. Cor cinza-preto esverdeado. Zona reduzida.

13 Brecha sustentada por clastos e matriz, polimíctica. Cor cinza médio esbranquiçado. Zona reduzida.

SD mostra fragmentos maiores de Ne sienito inequigranular, de granulação média-fina, de textura hipidiomórfica (FK irregular-subidiomórfico e agregados intersticiais de illita), fragmentos menores, quebrados, de FK, e fragmentos de fonólito de textura microgranular a pilotaxóide (FK irregulares a tabulares e agregados intersticiais de illita).
Pirita idiomórfica a irregular, principalmente no fonólito e nas fraturas dos FK do Ne sienito, e concentrada entre os fragmentos de fonólito e de Ne sienito.
Zircão aparece como grãos irregulares.
Veios de caulinita contêm pirita, fragmentos de FK e illita.

14a Ne sienito de granulação média-grossa. Cor cinza alaranjado. Zona oxidada.

14b Dique de fonólito, de textura esferulítica, encaixado em Ne sienito. Cor cinza claro esbranquiçado. Zona oxidada.

15a Ne sienito de granulação grossa, com pirita disseminada. Cor cinza-rosa escuro esbranquiçado. Zona reduzida.

15b Fonólito, em contato anguloso-irregular com Ne sienito. Cor cinza escuro esbranquiçado. Zona reduzida.

SD mostra escassos microfenocristais de FK poiquilíticos, sub-idiomórficos, com pontos alterados em caulinita.
A textura é inequigranular, formada por FK tabulares a equidimensionais, sub-milimétricos, geminados, e agregados intersticiais de illita e caulinita.
Manchas irregulares com impregnações de óxidos-hidróxidos provêm da alteração de MM.
Pirita distribui-se como cubos isolados ou formando agregados.

15c Veio de goethita, com estrutura veniforme.

SD mostra cristais de FK sub-idiomórficos/idiomórficos, incluídos e/ou rodeados por goethita. Em menores proporções encontra-se illita microcristalina.

16 PSLC fonólito. PSLC centimétricas a milimétricas, densidade aproximada 60%, são acompanhadas por FK milimétricos. Cor cinza. Zona reduzida.

17 Ne sienito de granulação média-grossa, com FK tabulares centimétricos, de contornos irregulares, e agregados arredondados irregulares de PSLC. Alternam-se áreas onde predomina PSLC e onde predomina FK. O aspecto da rocha é "agmatítico". Cor rosa-laranja muito esbranquiçado. Zona oxidada.

18 PSLC fonólito, com PSLC milimétricas, densidade 10-20% e fenocristais milimétricos de FK. Ocorrem também xenólitos milimétricos de Ne sienito. Cavidades estão preenchidas por mineralização. Cor cinza claro. Zona reduzida.

19 PSLC fonólito em zona de intenso "craquelée". Algumas PSLC são centimétricas; porém, predominam PSLC milimétricas a centimétricas, idiomórficas a arredondadas, por vezes intercrescidas. Ocorrem, também, fenocristais de FK milimétricos, estruturas aparentemente amigdaloidais, e fluorita. Cor cinza esverdeado-esbranquiçado. Zona reduzida.

20 Ne sienito de granulação média, porfirítico. Os fenocristais centimétricos de FK apresentam um certo zoneamento de cor (mais claros no centro). Pirita dissemina-se pela matriz. Cor cinza alaranjado. Zona reduzida.

21 Ne sienito de granulação grossa. Pirita dissemina-se em fraturas ou se concentra em pequenas cavidades. Cor cinza-rosa escuro alaranjado. Zona reduzida.
A rocha é cortada por dique de biotita lamprófiro, de espessura entre 40-50 cm.

22a Intercalação de fonólito e micro Ne sienito em Ne sienito de granulação grossa. Cavidades estão preenchidas por pirita. Cor cinza amarronado-esverdeado. Zona reduzida.

22b Álcali feldspato traquito (a álcali feldspato micro-sienito). Cavidades e fraturas estão preenchidas por pirita. Cor rosa escuro acinzentado. Zona reduzida.

SD mostra textura levemente inequigranular, com alguns microfenocristais de FK, tabulares-placóides, milimétricos, com inclusões fluidas, de óxidos, de minerais opacos, às vezes com bordas mais límpidas.
A textura da matriz é hipidiomórfica a pilotaxóide, formada por FK tabular a equidimensional-irregular, e escasssos agregados intersticiais de illita. A matriz é cortada por veios límpidos de FK.

22c Ne sienito de granulação grossa. Uma das faces da amostra está totalmente coberta por pirita. Cavidades estão preenchidas por mineralização. Cor rosa escuro esbranquiçado. Zona reduzida.

23a Fonólito afírico. Cor cinza escuro amarronado. Zona reduzida.

SD mostra rocha levemente inequigranular, com escassos fenocristais milimétricos de FK tabulares.
Matriz hipidiomórfica formada por FK microgranular, placóide a tabular, e Ne subidiomórfica a intersticial. Ocorrem manchas irregulares de baddeleyita (?), às quais se associa um filossilicato de cor beige-oliva (nontronita?) e minerais opacos (inclusive pirita).

23b Fonólito afírico. Esparsos grãos milimétricos de pirita disseminam-se pela rocha. Cor marrom-cinza escuro. Zona reduzida.

24a Ne sienito de textura foiaítica, porfirítico, de granulação média-grossa. Contém pirita e fluorita e as fraturas estão preenchidas por mineralização. Cor marrom-rosa escuro. Zona reduzida.

24b Ne sienito. Cor cinza escuro esbranquiçado. Zona reduzida.
Próximo encontra-se o contato entre o Ne sienito e fonólito. O fonólito apresenta agregados arredondados de PSLC. É cortado por diques onde o próprio fonólito apresenta-se "craquelée", com fragmentos angulosos, centimétricos.

25 Fonólito. Alguns grãos de pirita são visíveis. Cor cinza. Zona reduzida.

26 Brecha com fragmentos métricos e "veios". A matriz apresenta fragmentos centimétricos ou menores. Os fragmentos maiores são de rocha fina ou afanítica e de Ne sienito. São angulosos a sub-angulosos. Sem amostra.

27 Brecha sustentada por matriz, oligomíctica. Fragmentos centimétricos, frequentemente arredondados a sub-arredondados, de rochas de granulação fina. Matriz de granulação fina, contendo fragmentos menores. Passa para brecha com fragmentos decimétricos angulosos. Sem amostra.

28 PSLC fonólito com poucas PSLC. Sem amostra.

29 Fonólito afírico. Cor cinza esbranquiçado. Zona reduzida.

SD mostra textura intergranular. Ocorrem alguns raros microfenocristais de FK, com inclusões de illita concentradas nas bordas. Há porções de granulação mais grossa, em sua maior parte constituída por FK tabulares, às vezes com contornos irregulares. Ne é xenomórfica.
Micrográos de minerais opacos delimitam a forma de MM pré-existentes.

BANCADA 1340-S-SE

1 PSLC fonólito de aspecto brechóide e xenolítico. Fragmentos de vários tamanhos, tanto de rochas de granulação fina e afaníticas, como de granulação mais grossa. Cor cinza claro. Zona reduzida.

SD mostra PSLC idiomórficas, com bordas em paliçada formada por FK tabular e Ne. A parte interna da PSLC é formada por esferulitos (intercrescimentos de FK e Ne), ao redor de um cristal maior de FK irregular a sub-idiomórfico.
Matriz holocristalina, de granulação muito fina, hipidiomórfica-microgranular, formada por FK e illita. Ocorrem alguns fenocristais tabulares sub-milimétricos de FK.
Pirita preenche microfraturas ou distribui-se pela matriz em faixas grosseiramente paralelas às fraturas.

2 Contato sub-horizontal entre PSLC fonólito brechóide e PSLC fonólito com fenocristais centimétricos e milimétricos de FK. PSLC centimétricas, densidade 40%. Mineralização dissemina-se por cavidades da matriz e das PSLC. Cor cinza esbranquiçado. Zona reduzida.

3 Brecha sustentada por clastos e matriz. Fragmentos sub-angulosos a arredondados, centimétricos a decimétricos de fonólito porfirítico e Ne sienito. A matriz é formada por fragmentos menores e está mineralizada (minerais de Mo). Cor cinza preto. Zona reduzida.
É cortada por dois diques de lamprófiros.

SD de um clasto de fonólito porfirítico mostra sinais de cataclase nas bordas do clasto. É formado por fenocristais sub-milimétricos a milimétricos de FK idiomórfico, Ne sub-milimétrica, e matriz de textura traquitóide a pilotaxóide-intergranular. A matriz do fonólito é constituída por FK, Ne e MM (alterados em óxidos-hidróxidos), com pirita idiomórfica disseminada. FK apresentam bordas mais límpidas e com muitas inclusões.

4 Brecha sustentada por clastos e matriz polimíctica. Fragmentos centimétricos sub-angulosos a arredondados de fonólito porfirítico, de Ne sienito e de PSLC fonólito. A matriz é de cor mais escura do que os fragmentos (cinza), por estar mineralizada (minerais de Mo). Zona reduzida.

5 Brecha sustentada por clastos e matriz, fraturada. Matriz está impregnada por mineralização. Pirita encontra-se disseminada. Cor cinza claro. Zona reduzida.

SD de fragmento de fonólito porfirítico, com fenocristais sub-milimétricos granulares de FK soldados entre si, clastos (?) de Ne sienito (agregados de FK subidiomórficos-irregulares e Ne), PSLC e fenocristais de MM (alterados).
Matriz de granulação muito fina, de textura pilotaxóide, com FK alongados e irregulares a equidimensionais e lâminas alongadas de illita.

6 Fonólito afírico, com xenólitos centimétricos de Ne sienito e fonólito. Pirita e mineralização encontram-se disseminadas. Cor cinza claro esbranquiçado. Zona reduzida.
O fonólito corta brecha mineralizada com minerais de Mo.

7 PSLC fonólito, com veios de Ne sienito. PSLC idiomórficas, centimétricas, densidade 60%, podendo estar intercrescidas. Ocorrem fenocristais de FK. Fluorita está disseminada. Cor cinza escuro/amarelado. Zona oxidada.

8 Contato entre PSLC fonólito e Ne sienito. Aparentemente, ocorrem xenólitos de Ne sienito de granulação fina-média, centimétricos, densidade entre 20-40%, no fonólito, como também FK milimétricos. Fluorita está disseminada. Fraturas estão preenchidas por mineralização. Cor cinza. Zona reduzida.

9a Ne sienito de granulação grossa. Cavidades preenchidas por mineralização. Cor rosa escuro acinzentado. Zona oxidada.

9b Ne sienito de granulação média, porfiróide, com fluorita disseminada. Cor cinza esbranquiçado. Zona reduzida.

10 Ne sienito de granulação média-grossa, porfirítico. Ocorrem fenocristais centimétricos de FK. Cor rosa escuro acinzentado. Zona oxidada.

11 Dique de lamprófiro. São observados agregados de argilomineral maciço, de cor verde, em forma de pelotas centimétricas, densidade de 60%. Fragmentos milimétricos de biotita espalhados em matriz afanítica muito friável. Cor verde-violeta amarelado. Zona reduzida.

12 Dique de lamprófiro. Encaixa-se em Ne sienito de granulação grossa, com áreas irregulares de FK centimétricos. Sem amostra.

13 PSLC Ne sienito. Cor cinza acastanhado. Zona oxidada.

SD mostra matriz de textura hipidiomórfica-foiaítica, de granulação média-grossa, com cristais tabulares-idiomórficos de FK e agregados geralmente intersticiais de illita.
PSLC apresenta textura interna inequigranular-xenomórfica, formada por FK anedrais-irregulares a arredondados, com inclusões de Ne filiforme-acicular, com disposição radial, ou Ne sub-idiomórfica.
MM completamente alterados em óxidos marrom-alaranjados e illita laminar.

14 Brecha sustentada por clastos e matriz, polimíctica. Fragmentos de Ne sienito e fonólito e PSLC. Encaixa-se em PSLC fonólito, com PSLC idiomórficas abundantes em matriz de granulação fina-média. Sem amostra.

15 Fonólito xenolítico de aspecto brechóide. Xenólitos alongados, centimétricos, de fonólito e Ne sienito. Encontram-se também algumas PSLC. Cor branca manchada por óxidos. Zona oxidada.

16 Dique de lamprófiro em PSLC fonólito, de espessura 45 cm. Sem amostra.

17 Brecha sustentada por clastos. Fragmentos centimétricos e decimétricos, sub-arredondados, de fonólito porfirítico. Sem amostra.

18 Brecha sustentada por clastos. Sem amostra.

19a Brecha sustentada por clastos e matriz, polimíctica, muito heterogênea. Fragmentos desde centimétricos a métricos, sub-arredondados e sub-angulosos, de fonólito porfirítico, Ne sienito e PSLC fonólito. Cor cinza escuro. Zona reduzida.

SD de clasto de Ne sienito mostra áreas com textura foiaítica ou equigranular de granulação fina e áreas de granulação média-grossa. Predominam FK sub-idiomórficos a xenomórficos, em parte alterados em illita.
Aglomerados de illita dispõem-se em "veios".
Pirita e argilominerais concentram-se em veios, em áreas irregulares e em FK.

19b Brecha sustentada por clastos e matriz, polimíctica. Mineralização impregna a rocha. Cor cinza acastanhado-esverdeado. Zona reduzida.

20 Brecha sustentada por clastos, polimíctica. Fragmentos de fonólito porfirítico, PSLC fonólito e Ne sienito de granulação fina-média. Os fragmentos são arredondados a sub-angulosos. Sem amostra.

21 Brecha sustentada por clastos e matriz, polimíctica. Fragmentos centimétricos, sub-angulosos, de fonólito e Ne sienito. A matriz é de cor mais escura do que os clastos (mineralização de Mo). Cavidades estão preenchidas por pirita. Fluorita encontra-se disseminada. Cor cinza escuro esbranquiçado. Zona reduzida.

22 Próximo à frente de oxi-redução, encontram-se veios irregulares de caulinita, sub-paralelos à frente.

23 Brecha com veios de agregados de FK de granulação grossa, provavelmente segregações pegmatíticas. As juntas são preenchidas por mineralização. A amostra é de óxidos de Fe. Zona oxidada. A brecha é sustentada por clastos e matriz.

24 Brecha sustentada por clastos, oligomíctica. Fragmentos angulosos-sub-angulosos de fonólito porfirítico, com veios e "manchas" irregulares de agregados de FK. Cavidades estão preenchidas por FK, pirita e mineralização. Ocorrem alguns blocos métricos de Ne sienito de granulação grossa. A rocha é cortada por veios de caulinita maciça dura. Cor cinza escuro a claro esbranquiçado. Zona reduzida.

BANCADA 1332-N-NW

1 Fonólito porfirítico com fenocristais milimétricos de PSLC. Cor cinza claro alaranjado. Zona oxidada.

2 Fonólito porfirítico com raros cristais de FK e PSLC, milimétricos a centimétricos. Pirita encontra-se disseminada. Cor cinza claro. Zona reduzida.

3 Fonólito porfirítico, cortado por veios de Ne sienito. Cor cinza-verde amarelado. Zona reduzida.

SD mostra PSLC como agregados irregulares-arredondados, zonados, com FK maiores no centro e bordas como paliçada.
Fenocristais de FK idiomórficos, originalmente pertíticos, com inclusões de Ne e cortados por veios de illita e FK.
Ocorrem alguns fenocristais de Ne, milimétricos, idiomórficos.
A matriz apresenta textura pilotaxóide a não orientada, de granulação fina, formada por FK tabular a irregular placóide e Ne intersticial. Minerais opacos distribuem-se homogeneamente.

RAMPA 1372-1356

1 Fonólito porfirítico, "craquelée". Cor cinza claro azulado. Zona reduzida.

SD mostra PSLC milimétricas de contornos irregulares a arredondados, com bordas com tendência à paliçada.
Os fenocristais de FK são irregulares a sub-idiomórficos, milimétricos, quebrados. Alguns fenocristais de Ne milimétricos também estão quebrados.
Matriz de textura inequigranular, de granulação fina, é formada por FK ripiforme, límpido, agregados irregulares a intersticiais de illita, e pseudomorfos de MM (prismas e fibras).
Pirita distribui-se regularmente pela matriz.
Caulinita microplacoidal associa-se a illita, formando manchas irregulares na matriz.

2 Fonólito porfirítico com PSLC idiomórficas, centimétricas, escassas. Sem amostra.

3 Fonólito porfirítico, com agregados irregulares de PSLC. Alguns cristais de FK tabulares, centimétricos, também são visíveis. Sem amostra.

4 Fonólito porfirítico. Fenocristais milimétricos de FK e agregados anedrais de PSLC. Veios de caulinita cortam a rocha. Pirita encontra-se disseminada. Zona de falha. Cor cinza claro. Zona reduzida.

RAMPA 1356-1348

1 Ne sienito de granulação média-fina. Cor cinza-rosa. Zona oxidada.

2 Dique de lamprófiro com espessura de 60-70 cm. Sem amostra.

RAMPA 1348-1340

1 Provavelmente brecha, onde não são visíveis os limites entre os clastos. Aparentemente predomina fonólito, ocorrendo PSLC fonólito e Ne sienito em menores proporções (como blocos?). Sem amostra.

2 Ne sienito de granulação média, com ocasionais fenocristais centimétricos de FK. Textura foiaítica, com alguns miárolos. Cor amarelo azulado. Zona oxidada (?).

3 Ne sienito de granulação grossa. Miárolos estão preenchidos com argila. Pirita encontra-se disseminada. Textura foiaítica. Cor cinza esverdeado. Zona reduzida.

4 Ne sienito de granulação média-grossa, de textura foiaítica. Miárolos estão preenchidos com fluorita, pirita ou caulinita. Zona oxidada.

5 Ne sienito de granulação grossa com fluorita. Zona reduzida.
No contato com o fonólito porfirítico do ponto seguinte, o Ne sienito é algo porfirítico. Sem amostra.

6 Fonólito porfirítico, com fenocristais tabulares, milimétricos a centimétricos de FK. Pirita encontra-se disseminada. Cor cinza esbranquiçado esverdeado. Zona reduzida.

7a Fonólito porfirítico. Raros fenocristais de FK e PSLC anédricas,centimétricas. Cor cinza amarronado-esbranquiçado. Zona oxidada.

7b Fonólito porfirítico, com fenocristais de FK milimétricos a centimétricos e PSLC anédricas. Miárolos estão preenchidos por argila e pirita. Cor cinza claro azulado. Zona reduzida.

8 Dique de rocha lamprofírica. Fenocristais milimétricos de piroxênio (?) e centimétricos de biotita, escassos, em matriz fina-afanítica. Espessura de 130-190 cm. Encaixa-se em fonólito porfirítico, com fenocristais centimétricos de FK e pirita em abundância. Cavidades preenchidas por argila branca e mineralização. Zona reduzida.

9 Fonólito porfirítico, com fenocristais de FK e PSLC centimétricas anedrais. A amostra é cortada por filmes de óxidos e argila. Cor cinza claro. Zona reduzida.

10 Zona de fratura (falha?), que corta fonólito porfirítico, com alguns agregados de PSLC.Sem amostra.

11 Fonólito porfirítico, em zona de fratura (falha?), com veios de caulinita de espessura decimétrica. Cavidades são preenchidas por pirita e material de forma nodular centimétrica. Cor cinza claro. Zona reduzida.

SD mostra escassos fenocristais de FK, milimétricos, idiomórficos, com muitas inclusões.

Fenocristais de Ne são sub-milimétricos, sub-idiomórficos.
Matriz de textura algo irregular, com porções de granulometria mais grossa e mais ricas em illita, e porções de granulometria fina, de textura microgranular a pilotaxóide, formada por FK sub-milimétrico e agregados irregulares intersticiais de illita. MM totalmente alterados assinalados por minerais opacos. Pirita encontra-se disseminada.
Raramente aparecem mosaicos irregulares de FK muito fino e de contornos sinuosos.

12 Fonólito porfirítico, localmente "craquelée". Raros fenocristais milimétricos de FK. Cor amarelo acastanhado. Zona oxidada.

13 Brecha sustentada por clastos. Estes são angulosos, sub-arredondados, limitados por veios de pirita e material escuro, com cavidades miarolíticas preenchidas por pirita e mineralização. Cor cinza. Zona reduzida.

SD mostra fragmentos constituídos por fonólitos afíricos, de granulação fina a muito fina, de textura microgranular.
Alguns cristais maiores de FK, sub-milimétricos, por vezes formam agregados (fragmentos de Ne sienito?), que podem apresentar cristais mais límpidos.
Pirita ocorre ao longo de fraturas e/ou limites entre fragmentos e como grãos isolados junto a illita e a fragmentos menores de fonólitos.

14 Fonólito porfirítico com aspecto "craquelée". Fragmentos angulosos milimétricos a centimétricos. Intersticialmente, "network" de pirita e mineralização. Sem amostra.

15 Fonólito porfirítico, com abundantes cristais de FK e agregados idiomórficos de PSLC. A rocha está invadida por veios de Ne sienito de granulação média-grossa, que também pode conter PSLC euédricas. Sem amostra.

16a PSLC fonólito porfirítico. Cor branco acinzentado alaranjado. Zona oxidada.

SD mostra PSLC sub-centimétricas, com bordas em paliçada formada por FK; internamente, FK apresenta contornos irregulares em crescimento esferulítico.
Fenocristais de FK, sub-centimétricos, idiomórficos, com bordas mais límpidas, às vezes encontram-se intercrescidos com PSLC.
Ne é sub-milimétrica, idiomórfica, às vezes quebrada, e está alterada em illita e caulinita.
Matriz de textura intergranular, com FK tabular-ripiforme, sub-milimétrico, onde Ne é intersticial-irregular. Minerais opacos ocorrem como grãos isolados ou agregados.

16b PSLC fonólito porfirítico, com PSLC idiomórficas e fenocristais de FK. Apresenta desenhos irregulares do tipo "stockwork" de óxidos e caulinita. As cavidades estão preenchidas por material esverdeado de aspecto leitoso. Cor violeta com manchas brancas e verdes. Zona oxidada.

SD mostra que o "stockwork" engloba illita e argilomineral de baixa birrefringência.
Predomina illita microgranular, ocorrendo também como placas melhor desenvolvidas.
Perpendicularmente às fraturas, formam-se alinhamentos de cristais maiores de illita.
Óxidos e hidróxidos substituem pirita.

17 PSLC fonólito com fenocristais milimétricos de FK. Densidade de PSLC superior a 30%. Cor alaranjada. Zona oxidada.
Ocorrem também veios e lâminas de Ne sienito de granulação grossa e dique de lamprófiro, es

pessura entre 60-70 cm, com raros fenocristais alongados de piroxênio (?) e biotita.

18 Dique de traquito em fonólito porfirítico. Cor cinza esbranquiçado. Zona oxidada.

SD mostra granulação muito fina, predomínio de FK sub-milimétrico, de forma ora mais alongada, ora mais granular. FK altera-se em caulinita, que forma agregados irregulares, intersticiais.

Pseudomorfos de MM assumem formas laminares ou constituem agregados de contorno irregular.

19 Fonólito porfirítico com veios e lâminas de Ne sienito. Cor alaranjada. Zona oxidada.

SD mostra fenocristais de Ne milimétricos e de FK tabular, milimétrico a sub-centimétrico, com inclusões fluidas e de minerais opacos. FK podem estar deformados, fraturados e até esmigalhados.

Fragmentos (?) de Ne sienito de granulação média são angulosos. O Ne sienito apresenta textura ora foiaítica, ora equigranular, e é constituído por FK idiomórfico/sub-idiomórfico e Ne intersticial.

A matriz apresenta textura intergranular, formada por FK tabular-equidimensional e Ne xenomórficas. Os FK maiores são tabulares, às vezes de aparência quebrada, poiquilíticos.

Micrograos de opacos (pirita alterada?) distribuem-se homogeneamente pela matriz e podem formar agregados.

Caulinita microcristalina substitui illita.

Zircão é raro e de contornos irregulares.

Doação: Profa. Maria Cristina M. Toledo
Data: 15 / 03 / 94