

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA, CIÊNCIAS E LETRAS**

BOLETIM N.º 237

GEOLOGIA N.º 18

REINHOLT ELLERT

CONTRIBUIÇÃO À GEOLOGIA DO MACIÇO ALCALINO
DE POÇOS DE CALDAS

ALFREDO J. S. BJÖRNBERG

ROCHAS CLÁSTICAS DO PLANALTO DE POÇOS
DE CALDAS



**SÃO PAULO
1959**

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

Reitor: Prof. Dr. Gabriel Sylvestre Teixeira de Carvalho

Vice-Reitor: Prof. Dr. João Francisco Humberto Maffei

FACULDADE DE FILOSOFIA, CIÊNCIAS E LETRAS

Diretor: Prof. Dr. Paulo Sawaya

Vice-Diretor: Prof. Dr. Antonio Soares Amora

Secretário-substituto: — Jack Fredrick Gebara

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E PALEONTOLOGIA

Diretor: Prof. Dr. Viktor Leinz

Professôres Catedráticos:

Dr. Viktor Leinz — Geologia

Dr. Josué Camargo Mendes — Paleontologia

Professôres Cooperadores:

Dr. Alceu Fabio Barbosa — Topografia

Dr. Gene Edward Tolbert — Aerofotogeologia e Prospecção

Dr. Henno Max Martin — Geologia Estrutural

Dr. Rudolf Kollert — Geofísica

Dr. Russel Gibson — Geologia Econômica

Assistentes:

Dr. Setembrino Petri, Docente-Livre

Dr. Sergio Estanislau de Amaral

Dr. Reinholt Ellert

Assistentes Extranumerários:

Dr. Alfredo J. Simon Björnberg

B. Sc. Evaristo Ribeiro Filho

B. Sc. Henry Mau

Auxiliares de Ensino:

B. Sc. Adelmo Rodrigues da Silva

Roberto de Freitas

Tôda correspondência relativa ao presente boletim e às publi- cações em permuta deverão ser dirigidas à		All correspondence relating to the presente bulletin as well as exchange publications should be addressed to
--	--	---

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E PALEONTOLOGIA

Faculdade de Filosofia — Caixa Postal 8 105 — São Paulo — Brasil

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA, CIÊNCIAS E LETRAS

BOLETIM N.º 237

GEOLOGIA N.º 18

REINHOLT ELLERT

CONTRIBUIÇÃO À GEOLOGIA DO MACIÇO ALCALINO
DE POÇOS DE CALDAS

ALFREDO J. S. BJÖRNBERG

ROCHAS CLÁSTICAS DO PLANALTO DE POÇOS
DE CALDAS



SÃO PAULO
1959

COMPOSTO E IMPRESSO NA SECÇÃO GRÁFICA DA
FACULDADE DE FILOSOFIA, CIÊNCIAS E LETRAS
DA UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
1959

Faculdade de Filosofia
Ciências e Letras
Biblioteca Central

CONTRIBUIÇÃO À GEOLOGIA DO MACIÇO ALCALINO
DE POÇOS DE CALDAS

REINHOLT ELLERT

ABSTRACT

This paper presents a study of the geology of the alkaline complex of Poços de Caldas. This massif judging from its area which is in the order of 800 square kilometers, is considered to be one of the greatest complexes formed exclusively by nephelinitic rocks. Of an elliptic shape, with 35 km in the NE-SW direction and 30 km in the NW-SE direction it possesses in addition, a stock of foyaite of about 10 square kilometers.

The Paraná sedimentary basin forms its western boundary, whilst the foothills of the Serra da Mantiqueira form the eastern boundary. The complex is emplaced between granite and gneisses which, in the SE quadrant and to a lesser extent in the NW quadrant were metasomatically affected, mainly along the direction of schistosity, by the process of fenitisation. In the northwestern area the fenite is of a greenish grey colour while in the southeastern area it is red in colour.

The complex consists mainly of nephelinitic rocks: tinguaites and foyaite, containing however, in its interior rocks which are older than the alkaline intrusion. They are sediments and volcanic rocks formed by tuffs, breccias, agglomerates and ankaratritic lavas. The sediments accompany the contact with the gneiss. Their largest outcrops are found in the western and southern portions of the complex. The basal members of the sedimentary sequence consist of sandy shales, with horizontal bedding and the top is formed by sandstone with cross lamination. They are disturbed and usually dip towards the center of the complex. Breccias, tuffs and lavas were deposited

over the sediments and form a continuous band along the N-W border. The breccias are formed chiefly by fragments of sediments, gneiss, diabase and lava. The matrix is rich in detritic well rounded quartz. The action of hydrothermal solutions, during the metasomatic process, is indicated by the appearance of autigenic biotite, microcrystals of aegerine and apatite. In the matrix, secondary calcite is very common and often substitutes partially or totally the quartz.

The ankaratritic lavas frequently form agglomerates. Products of the volcanic activity are found along the whole internal border, indicating that the volcanic activity covered a large area. After this activity phonolites, tinguaite and foyaite were formed, with frequent changes from one type of rock to another. The tinguaite constitute the major area of the complex and reveal great uniformity. In some areas, especially in the neighbourhood of Cascata varieties of pseudoleucite and analcite appear.

The foyaite are intrusive in the tinguaite, but the emplacement occurred more or less contemporaneously as is suggested by the change of one type of rock into the other. Besides the various types of foyaite, with equigranular and trachitoid textures, lujaurite and chibinite appear in a small area at the northern part of the massif.

The initial stages of the intrusion seem to have been accompanied by the up-rising of blocks of the crystalline basement, which preceded the volcanic activity. Either during or after the volcanic activity the subsidence of the central part occurred, with the formation of radial and circular faults, which permitted the up-rising of the magma. The existence, even at the present level of erosion, of small areas of volcanic material, disturbed by the intrusion, indicates that the subsidence was not total, but that parts of the volcanic cover served as a roof for the emplacement of the tinguaite and the differentiation of foyaite. The great annular dike of tinguaite was emplaced along the periphery, forming a nearly complete ring of varying thickness, with vertical or nearly vertical dips. The deduction of the geometrical form of the tinguaite in-

trusion, in the central part of the massif is made difficult by the great mineral and textural homogeneity of the rocks. The subsidence must have started in the center, where it was most pronounced and it must have preceded the formation of the annular dike. This is proved by the observation of many xenoliths of rocks belonging to the interior of the massif occurring in the ring-dike. The last events of the magmatic action are represented by foyaitic intrusions in the form of smaller dikes cutting the great annular dike. The sequence of the different intrusions seems to be from the centre to the periphery.

The topography shows two areas with different geomorphological features: the major area, with annular drainage and the smaller with a relief between youth and maturity, in which the radial drainage predominates. It is probable that the drainage system is controlled by the main system of joints.

After the activity of the alkaline magma faulting occurred over a large area. The main faulting system formed the E-W "graben" which touches the southern border of the complex.

The mineral resources consist of bauxite ores, zirconiferous minerals, as zircon, "caldasite", baddeleyte which have variable content of uranium, and deposits of thorium and rare earths. The minerals with zirconium and thorium were formed by phenomena related to hydrothermal processes, which destroyed the primary minerals and caused precipitations along joints.

INTRODUÇÃO

Aos maciços alcalinos do mundo inteiro coube nos últimos cinqüenta anos a atenção especial dos geólogos e petrógrafos para a elucidação dos processos geológicos e petrológicos que lhes deram origem.

No Brasil, onde as ocorrências de intrusões alcalinas, no escudo cristalino, são numerosas e algumas de área considerável, poucos levantamentos geológicos foram feitos para a elucidação dos processos responsáveis por tais jazimentos.

O presente trabalho apresenta uma tentativa para a compreensão da geologia do complexo alcalino de Poços de Caldas. A existência de mapas topográficos atualizados nas escalas de 1:10.000 e 1:25.000 facilitou a apresentação do mapa geológico. Os trabalhos de campo foram realizados principalmente durante os meses de férias escolares dos anos de 1954 a 1957, quando contamos com a colaboração dos colegas José Moacyr V. Coutinho e Alfredo J. Simon Björnberg, que muito contribuíram para a apresentação dêste trabalho.

O complexo alcalino aqui estudado situa-se nos limites dos Estados de São Paulo e Minas Gerais, ocupando neste a sua maior área, que é da ordem de 800 quilômetros quadrados, colocando-se assim entre as maiores manifestações alcalinas do mundo, superada apenas pelos maciços da Península de Kola, na Rússia, com 1.300 quilômetros quadrados (**Eliseev et al.** 1937) e do Itatiaia, no Brasil, com 1.200 quilômetros quadrados (**Lamego**, 1936), sendo comparável aos jazimentos de Pilansberg, no Transvaal, (**Shand**, 1929) e de Illimaussak, na Groenlândia, (**Ussing**, 1911). A sua forma é ligeiramente elítica, com o eixo maior, de 35 quilômetros, no sentido NE-SW e o menor, com 30 quilômetros, no sentido NW-SE, possuindo ainda um pequeno "stock" de foiaito, no bordo NE, de aproximadamente 5 quilômetros de comprimento por 2,5 quilômetros de largura,

separado do maciço por uma faixa de gnaiss de 1,5 quilômetros. A região é há muito conhecida pelas suas fontes de águas termais, medicinais e radioativas de Águas da Prata, Poços de Caldas e Pocinhos do Rio Verde, situadas respectivamente nos setores W, N e E do complexo alcalino.

*

* *

Desejo consignar os sinceros agradecimentos ao Conselho Nacional de Pesquisas pelo auxílio concedido para os trabalhos de campo, à Comissão Nacional de Energia Nuclear a impressão do Mapa Geológico, ao Prof. Dr. Elysiário Távora, da Universidade do Brasil e aos Drs. Max White e Gene Tolbert pela ajuda desinteressada. Ao Eng. Geraldo C. Melcher, da Universidade de S. Paulo, por ter fornecido parte da bibliografia especializada e ao Eng. Resk Frahya, do Departamento Nacional da Produção Mineral, pelos dados de sondagens.

Ao Prof. Dr. Viktor Leinz, Diretor do Departamento de Geologia e Paleontologia, pelo seu estímulo, orientação e crítica valiosa, a minha gratidão.

TRABALHOS ANTERIORES

O primeiro trabalho sobre a geologia de Poços de Caldas data do século passado e foi realizado por **Derby** (1887). Teve o mérito de reconhecer a natureza vulcânica da região, bem como mostrar que rochas de granulação fina, os fonólitos, podem passar a rochas de granulação grosseira como os foiaítos. **Machado** (1888) apresentou um excelente e minucioso estudo petrográfico das rochas da região. Trabalhos de natureza petrográfica foram realizados por **Guimarães** (1947, 1953) que advogou para o magma alcalino uma origem por diferenciação do magma básico, responsável pelos derrames de basalto do Sul do Brasil. **Barbosa** (1934, 1936 e 1948) apresentou observações geológicas e petrográficas reivindicando para o maciço duas atividades do magma alcalino, muito distanciadas no tempo, situando a primeira, de natureza plutônica, no pré-oroviciano e a segunda, vulcânica, no fim do mesozóico. **Freitas**

(1947) publicou um trabalho sôbre a geomorfologia da região. **Branco** (1956) fêz um estudo sôbre a petrografia de algumas rochas, acompanhado de um mapa geológico esquemático que abrange pequena área do bordo W do maciço. Foram também publicados vários estudos e pesquisas sôbre os recursos minerais da região, como bauxita (**Teixeira**, 1937), zircão (**Teixeira**, 1937, **Franco**, 1947 e **Guimarães**, 1948) e últimamente sôbre os minerais radioativos (**Tolbert**, 1958, **Guimarães et al.**, 1953).

GEOLOGIA REGIONAL

A região de Poços de Caldas acha-se geolôgicamente nos limites da bacia sedimentar do Paraná e dos contrafortes da serra da Mantiqueira.

Ao redor da intrusão alcalina, com exceção do tôpo da serra do Mirante da Fartura, afloram rochas do embasamento cristalino, formadas de granito e gnaiss, com gnaissificação predominante N-40-70W. Diques de diabásio, anfíbolito e tinguaito cortam freqüentemente estas rochas. A xistosidade e o mergulho do gnaiss são variáveis. Assim, no bordo norte do maciço, a direção predominante é NW-SE, com mergulho para o sul. No entanto, no bordo SW, a direção do gnaiss é de N-50-70E e no quadrante SE, a direção geral é NW-SE, mergulhando para o norte e para o sul.

Nessa região e em menor escala no bordo NW o gnaiss foi afetado metassomàticamente pela intrusão alcalina, sofrendo o processo de fenitização. Para o termo fenito usamos o conceito de **Eckermann** (1951, p. 27), como sendo rochas do contacto com a intrusão alcalina alteradas metassomàticamente "in situ". Na área SE, o fenito e gnaiss formam a serra da Pedra Branca, que se eleva a mais de 1.700 metros, em forma de crescente. A passagem do gnaiss ao fenito é brusca no sentido normal à gnaissificação, enquanto que aparentemente gradual, com interdigitações ao longo da xistosidade. A cor rósea e a orientação dos minerais no gnaiss e no fenito são concordantes, havendo neste, variação no tamanho dos minerais, enriquecimento de piroxênios, diminuição e desaparecimento do

quartzo, que é preservado somente em veios e pegmatitos. Em faixas pegmatíticas a orientação dos minerais é paralela aos contactos e concordante com a orientação dos minerais do fenito. Mesmo em rochas aparentemente frescas são comuns pequenas cavidades preenchidas por material ocreoso. Entre Po-cinhos do Rio Verde e Caldas o fenito forma uma escarpa abrupta e o contacto com o gnaisse é quase paralelo à estrada de rodagem que une as duas localidades, afastando-se para SE nas proximidades da cidade de Caldas.

Na área NW, o gnaisse de cor rósea foi transformado em fenito, de cor cinza esverdeada, considerado por **Freitas** (1956) como akerito. Do gnaisse para o fenito, ao longo da estrada de rodagem Cascata — São Roque da Fartura pode ser observada a seguinte seqüência:

- a — Em primeiro lugar, a mudança da cor rósea dos feldspatos no gnaisse para cor cinza esverdeada, em zonas irregulares.
- b — Diminuição do teor de quartzo na rocha.
- c — Aumento do tamanho dos minerais, principalmente dos feldspatos.
- d — Aparecimento de anfibólios sódicos.

Esta seqüência assemelha-se à formação dos fenitos brancos de Spitzkop, Africa do Sul, descritos por **Strauss e Truter** (1954, p. 89). A evolução do processo da fenitização é estudada petrograficamente e descrita por **Coutinho** (1959).

GEOLGIA DO MACIÇO ALCALINO

Sedimentos

No bordo interno do maciço, acompanhando o contacto com as encaixantes, ocorrem sedimentos anteriores às atividades do magma alcalino e estão conservados entre rochas piroclásticas, lavas e tinguaítos. As áreas de maiores afloramentos são em Águas da Prata e ao norte de Andradas, onde formam pacotes de mais de 100 metros de espessura. Constituem-se na base, de folhelhos com intercalações de camadas arenosas e no topo de arenitos com estratificação cruzada. Estes estão geral-

mente silicificados e recristalizados, o que não se dá com os folhelhos, onde não se notam sinais de recristalização, mesmo quando cortados por diques de rochas alcalinas. Nos sedimentos ocorrem intrusões de diabásio, que aparecem em diques e pequenos sills irregulares e afloram, principalmente, ao norte de Águas da Prata e em menor escala, ao norte de Andradas, na fazenda Pinheirinho. A sua textura e composição mineral permitem analogia com as demais intrusões básicas do Mesozoico (**Coutinho**, 1959).

Os sedimentos foram identificados em Águas da Prata por **Derby** (1887), que os considerou duvidosamente carboníferos. **Barbosa** (1936) e **Freitas** (1943) compararam os folhelhos da base com os da formação Estrada Nova (Permiano) e os arenitos do tôpo, com estratificação cruzada, ao Arenito Botucatu (Triássico), e foram petrográficamente estudados por **Björnberg** (1959). Arenitos e folhelhos foram perturbados e deslocados de suas posições iniciais, principalmente nas proximidades do contacto com o tinguaito, como ao norte de Andradas, onde se apresentam dobrados e intensamente falhados, com mergulho próximo à vertical. Quando menos perturbados, o mergulho dos sedimentos é, em geral, para dentro do maciço.

BRECHAS E TUFOS

Rochas de origem vulcânica como tufos, brechas e aglomerados foram reconhecidas por **Derby** (1887), ao longo do vale do Quartel, entre Águas da Prata e Cascata. Ocorrem ainda em vários pontos, acompanhando o bordo interno do complexo, geralmente associadas a arenitos e lavas.

A área de maior número de afloramentos é uma faixa em forma de crescente, com largura variável, abrangendo o quadrante N-NW-W do maciço. As brechas parecem ser de duas origens:

- a — vulcânica, propriamente dita.
- b — brechas de origem vulcânica, com transporte posterior, assentando-se em camadas com alternância de fragmentos mais grosseiros na base e finos no tôpo.

Nesta área, onde brechas e tufos formam uma faixa quase contínua, observa-se que foram depositados sobre arenitos ou intercalados com lavas. No vale do Quartel, as brechas são ricas em fragmentos angulosos, cujos diâmetros, em geral, não excedem 10 cms; eles são formados, principalmente, de gnaïsse, arenito, siltito e diabásio (figs. 1 e 2). No cimento são abundantes calcita e quartzo detrítico, geralmente arredondado, indicando contribuição dos sedimentos. Quando fresca, a brecha apresenta cor escura, entre castanho e roxo, provavelmente graças à abundância de ferro no cimento areno-argiloso. Desde Cascata até as proximidades da cidade de Poços de Caldas afloram principalmente tufos e brechas com pequenas intercalações de lavas aglomeráticas alteradas. Quando fresca a brecha possui cor verde clara, com manchas azuladas, de contornos irregulares (fig. 3). Em geral, os fragmentos são escassos e são constituídos principalmente por arenito recristalizado, gnaïsse e diabásio albitizado. Formam pacotes espessos, tendo uma sondagem, na barragem Bortolan, atravessado quase 80 metros sem grande variação litológica. O cimento é rico em quartzo detrítico, calcita, feldspatos, apatita e pequenos prismas de aegerina. O quartzo não raro acha-se substituído parcial ou totalmente por calcita e os piroxênios parecem ser secundários, como produto de metassomatismo provenientes de soluções do magma alcalino. Nas proximidades do contacto com o tinguaito a quantidade de quartzo diminui, chegando mesmo, em alguns casos, a desaparecer. Quando apresentam estratificação, tufos e brechas mergulham, no geral, para o interior do maciço.

No bordo E, junto com arenitos, ocorrem pequenas faixas de brechas, bem como na área SE, nas proximidades do contacto com o fenito. A brecha apresenta estratificação, com alternância de camadas constituídas de fragmentos grosseiros e finos. Nestes afloramentos, aparentemente de pequena espessura, as brechas estão alteradas e cortadas por tinguaito.

Ocorre ainda, no vale do Quartel, um aglomerado vulcânico, formado por fragmentos de tamanho desde alguns milímetros até mais de 10 centímetros de diâmetro, constituídos de

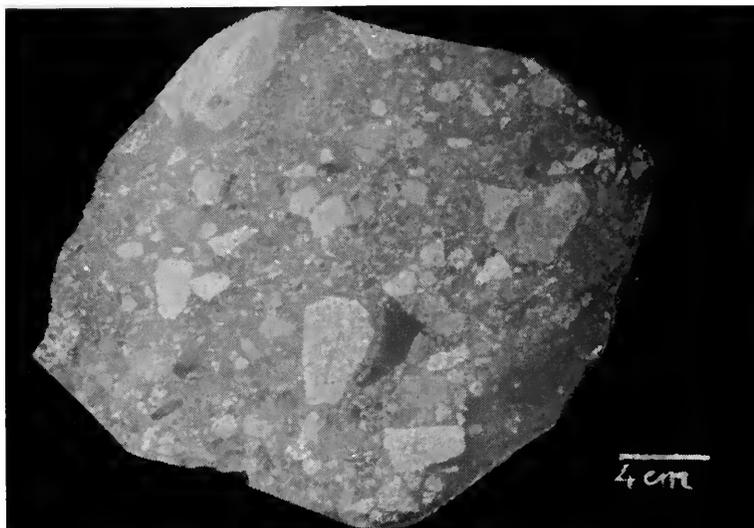


Fig. 1 — Brecha vulcânica com fragmentos angulosos de arenito e diabásio
Águas da Prata.

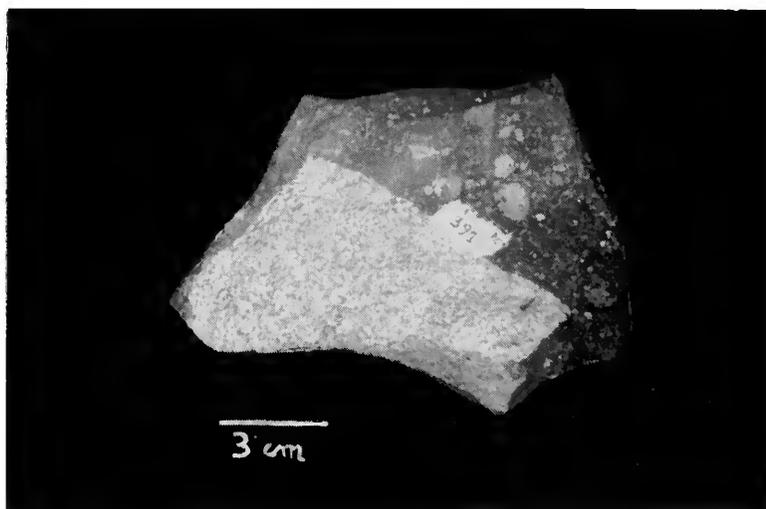


Fig. 2 — Brecha vulcânica com fragmento anguloso de diabásio. Águas da Prata.

lavas ankaratríticas e cimentados por minerais fragmentados da lava, como augita, titanogaugita, olivina cloritizada e calcita secundária. A alteração de piroxênios e olivina em clorita e depois para calcita é comum tanto em amostras de superfície como em testemunhos de sondagem, de mais de 70 metros de profundidade.

ROCHAS EFUSIVAS E HIPABISSAIS

1 — Ankaratritos

Rochas extrusivas, às vezes com aspecto de lavas aglomeráticas, aparecem em extensos afloramentos no bordo NW-W-SW do maciço, assentadas sobre sedimentos ou intercaladas com tufos e brechas, com acamamentos e mergulhos variáveis, mas quase sempre com ângulos menores do que 30°, dirigidos para o interior do maciço. Boas exposições ocorrem no vale do Quartel entre Águas da Prata e Cascata, onde as lavas, quando frescas mostram cor cinza escura, com texturas microcristalina ou porfirítica, exibindo neste caso fenocristais de piroxênio, às vezes com mais de 3 cm de comprimento. Afloramentos de lava aglomerática, na fazenda Santa Maria, exibem fragmentos com mais de 15 cm de diâmetro, formados de lava rica em cavidades preenchidas por calcita e cimentados por uma matriz microcristalina (fig. 4). Esta lava é cortada por diques de tinguaito e serviu, juntamente com as brechas, de encaixante para as intrusões de tinguaito e foiaíto. Quanto alterada é comum a decomposição esferoidal apresentando cor cinza esverdeada.

Microscopicamente é formada por fenocristais de augita, às vezes titanífera, sanidina, analcita e raros prismas de olivina cloritizada, dispersos em matriz microcristalina de augita, nefelina, analcita, ortoclásio, magnetita e grande quantidade de calcita secundária, pertencendo assim, à fração básica da clã alcalina. Acompanhando a faixa de brechas entre Cascata e o rio das Antas, os afloramentos de lava são raros, de pequena espessura e sempre alterados. No bordo E do pla-

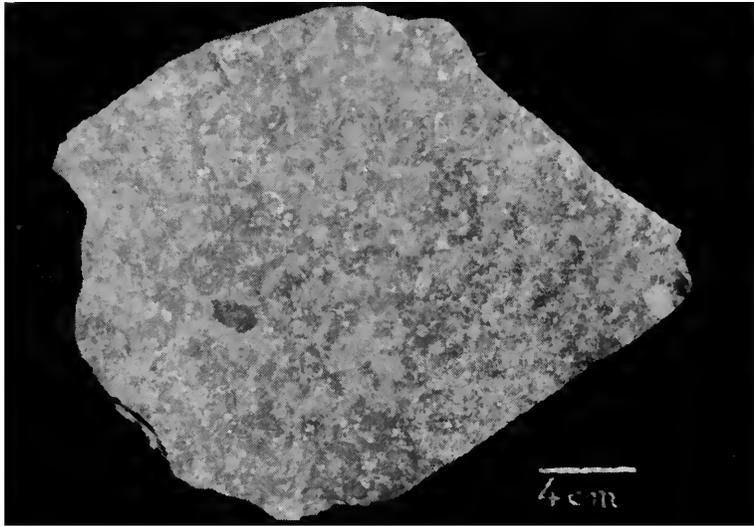


Fig. 3 — Brecha vulcânica. As zonas escuras são formadas por agregados de piroxênios aciculares. Barragem Bortolan.

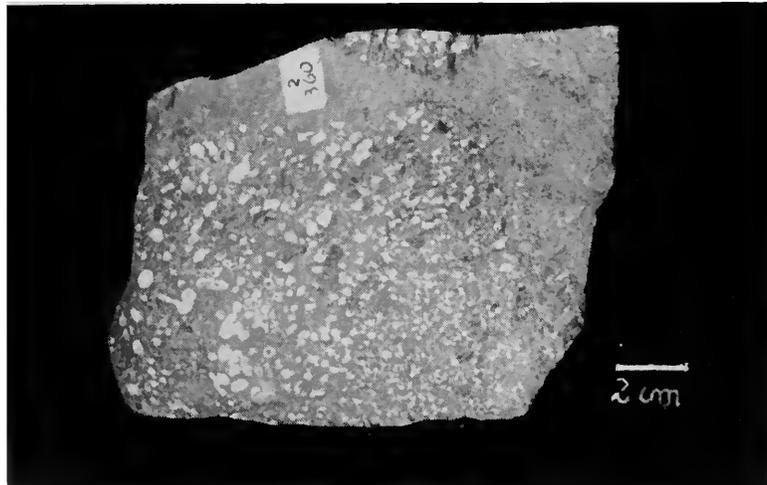


Fig. 4 — Lava ankaratrítica aglomerática, rica em vesículas preenchidas por calcita. Fazenda Santa Maria.

nalto, perto do contacto com o gnaisse, ocorre também um pequeno afloramento de lava aglomerática alterada.

2 — Lavas fonolíticas

Na área sul do planalto afloram derrames de lavas fonolíticas, com centenas de metros de espessura, capeando sedimentos, sem intercalações de tufos e brechas. Formam degraus que se ressaltam morfológicamente, com mergulho suave, para o interior do maciço, às vêzes perturbado por intrusões posteriores de tinguaiúto, como se pode notar nos morros do Mel e do Tamanduá. Estão quase sempre alteradas e quando frescas, sua côr é castanho escura, com textura fluidal visível, formando freqüentemente pequenas dobras irregulares, sugerindo que quando se deu o derrame a lava estava num estado semifluido. Nos derrames mais espessos nota-se que o resfriamento mais lento permitiu a formação de textura mais grosseira assemelhando-se a tinguaiúto e até mesmo a microfoiaíto. A rocha está, em geral intensamente fraturada e quando semi-alterada, a sua côr é branco amarelada, côr essa, talvez conseqüente da percolação de soluções hidrotermais.

3 — Tinguaiúto e fonólito

Quase dois têrços da área do complexo são constituídos de rochas compactas, de textura afanítica, porfirítica, sacaróide ou granular, de côres verde a quase preta e são consideradas como correspondentes efusivos e hipabissais do foiaíto. **Derby** (1887) considerou-as simplesmente como fonólitos, que formam derrames, diques e stoks. Segundo a classificação de **Johannsen** (1939, vol. 4, p. 146) usamos o têrmo fonólito para rochas de textura afanítica ou porfirítica e para as rochas de textura granular ou sacaróide o têrmo tinguaiúto. No entanto, é comum a transição de um tipo a outro, o que dá a essa separação um caráter muito arbitrário, fato que também foi assinalado por **Shand** (1929, p. 135). No conjunto predominam as rochas consideradas como tinguaiúto, que podem apresentar fases de transição para foiaíto.

No tinguaiço, que forma o grande dique anelar, são comuns pequenos autólitos esféricos, de poucos centímetros, de microfoiaço, onde os minerais possuem comumente disposição radial (fig. 5).

A área centro-sudeste do maciço é formada de tinguaiço, mas são escassos, em certas zonas os afloramentos de rochas frescas. O tinguaiço está profundamente alterado, aparecendo no campo espessa camada de canga limonítica e laterita e no leito dos riachos a rocha semi-alterada é de cor rósea. No fundo de alguns vales, às vezes com mais de 50 metros de profundidade, o tinguaiço apresenta cor branco-cinza, com abundantes cristais de pirita. Ao microscópio notam-se feldspatos e feldspatóides ligeiramente alterados, enquanto que dos piroxênios somente resta um esqueleto de material opaco. Nesta área ocorrem diques de magnetita, que se ressaltam na topografia, possuindo geralmente menos de 1 metro de espessura. São limonitizados na superfície com direção preferencial NE e mergulho vertical ou quase vertical, nesse caso para N. O morro do Ferro é cortado por um dique de magnetita, com quase 3 metros de espessura, com direção NW, mergulho cerca de 60° para NE. A rocha encaixante acha-se profundamente alterada, mas segundo dados de sondagens parece ser microfoiaço em profundidade (Branco, 1957, p. 59). Nesse morro foram descobertos importantes depósitos de tório e terras raras. São produtos secundários, formados provavelmente por soluções hidrotermais que alteraram os minerais zirconíferos, contendo tório e terras raras, possibilitando sua concentração em forma de veios ao longo de fraturas. A ocorrência de diques de magnetita, cortando tinguaiço parcialmente alterado, poderia sugerir lixiviação do ferro dos minerais ferromagnesianos e sua posterior precipitação ao longo de fendas. No entanto, diques de magnetita, de origem magmática, associados a rochas alcalinas, são conhecidos na região das montanhas de Adirondack, ao norte de Nova Iorque (Lindgren, 1933, p. 794). Nos Urais ocorrem, em rochas sieníticas, provavelmente formando "schlieren" e também no Brasil, em Ipanema, nesse caso associados a depósitos de apatita (Leinz, 1940).

4 — Pseudo-leucita tinguaió

Tinguaió com pseudomorfos de leucita são conhecidos em Poços de Caldas desde os trabalhos pioneiros de **Derby** (1887) e **Hussak** (1900). Foram originalmente considerados como derrames fonolíticos e apresentam normalmente cor cinza clara, com textura microcristalina, raras vezes grosseira, em que os pseudomorfos têm forma aproximada de icositetraedros dispostos irregularmente e muitas vezes concrecidos. Têm tamanho variado, desde milimétrico até mais de 20 cm de diâmetro. Os pseudomorfos maiores possuem, às vezes, na parte central, um agregado de ortoclásio, nefelina, aegerina e titanita, rodeados por uma massa microcristalina de ortoclásio e nefelina. Nos limites o pseudo cristal é envolto por uma zona mais escura, milimétrica, originada pela concentração de aegerina (fig. 6). A principal área de ocorrência é em Cascata, onde aflora em uma faixa em forma de crescente, limitada entre o analcita-tinguaió e o foiaíto. Entre os morros do Serrotinho e do Serrote aparece como uma zona de poucos metros de espessura, que vai aumentando em direção a SW. É anterior ao foiaíto do morro do Serrote, pois este, no contacto é pegmatóide e emite pequenos pegmatitos para dentro do tinguaió. No entanto, em vários pontos, principalmente nas proximidades das minas de zircão, o tinguaió como pseudo-leucita é de textura grosseira, assemelhando-se a microfoiaíto. Contém pseudomorfos de leucita de vários tamanhos entre concentrações pegmatóides de foiaíto. O contacto com o analcita-tinguaió pode ser brusco ou transicional e nas proximidades do contacto com o foiaíto passa às vezes a tinguaió comum. Diques de tinguaió com pseudomorfos de leucita afloram também na serra do Quartel, cortando tinguaió. Um dos maiores, de forma ligeiramente curva, é o que aparece a NW do túnel do Pinhalzinho, na estrada de ferro, já citado por **Derby** (1887). Entre as estradas de ferro e de rodagem, um pouco ao norte da fazenda Santa Maria, há outro afloramento; também no topo da serra do Quartel, a NE do túnel do Pinhalzinho, há uma faixa de tinguaió com pseudo-leucita. Nas proximidades da cachoeira do

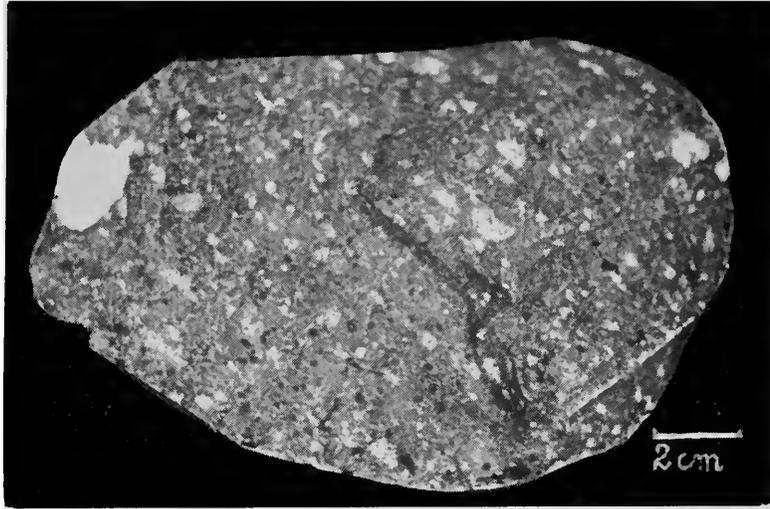


Fig. 5 — Tinguaito do dique anelar. São abundantes pequenos autólitos de foiaito e pontos pretos formados por concentrações de hauina. Pedreira Bortolan.

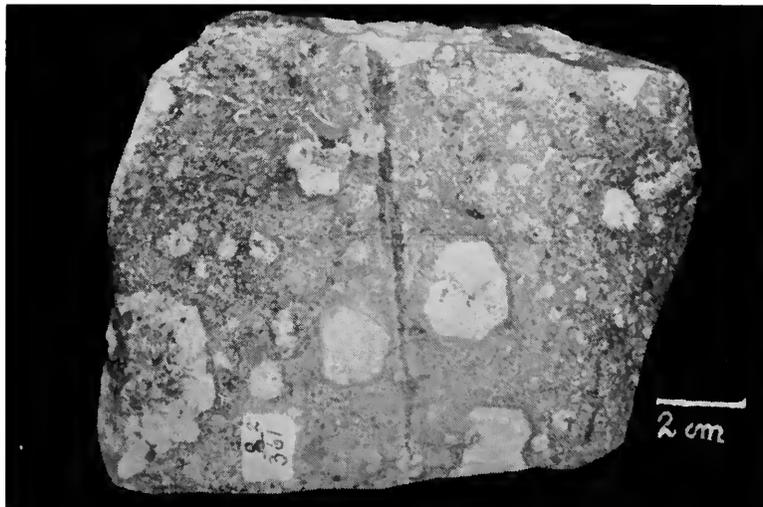


Fig. 6 — Pseudo-leucita tinguaito. Ao redor dos pseudomorfos nota-se uma zona mais escura devida a concentração de piroxênios. Serrote.

Ozório há um afloramento intemperizado de onde é extraído caulim rico em potássio. Outro afloramento de menor extensão aparece ao sul do morro do Taquarí, na área SE do maciço, em forma de dique irregular, encaixado ou diferenciado do tinguaito.

A singularidade do modo de ocorrência do analcita-tinguaito e do tinguaito com pseudo-leucita levou **Shand (1929)** a admitir para o jazimento de Pilansberg, a hipótese de serem os pseudomorfos, alterações a partir de analcita e não de leucita.

5 — Analcita-tinguaito ou analcita-fonólito

Em Cascata aflora uma faixa de fonólito porfirítico, de cor castanho escura a esverdeada, com pórfiros de analcita, do tamanho desde poucos milímetros até mais de 3 cm, de cor rósea e contorno mais ou menos regular de icositetraedro, dispersos numa matriz afanítica a microcristalina, com pequenas ripas de feldspato (fig. 7). Quando a rocha é de cor castanha os pórfiros de analcita são numerosos e na passagem para rocha de cor verde escura os pórfiros diminuem em número e tamanho até desaparecerem, ressaltando-se apenas na rocha intemperizada. A maior ocorrência é uma faixa que se inicia na face N do morro do Serrotinho estendendo-se para SW, cobrindo uma área de vários quilômetros quadrados. Não forma com o tinguaito contacto nítido, mas sim transicional, com o desaparecimento dos cristais de analcita. No morro do Serrotinho o analcita-tinguaito corta a brecha vulcânica e também em pequenos afloramentos nas proximidades da fazenda Sobradinho.

Pequenos afloramentos de analcita-tinguaito ocorrem no bordo SE do complexo, onde aparecem como diferenciações do tinguaito.

6 — Brecha de tinguaito

Na área W e SW do complexo, numa faixa de vários quilômetros quadrados, ocorre uma brecha de tinguaito. Apresenta-se em camadas, provavelmente de derrames, com estratifi-

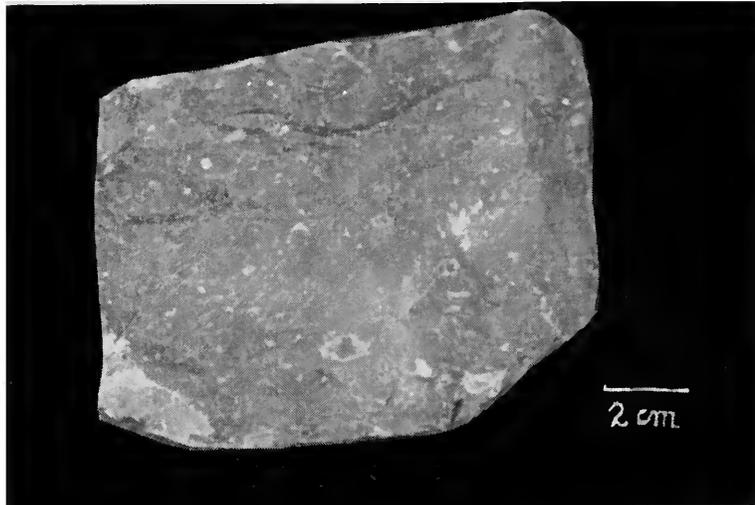


Fig. 7 — Analcita-tinguaíto. Serrotinho.

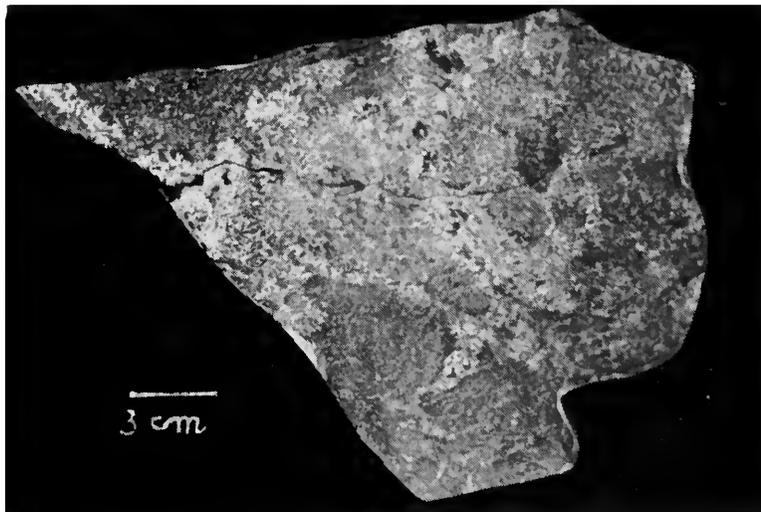


Fig. 8 — Contacto tinguaito com foiaito. O foiaito pegmatóide engloba fragmentos angulosos de tinguaito. Aeroporto.

cação variável, mas de modo geral com direção NE e mergulho suave para o sul. É formada de fragmentos de tinguaito e o cimento é constituído por uma matriz fonolítica, com pórfiros de nefelina e sanidina.

ROCHAS PLUTÔNICAS

No maciço de Poços de Caldas apenas um têtço de sua área é constituído de rochas que podem se consideradas como representantes de atividades plutônicas. Sob êste aspecto assemelha-se ao complexo de Pilansberg (**Shand**, 1929), pois os demais grandes complexos alcalinos, como o da Península de Kola (**Ramsay**, 1894), Illimaussak (**Ussing**, 1911) e Itatiaia (**Lamego**, 1936) são formados principalmente por rochas plutônicas.

Em Poços de Caldas, como tipos plutônicos, ocorrem as seguintes rochas:

- 1 — Foliaítos
- 2 — Foliaítos traquitóides
- 3 — Lujaurito e chibinito

1 — Foliaítos

Os foliaítos apresentam comumente textura granular grosseira, às vêzes ligeiramente traquitóide. Em geral são intrusivos nos tinguaitos, mas ocorrem também zonas de transição de um tipo para outro, observando-se a seqüência foliaíto-microfoliaíto-tinguaito.

a — **Foliaíto Aeroporto-Serrote** — A maior área de ocorrência de foliaítos é uma faixa no sentido NE-SW, na zona centro norte do maciço e aqui chamados de foliaíto "aeroporto-Serrote". O contacto do foliaíto intrusivo, ao norte do aeroporto é paralelo à textura fluidal do tinguaito. Na faixa do contacto observa-se que quando se deu a formação do foliaíto, êste pegmatóide, englobou fragmentos de tinguaito, de tamanho variável, que perdem seu contôrno anguloso à medida que se afastam do contacto (fig. 8). Ocorrem também fragmentos arredondados de tinguaito, cuja textura varia de dentro para fora, passando do

tinguaíto para uma zona de microfoiaíto e depois foiaíto, fazendo supor tratar-se de autólitos de tinguaiíto no foiaíto. Essa mesma seqüência microfoiaíto-foiaíto é observada ao redor de alguns xenólitos de lavas ankaratríticas.

O contacto NE entre o foiaíto e tinguaiíto é aparentemente transicional o que também se dá no contacto sul desta faixa. No morro do Serrote o foiaíto aflora em forma circular e na face norte, apesar do foiaíto ser intrusivo no tinguaiíto, a textura fluidal dêste é ao longo do contacto. Aí o foiaíto, de textura grosseira, não raro com bolsões pegmatóides, corta o tinguaiíto em veios pegmatíticos. O foiaíto, quando pegmatóide, apresenta freqüentemente concentrações de eudialita. O paralelismo do contacto com a textura fluidal do tinguaiíto permitem supor contemporaneidade da "mise-en-place" das duas rochas.

b — **Foiaíto do Taquari** — Nesta zona, situada na área SE do maciço, o foiaíto também é intrusivo no tinguaiíto. Na faixa do contacto, por vários metros, apresenta-se pegmatóide, com muita fluorita, feldspatos e piroxênios formando cristais idiomorfos com mais de 5 cm de comprimento. A NW do morro do Taquari, no córrego do Pouso Alegre, aflora também foiaíto intrusivo no tinguaiíto.

c — **Foiaítos no dique anelar** — Na metade norte do maciço ocorrem faixas de foiaíto, em forma de diques, cortando e acompanhando o dique anelar. Apresentam contactos nítidos com o tinguaiíto e freqüentemente xenólitos angulosos de tinguaiíto que foram englobados com a intrusão do magma.

d — **Stock Rio Pardo** — Ao lado do Rio Pardo, no bordo NE do complexo, o foiaíto forma um pequeno stock, com mais ou menos 10 quilômetros quadrados, que se ressalta topograficamente do gnaisse encaixante. Êste está numa altitude média de 850-900 metros, enquanto que o tópo do stock atinge 1.450 metros, alinhando-se no mesmo nível que o dique anelar de tinguaiíto. A forma do stock é ligeiramente alongada e corta o gnaisse diagonalmente à direção de xistosidade. Em ge-

ral é de textura granular, uniforme, assemelhando-se ao foiaíto do aeroporto e nas proximidades do contacto, no lado E, passa em faixas irregulares a microfoiaíto. São comuns, no foiaíto, nas proximidades do gnaisse, xenólitos de até meio metro de diâmetro.

2 — Foiaítos traquitóides

a — **Serras do Paiol e do Quartel** — Nas serras do Paiol e do Quartel afloram foiaítos que apresentam, com o tinguaiíto, contactos nítidos e também passagem gradual. Diferem um pouco dos demais foiaítos da área central do complexo pela sua textura, que é ora traquitóide, com disposição subparalela dos feldspatos tabulares, de côr branco leitosa, ora ligeiramente porfiróides, no qual os fenocristais de feldspato ressaltam-se dos minerais restantes.

b — **Morro do Mel** — No morro do Mel, nas proximidades do bordo S, o foiaíto corta o tinguaiíto em forma de crescente. A sua textura é granular, às vezes porfiróide ou traquitóide, com faixas em que aparecem agregados de feldspato, variando o tamanho de 1 cm até mais de 10 cm, que se ressaltam pelo intemperismo. Os feldspatos, nas proximidades do tinguaiíto, apresentam disposição sub-paralela acompanhando o contacto. A diferenciação das duas rochas sugere contemporaneidade, revelada pelo paralelismo da textura fluidal do tinguaiíto com o contacto e a passagem aparentemente gradual, no contacto E, de uma rocha para outra.

3 — **Lujaurito e Chibinito** — Em forma de crescente, aflora no bordo N do maciço, uma faixa de lujaurito e chibinito, muito ricos em concentrações de eudialita. O lujaurito é formado de feldspatos alongados, com disposição paralela e entre êles abundantes acículas de aegerina, com arranjo subparalelo (fig. 9).

O lujaurito passa para chibinito nas proximidades do dique anelar. E' de granulação grosseira, com textura traquitóide e freqüente intercrescimento poiquilítico de feldspatos em piroxênios. Ocorrem pegmatitos irregulares, com alguns decí-



Fig. 9 — Chibinito. Proximidades Pedra Balão. Poços de Caldas.



Fig. 10 — Afloramento de brecha de tinguaito. Águas da Prata.

metros de espessura e muito ricos em eudialita. Ao longo da estrada de rodagem para Campestre notam-se massas de chibinito de granulação fina envolvidas pelo chibinito de granulação grosseira.

MECANISMO DA INTRUSÃO ALCALINA

A evolução do processo geológico de Poços de Caldas poderá ser assim esquematizada:

- 1 — Levantamentos, provávelmente escalonados por falhas, de blocos de embasamento cristalino após a sedimentação do arenito Botucatu.
- 2 — Atividade vulcânica, com formação de brechas, tufos e derrames de lavas.
- 3 — Subsidência da parte central.
- 4 — Ascensão do magma nefelínico por fendas radiais e circulares e formação de fonólitos, tinguaitos e por diferenciação foiaítos.
- 5 — Formação do dique anelar.
- 6 — Intrusão de chibinito, lujaurito e foiaíto.

1 — **Levantamentos** — Os indícios de que a atividade vulcânica foi precedida ou pelo menos acompanhada de levantamentos, provávelmente escalonados, de blocos gnaissicos, após a deposição dos sedimentos do arenito Botucatu, são indiretos e fundamentam-se tanto em observações geomorfológicas como em deduções geológicas.

a — Em Águas da Prata, no bordo W do maciço, numa altitude de 850 metros, no lado interno do complexo, ocorrem sedimentos ligeiramente perturbados, mergulhando para o interior do maciço e separados do gnaisse por uma delgada faixa de tinguaito. A NW de Águas da Prata, a serra do Mirante da Fartura, com sedimentos assentados sôbre o gnaisse, formando um pacote de cêrca de 30 metros de espessura, achase sobrelevada a mais de 1.550 metros, indicando um desnível de pelo menos 700 metros, em relação aos sedimentos de Águas da Prata. Ao contrário dos sedimentos do lado interno do com-

plexo, que mergulham para o centro, êstes, com pequeno ângulo, mergulham para fora.

b — No contacto do cristalino com as rochas alcalinas, nota-se que em quase todo o bordo, as rochas encaixantes estão topograficamente mais altas, diminuindo de altitude à medida que se afastam do contacto.

c — No bordo sul, os sedimentos capeados por lavas fonolíticas, acham-se topograficamente mais baixos que o gnaïsse encaixante, do qual estão separados pelo dique anelar do tinguaiço. O gnaïsse, ao sul de Andradas, encontra-se também sobrelevado, ocorrendo em altitudes de mais de 1.450 metros.

d — Na área E, em Pocinhos do Rio Verde, numa altitude de 900 metros, aflora no contacto entre tinguaiço e fenito, uma pequena faixa de arenito, intensamente perturbado. O arenito está incluso em tinguaiço e o fenito, no contacto, forma uma grande escarpa que se eleva a mais de 1.700 metros, em forma de crescente, com largura máxima de 10 quilômetros e comprimento de pouco mais de 20 quilômetros.

2 — **Atividade vulcânica** — Após ou durante o levantamento do embasamento cristalino teve início a atividade vulcânica, com alternância de fases explosivas e efusivas, durante a qual se depositaram, sôbre os sedimentos, camadas de brechas e tufos alternados com derrames de lavas ankaratríticas. Os testemunhos dessa atividade estão melhor expostos e conservados na faixa de forma semicircular entre Águas da Prata e as proximidades da cidade de Poços de Caldas.

No vale do Quartel, rochas piroclásticas, aglomerados vulcânicos e lavas ankaratríticas formam um pacote de algumas centenas de metros. As rochas piroclásticas e lavas apresentam estratos, às vêzes perturbados, mas com mergulho, em geral, dirigido para o centro do maciço e são atravessadas por diques de tinguaiço. Vestígios de brechas e lavas são encontrados em quase todo o bordo interno do maciço, indicando que a atividade vulcânica, durante esta fase, havia abrangido a área atualmente ocupada pelas rochas alcalinas.

Seguindo-se esta primeira fase, em que as lavas representam os tipos básicos da clã alcalina, houve uma segunda na área sul do complexo, formando as lavas fonolíticas, pelo extravasamento do magma, as quais com centenas de metros de espessura não possuem intercalações de rochas piroclásticas.

3 — Subsidiência da parte central — Observando-se o mapa geológico, chama atenção a grande uniformidade litológica, em que rochas consideradas de jazimento hipabissal, os tinguaitos, abrangem a maior área e certamente formaram-se após a atividade vulcânica. Apesar de existir mais de uma geração de tinguaitos, êstes apresentam grande uniformidade mineral e textural, indicando homogeneidade na composição química do magma, o que permite supor certa contemporaneidade dos vários eventos geológicos. Esta uniformidade litológica, no entanto, dificulta a interpretação das várias fases da intrusão e diferenciação das rochas.

Para o grande jazimento de Pilansberg, que em planta também se apresenta com forma circular, **Shand** (1929, p. 148) admite a formação de uma rêde de canais entre blocos falhados que, por sucessivas atividades explosivas, abriram caminho para a ascensão do magma. Êste teria levantado os tufos e brechas, formando assim espêsso lacólito entre o embasamento cristalino e as rochas piroclásticas. Hipótese semelhante, foi também aventada por **Freitas** (1943, 1947 e 1951), para o caso de Poços de Caldas, onde o tinguaito está geralmente em níveis topográficos mais elevados que seu correspondente plutônico. No entanto, a forma quase circular do maciço, limitado por uma seqüência de serras, constituídas de tinguaito com textura fluidal de mergulho vertical ou quase vertical e ressaltadas morfológicamente, formando um anel quase completo, bem como o fato de estar o embasamento cristalino sobrelevado ao redor do contacto ocorrendo em níveis topográficos mais elevados invalidam essa hipótese. (Fig. 11, perfil I; fig. 11A, perfis II e III; fig. 12, perfil IV e fig. 14, perfil VIII).

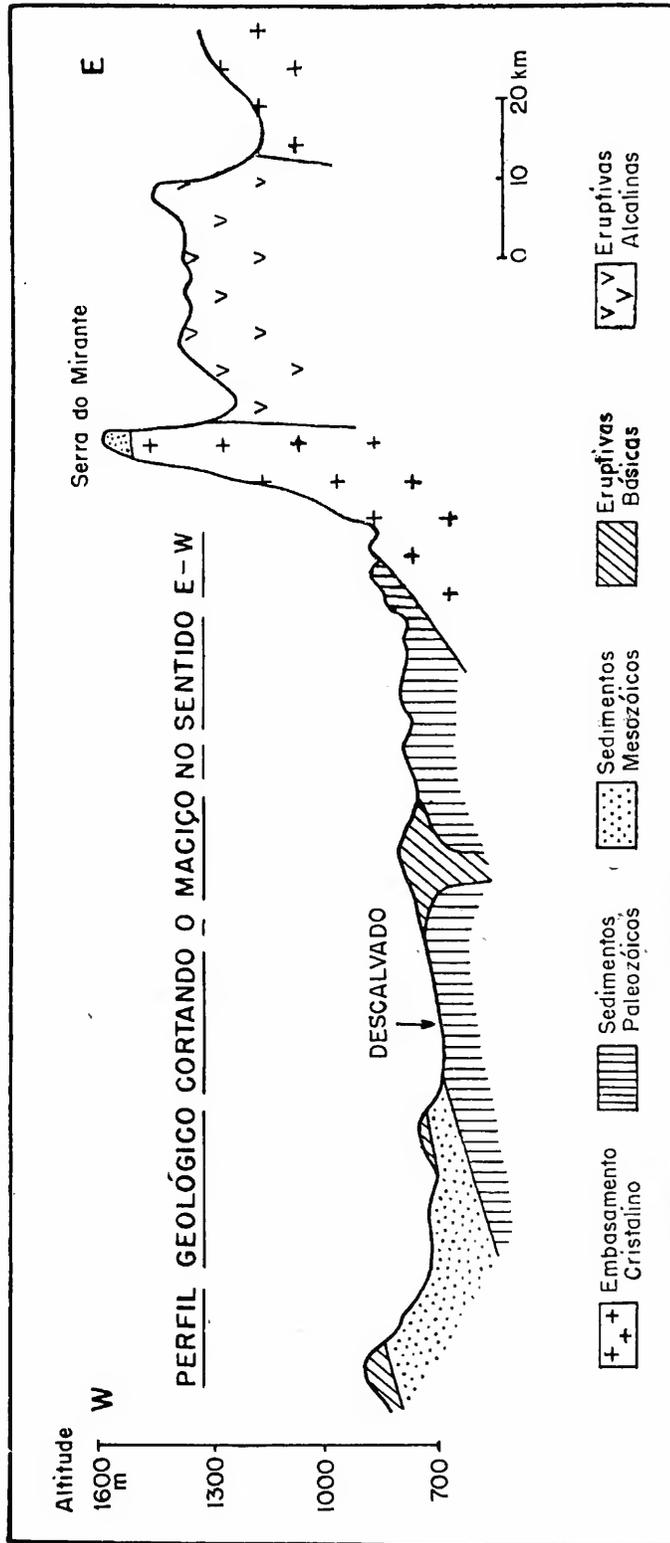


Fig. 11 — Perfil I.

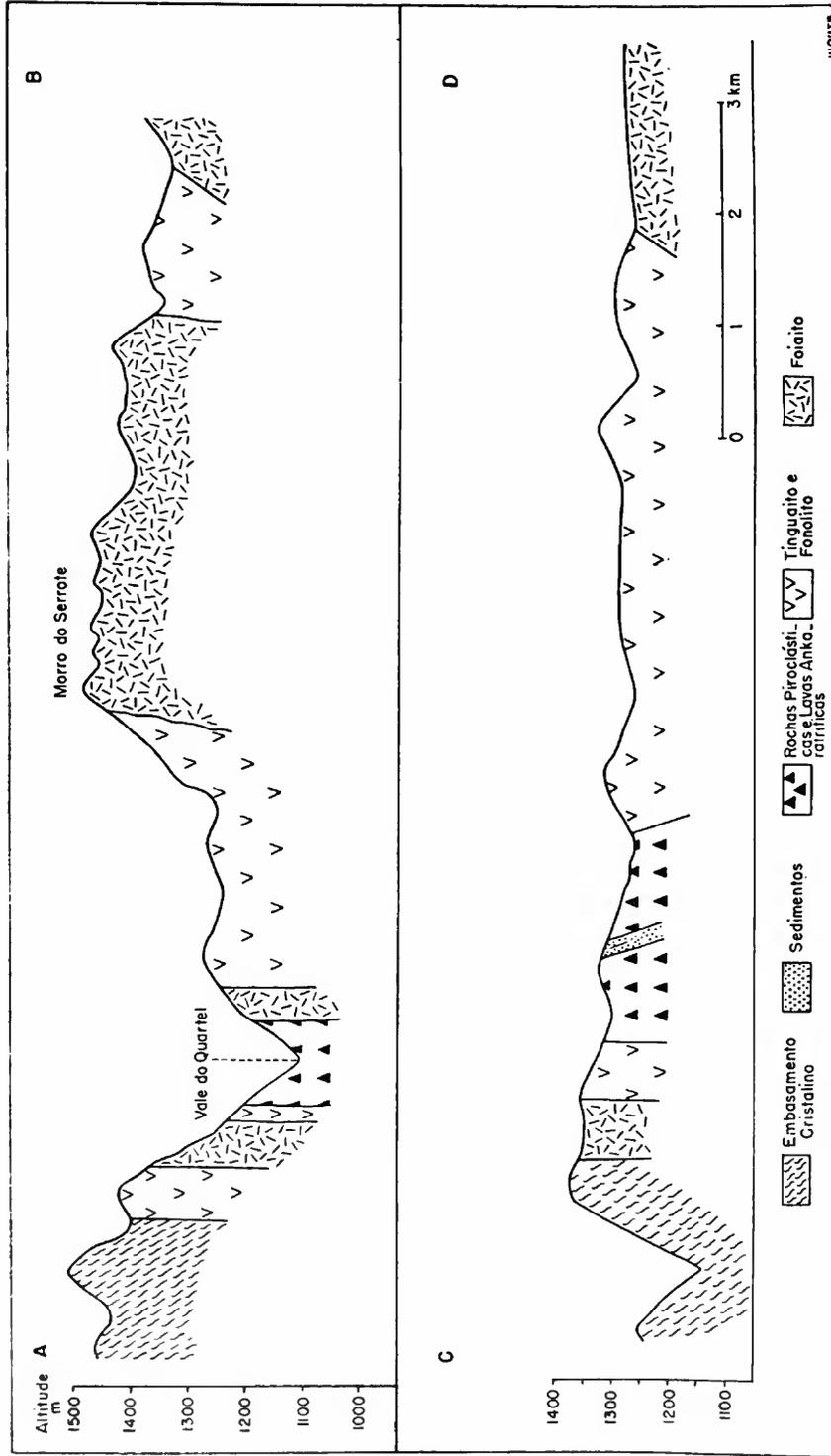


Fig. 11A — Perfis II e III.

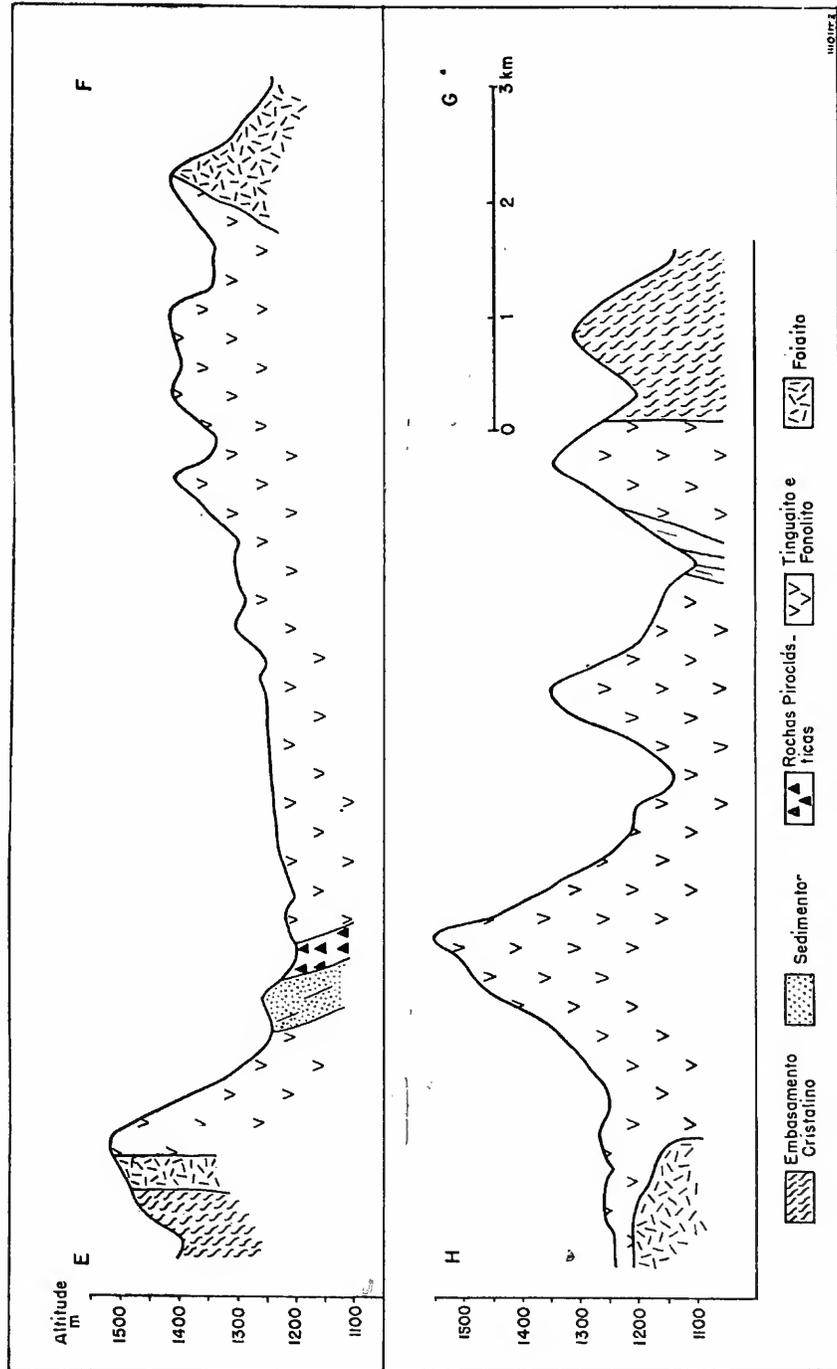


Fig. 12 — Perfis IV e V.

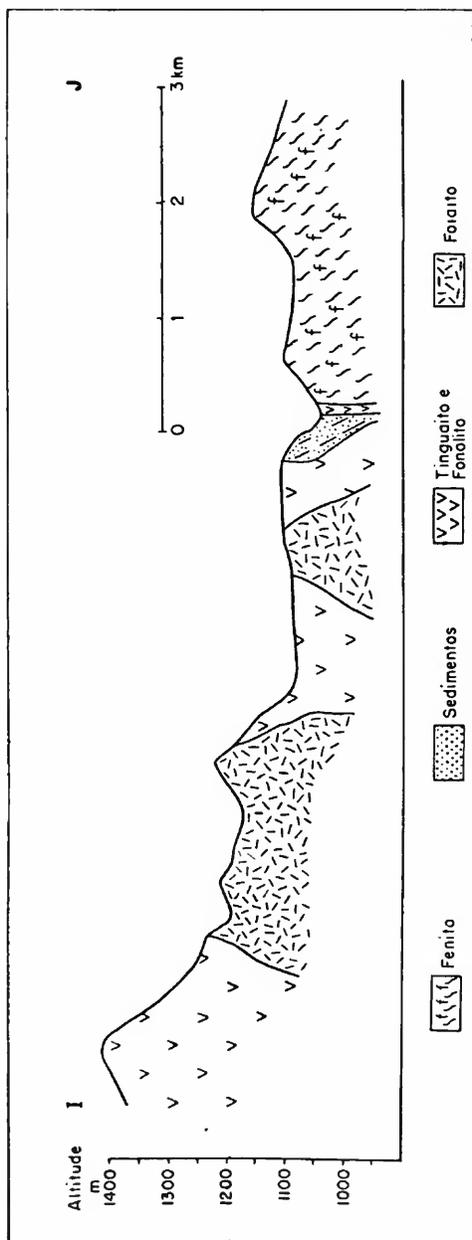


Fig. 13 -- Perfil VI

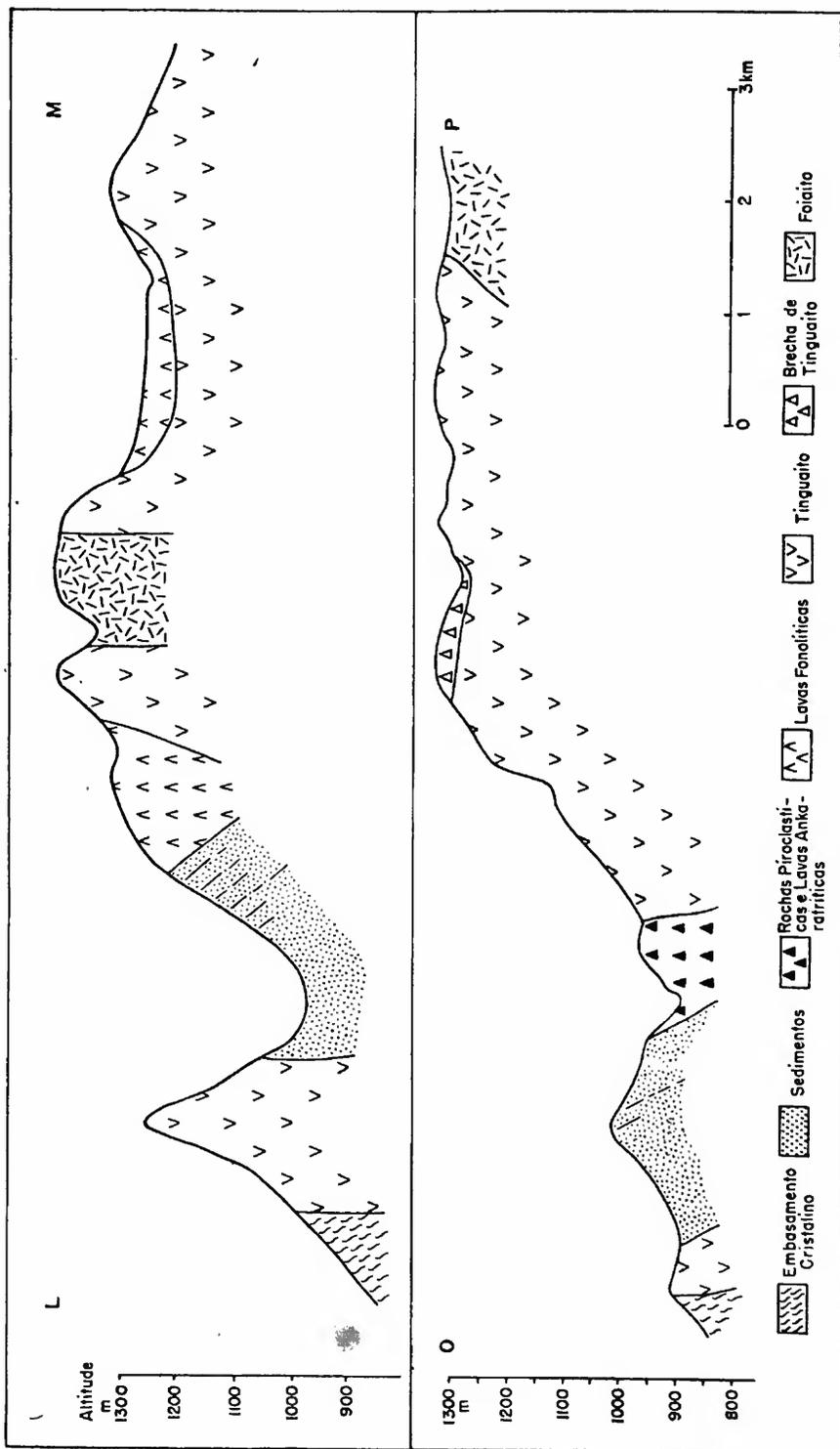


Fig. 14 — Perfis VII e VIII.

Comparando-se as posições atuais dos sedimentos estudados por **Björnberg** (1959), que podem servir de níveis guias, nota-se que êstes se acham em posição variada e deslocados a altitudes diversas, situando-se ora sob brechas e lavas ankarratriticas, como em Águas da Prata e Cascata, ora sob lavas fonolíticas como ao norte de Andradas e ainda entre e sobre tinguaito como em Pocinhos do Rio Verde, ao sul de Laranjeiras e nas proximidades da barragem no rio das Antas. No lado externo do maciço, na serra do Mirante da Fartura, os sedimentos estão sobrelevados a mais de 200 metros em relação à posição dos sedimentos no planalto.

Por outro lado, como não há ocorrências de afloramentos do embasamento cristalino na área interna do maciço e apenas os sedimentos que sobre êle se depositaram, deve-se admitir que após a atividade vulcânica houve abatimento da parte central, que foi compensada pela ascensão do magma. Os indícios dêste abatimento são os seguintes:

a — A área central do maciço, com pequenas exceções, é formada exclusivamente por foiaíto e tinguaito, enquanto que nas proximidades do contacto com o embasamento ocorrem maiores variações litológicas. O mergulho das camadas de sedimentos, tufos, brechas e também das lavas é sempre dirigido para dentro do maciço, com mergulho variável, que é maior nas proximidades do dique anelar, fato êsse também assinalado por **Billings** (1943).

b — O gnaisse, acompanhando o contacto, está freqüentemente em posição mais elevada que o dique anelar (fig. 11A, perfis II e III; fig. 12, perfil IV).

c — Os sedimentos, brechas, tufos e lavas acham-se, em todo o bordo, em posição topográfica inferior ao embasamento (fig. 11A, perfil II a fig. 14, perfil VIII).

d — No foiaíto do Aeroporto ocorrem xenólitos de lavas ankarratriticas que foram carregadas com a ascensão do magma.

e — No dique anelar são comuns xenólitos de rochas alcalinas, principalmente ao norte da cidade de Poços de Caldas, onde apresentam grande variação litológica.

O abatimento do edifício vulcânico não foi no entanto, total, tendo parte servido de encaixante ao magma que originou o tinguaiúto. Mesmo no atual estágio de erosão são encontrados pequenos afloramentos de brechas e tufos, que foram perturbados com a intrusão do magma, como na área ao sul do morro do Serrotinho, em Cascata e ao norte do morro do Tamanduá, na área centro sul do planalto. As lavas fonolíticas, ao sul do maciço, também foram perturbadas com a intrusão do tinguaiúto dos stocks dos morros do Mel e Tamanduá.

O abatimento central de rochas vulcânicas entre diques anelares foi assinalado e demonstrado por numerosos autores, entre os quais **Kingsley** (1931, p. 150), **Modell** (1936), **Chapman** (1940, p. 203) e **Billings** (1943 e 1945).

4 — **Ascensão do magma nefelínico e formação de fonólitos, tinguaiútos e foiaútos; êstes por diferenciação.**

O abatimento da parte central foi compensado com a ascensão do magma nefelínico, que, na periferia subiu ao longo de fendas circulares e radiais, enquanto que na parte central, graças à uniformidade litológica, não se notam feições estruturais e morfológicas que permitam hipóteses quanto à forma geométrica das intrusões. Ocorrem stocks, como os do morro do Tamanduá, onde as direções das texturas fluidais acompanham o contacto com as lavas fonolíticas e o tinguaiúto do morro do Mel que corta as lavas fonolíticas como dique radial. Na área centro-este são comuns vales assimétricos, semicirculares, talvez consequência das variações no mergulho das texturas fluidais. O tinguaiúto servindo de teto precedeu a formação do foiaúto. Contudo, existem em algumas áreas, diversos indícios que permitem supor que a diferenciação dêste foi contemporânea com a formação do tinguaiúto. São os seguintes:

a — Na área Aeroporto-Serrote o contacto do foiaúto acompanha a textura fluidal do tinguaiúto e é pegmatóide, emitindo pequenos pegmatitos que acompanham a textura fluidal do tinguaiúto.

- b — O tinguaiúto pode passar gradualmente a foiaúto.
- c — Ocorrem diques de tinguaiúto cortando foiaúto.

5 — Diques anelares

Nos últimos 50 anos foram descritos diques anelares em numerosos lugares do globo. O trabalho clássico refere-se ao jazimento de Glen Coe, na Escócia, descrito por **Clough et al.** (1909). Posteriormente, foram identificados em vários países e frequentemente associados a jazimentos de rochas alcalinas, sendo que nos Estados Unidos, no Estado de New Hampshire, ocorrem 15 complexos diferentes, (**Billings**, 1943). Admite-se que a intrusão de um dique anelar é precedida pela formação de uma ou mais fendas circulares quase verticais. No entanto, existem dois problemas fundamentais: o primeiro refere-se às forças envolvidas para a formação das fendas circulares e o segundo à origem do espaço ocupado pelo dique anelar. O conceito do mecanismo da intrusão de um dique anelar foi estabelecido por **Anderson** (1936). Admite este autor uma câmara magmática a vários quilômetros de profundidade, com forma parabólica, tendo o magma, inicialmente, o mesmo peso específico que as encaixantes, estando por isso sujeito às mesmas pressões. No entanto, havendo um aumento da pressão da câmara magmática, as encaixantes estariam sujeitas a um sistema de tensões atuando através da superfície, que, nas proximidades da câmara magmática seria grosseiramente cônica, representado pelas linhas finas da fig. 15 que representam a intersecção dessas superfícies com o plano do diagrama. As tensões superimpostas, com o aumento da pressão do magma, seriam a causa da formação de uma série de fraturas, ao longo das quais o magma subiria formando os “conesheet”.

Se mudarem as condições e a pressão da câmara magmática diminuir, as encaixantes estarão sujeitas a tensão. As fraturas de tensão em tais condições seriam paralelas ao contacto da câmara magmática e estão na fig. 15 representadas pelas linhas interrompidas. O mergulho divergente de tais fraturas seria muito pequeno, segundo **Anderson**, para ser ocupado por um dique anelar. Admite que o dique anelar segue a direção de ruptura representada pelas linhas grossas da fig.

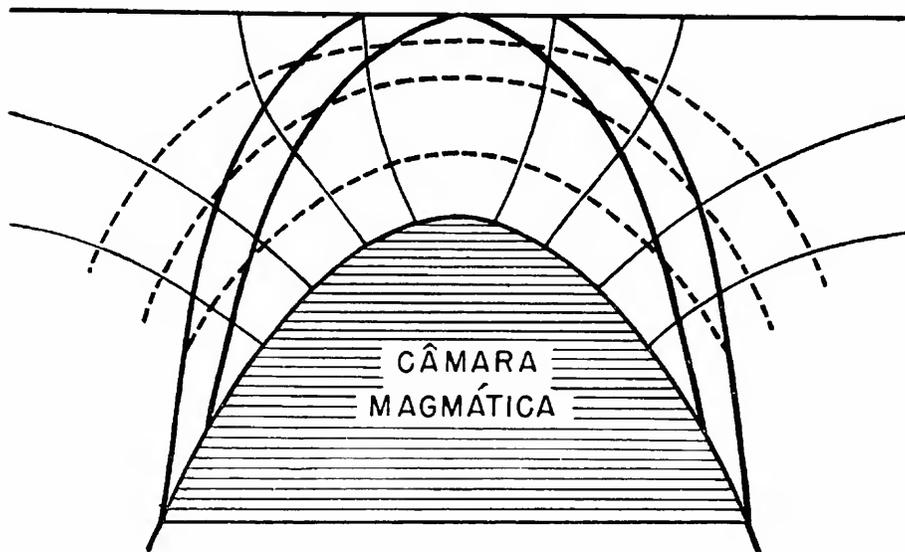


Fig. 15 — Diagrama da formação de diques anelares e "cone-sheet", segundo Anderson, 1936.

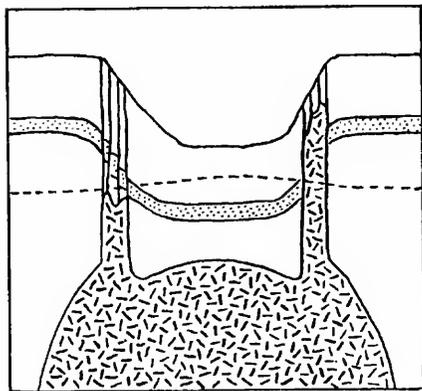


Fig. 16 — Diagrama esquemático da formação de diques anelares verticais, segundo Billings, 1945.

15. Um corpo limitado por tal sistema de fraturas seria parabólico e convexo para cima. Uma cavidade potencial entre a rocha encaixante e o bloco central em abatimento seria ocupada pela ascensão do magma. Posteriormente, a erosão faria ressaltar um corpo intrusivo, anelar em planta, mergulhando para fora. No entanto, numerosas observações em diques anelares, (**Billings**, 1945, **Kingsley**, 1931, p. 162), mostram que essa hipótese não é inteiramente satisfatória, pois os contactos externos dos diques anelares quase sempre são verticais ou mergulham para o centro do complexo. Diques anelares verticais são explicáveis se admitirmos uma intrusão controlada por uma zona circular de fraturas verticais, com largura comparável à do dique anelar (fig. 16, segundo **Billings**, 1945).

Como já foi assinalado no item 4 deste capítulo, o magma nefelínico subiu na periferia do maciço ao longo de fendas circulares formando o grande dique anelar, quase completo, apenas não reconhecido no bordo SE do maciço. Ressalta-se morfológicamente, delimitando quase todo o maciço e é acompanhado na metade norte por outro incompleto. No atual estágio de erosão a altitude do dique anelar é em parte função de sua espessura e posição com o gnaisse encaixante. Assim, a menor altitude e espessura são a W de Águas da Prata, onde possuem poucos metros. No bordo W, a SW de Cascata, o dique anelar diminui rapidamente de espessura e altitude, limitando-se no lado externo com o gnaisse sobrelevado e no interno com os sedimentos e rochas vulcânicas perturbadas que mergulham para o interior do complexo. Os contactos externos do dique anelar, quando expostos, são verticais ou quase verticais e nesse caso mergulham para o interior do maciço. O seu raio é de mais ou menos 16 km, assemelhando-se ao de Franconia Quadrangle, em New Hampshire, que possui 7,5 milhas de raio (**Billings**, 1943). O dique anelar em quase todo o bordo externo limita-se com o gnaisse ou fenito, com exceção do bordo NE-N-NW, onde ocorrem intrusões posteriores de foi-aíto, lujaurito e chibinito.



Fig. 17 — Vista do Vale do Quartel. Em primeiro plano, à direita, a superfície plana formada pelas brechas de tinguaito. Nos fundos, à esquerda, a Serra do Mirante.



Fig. 18 — Serra de tinguaito, ao norte de Andradas, formando o grande dique anelar.

O dique anelar é formado de tinguaito, semelhante aos demais do maciço, tendo a diferenciá-lo a ocorrência de pequenos autólitos de microfoaíto, cujo tamanho geralmente não excede 3 cm de diâmetro. São formados de cristais de feldspato e piroxênio com disposição radial. A quantidade desses autólitos varia de um afloramento a outro, havendo zonas de maior concentração. São comuns pontos pretos, milimétricos, formados de hauína e dispostos irregularmente. O melhor afloramento é o da pedreira Bortolan, à margem da rodovia Poços de Caldas-Cascata. No tinguaito ocorrem freqüentemente concentrações pegmatóides de foiaíto, formando bolsões irregulares ou veios pegmatóides, assim como xenólitos que foram levados com a ascensão do magma, fato êsse, também assinalado por outros autores na descrição de diques anelares (Billings, 1945, p. 51, Kingsley, 1931, p. 162, Richey e Tho-

maz, 1932, p. 784 e Clough et al., 1909, p. 633). No bordo N do planalto, na serra de Poços, numa faixa de algumas dezenas de metros, o tinguaito assemelha-se a uma brecha magmática, tal a quantidade de xenólitos. A matriz com textura porfirítica engloba numerosos fragmentos, variando o tamanho desde menos de 1 cm até mais de meio metro. O contôrno dos xenólitos é anguloso ou arredondado e no contacto com a matriz observa-se nesta, às vêzes, côr diferente (bordo de reação?) e fenocristais de tamanho menor. Os xenólitos são formados principalmente de foiaíto, às vêzes de granulação grosseira, microfoiaíto, tinguaito, fonólito, piroxenitos e biotita-piroxenitos, de textura e granulação variáveis e raros fragmentos de arenito silicificado. Alguns xenólitos, aparentemente de piroxenitos pegmatóides, são formados por agregados de aegerina com mais de 2 cm de comprimento e dispostos irregularmente entre massas foiaíticas. Em xenólitos de granulação fina, a aegerina e a biotita possuem disposição paralela e apresentam textura xistosa. Não observamos nenhum fragmento de gnaiss. A matriz é rica em cavidades preenchidas por calcita, agulhas de aegerina, prismas de natrolita e raramente neptunita e apofilita. Microscòpicamente a matriz apresenta grande quantidade de nefelina, que forma fenocristais idiomorfos, com freqüente alteração parcial ou total para cancrinita ou natrolita, fenocristais de sanidina e pequena quantidade de cristais de aegirina, geralmente hipidiomorfos ou xenomorfos, rodeados por uma massa microcristalina de feldspato, feldspatóides e aegirina. Em algumas lâminas a matriz apresenta textura protoblástica, na qual os fenocristais de nefelina estão partidos e dispostos paralelamente ao alinhamento dos minerais da matriz microtinguaítica, sugerindo movimentação num estado plástico. A presença de grande número de cavidades preenchidas por minerais primários e secundários da rocha e a freqüente alteração da nefelina em cancrinita e natrolita, bem como a ocorrência de calcopirita fazem supor atividade hidrotermal. Ocorrem xenólitos em todo o dique anelar, se bem que menos numerosos (fig. 19).

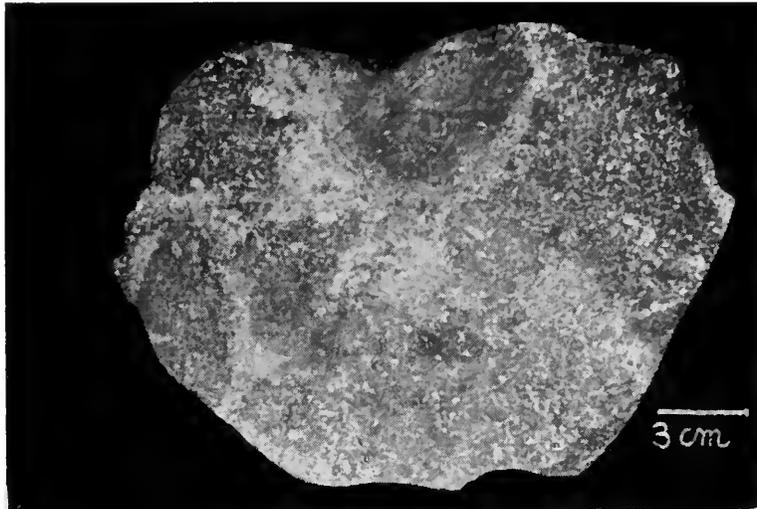


Fig. 19 — Tinguaito rico em xenólitos. Serra de Poços.

O mergulho da textura fluidal é para o interior do maciço. Da serra de Poços para o interior do maciço afloram somente tinguaitos numa faixa de vários quilômetros e depois o foiaíto do Aeroporto. Torna-se assim difícil compreender como e porque acham-se concentrados, numa estreita faixa, xenólitos com tão grande variação de tamanho e litologia. Ocorrem rochas desde superficiais até plutônicas, algumas de densidade elevada, como os piroxenitos ($D = 3.2$), que não afloram na superfície. Devemos admitir um abatimento inicial no centro que possibilitou a formação e diferenciação das várias rochas encontradas como xenólitos. Em estágios posteriores de abatimento, na ocasião da ascensão do magma formando o dique anelar, foram englobados e carregados fragmentos de diferentes rochas situadas em diferentes níveis.

6 — Formação de lujaurito, chibinito e foiaíto

Na metade norte do maciço ocorrem intrusões posteriores de foiaíto, cortando e acompanhando o dique anelar. Igualmente posterior é a formação do lujaurito e chibinito, em forma de crescente, com a maior espessura numa direção normal à xistosidade do gnaisse. O chibinito, no contacto NE, é separado do

gnaisse por foiaíto também posterior ao dique anelar. Às vezes o chibinito parece ser intrusivo no foiaíto e em outros casos reconhece-se uma simples transição, desaparecendo as concentrações de eudialita e mudando gradualmente a textura traquitóide para equigranular.

COMPARAÇÃO COM OUTROS JAZIMENTOS DE ROCHAS ALCALINAS

Dentre os grandes maciços alcalinos de Kola, Illimaussak, Itatiaia, Pilansberg e Poços de Caldas, os três primeiros são constituídos principalmente por rochas do tipo plutônico, enquanto que nos dois últimos ocorrem em grande área rochas vulcânicas (Pilansberg) e hipabissais (Poços de Caldas). No quadro abaixo, observa-se que os jazimentos do tipo plutônico apresentam grande variação litológica, aflorando junto à periferia as rochas mais ácidas, como granito e lestivarito, em Kola (**Fersman**, 1894), soda granito e nordmarquito, em Illimaussak (**Ussing**, 1911), nordmarquito em Itatiaia, (**Lamego**, 1936) e mais para o centro estão representados tipos cada vez mais insaturados. Segundo **Backlund** (1933, p. 4), nos maciços alcalinos plutônicos parece ser regra que a variação da composição químico-mineralógica apresenta maior diversificação com o aumento do tamanho da intrusão.

Quadro comparativo das rochas plutônicas

1	2	3	4	5
Lestivarito	Soda Granito	Nordmarquito	Sienito	Foiaíto
Umptekito	Nordmarquito	Sienito	Foiaíto	Chibinito
Chibinito	Augita-Sienito	Foiaíto		Lujaurito
Chibinito traquitóide	Foiaíto			
Foiaitos	Naujaito			
Urtito	Karkotokito			
Ijolito	Lujaurito			

1 — Península de Kola (**Fersman**, in **Backlund**, 1933)

2 — Illimaussak, (**Ussing**, 1911)

3 — Itatiaia, (**Lamego**, 1936)

4 — Pilansberg, (**Shand**, 1929)

5 — Poços de Caldas

Como Poços de Caldas e Pilansberg não podem ser considerados jazimentos plutônicos, seria talvez essa a causa da pequena variação litológica. O mecanismo da intrusão do maciço de Kola é muito complicado, principalmente na periferia, que representa as fases mais antigas da intrusão e na parte central do maciço ocorre um conjunto de "cone sheet" e diques anelares (**Eliseev et al.**, 1937). **Ussing** (1911, p. 299) admite para Illimaussak a ascensão do magma pelo abatimento de blocos do teto sugerido pelos contactos verticais com as encaixantes e a existência, no augita-sienito, de grandes blocos de arenito, de até 200.000 metros cúbicos. Em nenhum dos três maciços, de Kola, Illimaussak e Pilansberg é feita menção de perturbações tectônicas nas encaixantes como consequência da intrusão do magma alcalino, como ocorreu em Poços de Caldas. Os grandes complexos calco-alcalinos da África do Sul, contemporâneos ao vulcanismo de Poços de Caldas, como Erongo, Brandberg e Messum (**Korn e Martin**, 1953, 54) são caracterizados por atividade passiva do magma que preencheu vazios formados pelo abatimento de blocos do teto.

TECTÔNICA

O escudo cristalino no sul do Brasil foi atravessado por numerosas intrusões alcalinas. Como pode ser visto na fig. 20 estas se estendem ao longo de duas direções principais. A primeira, no sentido NE, pode ser subdividida em duas paralelas: uma, acompanhando a linha da costa com as intrusões de Cananéia, São Sebastião e ilhas próximas, Tinguá, Gericinó, Mendanha e Cabo Frio e a outra mais para o interior: Lages, Jacupiranga, Serrote, Ipanema e Itatiaia. A segunda direção, quase normal à primeira, no sentido NW, consta das intrusões de São Sebastião, Poços de Caldas, Araxá, Salitre e Serra Negra.

Guimarães (1947, p. 39) já chamou a atenção para a ocorrência dos jazimentos alcalinos, paralelos à costa, no Estado do Rio de Janeiro. **Freitas** (1951, p. 86) associa as intrusões alcalinas com os fenômenos tectônicos responsáveis pela for-

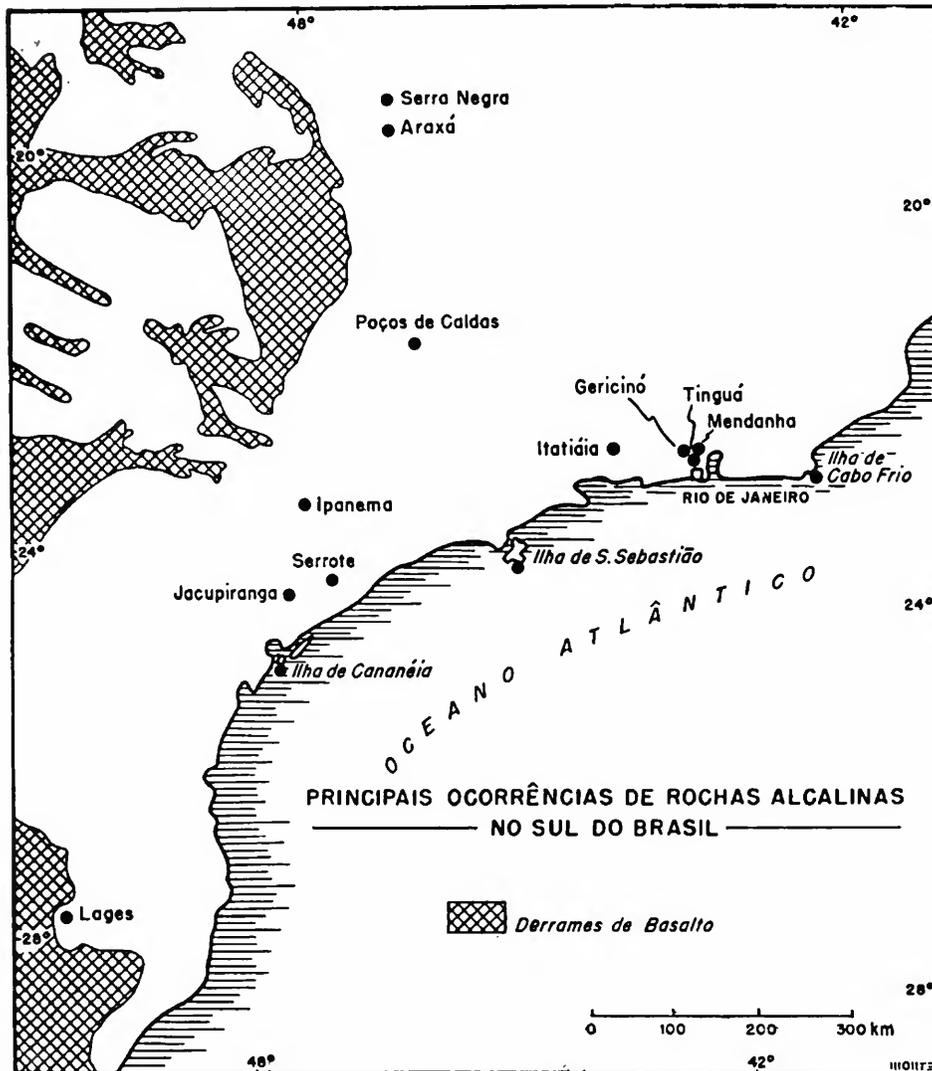


Fig. 20.

mação das serras do Mar e da Mantiqueira. Em seu mapa tectônico do Brasil, **Freitas** (1951) considera de arqueamento do escudo cristalino no sul do Brasil as direções NW e NE. O arqueamento do escudo cristalino, produzindo tensões regionais em grande escala, seria o responsável pelo ciclo diastrófico que teria possibilitado no Mesozóico a ascensão do magma básico e posteriormente a formação dos maciços alcalinos. A existência de duas linhas de tensão, no sul do Brasil, uma pa-

Faculdade de Filosofia
Ciências e Letras
Biblioteca Central

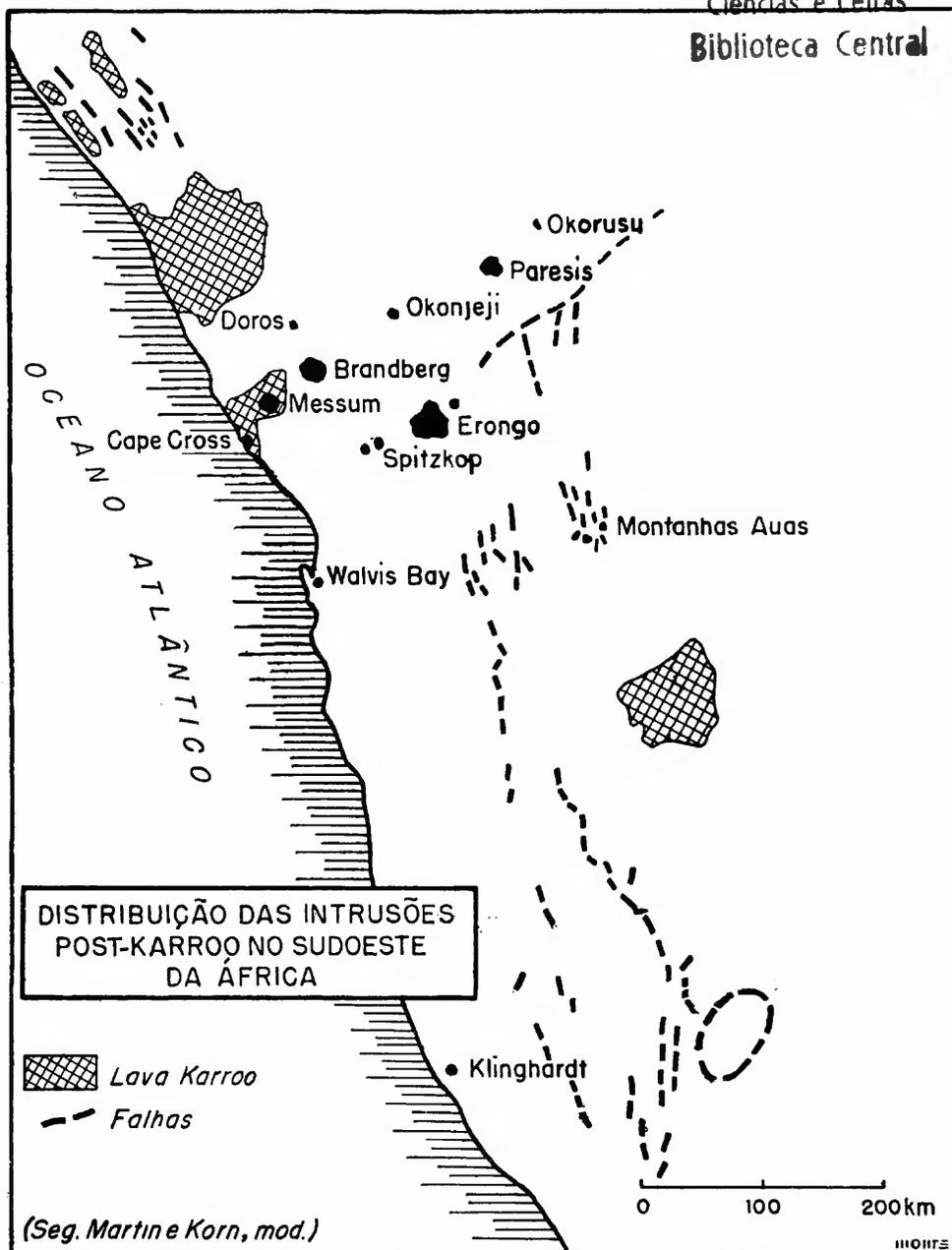


Fig. 21.

ralela à linha da costa e outra normal a primeira, que permitiram a subida do magma básico foi reconhecida por **Leinz** (1949, p. 54).

No Sudoeste da África, as direções de falha do Mesozóico ou posteriores, são paralelas à linha da costa e as grandes intrusões alcalino-graníticas, posteriores às manifestações básicas, alinham-se numa direção contínua de tensão, mais ou menos normal às direções de falha e em menor escala, paralelas à costa (fig. 21).

No capítulo referente ao mecanismo da intrusão alcalina, no jazimento de Poços de Caldas, já foi mencionado o levantamento, provavelmente escalonado, de blocos do embasamento cristalino. Nos contactos com o tinguaiito, o gnaisse está geralmente fraturado e são freqüentes zonas de milonitização. Também no tinguaiito, perto do contacto, é comum um aumento na freqüência das diaclases, principalmente no bordo SE.

Na fig. 22 estão representados alguns dos elementos estruturais observados no maciço de Poços de Caldas. As várias observações são representadas pelos polos dos planos projetados em diagrama de Wulf. Os dados foram colhidos nos seguintes afloramentos:

- 1 — Gnaisse — Afloramento próximo ao contacto com o tinguaiito, na estrada de rodagem para São Sebastião da Grama.
- 2 — Fenito — Serra da Lagoa.
- 3 — Brecha vulcânica — Barragem do Bortolan, no rio das Antas.
- 4 — Tinguaiito — Pedreira Bortolan.
- 5 — Tinguaiito — Pedreira da Prefeitura.
- 6 — Tinguaiito — Estrada de rodagem para Caldas, ao sul de Laranjeiras.
- 7 — Tinguaiito — Corte na estrada de rodagem Poços de Caldas-Andradas.
- 8 — Lava fonolítica — Idem.

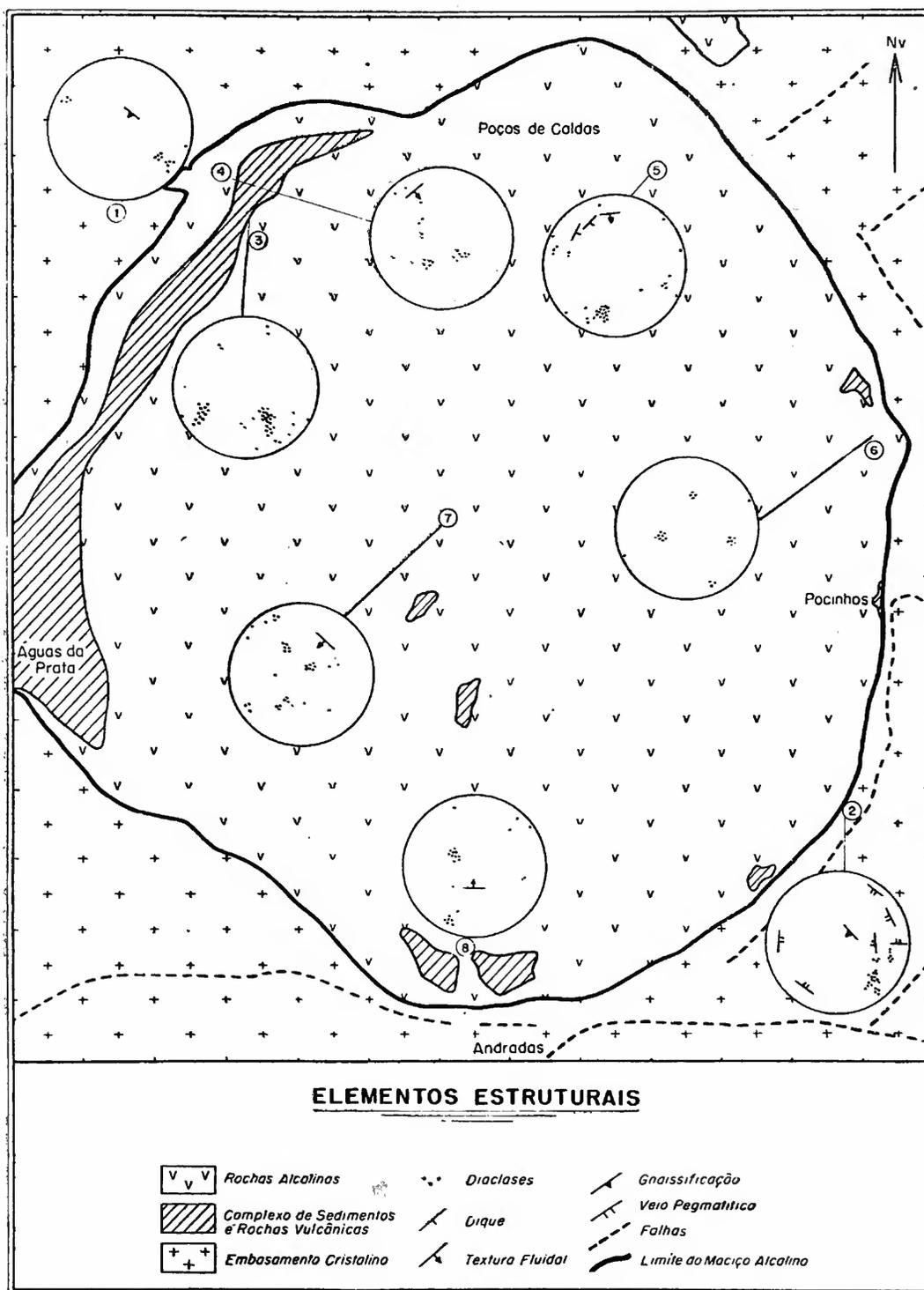
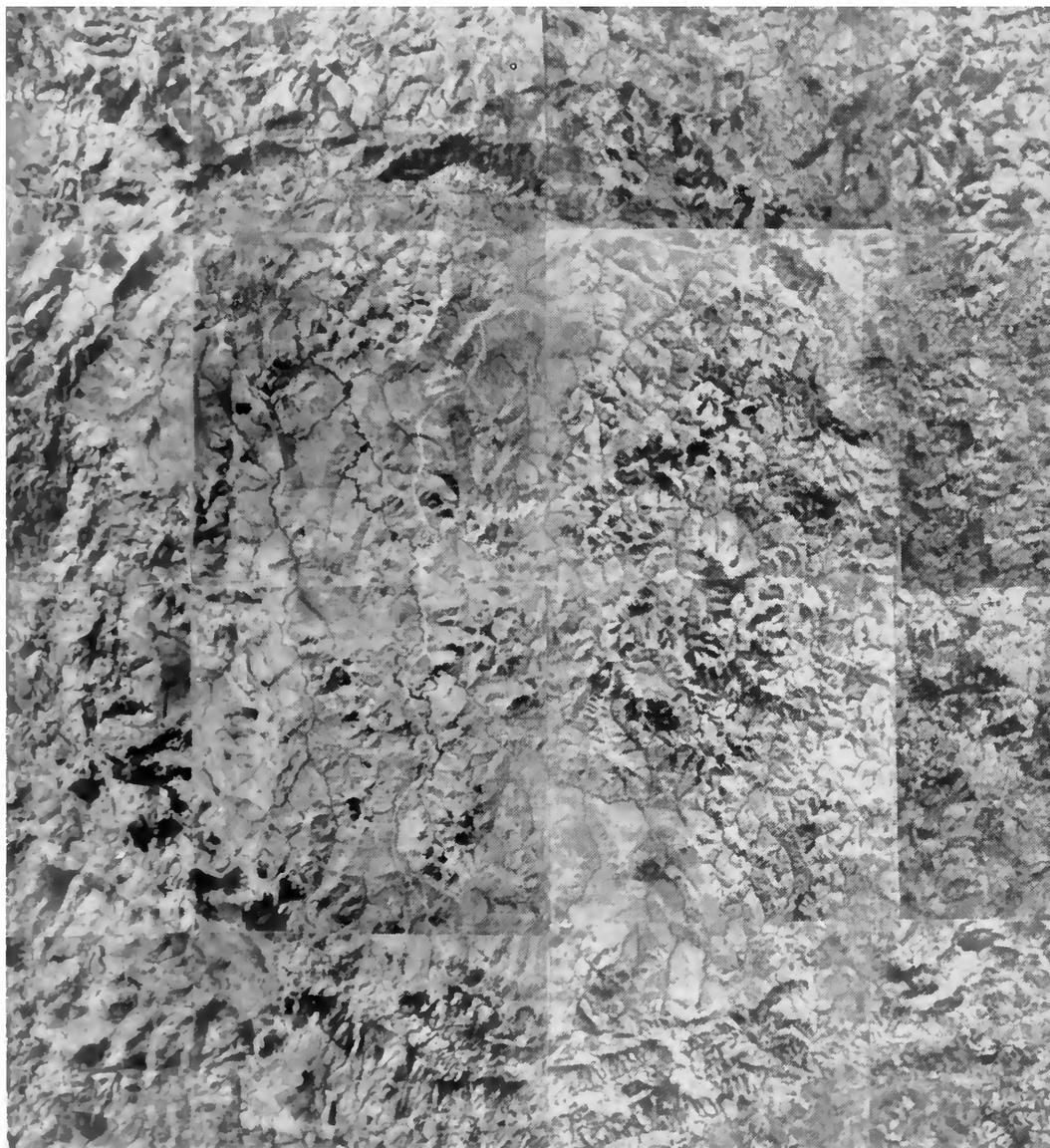


Fig. 22.



FAACULDADE DE FILOSOFIA, CIÊNCIAS E LETRAS

fig. 23.

No gnaisse e no fenito (projeções 1 e 2) predominam as diaclases de tensão, perpendiculares à xistosidade. No tinguaiço do dique anelar (projeções 4, 5 e 6) ocorrem, além das diaclases de tensão, as longitudinais. A projeção das diaclases na brecha (projeção 3) mostra dois máximos de frequência, um normal à direção dos afloramentos da brecha e outro paralelo. Nas diaclases do tinguaiço, na área centro sul, predominam também as longitudinais e as de tensão.

E' provável que sejam íntimas as relações entre as direções de diaclases e a drenagem dos rios no planalto. Observando-se a redução do mosaico do levantamento aéreo (fig. 23) notam-se duas áreas mais ou menos distintas em sua feição morfológica. A maior, apresentando estágio de maturidade, ocupa a área N-W-S do maciço e mostra drenagem anelar, ao passo que a menor, na área E, com relêvo entre juventude e maturidade, possui um sistema misto de drenagem radial e anelar.

O rio principal, o das Antas, nasce perto do bordo SE e dirige-se para NW atravessando todo o complexo. Na área ocupada pelo tinguaiço e foiaíto o seu curso é em ângulos quase retos, ora para NE e ora para NW, direção essa também seguida pelos seus afluentes. A erosão remontante, no atual curso do rio das Antas, perto do contacto com o gnaisse, parece ser fenômeno de captura, pois o curso normal, ao cortar o dique anelar seria o do rio do Peixe.

Após a formação do dique anelar ocorreram falhamentos em grande extensão. Os indícios de que êstes falhamentos são posteriores às atividades magmáticas são principalmente morfológicos:

a — No bordo S, tangenciando o dique anelar, corre um grande vale no sentido E-W, desde a E da cidade de São João da Boa Vista até Santa Rita de Caldas, assemelhando-se a um "graben". E' limitado ao sul pelo gnaisse falhado em blocos escalonados, com escarpas abruptas, diagonais à xistosidade, formando uma linha quase contínua. No tôpo da escarpa há uma superfície suave, que mergulha para o sul e os riachos

que vão ter ao vale apresentam vales suspensos. O “graben” no seu lado norte é menos regular, formando reentrâncias, como a serra do Óleo, onde são comuns vales suspensos e em parte a serra do Caracol. Os indícios de que estes falhamentos são posteriores ao dique anelar são revelados pelos riachos, que com grande gradiente, conseguiram cortar o dique anelar, onde a sua espessura é menor. Atualmente exercem grande trabalho erosivo, nos sedimentos pouco consolidados e lavas fonolíticas alteradas, desenvolvendo um sistema de drenagem dendrítica e capturando as cabeceiras dos riachos do planalto.

b — Outra direção de falhamento é N-S, tangenciando o maciço no bordo W. É também ressaltada morfológicamente, cortando diagonalmente a xistosidade.

c — Na fig. 23 nota-se, no quadrante NE do maciço, uma linha contínua de vales, que se ressaltam morfológicamente, servindo de divisor de duas áreas morfológicas distintas. Esta linha continua para fora do maciço, formando a serra da Picada, cuja linha de escharpa de falha é quase normal à xistosidade do gnaisse.

d — O esculpamento do gnaisse no sentido N-S, a E da cidade de Caldas, bem como o esculpamento no fenito, acompanhando o contacto SE com o tinguaito sugerem pertencer a falhamentos posteriores à intrusão alcalina.

MAPA GEOLÓGICO

O levantamento geológico por nós elaborado foi feito com auxílio de mapas topográficos nas escalas de 1:10.000 e 1:25.000. As observações de campo, que abrangem mais de 2.000 afloramentos foram transcritas em mapa na escala de 1:50.000. Como o mapa topográfico não abrange pequena área a W de Aguas da Prata, o contacto da intrusão alcalina e as encaixantes deixou de ser representado.

Em vários lugares, tanto nas rochas alcalinas como no embasamento cristalino, observamos desvios na agulha da bússola de até 180°, quando em contacto com a rocha.

Gnaiss e fenitos

Os contactos da intrusão alcalina e as encaixantes, sempre que possível foram acompanhados e na ausência de afloramentos observamos e anotamos o aparecimento de grãos de quartzo no solo. Contactos nítidos, nos quais se observam as duas rochas lado a lado e no estado fresco, são raros. O gnaiss está muitas vezes brechado ou, pelo diaclasamento intenso, muito alterado.

Sedimentos

No mapa geológico, os vários tipos de sedimentos estão mapeados em conjunto. Estes compreendem camadas argilo-arenosas, com estratificação horizontal e arenitos silicificados com estratificação cruzada. Os sedimentos da base do pacote, formados pela alternância de leitos arenosos e siltosos, com intercalações de folhelhos, afloram apenas a E da cidade de Águas da Prata e ao norte de Andradas. A melhor exposição dos sedimentos da base é ao longo da estrada de rodagem que sobe beirando uma elevação de quase 200 metros, ligando Águas da Prata à fazenda Refúgio. As camadas estão perturbadas de sua posição inicial, mergulhando para o interior do maciço, com ângulo menor de 20° e atravessadas por pequenos diques alterados. Na cidade de Águas da Prata, situada na base da elevação, afloram principalmente os arenitos do topo do pacote, deslocados por falhamentos, provavelmente NS. Num afloramento ao norte da cidade, nas proximidades do parque municipal, sedimentos argilosos foram cortados por intrusão de tinguaito, no qual notamos agregados centimétricos de feldspato e nefelina, assemelhando-se a pseudo-teucita. Os demais afloramentos de sedimentos desta área são sempre de arenitos que acompanham o dique anelar e são cobertos por rochas piroclásticas e lavas. Às vezes, os arenitos apresentam indícios de retrabalhamento com adição de material provavelmente vulcânico, o que pode ser observado na fazenda Cachoeirinha e num afloramento nas proximidades da estrada de ferro entre Cas-

cata e Poços de Caldas, onde delgadas camadas de arenito estão intercaladas com brechas alteradas. No rio das Antas, nas proximidades da cachoeira do Ozório, os arenitos limitam-se com o tinguaiço do dique anelar e brechas. Formam uma faixa, em forma de cunha, que penetra no dique anelar e foram soerguidos com a ascensão do magma.

No afloramento ao sul de Laranjeiras o arenito silicificado está englobado no dique anelar e mergulha para o interior do maciço. Os sedimentos do sul do planalto foram intensamente perturbados, sobretudo nas proximidades do dique anelar.

Rochas vulcânicas

Como rochas vulcânicas estão mapeados tufos, brechas, aglomerados vulcânicos e lavas ankaratríticas. Na faixa N-NW-W do complexo ocorrem as maiores variações litológicas, formando camadas alternadas, comumente decompostas, o que impede a delimitação correta das várias rochas.

Tufos e brechas — As rochas piroclásticas são constituídas principalmente por brechas e em menor escala por tufos. A estratificação em vários afloramentos de brecha sugere retrabalhamento e deposição posterior. Entre Águas da Prata e Cascata as brechas são de cor castanho escura, predominando fragmentos de gnaisse, diabásio e sedimentos e no cimento ocorre quartzo arredondado em grande quantidade. Tufos com intercalações de bombas vulcânicas aparecem na estrada de ferro, um pouco acima do cruzamento com a estrada para a fonte Platina. De Cascata, até as proximidades de Poços de Caldas, as brechas, quando frescas, são de cor verde e, em geral, com poucos fragmentos.

Na área central do maciço há dois afloramentos decompostos formados de rochas vulcânicas. O primeiro, é cortado pela rodovia Poços de Caldas-Andradas e consta de camadas alternadas, constituídas de material de granulação fina, com quartzo rolado e cimento argiloso. Trata-se provavelmente de um

antigo lago que recebeu contribuição de tufos vulcânicos e sedimentos retrabalhados. O segundo, um pouco a SE do primeiro, situado numa posição topográfica mais elevada, consta de brechas alteradas estratificadas. Nos dois afloramentos observa-se que estas rochas foram perturbadas pela intrusão de tinguaito. A pequena área formada de brechas alteradas, nas proximidades do contacto SE com o fenito, foi também cortada por tinguaito, bem como os pequenos afloramentos ao norte de Pocinhos do Rio Verde.

Aglomerados vulcânicos e lavas ankaratríticas — No vale do Quartel aparecem bons afloramentos de lavas ankaratríticas, geralmente aglomeráticas. Estão quase sempre associadas aos aglomerados vulcânicos, que são constituídos de fragmentos de lavas, cimentados pelos próprios minerais da lava fragmentados. Pequenos afloramentos de lavas ankaratríticas alteradas ocorrem entre Cascata e a cachoeira do Ozório e também ao sul de Laranjeiras, nas proximidades do contacto com o gnaisse.

Lavas fonolíticas

As lavas fonolíticas, em geral intemperizadas formam um relêvo suave no sul do maciço. Bons afloramentos ocorrem somente em alguns cortes na estrada de rodagem. Os contactos com o tinguaito foram demarcados apenas no dique anelar, e nos morros do Mel e do Tamanduá, sendo os demais inferidos devido a ausência de afloramentos.

Tinguaitos e fonólitos

A arbitrariedade do critério na individualização dessas duas rochas, que mostram frequentemente passagem gradual de um tipo a outro, já foi mencionada na p. 18. Formam a maior parte do maciço e apresentam algumas variações como o analcita-fonólito e tinguaito com pseudo-leucita. As áreas de brechas de tinguaito, do bordo SE, são irregulares e os contactos com o tinguaito são pouco nítidos.

Rochas plutônicas

Foram observadas as relações tinguaito e foiaíto e sempre que possível os contactos foram seguidos.

O contacto do foiaíto com o tinguaito, ao N do aeroporto segue geralmente a direção NE, acompanhando de certo modo a crista das elevações. Neste contacto há bons afloramentos no campo e nas pedreiras em exploração, que permitem estabelecer as relações entre as duas rochas. Mais para o norte, na base da serra do Selado e ao longo do ribeirão do Charque o foiaíto é de granulação fina, aparentando passagem gradual para o tinguaito. Nas pedreiras do lado esquerdo da estrada para Campestre, aflora microfoiaíto, com zonas pegmatíticas e bolsões pegmatóides. O contacto sudeste desta larga faixa de foiaíto obedece também direção geral NE, mas é pouco nítido, dificultado pela passagem quase gradual para tinguaito.

Na área do Serrote, o foiaíto apresenta-se como um corpo quase circular, tendo em seu interior afloramentos de tinguaito. No contacto E o foiaíto, de granulação grosseira, corta o tinguaito em vênulas e pequenos pegmatitos acompanhando a textura fluidal do tinguaito e a N-NW o foiaíto corta o tinguaito e tinguaito com pseudo-leucita. Êste, perto das minas de zircônio, pode apresentar granulação grosseira, assemelhando-se a foiaíto com pseudo-leucita. Nas proximidades do contacto, os pseudomorfos diminuem de tamanho, tornando-se reconhecíveis às vezes, apenas no tinguaito decomposto. O contacto ao sul é comumente uma zona de microfoiaíto. Nas duas rochas são freqüentes agregados de eudialita.

Nas demais ocorrências de foiaíto da área interna do maciço, os contactos com o tinguaito, devido à cobertura vegetal, em geral são inferidos.

Na parte N do complexo, o lujaurito apresenta passagem gradual para chibinito. Com o foiaíto os contactos do chibinito não puderam ser observados pela ausência de afloramentos, mas os contactos lujaurito e foiaíto estão razoavelmente demarcados.

RECURSOS MINERAIS

As principais riquezas minerais do planalto de Poços de Caldas são representadas pelas jazidas de bauxita e zircônio uranífero. Últimamente foram descobertos e estão sendo prospectados os depósitos de tório e terras raras do morro do Ferro. **Bauxita** — Jazidas de bauxita foram descobertas nos últimos vinte anos (Teixeira, 1937) e atualmente está sendo incrementada a prospecção por várias companhias. As maiores jazidas estão situadas na metade norte do complexo e são formadas principalmente a partir da decomposição dos tinguaiços.

Minerais de zircônio — Nos estudos petrográficos das rochas alcalinas do maciço não foi descrito o zircão como mineral primário. Nos foiaços e tinguaiços são comuns como minerais zirconíferos primários a eudialita, lavenita, rosenbuschita, gianetita e pennaita, êstes dois últimos primeiramente descritos por Guimarães (1948). Os minerais zirconíferos teriam sido destruídos por processos hidrotermais e posteriormente precipitados em fendas sob forma de óxidos e silicatos de zircônio (Franco, 1947).

No minério zirconífero foi constatada a presença de urânio com teor médio, em geral, de 0,5 por cento de óxido de urânio. Num levantamento aéreo, as maiores anomalias radioativas estão em geral associadas a depósitos de minérios de zircônio, com exceção do morro do Ferro, onde as anomalias resultam da ocorrência de minérios de tório (Oliveira, 1956). As maiores jazidas zirconíferas são as do Serrote, Taquarí e Pouso Alegre e acham-se nas proximidades do contacto foiaço-tinguaço. Compreendem depósitos primários (vieiros) e secundários (aluviais e eluviais). Os vieiros, cortando rochas profundamente intemperizadas, são formados por zircão, baddeleyta e caldasita, que é uma mistura formada pela associação de óxido e silicato de zircônio. Nos depósitos secundários predominam concreções mamelonares, constituídas de óxidos de zircônio e chamadas "favas".

A área NE do planalto formada principalmente por lujaurito e chibinito, rochas ricas em eudialita, apresenta também

fortes anomalias radioativas. No entanto, fenômenos de atividade hidrotermal parecem estar ausentes, pela ausência de depósitos zirconíferos.

RESUMO

O presente trabalho apresenta um estudo da geologia do maciço alcalino de Poços de Caldas. Pela sua área, que é da ordem de 800 quilômetros quadrados, é considerado um dos maiores complexos formados exclusivamente por rochas nefelínicas. Possui forma elíptica, com 35 km no sentido NE-SW e 30 km no sentido NW-SE e ainda um stock de foiaíto, com cerca de 10 quilômetros quadrados. A W limita-se com a bacia sedimentar do Paraná e a E com os contrafortes da serra da Mantiqueira. O maciço está encaixado entre granito e gnaisse, que nos quadrantes SE e em menor escala no quadrante NW, foi afetado metassomáticamente pelo processo de fenitização, principalmente ao longo da direção de xistosidade. No quadrante NW o fenito é de cor cinza esverdeada e no quadrante SE sua cor é vermelha.

O maciço é constituído principalmente por rochas nefelínicas, tinguaiños e foiaíños, mas possui em seu interior rochas anteriores à intrusão alcalina. São sedimentos e rochas vulcânicas formadas por tufos, brechas, aglomerados e lavas ankaratríticas. Os sedimentos acompanham o contacto com o gnaisse e afloram em maior extensão nas áreas W e S do complexo. A base do pacote sedimentar consta de camadas argilo-arenosas, com estratificação horizontal e o tópo é formado por arenitos com estratificação cruzada. Acham-se perturbados e mergulham, no geral, para o interior do maciço. Sobre os sedimentos foram depositados brechas, tufos e lavas, que formam uma faixa contínua no bordo N-W. Nas brechas predominam fragmentos de sedimentos, gnaisse, diabásio e lavas. O cimento é rico em quartzo detrítico arredondado. Na diagênese, a ação de soluções hidrotermais é evidenciada pelo aparecimento de biotita autógena e um feltro de microcristais de aegerina e apatita. No cimento, a calcita secundária é

muito comum, chegando a substituir parcial ou totalmente o quartzo. As lavas ankaratríticas, quase sempre em espessos derrames, formam freqüentemente aglomerados. Vestígios de rochas vulcânicas são encontrados em quase todo o bordo interno, indicando que a atividade vulcânica abrangeu grande área. Após essa atividade vulcânica formaram-se fonólitos, tinguaiços e foiaços, com freqüentes passagens de um tipo de rocha a outro. Os tinguaiços constituem a maior área do complexo e apresentam grande uniformidade. Em algumas áreas principalmente nas proximidades de Cascata afloram variedades com pseudo-leucita e analcita. Os foiaços são intrusivos no tinguaiço, mas a "mise-en-place" provavelmente deu-se contemporaneamente, sugerida pela passagem, não raro, gradual de uma rocha a outra.

Além dos vários tipos de foiaços, equigranulares e traquitóides, afloram em pequena extensão lujaurito e chibinito. Para o mecanismo da intrusão é admitido o levantamento de blocos do embasamento cristalino que precedeu a atividade vulcânica. Durante ou após a atividade vulcânica deu-se o abatimento da parte central com formação de fendas radiais e circulares, que permitiram a subida do magma. A existência, mesmo no atual estágio de erosão, de pequenas áreas de material vulcânico perturbado pela intrusão, indica que o abatimento não foi total, tendo parte do teto servido de encaixante para a formação dos tinguaiços e diferenciação de foiaços. Na periferia formou-se o grande dique anelar de tinguaiço, com mergulhos verticais ou quase verticais, de espessura variável, formando um anel quase completo. A dedução da forma geométrica da intrusão de tinguaiços da parte central do maciço é dificultada pela grande homogeneidade mineral e textural das rochas. O abatimento iniciou-se no centro, onde a intensidade deste fenômeno deu-se em maior escala, sendo anterior à formação do dique anelar. Evidenciando este fato, observamos no interior do dique numerosos xenólitos de rochas do interior do maciço. Finalizando os eventos magmá-

ticos na região deu-se a intrusão dos foiaítos sob a forma de diques menores cortando o grande dique anelar.

A seqüência das intrusões parece ser do centro para a periferia, contrariando a observada na maioria das intrusões alcalinas.

O planalto é formado de duas áreas geomorfológicamente distintas: a maior, com drenagem anelar e a menor, com relêvo entre juventude e maturidade, na qual predomina a drenagem radial. E' provável que parte do sistema de drenagem obedeça às direções principais de diaclases.

Após a atividade do magma alcalino ocorreram falhamentos em grande área, dos quais o principal formou o "graben" E-W que tangencia o bordo sul do complexo.

Os recursos minerais são representados por jazidas de bauxita e de minerais zirconíferos como zircão, caldasita, baddeleyta, nos quais há teores variáveis de urânio e os depósitos de tório e terras raras. Os minerais zirconíferos e os de tório são formados a partir de fenômenos ligados a processos hidrotermais, que destruíram os minerais primários e possibilitaram a posterior precipitação em fendas

BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON, E. M. — (1936): **The dynamics of the formation of cone sheet, ring-dikes and cauldron subsidences**, Proc. Roy. Soc. Edinburg, v. 56, pp. 128-157.
- BACKLUND, H. G. — (1933): **On the mode of intrusion of deep-seated alkaline bodies**, Bull. Geol. Inst. Upsala, v. 24, pp. 1-24.
- BARBOSA, O. — (1934): **Nota sobre algumas rochas da região de Poços de Caldas** — Acad. Bras. Ciên., Ano 6, pp. 211-219. Rio de Janeiro.
- (1936): **Notas preliminares sobre o planalto de Poços de Caldas e suas possibilidades econômicas**, Dep. Nac. Prod. Min., Serv. Fom. Prod. Min., Avulso 8, 33 pp. Rio de Janeiro.
- (1948): **Sobre a idade das rochas alcalinas e a origem do planalto de Poços de Caldas** — Min. Met., v. 13, n. 76, pp. 235-237. Rio de Janeiro.

- BILLINGS, M. P. — (1943): **Ring-dikes and their origin**, Trans. N. York. Acad. Sc., ser. 2, v. 5, pp. 131-144.
- (1945): **Mechanics of Igneous intrusion in New Hampshire**, Amer. Jour. Sc., v. 243-A, Daly Volume, pp. 40-68.
- BJÖRNBERG, J. A. S. — (1956): **Arenitos do bordo do planalto de Poços de Caldas**, Anais Acad. Bras. Ciên., v. 28, n. 4, pp. 465-471. Rio de Janeiro.
- (1959): **Rochas elásticas do planalto de Poços de Caldas, no prelo**
- BRANCO, J. J. R. — (1956): **Notas sôbre a geologia e petrografia do planalto de Poços de Caldas, M. G.**, Escola de Engenharia, Univ. Minas Gerais, Inst. Pesq. Radioativas, Publ. n. 5, 72 pp. Belo Horizonte.
- CHAPMAN, R. W. — (1935): **Percy Ring-dike complex**, Amer. Jour. Sc., v. 30, n. 230, pp. 401-431.
- CHAPMAN, R. W. e CHAPMAN, C. A. — (1940): **Cauldron subsidence at Ascutney Mountain, Vermont**, Bull. Geol. Soc. Amer., v. 51, n. 2, pp. 191-212
- CLOUGH, C. T., MAUFE, H. B. e BAYLEY, E. B. — (1909): **The cauldron-subsidence of Glen Coe, and the associated igneous phenomena**, Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 65, pp. 611-678.
- COUTINHO, J. M. V. — (1959): **Petrologia do Maciço de Poços de Caldas (em elaboração)**.
- DERBY, O. A. — (1887): **On nepheline rocks in Brasil, with special reference to the association of phonolite and foyaite**, Quart. Jour. Geol. Soc., v. 43, pp. 457-473.
- ELISEEV, N. A., OGINSKY, J. S. e VOLODIN, E. N. — (1937): **Geological and Petrographical description of the Khibine Tundras**, Int. Geol. Congress, XVI Session, pp. 51-85.
- FRANCO, R. R. — (1947): **Minerais de zircônio na região de Poços de Caldas, Minas Gerais**, Bol. Fac. Fil., Ciên. Letr., Univ. S. Paulo, n. 99, Mineralogia n. 7, pp. 7-28. São Paulo.
- FREITAS, R. O. de — (1943): **As estruturas fósseis do sistema Santa Catarina no planalto de Poços de Caldas**, Ass. Geogr. Brasil. Ano 3, n. 3, pp. 25-37. São Paulo.
- (1947): **Geologia e Petrologia da Ilha de São Sebastião**, Bol. Fac. Fil., Ciên. Letr., Univ. São Paulo, n. 85, Geologia n. 3, 244 pp. São Paulo.
- (1951): **Ensaio sôbre a tectônica moderna do Brasil**, Bol. Fac. Fil., Ciên. Letr., Univ. São Paulo, n. 130, Geologia n. 6, 120 pp. São Paulo.

- (1953): **Ensaio sôbre o relêvo tectônico do Brasil**, Rev. Bras. Geog., Ano 13, n. 2, pp. 171-222. Rio de Janeiro.
- (1956): **Sôbre um akerito da Serra do Mirante**, Bol. Soc. Bras. Geol., v. 5, n. 2, pp. 77-90. São Paulo.
- GUIMARÃES, D. — (1947): **Origem das rochas alcalinas**, Inst. Tec. Ind. Minas Gerais, Bol. n. 5, 103 pp. Belo Horizonte.
- (1948): **The zirconium ore deposits of the Poços de Caldas Plateau, Brazil, and zirconium geochemistry**, Inst. Tec. Ind., n. 6, 79 pp. Belo Horizonte.
- GUIMARÃES, D., CAMPOS, M. e FIGUEIREDO, D. G., (1953): **Algumas rochas alcalinas de Poços de Caldas relacionadas com as jazidas de caldasito uranífero**, Escola de Engenharia da Univ. de Minas Gerais, Instituto de Pesquisas Radioativas, public. n. 2, pp. 1-34. Belo Horizonte.
- HUSSAK, E. — (1900): **Über ein leukokrates gemischtes Ganggestein der Serra de Caldas, Brasilien**, N. Jb. f. Min. Geol. u. Paleo., B. I, pp. 22-27.
- JOHANNSEN, A. — (1939): **A descriptive Petrography of the Igneous Rocks**, v. 1-4, The University of Chicago Press, Chicago, Illinois.
- KINGSLEY, L. — (1931): **Cauldron-subsidence of the Ossipee Mountains**, Amer. Jour. Sc., 5th Ser., v. 22, n. 222, pp. 139-168.
- KORN, H. e MARTIN, H. — (1953): **Der Intrusionsmechanismus der grossen Karroo-Plutone in Südwestafrika**, Geol. Rundschau, v. 41, Sonderband, pp. 41-58.
- (1954): **The Messum Igneous complex in South West Africa**, Trans. Proceed. Geol. Soc. South Africa, v. 57, pp. 83-124.
- LAMEGO, A. R. — (1936): **O maciço do Itatiaia e regiões circundantes**, Dep. Nac. Prod. Min., Serv. Geol. Min., Bol. n. 88, 93 pp. Rio de Janeiro.
- LEINZ, V. — (1940): **Petrologia das jazidas de apatita de Ipanema (Est. São Paulo)**, Dep. Nac. Prod. Min., Div. Fom. Prod. Min., Bol. n. 40, 52 pp. Rio de Janeiro.
- (1949): **Contribuição à geologia dos derrames basálticos do Sul do Brasil**, Bol. Fac. Fil., Ciên. Letr., Univ. São Paulo, Geologia n. 5, 61 pp. São Paulo.
- LINDGREN, W. — (1933): **Mineral Deposits**, McGraw-Hill Book Company, Ind., 930 pp. N. York.
- MACHADO, J. — (1888): **Beitrag zur Petrographie der südwestlichen Grenze zwischen Minas Gerais und São Paulo**, Tscher. Min. u. Petr. Mitt., Bd. 9, pp. 329-360.

- MODELL, D. — (1936): **Ring-Dike complex of Belknap Mountains, N. Hampshire**, Bull. Geol. Soc. Amer., v. 47, n. 12, pp. 1885-1932.
- OLIVEIRA, A. I. de — (1956): **Ocorrências brasileiras de Urânio**, Min. Met., v. 24, n. 142, pp. 209-212. Rio de Janeiro.
- RAMSAY, W. — (1894): **Das Nephelin Gebiet auf der Halbinsel Kola I, Fennia II**.
- RICHEY, J. E. e THOMAS, H. H. — (1932): **The ring complex of Slieve Guillion**, Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 88, pp. 776-846.
- SHAND, S. J. — (1929): **The geology of Pilansberg in the Western Transvaal: A study of alkaline rocks and ring-intrusions**, Trans. Geol. Soc. South Africa, v. 21, pp. 97-156.
- STRAUSS, C. A. e TRUTER, F. C. — (1954): **The Alkali Complex at Spitzkop, Sekukuniland, Eastern Transvaal**, Trans. Geol. Soc. South Africa, v. 53, pp. 81-130.
- TEIXEIRA, E. A. — (1937): **Zircônio no planalto de Poços de Caldas, Est. de S. Paulo e Minas Gerais**, Min. Met., v. 1, n. 4, pp. 159-168. Rio de Janeiro.
- (1937): **Bauxita no planalto de Poços de Caldas, Estado de Minas Gerais**, Min. Met., v. 1, n. 5, pp. 205-214. Rio de Janeiro.
- TOLBERT, G. — (1958): **Preliminary report of the zirconium ore deposits of the Poos de Caldas Plateau**, Eng. Min. Met., v. 27, n. 161, Part I, n. 162, Part II.
- USSING, N. V. — (1911): **Geology of the Country around Julianehaab, Greenland**, Med. Grönl., v. 38.
- von ECKERMANN, H. — (1948): **The Alkaline District of Alnö Island**, Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ca., n. 36, 176 pp.

ÍNDICE

Abstract	5
Introdução	9
Trabalhos anteriores	10
Geologia Regional	11
Geologia do Maciço Alcalino	12
Mecanismo da Intrusão Alcalina	28
Comparação com outros Jazimentos de Rochas Alcalinas ...	44
Tectônica	45
Mapa Geológico	52
Recursos Minerais	57
Resumo	58
Bibliografia	60

ROCHAS CLASTICAS DO PLANALTO DE POÇOS DE CALDAS

ALFREDO J. S. BJÖRNBERG

ABSTRACT

1 — Sandstone, siltstone and volcanic breccia occur in the region of Poços de Caldas occupying an interrupted strip near the contact alkaline rock and gneiss. On the west side of the alkaline area sandstone covers gneiss at an altitude of about 1580 meters. Outside this area no sediment of this type has yet been found.

2 — Sandstone and siltstone are generally well sorted fig.: 2, 3, 4, 5 and 6. Coefficient of Sorting varies between 1,1 and 3,6. The median diameter of sandstone grains vary between 0,10 millimeters and 0,54 millimeters. The majority has a diameter of about 0,3 millimeters.

3 — Roundness of sandstone and siltstone components were studied in size grades of 0,5 millimeter to 0,297 millimeter and 0,74 millimeter to 0,044 millimeter. Roundness is similar in both fractions giving results always inferior to 0,5 and superior to 0,2.

4 — Analysis of sedimentary composition gave the following mineral components:

90%	to	20%	Quartz
10%	to	30%	Feldspar
1%	to	80%	Muscovite, bauerite and iron oxides. Its percentage is usually lower than 30.

5 — Heavy minerals are usually 1% of the total composition or even less. Zircon is the most common heavy mineral in all samples. In decreasing order of frequency are the following minerals:

Anatase, tourmaline, rutile, garnet, monazite, hornblende, apatite, and corundum.

The greatest quantity and variability of heavy minerals appears in sedimentary rocks of Águas da Prata and Serra do Mirante at the south-western border of the alkaline complex (Table 4). Moreover, leucoxene is very common as sandstone cement.

6 — Frosted or dull sandstone grains are very common. As they are poorly rounded, dullness was considered as provoked by etching.

7 — The greatest thickness of sediment is of the order of 90 meters in Águas da Prata. Thirty meters are of sandstone at the upper part and 60 meters of siltstone at the lower part alternating with sandstone layers. Siltstones dip never exceeds 20 degrees. Sandstones parallel or cross bedding dip does not exceed 30 degrees. In some places sandstone passes gradually to arkose, sometimes with torrential structure, sometimes with pebble intercalations. On the top of the Poços de Caldas plateau siltstone is lacking and sandstone is not so thick as on the outside region. Plateau sandstone is cut by alkaline intrusions and at certain points by basic intrusions (diabase). Sandstone intercalations in siltstone show two different types of sedimentation: one of aeolian or fluvial nature and another of lacustrine nature.

8 — Age determination of these sediments was not possible because no fossils were found. Correlation on lithologic basis was established between these sediments and others of known age. Comparison was tried between these sediments and fluvioglacial, Bauru and Botucatu sandstones. Some similarities between Poços de Caldas sandstone and Botucatu sandstone (triassic) were found, considering texture and heavy minerals, so correlation between these two was established.

The hypothesis that Poços de Caldas sandstone belongs to Bauru series is out of question, at least in Águas da Prata and north of Andradas because there it is cut by diabase.

9 — All fragmentary rocks directly involved in the alkaline volcanism were considered as brecciae. These rocks follow internally the encircling mountains of the plateau. They are chiefly of two different types:

a — Detritic; b — Magmatic

a — Detritic: This rock outcrops from Águas da Prata up to Poços de Caldas and isolatedly at north of Andradas at a place called Pinheirinho farm. The fragments have a chaotic distribution in a fine brown or greenish blue aphanitic mass. The most common fragments are of altered diabase and in minor quantity quartzite, lava and gneiss. Quartz and feldspar are the most common mineral fragments generally corroded and substituted by calcite.

Calcite, hematite and aegirite are very common minerals of the matrix, and in minor quantity leucoxene, apatite and biotite. These rocks show bedding in a few outcrops in Cascata and Poços de Caldas (near Rio das Antas). There is still another type of pyroclastic rock, very finely grained, containing decomposed vitreous fragments and brown mass, at the base of Serra do Paiol and in the center of the plateau in a small outcrop.

b — Magmatic: The matrix is tinguaitic containing fragments of pyroxenic rock, lava, sandstone, and foyaite, near Poços de Caldas. On the west boundary of the plateau on the Serra do Paiol, appears the same kind of rock. Its texture is coarser and the fragments are the same as in the former. It outcrops in an area of approximately five square kilometers, having at most ten meters thickness.

10 — Origin: Type a breccia is primary detritic and later on modified by movement and solution percolations. Several clues allow this conclusion. They are the following:

a — Great quantity of well rounded sandgrains in the matrix.

b — Bedding of these rocks in some expositions.

c — Ideomorphic sodic pyroxene occurring in the matrix, sometimes forming amigdales or needles.

d — Albitization of diabasic feldspars and sandstone grains corrosion.

e — Curved shaped twinning of calcite and mortar texture of some fragments.

Type b, brecciae is magmatic for the matrix is of igneous rock.

11 — Brecciae are younger than sandstone and diabase, as they contain fragments of these two types of rock. They must be older than the last alkaline eruption as they are cut by dykes of tinguaitite.

12 — Sandstone on the plateau at 1300 meters altitude in comparison to the same rock on the outside at 820 meters high, shows that the alkaline intrusion has probably risen.

13 — This must have been accomplished by faulting in block movement that kept more or less the same level all the time. This conclusions is allowed by the following:

a — The sandstones either on the inside or on the outside of the plateau have a very small dip.

b — Inside the plateau, the sandstone follows the alkaline circle at more or less the same level (1300 meters altitude).

c — The contact of alkaline rock and gneiss is, when visible, also approximately vertical.

14 — The following clues indicate a small subsidence of plateaus central part:

a — Dipping of sandstone is generally to the center of the plateau.

b — Sandstone occupies an altitude of 1580 meters on top of gneiss on the outside of the plateau (Serra do Mirante). On the inside its altitude is of 1300 meters approximately.

c — On the center of the plateau pyroclastic rock is at the same level as sandstone occupying the internal border. This shows either a small subsidence, or a long period of volcanism permitting after erosion the deposition of pyroclastic rock at the same level as sandstone.

15 — Considering all observations and evidence, schematic representation of geological events was tried on the drawings of fig. 12, 13, 14, 15. The first, shows the first stage, anterior to the intrusion. Sandstone was occupying all the region. Near the mountains, in the desert, siltstone and clay were being deposited. The second drawing 13, shows intrusion and volcanism. The third 14, shows a phase of subsidence. The drawing is exaggerated. The fourth figure 15, shows schematically the actual form of the plateau, after a long phase of erosion.

INTRODUÇÃO

O escopo principal do presente trabalho é o estudo das rochas clásticas do planalto de Poços de Caldas, sul do Estado de Minas Gerais, enquadrado nas longitudes de 46° e 47° W (Greenwich) e nas latitudes de 21° e 22° S. A mapeação do referido planalto foi executada pelos Drs. José Moacir V. Coutinho e Reinholt Ellert com a colaboração do autor. Os resultados desse trabalho figuram no mapa anexo.

O planalto de Poços de Caldas é uma das maiores ocorrências de rochas alcalinas do globo. Situa-se junto aos contrafortes da serra da Mantiqueira, entre as cabeceiras dos rios Pardo e Mogiguassu. E' rodeado por uma cinta de rochas sedimentares clásticas. Os sedimentos são muito importantes, auxiliando o reconhecimento e estudo das estruturas da região. Assim, as amplitudes e orientação de certos deslocamentos nas erupções puderam ser conhecidos, graças aos movimentos que interessaram os dois tipos de rochas.

Foram também estudadas as rochas clásticas diretamente ligadas, quanto à origem, ao vulcanismo. São representadas por rochas piroclásticas pròpriamente ditas, isto é, por rochas expelidas por vulcões e por brechas associadas às intrusões alcalinas. Este último tipo compreende as rochas primariamente piroclásticas, ígneas, ou sedimentares, que sofreram movimento, injeção, ou percolação de material ígneo. O estudo das

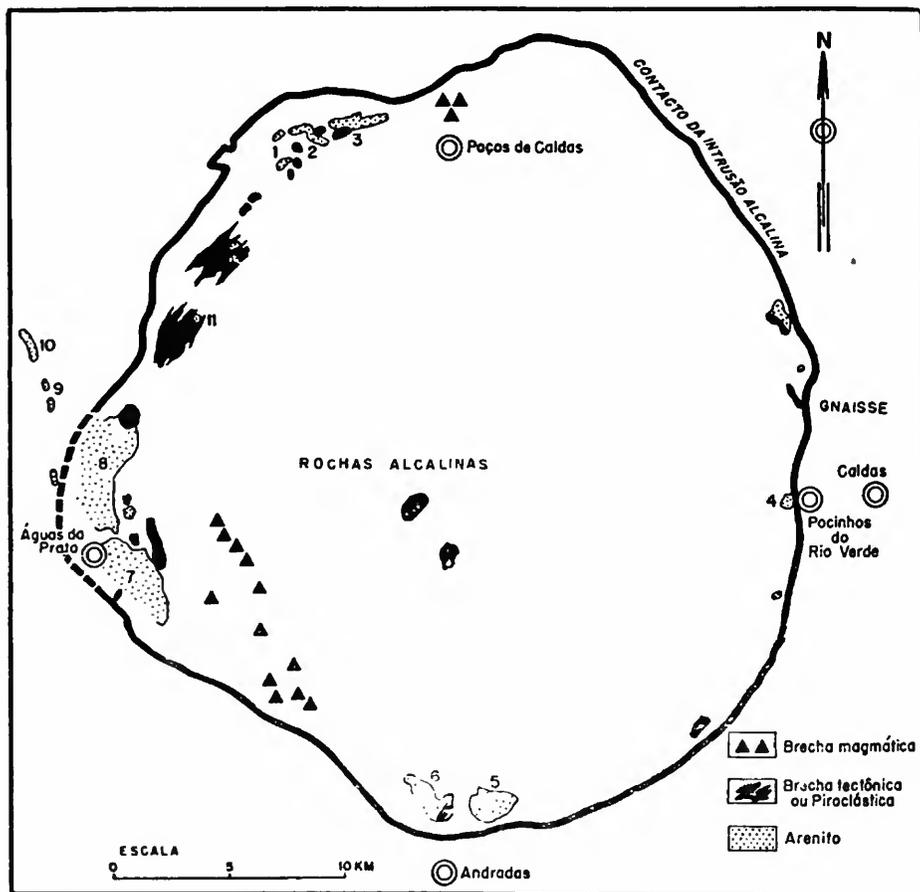


Fig. 1.

brechas é de importância capital para o conhecimento das condições geológicas que existiram na região. A figura 1, mostra um mapa da mesma, em que são representados os con-

tactos das rochas alcalinas com a encaixante, as rochas clásticas e os pontos numerados de coleta do arenito. No mapa, são marcadas brechas magmáticas, ou material fragmentário englobado por rocha ígnea, das brechas piroclásticas, isto é, provenientes da ejeção e deposição de material vulcânico. O mapa dá uma idéia do tamanho da área estudada.

Graças à beleza da paisagem, ao ótimo clima e às propriedades medicinais das águas do planalto, serviu êle de atrativo a numerosos visitantes.

Derby (16), no fim do século passado, foi o primeiro geólogo que examinou essa localidade. Esse notável naturalista teve sua atenção chamada para o arenito ali existente, extremamente branco, fino e fraturado, de aspecto metamórfico. Relacionou-o a sedimentos carboníferos, por ter encontrado, entre suas camadas, intercalações de folhelho. Contudo, não encontrou fósseis que estabelecessem, corretamente, a idade dessas camadas. Constatou **Derby**, ainda, com referência às rochas clásticas, tufo capeado por arenito e intrusões alcalinas no sedimento. Cinquenta anos depois, novas observações sobre essas rochas foram feitas por **Barbosa** (3, p. 33). Este autor situa os folhelhos, nas formações Estrada Nova e Rio do Rastro, atribuindo o metamorfismo de tais rochas à influência da intrusão alcalina nas mesmas. O arenito é identificado ao microscópio por aquêle autor como Botucatu. Mais recentemente, temos o trabalho de **Freitas** (18, pp. 26-37), incluindo os folhelhos na série Passa Dois, transgressiva sobre o arqueano na região de Poços de Caldas. Considera esse autor o arenito como pertencente à série São Bento, transgressivo em maior escala que os sedimentos da série anterior, ambos, em alguns pontos do planalto, muito metamorfoseados. Sugere, como interpretação da geologia um único vulcanismo e soerguimento das estruturas sedimentares pelo magma alcalino, que as separou dêste modo, do embasamento cristalino. Em 1948, **Barbosa** (4, pp. 235-237) apresenta outro trabalho, contestando o ponto de vista de **Freitas**, afirmando ter havido duas atividades do magma alcalino na região de Poços de Caldas. A primeira, plutônica, anterior ao permiano, que depois

de desgastada teria servido como base de deposição ao sedimento. A segunda, vulcânica, extrusiva, teria agido em várias fases, metamorfizando e perturbando os arenitos e folhelhos. Outras observações permitiram ao autor citado explicar a situação elevada dos arenitos, por um processo de soerguimento epirogênico moderno. **Freitas** (19, pp. 85-90) volta ao assunto em 1951, refutando as idéias de Barbosa, porém não oferece novos dados sobre as rochas clásticas. O último trabalho que se refere aos mesmos sedimentos é o de **Branco**, em 1956 (10, pp. 9-11). Este autor verificou a semelhança na composição dos arenitos da Serra do Mirante, vizinha ao planalto, com o arenito Botucatu. Acha também que os blocos de arenito flutuaram sobre o magma, no planalto, esposando a idéia de Freitas. Com referência às brechas estudou, do ponto de vista petrográfico, várias secções delgadas. No campo, teve oportunidade de constatar intrusões alcalinas, em aglomerado vulcânico, observações essas que o levaram a acreditar em mais de uma fase eruptiva.

Devo meus agradecimentos ao nosso mestre Professor Dr. Viktor Leinz, por seus conselhos, ensinamentos e orientação; aos Drs. Alceu F. Barbosa e Rui O. de Freitas, pelo auxílio técnico aos meus colegas e amigos Drs. José Moacir V. Coutinho e Reinholt Ellert, pelas críticas construtivas, cooperação, determinações petrográficas etc.; ao Dr. Elisiário Távora, várias determinações mineralógicas, ao Conselho Nacional de Pesquisas, o auxílio material. O autor agradece a todos que o ajudaram a executar este trabalho.

ARENITOS E SILTITOS

Coleta de sedimentos: Procuramos coletar amostras de sedimentos de todos os tipos que apresentassem diferenças físicas, litológicas e de estrutura, que não tivessem sofrido metamorfismo de contacto ou recristalização. Esta norma foi obedecida pelas seguintes razões:

a) As rochas sedimentares metamorfoseadas mostram, frequentemente, deformações plásticas ou recristalização de grãos,

cujos graus de arredondamento são diferentes dos apresentados no sedimento original.

b) A desagregação das mesmas, para serem peneiradas, provoca fraturamento e granulação artificial em relação à rocha original.

c) Para facilitar a comparação deste trabalho com os de outros autores. O estudo destas rochas metamorfoseadas em seção delgada não foi feito porque, usando esse método, fica suprimida uma dimensão, resultando daí dados imprecisos.

Análise mecânica: Depois de coletado, o material foi desagregado a mão. As frações de cada amostra, menores que 43 microns, foram separadas por decantação. O material restante foi secado em estufa a 100° C aproximadamente. Foram examinados grãos aglutinados das diversas frações para o recálculo granulométrico. Para não produzir um fraturamento artificial dos aglutinados, por uma desagregação mais enérgica, preferimos determinar ao microscópio, a frequência dos mesmos e, nessa base, recalculamos a granulometria. A análise granulométrica do siltito ou da fração fina do arenito foi feita pelo processo de decantação em água, usando-se como defloculante oxalato de sódio. A suspensão decantada foi filtrada e seu peso determinado após secagem em estufa. O método de decantação não satisfaz plenamente por duas razões:

1 — Partículas pequenas têm sua marcha de queda normal modificada no fluído, graças aos movimentos convecionais do meio líquido, dificultando o controle da sedimentação.

2 — Outra razão é o não saber se a desagregação foi suficiente para separar os compostos primários do material. Entretanto, assim mesmo foi usado esse método, por ser suficientemente aproximado e para não haver quebra do processamento, que complicaria a marcha normal dos trabalhos de laboratório. A análise mecânica dos sedimentos arenosos deu tipos diversos de curvas cumulativas, que foram representadas nas figuras 2, 3, 4, 5 e 6. Nas abcissas, são marcados os diâmetros

dos grãos em milímetros. Nas ordenadas, a porcentagem em peso. Nas curvas cumulativas, assim como nas tabelas que se seguem, são dados os números das amostras correspondentes à numeração do mapa da fig. 1, nos pontos em que foram coletadas. As letras indicam os tipos diferentes de amostras obtidas nos afloramentos indicados pelos números. Maneira simples de resumir os resultados estatísticos dessa análise está na obtenção dos quartís, mediana e coeficientes de seleção. Os dois primeiros, Q_3 e Q_1 , podem ser obtidos, grãficamente, como pre-

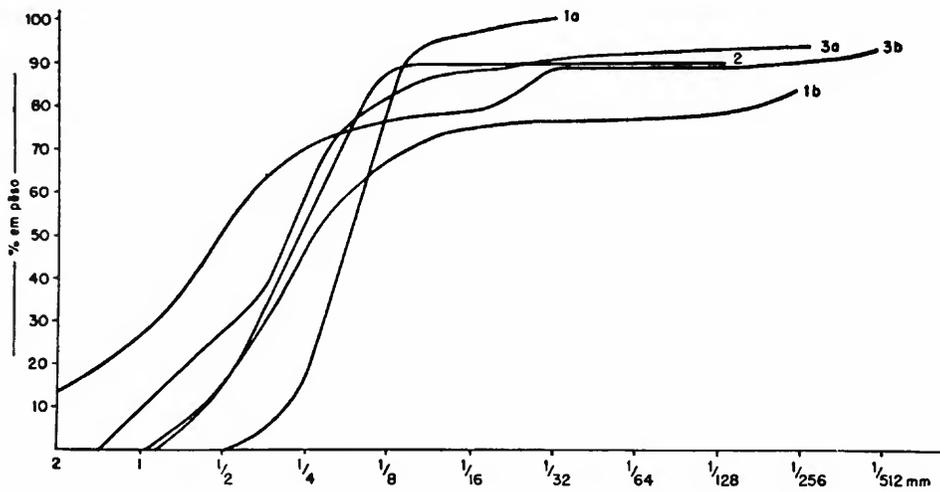


Fig. 2.

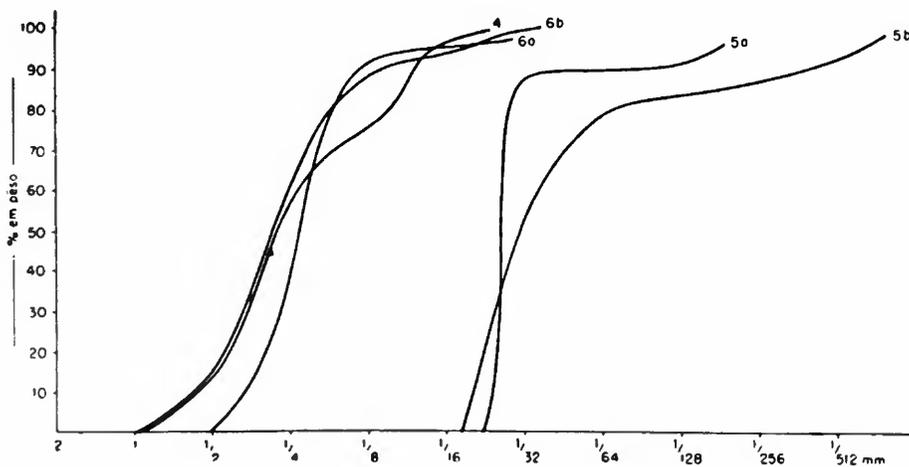


Fig. 3.

TABELA N.º 1

Amostras e Procedências	Altitude aprox.	Md. em mm	Q ₃ em mm	Q ₁ em mm	So..
1a — Arenito Branco — Margem do rio das Antas	(1220 m)	0,17	0,22	0,12	1,4
1b — Arenito Siltoso Amarelo — Ponte sobre o Rio das Antas	(1200 m)	0,37	0,38	0,24	1,3
2 — Arenito Branco Fino — Cachoeira do Ozorio	(1200 m)	0,25	0,41	0,17	1,6
3a — Arenito Vermelho Claro — Cachoeira do Ozorio	(1200 m)	0,27	0,55	0,16	1,9
3b — Arenito Grosseiro Branco — Cachoeira do Ozorio	(1200 m)	0,50	1,06	0,17	2,5
4 — Arenito Siltoso Branco — Pocinhos do Rio Verde	(1100 m)	0,27	0,40	0,12	1,8
5a — Arenito Vermelho — Faz. Capão do Mel	(1150 m)	0,36	0,38	0,33	1,1
5b — Siltito Vermelho — Faz. Capão do Mel	(1100 m)	0,03	0,04	0,02	1,4
6a — Arenito Branco — Faz. Pinheirinho	(1150 m)	0,22	0,29	0,18	1,3
6b — Arenito Siltoso Amarelado — Faz. Pinheirinho	(1100 m)	0,27	0,40	0,19	1,5
7a — Siltito Argiloso — Águas da Prata	(845 m)	0,0024	0,0075	0,0022	1,8
7b — Arenito Siltoso — Águas da Prata	(840 m)	0,03	0,10	0,008	3,6
7c — Arenito Amarelado — Faz. São Vicente	(930 m)	0,38	0,49	0,24	1,4
7d — Arenito Amarelado Intercalado no Siltito — Águas da Prata	(860 m)	0,21	0,29	0,11	1,6
7e — Siltito Intercalado no Arenito — Águas da Prata	(863 m)	0,04	0,07	0,03	1,5
7f — Arenito Amarelado Intercalado no Siltito — Águas da Prata	(866 m)	0,16	0,20	0,13	1,2
7g — Arenito Amarelado — Águas da Prata	(960 m)	0,37	0,54	0,28	1,4
8a — Arenito Claro Alaranjado — Faz. Jequitibá	(1050 m)	0,14	0,21	0,06	1,9
8b — Arenito Azulado — Faz. Jequitibá	(1000 m)	0,10	0,16	0,03	2,3
9a — Arenito Branco — Serra do Mirante	(1405 m)	0,15	0,25	0,10	1,6
9b — Arenito Claro Amarelado — Serra do Mirante	(1390 m)	0,31	0,39	0,21	1,4
10 — Arenito Siltoso Laranja — Serra do Mirante	(1450 m)	0,54	0,76	0,28	1,6
10a — Arenito Grosseiro Avermelhado — Serra do Mirante	(1580 m)	0,26	0,36	0,08	2,1
10b — Siltito Amarelado — Serra do Mirante	(1560 m)	0,18	0,27	0,07	2,0
11 — Arenito Branco — Norte de Cascata	(1200 m)	0,14	0,24	0,09	1,6

TABELA N.º 2

MÉDIA D. S GRAUS DE ARREDONDAMENTO ENTRE DUAS FRAÇÕES DE VÁRIAS AMOSTRAS

Amostra	Média do grau	Média do grau	Amostra	Média do grau	Média do grau
	de ar. 74-44 μ .	de ar. 500-297 μ .		de ar. 74-44 μ .	de ar. 500-297 μ .
3a	0,26	0,26	Quartzito (Jaraguá)	0,22	0,11
10a	0,34	0,30	Quartzito (nordeste)	0,19	0,15
10b	0,36	0,43	7a	0,30	0,29
1a	0,31	0,27	7b	0,33	0,38
Gnais	0,21	0,15	7c	0,18	0,32
Ar. Botucatu	0,48	0,54	7d	0,35	0,37
Ar. Bauru	0,38	0,38	3b	0,29	0,25
Flúvio-glacial	0,32	0,32	2	0,23	0,23

TABELA N.º 3
COMPOSIÇÃO PORCENTUAL APROXIMADA

Amostra	Quartzo	Feldspato	Minerais * argilosos	Amostra	Quartzo	Feldspato	Minerais * argilosos
1a	90%	—	10%	7d	94%	1%	5%
2a	90%	—	10%	7e	77%	3%	20%
2b	80%	—	20%	7f	88%	2%	10%
3a	50%	—	50%	7g	85%	2%	13%
3b	80%	1%	19%	8a	78%	2%	20%
4	98%	—	2%	8b	73%	10%	17%
5a	85%	2%	13%	9a	97%	3%	8%
5b	83%	—	17%	9b	88%	1%	11%
6a	98%	—	2%	10	82%	1%	17%
6b	94%	—	6%	10a	83%	—	17%
7a	20%	1%	79%	10b	40%	—	60%
7b	82%	1%	17%	11	99%	—	1%
7c	84%	10%	6%				

(*) Entre os minerais argilosos estão incluídos: muscovita, bauerita, hidróxidos e óxidos de ferro.

TABELA N.º 4
PORCENTAGEM APROXIMADA DE MINERAIS PESADOS

Amostra	Zircão	Turmalina	Rutilo	Granada	Anatásio	Monazita	Hornblenda	Apatita	Corindon
1a	80	1	—	—	20	—	—	—	—
1b	70	1	—	—	—	—	—	—	—
2	80	—	—	20	—	—	—	—	—
3a	100	—	—	—	—	—	—	—	—
3b	50	—	—	2	48	—	—	—	—
4	75	1	7	—	17	—	—	—	—
5a	55	5	—	—	—	35	—	—	—
5b	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6a	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6b	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7a	73	9	17	—	—	—	—	—	1
7b	50	35	15	—	—	—	—	—	—
7c	76	9	19	—	—	—	—	—	2
7d	42	42	9	3	1	1	1	—	—
7e	64	7	33	—	—	1	—	—	2
7f	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7g	50	40	10	—	—	—	—	—	—
8a	55	6	15	—	20	—	—	—	—
8b	50	—	—	7	32	2	1	1	—
9a	50	—	—	—	50	—	—	—	—
9b	65	—	1	—	48	—	—	—	—
10	60	—	13	—	29	—	1	—	—
10a	40	—	—	—	50	1	—	—	—
10b	33	—	—	1	63	—	—	1	—
11	76	—	—	—	20	—	—	—	—

conizam **Krumbein e Sloss** (22, p. 73), e o último, pela seguinte

fórmula: $SO = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$. Na tabela 1 são dados os valores da

mediana, quartís e grau de seleção aproximados das diferentes amostras. A mediana e o coeficiente de seleção parecem dar indicações sobre o processo de formação dos sedimentos clásticos. Como se vê na tabela 1, há uma grande diferença nos valores das diferentes medianas. Quanto aos quartís, há apro-

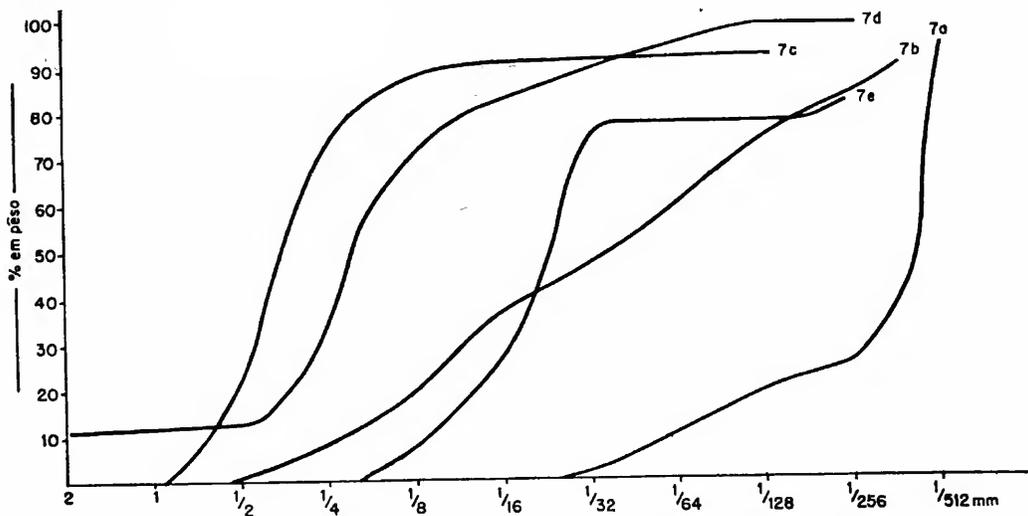


Fig. 4.

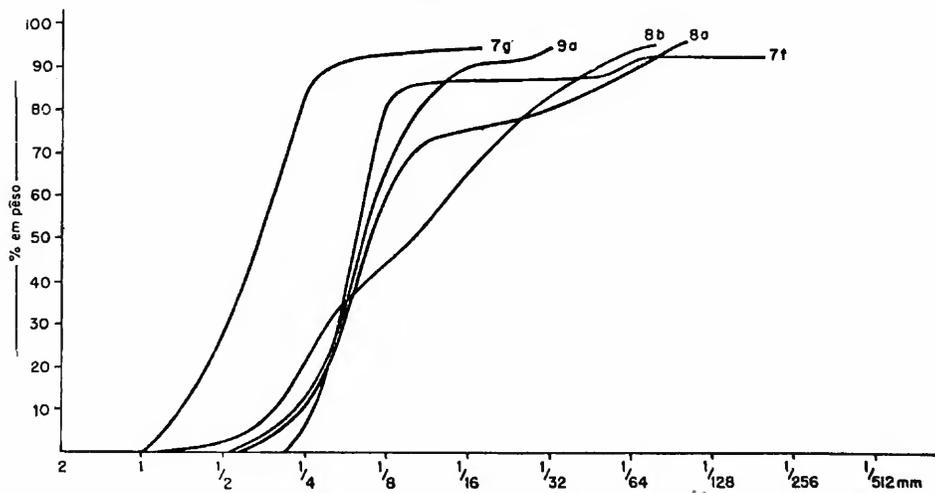


Fig. 5.

ximação ora de uma ora de outro, em relação à mediana das diversas amostras. Segundo **Krumbein** e **Sloss** (22, p. 75) êsses dados parecem indicar mudanças na competência do agente erosivo. Ainda segundo os mesmos autores, grandes discrepâncias do grau de seleção devem indicar condições variadas de transporte. Os dados texturais Q_3 e Q_1 permitiram fazer uma classificação de tôdas as amostras de acôrdo com **Pettijohn** (28, p. 27). Segundo essa classificação, tabela 1, as amostras 1b, 4, 6b, 7b e 10 poderiam ser chamadas de arenito siltoso; as amostras 5b, 7e e 10b chamar-se-iam siltitos; a amostra 7a seria um siltito argiloso e tôdas as restantes amostras enquadrar-se-iam entre os arenitos.

Certas amostras rudáceas não permitiram análise mecânica normal, pelo fato de conterem grandes ou pequenos fragmen-

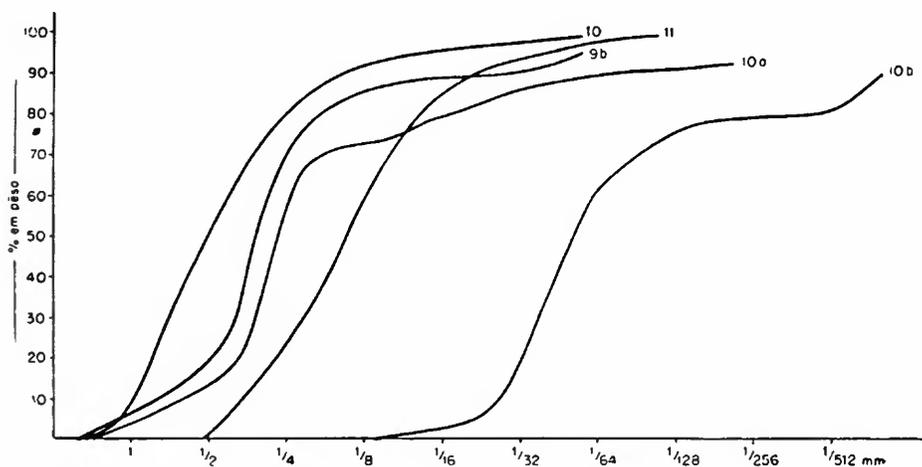


Fig. 6.

tos de feldspato decomposto, ou rocha decomposta. Foram elas estudadas com auxílio da lupa binocular.

Secção dos componentes: As partículas componentes dos sedimentos foram classificadas, quanto à forma, segundo o grau de arredondamento. Esta é uma relação entre a média dos raios das angulosidades e o raio do máximo círculo inscrito. As secções dos grãos quartzosos das diversas amostras foram desenhadas por meio de "câmara clara" adaptada ao microscópio. Se-

guindo-se método de **Waddel** (36), foi possível fazer a determinação do grau de arredondamento para 40 grãos de cada fração. Tomando por base o princípio de que o arredondamento de areias e seixos quartzosos é função da distância transportada, do tamanho dos elementos e do meio transportador, resolvemos comparar, na mesma rocha, os graus de arredondamento dos grãos de duas frações distintas, isto é, 74 a 105 e 297 a 500 microns. O meio não só influirá no modo de deslocamento, como também no tipo de impacto que os grãos em transporte sofrerão. Assim, no meio aquoso, o transporte em suspensão é facilitado pelo fato da água ter maior densidade que o ar e, ainda, por ter essa densidade aumentada, quando rica em impurezas tais como argila, ou sais. O impacto das partículas entre si é amortecido no ambiente aquoso, devido ter a água maior viscosidade que o ar. Assim, pode-se determinar, às vezes, o grau de maturidade de certos sedimentos arenosos pela relação; tamanho e arredondamento. Pode-se também determinar dentro de certos limites o ambiente em que se formou o sedimento, comparando os graus de arredondamento entre grãos grosseiros e finos de uma amostra. Com o fito de se estabelecer essa comparação, foram feitas as seguintes determinações do grau de arredondamento: dez de arenitos do planalto de Poços de Caldas, uma do arenito Botucatu (provavelmente eólico), uma do arenito Bauru, uma de sedimento considerado flúvio-glacial, duas de quartzito decomposto não transportado, uma de grãos quartzosos de gnais decomposto não transportado. Os arenitos Botucatu e Bauru, foram coletados em São Carlos (Estado de São Paulo). O gnais e uma das amostras de quartzito foram coletadas nos arredores de São Paulo. A outra amostra de quartzito foi coletada na Serra Jacobina (Bahia). O arenito flúvio-glacial foi coletado em Campinas (Estado de São Paulo). A tabela 2 apresenta os resultados dessa análise. Foram feitas outras determinações do grau de arredondamento em amostras do planalto de Poços de Caldas, porém para estas se usou um método mais expedito, de **Russel e Taylor** (30) modificado por **Pettijohn** (28, pp. 52-54),

menos preciso. Em resumo os resultados desta última foram os seguintes:

1 — Em cada amostra de Poços de Caldas, nenhuma das duas frações apresentou grãos, cujas médias em grau de arredondamento ultrapassou o valor de 0,5.

2 — Em geral, as médias em grau de arredondamento correspondentes à fração grosseira e fina tiveram valores iguais ou muito próximos.

De tudo o que foi exposto, em conjunto, pode-se concluir que:

a) No arenito formado em ambiente provávelmente eólico, os graus de arredondamento são altos para o material das duas frações. Os grãos de areia da fração grosseira são melhor arredondados que os da fração fina.

b) Nessas amostras de arenito formado em ambiente aquoso, os graus de arredondamento correspondentes às duas frações são mais baixos que o anterior e de valores próximos entre si.

c) Nessas rochas metamórficas decompostas, os grãos de quartzo apresentam nas duas frações, grossa e fina, graus de arredondamento extremamente baixos e, em geral, na fração fina, os graus de arredondamento são maiores, em relação à fração grossa.

Pode-se verificar que os arenitos de Poços de Caldas se enquadram melhor entre os do grupo b, isto é, entre os aquosos. Este critério, entretanto, foi usado com cautela, pois arenitos como os de Poços de Caldas, provávelmente de origem mista (como veremos adiante), devem ter sofrido influência das eruptivas alcalinas, que modificaram, em parte, o grau de arredondamento dos seus componentes.

Brilho: É o brilho um importante meio para se distinguir grãos de areia trabalhados pelo vento daqueles trabalhados pela água. Fizemos algumas determinações do brilho usan-

do a técnica de **Cailleux** (11, pp. 11-19). Segundo este autor, devemos verificar o brilho em grãos bem arredondados. Nós fizemos observações não só nos grãos de areia arredondados, como também nos angulosos (fração granulométrica de 210-105 microns) pelas seguintes razões:

1 — O nosso sedimento arenoso não mostrou grãos de areia bem arredondados em quantidade suficiente. Como já foi visto antes, nos resultados da determinação do grau de arredondamento, raras foram as médias superiores a 0,3.

2 — O brilho fosco, em grãos bem arredondados, pode ser produzido por processo abrasivo, em virtude de toda a superfície do grão de areia estar exposta. Quando, porém, existirem reentrâncias no grão de areia e essas reentrâncias apresentarem brilho fosco, é possível que esse brilho se deva mais ao ataque de soluções que ao processo abrasivo propriamente dito. Nada impede, nessas circunstâncias, que grãos bem arredondados tenham também superfície fosca provocada pelo ataque de soluções e não por razões de abrasão. Considerando essas limitações ao método, foi desnecessária uma contagem porcentual do número de grãos brilhantes e foscos de cada amostra, no nosso caso. Algumas determinações aproximadas deram os seguintes resultados: para as amostras do grupo 1, 2 e 4 a maioria dos grãos de areia foi do tipo brilhante. Os grãos de areia foscos dessas amostras mostraram-se corroidos. Para as amostras 6a e 10 foram encontradas quantidades aproximadamente iguais de foscos e brilhantes. Em todas as restantes amostras predominou o número de foscos em relação aos brilhantes. As amostras do grupo 7 mostraram maior quantidade de grãos bem arredondados foscos que todas as outras amostras. Pode-se dizer que, em conjunto as amostras de arenitos apresentaram maior quantidade de grãos foscos que brilhantes. Aquêles são do tipo corroído, preponderantemente.

Análise mineralógica: Do material retido em cada peneira da análise granulométrica, foram contados ao microscópio 100 grãos escolhidos ao acaso. Em seguida, foram calculadas as

médias ponderais, de acôrdo com as proporções das porcentagens e, a partir destas, a composição mineralógica total. A tabela 3 mostra a composição porcentual aproximada dos diversos arenitos e siltes, excetuando-se os minerais pesados.

Minerais pesados: 20 gramas de cada amostra desagregada contendo tôdas as frações granulométricas foram atacadas por ácido clorídrico impuro, a quente. Em seguida, foram lavadas em água e sêcas em estufa. Depois disso, foram lançadas em bromofórmio a fim de serem separados os minerais pesados. Êstes correspondem, em geral, a menos que 1% aproximadamente do pêso de cada amostra. Tôdas as amostras apresentaram uma boa porcentagem de zircão (vide tabela 4). O mínimo observado foi de 30%, em relação aos demais minerais pesados, na amostra 10b.

Em resumo, as amostras 7, 8, 9 e 10 possuem maior variabilidade de minerais pesados. Nestas amostras ocorre também leucoxênio em certa quantidade. Os minerais opacos não foram diagnosticados, por dificuldades técnicas na sua determinação.

Em tôdas as amostras, ocorre o mineral bauerita, ora na fração leve, ora na fração pesada. Por causa dessa propriedade, não entrou no cômputo entre os minerais pesados propriamente ditos. A bauerita parece ser o resultado da lixiviação da biotita. E' isótropa ao microscópio. Em certos pontos dêste mineral, aparecem aglomerados microcristalinos de quartzo. Segundo **Brammal** e **Harwood** (9, pp. 20-26), a biotita submetida a condições especiais de alteração é capaz de dar bauerita e resíduo contendo titânio.

O anatásio apareceu sempre idiomorfo, freqüentemente formando agregados minerais, que servem algumas vêzes como cimento aos grãos de quartzo. Suas características indicam autigenia.

O zircão, em geral bem arredondado; apresentou freqüentemente tons púrpura e alongamento médio de 0,2 milímetros; quando prismático, mostrou freqüentemente terminação em pirâmides altas.

A turmalina foi encontrada sempre bem arredondada de côr castanha, parda, ou azulada, com inclusões raras.

O rutilo apresentou sempre forma prismática arredondada e côr laranja avermelhada a amarelada.

A monazita foi encontrada em quantidade na amostra 5a. Apresentou-se, no caso, com tamanho médio de 0,5 milímetros e bem arredondada.

A granada mostrou-se incolor na maioria das vêzes.

O corindon, azul característico apresentou-se às vêzes arredondado.

A hornblenda e a apatita foram determinadas precàriamente, por terem sido encontradas em fragmentos muito pequenos.

Estruturas sedimentares singenéticas e epigenéticas: Os sedimentos alcançam sua máxima espessura em Águas da Prata e ao norte de Andradas, na fazenda Pinheirinho, a poucos quilômetros desta cidade. Nesses locais, acamou em primeiro

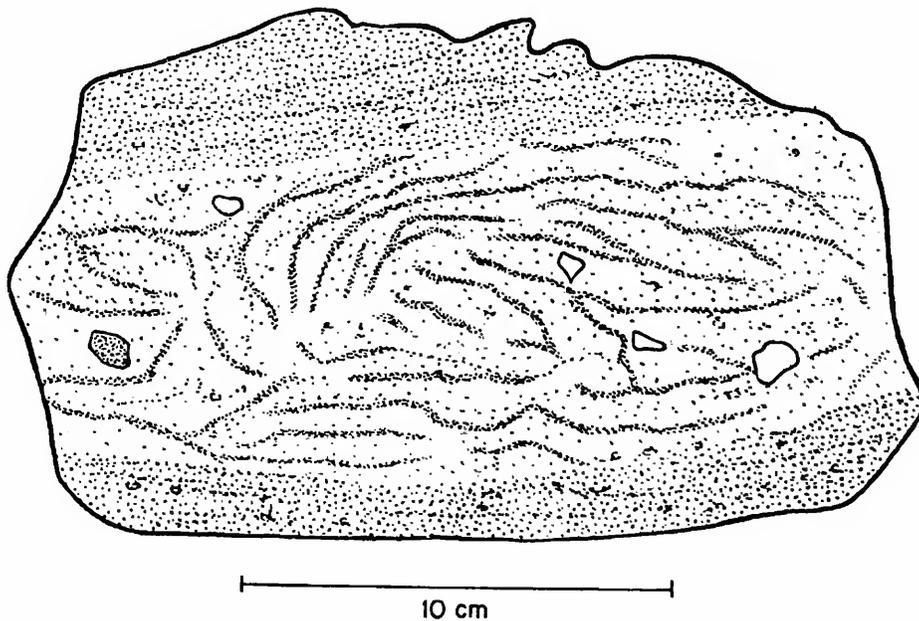


Fig. 7.

lugar material predominantemente siltoso e argiloso em conjunto, com espessura aproximada de 60 metros. Acima dessa

camada mista, aparece arenito com aproximadamente 30 metros de espessura. Nos outros pontos do planalto, foram encontrados unicamente arenitos. Quando sobrepostos, parece não haver inconformidade entre o sedimento silteso-argiloso e o arenoso. São freqüentes leitos finos e espessos de arenito intercalados no siltito e argilito. Ocorrem também, nesse sedimento, leitos de muscovita e bauerita, cujas plaquetas atingem, em casos raros, um centímetro de tamanho e leitos de seixos de gnais ou arenito de tamanho máximo de alguns centímetros. O material fino apresentou acamamento laminar paralelo e rítmico e, quando inclinado, os ângulos de mergulho não são maiores que 20° . O arenito apresenta estratificação plana paralela, ou cruzada, na grande maioria dos casos. A estratificação cruzada, no máximo, em ângulos de 30° . Na Serra do Mirante ocorre sedimento arcossiano imaturo em tipo de depósito torrencial, Lahee (24, p. 83), de cuja textura damos um esquema na figura 7. É freqüente encontrar-se nos arenitos, que afloram na Serra do Mirante, brecha intraformacional de argilito ou arenito fino e concentrações limoníticas. Devem ser resultantes do dissecamento de material argiloso, que foi, posteriormente depositado com o outro sedimento. Na Serra do Quartel, a NE de Águas da Prata, existe pedreira de arenito silicificado, onde se encontram nódulos esferóides, assemelhando-se bastante aos do arenito Botucatu encontrados na estrada de rodagem, entre Analândia e Descalvado, nas encostas da Serra do Cuscuzeiro (Estado de São Paulo). São nódulos às vezes ôcos, às vezes contendo areia e argila friáveis, outras vezes compactos até o centro. Apresentam sempre camadas concêntricas discerníveis ora por sua maior concentração de calcêdônea, ora por maior concentração ferruginosa ou manganosa.

Não foram encontrados até o momento, sedimentos semelhantes aos estudados fora da área das intrusões alcalinas. Os mais próximos ocorrem em afloramentos descontínuos, na Serra do Mirante. Apoiam-se sobre o gnais. No seu ponto mais alto (1580 metros aproximadamente) estes sedimentos parecem estar ligeiramente basculados para W. Provavelmente, aí também ocorrem rochas alcalinas, pelo fato do talude da mesma

serra, na altitude de 1500 metros, conter blocos de tinguaito, de mistura com os de arenito. Para o sul, descreve esta serra uma ligeira curvatura para E, acompanhando externamente a Serra do Paiol, terminando em Águas da Prata a 800 metros de altitude. O arenito capeia estas elevações, cujas cristas passam gradualmente da cota 800 a 1580 metros. Em Águas da Prata e ao norte de Andradas, aparecem nestes sedimentos inúmeras perturbações estruturais (falhamentos, basculamentos etc.). Dificilmente são observados adornamentos de blocos em ângulo superior a 10° . Nas outras ocorrências são constatadas inúmeras intrusões alcalinas nos arenitos da região. Diques radiais, em relação ao centro do planalto são freqüentes nas pedreiras de arenito próximas à barragem do Rio das Antas até Poços de Caldas. Em vista aérea tem-se a clara impressão de que os afloramentos de arenito seguem uma linha interrompida ao longo da borda do planalto, acompanhando-a, como incrustação interna das encostas montanhosas do grande círculo. **Freitas** (3, p. 37) já havia feito observações semelhantes. A posição dos mesmos varia entre cota de 1000 metros até a cota de 1500 metros, mergulhando geralmente para o interior.

Considerações sôbre os sedimentos arenosos. Certos arenitos por nós estudados, vide figura 7, além de apresentarem textura "turbilhonar" possuem certa quantidade de feldspato, microclina em geral, também constatada por **Branco** (10, p. 9), que por decomposição dá à rocha um aspecto salpicado. Esse sedimento arcossiano apresenta acamamento do tipo torrencial, isto é, alternância de camadas horizontais paralelas com estratos cruzados ou caóticos, ou ainda alternância de camadas paralelas grossas e finas. Segundo vários autores, **Twenhoffel** (34, p. 313), **Krynine** (23, pp. 353-363), a presença de feldspato nos arenitos dêsse tipo indica decomposição e retirada sem completa destruição dos minerais, erosão rápida, pouco transporte e soterramento em curto espaço de tempo. O tipo de acamamento irregular sugere, por outro lado, variações de competência durante o processo de sedimentação. Outros dados, que apontam condições variadas de sedimentação, são as alternân-

cias de arenito e siltito em Águas da Prata e ao norte de Andradas. Êstes arenitos, intercalados no siltito, possuem notáveis semelhanças com os demais arenitos da mesma região (incluindo o arenito, que ocorre acima do siltito, em espessa camada). Têm o mesmo grau de seleção, mediana granulométrica sempre na fração arenosa, estratificação em geral cruzada etc. Há casos excepcionais, como por exemplo nas proximidades da Cachoeira do Ozório, em que o arenito apresenta estratificação inclinada curta e curva, ou ainda, níveis de seixos e areia grosseira, indicando, possivelmente, locais onde agiram correntes aquosas. Normalmente o siltito mostra laminação, produzida possivelmente em condições calmas. Como já foi dito anteriormente, existem leitos de mica no siltito, cujos fragmentos, às vezes, alcançam um centímetro de tamanho. Talvez seja êsse o indício de proximidade da fonte, ou condições calmas de sedimentação, **Krumbein e Sloss** (16), pois com o transporte, a mica se fragmenta, diminuindo de tamanho. Como se pode depreender das curvas cumulativas, o siltito nem sempre se apresenta bem selecionado, talvez por defeito de amostragem.

Fonte dos sedimentos: Fazendo uso do cálculo proposicional segundo modelo de **Reichenbach** (29, p. 99), podemos concluir:

1 — O sedimento estudado deve ter diversas procedências.

2 — Êste sedimento é difícil de ser encontrado, por ter-se sedimentado, provavelmente, em diferentes condições de ambiente.

Estudando os minerais pesados, pudemos constatar serem êstes comuns de rochas ácidas. Assim, a zirconita e monazita têm sua origem em rochas ígneas ácidas ou intermediárias, o mesmo podendo-se dizer do anatásio, que é geralmente autógeno por decomposição de ilmenita ou mineral titanífero, **Milner** (27, p. 235). A cor púrpura da zirconita, no caso, é indício de idade arqueana, **Saldanha e Franco** (17, p. 48). Os minerais pesados: turmalina, rutilo, granada e córindon provêm de rochas metamórficas ou ígneas ácidas. Os

seixos e fragmentos encontrados nos arenitos e siltitos de Águas da Prata são de gnais ou de arenito cimentado por limonita. Os minerais pesados do seixo de arenito apresentam 90%, aproximadamente, de turmalina e pequena porcentagem de zircônia; de modo que, não houve confirmação da primeira hipótese na prática. Quanto à segunda, sabemos que, até agora, não é encontrado esse mesmo tipo de sedimento em outras partes, a não ser dentro do planalto de Poços de Caldas ou junto a êle, na Serra do Mirante. Podemos admitir que, se todo o pacote sedimentar mostra alternância de rochas formadas em condições diferentes, então sua ocorrência deve estar limitada a uma linha de sobreposição de meios e ambientes diversos de sedimentação. Tal situação, por exemplo, poderia existir junto a montanhas no deserto. O siltito e argilito depositar-se-iam em lagoas. As intercalações de arenito podem ser explicadas como transgressões passageiras de areias do deserto que, por fim, devem ter sobrepujado os depósitos de silte. Fato que apoia essa interpretação é que esse tipo de sedimento existe em "playas" atuais, **Hamilton** (21), apresentando espessuras semelhantes às por nós encontradas, o mesmo acontecendo em desertos do passado, **Martin e Korn** (26, p. 88). Estudos de **Barrel** (5, p. 285-294) mostram serem comuns em zonas áridas ou semi-áridas sedimentos desse tipo.

Idade dos arenitos: Até agora nenhum fóssil foi verificado nos sedimentos arenosos considerados. Nessas condições, não nos é possível correlacionar, com segurança, o sedimento e nem datá-lo. Faremos uso então de caracteres litológicos, para podermos compará-lo a outros. Quem examinar pela primeira vez os arenitos do planalto de Poços de Caldas fica logo sugestionado pelo seu aspecto friável e pela angulosidade dos grãos que o compõem. **Derby** (16), o primeiro geólogo a encarar esse assunto, acreditou inicialmente na possibilidade de se tratar de quartzito do embasamento cristalino. Logo abandonou essa idéia, atribuindo idade carbonífera ao sedimento, pelo fato de ter encontrado nele intercalações de folhelho argiloso. À primeira vista, parece realmente um quartzito. Entretanto, as análises de arredondamento, tabela 2, parecem indicar não

terem êles sofrido metamorfismo suficiente para se transformarem em tal rocha, cujos grãos teriam angulosidade muito maior. A segunda idéia de Derby encontra melhor apóio nos resultados sedimentológicos. Voltando à tabela 2, pode-se notar que o grau de arredondamento dos arenitos de Poços de Caldas, é semelhante aos dos arenitos fluviais e flúvio-glaciais em geral. A título de comparação, damos, a seguir, os coeficientes de seleção de três sedimentos, dois arenitos flúvio-glaciais e um loessito, cujos histogramas foram obtidos por **Leinz** (25, pp. 17-24). Por êsses dados verificamos que o arenito de Pitanga (Estado de São Paulo) e o loessito de Rio do Sul (Santa Catarina) são bem selecionados com coeficientes de seleção ao redor de 2. O arenito fino do Rio do Sul, ao contrário, deu seleção medíocre e ao redor de 10. Os dois primeiros, entretanto, mostram como o sedimento glacial retrabalhado pode apresentar-se bem selecionado, perfeitamente comparável aos de Poços de Caldas. Existe, no entanto, forte discrepância com relação aos minerais pesados. Enquanto os sedimentos glaciais ou flúvio-glaciais contêm de modo uniforme a granada, predominantemente, havendo também certa freqüência de turmalina e apatita, **Leinz** (25, pp. 27-28); nos nossos sedimentos, a granada e a apatita aparecem em porcentagem muito baixa. Este último dado afasta a hipótese de Derby de que os arenitos por êle encontrados, próximos e dentro do planalto de Poços de Caldas, sejam correlacionáveis aos sedimentos flúvio-glaciais.

Como vimos na introdução dêste trabalho, os autores mais modernos apontam semelhanças dos arenitos considerados, com o arenito Botucatu, principalmente devido ao conteúdo em feldspato quase sempre presente em sua composição. Foram então comparados os nossos dados, aos obtidos por **Carvalho** (12) em estudos realizados sôbre o arenito Botucatu no Estado de São Paulo e também aos de outros autores. Pode-se dizer que, apesar de nossos arenitos apresentarem bom grau de seleção granulométrica, tabela 1, possuem êles maior quantidade de argila do que os arenitos estudados por **Carvalho** (12). Esta autora, comparando o arenito Botucatu a areias desérticas da África, verificou que há em ambos, de um modo geral:

1 — Muito material bem selecionado para a granulação de 500 e 200 microns, chegando a representar 96% da amostra.

2 — Muito pouco material mais fino e mais grosso que a moda.

Os nossos histogramas, obtidos a partir das curvas cumulativas, mostram que a moda se situa no intervalo de 500 a 125 microns, em geral mais próxima a êste último valor e em porcentagem aproximadamente de 45 em relação ao total. Acima e abaixo da moda se distribui o restante material correspondente a 65% da amostra. Como se vê, não há perfeita correspondência entre os dados daquela autora e os nossos. **Bagnold**, (1, pp. 118-124) teve oportunidade de verificar que a estratificação dos sedimentos eólicos mostra haver mudanças rápidas nas condições de formação desses depósitos. Assim, as camadas são homogêneas só na espessura de poucos milímetros. Amostragem em maior espessura faz com que, junto à moda, apareça uma outra classe de granulação, que a acompanha em porcentagem. Ainda maiores discrepâncias na granulometria são obtidas, quando uma duna se move, havendo mistura de duas camadas, uma de areia grossa e uma de areia fina, formando depósito misto. Por essas ou outras razões, não há correspondência granulométrica entre os arenitos por nós estudados e o arenito Botucatu. Quanto ao grau de arredondamento, os arenitos de Poços de Caldas apresentaram grãos em média pouco arredondados, como vimos anteriormente, não só nas frações finas, como nas grossas, tabela 2. Isto, segundo **Twenhoffel** (34, pp. 308-309) não é suficiente para que se elimine a hipótese do sedimento em questão ter sofrido transporte eólico. Diz aquêl autor que pequeno transporte, ou ainda a retomada do sedimento por outro agente, pode modificar o arredondamento original dos componentes. De qualquer forma, o arredondamento no caso não é do tipo eólico, enquadrando-se melhor entre os do tipo aquoso, tabela 2. Comparando os nossos sedimentos, de grau de arredondamento ao redor de 0,4, no máximo, com os de Carvalho, no máximo ao redor de 0,7, vê-se que os nossos são completamente diferentes daqueles. Quanto ao brilho, já vimos antes que

o grão fosco só pode ser determinado quando bem arredondado, o que não é o caso. Dessa forma, não é possível estabelecer comparação com outros arenitos, quanto a esse caráter, que pode também surgir em circunstâncias outras que em ambiente eólico. Os minerais pesados serviram de base mais segura para estabelecimento de semelhanças entre as duas formações. O arenito Botucatú descrito por **Carvalho** (12) apresenta, além dos minerais por nós encontrados, ainda: barita, epidoto e estauroлита, faltando a êle anatásio, comum nos de Poços de Caldas. Entretanto, podemos dizer que ambos divergem pouco, principalmente se considerarmos a grande distância do local onde foram obtidas as amostras estudadas por aquela autora (a W do Estado de São Paulo, quase nos limites com o Estado do Paraná) em relação aos de Poços de Caldas. E' possível e mesmo provável que haja uma certa semelhança de alguns arenitos de Poços de Caldas com os da série Bauru, pois têm em comum o ambiente aquoso de sedimentação. E' interessante comparar alguns dados nossos com os de **Freitas** (20) sôbre a série Bauru. Já se nota flagrante diferença na composição dos dois arenitos. Para os da série Bauru, o teor de argila é muito maior, **Freitas** (20, pp. 80-81) do que nos nossos arenitos (figuras 2, 3, 4, 5 e 6). Por outro lado, diz Freitas no seu trabalho, que os sedimentos por êle estudados apresentam grande variabilidade dos coeficientes de seleção, geralmente medíocres, o que não é o nosso caso, tabela 1. Os arenitos por nós estudados possuem, freqüentemente, teor mais alto em quartzo, superior ao máximo (85%) dos sedimentos estudados por Freitas. Além disso, os grãos de areia dêstes últimos possuem tamanho máximo de 0,125 milímetros, ultrapassado pelo tamanho médio dos componentes dos arenitos de Poços de Caldas, com valores ao redor de 0,3 milímetros. Por outro lado, o teor em zirconita dos arenitos da série Bauru é sempre baixo, em contraste com os minerais pesados dos arenitos de Poços de Caldas. Aquêles são também comuns de rochas metamórficas e de rochas basálticas, contrastando com êstes, comuns de rochas ígneas ácidas. São ambos semelhantes, quanto ao grau de arredondamento, tabela 2, entretanto como já foi dito e como veremos adian-

te, o arenito de Poços de Caldas parece ter sofrido a influência do magma alcalino que parece ter-lhe modificado em parte o grau de arredondamento dos componentes. Além disso, em Águas da Prata e ao norte de Andradas, existe diabásio cortando os arenitos. Fica assim eliminada a hipótese de, pelo menos êstes, serem da série Bauru. Deixamos de comparar os siltitos que ocorrem abaixo da última intercalação de arenito com outras formações sedimentares, porque somente as camadas superiores ocorrem em toda a área estudada e intervieram nos processos vulcânicos. Considerando as analogias do arenito que ocorre na região de Poços de Caldas com as rochas da formação Botucatu, a correlação com tal arenito é aceita por nós, provisoriamente. O arenito Botucatu faz parte da série São Bento e acha-se em Águas da Prata cortado por diabásio da mesma série. Atribui-se-lhe idade supostamente triássica e sua situação estratigráfica não foi elucidada definitivamente. É bem provável que este arenito tenha se depositado, ou tenha sido remobilizado durante as manifestações alcalinas vulcânicas, pois aparece capeando lava ou tufo nas proximidades de Águas da Prata, no leito e margens do Córrego do Quartel, **Derby** (16), e mais ao norte na fazenda Monte Alto intercalado com tufo. Foi impossível determinar o caráter da rocha alcalina decomposta e o tipo de contacto, por falta de melhores exposições. Em todo caso, o arenito está cortado e em contacto a quente com o tinguaito, na maioria dos outros afloramentos, fazendo-nos acreditar que êle se depositou antes das intrusões alcalinas e em ambiente misto eólico-aquoso. Se a situação desse material no tempo é problemática, por outro lado a sua situação espacial é de grande importância para estabelecer os fenômenos estruturais da região.

BRECHAS

Descrição: Entendemos por brecha, tendo por finalidade o mapeamento geológico, a rocha fragmentária ligada diretamente ao vulcanismo alcalino. Como se pode ver na figura 1, as brechas aparecem freqüentemente acompanhando os aflo-

ramentos de arenito em linha bordejante interna do círculo alcalino. Há exceções, quanto aos dois afloramentos, que ocorrem no centro sul do planalto. São descritos os quatro tipos seguintes:

1 — Brecha de côr castanho-arroxeadada encontrada nas proximidades da reprêsa do Rio das Antas até Águas da Prata, seguindo a estrada de rodagem, que liga aquela cidade a Poços de Caldas, e, ao norte de Andradas em pequeno afloramento na fazenda Pinheirinho. Os afloramentos aparecem descontinuos, como se pode ver na figura 1 e no anexo mapa geológico da região. No planalto, essa brecha se encontra geralmente decomposta e, então, só reconhecível pelo fato de os fragmentos que a compõem mostrarem côr clara, que sobressai na massa escura castanha da matriz. De Cascata a Águas da Prata, estas rochas estão mais frescas:

a — Matriz: O exame macroscópico revela a existência de uma matriz de côr tipicamente castanho-arroxeadada, que, decomposta, parece-se muito com a terra roxa proveniente das rochas básicas. E' de granulação fina afanítica, só se podendo distinguir o quartzo que aparece em grãos detríticos arredondados. De Cascata para Águas da Prata, há um aumento de quartzo detrítico na matriz. O exame microscópico mostra em primeiro lugar, o alto teor em calcita. Esta se encontra, às vezes formando agrupamentos de cristais grandes de geminação encurvada. Na maioria das vezes, entretanto, forma massa de microcristais, que compõe o cimento e ocupa, em substituição, os espaços deixados por minerais, tanto da matriz como dos fragmentos. Tal é sua quantidade que, acreditamos, deva talvez entrar em porcentagem superior a 60 na matriz dessas rochas. Ao lado da calcita existe também grande quantidade de hematita. E' ela responsável pela coloração dessas rochas, aparecendo microcristalina, castanho-avermelhada e opaca. Além desses minerais, existe sempre em menor quantidade leucoxênio em massa fina, intersticial. A hematita aparece, frequentemente, formando uma rêde irregular, onde a calcita e os fragmentos estão incluídos. As massas de cristais finos de calcita,

geralmente arredondados, não têm limites bem definidos e não são maiores que alguns milímetros. No caso de apresentarem limites nítidos, com relação à hematita e demais minerais, são por nós considerados como fragmentos e não mais como matriz.

b — Fragmentos: os fragmentos são de dois tipos principais: os fragmentos de rochas e os fragmentos de minerais.

Os fragmentos de rocha, macroscopicamente, são de dois tipos. Os fragmentos claros, esbranquiçados, de textura grosseira em geral e os fragmentos escuros, castanhos de textura geralmente fina, afanítica. Os primeiros são isentos de quartzo, podendo-se distinguir, mesmo macroscopicamente, ripas de feldspato que alcançam, no máximo, alguns milímetros de comprimento e também pontos esverdeados, onde houve cloritização. Os fragmentos escuros são, freqüentemente, pouco nítidos, realçando-se mal na matriz, cuja cor é semelhante, também escura e castanha. Ambos os tipos são angulosos, alcançando aquêles, em geral, maior tamanho. O maior encontrado foi de pouco mais de uma dezena de centímetros. Entre os minerais, o único que se pôde determinar macroscopicamente, como vimos, é o quartzo, que aparece em relação aos outros, em tamanho maior. Este, assim como grãos detríticos de feldspato, ao microscópio, ressaltam na massa. Sua quantidade aumenta de tal modo nas proximidades de Águas da Prata que chegam a formar um arenito de composição igual a 80% em relação à matriz, que, no caso, fica reduzida a simples cimento. Além do feldspato e do quartzo, existem sempre pequenas porcentagens de grãos de apatita, ora prismáticos bem ideomorfos, ora fraturados, pequenos fragmentos de magnetita ou ilmenita. A proporção máxima de quartzo obtida em relação ao feldspato foi de 90%. Este último se identifica em dois tipos: ortoclásio e albita, quase em iguais proporções, havendo, em certos casos, predominância do primeiro. Os fragmentos claros, ao microscópio se revelam como sendo principalmente de rocha, cuja textura e composição se assemelham ao diabásio. Apresentam ripas finas de plagioclásio, cujo tamanho máximo observado foi 3,5 milímetros de comprimento, para 0,3 milímetros de lar-

gura, dispostos irregularmente. O espaço entre as ripas é ocupado por calcita e agregados alongados de magnetita ou ilmenita. Esses fragmentos estão bastante decompostos; porém, foi possível diagnosticar o feldspato como sendo albita com índice menor que o bálsamo e ângulo de extinção para os geminados, segundo a lei da albita ao redor de 14° . Ao norte de Andradas, aparece essa mesma brecha com fragmentos grandes de gnais. Os fragmentos escuros são concentrações maiores de hematita ou fragmentos de arenito fino com maior quantidade de cimento hematítico. Além desses fragmentos maiores, existem também alguns de aglomerados de calcita, ou quartzo, ou, ainda, feldspatos microgranulares, de extinção ondulante. Os grãos de quartzo acham-se freqüentemente atacados, apresentando cavidades de corrosão, ocupadas pela calcita. A brecha é composta aproximadamente por 60% de fragmentos e 40% de matriz. Os fragmentos estão desorientados; entretanto, nota-se acamamento dessa brecha na Serra do Paiol.

2 — Brecha de côr verde-azulada clara, encontrada nas proximidades do leito do Rio das Antas entre a Barragem e Poços de Caldas e também, isoladamente, na Vila de Cascata. Quando semi-decomposta, essa brecha apresenta côr azul clara ou côr castanha clara, confundindo-se com a primeira já descrita.

a — Matriz: — o exame macroscópico da rocha fresca mostra matriz afanítica manchada de azul e verde de modo irregular. As manchas apresentam limite indefinido. Distinguem-se na matriz fragmentos e grãos de quartzo. Aquêles ocorrem em pequena quantidade representando, aproximadamente, 10% da composição total. Ao microscópio, pode-se notar como componente da matriz o piroxênio alcalino, em prismas curtos ou em finas agulhas radiais, sempre ideomorfos e, ainda, calcita. Esta última, forma massa fina de microcristais ou agregados maiores sem limites nítidos com os demais componentes da matriz, como acontece na brecha 1, já descrita. Na brecha encontrada na Vila de Cascata, além desses componentes normais a egirina parece estar alterada em mineral fibroso de côr azulada clara. Em alguns pontos da rocha, falta a egirina totalmen-

te, ficando a matriz representada só por calcita. Leucoxênio aparece intersticial.

b — Fragmentos: Macroscopicamente, distinguem-se fragmentos de rocha e de minerais. Foi possível, por exemplo, reconhecer fragmentos de gnaiss além de fragmentos de lava e arenito. Entretanto, só ao microscópio foi possível diagnosticar melhor os diversos tipos. Pode-se dizer de início, que êstes são mais variados que os encontrados na brecha 1. Entretanto, como naquela, muitos são os pedaços de rocha de textura diabásica com plagioclásios ripiformes de albita contendo magnetita intersticial. Existem também fragmentos de fonolito ou tinguaito cujos componentes são: feldspato, egirina e nefelina, microgranulares.

O arenito e o gnaiss não foram estudados ao microscópio. Além desses fragmentos, ocorrem conjuntos de agregados de feldspato ou quartzo, que ressaltam na matriz pelo seu tamanho. Os minerais detríticos mais comuns nessa brecha são êstes dois últimos, em proporções variáveis quanto aos níveis de uma sondagem, feita no sítio Bortolan, próximo à Barragem, junto à estrada de rodagem Poços de Caldas a Águas da Prata. Amostras coletadas a 53 metros e 71 metros de profundidade continham como material detrítico unicamente, feldspato. Na superfície, algumas amostras contêm muito quartzo detrítico e raros grãos de feldspato. Êste último é geralmente do tipo plagioclásio e em quantidade menor ortoclásio e microclínio. Tanto o feldspato como o quartzo acham-se muitas vezes corroídos e substituídos pela calcita. Além desses minerais aparece a biotita em certos casos e apatita. A biotita pode ocorrer em grandes cristais, alguns de 0,5 centímetros de comprimento. A apatita é comum em cristais ideomorfos. De todos os fragmentos observados, o maior não ultrapassou o tamanho de 10 centímetros, sempre encontrados dispostos desorientadamente. Em Cascata e nas proximidades da ponte sobre o Rio das Antas, a brecha está acamada.

3 — Brecha associada diretamente às rochas ígneas alcalinas, encontrada ao norte de Poços de Caldas, na estrada que

liga esta cidade à Pedra Balão e na Serra do Paiol nas elevações que limitam o planalto a SW. Estas brechas são representadas, na figura 1, por triângulos. Quem sai de Poços de Caldas em visita à Pedra Balão encontra na subida da Serra, que separa êsses dois pontos, um tinguaito comum de côr negra e textura afanítica, que passa gradualmente a uma rocha de mesmo aspecto, contendo fragmentos de vários tipos. A SW do planalto, capeando as elevações maiores e as colinas que o limitam, é encontrado um tinguaito que, quando fresco, é de côr negra como o anterior, passando, às vêzes, a um tipo de granulação mais grosseira, assemelhando-se macroscopicamente a um microfoiuito. Apresenta, em pontos dispersos de sua massa, fragmentos de rocha de textura mais fina. Os fragmentos podem estar, às vêzes, distanciados de metros, outras vêzes distantes de alguns milímetros, formando um agrupamento denso.

a — Matriz: A matriz, do ponto de vista macroscópico, é a mesma em ambos os casos. Diverge esta última daquela quanto à textura, mais grosseira. Ambas possuem grande semelhança na composição. Ao microscópio, a matriz tem aspecto de tinguaito. A primeira, de Poços de Caldas, é porém mais rica em nefelina, que se apresenta ideomorfa em cristais grandes, até dois milímetros de comprimento. Os feldspatos presentes são sanidina e ortoclásio de 1,5 milímetros, no máximo. Na brecha de Poços de Caldas, o feldspato e a nefelina estão freqüentemente alterados. O feltro da matriz é, em ambas, constituído de cristais menores, cujo tamanho é de 0,15 milímetros, no máximo. E' composta dos seguintes minerais: piroxênio sódico, nefelina e feldspato.

b — Fragmentos: Distinguem-se quatro tipos de fragmentos, macroscopicamente, na brecha de Poços de Caldas. São êles os seguintes: rocha esverdeada muito escura, cujos minerais prismáticos faneríticos são, no máximo de um centímetro; rocha clara de cristais feldspáticos faneríticos com alguns fêmicos acessórios; rocha fina afanítica de côr preta; arenito. A primeira, ao microscópio, mostrou ser uma rocha piroxênica, às vêzes poiquilítica, englobando biotita (que também é muito

freqüente na rocha) feldspato e apatita. Os acessórios são: titanita, apatita e magnetita. Augita ocorre, passando, nas beiradas, a piroxênio sódico. Ao microscópio, a segunda se mostra bastante decomposta; é do tipo foiaito com grandes cristais de ortoclásio e nefelina. O piroxênio sódico é prismático e intersticial. Aparece biotita no contacto do fragmento e matriz. Apatita é acessório comum dessas rochas, na forma de agulhas. O terceiro tipo de fragmentos mostrou ser, ao microscópio, uma rocha microcristalina formada essencialmente de feldspato, nefelina e piroxênio sódico. No centro, passa a ter uma textura esferulítica. O arenito foi observado macroscopicamente. Além desses dois tipos, aparece na Fonte Paiol, a três quilômetros de Águas da Prata, na estrada de rodagem para Cascata, a 900 metros de altitude, uma brecha de lava de cor parda esverdeada ou roxa escura, fragmentária, lítica, bastante decomposta. A matriz é pulverulenta, rica em hematita, magnetita (?), calcita, apatita, clorita e, às vezes, biotita, onde se destacam fragmentos de lava básica alcalina, com cristais de augita e analcita, porfíricos, de 1,5 centímetros de tamanho máximo. Outros fragmentos são de rocha formada exclusivamente de piroxênio, magnetita ou limenita, de textura panidiomorfa ou panipidiomorfa, cujos interstícios são preenchidos por calcita. Como acessório, ocorre a titanita, perovskita (?) e granada (?). Os fragmentos menores são de aglomerados de feldspato em decomposição, possivelmente analcita, clorita, olivina (?) reconhecível só pela forma e apatita. Em sondagem de 100 metros de profundidade, essa rocha se apresentou contínua, contendo blocos com tamanho máximo de algumas dezenas de centímetros, dispostos desorientadamente. A sondagem não atingiu o fim da ocorrência em profundidade.

4 — Brecha piroclástica ou tufo, encontrada na estrada de ferro ligando Águas da Prata e Cascata, a 500 metros, aproximadamente, acima do cruzamento daquela, com a estrada de rodagem para a "Fonte Platina". É rocha fina, afanítica, estratificada, de cor parda, contendo em certos níveis bombas e blocos acamados. Ao microscópio, mostra matriz de poeira vul-

cânica castanha escura a pardacenta, decomposta, contendo fragmentos maiores de vidro e lava microcristalina, geralmente angulosos, de côr parda clara, outras vêzes, arredondados. Êstes são, às vêzes, de material criptocristalino. Material semelhante a êste (e que parece ser também tufáceo) ocorre no centro sul do planalto, nos dois afloramentos centrais, marcados na figura 1 e também no mapa anexo, na estrada de rodagem que liga Poços de Caldas a Andradas, junto à fazenda Carlito Junqueira. A melhor exposição é de 50 metros de comprimento, aproximadamente. E' rocha acamada em leitos rítmicos, cuja espessura é de 1 a 2 centímetros no máximo, muito decomposta e de côr roxa e cinza, contendo quartzo rolado. Acha-se atravessada por um dique de rocha, provàvelmente alcalina, também decomposta.

Considerações gerais sôbre as brechas. Na maioria dos sedimentos, material de origem vulcânica está presente só em traços, sem importância para constituição da rocha. Entretanto, por ser material muito fino e originário do magma decompõe-se fàcilmente nas condições reinantes na superfície, tornando-se difícil de reconhecer em sedimentos arenosos ou argilosos antigos. Em regiões de ativo vulcanismo, os sedimentos podem conter, exclusivamente, produtos de ejeção e. por conseguinte, são chamados de depósitos piroclásticos. E' material formado principalmente por explosões violentas, em que lava e rocha sólida são pulverizadas e lançadas ao ar. Caindo na superfície da terra, comporta-se como qualquer outro tipo de sedimento, podendo ser retransportado tanto por vento como por água e misturado a fragmentos detríticos de outras procedências. Tratando-se de material completamente desagregado e sôlto, é fàcilmente erodido. Êsses depósitos sub-aéreos dificilmente são preservados da destruição por erosão. Por outro lado, a decomposição química nesses depósitos se realiza com facilidade, pela circunstância do estado subdividido e arranjo frouxo de seus componentes. Além dêsses tipos de brechas vulcânicas, há as formadas por fraturamento durante explosões, sem ejeção. São êstes formados por aflouçamento e fratura-

mento do “teto” e da “rôlha” vulcânicos por forças da pressão dos gases acumulados que procuram saída, Cloos (13). Há nesses casos, um ajustamento de fendas do edifício vulcânico. O material original, fraturado pelas pressões, pode ser de diversos tipos, tanto da rocha ígnea consolidada como também de matéria piroclástica depositada em erupções prévias.

Êsses tipos de brechas parecem estar representados na região de Poços de Caldas. A brecha, provavelmente piroclástica de modo exclusivo, é aquela tipo 4, em que parece não ter havido contaminação por outro material que não o vulcânico. Nela não foi encontrado nenhum grão de areia arredondado. Os tipos 1 e 2 se enquadrariam, talvez, entre as brechas fraturadas por explosão, permeadas por gases. A favor dessa hipótese estão os fatos:

1 — De que essas rochas se encontram acamadas em certas exposições, indicando sua origem sedimentar primária.

2 — De essas rochas conterem quartzo ou feldspato arredondados dispostos em maior ou menor concentração, em diversos níveis, indicando mais uma vez a origem detrítica de alguns de seus constituintes e seu arranjo original sedimentar.

3 — De terem sofrido modificações na composição da rocha, posteriormente à sedimentação. Pode-se citar a transformação sofrida pelos plagioclásios, que, provindo de uma rocha possivelmente do tipo do diabásio, foram alterados em albita perdendo seu conteúdo em cálcio.

4 — O caráter híbrido das brechas, que, como vimos na descrição, apresentam ao lado dos grãos de quartzo e feldspato detríticos também egirina ideomorfa, às vezes formando amídalas. E' improvável que êste mineral seja detrítico, o mesmo podendo-se dizer da apatita, que ocorre como aquêle, às vezes, em finas agulhas idiomorfias.

O terceiro tipo de brecha no planalto de Poços de Caldas, que não possui as qualidades dos sedimentos pròpriamente ditos, é a rocha fragmentária de matriz tinguaitica, tipo 3 já descrita, que se classifica entre as brechas magmáticas. Como foi

visto antes, há dois tipos dessas brechas, um de xenólitos diversos e outro de fragmentos da mesma composição que a matriz de textura mais fina. O primeiro dêles estaria localizado numa fenda, por onde caminharia o magma, atravessando níveis litológicos diferentes, de onde teria arrancado fragmentos, trazendo-os à superfície, onde aflora. O segundo, por outro lado, é de pequena espessura. Parece que foram formados êstes últimos por uma quebra de rocha ígnea resfriada, posteriormente retomada e englobada por novo afluxo de magma. Há casos em que esta brecha forma superfícies ou tabuleiros, distinguíveis na topografia, com facilidade.

Idade das brechas. O estudo das diversas brechas mostrou que os tipos 1, 2 e 3 possuem fragmentos de arenito. Evidentemente, é um indício de que essas brechas são posteriores à formação do sedimento arenoso. Entretanto, na estrada de rodagem entre Cascata e Aguas da Prata, na altura da Fonte Deliciosa e, também, nas proximidades da Fazenda Monte Alto, ao norte de Aguas da Prata, existe de mistura com os detritos arenosos muita argila fina de côr cinza azulada salpicada de pontos claros e finamente estratificada. Seria êsse material resultado da deposição conjunta de arenito e tufo? O exame feito com auxílio da lupa revela semelhança desta rocha com aquela piroclástica descrita como tipo 4 das brechas. Entretanto, está mais intemperizada que o tufo pròpriamente dito e contém grande quantidade de quartzo detrítico, inexistente na outra rocha. E' provável, portanto, que tenha havido deposição simultânea dos arenitos e dos tufos nas fases iniciais do vulcanismo, ou que ambos tenham sido retrabalhados em época posterior. Devido ao estado de decomposição da rocha arenosa, contendo possivelmente tufo, foi impossível determinar os seus componentes finos. Dêsse modo, fica o problema sem solução, podendo-se acreditar ser impossível a ocorrência de numerosas e boas exposições de tufo, pelo fato de êsse material resistir pouco ao intemperismo e erosão, como já vimos.

Talvez se possa explicar a presença do arenito e silito, tanto no planalto como na sua vizinhança, imaginando terem êles

sido capeados por material piroclástico e lava que os protegeu, possibilitando a sua exumação em épocas modernas. Os arenitos mais afastados da região vulcânica não teriam tido a mesma sorte, sofrendo destruição erosiva já em épocas remotas. De qualquer forma, as brechas parecem ser posteriores ao arenito e anteriores ao final das últimas manifestações vulcânicas, pois estão cortadas por intrusões alcalinas (tinguaito) em muitos pontos onde afloram. Além disso, possuem, em quantidade, fragmentos de diabásio, intrusivo sob a forma de diques ou sills nos arenitos de Águas da Prata. Esse detalhe revela serem estas brechas também posteriores às eruptivas básicas, fato esse já citado por Freitas (19, p. 8).

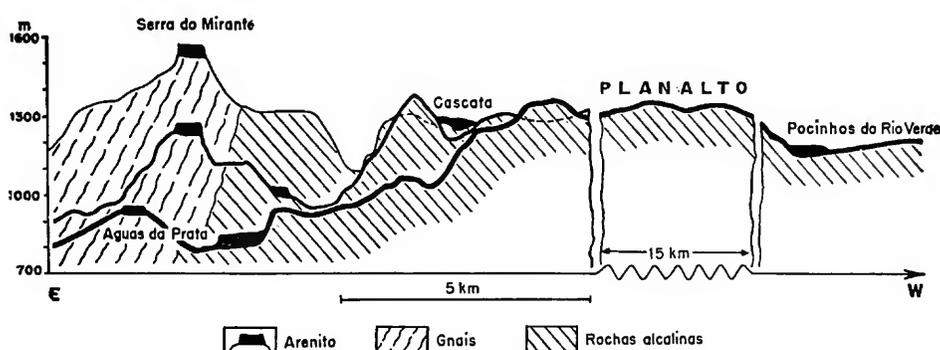


Fig. 8.

As rochas clásticas no espaço. A figura 8 mostra três perfis, que cortam o planalto de Poços de Caldas na direção este-oeste. A distância entre eles é de 3,5 quilômetros, aproximadamente, começando de Águas da Prata para o norte. Os perfis mostram as diversas posições que os afloramentos de arenito tomam nessa região. Evidentemente, pelas considerações já feitas, esse arenito deveria encontrar-se em níveis equivalentes aos das demais rochas sedimentares da bacia do Paraná. Entretanto, ocupa na Serra do Mirante, o nível de 1580 metros de altitude, aproximadamente. O mesmo fenômeno ocorre dentro do planalto, em que os arenitos acham-se deslocados de 400 metros para cima, em relação aos de Águas da Prata (a 820 metros de altitude). Além

disso, como já vimos na *figural*, o centro do planalto está livre de sedimentos arenosos e, na borda interna, êstes se encontram juntos e sôbre o tinguaito, nas mesmas cotas altimétricas (ao redor de 1.300 m. de altitude). Houve, portanto com tôda a probabilidade, levantamento dos arenitos. Poder-se-ia pensar que êstes tivessem ocupado as rampas das elevações do sopé ao cume dando a falsa impressão de levantamento. Entretanto, existe uma separação montanhosa entre os arenitos de dentro e de fora do planalto. Além disso, essas rochas do interior do planalto em geral mergulham para dentro do mesmo, mostrando mais uma vez terem se dissociado estruturalmente, com relação aos de fora.

Os arenitos do planalto parecem estar apoiados diretamente sôbre a rocha alcalina. Essa afirmação se baseia em um afloramento que ocorre nos arredores da cidade de Poços de Caldas, a NW da mesma, na Serra de Poços. Nesse local, o arenito acha-se apoiado sôbre o tinguaito, mergulhando para o sul, aproximadamente de 30° em afloramento, que sobe quase até o cume dessas elevações. Lembremos também que o tufo já descrito, decomposto, que ocorre no centro sul do planalto, ocupa as mesmas cotas que o arenito da borda, isto é, aproximadamente 1.300 metros de altitude. Como veremos adiante, êsse é um dado muito importante para esclarecer as disposições estruturais da região. Como já vimos, a brecha acompanha internamente a beirada montanhosa alcalina. É interessante notar a semelhança entre as brechas 1 e 2. Apesar de se exibirem nos afloramentos com diferentes côres, isso provàvelmente se deve a circunstâncias secundárias de decomposição e intemperismo. Fato interessante, que demonstra a sua semelhança, é o de conterem, como fragmentos, grande quantidade de diabásio e, muitas vêzes, arenito detrítico. Formam uma faixa contínua desde Poços de Caldas até Águas da Prata em linha semi-circular. Acreditamos que essas brechas tenham tido sua composição determinada pela litologia subjacente. Assim, em Águas da Prata, onde ocorre muito arenito e diabásio, a brecha é rica desse material e dos produtos de decomposição e alteração do

diabásio, como vimos. Perto de Poços de Caldas, onde provavelmente a influência alcalina se torna maior, a matriz dessa rocha muda, passando a conter enorme quantidade de piroxênio sódico. Infelizmente são poucos os dados que possuímos sobre a espessura vertical desse tipo de rocha. Adiante voltaremos ao assunto.

Até agora foram descritos e interpretados fenômenos observados. Para chegarmos a uma interpretação plausível geral, muitas inferências terão que ser feitas sem termos para elas confirmação. Essas versões serão, portanto, do tipo conjectural. No entanto, será feita uma tentativa para deduzir dos fenômenos observados em superfície aquêles que ocorreram nas profundezas inacessíveis, ou, ainda aquêles cuja verificação direta é impossível. Observando o mapa geológico, o que primeiro chama a atenção é a disposição dos arenitos e brechas. O restante do planalto, a grande área central, apresenta aspecto homogêneo e pouca variabilidade litológica. Qual seria a razão para as rochas clásticas ocuparem a estreita faixa ao longo da cadeia montanhosa, que limita o planalto?

Origem das brechas. A origem sedimentar das brechas 1 e 2 pode ser verificada em alguns afloramentos pelo acamamento, apesar delas nem sempre apresentarem quartzo ou feldspato detríticos. Tal se dá desde Cascata, até as proximidades de Poços de Caldas.

Como vimos, existe grande semelhança litológica em toda a extensa faixa em que ocorre esta rocha, de maneira que é plausível considerar a maior ou menor concentração de grãos arredondados de quartzo ou feldspato, como uma variação simplesmente local.

Caracteres sedimentares das brechas:

1 — Acamamento em certos pontos, como visto acima.

2 — A presença freqüente de grãos detríticos de quartzo e feldspato na sua composição, que devem provir dos sedimentos arenosos da superfície.

Caracteres vulcânicos e magmáticos das brechas:

1 — Blocos de arenito silicificado e recristalizado e blocos de gnais, que tomam parte como fragmentos maiores da brecha, possivelmente arrancados de pontos profundos, trazidos à superfície e atirados junto com os demais ejectólitos.

2 — Os cristais idiomorfos de piroxênio sódico com texturas ígneas amigdaloides e os cristais idiomorfos de apatita.

3 — Movimentação e fraturamento, talvez causado por explosões e acomodações vulcânicas indicadas por:

a — Calcita, apresentando planos de geminação encurvados.

b — Grãos fraturados de quartzo.

Explicação: Com tôda probabilidade, essas rochas devem ter sofrido a percolação de gases, pois êstes podem encontrar caminho aberto no tufo, arenito e material piroclástico poroso, afrouxado em consequência dos abalos vulcânicos. Os gases alcançando a superfície, sofrem freqüentemente reação de oxidação com o ar atmosférico, **Barth** (6, p. 153), havendo, em consequência, grande aumento de temperatura.

Bowen (8, p. 84) afirma que, durante o processo de cristalização do magma alcalino, há um enriquecimento de voláteis, tais como: H_2O , CO_2 , S, Cl etc.. Tal é o aumento de voláteis, no magma alcalino, que êle é incluído por alguns autores, **Turner** e **Verhoogen** (33, p. 308) entre os pegmatitos. Dessa maneira seria fácil para êsses compostos, quer na forma de gases, quer na forma de soluções, atacar e corroer os grãos de quartzo de certas rochas e, ao mesmo tempo, enriquecê-las de outros minerais. Explicar-se-ia, assim, o pequeno grau de arredondamento nos grãos de quartzo dos arenitos, principalmente os do planalto, diretamente envolvidos nos fenômenos vulcânicos. Por outro lado, certos minerais, tais como o zircão, nada sofreram, provavelmente devido à grande estabilidade deste mineral.

É possível que as considerações feitas acima possam explicar os processos metassomáticos que permitiram a formação

de alguns minerais epigenéticos nas brechas e nos arenitos, tais como: anatásio idiomorfo, albita nos plagioclásios componentes dos fragmentos de diabásio etc..

De qualquer forma, existe ao longo dos afloramentos da brecha uma zona de fraqueza evidenciada pelos seguintes fatos:

Homogeneidade da litologia central do planalto, vide mapa geológico anexo.

Ocorrência de fontes quentes em Poços de Caldas e outros tipos em Pocinhos do Rio Verde, Águas da Prata e suas vizinhanças, nas regiões que circundam o planalto.

Ocorrência de calcita em grande quantidade na brecha, mineral inexistente nas rochas vizinhas alcalinas e talvez proveniente de profundidade, **Shand** (31, p. 150).

Com êsses dados apontados acima, surgem dificuldades de ordem estrutural. Por exemplo, pode surgir a seguinte pergunta: até que profundidade se encontraria a faixa brechosa? Já vimos que, por sondagem, se apresenta contínua, até aproximadamente 100 metros de profundidade. Existem algumas boas exposições, ao longo do vale do Quartel, entre Cascata e Águas da Prata, em que se vê contato vertical entre brecha e rocha ígnea alcalina. Êsses afloramentos, litologicamente semelhantes, seguem com pequenas interrupções da cota, de 1.200 metros de altitude a 820 metros de altitude. Deve-se então pensar em uma faixa de brecha de 400 metros de profundidade ou deve-se pensar em uma camada que se depositou em pequena espessura, descendo o planalto até a soleira das montanhas, em um vale pré-formado? Por enquanto, é impossível dar uma resposta a êsse problema.

Como vimos antes, é fato bem conhecido que os vulcões condicionam a subida do magma até a superfície, aparecendo nos pontos fracos da crosta. De fato, só onde existem fendas que permitam a passagem de matéria ígnea para o exterior é que se formam os edifícios vulcânicos. Assim, até mesmo nas zonas estáveis da crosta, os vulcões seguem alinhamentos estruturais, **Hans Cloos** (14), **Umbgrove** (35, pp. 296-297) obedecendo a condições tectônicas de falhas e fissuras. É interes-

sante notar que essas rochas vulcânicas de continentes são, em geral, do tipo basáltico e seus diferenciados. Rochas leucíticas podem aparecer nesses casos; entretanto seu caráter alcalino parece ser causado por circunstâncias locais, **Sitter** (32, p. 373-374). **Cloos** (13) verificou, em vários vulcões da Suabia que o próprio "neck" consolidado dos vulcões pode tomar o aspecto de brecha, quando quebrado e afrouxado durante o escape da pressão interna. Verificou êle a existência de dois tipos extremos de brecha, a dos blocos arredondados, com movimentação, expulsão de material e injeção de gases concomi-

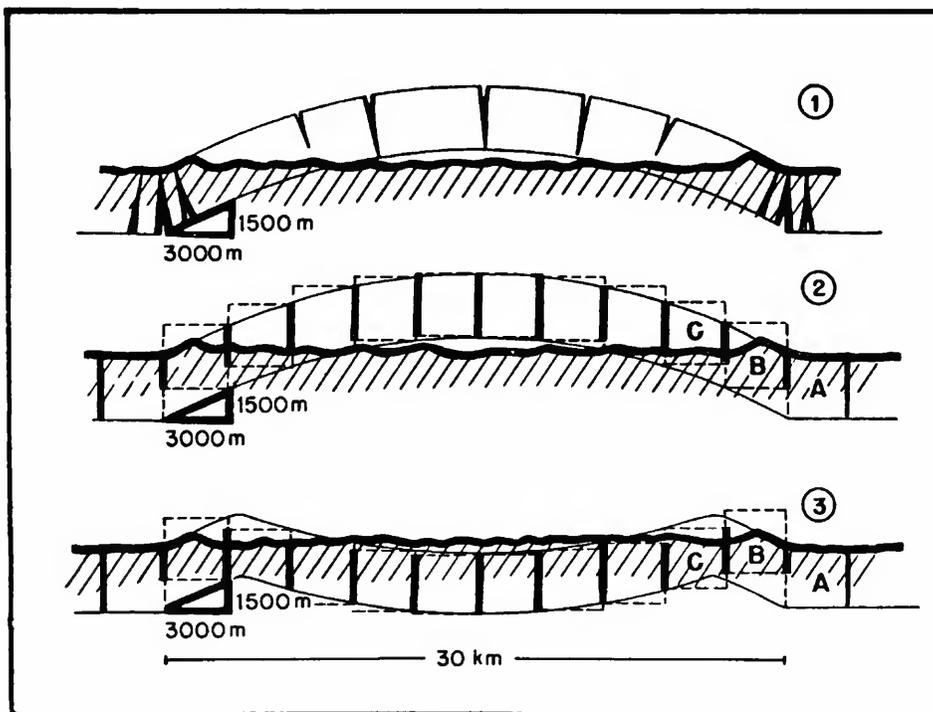


Fig. 9.

tantemente, e segundo grupo mais simples, de fragmentos angulosos. Neste último caso, os blocos seriam fraturados devido à explosão, ou simplesmente expulsos por fenda, sem atrito suficiente para perderem os ângulos. Os nossos dados permitiram enquadrar os blocos tanto em um tipo como em outro; porém, tal é a complexidade dessas rochas e tal é a falta de bo-

as exposições que acreditamos ser difícil, talvez impossível, situar na região estudada, os vulcões do passado.

As grandes estruturas. A altitude dos arenitos em Águas da Prata e adjacências, em relação aos do planalto, figura 8; o mergulho acentuado, muitas vêzes vertical, das texturas fluidais nas rochas alcalinas da beirada; a marcante saliência desta última; o contacto quase vertical do gnais e rocha alcalina, parecem indicar ter havido avanço da intrusão para o alto, durante o seu "mise en place". Tanto os picos marginais do planalto, como o deslocamento dos arenitos com relação ao exterior do planalto, mostram haver uma declividade da ordem de 500 metros em um quilómetro, tomando como relação o sopé externo. Admitindo que a intrusão tivesse causado um abaulamento, em tal ângulo, relativo à horizontal, construímos, em escala reduzida, três perfís do planalto, para se fazerem especulações sôbre as condições estruturais em que teriam se originado e situado as brechas, figura 9. Experiências de Cloos e Ridet citados por **Balk** (2, p. 101) mostram que massa em movimento ao longo de obstrução estacionária, inúmeras fendas surgem no contacto da parte móvel e estável. Essas serão perpendiculares às linhas de máxima distensão local. Essa direção é facilmente determinada, pois é perpendicular às linhas fluidais da intrusão. Se o material usado para a experiência fôr relativamente fluido, as fendas estarão ao longo da faixa fina, no ponto onde a borda estacionária forma uma flexão brusca, figura 10. Entretanto, quanto menos fluido fôr o material, mais suave a flexão e mais larga será a zona de fratura, figura 10 C. O mesmo acontece à encaixante solidária à intrusiva, nas proximidades do contacto entre ambas. Das figuras 9 e 10, pode-se chegar à seguinte conclusão: é no alto e nas bordas dessa estrutura que se desenvolvem melhor as forças de tensão. Formar-se-iam, assim, nesses locais, fendas por onde entraria o magma com mais facilidade. No segundo exemplo da figura 9, há abaulamento externo, com translação de blocos falhados, sem adernamento, enquadrando-se no caso C de **Balk**. O mesmo se dá no terceiro esquema da figura 9, em que foi representado um suposto levantamento e abatimento. Nesse esque-

ma, entre os blocos A, B e C e seus simétricos, não só houve maior movimentação, como também as superfícies de contacto, representadas por linhas grossas verticais são mais curtas, relativamente aos outros blocos do conjunto. Sob o ponto de vista

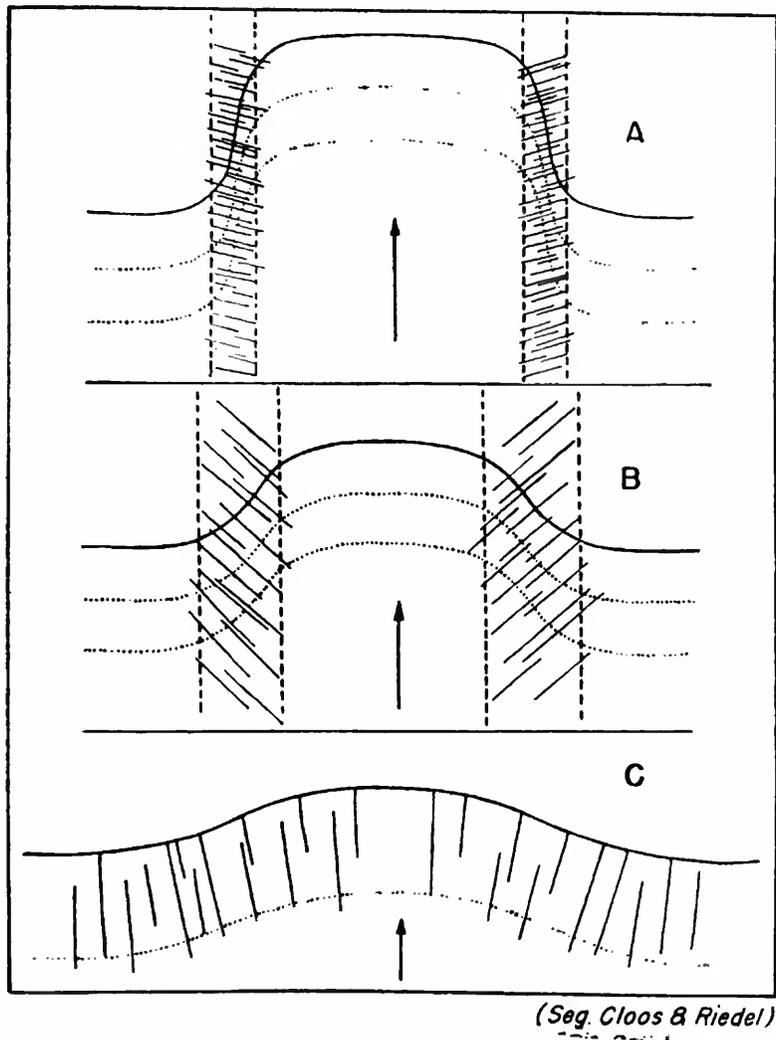


Fig. 10.

geométrico, seguindo os moldes traçados, as zonas fracas estariam na charneira, isto é, na borda da convexidade intrusiva, nas proximidades desta com a encaixante. Na figura 11, mostramos três perfis da borda e um teórico hipotético. Como se

vê, a semelhança é sugestiva. Os dados relativos ao levantamento geológico parecem mostrar ter havido um soerguimento por falha. Até que ponto a interpretação é verdadeira, não sabemos.

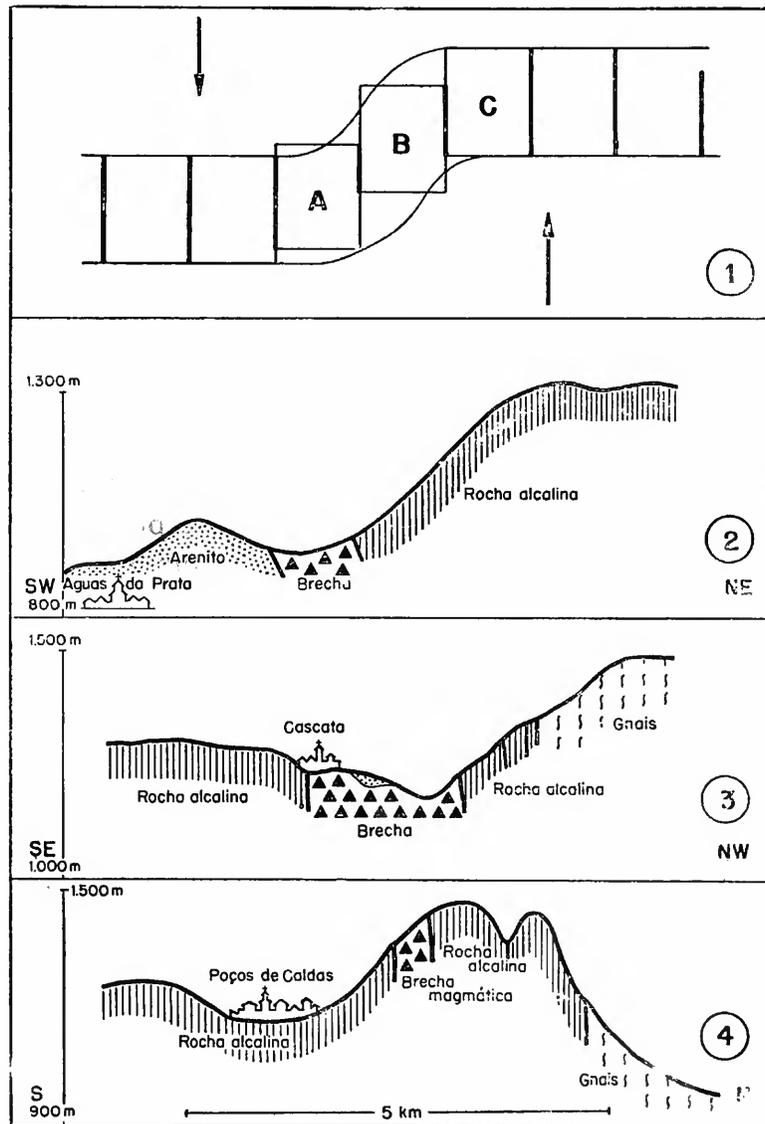


Fig. 11.

Abatimento, erosão ou explosão? Várias hipóteses podem ser lançadas para explicar tal situação atual das rochas clásticas no planalto.

1 — Por explosão pode ter havido o arrasamento do centro da massa intrusiva, ficando apenas alguns testemunhos do teto na beirada. Esta primeira hipótese é pouco plausível, porque exigiria uma força explosiva tremenda para livrar o planalto de toda a sua cobertura, correspondente a milhares de quilômetros cúbicos. Por outro lado, deveria haver nas vizinhanças externas, ao redor da região alcalina, blocos e material desagregado ou pulverizado resultante de tais acontecimentos, o que parece não ser o caso. Examinemos então mais duas hipóteses.

2 — Pode ter havido um abaulamento para o exterior provocado pela intrusão, facilitando a rápida erosão dos pontos altos dessa estrutura, determinando o desaparecimento da cúpula.

3 — Pode ter havido um abatimento do teto na parte central do planalto, determinando o englobamento do mesmo pelo magma alcalino, sem deixar vestígios na superfície.

Nada impede que logo após a intrusão ter produzido novas formas na superfície exterior, estas começassem a ser modificadas pelo trabalho da erosão. Formar-se-ia, assim, uma estrutura igual à de Poços de Caldas, arrasada no centro, onde aparecem os tipos ígneos plutônicos, e conservada na periferia, onde ainda aparecem os restos do teto, as rochas clásticas. Entretanto, existe um dado de campo que perturba este raciocínio; trata-se da rocha provavelmente piroclástica, que ocorre no centro sul do planalto, figura 1. Este tufo, como vimos, está nas mesmas cotas altimétricas que o arenito da beirada (ao redor de 1.300 metros de altitude). É possível que, depois de erodida a parte central do planalto, tivesse se depositado esse material conseqüente de um vulcanismo ativo muito demorado no tempo geológico. Mais fácil é, porém, pensar que a causa dessa situação em igual nível das rochas clásticas no centro e na periferia, esteja ligada a um abatimento central proposta na hipótese terceira. Analisemo-la. Para haver um abatimento do teto é necessário que este sofra um solapamento e englobamento pelo magma alcalino, em grandes ou pequenos blocos, como o tipo de "subsidence" de **Billings** (7, p. 286). Para que tal se

desse, seria necessário que a possível capa, gnais e arenito, tivessem densidade maior que o magma alcalino, podendo afundar neste por gravidade. Seguindo uma tabela de **Daly** (15, p. 47-48), não há praticamente diferença de densidades entre gnais e rochas alcalinas, sem contar o arenito. Este último, pelo fato de ser poroso, provavelmente se comportaria como rocha de densidade menor. Entretanto, o próprio **Daly** (15, pp. 47-48) se refere às rochas em alta temperatura como possuindo menor densidade que as mesmas no estado sólido, ainda frias. Além disso, essa propriedade de ter diminuída a densidade talvez se acentue em magma do tipo alcalino, rico em gases, como é o caso. De qualquer forma, o gnais não é encontrado no interior do planalto com exceção dos fragmentos constituintes da brecha e o arenito aparece nos raros pontos em que o contacto é visível, diretamente, sobre o magma alcalino, como se tivesse flutuado no mesmo. Além disso, como vimos, a brecha magmática encontrada no planalto, do lado interno da Serra do Paiol é uma rocha tinguaitica contendo fragmentos às vezes angulosos de uma rocha microcristalina. Este fato, aliado à pequena espessura dessa brecha e, ainda, sua distribuição em área, sugere ter o magma vindo até à superfície. Teria então se resfriado, quebrado e, posteriormente, sido retomado por outro avanço do magma. Se tal realmente aconteceu, o teto parece ter sido representado pela fina camada de magma solidificada. Onde estaria o teto primitivo de arenito e gnais? Teria ele se abatido no interior da massa ígnea ascendente? É difícil supor que, no caso de ter havido abatimento, não ter ficado nem um bloco na superfície, resto do antigo teto.

De qualquer forma, o abatimento, caso se tenha realizado não deve ter sido maior que algumas dezenas de metros, pois os sedimentos mergulham pouco para o interior do planalto. **Martin** e **Korn** (26, p. 91) apontam esse detalhe como indício de pequenos abatimentos. É preciso, no entanto, fazer uma ressalva com referência aos arenitos do norte de Andradas. Nesse local em uma faixa de algumas dezenas de metros, o arenito é siltito encontram-se dobrados, cortados por veios de quartzo e mergulhando quase na vertical. Pode-se apelar para a primeira e

segunda hipóteses em conjunto, como solução provisória para êsses problemas, que cada uma separadamente não consegue resolver. Portanto, para finalizar, podemos dizer que o pequeno número de evidências nos indicam ter havido um levantamento dos sedimentos, produzido pela rocha alcalina. Êstes devem ter-se mantido sôbre o magma alcalino. Posteriormente, a erosão e pequeno abatimento devem ter dado ao planalto sua configuração atual, eliminando do centro o teto primitivo. Nesse local, manchas de tufo devem ter-se depositado, após a fase de erosão.

CONCLUSÕES

1 — Na região de Poços de Caldas, ocorrem sedimentos arenosos, siltsos e brechas vulcânicas, formando uma faixa, junto ao contacto rocha alcalina e gnais, a 1300 metros de altitude aproximada. A oeste da área alcalina os arenitos aparecem, capeando o gnais em uma elevação de 1580 metros de altitude. Fora dessa área não se encontrou até agora ocorrência dêsse sedimento.

2 — A análise mecânica revelou serem os arenitos e siltitos bem selecionados. Os coeficientes de seleção variam de 1,1 a 3,6. A média dos coeficientes de seleção é 1,7. As medianas representativas do diâmetro em milímetro dos grãos componentes do arenito variam de 0,10 a 0,54. A grande maioria possui diâmetro de 0,3 milímetros.

3 — Quanto à forma, foi estudado o arredondamento dos componentes do arenito e silito. A média do grau de arredondamento da fração 0,500 milímetros a 0,297 milímetros e da fração 0,074 a 0,044 milímetros, deu valores muito próximos entre si, sempre inferiores a 0,5 e superiores a 0,2.

4 — A análise mineralógica revela uma grande variabilidade no teor em quartzo, de 90% a 20% nas amostras, predominando porcentagens acima de 70. O feldspato varia em teor de 0 a 10%. Os minerais argilosos, muscovita, bauerita e hidróxidos e óxidos de ferro, em conjunto variam em porcentagem de 1 a 79. Predominam as porcentagens inferiores a 30.

5 — Há grande variabilidade no teor de minerais pesados nos sedimentos estudados. Nunca ocorrem em quantidade superior a 1% com relação ao total de componentes. Predomina o zircão sempre presente em tôdas as amostras. Em ordem decrescente, aparecem ainda os seguintes minerais: anatásio, turmalina, rutilo, granada, monazita, hornblenda, apatita e córindon. A maior quantidade e variabilidade de minerais pesados ocorre nos sedimentos de Águas da Prata e arenitos da Serra do Mirante, amostras de 7 a 11. Além dêsses minerais, ocorre muito leucoxênio como cimento no arenito.

6 — Os grãos de areia, examinados em relação ao brilho, mostram-se geralmente foscos. Pelo fato do material examinado apresentar baixo grau de arredondamento, concluiu-se que os grãos foscos adquiriram êsse caráter, por corrosão.

7 — A máxima espessura alcançada pelos sedimentos é de aproximadamente 90 metros, em Águas da Prata. Trinta metros de arenito no tôpo a 60 metros, aproximadamente, de siltito com intercalações arenosas, abaixo. O material fino apresenta acamamento laminar paralelo e rítmico; quando inclinado, os ângulos são menores que 20°. O arenito apresenta estratificação plana, paralela, ou cruzada em ângulos ao redor de 30°. Em certos locais, o arenito toma um fácies arcossiano, com estrutura de depósito torrencial; em outros pontos, apresenta níveis de seixos. No planalto, falta em geral o siltito e as camadas de arenito parecem ser pouco espessas. Acham-se cortadas por intrusões alcalinas e, em certos pontos, por intrusões básicas (diabásio). As intercalações de arenito e siltito parecem indicar um ambiente misto de sedimentação aquoso e eólico com predominância final dêste último.

8 — Pelo fato de não terem sido encontrados fósseis nesses sedimentos, foi impossível datá-lo. Estabeleceu-se então uma correlação com outros sedimentos em bases litológicas. Foi feita uma comparação com sedimentos flúvio-glaciais, arenito Botucatu e Bauru. Os minerais pesados e os resultados granulométricos indicaram algumas semelhanças entre o arenito de Poços de Caldas e o arenito Botucatu, cuja correlação foi por

nós aceita provisoriamente, atribuindo a êle idade triássica. A hipótese de se tratar de arenito Bauru foi eliminada, pelo menos em Aguas da Prata e ao norte de Andradas, pelo fato de o sedimento estar cortado pelo diabásio nesses locais.

9 — Como brechas foram classificadas as rochas fragmentárias ligadas diretamente ao vulcanismo alcalino. Ocorrem em afloramentos, acompanhando internamente a borda montanhosa do planalto. São elas de dois tipos principais:

a — detríticas; b — magmáticas

a — Detríticas: Essa rocha ocorre de Poços de Caldas até Aguas da Prata e em pequeno afloramento isolado ao norte de Andradas, na fazenda Pinheirinho. Os fragmentos dispõem-se, geralmente, de modo desorientado, em massa fina afanítica castanha ou azulada esverdeada. Os fragmentos mais comuns são de diabásio alterado e, em menor quantidade, sienito, quartzo, lava e gnais. Entre os fragmentos de minerais predomina o quartzo detrítico e feldspato, geralmente corroídos e substituídos por calcita. A matriz, isto é, o feltro da brecha, é rico em calcita, hematita, egirina e, em menor quantidade, em leucocênio, apatita e biotita. Essas rochas aparecem acamadas em Cascata e ainda nas proximidades de Poços de Caldas, junto ao Rio das Antas. Além desse tipo, existe rocha piroclástica propriamente dita, muito fina, acamada, com fragmentos de vidro e massa castanha escura, decomposta, encontrada na base da Serra do Paiol e no centro do planalto, em pequeno afloramento.

b — Magmaica: A matriz é tinguaitica e, portanto, de rocha ígnea alcalina, contendo fragmentos de rocha piroxênica, lava, arenito e foiaito, nas proximidades de Poços de Caldas. Na Serra do Paiol, nos limites montanhosos a oeste do planalto, essa rocha é do mesmo tipo. A matriz apresenta textura mais grosseira e os fragmentos são da mesma rocha, porém mais fina, microcristalina. Esta última brecha ocorre em área de 5 quilômetros quadrados aproximadamente e em espessura no máximo de uma dezena de metros.

10 — Quanto à origem:

As brechas do tipo a são detriticas, primariamente, e posteriormente, modificadas por movimento, percolação de soluções e gases. Os indícios que apoiam essa conclusão são os seguintes:

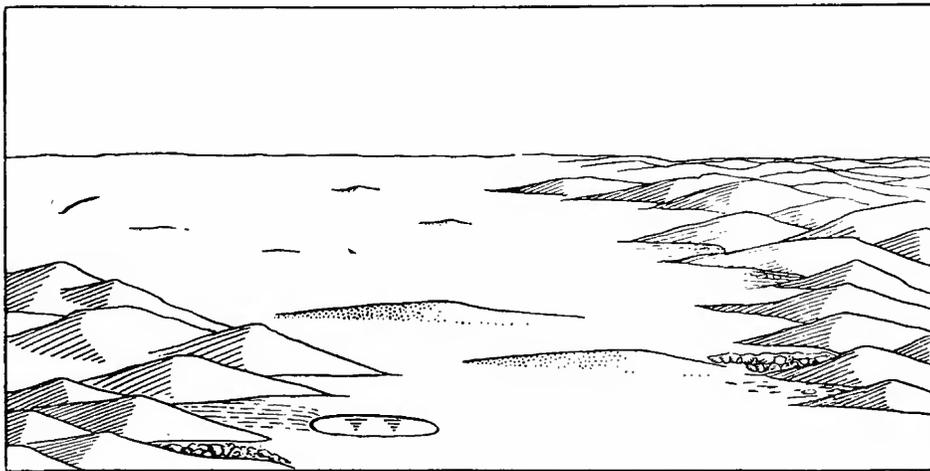


Fig. 12.

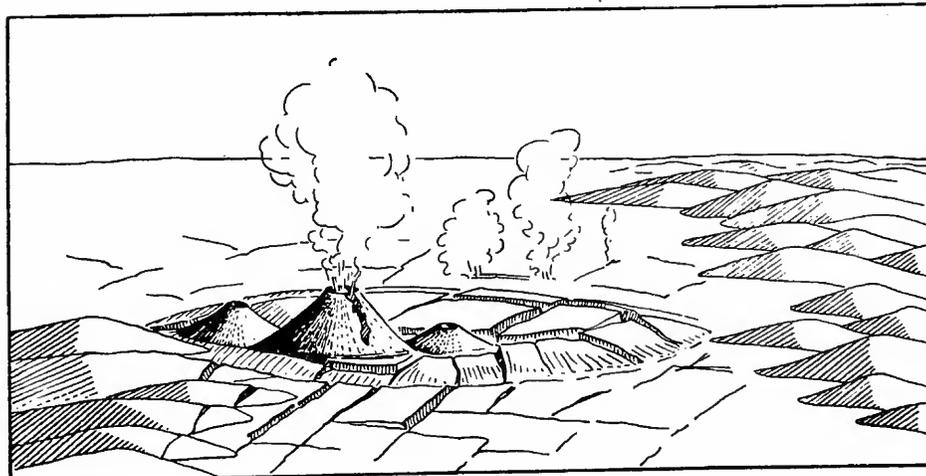


Fig. 13.

- 1 — Grande quantidade de grãos de areia arredondados na matriz.
- 2 — O acamamento dessas rochas em algumas exposições.
- 3 — A ocorrência de piroxênio sódico ideomorfo na matriz formando em alguns casos amídalas ou agulhas.

4 — A albitização dos feldspatos componentes do diabásio e a corrosão dos grãos de areia.

5 — Geminação encurvada da calcita e textura “morteiro” de alguns fragmentos.

As brechas do tipo b são magmáticas, porque a matriz é de rocha ígnea (tinguaito ou lava piroxênica).

11 — As brechas são posteriores ao arenito e diabásio, no tempo, pelo fato de conterem fragmentos dessas duas rochas. Devem ser anteriores às últimas manifestações alcalinas, por estarem cortadas por diques de tinguaito.

12 — A posição dos arenitos no planalto, a 1300 metros de altitude em relação aos da faixa exterior a 820 metros, mostra ter havido um levantamento da área de intrusão alcalina.

13 — O levantamento deve ter sido em bloco causado por falha, sem basculamento, porque:

1 — Os arenitos do interior e do exterior do planalto acham-se de modo geral pouco perturbados em ângulo.

2 — As exposições de arenito no interior do planalto, ao longo do círculo alcalino, encontram-se aproximadamente no mesmo nível (cota de 1300 metros).

3 — O contacto das rochas alcalinas e da encaixante gnáissica é, praticamente, vertical.

4 — A textura fluidal do contacto das rochas alcalinas com o cristalino é, quando visível, também aproximadamente vertical.

14 — Há alguns indícios de que o planalto tenha sofrido pequeno abatimento central. Os indícios são os seguintes:

1 — Os arenitos mergulham para o interior do planalto, de modo geral.

2 — Do lado de fora, na Serra do Mirante, o arenito está situado sobre o gnais, em maior altitude (1580 metros) que os do planalto (1300 metros).

3 — Ocorre, no centro do planalto, uma rocha possivelmente piroclástica, em mesmo nível que os arenitos da borda interna do planalto. Este último, que é o argumento mais forte, mostra que houve ou abatimento, ou o vulcanismo da região demorou-se ativo em tempo suficientemente longo, para que a de-

posição da rocha piroclástica se desse depois da erosão ter alcançado tal nível.

15 — Com base nos dados geológicos, inferências e conjecturas; foi tentada uma representação esquemática da sucessão provável de acontecimentos geológicos ocorridos na região de Poços de Caldas, figuras 12, 13, 14 e 15.

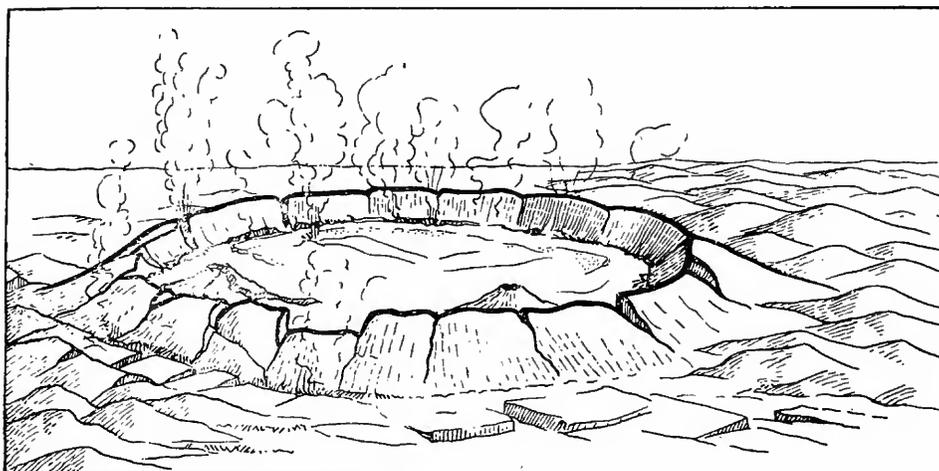


Fig. 14.

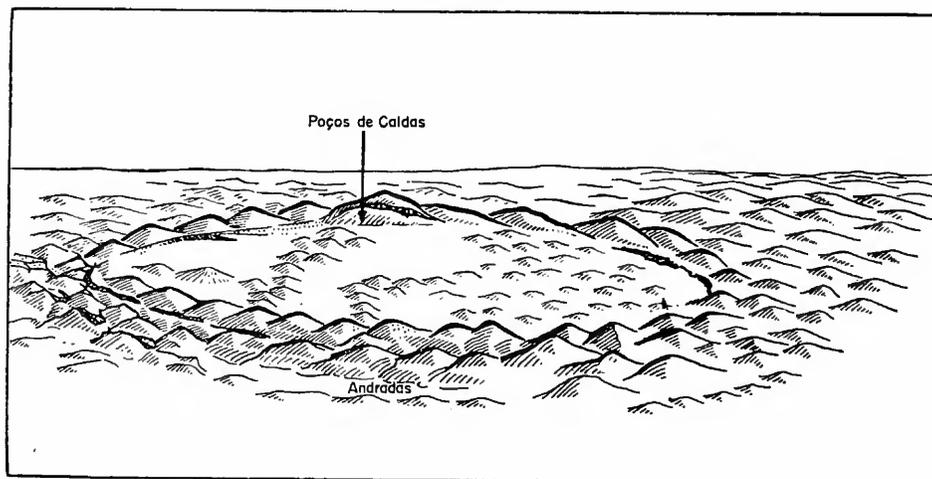


Fig. 15.

A primeira, mostra a fase anterior à intrusão, em que as areias ocuparam a região. Junto às montanhas, no deserto, depositaram-se silte e argila.

A segunda figura mostra a intrusão e vulcanismo.

A terceira figura mostra o abatimento que foi exagerado no desenho.

A quarta figura mostra, de modo esquemático, a forma atual do planalto, após longa ação erosiva.

BIBLIOGRAFIA CITADA

- 1 — BAGNOLD, R. A. — The physics of blown sand and desert dunes, 265 p., Methuen & Co. Ltd., London. 1941.
- 2 — BALK, R. — Structural behavior of igneous rocks, 177 pp., Edwards Brothers Inc., Michigan, 1948.
- 3 — BARBOSA, O. — Notas preliminares sobre o Planalto de Poços de Caldas e suas possibilidades Econômicas, Serv. Fom., Prod. Mineral, (Brasil), Avulso 8, pp. 1-33. 1936.
- 4 — ——— Sobre a Idade das Rochas Alcalinas e a Origem do Planalto de Poços de Caldas, Min. e Met., vol. XII, n.º 76, pp. 235-237, Rio de Janeiro, 1948.
- 5 — BARREL, J. — Relations Between Climate and Terrestrial Deposits, Jour. Sed. Pet., v. 21, n. 3, pp. 147-150, 1951.
- 6 — BARTH, T. F. W. — Theoretical Petrology, John Wiley & Sons, Inc., New York, 1952.
- 7 — BILLINGS, M. P. — Structural Geology, Prentice Hall, Inc., New York, 1942.
- 8 — BOWEN, N. L. — The Evolution of The Igneous Rocks, Dover Pub., Inc., New York, 1956.
- 9 — BRAMMALL, A. e Harwood, H. F. — Occurrence of rutile, brookite, and anatase on Dartmoore, Min. Mag., n. 20, pp. 20-26, 1923.
- 10 — BRANCO, J. J. R. — Notas sobre a geologia e Petrografia do Planalto de Poços de Caldas M. G., Esc. Eng. Univ., Min. Ger., Inst. Pes. Rad., n. 5, 73 p., 1956.
- 11 — CAILLEUX, A. — Morphoskopische Analyse der Geschiebe und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie, Geol. Rund. v. 40, h. 1, p. 11-19, 1952.
- 12 — CARVALHO, A. M. V. — Contribuição ao Estudo Petrográfico do Arenito Botucatu no Estado de São Paulo, Bol. Soc. Bras., Geol., v. 3, n. 1, p. 51-71, 1954.
- 13 — CLOOS, H. — Bau und tätigkeit von tuffschloten, Geol. Rund., v. 32, h. 1-2, p. 709-799, 1941.
- 14 — ——— Hebung-Spaltung-Vulkanismus, Geol. Rund., v.30, p. 405-527, 1939.

- 15 — DALY, R. A. — *Igneous Rocks and Depths of the Earth*, Mac Graw Hill Book Co., Inc., 1933.
- 16 — DERBY, O. A. — *Sôbre as Rochas Nefelínicas no Brasil*, (Extraído), *Rev., Eng.*, Rio de Janeiro, p. 1-15, 1888.
- 17 — FRANCO, R. R. e Gama, R. S. — *Sôbre o Zircão de Florânia, Rio Grande no Norte, Brasil*, *Bol. Soc. Bras. Geol.*, v. 4, n. 2, p. 41-49, 1955.
- 18 — FREITAS, R. O. — *As Estruturas Fósseis do Sistema de Santa Catarina no Planalto de Poços de Caldas*, *Bol. Assoc. Geogr. Bras.*, n. 3, p. 25-36, 1943.
- 19 — ——— *Ensaio sôbre a Tectônica Moderna do Brasil*, 120., *Bol. Dep. Geol. Fac. Fil. Ci. Let. de São Paulo*, n.6, 1951.
- 20 — ——— *Sedimentação, Estratigrafia e Tectônica da Série Bauru, (Estado de São Paulo)*, 185 p. *Bol. Dep. Geol. Fac. Fil. Ci. Let. de São Paulo*, n. 14, 1955.
- 21 — HAMILTON, W. B. — *Playa sediments of Rosamond Dry Lake, California*, *Jour. Sed. Petr.*, v. 21. n. 3, p. 147-150, 1951.
- 22 — KRUMBEIN, W. C. & Sloss, L. L. — *Stratigraphy and Sedimentation*, W. H. Freeman & Co. S. Francisco, 1951.
- 23 — KRYNINE, P. D. — *Arkose Deposits in the Humid Tropics*. *Am. Jour. Sc.*, ser. 5, v. 29, p. 353-363, 1935.
- 24 — LAHEE, F. H. — *Field Geology*, Mac Graw Hill Book Co., Inc., 1941.
- 25 — LEINZ, V. — *Estudos sôbre a glaciação Permo Carbonífera do Sul do Brasil*, *Serv. Fom. Prod. Min. Bol.* 21, Rio de Janeiro, 1940.
- 26 — MARTIN, H. e Korn, H. — *The Messun Igneous Complex in South West Africa*, *Trans. Proc. Geol. Soc. S. Afr.* v. LVII, p. 84-122, 1954.
- 27 — MILNER, H. B. — *Sedimentary Petrography*, Thomas Murby & Co., London, 1952.
- 28 — PETTIJOHN, F. J. — *Sedimentary Rocks*, Harper & Bros., New York, 1952.
- 29 — REICHENBACH, H. — *Elements of Symbolic Logic*, Mac Millan Co., New York, 1952.
- 30 — RUSSELL, R. D. e Taylor, R. E. — *Roundness and Shape of Mississippi River Sands*, *Jour. Geol.*, vol. 45, p. 239-248, 1937.
- 31 — SHAND, S. J. — *Eruptive Rocks*, John Wiley & Sons, Inc., New York, 1943.
- 32 — SITTER, L. U. de — *Structural Geology*, p. 373-374, Mac Graw Hill Book Co. Inc., Michigan, 1948.

- 33 — TURNER, F. J. e Verhoogen, J. — *Igneous and Metamorphic Petrology*, Mac Graw Hill Book Co., 1951.
- 34 — TWENHOFFEL, W. H. — *Principles of Sedimentation*, Mac Graw Hill Book Co. Inc., New York, 1950.
- 35 — UMBGROVE, J. H. F. — *The Pulse of the Earth*, Martinus Nijhoff, 1947.
- 36 — WADDEL, H. — *Volume, Shape and Roundness of Particles*, *Jour. Geol.*, v. 40, p. 443-451, 1932.

**Faculdade de Filosofia
Ciências e Letras
Biblioteca Central**

ÍNDICE

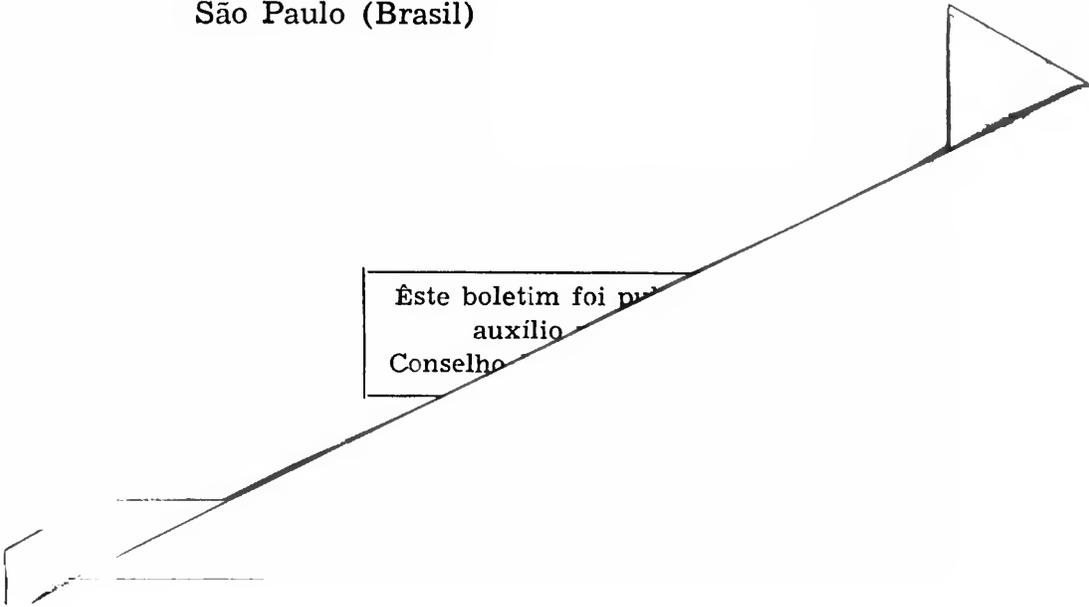
Abstract	65
Introdução	69
Arenitos e Siltitos	72
Coleta de Sedimentos	72
Análise Mecânica	73
Secção dos Componentes	80
Brilho	82
Análise Mineralógica	83
Minerais Pesados	84
Estruturas Sedimentares	85
Considerações sobre os Sedimentos	87
Fonte dos Sedimentos	88
Idade dos Arenitos	89
Brechas	93
Descrição	93
Considerações Gerais	100
Idade das Brechas	102
As Rochas Clásticas no Espaço	103
Origem das Brechas	105
As Grandes Estruturas	109
Conclusões	114
Bibliografia	120

O Departamento de Geologia

pede e agradece a remessa de suas publicações
vous prie de lui envoyer vos publications
shall be glad to receive your publications
le agradecerá el envío de sus publicaciones

Enderêço:

Departamento de Geologia
Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras
Caixa Postal, 8.105
São Paulo (Brasil)



Este boletim foi publicado
com o auxílio do
Conselho

COMPOSTO E IMPRESSO NA SECÇÃO GRÁFICA DA
FACULDADE DE FILOSOFIA, CIÊNCIAS E LETRAS
DA UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
1959

