

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA, CIÊNCIAS E LETRAS

BOLETIM N.º 159

MINERALOGIA N.º 11

JOSÉ MOACYR VIANNA COUTINHO

82

Petrologia da Região de São Roque, São Paulo



Os Boletins da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, são editados pelos Departamentos das suas diversas secções.

Toda correspondência deverá ser dirigida para o Departamento respectivo da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras - Caixa Postal 8.105, S. Paulo, Brasil.

The "Boletins da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de S. Paulo" are edited by the different departments of the Faculty.

All correspondence should be addressed to the Department concerned, Caixa Postal 8.105, São Paulo, Brasil.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

Reitor:

Prof. Dr. Ernesto de Moraes Leme

Diretor da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras:

Prof. Dr. Euripedes Simões de Paula

Secretário:

Dr. Odilon Nogueira de Mattos

DEPARTAMENTO DE MINERALOGIA E PETROGRAFIA

Professor:

Dr. Reynaldo Ramos de Saldanha da Gama

Professor interino:

Dr. Rui Ribeiro Franco

Assistentes:

Dr. William Gerson Rolim de Camargo

Dr. José Moacyr Vianna Coutinho

Auxiliar de ensino:

Lic.º João Ernesto de Souza Campos

Estagiários Licenciandos:

Alfredo S. Björnberg

Francisco K. Takeda

Murillo Cabral Porto

Reinholt Ellert

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA, CIÊNCIAS E LETRAS

BOLETIM N.º 159

MINERALOGIA N.º 11

JOSÉ MOACYR VIANNA COUTINHO

Petrologia da Região de São Roque, São Paulo

JOSÉ MOACYR VIANNA COUTINHO

Petrologia da Região de São Roque, São Paulo

Com 1 blocodiagrama, 3 mapas, 14 figuras, 6 fotografias e 17 fotomicrografias

Petrologia da Região de São Roque, São Paulo

por

JOSÉ MOACYR VIANNA COUTINHO

	Pag.
ABSTRACT	7
I — INTRODUÇÃO	12
II — GEOLOGIA GERAL	13
(Geomorfologia)	15
III — TECTÔNICA	16
A — Tectônica do “granito”	16
1 — Estruturas da fase plástica	16
2 — Estruturas da fase rígida	19
a) — Juntas de tensão	19
b) — Planos de falhamento e milionitização	21
B — Tectônica das encaixantes	25
C — Mecanismo da intrusão	27
IV — PETROGRAFIA e PETROLOGIA DO MACIÇO	28
A — Plutonitos	28
B — Aplitos e pegmatitos intrusivos nas rochas graníticas	33
C — Rochas de bordo	38
1 — Cataclasito de rocha ácida	38
2 — Cataclasito de rocha granodiorítica	38
D — Xenólitos	39
1 — Xenólito da pedreira E. F. S.	40
a) — Inclusão propriamente dita	40
b) — Corôa de reação	41
c) — “Granito”	41
d) — Composição química do xenólito	41
2 — Gênese do xenólito. Quimismo. Mineralogênese. ..	42
E — Milonitos	46
1 — Descrição microscópica	46
2 — Nomenclatura	49

F — Filões hidrotermais	50
V — EVOLUÇÃO PETROLÓGICA DO MACIÇO	50
A — Assimilação de calcários	52
B — Fase pegmatítica e pneumatolítica	55
C — Processos de alteração hidrotermal.	55
VI — METAMORFISMO	57
A — Generalidades	57
B — Petrografia	59
1 — Calcário	59
a) — Camadas carbonáticas	59
b) — Leitões silicáticos	61
2 — Rochas de contacto imediato. Hornfels.	61
C — Materiais de origem ígnea ou mista nas encaixantes	63
1 — Diques de pegmatítico, aplito e granito	63
2 — Quartzo lenticular	64
3 — Dravita e flogopita	64
4 — Pirita	65
5 — Tremolita e feldspatos	65
D — Mecanismo dos processos metamórficos	65
1 — Metamorfismo dinamo-termal	66
2 — Metamorfismo de contacto	68
3 — Ambiente físico de formação de hornfels	73
VII — SUMÁRIO E CONCLUSÕES	75
VIII — BIBLIOGRAFIA	79

ABSTRACT

General Geology

This paper is concerned with São Roque series in the vicinity of the city of São Roque in the State of São Paulo. Pre-Cambrian para-metamorphic rocks form this series. However, many of the more prominent outcrops consist of "Pirituba" granite types formed by large phenocrysts of microcline in a coarse ground mass which are intrusive in the country rocks and, consequently, of later age. These granites are generally supposed to belong to the Pre-Devonian.

Tectonic

1) The "granites" (field term which includes: granites, adamellites and granodiorites) show plane-fluidal structures because of upward fluxional movements, during the period in which the physical state of the magma was still plastic or semi-plastic. Their structures demonstrate discordant contacts between batholith and country rocks.

The flow layers seem to form gentle folds. Their axes are approximately coincident with the horizontal axis of the batholith and, locally, with NE-SW contact: "granite" - limestone.

2) It lacks macroscopic evidence of lineation in the intrusive rocks.

3) The aplitic and pegmatitic formations of the batholith took place only along joints trending 70° NE and dipping steeply northward. Elsewhere in the country rocks aplites and pegmatites are found in the direction of the rock bedding.

4) There are other planes of possible faulted marginal joints in the batholith. The fault observed seems to have taken place much later than the magma consolidation and due, perhaps, to a quite recent regional diastrophism which, by the same way, has also affected the country rocks.

5) The tectonic characteristics of the area seem to show an active intrusion of the magma, which has by this way deformed somehow the country rocks.

6) On the last stages of the chamber-forming process, the magma should have ejected great number of apophyses and dikes which have separated blocks of the country rocks by **piecemeal-stopping**.

Petrography of the igneous rocks.

1) The plutonites found in the area are typical adamellites and granodiorites, according to Johanssen's classification.

2) The sequence of crystallization is the following: magnetite, apatite, epidote, titanite, hornblende, biotite, plagioclase, potash feldspar and quartz.

3) Cases of hydrothermal metasomatic alterations were observed in the plutonic rocks. The principal observed modifications were: chloritization and epidotization of the ferric minerals; decalcification of the plagioclase and increasing amount of quartz in the rock.

4) In three different observed localities the rocks show appreciable variation in mineral quantities and the plagioclases become more basic.

5) Cataclastic and milonitic textures, as a result of dynamo-metamorphism, take place on the batholithic boundaries along inner faults and in intrusive bodies in the country rocks.

6) Magmatic differentiation of the pegmatite stages includes: pegmatite, pink aplite and purple turmaliferous aplite. The latter was partially formed before the other two.

7) There are several types of milonitized rocks inside the granitic batholith. The type showing the most intensive cataclastic effects is the so called ultra-mylonite, very common in the quarry of the Sorocabana Railway near São Roque, which forms pseudo-dikes along the faults.

8) Deposition of hydrothermal minerals through the milonitized faults was observed.

Petrography of the xenoliths

1) Two xenoliths found in batholithic boundaries show a calcareous origin.

2) The above mentioned xenoliths were not reabsorbed because of chemical exchange between them and the magma. The xenoliths have provided the magma with a part of the CaO, all of the CO₂ and possibly of some of the MgO. In the other hand the magma has introduced in the xenolith: SiO₂; Al₂O₃; FeO; Fe₂O₃ and Na₂O. The xenolith rock becomes a granular silicatic aggregate where the conspicuous minerals are diopside and oligoclase.

Petrographic development of the granitic magma.

1) The magmatic origin of the rocks can be seen by their lithological characteristics and their geological relations to the country rocks.

2) Some chemical and mineralogical aspects exhibited by the xenoliths show that the limestone were assimilated by the magma.

3) Daly's hypothesis of **magmatic stopping** would explain such a assimilation process.

4) The granitic rock was submitted in some places to a hydrothermal alteration after the consolidation and after, at least, two cataclastic movements.

Metamorphism

1) The limestone, the only rock here studied petrologically, shows the effects of two kinds of metamorphism: dynamo-thermal or regional metamorphism and contact-metamorphism.

2) The regional metamorphism provoked recrystallization, formation of silicates, stress, folding and lifting of the layers.

3) The limestone should be placed at the Tilley's "chlorite zone", because it shows a comparative low degree of metamorphism. Meanwhile, it was observed the formation of diopside, a mineral of more intense metamorphism. It is believed that it was formed during the regional metamorphism. This mineral was not in equilibrium with the other minerals of the rock. A reasonable explanation to this phenomenon

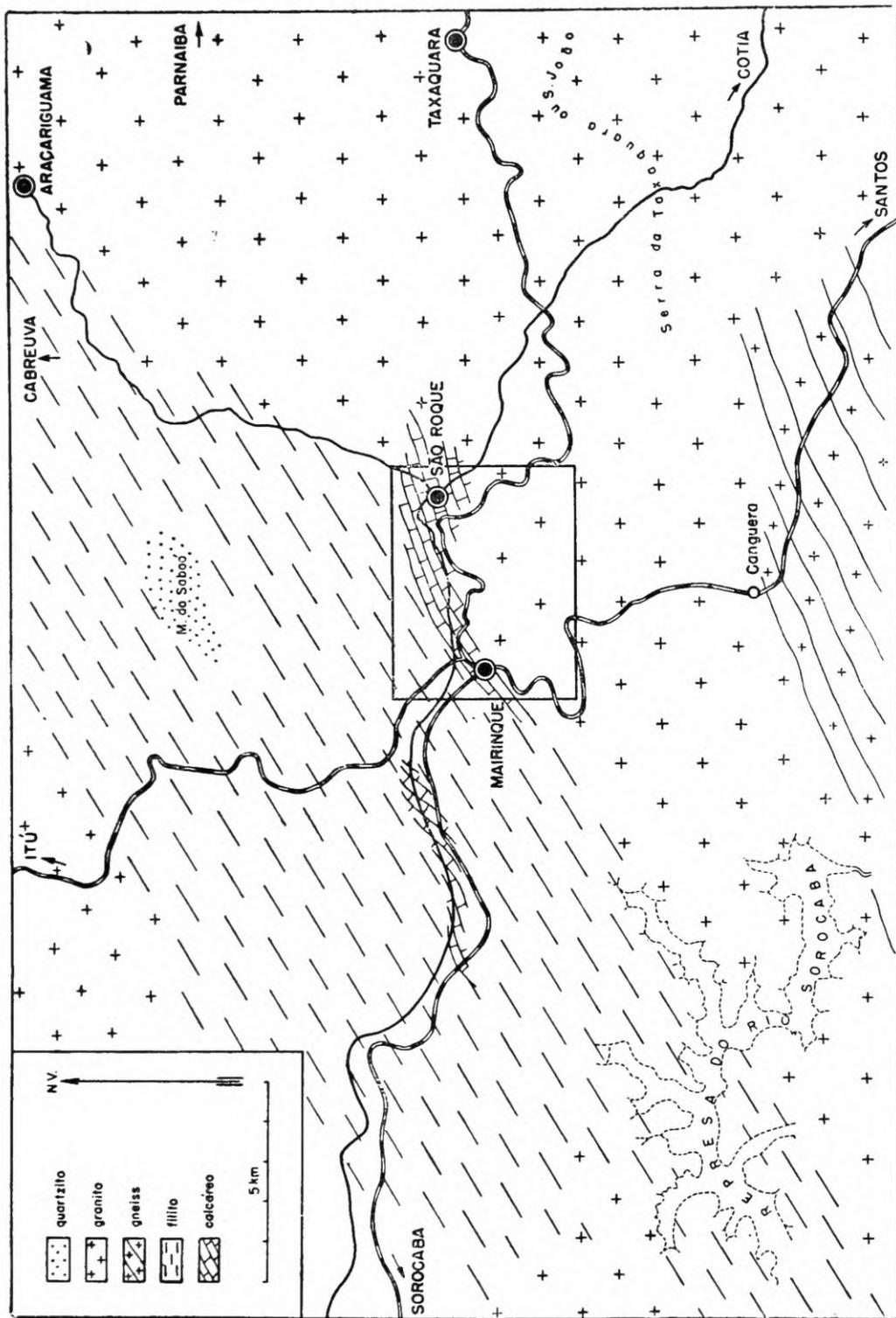
is found in the initial chemical composition of the layer, sometimes containing diopside, or by the absence of stress on the same bed.

4) Zones of calcic-silicate hornfels contiguous to the batholith proves the existence of contact-metamorphism.

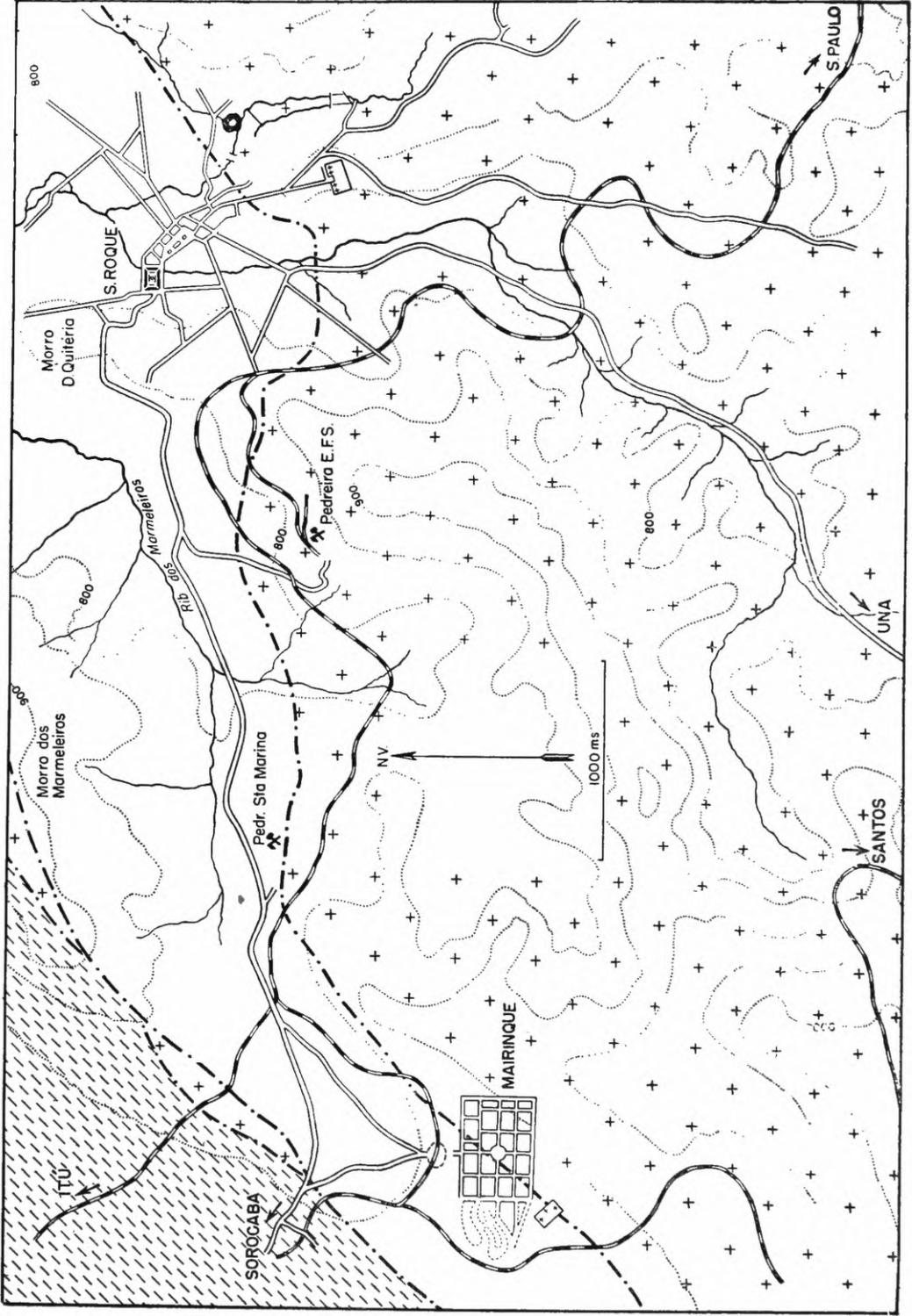
5) The contact-metamorphism took place by a process of addition and not by re-combinative crystallizations since the hornfels observed in three different outcrops have shown reasonable amount of feldspars. Away from the contact zone there was not observed neither those minerals nor others that could explain their origin.

6) The addition of substances by the magma to the country rock is also suggested by comparing chemical analyses of samples of rocks successively more distant from the contact.

7) The addition of substances were made possible by means of magmatic residual solutions of approximately pegmatitic chemical composition that had impregnated and metasomatized the limestone. The effects were more intensive in the contact "hornfels", but it is possible also that the solutions could have affected some beds originally more quartzoses and pervious more distant from the intrusion.



MAPA 1 — Esboço geológico do município de São Roque. Em delimitação retangular a área pesquisada.



MAPA 2 — Delimitação das formações geológicas na área estudada entre Mairinque e S. Roque.

I — INTRODUÇÃO

Na qualidade de assistente do Departamento de Mineralogia e Petrografia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, fui incumbido de realizar pesquisas na região do município de São Roque, SP.

A região do município de São Roque não foi até hoje levantada geologicamente, senão em linhas gerais. Assim é que, como base para nossos trabalhos de campo, só pudemos contar com a carta geológica 1:1.000.000 do Estado de São Paulo, publicada pelo Instituto Geográfico e Geológico em 1947. Desta, reproduzimos esquematicamente a área referente àquele município (mapa n.º 1). A falta de mapas topográficos e geológicos precisos, atualizados e em escala conveniente, é uma das razões que multiplicam e por vezes anulam os esforços do geólogo que se proponha a trabalhar no campo. Na maior parte dos casos é ele obrigado, antes de tudo, a confeccionar um mapa da região, o que constitui tarefa ardua, demandando longo tempo. O autor ao elaborar seu trabalho, teve portanto que escolher entre duas alternativas:

1.^a — Restringir o campo de observações a uma pequena área, desprezando o papel ou a importância que porventura pudessem desempenhar as rochas ou aspectos locais em relação aos problemas regionais. Tal trabalho demandaria menos tempo embora, nessas condições, algumas perguntas deveriam ficar sem resposta.

2.^a — Estabelecer com mais nitidês os traços de união entre a geologia local da área diminuta a ser pesquisada mais rigorosamente e a de áreas mais extensas.

Iniciados os trabalhos verificou-se que alguns dos assuntos em vista poderiam ser desenvolvidos com a investigação de pequena área, uma vez que o trabalho não sofreria no mérito, com a limitação.

O relevante problema das relações geológicas entre os gneisses da Serra do Mar e as rochas epi e meso-metamórficas da série São Roque; a questão da "mise-en-place" do magma granítico; os aspectos tectônicos e petrográficos ligados ao metamorfismo regional, são materias que ficariam, deste modo, fora do alcance de nossas investigações.

A área escolhida, contida no retângulo do mapa n.º 1 está desenvolvida nos mapas n.ºs. 2 e 3. Contribuíram para a escolha a facilidade

de transportes e a existência de duas pedreiras em exploração. Em uma delas, de calcário silicoso, usado na fabricação de vidro, pudemos colher alguns dados interessantes de que nos utilizamos principalmente no capítulo de Metamorfismo. A outra pedreira explora granito, produzindo pedra britada que tem sido até agora utilizada de preferência nos leitos das linhas da E. F. Sorocabana. Apresentaram aqui, grande interesse, algumas feições tectônicas e petrográficas características de bordos graníticos.

Outros afloramentos ao longo da linha férrea da E. F. Sorocabana, na E. F. Mairinque — Santos, além de outros esparsos foram ainda de grande utilidade na determinação dos contactos, na confecção do mapa geológico e na determinação de outros aspectos tectônicos. De alguns deles foram obtidas amostras de real interesse para o estudo petrográfico e petrológico de certos processos de metamorfismo de contacto.

Antes de entrar na matéria dêste trabalho deixo registrados meus sinceros agradecimentos aos profs^s Reynaldo Saldanha da Gama e Rui Ribeiro Franco pelos conselhos dispensados e pelo estímulo e amizade que sempre demonstraram. Ao prof. Viktor Leinz agradeço os conselhos desinteressados e a crítica valiosa que fez a alguns tópicos desta tese.

II — GEOLOGIA GERAL

A região delimitada pelo mapa n.º 1 foi percorrida ao longo de suas estradas carroçáveis. Pudemos verificar que em seus traços mais largos o mapa publicado pelo Instituto Geográfico e Geológico, corresponde a uma aproximação aceitável da realidade. Há, no entanto, alguns esclarecimentos a fazer. A região do Município de São Roque é quase totalmente formada por dois grupos de rochas, a saber: o das metamórficas originalmente sedimentares, de idade considerada précambriana, argilosas, arenosas ou calcárias, metamorfizadas dinamo-termalmente e o das rochas de composição granítica, de origem, magmática e intrusivas nas primeiras.

As rochas metamórficas constituem os membros característicos da chamada série S. Roque (5). Os três principais tipos de rochas desta série acham-se representados conspícua e no município em questão, formando uma faixa mais ou menos contínua que o atravessa diagonalmente na direção NE-E.

Os sedimentos argilosos, metamorfizados nesta série em filitos, formam rochas extensamente encontradas. Não são raros, entretanto, os

afloramentos quartzíticos e calcários. Os primeiros parecem formar lentes ou bolsas de pequena extensão nos antigos sedimentos mais comuns da série. Quanto aos calcários metamórficos, quer nos parecer que as suas ocorrências, embora lenticulares, são muito mais alongadas no sentido do plano de sedimentação, formando faixas contínuas com muitos quilómetros de extensão. Na zona de Mairinque a São Roque a faixa se apresenta ao longo de 6 (seis) quilómetros na direção NE. Não observamos, todavia, sua terminações. Grande parte da área de afloramento dessa rocha acha-se, porém, coberta de material residual argiloso proveniente da decomposição do calcário impuro. É fácil a confusão dêsse produto de alteração com rocha metamórfica de origem pelítica em decomposição. O calcário decomposto na região perde quase todos os caracteres que poderiam determinar sua verdadeira origem e se individualiza mimeticamente em uma rocha xisto-argilosa, podendo levar o pesquisador ao engano de mapear a zona como filítica. Contudo, em algumas localidades observa-se perfeitamente uma transição gradual de calcário metamórfico fresco para tal "argilito" de intemperismo.

Os filitos formam o corpo principal da série e no município são representados principalmente no lado oeste, interrompendo-se em estreitas zonas calcárias.

A série S. Roque, que atravessa o município, apresenta as rochas características, com mergulhos verticais. Em mapa a maior dimensão transversal do pacote metamórfico é aproximadamente 10 km.

O "granito" intrusivo ocupa em área de afloramentos boa parte da superfície mapeada. Poucos afloramentos existem na parte sudeste do município. Todavia, a natureza do solo, aliada a algumas ocorrências de afloramentos, principalmente na E. F. Mairinque-Santos, permite supor que perto dos limites do município de Una (Ibiuna) só existem granitos e gneisses. Os granitos ainda afloram a noroeste formando uma faixa alongada nos limites com o município de Itú e separados pela série S. Roque do corpo batolítico principal, aflorando a leste.

Os limites grosseiros, esquematizados no mapa n.º 1, não devem, entretanto, coincidir forçosamente com os contatos reais entre as formações. Os "granitos", por exemplo, frequentemente aparecem em plena zona da série São Roque em janelas isoladas formando elevações mais evidentes ou podem, em seus bordos apresentar reentrâncias tornando o contorno um tanto irregular.

Acredita-se que pelo menos os "granitos" que atravessam diagonalmente o município se acham ligados sem solução de continuidade às

outras intrusivas graníticas que afloram nos municípios de Sorocaba, Piedade e Cotia, formando as serras ou os núcleos das serras de São Francisco, Taxaquara, etc. Todas apresentam suas cristas alinhadas a grosso modo na direção NE-E e fazendo suspeitar-se uma possível ligação, através da zona de Pirituba, com o próprio granito intrusivo da Serra da Cantareira.

Há a mencionar ainda formações recentes aluvionares ou de talus que encobrem, sob a forma de pequenas manchas, as formações mais antigas. Não são representadas no mapa esquemático porque as formações recentes representam minúcias geológicas em face de suas reduzidas áreas de exposição e principalmente porque os problemas que envolvem são alheios ao tema aqui desenvolvido. Nas proximidades da região de Ibiuna, o mapa geológico do Estado registra mancha gneíssica que, conforme ali se observa, já faz parte do complexo cristalino arqueano da Serra do Mar. A região não foi percorrida com interêsse de modo que não se pode adiantar pormenores sobre a sua estrutura ou quaisquer outros que elucidem as relações entre o maciço gneíssico da Serra do Mar e o bloco ígneo-metamórfico da série S. Roque. Aliás, apesar de importante, esse problema está fora de discussão por escapar aos objetivos deste trabalho, restando, portanto, aceitar a existência de uma massa gneíssica arqueana na região sul do município.

GEOMORFOLOGIA

Segundo Matos (27), a área de São Roque apresenta os característicos evolucionais de uma região em estágio de maturidade média. Submetida no pré-cambriano a forte movimentação orogenética e a uma não menos evidente atividade magmática, teve suas rochas intensamente dobradas e empinadas. Dessas novas atitudes resultou uma discrepância potencial na resistência à erosão entre vários tipos de rochas da sequência vertical da série metamórfica. A erosão post-cretácea acentuou de modo claro tais divergências, resultando daí um relêvo que na região de São Roque pode ser definido como uma sequência de morrotes e depressões com desníveis médios de 100 a 300 m. Constituem, assim, os pontos mais altos, segundo aquele Autor, testemunhos de antigo peneplano cretáceo.

Na área estudada do mapa n.º 2, os maiores desníveis ficam entre 200 e 300 m e correspondem à linha de contacto calcário "granito".

E' de se crer que eles sejam causados por erosão diferencial ao longo daquela direção (fotografia n.º 1).

As regiões graníticas ou quartzíticas mais resistentes à erosão podem apresentar altitudes até 1.100 metros, como ocorre na serra granítica de Taxaquara, ou nos morros quartzíticos de Saboô e Boturuna.

Os desníveis mais conspícuos são dependentes, pois, de um contróle litológico e estrutural bem expressivo. O mesmo sucede com as formas erosionais. As regiões graníticas caracterizam-se antes pelos declives atenuados, abaulamento de saliências e vales de preferência largos. Já nas regiões filíticas visitadas os declives são ásperos e os vales são agudos e escarpados. Parece que aqui o contróle estrutural mais do que o litológico fez sentir seus efeitos. A atitude fortemente empinada dos planos de xistosidade nos filitos e a força de coesão muito pequena, nessas e outras direções, podem ter determinado facilmente escorregamentos que deram causa à formação de escarpas abruptas. As cristas dos morrotes são, porém, algo suavizadas.

Das zonas calcárias observamos com mais atenção a que atravessa a área em estudo. Nela a faixa de calcario metamórfico ocupa em maior perímetro a parte mais rebaixada do largo vale do Ribeirão dos Marmeleiros (foto n.º 1) e toda a encosta meridional do morro alongado do Marmeleiro. Aqui, como no outro limite da tira calcária, a existência de elevação mais salientes se deve ao fato da proximidade de rochas mais resistentes ao intemperismo. Como se verifica (mapa n.º 3), no caso do morro dos Marmeleiros o núcleo das cristas apresenta-se intensamente injetado de material ígneo, fazendo prever a existência de uma base granítica, que realmente aflora a nordeste e ainda próximo à bifurcação da Ituana. As cumieiras dos morros apresentam, assim, maior resistência à erosão, o que explica a altitude anormal em que se encontram os calcários das encostas.

III — TECTÔNICA

A — Tectônica do "Granito"

1) *Estruturas da Fase Plástica*

O "granito" nas vizinhanças da cidade de São Roque apresenta certas estruturas preservadas de real interêsse. A melhor exposição onde tais caracteres foram estudados é a da Pedreira da E. F. Sorocabana.

Observa-se ali, em alguns trechos da frente de trabalho, certa orientação macroscópica dos elementos do "granito". Principalmente a biotita e a clorita fazem reconhecer estas estruturas. Entretanto a orientação destes minerais segundo planos se faz, na maioria das vezes, de maneira muito vaga e descontínua. Quanto às estruturas lineares, tão importantes na interpretação tectônica da origem do granito, nada se identificou macroscopicamente. Grande parte da pedreira mostra um "granito" em que a estrutura planar sub-paralela é imperceptível. Em raros locais a rocha apresenta orientação acentuada, havendo paralelismo até nos fenocristais de microclínio. As poucas medidas tomadas revelaram uniformidade constante no rumo dessas estruturas planares (60° NE). O mergulho, porém, pode efetuar-se tanto para o quadrante NW como para SE. Essa atitude geral deve corresponder à primitiva, porquanto os numerosos falhamentos posteriores, ao que tudo indica, não se fizeram com rotação significativa dos blocos. A orientação mineral, muitas vezes vaga e irregular, parece indicar sua origem nos movimentos dentro de um magma em vias de cristalização e não nas deformações em sólido (Balk). Nos casos em vista, tratar-se-ia, portanto, antes de uma estrutura fluidal do granito do que propriamente gneissificação. Ainda outras observações vêm corroborar esta assertiva. Tal é o caso dos *xenólitos*. Estes, no granito, são extremamente raros. Pudemos, não obstante, diagnosticar dois casos de inclusões enalógenas, observando blocos dinamitados e retirados da rocha viva (um na pedreira da E. F. S. e outro no corte em que aflora o contacto granito-calcário na E. F. Mairinque-Santos). Não se pode, pois, dizer qual a atitude da estrutura planar que se observa em ambas amostras de "granito" encaixante. É certo, porém, que existia perfeita concordância entre a estrutura do "granito" e a orientação do material incluso. O xenólito encontrado na pedreira da E. F. S. (fig. 1 e foto n.º 5) era discóide achatado e suas maiores superfícies coincidiam com as superfícies de clivagem das micas, ligeiramente orientadas no "granito". Na outra ocorrência (fig. 2), o "granito" se apresentava muito bem orientado, mostrando diferenciação em "*schlieren*" granodiorítico melanocrático e contactos concordantes com o xenólito, cuja

forma não pode, todavia, ser observada por não se apresentar inteiro no bloco encontrado.

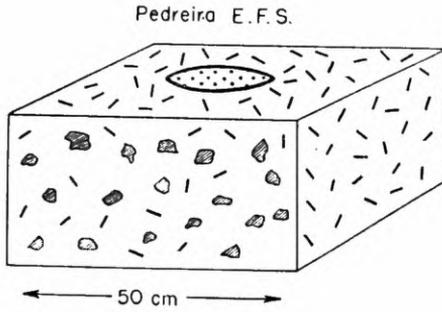


Fig. 1

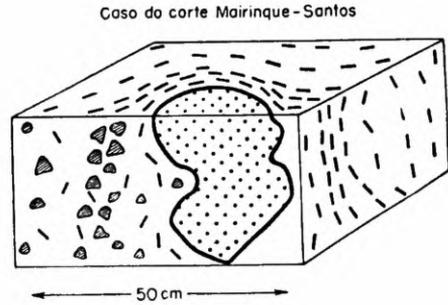


Fig. 2

Xenólitos com bordos hornblendicos, inclusos nos plutonitos de São Roque.

Ainda neste segundo caso, a inclusão se achava já muito alterada, motivo porque não foi investigada a existência de modificações tectônicas. No primeiro caso, entretanto, pode ser notada a ausência de qualquer processo cataclástico que houvesse orientado a placa discóide. De resto, esta se apresentava com contornos nítidos, regulares e de simetria lenticular perfeita.

Não se pode, assim, deixar de atribuir à mesma causa (movimentos no estado líquido) os efeitos de orientação, similares na encaixante granítica e no xenólito. Tal movimento fluxionário, produzido no magma semi-consolidado das zonas de bordo, tem sua origem, segundo H. Cloos, Balk (1) e outros, nas forças de int rusão dirigidas de baixo-para cima e que ainda persistiriam principalmente no núcleo batolítico. O rumo da estrutura planar fluidal no granito coincide em grande aproximação com o eixo maior do corpo granítico, sendo que os mergulhos para NW e SE não vão além de 40° . Esses leves mergulhos parecem mostrar que a erosão não tirou muito do teto da câmara magmática, uma vês que as inclinações de tais flexuras acompanham, em geral, os contactos. Admite-se por outro lado, hipótese contrária: grande parte da abóbada granítica já teria sido erodida, mas as inclinações das texturas fluidas permanecem leves por serem também de pequeno gráo os mergulhos dos contactos com as rochas encaixantes. Estas, como se sabe, estão em atitude quase sem-

pre vertical devendo pois mostrar segundo a hipótese, uma discordância angular com os planos fluxionais do "granito". (fig. 3).

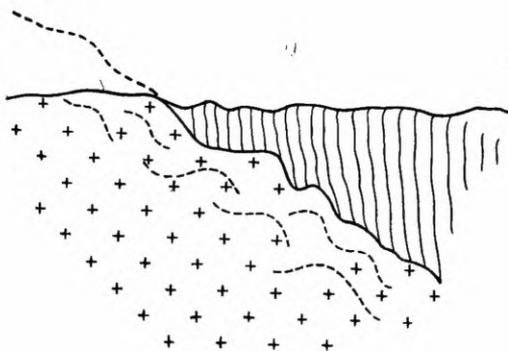


Fig. 3 — Tipo de contacto entre encaixantes e intrusivas, admitido para as ocorrências de São Roque. Em linhas pontilhadas, as direções de mergulho das estruturas fluidais no batolito.

E' mais provável esta segunda hipótese, eis que a estrutura fluidal no granito foi medida na periferia de uma faixa granítica com muitos quilômetros de espessura. Assim, a parte central e superior corresponde à cúpola ou abóbada do batolito, já teria sido arrasada pela erosão.

Adotando-se como certa a existência neste local de contactos discordantes entre planos de sedimentação nas encaixantes e estruturas planares nos "granitos" ficaria eliminada a hipótese de estas últimas representarem estruturas palimpséticas, como tem sido observado em outros casos, onde se admite processo granitizante (28).

2) Estruturas da Fase Rígida

a) Juntas de tensão

Em toda zona próxima dos contactos, no interior da rocha intrusiva de São Roque, nota-se a frequência dos diques aplíticos-pegmatíticos. A análise estatística de suas atitudes revelou certa constância no rumo e mergulho seguidos pelas diferentes qualidades de diques.

Observa-se a existência de dois sistemas de atitudes de diques: um, de pegmatitos e aplitos róseos e outro, formado por aplitos rôxos. A diversidade de côres é explicada pela presença de turmalina nestes últimos.

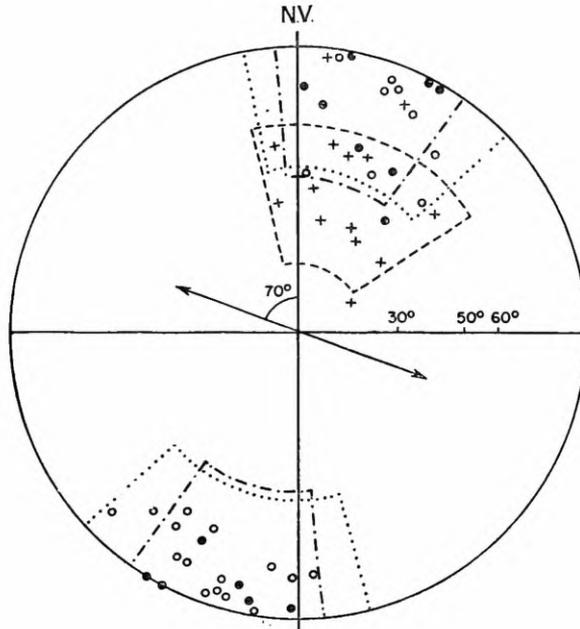


Fig. 4 — Projeção "igual área" dos planos de diques na pedreira E.F.S.

- pegmatito
- aplito róseo
- + aplito roxo

As maiores autcridades em tectônica do "granito", H. Cloos, E. Cloos, Robert Balk e outros concordam que tais diques devem preencher sistemas de fraturas ou juntas formadas nos estágios finais de consolidação do magma, quando êste passa da fase plástica para a fase rígida. Nesse caso preencherão, necessariamente, juntas de tensão.

A causa da tensão é atribuída por H. Cloos à persistência dos esforços que deram motivo à subida do magma. J. Geikie (12) atribui, no entanto, maior valor a tensão causada pela contração do magma que se resfria e se solidifica.

H. Cloos (1) sistematiza as juntas primárias em vários tipos, todas relacionadas à estrutura linear determinada durante a fase plástica dos granitos. Infelizmente não contamos com tais estruturas na região estudada, estando presentes, embóra vagamente, apenas estruturas planares.

O estudo estatístico das fraturas não falhadas, observadas na Pedrei-

ra da E. F. S., não esclarece absolutamente, uma vez que não se verifica regularidade nas direções, parecendo constituir, a maior parte, fraturamento secundário.

Primárias, obviamente, devem ser as juntas preenchidas por diques e a estas será dada maior atenção.

Outros sistemas de juntas primárias, ou não existiram, ou se obscureceram em razão da heterogeneidade litológica (intensa intrusão aplítica e pegmatítica, falhamentos, etc.).

Foram observados os seguintes fatos:

1 — Existem duas direções preferenciais, provavelmente de antigas juntas, ambas com o mesmo rumo mas com mergulhos ligeiramente diferentes.

2 — O primeiro sistema (70° W mergulho \pm vertical) é preenchido, em geral, por aplitos róseos e pegmatitos.

3 — O segundo sistema (70° NW — mergulho 40° a 70° NE) é preenchido, na maioria das vezes, por aplitos róxos turmaliníferos.

4 — Este último sistema, afóra alguns casos duvidosos, é posterior ao primeiro, uma vêz que os aplitos turmaliníferos, em geral, cortam os pegmatitos e aplitos simples.

5 — Houve algum falhamento sem milonitização ao longo dessas diáclases, pelo menos no segundo sistema.

b) Planos de falhamento e milonitização

Falhas NE (Pedreira E. F.S.)

Um dos aspectos mais característicos da pedreira da E. F. Sorocabana é a ocorrência constante de faixas miloníticas, descritas petrográficamente mais adiante.

Preenchem, evidentemente, a luz de falhas mais recentes que qualquer estrutura primária já descrita. Qualquer tipo de aplito é afetado por estas falhas (foto n.º 4).

A orientação dos planos de falhamento na pedreira fica entre 40° — 50° NE e mergulho de 60° a 70° SE (fig. 5, 6, 7,).

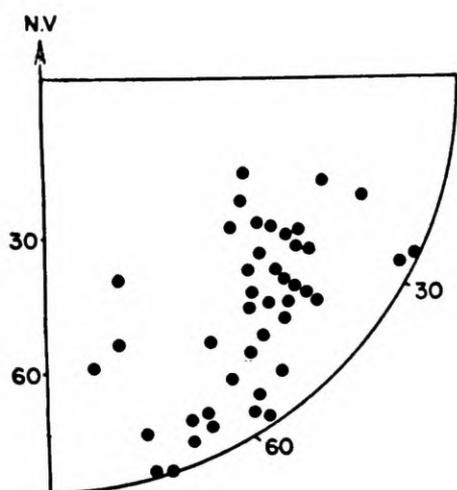


Fig. 5 — Projeção "igual área" dos polos dos planos de milonitização na pedra E.F.S.

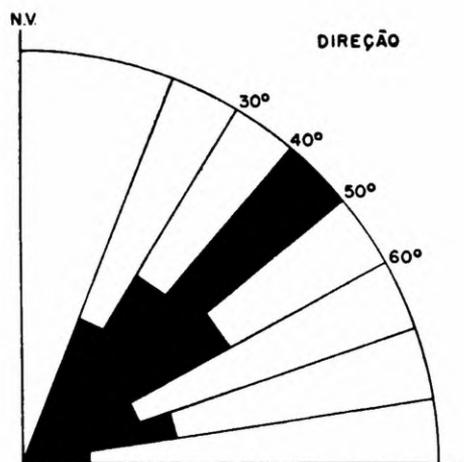


Fig. 6 — Gráfico de variação de direção.

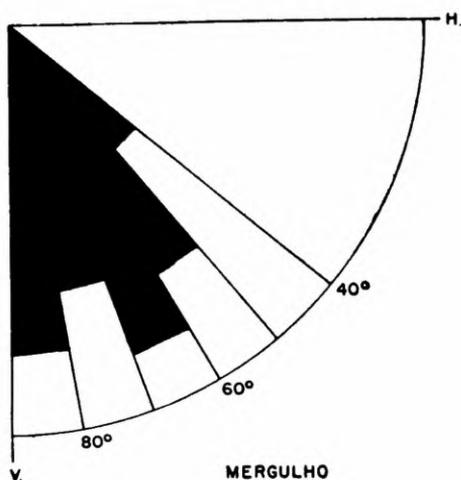


Fig. 7 — Gráfico de variação de mergulho.

É comum o preenchimento hidrotermal ao longo destas direções, predominando o quartzo e menores quantidades de calcita, fluorita, apofilita, pirita, etc.

Falhas NW (Pedreira da E. F. Sorocabana)

Ainda na pedreira da E. F. Sorocabana, foi observado pequeno número de superfícies de falhamento na direção NW. Nestes a atitude não é tão regular como a das falhas acima descritas. A superfície de falha-

mento apresenta visíveis curvaturas. O rumo varia entre 20° a 50° NW e o mergulho é próximo da vertical podendo se verificar tanto para NE como para SW. Na zona da pedreira a luz de tais falhas é em geral preenchida por veios de epidoto (foto 14), que não costumam ultrapassar 1 cm de espessura. Em um único caso pode-se verificar o cruzamento de falha NE com uma NW. A falha NE, neste caso é nitidamente anterior, tendo sofrido pequeno deslocamento de alguns centímetros.

Tanto devido ao número como à quantidade e amplitude de movimentos tectônicos a importância das falhas NW na região da pedreira é muito menor.

O espelho das falhas mostra estrias mergulhando com pequenas inclinações até $\pm 45^\circ$ para o lado Sul ou Norte.

Sobre o plano horizontal verificou-se que na maioria dos casos o movimento relativo se fez para cada falha, deslocando os blocos recumbentes (SE) para oeste e os inferiores para leste (mapa 3). Evidentemente, há, também, uma componente de deslocamento vertical que não altera muito o aspecto final sobre um plano horizontal, porque os pontos de referência que foram tomados são diques aplíticos e pegmatíticos em atitude próxima da vertical.

O estudo petrográfico dos milonitos das falhas NE leva a crêr que estes falhamentos se deram em certa profundidade onde, além do "stress" predominante, agiria também alguma pressão de carga ou estática.

É difícil saber se se trata de simples falhas locais causadas por movimentos ao longo de fissuras inclinadas e perto dos contactos ("flat-lying normal faults", de Balk) ou, se o fenômeno assume caráter regional, abrangendo nos seus efeitos massas rochosas graníticas e metamórficas.

A atitude que os planos de falha NE tomam na Pedreira da E. F. S., corresponde em linhas gerais a das falhas marginais, conhecidas em muitos outros batolitos. Para os últimos movimentos registrados nos seus espelhos a componente de deslocamento horizontal é sempre relativamente forte; os "slickensides" nunca se inclinam muito além de 45°.

Por isso acredita-se que forças compressivas tangenciais de origem externa também tiveram papel saliente nos deslocamentos verificados. Desde que isso tenha acontecido, esperar-se-ia a ocorrência das mesmas direções de falhas ao longo de todo o contacto calcário — "granito" e por toda a região.

Falhas NW (Cortes Mairinque-Santos).

Entretanto, 3,5 km para Oeste, no outro bom afloramento “granítico” da área pesquisada (Cortes da E. F. Mairinque-Santos), também situado nas proximidades da encaixante metamórfica, é outra a estrutura tectônica do granito. Aí a rocha se acha intensamente falhada, mas os planos do falhamento principais se orientam para 40° a 60° NW e com mergulhos de 60° N até 90° (mapa 3). Foram observadas algumas juntas e falhas perpendiculares àquelas em muito menor proporção.

Os espelhos de falha aqui são constantemente estriados e se inclinam quase invariavelmente para o lado Norte com “pitch” de 40° no máximo.

No afloramento de Mairinque, os planos de falhamento coincidem, aproximadamente, com as atitudes dos aplitos e pegmatitos.

O espelho é revestido por camada de material esverdeado muito polido pelos movimentos, mas o “granito” não se acha intensamente cizalhado e milonitizado. Por suas características gerais, estas falhas parecem corresponder às raras e pouco desenvolvidas falhas NW da pedreira da E. F. Sorocabana.

A orientação do contacto do corpo granítico com a encaixante calcárea parece não ser muito diferente da existente na zona da pedreira da E. F. S., embora não tenha sido investigada a região do lado Oeste da Estrada Mairinque-Santos. Aparentemente, portanto, não há explicação para a raridade de ocorrências de falhas em atitude NE, mergulho S, na zona de Mairinque.

Acredita-se que tanto nessa zona como na região da pedreira da E. F. Sorocabana os movimentos tectônicos se fizeram ao longo de juntas pré-existentes (1). Provavelmente as juntas marginais inclinadas (melhor desenvolvidas na região da pedreira da E. F. S.) representam planos com orientação ideal para o desenvolvimento de tais forças.

Já na região de Mairinque as zonas de fraquesa melhor desenvolvidas formavam outro tipo de juntas, com orientação tal que as forças atuantes teriam que se resolver em componentes de menor poder efetivo. Daí, talvez, a ausência dos milonitos neste plano.

Há ainda, a seguinte explicação:

Observa-se uma saliência do batolito na direção Norte, (mapa n.º 3) justamente na região em que as falhas NE mais se desenvolvem.

Os esforços dirigidos nos bordos batolíticos devem, naturalmente, mostrar efeitos intensificados sobre saliências, em razão da maior super-

fície exposta a ação cataclástica. Nesta região, uma cunha granítica deve ter-se deformado clásticamente, (figs. 8 e 9) tendo sua porção mais externa se movimentado para NE, como sugere o deslocamento relativo dos blocos na pedreira da E. F. S.. Os movimentos intensificados acarretaram a formação intensiva de milonitos, ao longo das falhas.

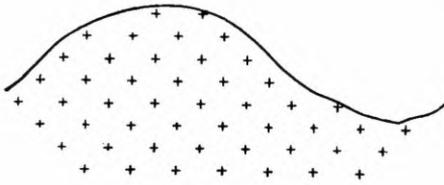


Fig. 8

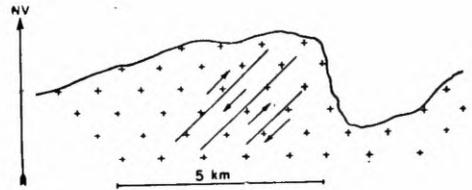


Fig. 9

Quanto às forças deformadoras, somente estudos abrangendo áreas mais vastas poderiam esclarecer se representam consequências dos últimos impulsos do magma profundo, afetando massas já solidificadas ou se se trata de um dinamismo regional, não relacionado diretamente à intrusão.

B — Tectônica das encaixantes

As rochas adjacentes aos "granitos", na região pesquisada, são formadas principalmente por calcários em camadas empinadas (bloco diagrama).

Observa-se no conjunto (mapa n.º 3), certa gradação na variação de atitudes da zona de Mairinque para a de São Roque, passando de, praticamente, 45° NE, no primeiro local a mais ou menos EW no morro de D. Quitéria. Neste local foram observadas camadas com orientação NW-W.

Os mergulhos em geral são muito fortes (a maioria entre 80 e 90°) mas podem variar tanto para NW como para SE. As causas desta variação não são facilmente observáveis.

À altura da bifurcação linha férrea tronco-variante da pedreira e, ainda, nas curvas da estrada de rodagem, depois de sair da cidade de São Roque, observa-se que a variação de atitudes é muito acentuada. Na estrada de rodagem a variação (aqui devida sem dúvida a dobras) pode ser observada no espaço de alguns metros ou dezenas de metros.

Já na via férrea o dobramento é ainda mais intenso (foto n.º 3), podendo os eixos de dobra tomar algumas vezes direções imprevistas e

as abas formarem ângulos internos agudos. De modo grosseiro a direção média dos eixos de dobra concorda com o rumo tomado pelos contactos batolito-calcário nesta zona.

Ressalvada esta zona mais movimentada, nota-se no resto da região acentuado paralelismo entre o rumo das encaixantes e a direção dos contactos com o batolito.

Em conjunto a faixa calcária é arqueada, com a concavidade para o lado sul.

Observa-se muitas vezes diaclasamento no plano normal às camadas, mas não há preenchimento aplítico ou pegmatítico nestas direções.

Entretanto e principalmente nas vizinhanças do batolito a intrusão pegmatítica concordante com os calcários é observada mais frequentemente.

As melhores exposições se encontram na pedreira Santa Marina e nos cortes da E. F. S. próximos à junção com a Ituana.

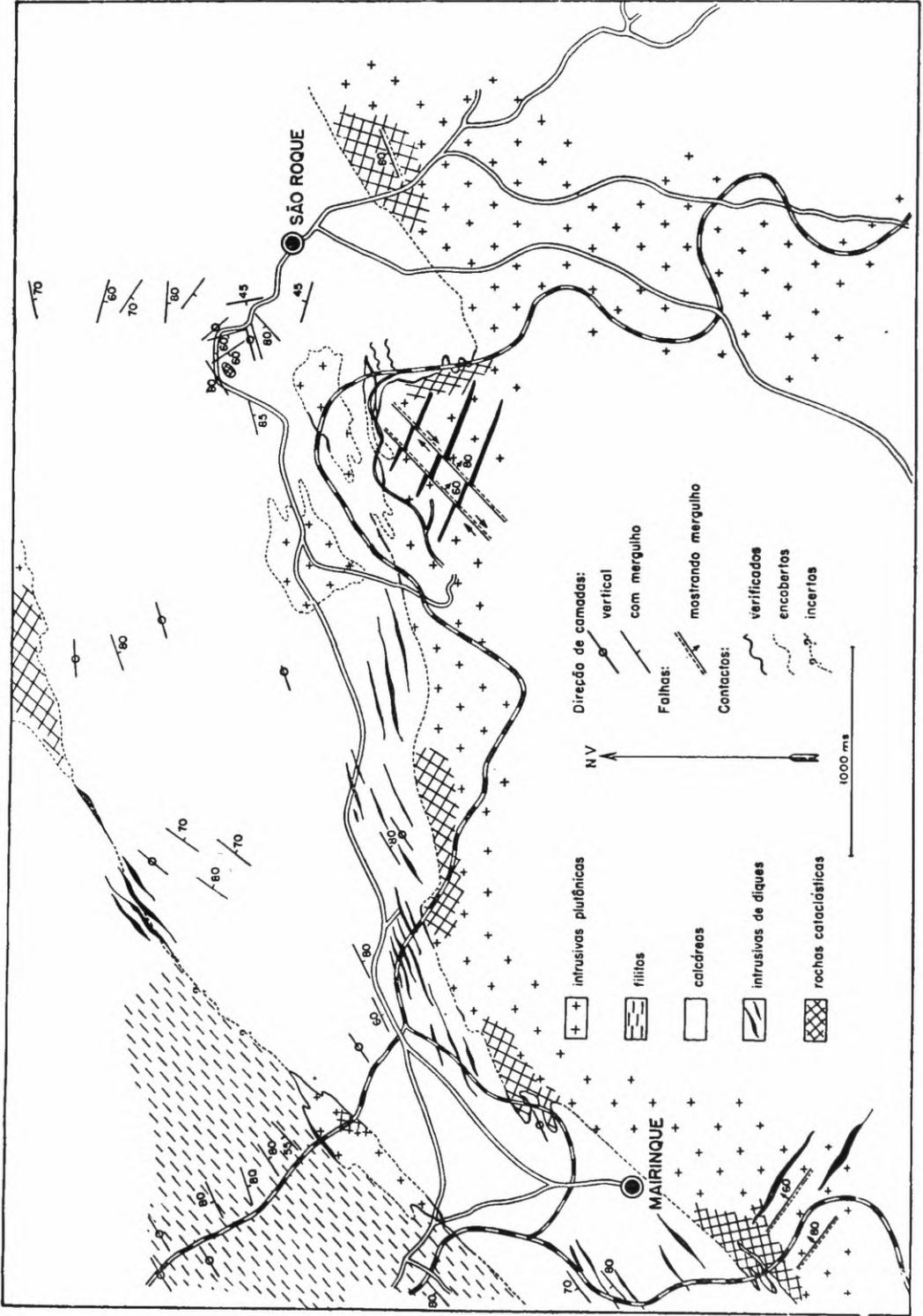
Em sua totalidade os diques intrusivos na encaixante mostram-se extremamente afetados pelo dinamometamorfismo.

Algumas partes de um dique observado na pedreira Santa Marina constituem-se em verdadeiros ultra-milonitos sendo as camadas de estrutura fluidal, assim formadas, paralelas às paredes da encaixante.

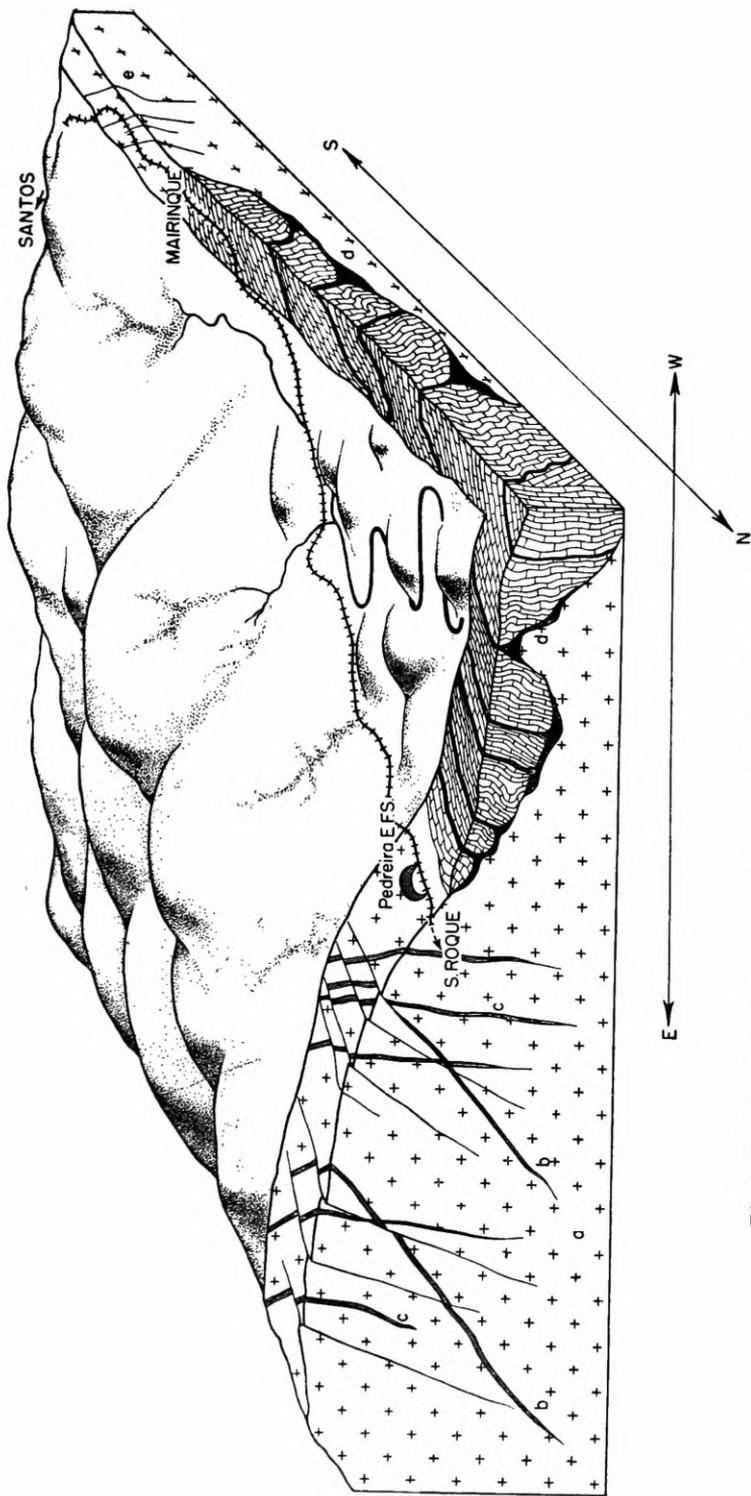
Cataclase nas camadas calcárias não é bem reconhecível devido à fácil recristalização dos carbonatos. Foi observado, todavia, um afloramento com camadas estreitas de calcário xistoso. Ao microscópio revelou-se rico de quartzo e silicatos em forma de lenticulas porfiroclásticas. A calcita mostra grãos muitas vezes estirados no sentido da xistosidade. A foliação concorda com o acamamento observado nas rochas calcárias vizinhas.

Algumas separações de leitões nos calcários não xistosos são cobertas por minerais micáceos (especialmente talco e antigorita). Parece que foi principalmente ao longo dessas separações que se desenvolveu o "shearing stress".

Este é o motivo pelo qual encontramos rochas calco-silicáticas, (derivadas de calcários) aparentemente intactas ao lado de rochas quartzofeldspáticas do bordo batolítico, intensamente milonitizadas. A rocha calco-silicática ainda apresenta acamamento e portanto zonas de maior fraqueza nesta direção. Em algumas dessas linhas é que se pode observar nitidamente os efeitos cataclásticos. O resto permanece intacto.



MAPA 3 — Caracteres tectônicos da área estudada. Delimitação precisa de contactos.



Elco-diagrama mostrando as relações espaciais entre encaixantes e intrusiva.

Devem ter-se verificado falhamentos ao longo destes planos concordantes. Muitos "slickensides" se verificam na pedreira Sta. Marina, mas não se pode identificar o sentido do movimento nem o valor do rejeito. Faltam os necessários pontos de referência. As linhas do movimento final registrado nos "slickensides" não mergulham muito além de 45° da horizontal. O mesmo fenómeno se observa no batolito.

C — Mecanismo de intrusão

Pouca coisa se poderia deduzir da tectônica da região.

A importância do lineamento fluxionar nas intrusivas e sua correspondência com os diversos tipos de fratura: juntas Q (Querklüfte), juntas S (Spaltklüfte) e juntas L (Lagerklüfte), vêm sendo ressaltadas pelos geólogos da escola de Hans Cloos (1).

Entretanto, afora um tipo de junta de tensão, no batolito, ainda não classificada e certas juntas ou falhas marginais, pouco mais se reconhece da fase rígida.

Seria necessário trabalho minucioso de microtectônica para verificar algum vestígio de lineamento nas intrusivas (33). O mesmo se pode dizer quanto às rochas regionais.

Além disso seria de temer deduzir algo de definitivo de um estudo que abrange apenas uma fração (4km) do bordo de um extenso batolito. Julgamos, porém, existir alguns dados que, se não esclarecem, pelo menos ajudarão no futuro a solução do importante problema da intrusão dos magmas na série São Roque.

Assim, as pequenas inclinações das estruturas fluidais planares e o mergulho maior de 60° nos planos de falhas milonitizadas (juntas primárias rejuvenescidas?) na pedreira E.F.S. denunciariam, segundo Balk, bordos batolíticos pouco íngremes. Na região em estudo formariam contactos que em profundidade seriam necessariamente discordantes das rochas regionais. Estas sofreram um arqueamento cujas causas devem ser procuradas na força intrusiva do magma. Acentue-se que o calcário de uma zona junto ao contacto se encontra extremamente dobrado e plicado.

Por outro lado, assinalou-se a presença de numerosas digitações, apófises e diques pegmatíticos nas encaixantes, ao redor dos contactos. Devem ter origem nos bordos batolíticos e portanto não mostram relações com os diques no interior do batolito (bloco diagrama).

Poder-se-ia admitir a hipótese de Daly (7), do "magmatic stoping" (desmonte) para dar conta das numerosas intrusões de bordo. Ela

explicaria o fenómeno sugerido adiante, de assimilação de calcários e formação de diferenciações granodioríticas.

Esta teoria, entretanto, não explicaria as deformações causadas nas encaixantes.

Daly admite que o processo do “magmatic piecemeal stoping”, constitui apenas um complemento do mais importante processo intrusivo que é a injeção abissal ativa durante movimentação orogenética. O “magmatic stoping” aumentaria o volume final da câmara magmática em algumas dezenas ou até centenas de metros de espessura.

Os dados colhidos sugerem tais processos; intrusão de magma discordante e concomitante deformação das encaixantes.

Por último, ocorre injeção local de apófises e diques com raízes na periferia batolítica.

IV — PETROGRAFIA E PETROLOGIA DO MACIÇO

A — Plutonitos

Temos usado até agora o termo “granito” para designar a rocha que na região de São Roque forma a principal massa intrusiva magmática.

Realmente, o estudo de campo não permitiria aplicar outro nome a tais rochas. Assim, embora à luz do estudo microscópico devêssemos optar por outras designações, preferimos por questões de ordem prática a referência “granitos”, nos capítulos em que se não focaliza especialmente os problemas da rocha intrusiva, pois “granito” é uma designação que tem sido aplicada tanto para determinada variedade como para grande “clan” petrográfico, que de modo geral pode incluir até granodioritos.

Entretanto o estudo estatístico microscópico realizado por meio do método de Rosiwal (21), revela em todos os “granitos” estudados alta porcentagem de plagioclásios álcali-cálcicos, razão por que a rocha não pode se enquadrar exatamente sob aquela definição. Assim, por exemplo, na pedreira da E. F. Sorocabana, os plagioclásios formam 33% do volume da rocha, embora o mesmo aconteça com o feldspato potássico (relação 1:1). Já em Mairinque, o plagioclásio supera em larga margem o feldspato potássico, mais ou menos na relação de 5:3. Final-

mente, na estrada S. Roque-Ibiuna, algumas centenas de metros a sudeste da pedreira E. F. Sorocabana, a rocha mostra proporções de 5 plagioclásios: 2 feldspatos potássicos.

São os seguintes os resultados obtidos:

LOCAL	Pedreira E. F. S.	Est. Mairinque-Santos	Est. S. R.-Ibiuna
Plagioclásio	33%	42%	46%
Microclínio micropertítico	33% (feno-cr. 18%)	25% (feno-cr. 16%)	17% (feno-cr. 11%)
Quartzo	23,5%	20%	17,5%
Clorita	} 7%	---	---
Biotita		6%	9,5%
Hornblenda		4%	6,5%
Acessórios	3,5%	3%	3,5%

Êsses dados permitem classificar as rochas, segundo Johannsen (23), em dois tipos:

1) A rocha da pedreira da E. F. Sorocabana é o *adamelito* definido por Cathrein e Broger. Johannsen prefere não adotar êste termo que já se acha a bem dizer consagrado na literatura. O *adamelito* possui os caracteres mineralógicos do verdadeiro granito, mostrando apenas proporções equivalentes de plagioclásios e feldspatos potássicos.

2) A rocha de Mairinque e a da estrada S. Roque-Ibiuna são típicos *granodioritos* com plagioclásios sobrepujando feldspatos potássicos.

Nos três afloramentos estudados pode-se estabelecer a seguinte regra de abundância:

Essenciais	{	1 — Plagioclásios (albita a andesina)	
		2 — Feldspatos potássicos (microclínio micropertítico)	
		3 — Quartzo	
Fêmicos	{	4 — Biotita	{ Clorita, Epídoto e outros por alteração
		5 — Hornblenda	
Acessórios:	{	6 — Associações mirmequíticas	
		7 — Titanita	
		8 — Apatita e Magnetita	
		9 — Epídoto primário	
		10 — Alanita e Zircão	

Seguem-se as análises efetuadas em amostra da pedreira E. F. Sorocabana (adamelito) e a rocha próxima ao bordo batolítico na estrada Mairinque-Santos (granodiorito).

Os resultados vêm comparados com os dados obtidos de médias de análises efetuadas nos mesmos tipos de rocha (23).

	PEDREIRA E. F. S. Adamelito *	MÉDIA DE 34 ANÁLISES Adamelito
SiO ₂	66,8	67,92
Al ₂ O ₃	15,0	15,01
Fe ₂ O ₃	2,2	1,60
FeO	1,5	2,12
CaO	2,5	2,77
MgO	2,4	1,45
Na ₂ O	3,7	3,68
K ₂ O	4,3	4,10
P ₂ O ₅	0,2	0,12
TiO ₂	0,5	0,46
Mn	tr.	0,07
H ₂ O +	0,4	} 0,80
H ₂ O -	0,07	
P. ao F.	0,77	n.d.
Outros	n.d.	0,14
	-----	-----
	100,34	100,24

* Análise n.º 7310, feita no Instituto Geográfico e Geológico de São Paulo.
Analista: Benedito Alves Ferreira.

	E. MAIRINQUE- -SANTOS Granodiorito ^u	MÉDIA DE 24 ANÁLISES Granodiorito
SiO ₂	66,5	67,86
Al ₂ O ₃	14,3	14,97
Fe ₂ O ₃	2,2	1,75
FeO	3,2	2,18
CaO	3,2	2,82
MgO	2,1	1,38
Na ₂ O	3,7	3,29
K ₂ O	3,3	3,58
P ₂ O ₅	0,2	0,17
TiO ₂	0,6	0,51
Mn	tr.	0,05
H ₂ O +	0,5	} 0,84
H ₂ O -	0,1	
P. ao F.	0,8	n.d.
Outros	n.d.	0,12
	100,70	99,52

* Análise n.º 7311, feita no Instituto Geográfico Geológico de São Paulo.
Analista: Benedito Alves Ferreira.

A textura das rochas estudadas é granular hipautomórfica porfiróide, mostrando os minerais ortomagmáticos a seguinte ordem de idiomorfismo:

- 1.º — Magnetita
- 2.º — Apatita
- 3.º — Epídoto
- 4.º — Titanita

- 5.º — Hornblenda
- 6.º — Biotita
- 7.º — Plagioclásio
- 8.º — Feldspato potássico
- 9.º — Quartzo

Granulação

Os fenocristais são formados exclusivamente por microclina com dimensões variáveis, podendo atingir até 3 cm no seu maior diâmetro.

A massa restante é equigranular média (21): 1 a 4 mm.

A granulação no adamelito da pedreira da E. F. Sorocabana, é comparativamente mais fina, devido a processos cataclásticos mais intensos neste local.

Outros característicos petrográficos

Em vista do amplo conhecimento que se tem hoje em dia da petrografia das rochas graníticas, é aqui dispensada a maioria dos pormenores descritivos, que em linhas gerais são do mesmo caráter dos que se encontram em todos os granitos do chamado tipo "Pirituba", já descritos por Moraes Rego, (29) Djalma Guimarães (16) e Otavio Barbosa (2).

Acentuaremos no entanto certas peculiaridades que interessam mais de perto aos assuntos que serão versados neste trabalho.

1. — Os minerais fêmicos são habitualmente biotita e hornblenda comum, mas em certas zonas da pedreira da E.F.S. são substituídos completamente por uma clorita verde escura, negativa, de altos índices de refração $\beta = 1.61$ a 1.62) e cor de interferência anormal, roxa. (Diabantita?) (40).

2. — Sempre que a amostra é clorítica o plagioclásio é mais ácido do que habitualmente. Assim, ainda no caso do adamelito da pedreira da E.F.S., o oligoclásio (An_{16}) da rocha normal passa a albíta (An_5 a 10%) nas zonas cloríticas.

3. — No granodiorito de Mairinque (E. F. Mairinque-Santos) o plagioclásio é ligeiramente mais cálcico que na pedreira da E. F. Sorocabana, aproximadamente An_{18} .

4. — No granodiorito da Estrada S. Roque-Ibiuna os plagioclásios alcançam a maior basicidade encontrada. São oligoclásio-andesina (An_{28} a 30%).

Nesta rocha aumenta o teor de fêmicos e diminui o de feldspatos potássicos.

5. — Quanto mais cálcico o plagioclásio maior é sua tendência ao idiomorfismo e maior também a sua quantidade na rocha.

6. — Existe zoneamento em muitos plagioclásios, sendo o núcleo ligeiramente mais cálcico que o bordo.

7. — A alteração dos plagioclásios é mais intensa nas amostras cloríticas.

8. — Nota-se pelo quadro apresentado anteriormente clara relação antipatética entre plagioclásios, de um lado, e quartzo e microclínio de outro.

9. — A hornblenda é encontrada em todos os “granitos” não cloríticos, em quantidades em geral menores que as de biotita.

10. — A biotita é pardo-esverdeada e verde quando em vias de alteração para clorita. Raramente apresenta halos pleocróicos. Linguas de biotita verde substituem a biotita normal ao longo dos planos de clivagem, nos estágios intermediários de cloritização.

11. — Os acessórios, transparentes, são quase totalmente formados por minerais cálcicos, predominando a titanita e a apatita. Em algumas lâminas foram observados halos em torno da titanita, quando esta é envolvida por biotita, (31).

Não foi encontrado em lâmina qualquer vestígio de granada, rutílio, ou turmalina. O zircão, muito raro, apresenta-se em cristais de dimensões mínimas. Dois únicos cristais de alanita foram encontrados em sete lâminas estudadas.

12. — Os fenômenos cataclásticos se evidenciam em muitas lâminas com intensidades variáveis; as zonas mais afetadas por tais processos são miloníticas e ultra-miloníticas.

13. — É nestas zonas que se mostra mais frequente a ocorrência de minerais de origem hidrotermal e secundária: quartzo, epídoto, calcita, pirita, calcopirita, galena, fluorita, clorita, datolita e apofilita (6), quase todos de formação nitidamente posterior aos movimentos que causaram a cataclase.

B — Aplitos e pegmatitos intrusivos em rochas graníticas

Em toda a extensão examinada dos bordos do batolito observa-se grande número de diques aplíticos e pegmatíticos (fotos 4 e 6) cortando a encaixante com direção constante para o quadrante NW.

O estudo microscópico mais pormenorizado foi feito nos aplitos da pedreira da E. F. Sorocabana, onde os diques cortam o adamelito porfiróide.

Aqui a quantidade de aplitos é mais ou menos equivalente a de pegmatitos. É muito frequente a ocorrência de cruzamentos de diques de aplitos com pegmatitos e nestes casos não é raro observar-se falhamento. É então possível a determinação da sequência de intrusão dos diversos diaschistitos nas diferentes fendas. Entretanto para êsses dois tipos de magma não foi possível estabelecer qualquer regra cronológica. Ora é o aplito que corta o pegmatito, ora é o contrário que sucede. Além disso, não é sempre que os contornos são nítidos nos contactos pegmatito-aplito.

Muitas vezes um pegmatito se diferencia em aplito nos contactos com a encaixante, mostrando granulação transicional entre um e outro tipo de diaschistito. Pode acontecer também o caso inverso de diques com núcleo pegmatítico e faixas laterais aplíticas.

É comum observar-se verdadeira mistura de magmas nos pontos de encontro.

Existe, porém, um tipo de aplito que parece ser realmente posterior aos acima citados. Diverge macroscopicamente dos anteriores, por apresentar coloração arroxeadas. Microscopicamente observa-se a presença do mineral responsável por aquela coloração: turmalina, em abundantes e minúsculos bastonetes (foto 19).

Entre o aplito róseo normal e o roxo turmalinífero existem, todavia, alguns tipos intermediários, sendo de destacar um de aplito róseo com algumas turmalinas macroscópicas poiquilíticas, desenvolvidas claramente em meio total ou quase totalmente sólido.

O aplito roxo pode, por outro lado, apresentar variação lateral ou central para aplito róseo (foto 6). Atravessam com ou sem falhamento, de modo nítido ou não, os pegmatitos e aplitos róseos, mas os tipos roxos característicos totalmente turmaliníferos nunca são atravessados por pegmatitos e aplitos róseos típicos.

Além disso, estatisticamente, verifica-se a tendência de os aplitos roxos ocuparem planos com mergulhos pouco acentuados para NE ($\pm 45^\circ$), nisto divergindo dos outros diques. A direção, contudo, é a mesma para todos os tipos (fig. 4).

Os pegmatitos e aplitos intrusivos no adamelito da pedreira E. F. S. mostram os mesmos minerais essenciais em proporções mais ou menos idênticas, tanto num como noutro tipo de diaschistito. Apenas a granu-

lação e a textura variam, tornando-se nos aplitos caracteristicamente xenomórfica granular.

Os minerais essenciais são: quartzo, microclínio e plagioclásio, existindo ainda quantidades subordinadas de turmalina em certos tipos de aplito.

Os fêmicos da rocha hospedeira desaparecem quase por completo e dos acessórios foram identificados em porcentagem muito pequena apatita e magnetita.

A porcentagem relativa dos diversos minerais foi medida apenas nos aplitos dada a pouca exatidão de medidas em rochas muito grosseiras.

Por comparação macroscópica verifica-se que devem ser mais ou menos equivalentes os resultados obtidos nos aplitos e nos pegmatitos. Foram as seguintes as proporções volumétricas obtidas:

	APLITO RÓSEO não turmalinífero		APLITO RÓSEO com turmalina macroscópica poiquilítica	APLITO ROXO turmalinífero	
	1.ª	2.ª		1.ª	2.ª
Pl.	41.7	38.3	40.4	31.9	33.0
Mi.	31.0	26.6	24.8	34.1	34.7
Qz.	26.3	33.3	32.1	28.6	27.0
Tu.	-	- - - -	1.4	4.0	5.0
Ac.	0.8	1.5	0.8	0.9	0.2

De acôrdo com Johannsen, (23) aplitos com a composição mineralógica das três primeiras colunas devem ser classificados como *leucogranodiorito-aplito*. Apresentam plagioclásio em maior quantidade do que a dos tipos normais de granito-aplitos e menos fêmicos do que nos granodiorito-aplitos.

Aquele Autor acentua que até 1931, a literatura assinalara uma única descrição desse tipo de aplito, e esta se deve a Worm que estudou um dique em Meissen. As análises volumétrica e química desta rocha, quando comparadas com as de terminadas para os aplitos róseos de São Roque, dão aproximações aceitáveis:

Análise volumétrica

	Meissen		São Roque (*)
An ₁₉ %	43.35	An ₅ a ₁₄ %	40.13
Micropert.	34.20	Micropert.	24.47
Quartzo	21.0	Quartzo	30.57
Fêmicos	1.45	Fêmicos e Ac.	1.03
Turmalina	----	Turmalina	0.47

(*) — Média de três aplitos róseos.

Análise química

	Meissen	São Roque (*)
SiO ₂	71.42	74.2
Al ₂ O ₃	14.17	15.4
Fe ₂ O ₃	2.13	} 0.85
FeO	0.26	
MgO	0.34	----
CaO	0.73	0.5
Na ₂ O	4.35	3.1
K ₂ O	5.59	5.7
H ₂ O	1.17	n.d.

(*) — Análise efetuada em amostra contendo plagioclásio ácido: An₇%

Quanto aos aplitos mais ricos em turmalina, ainda de acordo com Johansen, devem ser classificados como leucogranito-aplitos, pois ne-

les baixa o teor de plagioclásios a um valor inferior (embora pouco) ao registrado para o feldspato potássico.

Esta classificação se deve, assim, a uma das mais acatadas autoridades no assunto. Entretanto, por serem os nomes petrográficos pouco usados na literatura e ainda devido a confusão que pode acarretar a complexidade e semelhança dos dois nomes técnicos, preferimos continuar a usar neste trabalho os nomes menos científicos, porém mais simples e compreensíveis de aplito róseo para o leucogranodiorito-aplito e aplito roxo para o leucogranito-aplito turmalinífero.

Plagioclásio, quartzo e microclínio formam a típica textura aplítica com grãos xenomórficos revelando ambiente de precipitação concomitante.

A associação mirmequítica não é rara, mas no quadro foi separada em seus elementos constituintes. O plagioclásio, à semelhança do que acontece na rocha hospedeira adamelítica, varia desde o típico oligoclásio $An_{14}\%$ até albita (An_5 a 7%). De modo geral são mais ácidos que no adamelito.

O microclínio é micropertítico, tendo sido notados alguns casos de antipertita.

Alguns acessórios comuns do granito — magnetita e apatita — encontram-se também no aplito, mas em quantidades muito menores; a titanita, epídoto, zircão e alanita desaparecem e dos fêmicos aparece somente a biotita que no quadro foi incluída entre os acessórios. Esta mica apresenta-se por vezes cloritizada.

A turmalina estudada é macroscópicamente preta. Apresenta forte pleocroísmo com absorção.

ω = verde escuro ou azul índigo

ϵ = castanho avermelhado claro

Apresenta-se nos aplitos roxos típicos como bastonetes minúsculos e numerosos ocupando espaços intersticiais ou sob a forma de inclusões nos demais minerais da rocha, (fotomicrografia n.º 19) Nestes casos, muitas vezes os bastonetes se alinham paralelamente aos contornos cristalinos do mineral hospedeiro formando uma côroa próxima aos bordos do cristal.

A turmalina pode apresentar-se ainda em prismas maiores, alcançando até um centímetro, mas, quando isso acontece, a ocorrência é em aplitos róseos e a estrutura do mineral é em geral poiquilítica, denotando formação em rocha sólida.

Em algumas lâminas foi observada a alteração da turmalina por um agregado pseudomórfico em que predomina a clorita acompanhada por alguma biotita, magnetita, ou, em outros casos, mica branca (cookeita?) e uma mineral aparentemente isotropo não identificado. Deve tratar-se de um tipo de alteração determinada pelas mesmas causas que no "granito" encaixante provocaram a cloritização dos fêmicos.

C — Rochas de Bordo

1 — *Cataclasito (derivado de rocha ácida)*

Na linha tronco da E.F.S., entre S. Roque e Mairinque, foi observada modificação ácida do granito à altura do contacto com as encaixantes. Trata-se de rocha composta essencialmente de quartzo, feldspato potássico e microclínio branco micropertítico, com menores quantidades de plagioclásio ácido e tendo como acessórios turmalina e alguma clorita.

A granulação é heterogênea e a textura é cataclástica. Todos os minerais se apresentam quebrados com maior ou menor intensidade.

Macroscopicamente a rocha apresenta tonalidades cinza e branca e é extremamente compacta.

A gneissificação, visível ao microscópio, não pode ser distinguida no campo devido a inexistência de contrastes entre os minerais.

2 — *Cataclasito (derivado de rocha granodiorítica)*

Em outros contactos observados em Mairinque, na linha-tronco da E.F.S. e na E. F. Mairinque-Santos, a rocha intrusiva não sofreu diferenciações no sentido ácido mas se mostra igualmente milonitizada em certo grau.

Macroscopicamente a rocha é cinza-escura em massa compacta, mas sobressaem numerosos cristais brancos de feldspato. À primeira vista pode ser tomada como um pórfiro efusivo. A textura é ainda cataclástica ou mesmo milonítica. Persistem com maiores dimensões porfiroclastos de quartzo, microclínio ou, mais comumente, plagioclásio oligoclásio.

A massa restante é formada por quartzo, microclínio, oligoclásio, clorita (peninita), anfibólio verde pálido (actinolita?), pirita, titanita e apatita.

O tamanho dos porfiroclastos é da ordem de 0,5 cm, enquanto o dos grãos da mesostase é de 0,05 cm a 0,02 cm.

Pela dimensão dos porfiroclastos verifica-se que a sua superfície mesmo somada com a do material triturado que os emoldura, não iguala a superfície dos grãos dos adamelitos e granodioritos normais, não milonitizados do batolito. Parece, pois, que a granulação original nos bordos do batolito seria inferior à normal, o que se explica pela maior velocidade de resfriamento nos bordos. A caracterização desta rocha como pórfiro efusivo ou hipabissal não encontra apoio na investigação microscópica, já que a rocha perdeu quase todos os característicos estruturais primários por cataclase e mineralização hidrotermal secundária.

Também aqui não foi possível distinguir macroscopicamente o sentido geral da gneissificação. Nestas rochas verifica-se ainda, com maior clareza, os efeitos produzidos por soluções, no caso, responsáveis pela formação de clorita, piritita, quartzo e pelo admissível fenômeno da descoloração do anfibólio hornbléndico.

Este, como o tipo anterior de cataclasito, forma também diques concordantes nos calcários.

Parece que o mesmo magma que se diferenciou no sentido ácido nos bordos do batolito, também se introduziu na mesma época pelas encaixantes, vindo a formar os pegmatitos e aplitos que hoje se encontram triturados e nos quais, vez ou outra, se observa a direção geral de gneissificação. De mesmo modo, certa porção do magma que escapou à diferenciação de bordo e se conservou granodiorítico, pode ter-se introduzido em línguas e diques granodioríticos, como se observa na pedreira Santa Marina. Todos esses diques teriam suas raízes nos bordos batolíticos, ao contrário dos pegmatitos e aplitos do interior do batolito, de origens mais profundas.

D — Xenólitos

Como já se mencionou foram encontradas duas inclusões exógenas na massa "granítica" próxima ao contacto com os calcários. Destas, somente uma, a da pedreira da E.F.S., se apresentava suficientemente fresca para exame mais pormenorizado. Que ambas são de origem calcária parece provado, não só pela proximidade dos contactos com aquela rocha, como também pela composição mineralógica e química.

Ambos xenólitos são formados por alta porcentagem de silicatos calcomagnesianos; no caso da pedreira E.F.S. por um piroxênio. No outro xenólito encontrado (Mairinque-Santos), o piroxênio já se encontra quase totalmente uralitizado, com formação de anfibólio fibroso, verde, de

composição aproximadamente actinolítica. Mas ainda se nota um ou outro grão de piroxênio não alterado.

Nas duas ocorrências os xenólitos acham-se envoltos por uma corôa de reação em que predomina a hornblenda comum, macroscòpicamente preta.

1 — Xenólito da pedreira E. F. Sorocabana

a — Inclusão pròpriamente dita

A textura da massa xenolítica pròpriamente dita é equi-granular, microcristalina (granulação: 0,1 mm). Dada a pequena área examinada em lâmina delgada não é possível fornecer dados volumétricos exatos. Mas, seguramente, mais de 2/3 do xenólito é formado por piroxênio.

Este mineral apresenta-se em grãos sub-hedrais. Sua côr é ligeiramente esverdeada mesmo em secções petrográficas, o que comprova a existência de óxidos de ferro. Não há pleocroismo.

A massa restante do xenólito é formada principalmente por oligoclásio e menor quantidade de quartzo em grãos inteiramente anedrais, preenchendo os espaços deixados pelo diopsídio. O oligoclásio (An_{20%}) tal como se observa nos "hornfels" de contacto, é isento de geminação.

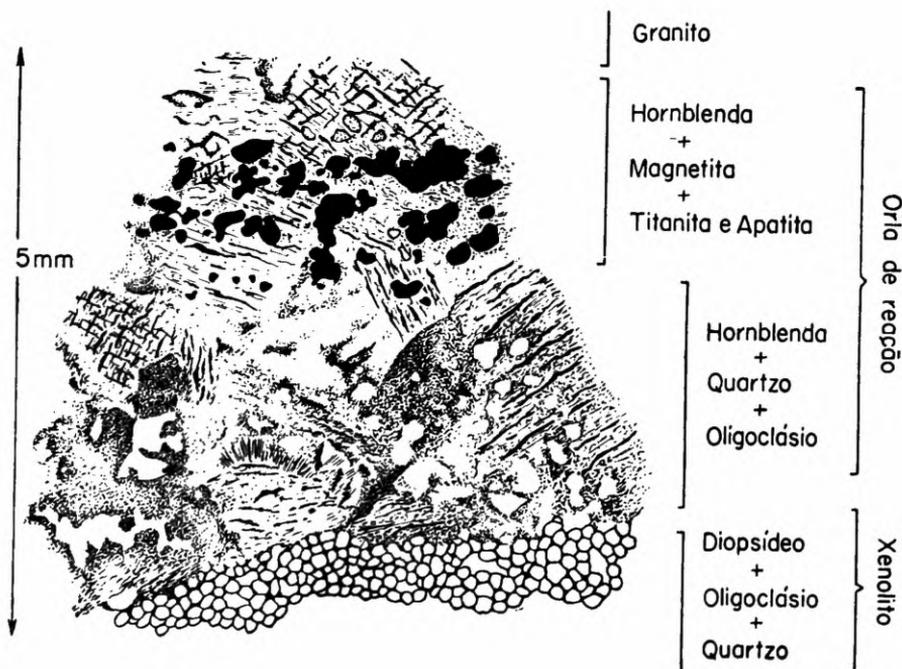


Fig. 10 — Orla de reação do xenólito.

b — Corôa de reação

É formada por hornblenda em cristais aparentemente sem qualquer orientação. Ao microscópio revela a existência de numerosas inclusões de quartzo, oligoclásio, magnetita, titanita e apatita, formando zonas ou sub-camadas mineralogicamente diferentes dentro da orla hornblêndica (fig. 10). As inclusões da camada mais chegada ao xenólito são formadas por quartzo ou feldspato. Há uma zona intermediária praticamente de hornblenda sem inclusão e finalmente, mais do lado externo, nova zona de hornblenda com inclusões de magnetita, titanita e alguma apatita. A magnetita se dispõe preferencialmente do lado interno e a titanita quase no contacto com o granito.

c — “Granito”

O “granito”, num raio de aproximadamente 10 cm, a partir da inclusão, mostra visível descoramento dos feldspatos, formando uma auréola em torno da inclusão xenolítica. Mas os minerais fêmicos persistem e aqui predomina a hornblenda sobre a biotita. Em Mairinque, na segunda ocorrência observa-se o aumento de frequência dos fêmicos em torno do xenólito.

d — Composição química do xenólito

A análise química do xenólito da E. F. Sorocabana, sem a auréola anfibólica, mostrou os seguintes teores: *

P, ao F.	0.46
SiO ₂	56.1
Al ₂ O ₃	9.7
FeO + Fe ₂ O ₃	6.0
TiO ₂	0.22
CaO	15.6
MgO	8.8
Na ₂ O	2.4

K ₂ O	0.58
P ₂ O ₅	0.19

	100.05

* Analista: I. P. T., São Paulo

O piroxênio é de natureza calco-magnesiana mas possui teores relativamente altos de ferro e alumina. O ângulo de extinção — $c = 44^\circ$ indica ser este mineral um termo entre a augita e o diopsídio (40).

Da orla de reação, devido à impossibilidade de obtenção de amostra não contaminada com materiais rochosos adjacentes, não foi feita análise química. Não obstante, baseada nas proporções minerais é possível a obtenção dos teores, em aproximação grosseira, conforme mostra o quadro abaixo:

	1a. zona: Metade contigua ao xenólito	2a. zona: Metade mais externa
SiO ₂	50.0	28.2
Al ₂ O ₃	12.6	8.8
FeO+Fe ₂ O ₃	13.0	38.9
CaO	10.0	9.3
MgO	9.0	6.9
Na ₂ O	2.0	1.3
K ₂ O	1.2	0.9
F ₂ O ₅ +TiO ₂	0.8	3.9

2 — Gênese do Xenólito — Quimismo e Mineralogênese

A ausência de caracteres de "schlierens" cognatos, nessas inclusões, a natureza calco magnesiana do principal mineral nelas presente, a existência próxima de calcários e ausência, na região, de rochas básicas ou quaisquer outras que pudessem por pirometamorfismo produzir xenólito semelhante, sugerem fortemente a origem exógena e calcária dos xenóli-

tos. Tomada como verdadeira tal afirmação torna-se oportuna a comparação de análises efetuadas no calcário de contacto e no xenólito. Com esse intuito, foram usadas 3 análises:

1.^a — A análise n.º 2, à pág. 58, que nos dá idéia aproximada dos teores médios no calcário da pedreira Santa Marina.

2.^a — A análise n.º 1 à pag. 70 correspondente a leito altamente silicático (cerca de 25% de carbonatos) no calcário metamórfico e que, por sua composição, deve aproximar-se muito da de um verdadeiro "hornfels". Este leito situa-se a poucos metros do "granito".

3.^a — A análise do xenólito em questão. (pg. 42)

Sabendo-se que por metamorfismo de contacto as alterações em rochas carbonáticas tendem invariavelmente para uma decarbonatação crescente, poderia-se, para fins comparativos, extrair das análises os teores de CO₂. Obtería-se assim, para as rochas de 1.^a e 2.^a análises, a composição teórica no caso hipotético delas terem sofrido completo metamorfismo não aditivo:

	1. ^a	2. ^a	3. ^a
SiO ₂	27.0	48.5	56.1
Al ₂ O ₃	1.4	9.6	10.0
CaO	56.8	23.5	15.6
MgO	14.2	13.4	8.8
FeO + Fe ₂ O ₃	0.6	3.4	6.0
Na ₂ O	x	0.6	2.4
K ₂ O	x	0.8	0.58

Verificamos deste modo que para que o calcário produza o xenólito da análise 3.^a, em vez de simples recombinação dos elementos não voláteis do calcário, há necessidade de trocas de óxidos, visando, como acentua Nockolds (30), a formação de minerais estáveis química e fisicamente, no meio ambiente (magma granítico). Em resumo: há necessidade de trocas metassômáticas. No caso em consideração tais trocas envolvem a

entrada para o xenólito de: SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , e Na_2O e talvez, pequenas frações de K_2O , TiO_2 e P_2O_5 . Por sua vez, o calcário xenolítico fornece ao magma granítico a totalidade do CO_2 porventura ainda existente, grande parte de cálcio e menores proporções de magnésio. Nockolds observa que os xenólitos ricos em CaO cedem este óxido ao magma e absorvem muito mais facilmente Na_2O do que K_2O . Quando o teor de MgO é maior que o de CaO há maior volume de trocas entre MgO e K_2O . As reações recíprocas levam à formação de plagioclásios nos xenólitos mais cálcicos e biotita nos magnesianos. Esta afinidade do cálcio pelo sódio é confirmada plenamente no caso em estudo.

Sílica e alumina desempenham, segundo aquele Autor, papel passivo nas trocas entre xenólito e magma, sendo absorvidas quando necessárias para a formação de minerais estáveis e eliminadas quando em excesso.

Mineralogicamente, o que se pode deduzir do estudo das ocorrências xenolíticas é o fato do calcário se transformar em silicatos, dos quais o mais susceptível de se formar em tal ambiente é o diopsídio ou um piroxênio afim (5, 10). É provável, porém, que tal transformação já se tivesse processado ao longo dos contactos, de tal modo que os pedaços despregados da encaixante e imersos no magma já são, a essa altura, verdadeiros "hornfels". O diopsídio, todavia, é um mineral inadaptado a um magma granítico em resfriamento (5) e para sua estabilização química e física torna-se necessária sua posterior transformação em um anfibólio, no caso a hornblenda, o que se dá pela adição posterior de novos elementos químicos, entre eles Fe e Al. Daí a origem da corôa hornblêndica de reação em torno dos xenólitos. A primeira zona da corôa, contígua ao xenólito, revela em sua composição química grande analogia com a inclusão propriamente dita. Entretanto, os minerais e suas proporções são bem diferentes em um e outro, principalmente no que concerne ao quartzo e feldspato. Parece que nas zonas mais externas do xenólito, para a formação da hornblenda foi utilizado não só o diopsídio como também grande parte do oligoclásio. Em lâmina observa-se nitidamente o diopsídio alterando-se em um material não identificado, provavelmente um agregado uralítico. Isso ocorre a alguns milímetros do bordo. Para o interior do xenólito o piroxênio é inteiramente fresco.

Já na zona da hornblenda, mas junto à linha de contacto com o xenólito, pode-se também observar uma ou outra hornblenda incluindo poiquiliticamente aqueles agregados confusos, um pouco de augita remanescente, quartzo e oligoclásio enquanto no resto da zona, mais externamente, as inclusões são formadas quase exclusivamente por quartzo.

Na inclusão pròpriamente dita observa-se a existência de mais 2 grãos de oligoclásio para 1 de quartzo, mas na primeira orla de hornblenda a relação é de 3 grãos de quartzo para 1 de oligoclásio.

Êsse fato sugere acentuadamente uma reação entre plagioclásio e piroxênio para a formação de hornblenda, havendo ao mesmo tempo absorção de Fe de proveniência granítica e eliminação de sílica sob a forma de quartzo. A formação de orla hornblêndica a custa de material diopsídico tem sido notado por muitos Autores, entre êles, Williamson (38).

A composição mineralógica da orla externa demonstra mais uma vez a absorção de Fe, cujo excesso produziu magnetita em inclusões. Ainda nesta zona a grande riqueza de titanita e, em certo grau, apatita, sugere a fixação de voláteis mineralizadores ao xenólito. Os elementos necessários para a formação de titanita foram: cálcio de proveniência xenolítica, titânio de origem magmática e sílica de origem primordialmente magmática, mas podendo na ocasião ser proveniente do excesso silicoso do xenólito e da primeira orla hornblêndica.

E — Milonitos

Ocorre na faixa “granítica” estudada, ao longo de falhas estruturais, um material compacto de granulação muito fina, classificável na maior parte dos casos como milonitos ou ultra-milonitos. Sua origem está ligada, sem duvida alguma, a movimentos de fricção em superfície de falhamento. Sua diagnose adquire, portanto, grande importância porque permite identificar zonas de, pelo menos, movimentação tectônica intensa.

Falta ao material observado a friabilidade de rochas de origem idêntica, característicos de zonas de formação mais altas. A coesão nos milonitos encontrados em São Roque, se bem que possa ser atribuída em parte a cimentação secundária produzida por minerais hidrotermais, pode, por outro lado, encontrar explicação nas fortes pressões confinantes de níveis um tanto mais profundos.

Na Pedreira da E.F.S., onde os milonitos são realmente abundantes, a ocorrência dessas rochas aponta imediatamente a existência de falha. As distâncias que separam essas faixas não são, em geral, maiores que 10 metros. Sendo as falhas muito regulares em suas direções e mergulhos, também o material que as preenche toma forma tabular plana em grande extensão. No conjunto lembra perfeitamente um dique intrusivo, tanto mais que a faixa milonítica discorda da maioria das estruturas que atravessa.

A espessura da rocha milonítica é normalmente da ordem de centímetros ou decímetros.

O “granito” contíguo às zonas miloníticas sofre, em geral, alterações texturais importantes produzidas pela cataclase intensificada. O primeiro sintoma é o desaparecimento de contornos geométricos nos teno-cristais de microclínio, denunciando movimentos que afetaram em amplitude microscópica a massa intersticial e os bordos dos fenocristais. Podem, também, aparecer (mais raramente) fissuras irregulares em vários sentidos, brecciando macroscopicamente o “granito”. Estas fendas são, habitualmente, preenchidas por calcita secundária.

Um passo mais avançado no sentido da milonitização é a mais completa homogenização do “granito”, com pulverização dos porfiroclastos. Estes são representados por faixas ou lentes irregulares róseas em meio de massa frequentemente verde ou cinzenta escura. Algumas vezes esta massa pode se laminar inteiramente com formação de autêntico xisto milonítico.

Aparece, finalmente, a rocha mais comum em tais ocorrências: o ultra-milonito, que se forma sob condições de máximo “*shearing-stress*”. Seu aspecto é em geral leitoso ou, se sofrer silicificação hidrotermal posterior, translúcido e sílexítico.

A posição espacial dos pseudo-diques de material cataclástico coincide, obviamente, com toda uma série de falhas no maciço “granítico”, isto é, em torno de 50 N. E., com mergulho de 60° a 70° S.

1 — Descrição microscópica

Em várias lâminas de adamelito colhido nas vizinhanças de uma faixa milonítica, observa-se que nenhum grão mineral escapou ao processo de milonitização. Todos mostram em maior ou menor grau os efeitos cataclásticos, mas não se distingue orientação evidente nos minerais. O quartzo se apresenta com forte extinção ondulante; os plagioclásios com os traços de geminação frequentemente torcidos; os grãos de microclínio em blocos separados pelos traços de clivagem; a clorita em folhas deslizadas e dobradas. Quase todos os indivíduos apresentam-se quebrados, mesmo os minúsculos acessórios. Nessas amostras os maiores grãos não vão além de 2 mm em suas maiores dimensões, de tal modo que, macroscopicamente, a rocha original dificilmente se deixa identificar, perdendo sua individualidade.

Os plagioclásios já se acham em estado relativamente avançado de alteração. O aspecto é breccióide em escala quase microscópica. Gran-

de quantidade de clorita e sericita misturados aos pequenos pedaços de microclínio, plagioclásio, quartzo e acessórios, formam a massa intersticial onde, vez ou outra, se percebe alguma calcita de infiltração.

Há, no entanto, zonas em que a néo-mineralização é mais intensa, mas os minerais aqui formados se cristalizaram a partir de soluções e não por recristalizações metamórficas. Trata-se, sem dúvida, de *cataclasito granítico*.

Uma das lâminas estudadas mostra aspecto interessante desta néo-mineralização. Pequena lente de material mais intensamente milonitizado (por isso, mais poroso) apresenta-se inteiramente impregnada de cristais cúbicos de pirita. Ao seu redor existe material cataclástico mais grosseiro e faixas intersticiais onde se depositou calcita em quantidade apreciável.

O quartzo é também um dos minerais abundantes da geração secundária. Por vezes, perfeitamente idiomorfo quando se cristaliza em espaços originalmente vazios; outras vezes em massas microcristalinas com grãos suturados ou formando veios em finos filetes.

Já se mencionou o fato de poder o material milonitizado se apresentar em faixas lamináveis: *xisto milonítico* que, no entanto, raras vezes possui grau relativamente alto de coerência. Essas ocorrências são raras parecendo se restringir somente a zonas de movimento mais acentuado com falhamentos de amplo rejeito.

Microscopicamente diferenciam-se muito de um xisto de origem sedimentar. Nota-se, aqui e ali, lenticulas formadas por material granítico quebrado e pirita néo-formada.

A grande parte da rocha se compõe, porém, de sericita e clorita, estiradas em zonas alongadas microcristalinas.

O tipo mais comum de cataclasito é, no entanto, o *ultra-milonito*.

Aqui, todo o material se acha inteira e intensamente triturado. É formado por material pulverulento compacto exibindo ao microscópio uma associação, por vezes íntima, de duas estruturas: xistosa e granulosa, que alternam na direção normal ao plano de "*shearing*". Nas zonas xistosas, que dão a aparência fluxional à rocha, predomina, naturalmente, o material micáceo, no caso, a sericita. Nas zonas granulosas predominam quartzo e feldspatos principalmente. Os pequenos fragmentos cristalinos em geral apresentam dimensões entre 3 e 15 μ , o que atesta a grande intensidade do processo cataclástico. Não obstante, encontra-se em pequena proporção alguns fragmentos não completamente triturados, com dimensões um tanto maiores. Aliás, é difícil precisar na zona milonitiza-

da tipos padrões das diversas rochas consideradas, já que as texturas variam em áreas pequenas.

A néo-mineralização se evidencia nestas rochas pela introdução de finos veios de quartzo associado algumas vezes à pirita idiomórfica cúbica.

Êstes filetes acompanham, geralmente, a direção fluxional ou de xistosidade da rocha, independentemente, por vezes, entretanto, daquele fator, cruzando em diagonal ou em linhas sinuosas com a orientação da rocha (4). Também a calcita secundária é abundante em veios ou dispersa na massa da rocha, sempre em grãos mais ou menos arredondados.

Em uma lâmina nota-se veio de calcita com a forma descrita, bem como a ausência de clivagem e a inexistência de geminações polissintéticas características. Parece, portanto, que o desgaste de seus contornos se deve, no caso, antes a uma re-solução incipiente do que, propriamente, a efeitos de atrito. A precipitação de calcita efetuou-se em época posterior aos últimos movimentos responsáveis pela milonitização.

Interessante tipo de *rocha mixta* e que poderia ser descrita em apêndice a êste capítulo é a que se observa nas mesmas condições geológicas das anteriores, mostrando, no entanto, macroscópica e microscópicamente, certas particularidades. Sua cor é cinzenta com aspecto de silex, com o qual se confunde até pela translucidez de bordos ou lascas finas. Muito compacta, separa-se, todavia, facilmente, segundo certas juntas regulares e mais ou menos constantes, formando sólidos paralelepíedicos retangulares.

O microscópio revela a existência de dois componentes ou partes principais, inteiramente discordantes em gênese, textura, composição mineralógica e paragênese mineral (fotos n.ºs 12 e 13). Um dos membros se apresenta sob a forma de fragmentos irregulares e o outro se constitui da massa que os envolve. É na realidade uma bréccia de filão porque o material intersticial deve ter-se precipitado de soluções. Os "seixos" ou fragmentos são de milonito, idênticos aos descritos anteriormente: porfiroclastos de tamanho variado e muito pó, cujas partículas esmigalhadas tomam a característica forma fluxional orientada. É evidente a origem "granítica" dêste material uma vez que aqui se preservam, embora triturados, todos os minerais do "granito" original. Êstes "seixos" são, pois, relíquias de um milonito anterior, quebrados antes ou durante a fase de introdução da solução filoniana.

Já as porções envolventes apresentam outro aspecto: são formadas principalmente por quartzo sob a forma de grãos, por vezes alongados, de contorno irregular e ligados intimamente aos vizinhos por suturas. A

rocha lembra um quartzito de recristalização. A tendência que se observa nesta parte filoniana é a equigranularidade. As ripas se orientam, de modo geral, segundo três direções do espaço, (aproximadamente 90° entre si) que talvez coincidam com as direções dos três planos do romboedro fundamental do quartzo. Este tipo de orientação incipiente em quartzo de filão explica muito bem as juntas quase ortogonais do material. As ripas de quartzo medem em média, entre 0,4 mm e 1 mm de comprimento por 0,05 a 0,1 mm de largura.

Em tamanhos muito menores e associada ao quartzo da parte filoniana encontra-se sempre em tais rochas grãos elipsóidicos, lenticulares ou globóides, de calcita. Os diâmetros maiores nunca passam de 30 μ . Parece tratar-se, como nos casos anteriores, de arredondamento por corrosão química.

Afora o quartzo (em grande proporção) e os grãosinhos de calcita, nenhum outro mineral se observa na parte filoniana.

2 — *Nomenclatura*

Muita confusão tem surgido na aplicação de denominações a rochas cataclásticas. É rara a obra que defina com clareza os diferentes tipos de rochas. Tendo em vista este fim, guiamo-nos neste trabalho, pelas definições reproduzidas e comparadas por Waters e Campbell (39). Assim, ficam caracterizadas como *milonitos* as rochas metamórficas cataclásticas, afaníticas, coerentes, com estrutura fluxionaria (fluidal) e que se formam por esfarinhamento de material rochoso durante movimentos ao longo de falhas. Comumente alguns porfiroclastos de material incompletamente triturado ficam incluídos na pasta afanítica (definição de Lapworth, 1885).

Se a rocha não apresentar estrutura fluxionária e possuir os outros caracteres do milonito, passa a chamar-se *cataclasito* (Grubenmann e Niggli).

Se essas rochas apresentarem o fenômeno da laminação devem ser designadas por *xisto milonítico* (milonistschiefer — Quensel, 1916).

Finalmente o *ultra-milonito* (Staub, 1915 — Quensel, 1916), equivalente ao “purée parfaite” dos franceses e, em alguns trabalhos, sinônimo de “flinty crush-rock” e “pseudo-tachylito”, — é uma rocha supertriturada em que todos os porfiroclastos desaparecem (ou se reduziram a dimensões mínimas) em que se não reconhece traço algum da estrutura original. A rocha toma a aparência quartzítica, silexítica ou felsítica.

F — Filões hidrotermais

Como já se disse, as falhas milonitizadas mostram a formação de certos minerais de origem posterior aos movimentos que falharam os blocos, uma vez que aqueles minerais não apresentam efeito cataclástico. Tais são, por exemplo: calcita, apofilita, fluorita, epidoto, quartzo, pirita, calcopirita e galena.

Estas associações bastariam por si só para diagnosticar o meio formador de tais minerais: soluções hidrotermais ascendentes.

Confirma o caráter ascendente das soluções o fato de se ter verificado deposição de minerais, preferencialmente na capa das zonas falhadas.

Em algumas secções polidas observamos pirita em cristais idiomorfos com hábitos cúbico no interior de cristais de calcopirita ou galena. Esta é posterior à calcopirita e substitui a última ao longo de fraturas e bordos dos cristais.

Assim, a ordem de deposição entre os minerais opacos é: pirita, calcopirita e galena.

Entre os transparentes, o epidoto é nitidamente anterior à fluorita. Quartzo ou calcita são posteriores a êle.

A apofilita só foi encontrada em drusas (6), não se podendo notar as relações paragenéticas. A calcita, em alguns casos parece ter sido corroída pelo quartzo, apresentando-se agora, como glóbulos.

No entanto, para êste carbonato, menos regularmente depositado, não se deve excluir a hipótese de uma origem em parte descendente, tanto mais que as ocorrências estudadas não ficam longe dos contactos com calcários, e êstes, forçosamente recobriram o "granito" naqueles lugares, como prova a ocorrência de xenólitos de origem calcária.

A atividade hidrotermal manifesta-se com clareza também nas encaixantes calcáreas, onde se observa a formação de numerosas lentes de quartzo enfumaçado associado raras vezes à galena. Além disso, a impregnação de pirita é um fenômeno quase geral, observado especialmente nas zonas mais xistosas.

V — EVOLUÇÃO PETROLÓGICA DO MACIÇO GRANODIORÍTICO

Não se pretende discutir pormenorizadamente a origem primordial do magma granítico, assunto ainda muito controvertido e situado, por ora, principalmente no campo especulativo.

A maioria dos Autores, mesmo os da chamada escola “transformista” (32), aceita o fenômeno da formação de corpos graníticos em níveis relativamente altos por processos puramente intrusivos. Apenas quanto à origem de tais magmas persistem sérias controvérsias, acreditando os Autores que eles tenham migrado de zonas mais profundas onde se formaram secundariamente a custa de refusão de sedimentos em prismas geossinclinais profundos, por ação de magma primário-granítico (palinogênese). Tais magmas assim gerados, ou soluções derivadas, podem invadir, nos níveis profundos, as rochas regionais, granitizando-as quer por injeções migmáticas (Sederholm) quer por metassomatose de embebição (Wegmann, Kranck, Backlund). Em níveis mais altos, mais afastados do teatro da palinogênese e sujeitos a condições menos rigorosas de PT, a tendência daqueles magmas é introduzir-se corporalmente formando câmaras circunscritas por limites mais ou menos bem definidos com as encaixantes não granitizadas (31).

Os granitos tipo “Pirituba” da série São Roque já foram estudados pormenorizadamente por D. Guimarães, O. Barbosa e Moraes Rego e Souza Santos. O primeiro Autor (16,17), parece admitir granitização quase geral das rochas da série São Roque. As rochas metamórficas epizonais que êle verifica em Araçariguama, ter-se-iam formado por retrometamorfismo. Já O. Barbosa e Moraes Rego parecem aceitar processo oposto, isto é, solidificação de magma granítico em ambiente de condições físicas mais moderadas. Assim, dever-se-ia antes à ação local do magma o desenvolvimento subordinado de rochas com características de meso e catazona.

Tenha provindo de zonas palingenéticas ou seja oriundo de diferenciações ácidas de magmas gábricos (5,7), o que parece certo é que foi realmente magma o material que produziu as rochas graníticas porfiróides de São Roque.

A ausência de estruturas palimpsésticas no “granito”; a ocorrência de estruturas fluidais e ordem de segregação mineral típica ainda nos “granitos”; o forte contraste litológico entre “granitos” e encaixantes; a ausência de granitização e feldspatização das encaixantes (a não ser em estreita faixa de contacto) e algumas evidências tectônicas, constituem fatos que concorrem para fortalecer o ponto de vista da origem magmática e intrusiva das rochas graníticas, formadas na região estudada, em profundidades relativamente moderadas.

A — Assimilação de calcários

O magma granítico, ao mesmo tempo que agiu sobre as encaixantes, deve ter assimilado certa porção delas, contaminando-se e cristalizando uma rocha mais diferenciada no sentido básico.

A primeira evidência é fornecida pela composição mineralógica dos plutonitos de São Roque. Nesta região, salvo o caso de zonas cloritizadas, qualquer outra amostra de toda a extensão examinada, mostra o elemento fêmico: hornblenda, observando-se em todas elas grande quantidade de plagioclásios (33 a 46%), que no mínimo, iguala o volume de feldspato potássico (17 a 33%). Mesmo entre os acessórios, vamos encontrar quantidades relativamente grandes ($\pm 2.5\%$) de minerais cálcicos (titanita, apatita, epidoto primário). Deve-se notar que, (ainda excluindo o caso de amostras cloritizadas) os plagioclásios são normalmente oligoclásios com tendência básica, tendo sido observados An₁₆, An₁₈, An₂₅ e An₂₈ em afloramentos diferentes.

Seria de interesse para a solução do problema estudo comparativo circunstanciado dos granitos que afloram na Cantareira e em São Roque. Infelizmente Moraes Rego (29) não pode precisar as quantidades de plagioclásio existentes nas rochas estudadas. Nesse sentido, assinala que a sua proporção é apreciável, tendo apenas determinado o caráter ácido destes plagioclásios; oligoclásios An₁₀ a An₁₆.

O quadro exposto, mesmo sem a ajuda da análise química, demonstra a natureza realmente granítica e ácida do granito "Pirituba" em Cantareira, em contraste com adamelitos e granodioritos mais cálcicos de São Roque. Aqui o teor em CaO sobe a 3.3% em Mairinque e provavelmente a mais de 4% no granodiorito da Estrada São Roque-Una [a julgar pela quantidade e basicidade dos plagioclásios (46% de An₂₈) e quantidade de hornblenda (6,5%)].

Cabe aqui importante verificação: os granitos na Serra da Cantareira estão encaixados, segundo Moraes Rego, em rochas metamórficas de caráter argiloso (sericita-xistos, filitos, etc.) ao passo que em S. Roque a encaixante é calcária.

Em Apiaí, O. Barbosa (2) descreve o mesmo tipo de granito com plagioclásio An₁₅ como principal elemento da rocha, também aqui estando presente a hornblenda como um dos fêmicos e estando a rocha quase sempre encaixada em calcários. Aliás, o mesmo Autor atribui à contaminação por calcário a formação de uma mancha mais básica, diorítica.

Parece, pois, que não é improvável a hipótese de assimilação de calcários para explicar diferenciações como a de São Roque.

Uma segunda linha de evidências é fornecida pelos xenólitos que demonstram sua proveniência dos calcários. O estudo destas ocorrências assegura idéia clara do processo seguido durante a assimilação. Já nos contactos pode-se verificar o início do processo. Aqui, o carbonato da encaixante tende a se dissociar formando silicatos calco-magnesianos por efeito da adição de sílica (de origem, pelo menos em parte, magmática). O equilíbrio físico é atingido com a transformação completa do calcário a êsse tempo xenolítico, em agregado silicático, no qual a fase álcali-cálcica é formada por oligoclásio e a calco-magnesianiana por piroxênio diopsídico. O equilíbrio químico, entretanto, não será atingido, se a temperatura e composição do magma não for a ideal para a cristalização de piroxênios calco-magnesianos. O diagrama clássico das séries de reação de Bowen (5) explica perfeitamente êsse aspecto da questão.

Com a queda da temperatura, segundo aquele Autor, ao ser atingida a fase de segregação dos anfibólios, os piroxênios não mais se encontram em equilíbrio com o magma. A tendência é para os piroxênios reagirem com o líquido magmático e se substituírem pela fase seguinte da série, mais estável sob as novas condições.

Assim se explica a corôa de reação hornblêndica em tôrno dos xenólitos diopsídicos. Esta operação se realizou no caso estudado com contribuição magmática de ferro em ambiente fluidificado por titânio (titanita), fósforo e halóides (apatita).

Shand (34) classifica um tal processo de reação e precipitação como verdadeira "assimilação", preferindo empregar o termo "incorporação" para os processos puramente mecânicos de adição de xenocristais e "dissolução" para os casos de fusão ou solubilização de material estranho, com desaparecimento da fase sólida. Para os processos substitutivos da assimilação não é necessário que o magma seja superaquecido, desde que, conforme demonstra Bowen, a mesma quantidade de calor despreendida por uma fase que dissolve é tomada pela que se consolida em substituição.

É admissível pensar que a orla hornblêndica vai penetrando a inclusão por transformação periférica do piroxenito xenolítico em hornblendito (13).

Os cristais formados na periferia da orla anfibólica dos xenólitos piroxênicos, descritos acima, vão sendo, gradualmente, despregados e misturados ao magma envolvente segundo Williamson (38), por força dos movimentos de correntes. Diminuída a espessura da corôa que isola o xenólito da ação do magma êste pode agir novamente e assim a orla ca-

minha em direção ao núcleo do xenólito, tendendo este a desaparecer. O granito, ao seu redor, enriquece de hornblenda e seus plagioclásios, mais numerosos, tornam-se mais cálcicos passando a rocha a granodiorito ou quartzo diorito hornblêndico.

Para explicar este fato, parecem oportunas as considerações tecidas por Daly (7) a propósito do princípio a que denominou "*Magmatic Stopping*". Este Autor observa que a maioria das rochas sólidas podem afundar em um magma granítico em razão das diferenças de densidades. Baseado em Douglas, Day, Sosman e Hostester, Daly elaborou uma tabela pela qual se verifica que a 1.100 grãos (pressão atmosférica) o vidro granítico possui densidade entre 2,27 e 2,44, ao passo que calcários, à mesma temperatura e pressão, apresentam os valores 2,51 e 2,66. Com a pressão de profundidade os valores aumentam, mas a relação deve continuar a mesma. A diferença de densidades deve ser ainda maior se a natureza dos xenólitos já for calcossilicática ao tempo da imersão no magma. Assim, devem eles afundar com certa velocidade, que será tanto maior quanto menor for a viscosidade do meio e maior o volume do xenólito.

É de supor, portanto, que no caso em estudo a maioria dos blocos despregados da encaixante tenham afundado rapidamente, a despeito de correntes convecçionais que porventura atuassem a esse tempo. Um ou outro pequeno bloco, naturalmente, pode ficar retido. Foi justamente ao lado de uma dessas ocorrências (fig. 2) que se verificou a formação de um microgranodiorito mais básico que o restante da rocha, dada a maior riqueza de plagioclásios mais cálcicos (An_{25}) e fêmicos, principalmente hornblenda. Esta pequena ocorrência parece explicar um processo que deve se ter efetuado em maior escala a maiores profundidades.

Salvo esta diferenciação local e, ainda os cataclasitos granodioríticos de bordo que parecem apresentar também maior riqueza de plagioclásio, o restante do maciço, desde a estrada São Roque-Ibiuna até a E. F. Mairinque-Santos, não mostra grandes e bruscas variações texturais e mineralógicas.

A homogeneização final da rocha talvez possa ser explicada pela presença de correntes magmáticas convecçionais, pelo longo período de resfriamento e, finalmente, pela fluidês do magma enriquecido de CO_2 . A extrema abundância de aplitos, pegmatitos e veios hidrotermais, cortando o batolito na região estudada, parece provar a alta fluidês do magma residual nos estágios finais de consolidação. J. P. Iddings (22), entre outras autoridades, acentua que a ação de contacto entre magma e calcá-

rios ou outras rochas carbonáticas, liberta grandes volumes de CO_2 que, em parte, pode incorporar-se ao líquido magmático.

B — Fase pegmatítica e pneumatolítica

Do que foi exposto nos capítulos anteriores, deduz-se que nos estágios finais de consolidação do batolito, subiram magmas diferenciados ácidos, que preencheram fraturas do próprio maciço, desenvolvidas principalmente nas proximidades do contacto.

Formaram-se pegmatitos quando o magma era rico de água e aplitos quando aquele volátil, faltou por qualquer motivo.

Pelo que se expõe às páginas 34 e 35, é crível que as rochas apliticas e pegmatíticas do interior do batolito sejam singenéticas e sintectônicas.

Embora se observe certa sequência de intrusões, elas não devem ter ocorrido entre grandes lapsos de tempo.

As primeiras subidas de magma aplitico e pegmatítico se fizeram por fraturas fáceis e aproximadamente verticais.

As últimas injeções apliticas, ligeiramente mais ácidas e carregando maiores quantidades de boro, se insinuaram preferencialmente por juntas inclinadas, tendo o boro algumas vezes escapado para formar turmalina poiquilítica nos diques de aplito róseo já consolidado.

C — Processos de alteração hidrotermal

Em muitas amostras das rochas adamelíticas e granodioríticas estudadas verifica-se processo a que se poderia denominar "alteração por agentes hidrotermais".

Este fenômeno alcança sua máxima intensidade em certos trechos da rocha trabalhada na pedreira da E. F. Sorocabana. Macroscopicamente a rocha se torna esverdeada e em lâminas observa-se a transformação total dos minerais fêmicos em clorita e epidoto. Ao mesmo tempo desenvolvem-se pirita e quartzo e os plagioclásios, intensamente alterados, se tornam mais ácidos do que normalmente. Podem chegar a An_5 a 10%, quando nesta mesma pedreira, amostras não afetadas apresentam plagioclásios An_{16} % (pg. 32). A rocha com alteração deve perder alguns cátions de seus minerais, principalmente cálcio e ganhar sílica e sulfetos (35).

Por outro lado, é nesta pedreira que os processos de falhamento e milonitização alcançam grande intensidade, notando-se, constantemente,

deposição de minerais hidrotermais ao longo de tais fraturas. Alguns deles, como quartzo, calcita, fluorita, epidoto e apofilita, podem, vez ou outra, formar pequenas drusas não afetadas por dinamometamorfismo.

Tudo leva a crêr que existe uma relação entre os processos de alteração do adamelito com os de deposição em fendas de falhas. Os agentes causadores de tais fenômenos seriam soluções aquosas quentes, carregando sílica e, possivelmente, CO₂, "ressurgente" (7). A origem profunda de tais materiais parece demonstrada pela forma de deposição e pelo quadro paragenético.

A milonitização só se pode ter efetuado quando a rocha já se achava completamente consolidada em um nível crostal certamente não muito profundo. Portanto vários períodos, provavelmente, decorreram até que a rocha colocada pela erosão na epizona veio a sofrer cataclase.

Não podemos considerar o tipo de alteração descrito como um fenômeno deuterítico, pelo menos no sentido em que Sederholm usa o termo, uma vez que não se trata de processo efetuado durante os últimos estágios de consolidação ou em direta continuação.

No entanto, a formação de mirmequita, (observada mesmo em amostras não cloríticas), estudada por Moraes Rego e O. Barbosa no mesmo tipo de granito, pode, certamente, ser atribuída a uma fase realmente deuterítica.

Em resumo, na região de São Roque, a evolução petrológica do magma granítico parece ter seguido a seguinte linha:

Fase magmática:

- 1) — Intrusão
- 2) — Assimilação de calcários
- 3) — Consolidação com formação de adamelito e granodiorito

Fase pegmatítica e pneumatolítica:

Intrusão de pegmatito, aplitos róseos e aplitos roxos turmaliníferos

Fase deuterítica: com formação de mirmequitas

Cataclase: falhamento e milonitização

Fase hidrotermal: alteração da rocha e deposição de minerais hidrotermais em fendas.

VI — METAMORFISMO

A — Generalidades

Os calcários metamórficos acham-se, como já se disse, em contacto com o “granito” intrusivo ao longo de um degráo morfológico que atravessa as cidades de São Roque e Mairinque sempre em direção NE-E. Com impureza de quartzo e outros minerais como revela o produto residual do intemperismo, o calcário apresenta ainda certos teores de magnésia que o tornam sensível à ação do metamorfismo de calor. No entanto, afora certa abundância de lentes e diques pegmatíticos nas proximidades da massa intrusiva pouca coisa mais existe que pudesse levar a acreditar, durante o reconhecimento geológico, numa ação metamórfica local mais eficiente. Algumas ocorrências, entretanto, no contacto imediato com a massa intrusiva, a poucos metros desta, demonstram a efetividade do processo metamórfico de contacto. Aflora nestes lugares uma rocha extremamente compacta e dura, assemelhando-se pelas propriedades a um quartzito cozido ou silicificado. Como se deduzirá do estudo petrográfico, trata-se de “hornfels” calco-silicáticos (18). Em três locais foi possível provar a existência desta rocha de contacto - um a algumas centenas de metros a leste da estação de Mairinque, outro, exatamente na estação de São Roque, formando o paredão do corte em que se construiu a plataforma e o terceiro na linha Mairinque-Santos. Sòmente nesses três locais encontram-se afloramentos favoráveis, de modo a evidenciar uma rocha modificada profundamente por metamorfismo local.

Foram observados muitos outros contactos ígneo-calcários, mas em nenhum caso se formou uma rocha como a mencionada. A rocha ígnea dêstes casos é pegmatítica e o calcário metamórfico encaixante não mostra aparentemente sinais de modificação. É de supor que tal fato se deva simplesmente à ausência de maior potencial térmico das intrusivas, pois aqui são elas sempre representadas por diques, ao passo que as tres ocorrências de “hornfels” se acham ligadas ou contíguas a volumosos corpos graníticos. A zona de “hornfels” não passa de alguns decímetros ou metros em espessura, como se pode observar em casos favoráveis. Provavelmente não ocorre em faixa contínua e regular.

Tanto ao lado sul como do lado norte da faixa calcária, mostram as rochas os mesmos sintomas de metamorfismo. O melhor afloramento é o da pedreira de calcáreo Santa Marina, à altura do km 66 da estrada

de rotação São Roque-Mairinque. Aqui, a rocha é geralmente heterogênea, apresentando-se em vários tons de cinza. A granulação é variável, mas quase sempre dentro dos limites de 0,2 a 0,5 mm.

Por efeito de sua localização muito próxima do "granito" intrusivo observa-se um fenômeno que se pode verificar ao longo de toda a zona de contacto, isto é, os calcários metamórficos se apresentam injetados em certa escala por diques pegmatíticos e quartzo em lentes alongadas. Existe ainda variação quanto à natureza dos minerais formadores do calcário. A quase totalidade da rocha é formada por calcita, silicatos calco-magnesianos e quartzo em proporções variáveis conforme o leito.

Zonas esverdeadas de granulação fina e compacta são ricas em diopsídio. A tremolita é na rocha um dos minerais que individualmente podem atingir maiores dimensões (centimétrica) e acumula-se por vezes em determinadas zonas, caracterizando-se imediatamente pelos agregados prismáticos. Ainda há outras zonas mais ricas em antigorita, talco ou quartzo. É necessário lembrar que todas essas bandas se alinham em faixas ou camadas paralelas que devem corresponder a planos de estratificação original, planos esses que estão hoje em posição quase vertical.

Toda essa flagrante variação não esconde, todavia, muitos leitões, em geral mais escuros, de granulação fina. Estes leitões possuem quartzo ainda não substituído por minerais silicáticos, o que indica estágio de metamorfismo menos avançado.

São dessa pedra as análises apresentadas no quadro abaixo:

	1	2	3
Perda ao fogo	19.5	29.3	32.22
SiO ₂	32.4	± 19.0	15.46
Al ₂ O ₃	} 6.1	± 1.0	1.63
Fe ₂ O ₃		0.4	----
FeO	----	----	1.01
CaO	26.9	± 40.0	46.04
MgO	15.0	± 10.0	3.91
	-----	-----	-----
	99.9	99.7	100.32

A comparação das 3 análises dá idéia da grande variação relativa às proporções de silicatos ou sílica livre e a de carbonatos. As análises não representam, no entanto, os casos extremos, porque é possível encontrar-se amostras com mais de 80% de carbonatos, como também é possível em outros leitos a existência de mais de 80% de silicatos associados ou não a quartzo.

Embora seja prematuro adiantar com segurança uma conclusão extraída de número tão pequeno de amostras, parece lícito supor que as zonas mais silicáticas são também mais altamente magnesianas, observação essa ratificada por exame microscópico.

Afastada, por inadmissível a hipótese da introdução de magnésio estranho à rocha após o metamorfismo, resta admitir a existência de leitos essencialmente dolomíticos nas camadas ora ocupadas por rocha silicática, hipótese esta de acordo com a observação, muitas vezes confirmada, pela grande reatividade de carbonato de magnésio com a sílica sob condições de metamorfismo.

Persistiria apenas a dúvida sobre a origem da sílica nestes leitos. Sobre este fato nos deteremos mais adiante. ,

B — Petrografia

1) Calcário

a) Camadas carbonáticas

O exame de 4 lâminas de calcário fino e pouco alterado metamórficamente (camadas mais carbonáticas), na pedreira Santa Marina, revela os seguintes característicos:

1.º) Presença em todas as lâminas de: tremolita e diopsídio. Podem ser encontrados em quantidades subordinadas: antigorita, talco e grãos muito raros de feldspato alcalino, provavelmente albita. Os dois primeiros parecem provir de alteração (hidrotermal) de outros minerais magnesianos. Muscovita e clorita não foram identificados, mas podem ter passado despercebidos, ou por efeito de suas diminutas proporções ou por causa da pequena quantidade porventura presente ou ainda devido a fácil confusão com talco e antigorita.

2.º) Acham-se presentes, também, grãos de quartzo muitas vezes em contiguidade com os minerais silicáticos. Apresentam-se nestes casos sempre em grãos esparsos, não existindo qualquer sinal característico de introdução post-sedimentar (cordões, vênulas, associações, etc). Devem ter, portanto, origem detrítica, embora a recristalização posterior e por ve-

zes cataclase, tenham apagado os vestígios morfológicos originais.

3.º) Como mineral opaco assinala-se a presença, nesses leitões, de pirita em quantidades subordinadas, mais abundante em zonas cataclásicas.

4.º) A massa principal da rocha é formada por calcita equi-granular, às vezes denotando submissão a enérgicos esforços.

5.º) As proporções médias dos minerais nas 4 lâminas em consideração não apresentam grande variabilidade e são as seguintes:

Mineral	% em pêsso
Calcita	80,5%
Quartzo	6,5%
Silicatos ca-mag.	13,0%
Pirita	tr.

	100.0%

A análise química hipotética correspondente a esta análise modal revelaria, aproximadamente, os seguintes valores:

CO ₂	36,0%
SiO ₂	13,5%
CaO	47,5%
MgO	3,0%

Como vemos, os cálculos assim obtidos correspondem, em boa aproximação, aos dados da análise química 3 (pág. 58), obtida em outra amostra que conteria certamente proporções ligeiramente maiores de silicatos.

Além dos teores em magnésio, o calcário pré-metamórfico deveria também apresentar impurezas argilosas em quantidades pequenas e variáveis como mostram as análises químicas. Mas, além de quantidades muito pequenas de feldspato (traços), não se observou qualquer outro mineral aluminoso nesses leitões.

O único mineral responsável pelos teores em ferro é a pirita.

A grafita também existe espalhada em poeira finíssima nos calcários finos e é provavelmente a responsável pelo tom cinza da rocha.

b — Leitos silicáticos:

— Nestas camadas predomina a tremolita, mas o diopsídio não é raro. Muito frequente também é a antigorita e talco em listas, correspondendo provavelmente a planos movimentados dinamicamente.

Há pequena quantidade de calcita. Quando esta ocorre em maiores proporções localiza-se nas proximidades dos leitos carbonáticos.

Em geral os leitos silicáticos passam bruscamente para os carbonáticos. É frequente, por outro lado, a associação, nestes leitos, de quartzo hidrotermal e turmalina magnésiana.

2 — Rochas de contacto imediato — Hornfels

Nas tres ocorrências citadas de "hornfels", os carbonatos cedem lugar decisivamente aos silicatos, com especialidade da tremolita e diopsídio. Apesar disso existem algumas camadas ainda formadas por calcita e outras altamente ricas de quartzo. O maior volume, porém, nessas rochas é sempre o dos silicatos que as tornam bem mais duras e compactas. Como regra geral, podemos dizer que nos "hornfels", a tendência é sempre para alta silicatação e decarbonatação.

Além daqueles silicatos é importante mencionar aqui os feldspatos (oligoclásio e microclínio), que aparecem pela primeira vez de maneira característica (fig. 11).

É difícil uma avaliação dos minerais mais abundantes porque nos "hornfels", mais do que nos calcários comuns, a variação mineralógica e textural de leito para leito é extraordinária e essa variação pode se suceder em poucos milímetros de secção transversal.

Outros silicatos (a maior parte aluminosos) podem também aparecer em maior ou menor quantidade. Tal é o caso da flogopita, da clinozoisita e da titanita.

A granulação desta rocha é, geralmente, ainda muito fina (0,1 mm), existindo, não obstante, leitos de granulação mais grosseira.

As texturas variam. Predominam as granulares xenoblásticas, podendo também associar-se as texturas porfiroblásticas e poiquiloblasticas. Também a xistosa, nas camadas ricas em minerais alongados ou micáceos.

A tremolita se apresenta nestas rochas ora em pequenas acículas perfeitamente orientadas, ora em cristais maiores, alongados e também mais ou menos orientados, ou ainda em fenoblastos poiquilíticos.

Embora mais característica para a tremolita, também o diopsídio e por vezes a clinozoisita podem mostrar esta configuração.

Dos feldspatos foram diagnosticados oligoclásio (Ab_{85}) e microclínio. Este último, em um outro grão, mostra geminação característica ou apenas vestígios. É quase sempre límpida. O oligoclásio nunca se apresenta com as traves de geminação polissintética. A extinção é homogênea e diferencia-se do microclínio pela alteração mais avançada e por seus índices de refração maiores.

Os dois feldspatos formam texturas equigranulares xenoblásticas, sendo os grãos em geral de contornos simples. Todavia, encontram-se camadas em que o oligoclásio forma grãos maiores de contorno irregular em textura suturada.

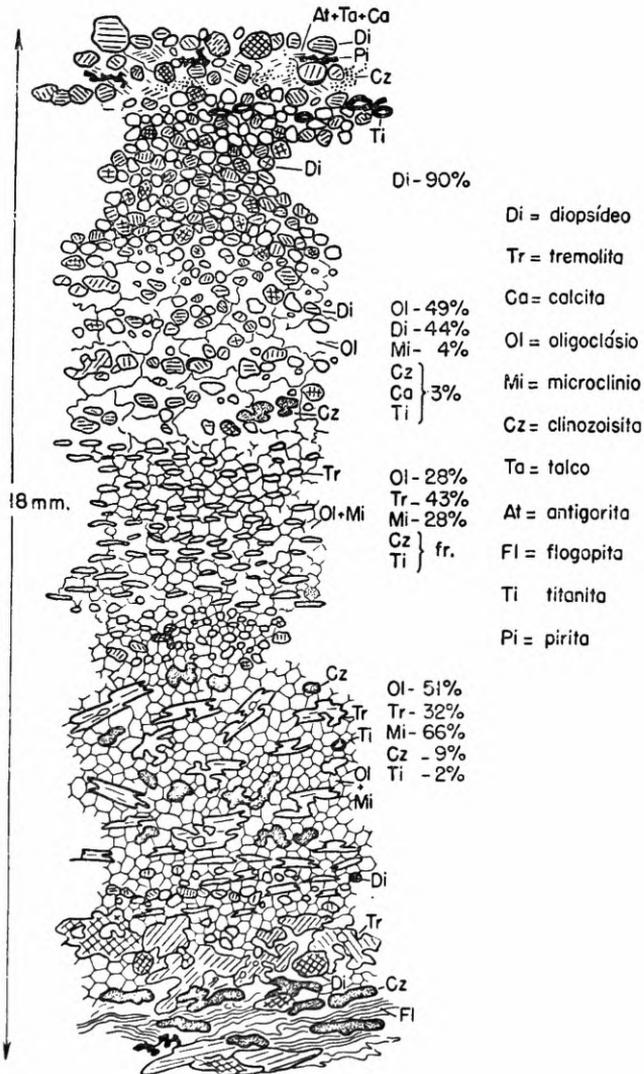


Fig. 11 — Desenho esquemático de lâmina de "hornfels".

As associações minerais encontradas nos "hornfels" formam um dos aspectos mais inconstantes da rocha. Os leitos de espessura milimétrica (poucas vezes centimétricas) podem ser essencialmente monominerais, mas em geral contêm até 4 ou 5 minerais em diferentes combinações. Foram diagnosticados as seguintes associações:

Calcita

Diopsídio

Flogopita-calcita

Diopsídio-albita

Tremolita-albita-microclínio

Diopsídio-albita-microclínio

Tremolita-albita-clinozoisita

Diopsídio-tremolita-albita

Diopsídio-tremolita-flogopita-clinozoisita

Epídoto-flogopita-calcita-tremolita-diopsídio

Titanita e pirita dispersas em pequenas quantidades em certos leitos

Como minerais de alteração: talco, antigorita e mineral não identificado.

C — Materiais de origem ígnea ou mixta nas encaixantes calcáreas.

1) *Diques de pegmatito, aplito e granito*

Os pegmatitos intrusivos nos calcáreos são tão mais frequentes quanto maior seja a proximidade do contacto "granito"-calcário. Não se nota o mais leve sinal de reação entre pegmatito e calcário, muito embora sejam raríssimos os afloramentos frescos. Nem os calcários se mostram mais metamorfizados, nem o pegmatito mostra indícios de endomorfismo (processo muitas vezes descrito na literatura especializada). Nos pegmatitos os minerais observados foram: microclínio e quartzo. Não se diagnosticou plagioclásio. O feldspato é branco e nisso difere do microclínio encontrado no "granito" batolítico e nos pegmatitos que o cortam. Nos diques intrusivos no calcário a textura em geral é orientada e cataclástica. A atitude na maioria dos casos é concordante com o bandeamento do calcário, portanto NE-E. Esta atitude é exatamente contrária a que se

observa nos pegmáticos que atravessam o "granito". A orientação da gneissificação é aproximadamente horizontal.

Foi registrada a ocorrência de um dique aplítico turmalínífero, cataclástico e semi-decomposto, no alto do morro dos Marmeleiros, cortando calcário decomposto. Este dique, também concordante (NE-E), apresenta também notável orientação de seus componentes minerais com especialidade da turmalina em lineamento horizontal.

Ainda intrusivo nos calcários, concordante e altamente cataclástico, foi observado na pedreira Santa Marina um dique de granito escuro e de granulação fina. É do mesmo tipo da rocha encontrada nos bordos do batólito em ligação com duas ocorrências de "hornfels" descritas em outro capítulo. Esta rocha parece ter influído em certo grau sobre o calcário encaixante.

2) *Quartzo lenticular*

Os calcários da zona próxima à intrusão "granítica" são caracterizados pela ocorrência frequente de massas lenticulares de quartzo escuro, sem ligação entre si. Não se trata, pois, de veios, embora sua gênese possa ser explicada de modo análogo pois trata-se de deposição sob condições hidrotermais. Em quase todos os casos, o quartzo, além da cor cinza escura até quase preta, apresenta impurezas alinhadas paralelamente ao bandejamento do calcário circunvizinho.

A galena foi encontrada em um único caso, associada ao quartzo.

3) *Dravita e Flogopita*

A ação do boro, cloro, fluor e outros voláteis sobre as encaixantes, não foi diagnosticada senão em casos esparsos. Nestes, se inclui a ocorrência de uma variedade de turmalina parda. Trata-se de um termo próximo da dravita na série dravita-uvita (40) e como tal, uma turmalina calco-magnésiana. Para melhor esclarecimento da natureza de um mineral ainda não mencionado no País, encontrado em leitos tremolíticos do calcário da pedreira Santa Marina, damos abaixo os seus principais caracteres óticos:

$$N_{\omega} = 1,637 \pm 0,002$$

$$N_{\varepsilon} = 1,616 \pm 0,002$$

$$N_{\omega} - N_{\varepsilon} = 0,021$$

Pleocroísmo: Absorção em $\omega > \varepsilon$: fraca.

Grãos de 30 μ . de espessura	} ε = incolor ω = amarelo muito claro

Não foi observada, a não ser nestas raras ocorrências, qualquer vestígio de introdução de boro nas encaixantes. Poucas dezenas de quilômetros a oeste, na Fazenda Maria Paula, região da serra de S. Francisco, Knecht encontrou calcários axinitizados com intensidade (24). O granito que aí se encontra é do mesmo tipo do de São Roque.

A introdução de fluor só pode ser identificada nos leitos flogopíticos dos "hornfels", portanto, também em quantidades subordinadas; mesmo assim seria necessária uma análise do material, pois se sabe que a flogopita pode apresentar-se quase isenta de fluor.

4) Pirita

A pirita é existente em pequenas quantidades nos "hornfels" e calcários compactos, sendo mais comum a ocorrência nos leitos cataclásticos e semi-xistificados. A origem deste mineral é problemática, mas acredita-se que não deve ser afastada a hipótese de introdução de um de seus elementos formativos.

5) Tremolita e feldspatos

Os feldspatos em grande parte e tremolita em parte, podem ser considerados como formados por via magmática. Já ficaram descritos atrás e a explicação de sua gênese será feita adiante.

D — Mecanismo dos processos metamórficos

Os calcários da região de São Roque parecem ter sido submetidos a 2 diferentes tipos de metamorfismo, na seguinte sequência:

a) *Metamorfismo dinamo-termal ou regional* — Efetuado em época pré-intrusiva. É amplamente evidenciado na rocha em consideração, pela recristalização, xistificação de certas zonas, orientação incipiente da calcita, formação de parte dos silicatos (principalmente do tipo "stress"), dobramento e empinamento das camadas. Ainda se pode provar pela associação, em escala regional, dos calcários com os quartzitos, filitos, anfibolita-xistos, etc., presentes na região.

b) *Metamorfismo de contacto ou local* — Processado nas imediações do magma, sincrônico com a intrusão daquele. É possível mostrar que não houve no caso estudado metamorfismo termal “a seco”, mas ação predominantemente hidrotermal ou metasomática e em parte pneumatolítica, com fixação de certos agentes fluídos introduzidos por parte da rocha hospedeira. Houve formação de minerais novos e conservação ou recristalização de outros já formados durante o prévio metamorfismo regional.

1) *Metamorfismo dinamo-termal dos calcários*

O calcário é encontrado na região estudada associado a filitos e quartzitos do mesmo pacote originalmente sedimentar. As rochas argilosas constituem aqui a melhor chave para o diagnóstico do metamorfismo dinamo-termal, uma vez que os calcários impuros, pela espontaneidade e grande alcance das reações e os quartzitos, pela inexpressividade ou inexistência delas não mostram de modo claro as chamadas zonas ou fácies, tão bem estudadas por Grubemann (15), Eskola (10), Tilley (36), Barrow (3) e outros.

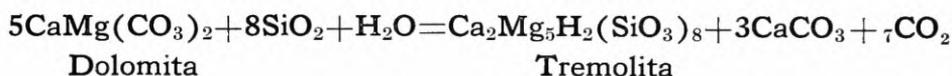
As rochas de origem argilosa na região apresentam-se como filitos e compõem-se mineralogicamente de quartzo, clorita e sericita, predominando esta. As micas são orientadas e o quartzo se reúne em leito finos ou cordões.

O quadro mineralógico e textural coloca tais rochas dentro da “zona da clorita” de Tilley, portanto num grau de metamorfismo regional relativamente baixo.

A sudoeste de Mairinque, nas imediações da represa do Rio Sorocaba, as rochas apresentam grau de metamorfismo um pouco mais intenso. Não existem calcários mas não são raras as ocorrências de anfibolitos e quartzitos. Dominam, no entanto, os filitos que são aqui mais escuros, bastante compactos e mostram frequentemente grande número de máculas (knotenschiefer). Perto ocorre grande intrusão de granito porfiróide podendo, pois, imaginar-se metamorfismo puramente termal para explicar a modificação do filito. Tal modificação não se produziu entretanto na região estudada pelo autor, onde esta rocha se encontra também próxima do “granito”, embora dele separado pela lente calcária. Na falta de dados esclarecedores persiste a hipótese de que tenha sido atingida uma zona metamórfica mais elevada ao sul do município de São Roque, tanto mais que já em Canguera afloram gneisses.

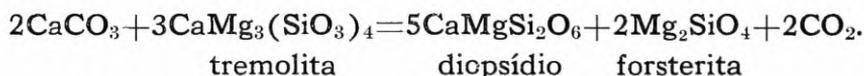
Segundo tudo indica, a marcha do metamorfismo dinamotermal no calcário, seguiu a ordem reconhecida por muitos Autores. Primeira-

mente a rocha se dedolomitizou já nos primeiros estágios de metamorfismo. Em razão do relativamente baixo grau de dissociação da dolomita, esta se desmembrou e foi utilizada na sua parte magnesianas, na construção da tremolita, havendo ao mesmo tempo recristalização de calcita e saída de CO_2 , facilmente realizada sob as condições "stress" e presença de soluções circulantes. Naturalmente houve necessidade de boa quantidade de sílica que no antigo sedimento havia em proporções mais que suficientes, sob forma de quartzo. Certo teor de água ainda é tomado na reação,

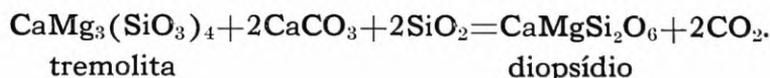


O processo metamórfico, que segundo Harker (18) se segue imediatamente após a formação de tremolita, é o da substituição desta por hornblenda verde. Não se observou em lâmina alguma tal mineral, o que mostra que o calcário original era praticamente isento de ferro e, pelo menos, muito pobre em alumina. Diz Harker: "If, however, the original magnesian limestone contained none but siliceous impurity, tremolite persists, in crystals of increasing dimensions, far into the garnet-zone (as determined in argillaceous sediments), being then replaced by diopside and forsterite".

Seria esta a reação:



Chega-se assim, ao estágio de formação do diopsídio, mineral largamente encontrado nos calcários de toda a zona estudada. Acredita-se porém, que não se formou forsterita, a julgar pelas lâminas estudadas. A única explicação é ainda mais uma vez, a da existência de quartzo em abundância tomando parte na reação e impedindo a formação daquele mineral. Tal seria a reação:



Ora, calcários diopsídicos, segundo Harker, são característicos somente da zona da almandina, ou, segundo Eskola (11), do fácies dos anfíbolitos, portanto de regiões sujeitas a metamorfismo mais intenso que o observado na região ora em estudo. Parece, por outro lado, que o con-

ceito não deve ser tomado tão rigidamente. Pode haver ocorrência simultânea de tremolita e diopsídio na mesma rocha metamorfizada dinamo-termalmente.

Conforme acentua Harker, quando os leitos são originalmente muito quartzosos, formada a rocha silicática tremolítica, o "shearing-stress" terá, sem dúvida, maior influência sobre a constituição mineralógica aqui do que em rocha com matriz calcítica. "Uma rocha assim formada pode se conservar tremolítica através de estágios bem mais avançados, devido ao melhor ajustamento ao fator "stress".

Se a recíproca for verdadeira, haverá maiores probabilidades de formação do mineral anti-"stress" diopsídio em leitos mais carbonáticos, nos quais, o "stress" se abranda e se anula pelas fáceis recristalizações. A observação parece provar a hipótese. É mais enconstradição o diopsídio nas zonas mais calcíticas, ao passo que nos leitos total ou quase totalmente silicáticos, é mais abundante a tremolita.

O contróle fornecido pela composição química inicial, naturalmente poderá agir modificando ou confirmando esta regra. No calcário impuro, mais do que em qualquer outro tipo de rocha, sabemos que as reações são mais expontâneas, abrangem maiores extensões e os minerais com maior facilidade se estabilizam metamòrficamente de acordo com a composição química original. Concluindo, pode-se afirmar que não é incompatível a existência de diopsídio e tremolita de origem independentes na mesma rocha calcária num mesma estágio de metamorfismo regional e, se isso se deu, é o diopsídio e não a tremolita, o mineral em aparente desequilíbrio com o grau de metamorfismo atingido regionalmente.

Não se nega, porém, que o metamorfismo termal explicaria muito melhor, e sem necessidade de extrapolações, a origem do diopsídio nessas rochas. Mas nestes casos a tremolita cede lugar ao diopsídio com tanto maior facilidade quanto mais próxima se acha do contacto com a intrusiva. Dever-se-ia além disso observar pseudomorfose, côroas de reação, agregados mistos ou qualquer outro processo que demonstrasse a transformação de um calcário tremolítico em um totalmente diopsídico. Nada disso se observou. Muito ao contrário, leitos tremolíticos vizinhos, mas independentes de outros diopsídicos, continuam presentes mesmo nos "hornfels" a poucos centímetros da volumosa intrusão "granítica".

2) *Metamorfismo de contacto*

Não verificamos nos calcários submetidos à influência de magma próximo, prova clara de metamorfismo puramente termal. A formação

de diopsídio à custa de tremolita e quartzo seria a reação mais esperada neste tipo de metamorfismo. Realmente, o calcário da região estudada é rocha tremolítica-diopsídica, mas, até confirmação posterior, baseada em estudos de calcários mais afastados dos contactos, preferimos deixar aberta a questão da origem termal (contacto) ou dinamo-termal (regional) do diopsídio.

O quadro dos sintomas observados, principalmente na fina faixa de "hornfels", aponta muito mais logicamente para um processo que poder-se-ia chamar de "metassomatismo de contacto". A influência do granito sobre a encaixante se teria dado antes por processos aditivos do que propriamente por recristalizações recombinaivas.

A difusão de substâncias de origem magmática nos calcários é fenómeno conhecido de longa data. Goldschmidt e alguns geólogos franceses, entre eles Lacroix, já reconheciam o fenómeno no século XIX (8).

Hatch e Rastall (19) e Du Toit (8) citam caso típico de metassomatose de mármore dolomítico puro por intrusão granítica com formação de diversos tipos de auréolas silicáticas. Outros tipos de adição silicatante magmática são constantemente descritos nos skarnitos e outras rochas associadas a depósitos minerais. Atualmente os geólogos que se dedicam à geologia econômica têm continuamente provado o fenómeno (9,26).

Na região ora em estudo a primeira e clara idéia que se poderia formar sobre adição silicatante no calcário estaria na comparação de análise de diversas amostras de afloramentos localizados a distâncias sucessivamente maiores da intrusão. Em mapa esquemático são estas as localizações:

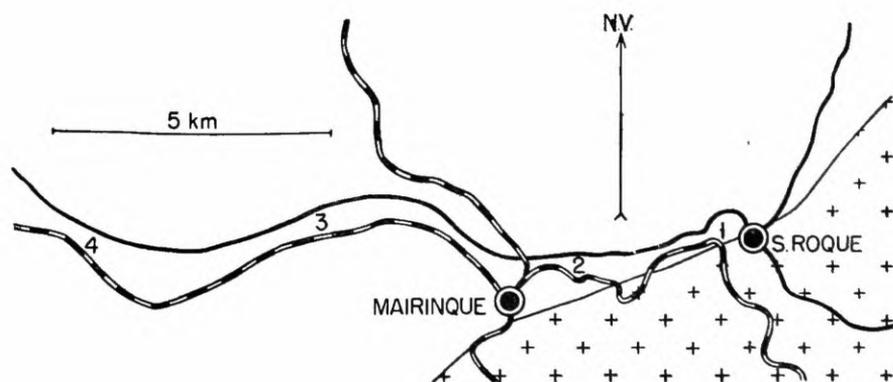


Fig. 12

- | | |
|-----------------------|-------------------------------|
| 1 — Km 63,5 da E.F.S. | 3 — Olaria Km 74.2 estr. rod. |
| 2 — Pedr. Sta. Marina | 4 — Pedreira Alumínio |

Estas as análises correspondentes:

	1	2	3	4
Perda ao fogo	13.0	29.3	38.2	39.0
Res. insolúvel	62.5	31.8	13.1	11.1
Fe ₂ O ₃	1.9	0.4	1.0	1.0
Al ₂ O ₃	2.9	0.8	0.2	0.4
CaO	15.7	35.4	45.4	45.0
MgO	4.3	2.3	2.4	3.7

N. — A análise n.º 1 não é representativa de um afloramento mas representa um dos muitos leitos silicáticos muito comuns neste local.

O aumento no teor de resíduo insolúvel dá bem idéia do equivalente aumento de SiO₂, eis que o resíduo insolúvel é sempre constituído de silicatos e por vezes quartzo. Ainda deve ser bem maior este teor nos "hornfels", não sendo inadmissível esperar teores entre 80 e quase 100%. Lidando, porém, somente com as análises em mão, teríamos uma substituição por silicatos de pelo menos 50% dos carbonatos da rocha 4 até a da amostra 1, correspondendo a um aumento em teor de sílica de pelo menos 25%.

Acredita-se serem muito significativos esses dados, tanto mais que no campo pode-se, comparando os afloramentos 4, 3 e 2, observar nitidamente o aumento da frequência de minerais e leitos silicáticos.

A extrema intensificação de tal processo originaria junto aos bordos do granito o "hornfels" calco-silicático.

Metassomatose nos contactos imediatos.

O exame microscópico das amostras de 3 "hornfels" estudados evidenciou a insegurança do resultado de análises químicas que porventura se fizesse. A natureza dos silicatos e suas proporções nos "hornfels" são imprevisíveis e mudam provavelmente de leito para leito. De modo que para fins de documentação do metassomatismo são mais viáveis as conclusões a se tirar de exame microscópico.

Observar-se ia em primeiro lugar, a riqueza de minerais magnesianos em quase todos os leitos dos "hornfels". Poucas são as bandas que

não apresentam pelo menos um mineral magnesiano formando no mínimo 30 a 40% do volume do leito. Estes minerais são na maior parte: tremolita, diopsídio, talco, flogopita e antigorita, com teores de MgO entre 18 e 40%. Essas porcentagens dariam para a análise total da rocha teores em MgO de pelo menos 7 a 16%, teores estes mais altos que os observados nas pedreiras de Olaria e Alumínio e superiores mesmo a muitos leitos da pedreira Santa Marina.

De modo geral podemos dizer que o teor de MgO nos "hornfels" aumenta em relação ao dos calcários afastados da intrusão. Não é de crer, todavia, que tenha havido adição de magnésio por parte do magma. É muito mais admissível que os minerais magnesianos sejam reliquias e se tenham concentrado por efeito da dissolução e eliminação de boa parte da matriz carbonática ao nível dos contactos. Essa destruição teria sido levada a efeito por soluções aquosas quentes carregando sílica e outros óxidos importantes. A substituição do carbonato por outros minerais, principalmente feldspatos, não teria sido proporcional. Formaram-se novos silicatos em proporção volumetricamente menor. Se é verdadeira esta hipótese, quando a rocha passa de calcário a "hornfels" seus leitos tornam-se mais estreitos e bem definidos, fato este, que também foi observado.

Se não houve adição de magnésia, o mesmo não se pode dizer quanto a adição de Al_2O_3 . Já foi descrita a ocorrência de feldspatos nos "hornfels". Diagnosticados unicamente nessas rochas, sua abundância aqui é muito variável. Existem leitos formados com mais de 50% de feldspatos, enquanto em outros estes não são identificados. Sua abundância média não permite supor metamorfismo puramente termal progressivo. O calcário vizinho, menos metamorfozido, não apresenta qualquer sinal de incorporação de alumina em silicatos de grau metamórfico intermediário entre feldspatos e argila, v.g., micas.

O aparecimento súbito e até certo ponto volumoso dos feldspatos nos "hornfels", sem termos metamórficos transicionais, leva a supor a introdução além da sílica já citada, de mais Al, K e ou Na nas vizinhanças imediatadas do "granito", com formação consequente de silicatos aluminosos.

Se para os feldspatos e parte do quartzo admite-se origem inteiramente magmática, o mesmo não se pode fazer em relação à clinzoisita, epidoto comum e flogopita, encontrados também nos "hornfels". Para estes admite-se origem mista. Para a formação de flogopita, por exemplo, Harker cita reação entre dolomita e feldspato potássico.

Concluindo, poderia se dizer que parece provada a difusão pela zona agora "hornfêlsica" de soluções residuais magmáticas de composição química aproximadamente pegmatítica que, embebendo os calcários nos contactos, os metassomatizou com certa intensidade. Existem grandes diferenças com a formação de verdadeiro pegmatito. Não são soluções que depositaram minerais em fissuras ou zonas abertas, mas atravessaram o calcário já metamórfico regionalmente, dissolveram em parte o esqueleto carbonático, precipitaram diretamente os feldspatos e parte do quartzo existente, ao mesmo tempo que forneciam alumina e álcalis para a formação de minerais de origem mista.

Parece que além da dissolução dos carbonatos essas soluções iniciaram em certos leitos a corrosão de silicatos pré-existentes, como tremolita e mesmo diopsídio, tornados instáveis no novo ambiente a elas imposto. Esta seria a melhor explicação para a ocorrência de formas muito arredondadas dos grãos de diopsídio e o aspecto poiquilítico e por vezes bacilar de tremolitas de certos outros leitos.

Metassomatose nos calcários

Já se citou a ocorrência na pedreira Santa Marina de faixas extensas, inteira ou quase inteiramente calco-silicáticas. Admitimos para elas origem dinamothermal por metamorfismo efetuado em zonas originalmente mais quartzozas. No entanto cabem aqui duas observações:

1.^a) Estas camadas são mais frequentes nas zonas próximas à intrusão, o que se pode verificar ao longo das estradas de ferro e de rodagem. Esse mesmo fato se reflete ainda na análise 2 do calcário da pedreira Santa Marina.

2.^a) São estas faixas os únicos locais onde se encontra a dravita.

Não negando a origem, em grande parte dinamothermal, para estas faixas parece que houve um processo silicatante após a intrusão que acabou por acentuar definitivamente o caráter altamente silicático destas camadas.

As mesmas soluções que produziram a zona dos "hornfels" são aqui mais uma vez responsáveis pela formação de rochas silicáticas. O processo silicatante dos calcários é no entanto muito abrandado. Não se formam, por exemplo, minerais aluminosos, sódicos e potássicos.

É lícito acreditar que aqueles elementos foram inteiramente gastos nos "hornfels", de modo que ao sair desta zona as soluções quase inteiramente aquo-silícicas apenas continham alguns voláteis mineralizadores.

Assim se explica a formação nessas zonas de tremolita (mineral hidroxílico), de preferência ao diopsídio. Assim se explica a ocorrência de turmalina (mineral bórico hidroxílico), unicamente nesses leitos.

Talvês possam ser responsabilizadas essas mesmas soluções pela alteração de minerais magnesianos, depositando aqui e acolá talco, antigorita e quartzo enfumado.

Não se pode explicar com segurança a preferência que segundo essa hipótese as soluções mostram pelas camadas originalmente já silicáticas. Mas é certo que sendo tais camadas mais silicáticas devem também ser mais permeáveis. Segue-se, em esquema, uma tentativa de visualização dos diversos processos metassomáticos litogenéticos em São Roque.

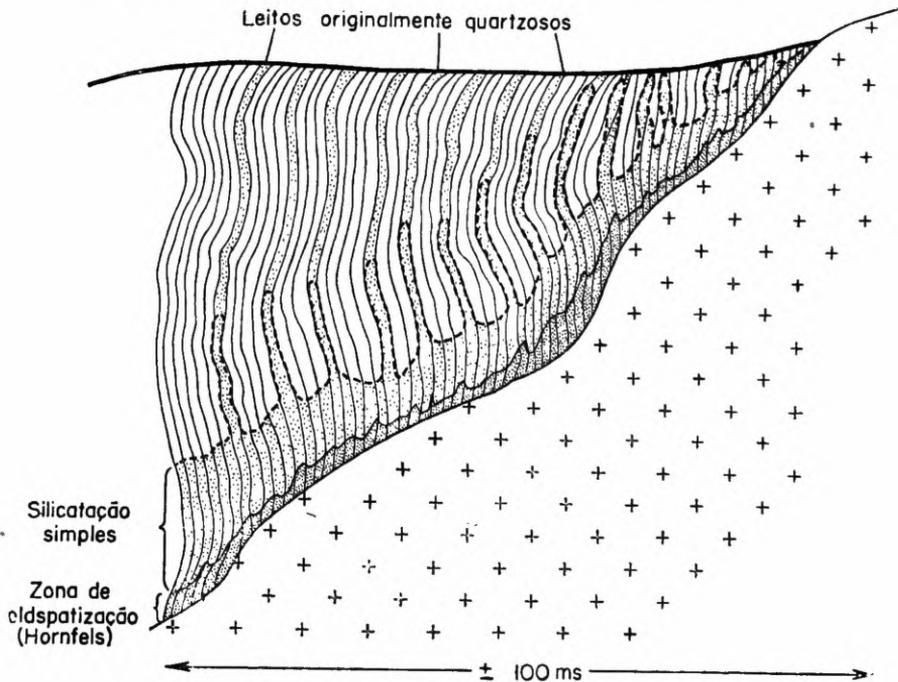


Fig. 13

3) Ambiente físico de formação de "hornfels"

Não foi verificado nos "hornfelds" a ocorrência geral de minerais anti-"stress". Em nenhuma camada se observou idocrásio, grossulária, wolastonita, etc. Mesmo o diopsídio, um representante anti-"stress" dos silicatos calco-magnesianos, de modo algum substitui a tremolita, que no entanto é mais típica de rocha submetida a "stress". Êstes dois minerais podem ser encontrados em abundância nos diversos leitos da rocha, mostrando nítida independência de formação. Ainda mais, afóra os feldspa-

tos, os outros aluminos-silicatos encontrados, como a clinozoisita e flogopita, são reconhecidos mais como minerais "stress". É nítida a tendência (ressalvados os feldspatos) para a iso-orientação dos minerais no "hornfels", especialmente quando ocorrem tremolita, zoisita, flogopita e talco. Mesmo o diopsídio, habitualmente granular, apresenta tendência de iso-orientar a zona prismática. Em uma ocorrência de "hornfels" (Mairinque-Linha tronco E.F.S.) foi possível reconhecer a orientação linear da tremolita. É ela paralela ao acamamento e de mergulho praticamente inexistente. Em bloco esquemático poderíamos representar da seguinte maneira as diversas camadas do "hornfels" no contacto:

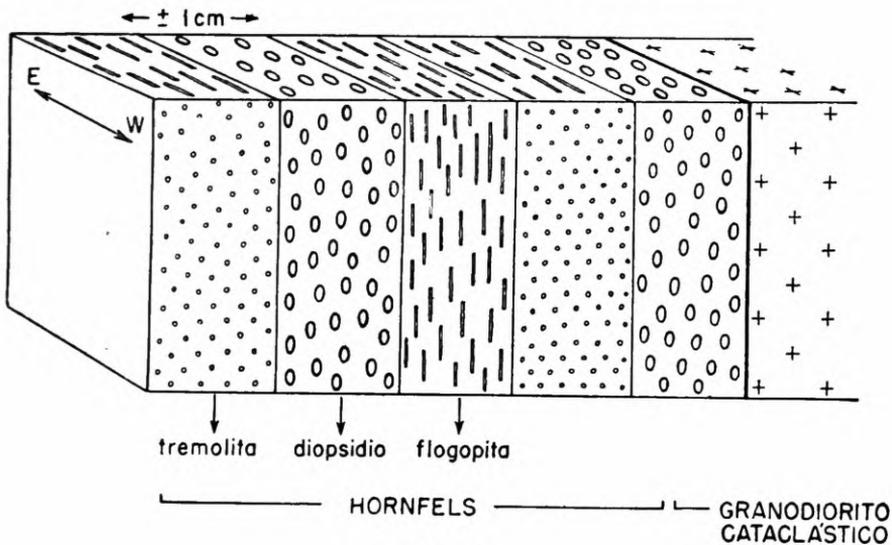


Fig. 14

Tais aspectos do "hornfels" não são devidos a processos cataclásticos efetuados posteriormente à sua formação. Microscopicamente, a não ser em certas separações de leitos, não se observa a mínima deformação ou quebramento mecânico de minerais, muito embora o granito vizinho esteja transformado em milonito.

Excluída a cataclase como causa de iso-orientação mineralógica, resta admitir a hipótese da existência de pressões dirigidas durante o tempo de formação do "hornfels", um fenômeno em aparente desacordo com as leis estabelecidas para metamorfismos de contacto. Se, porém, admite-se que a intrusão não se deu em níveis tão profundos de modo a excluir a possibilidade de existência de "stress" e supondo dobramento local causado pela intrusão, com eixo de dobras paralelo ao contacto, é de crer que a iso-orientação dos minerais hornfêlsicos fique explicada inteiramente.

A orientação da tremolita coincide com a orientação dos eixos de dobras que se poderiam supor formadas pela ascensão de um magma vizinho. Tais dobras se observam em pequena escala na zona da variante para a pedreira E.F.S.

VII — SUMÁRIO E CONCLUSÕES

Geologia geral da região

A região estudada inclui a chamada série São Roque, formada por rochas metamórficas, originalmente sedimentares, de idade pré-cambriana. A maior área de afloramentos corresponde entretanto, aos chamados “granitos Pirituba”, intrusivos nas rochas regionais e portanto posteriores a elas. Tem-se atribuído a êles, idade pré-devoniana.

Tectônica

1) Os “granitos” (termo de campo inclunido granitos, adamelitos e granodioritos) mostram estruturas planares fluidais decorrentes dos movimentos fluxionais ascendentes durante o tempo em que o estado físico do magma era ainda plástico ou semi-plástico. Suas atitudes demonstram contactos discordantes entre batolito e encaixantes.

Os planos fluxionais parecem formar dobras suaves. Seus eixos coincidem aproximadamente com o eixo horizontal do batolito e, localmente, com as linhas de contacto — “granito” calcário (NE).

2) Faltam evidências macroscópicas de estrutura linear nas intrusivas.

3) O preenchimento aplítico e pegmatítico no batolito se deu somente ao longo de juntas 70°NE e mergulhos verticais. Nas encaixantes, o preenchimento se fez segundo as direções de acamamento da rocha.

4) Existem no batolito outros planos de possíveis juntas marginais falhadas. O falhamento parece se ter efetuado em época muito posterior à consolidação do magna e talvez seja devido ao dinamismo regional relativamente recente. As rochas encaixantes também exibem efeitos cataclásticos relacionáveis às mesmas causas.

5) Os característicos tectônicos da região parecem mostrar intrusão ativa do magma. Êste, ao introduzir-se, teria deformado um tanto as encaixantes.

6) Nos estágios finais da formação de sua câmara o magma teria

emitido numerosas apófises e diques que separaram blocos de encaixante pelo processo de "piecemeal stoping".

Petrografia das rochas ígneas

1) Os plutonitos encontrados na região são típicos adamelitos e granodioritos, segundo a classificação de Johannsen.

2) A sequência de cristalização é a seguinte: magnetita, apatita, epidoto, titanita, hornblenda, biotita, plagioclásio, feldspato potássico e quartzo.

3) Há casos de alteração metassomática hidrotermal das rochas plutônicas. As modificações mais importantes sofridas por estas são: cloritização e epidotização dos fêmicos; descalcificação dos plagioclásios e enriquecimento de quartzo.

4) Em três locais estudados as rochas exibem sensíveis variações nas proporções minerais e na basicidade dos plagioclásios.

5) São comuns, nos bordos batolíticos, ao longo de falhas internas e em corpos intrusivos nas encaixantes, as texturas cataclásticas e miloníticas causadas por dínamo-metamorfismo.

6) As diferenciações magmáticas do estágio pegmatítico incluem: pegmatito, aplito róseo e aplito roxo turmalífero. Este último aparenta ser, em parte, posterior aos dois primeiros.

7) Há varios tipos de rochas milonitizadas no interior do batolito granítico. O tipo que apresenta efeitos mais intensos de cataclase é o chamado ultra-milonito, comum na pedreira da E. F. Sorocabana, formando pseudo-diques ao longo de falhas.

8) Observa-se deposição de minerais hidrotermais ao longo de falhas milonitizadas.

Petrografia dos xenólitos

1) Em dois xenólitos encontrados nos bordos batolíticos, foi possível verificar sua origem calcária.

2) Para a estabilização física e química de tais inclusões no interior do magma, houve necessidade de trocas de óxidos. Os xenólitos forneceram ao magma parte de CaO, a totalidade de CO₂ e possivelmente algum MgO. O magma introduz no xenólito: SiO₂, Al₂O₃, FeO, Fe₂O₃ e

Na_2O . A rocha xenolítica se transforma em agregado granular silicático, onde predomina um clinopiroxênio (diopsídio) e oligoclásio.

3) No bordo xenolítico o diopsídio passa a hornblenda, havendo na transformação, necessidade de FeO e Fe_2O_3 , que o magma fornece.

Evolução petrológica do magma granítico

1) Os característicos litológicos e as relações com as encaixantes comprovam a origem magmática do maciço estudado.

2) A composição mineralógica e química e suas variações para os diferentes locais estudados e ainda as evidências fornecidas pelos xenólitos, tornam admissível alguma assimilação de encaixantes calcárias.

3) Para explicar o processo de assimilação admitir-se-ia a hipótese a que Daly denomina "magmatic stoping".

4) Em épocas bem afastadas do final da consolidação, depois de pelo menos dois processos cataclásticos, a rocha do maciço sofreu em alguns locais alteração de natureza hidrotermal.

Metamorfismo

1) O calcário, única rocha estudada petrológicamente, exhibe os efeitos de dois tipos de metamorfismo: o dinamo-termal ou regional e o de contacto.

2) O metamorfismo regional evidencia-se pela recristalização, formação de silicatos "stress", dobramento e empinamento das camadas.

3) Por suas relações com as rochas argilosas, igualmente metamorfizadas dinamo-termalmente, o calcário deve ser colocado na "zona da clorita" de Tilley, portanto a um grau de metamorfismo relativamente baixo. No entanto observa-se a formação de diopsídio, mineral de grau de metamorfismo mais intenso, mas que se acredita formado ainda durante o metamorfismo regional. Esse mineral estaria em desequilíbrio metamórfico com os minerais restantes da rocha. Pode ser encontrada explicação plausível para o fenômeno na composição química inicial dos leitos, ora diopsídicos e na ausência de "stress" nestes mesmos leitos.

4) O metamorfismo de contacto se evidencia pela formação de zonas contíguas ao batolito, formadas por "hornfels" calco-silicáticos.

5) O processo metamórfico de contacto se efetuou antes por processos aditivos que por recristalizações recombinaivas, uma vez que os "hornfels" em tres afloramentos estudados apresentam razoáveis propor-

ções de feldspatos. Fora do contacto não se observa nem aqueles minerais, nem outros que pudessem explicar sua origem.

6) A adição de substâncias pelo magma às encaixantes, ainda é sugerida por comparação de análises químicas de rochas situadas sucessivamente mais afastadas do contacto.

7) A adição de substâncias ter-se-ia efetuado por intermédio de soluções residuais magmáticas de composição química aproximadamente pegmatítica que embeberam e metassomatizaram os calcários. Os efeitos se verificam com maior intensidade nos "hornfels" de contacto, mas é admissível que as soluções tenham ainda afetado certos leitos originalmente mais quartzosos e mais permeáveis e um tanto mais afastados da intrusão.

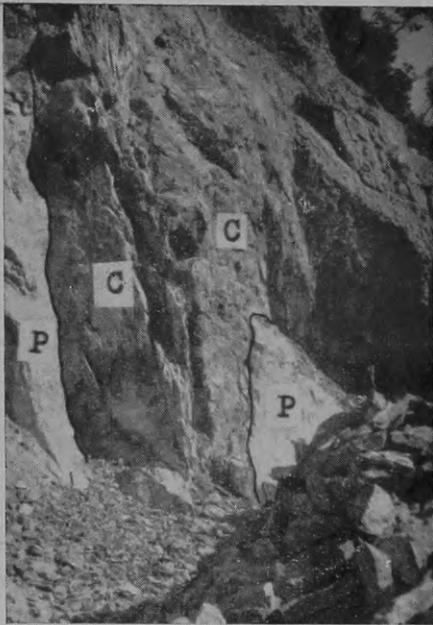
VIII — BIBLIOGRAFIA

- 1) BALK, R. "*Structural Behaviour of Igneous Rocks*". Mem. Geol. Soc. Am. n.º 5, (1937).
- 2) BARBOSA, O. "*Geologia e Petrologia na região de Apiaí — Estado de São Paulo*". Tese para o concurso da cadeira de Geologia, Petrogr. e Miner. (1941).
- 3) BARROW, G. "*On an intrusion of muscovite-biotite gneiss in the southeast Highlands*". Q. J. G. S. v. XLIX., pp 330-358.
- 4) BATEMAN, J. D. "*An archean mylonite from northwestern Ontario*". Am. J. Sci., v. 238, pp 742-750, (1940).
- 5) BOVEN, N. L. "*The Evolution of the Igneous Rocks*". Princeton, (1928).
- 6) COUTINHO, J. M. V. "*Apopilita em São Roque*". Min. Met., v. XII, n.º 69, pg 125.
- 7) DALY, R. A. "*Igneous Rocks and the Depth of the Earth*". McGraw-Hill, International Inc., (1933).
- 8) DU TOIT, A. L. "*The géology of the Marble Delta (Natal)*". Q. J. G. S. v. LXXV. pp 119-137.
- 9) EMMONS, W. H. "*Principles of Economic Geology*" McGraw-Hill, International Inc., (1940).
- 10) ESKOLA, P. "*The mineral facies of rocks*". Norsk. Geol. Tidskrift. v. 6. pp 143-194.
- 11) ESKOLA, P. "*On contact phenomena between gneiss and limestone in Western Massachusetts*". Jour. Geol., v. XXX, pp 265-294.
- 12) GEIKIE, J. "*Structural and Field Geology*". Oliver e Boyd. (1940).
- 13) GOODSPEED, G. E. "*Xenoliths at Cornucopia, Oregon*". Am. J. Sci. v. XX. pg. 145. (1930).
- 14) GROUT, F. F. "*Petrography and Petrology*". Mc Graw-Hill, International Inc., (1932).
- 15) GRUBEMANN, U. e Niggli, P. "*Die Gesteinsmetamorphose*". Borntraeger. (1924).
- 16) GUIMARÃES, D. "*Contribuição à metalogênese do massiço brasileiro*". S. F. P. M. bol. n.º 16, (1937).
- 17) GUIMARÃES, D. "*Metalogênese nas formações arque-proterozoicas do Brasil*". Inst. Tecn. Ind. Estado de Minas. (1947).
- 18) HARKER, A. "*Metamorphism*". Methuen. (1932).
- 19) HATCH, F. H. e Rastall, R. H. "*Dedolomitization in the marble of Port Shepstone*". Q. J. G. S., v. LXVI, pp 507-522.
- 20) HILLS, E. S. "*Outlines of Structural Geology*" Nord. Publ. (1941).

- 21) HOLMES, A. "*Petrographic Methods and Calculations*". Thomas Murby. (1930).
- 22) IDDINGS, J. P. "*The Problems of Volcanic Action*". New Haven. (1914).
- 23) JOHÁNNSEN, A. "*A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks*". Chicago. (1932).
- 24) KNECHT, T. "*As jazidas de volframita e cassiterita da serra de São Francisco, Sorocaba*" Anais do II Congr. Pan Am. de Eng. Minas e Geol., v. II, pp 113-139.
- 25) LEONARDOS, O. H. e Oliveira, A. I. "*Geologia do Brasil*". Rio de Janeiro. (1933).
- 26) LINDGREN, W. "*Mineral Deposits*". McGraw-Hill International Inc. (1933).
- 27) LINO DE MATTOS, D. "*Contribuição ao estudo da vinha em S. Paulo*". Bol. Paulista de Geogr. n.º 4, pp 27-47. (1950).
- 28) MAYO, E. B. "*Deformation in the interval Mt. Lyell-Mt Whitney, California*". Geol. Soc. Am., bol. (52), pp 1001-1084.
- 29) MORAES REGO, L. F. e Souza Santos T. D. "*Contribuição para o estudo dos granitos da serra da Cantareira*". I. P. T. bol. n.º 18, (1938).
- 30) NOCKOLDS, S. R. "*The contaminated tonalites of Loch Awe, Argill*". Q. J. G. S., pg 302.
- 31) RAGUIN, E. "*Geologie du Granite*". Masson. (1946).
- 32) READ, H. H. "*Granites and Granites*". Mem. Geol. Soc. Am. n.º 28, pp 1-19.
- 33) SANDER, B. "*Petrofabrics and Orogenesis*". Am. J. Sci., 5.^as., n.º 28, pp 37-50.
- 34) SHAND, S. J. "*Eruptive Rocks*". John Wiley and Sons (New York), (1943).
- 35) STEIDMANN, E. "*A graphic comparison of the alteration of rocks*". Econ. Geol., v. III, pp 381-409.
- 36) TILLEY, C. E. "*Metamorphic zones in the southern Highlands of Scotland*". Q. J. G. S., v. LXXXI, pp 100-112.
- 37) TURNER, F. J. "*Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks*". Mem. Geol. Soc. Am., n.º 30, (1948).
- 38) WILLIAMSON, W. O. "*The composite gneiss and contaminated granodiorite of Glen Shee*". Q. J. G. S., v. 91, pp 382-422.
- 39) WATERS, A. C. e Campbell, C. D. "*Mylonites from San Andrea fault zone*". Am. J. Sci. 5.^a s. v. XXIX. pp 474-481.
- 40) WINCHELL, A. N. "*Elements of Optical Mineralogy*". John Wiley and Sons Inc., (1937).



FOTOGRAFIA 1 — Vista do vale do ribeirão dos Marmeleiros (sentido oeste). À esquerda uma elevação granítica cuja base marca o contacto com a faixa calcária ocupando toda a zona restante, inclusive a encosta do morro dos Marmeleiros, que se vê à direita.



FOTOGRAFIA 2 — Diques de pegmatito (p) caulinizado, concordante com o acamamento vertical do calcário metamórfico (c). Pedreira Sta. Marina.



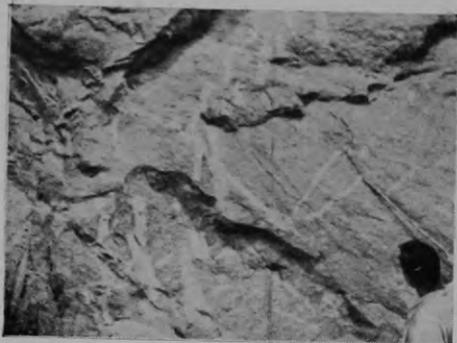
FOTOGRAFIA 3 — Calcário metamórfico intensamente dobrado e plicado nas imediações do contacto com o batolito. Corte da E. F. Sorocabana à altura da bifurcação com a variante para a pedreira da mesma Companhia.



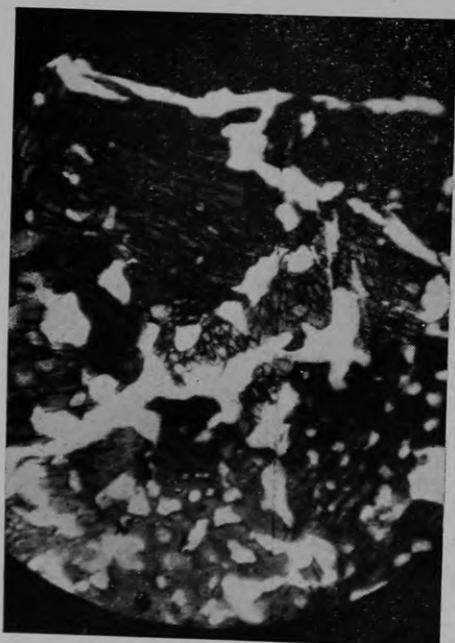
FOTOGRAFIA 4 — Trecho de um dique de aplito róseo com bordos pegmatíticos. Mostra-se falhado por dois planos em que se observou intensa milonitização (m). Pedreira da E. F. Sorocabana.



FOTOGRAFIA 5 — Xenólito silicático de origem calcária, envolto por adamelito. Nota-se a coroa hornblêndica de reação e uma auréola no adamelito, em que os feldspatos se tornaram mais claros. Pedr. E. F. Sorocabana.



FOTOGRAFIA 6 — Dique de aplito roxo com bordos de aplito róseo cortando fino dique de aplito róseo. Pedreira da E. F. Sorocabana.

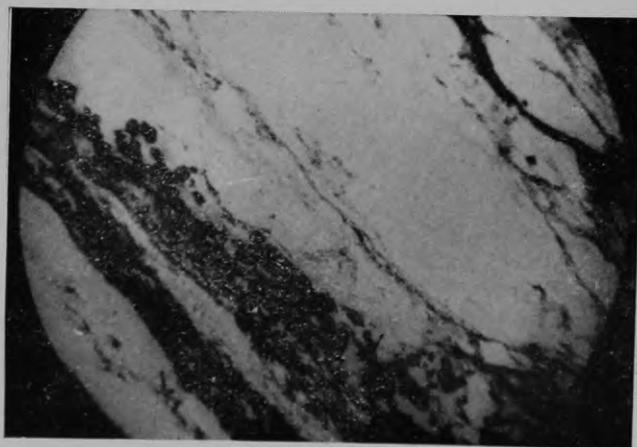


FOTOMICROGRAFIA 1 — Corôa hornblênica do xenólito da foto n.º 5. Hornblenda poiquilítica e inclusões de quartzo e oligoclásio. 35X. N. | |.



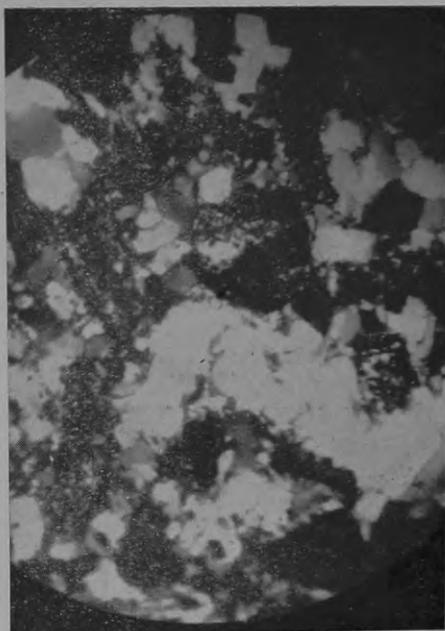
FOTOMICROGRAFIA 2 — Xenólito da foto n.º 5. Formado principalmente por diopsídio (mineral em relêvo), quartzo e oligoclásio. 35X. N. | |.

FOTOMICROGRAFIA 3 — Xisto anfibolítico. Lentes de material granítico incompletamente triturado envoltas por zonas micáceas onde se formou muita pirita secundária. Pedreira da E. F. Sorocabana. 35X. N. | |.





FOTOMICROGRAFIA 4 — Microbreccia de filão. Grãos de ultra-milonito separados por massa de quartzo de veio. Pedr. E. F. Sorocabana. 35X. N. | |.



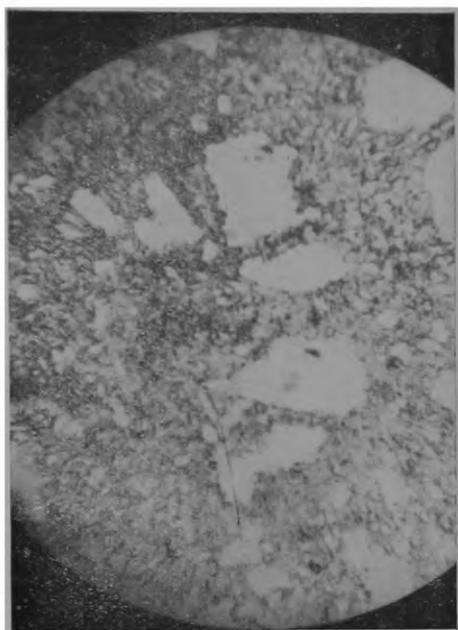
FOTOMICROGRAFIA 5 — A anterior entre nicois cruzados, deixando patente a diferença de granulação entre o ultra-milonito e o veio.



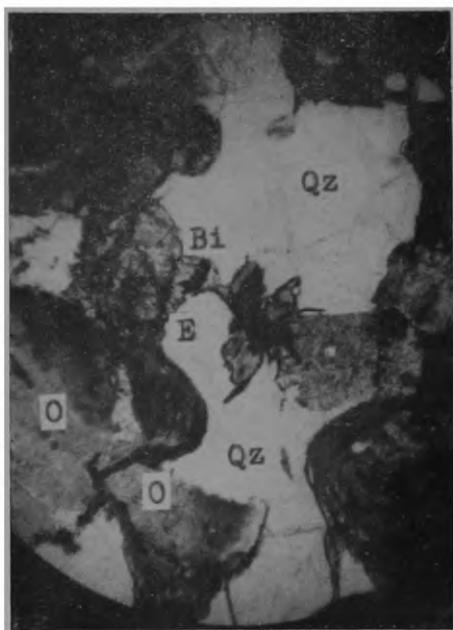
FOTOMICROGRAFIA 6 — Microbreccia de filão mostrando "seixos de milonito quebrado". Pedreira da E. F. Sorocabana. 20X. N. | |.



FOTOMICROGRAFIA 7 — Parte filoniana das microbreccias mostrando a forma alongada e o arranjo cruzado das ripas de quartzo. Pedreira da E. F. Sorocabana. 35X. N. +.



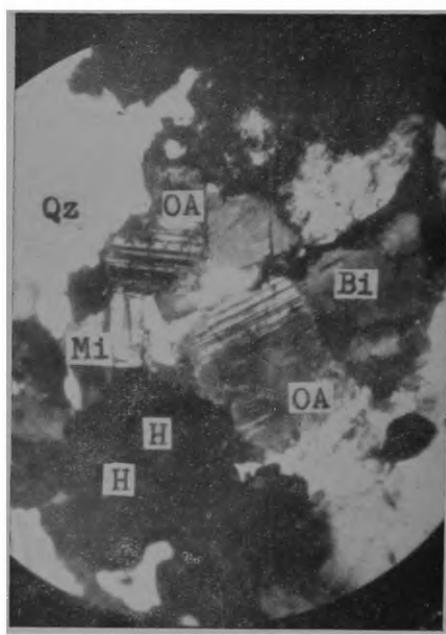
FOTOMICROGRAFIA 8 — Veio de epidoto exibindo grãos despregados da rocha adamelítica encaixante e corroidos nos bordos. Pedreira da E. F. Sorocabana. 35X. N. | |.



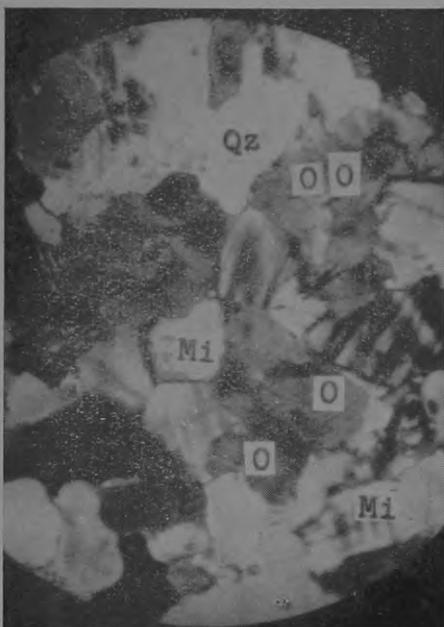
FOTOMICROGRAFIA 9 — Granodiorito Qz-quartzo. O-oligoclásio. Bi-biotita. E-epidoto. E. F. Mairinque-Santos. 20X. N. | |.



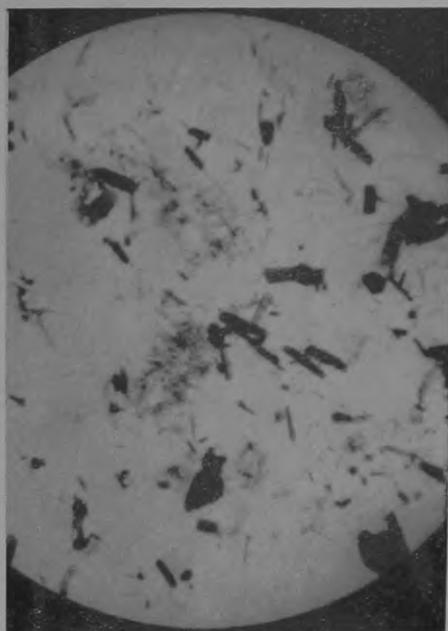
FOTOMICROGRAFIA 10 — Adamelito. Aspecto do bordo de um fenocristal de microclínio. Mirmekita penetrando o fenocristal e exibindo geminação polissintética. Pedreira da E. F. Sorocabana. 35X. N. | +.



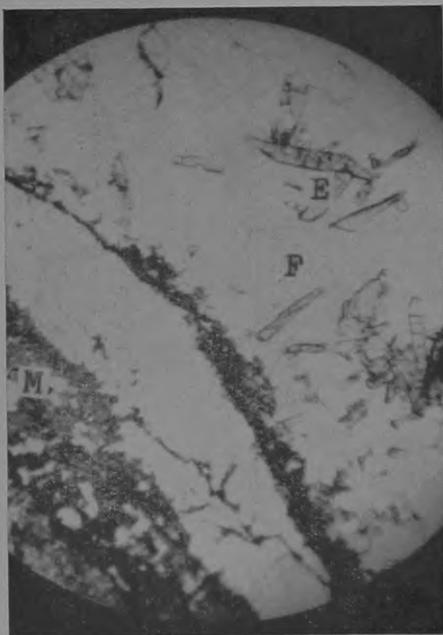
FOTOMICROGRAFIA 11 — Granodiorito. Qz-quartzo. OA-oligoclásio-andesina. Bi-biotita. H-hornblenda. Mi-microclínio. Estrada S. Roque-Ibiuna. 20X. N. +.



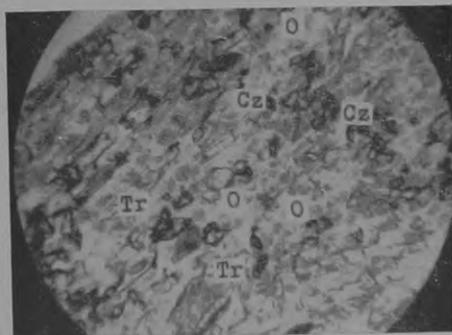
FOTOMICROGRAFIA 12 — Aplito róseo. Nota-se a textura aplitica formada pelos grãos xenomórficos de quartzo (Qz), oligoclásio (O) e microclínio (Mi). Pedr. E. F. Sorocabana. 20X. N. +.



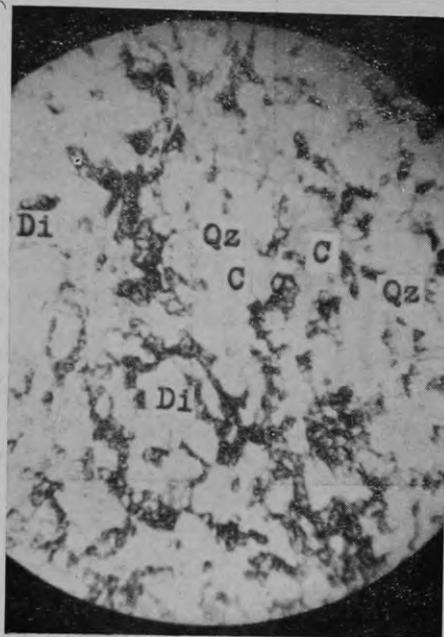
FOTOMICROGRAFIA 13 — Aplito roxo. Observa-se a disseminação de turmalina em bastonetes. Pedreira da E. F. Sorocabana. 20X. N. | |.



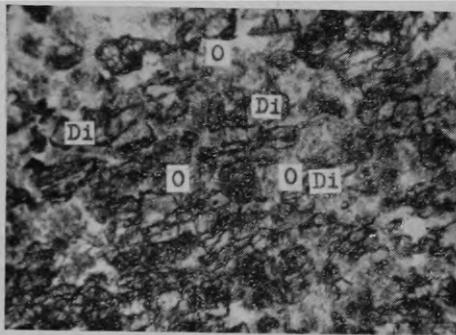
FOTOMICROGRAFIA 14 — Aspecto tomado pelos minerais hidrotermais depositados na capa de um pseudo-dique de milonito. M-milonito. F-fluorita, E-epidoto. Pedr. E. F. Sorocabana. 20X. N. | |.



FOTOMICROGRAFIA 15 — Hornfels. Tremolitas (Tr) alongadas e orientadas, aparentando corrosão. Clinozoisita (Cz) em grãos de alto relêvo e oligoclásio (O) formando a massa restante. Pedr. E. F. Sorocabana. 20X. N. | |.



FOTOMICROGRAFIA 16 — Um tipo de camada quartzosa em calcário metamórfico relativamente próximo de contactos. Calcita (C), quartzo (Qz) e diopsídio (Di). Rua da cidade de São Roque. 35X. Nicóis | |.



FOTOMICROGRAFIA 17 — Hornfels. Diopsídio (Di) em grãos mostrando clivagens regularmente orientadas em um meio formado exclusivamente por oligoclásio (O). E. F. Sorocabana. 35. N. | |.

