

# MACIÇOS INTRUSIVOS DO SUL DO ESPÍRITO SANTO E SEU CONTEXTO REGIONAL

CRISTINA MARIA WIEDEMANN\*, PETER BAYER\*\*\*, HEINER HORN\*\*\*, BERND LAMMERER\*\*\*,  
ISABEL PEREIRA LUDKA\*\*, ROBERT SCHMIDT-THOMÉ\*\*\* e KLAUS WEBER DIFEENBACH\*\*\*

**ABSTRACT** A section of the Brasiliano Mobile Belt (650-450 Ma) was investigated in Espírito Santo from structural, petrological and geochemical points of view. The Archean granulitic rocks of the Juiz de Fora Complex show less recrystallization after formation of large scale folds than the Alegre Complex. Both complexes are separated by a steeply dipping ductile shear zones (Guaçuí Lineament). In the Alegre Complex anatexis and granitisation occurred in a relatively early stage of deformation. Later gregarious basic to intermediate zoned diapirs intruded all units. Four of these diapirs have been mapped (scale of 1:50.000) and sampled. Petrological and geochemical data indicate a mantle origin, magma mixing, differentiation and host rock assimilation. This group of zoned plutons shows a complex internal structure with large compositional variation, grading from olivine-OPX-hornblende-gabbros, through OPX-CPX-biotite diorites, CPX-biotite monzodiorites up to biotites synomonzonites (Jacutinga-Torre Complex and to a smaller extent, Venda Nova Complex). OPX-hornblende-biotite monzogabbros and monzodiorites, hornblende-biotite granodiorites and allanite-sphene-biotite granites occur in Santa Angélica and Castelo Complexes. A contemporaneous magmatism of melanocratic and leucocratic rocks produced a complicated pattern of mixed rocks. The presence of mantled feldspars, the different Rb/Sr ratios for different lithologies, inherited zircons together with some other petrographic and geochemical characteristics are indicative of fusion of the mantle material which was mixed with different amounts of crustal melting, thus originating hybrid plutons of post-collision types. In this paper, it is analysed the problem of rock contamination, differentiation and production of granitic magma. The showed data was interpreted by a model which involves a large scale thrusting of the Juiz de Fora Complex towards the west over the Alegre Complex. This also suggests a continent-continent collision which was followed by domic upwarping that exposed the structurally deeper Alegre unit.

**INTRODUÇÃO** Entre os segmentos cratônicos da Pangea, formados a leste pelo Cráton do Congo e a oeste pelo de São Francisco, formou-se um cinturão móvel no Proterozóico Superior-Paleozóico Inferior como parte do sistema orogênico Pan-Africano. No continente africano, um estágio inicial de *rifting* é bem documentado pela presença de ofiolitos, como na região leste do deserto do Egito (Gass 1981) e a região do Marrocos (Leblanc 1981). No segmento brasileiro, os ofiolitos não são conhecidos. No entanto, evidências de colisão continental e rifteamento podem ser sugeridos pelos padrões de deformação e anomalias gravimétricas (Lesquer *et al.* 1984) assim como pelos processos de granitogênese (Wernick 1984, Jost *et al.* 1984, Bayer *et al.* 1984).

**GEOLOGIA REGIONAL** A mais alta cadeia de montanhas brasileiras ao sul do Amazonas, a Serra do Caparaó (Pico da Bandeira com 2.897 m), coincide com o núcleo de um anticlinal, onde rochas arqueanas e do Proterozóico Inferior (?), charnockitos, granulitos e granada-sillimanita gnaisses assim como quartzitos estão expostos dentro do Complexo Juiz de Fora (Hasui & Oliveira 1984) (Fig. 1). Nas posições estruturais mais altas, os gnaisses anatéticos, arqueanos, predominam.

Litologias semelhantes afloram no Complexo Costeiro (Hasui & Oliveira 1984), onde migmatitos e gnaisses facoidais se tornam freqüentes nas proximidades da linha de costa enquanto os charnockitos ocorrem principalmente nas

partes centrais.

Zonas de cisalhamento dúctil separam ambas as unidades do Complexo Alegre (Bayer *et al.* 1984). Localmente, rochas supracrustais dobradas são supostamente de idade proterozóica superior por comparação com as seqüências menos metamórficas fora do cinturão (Hasui & Oliveira 1984). Estas formam importantes horizontes-guias de sillimanita-quartzitos e mármore, que permitem traçar dobramentos fechados com superfícies axiais plungando para sudeste e amplitudes de até alguns quilômetros. Este dobramento se superimpõe a um antigo sistema isoclinal com altas razões entre amplitude e comprimento de onda e xistosidade marcante.

O trend geral das rochas na região estudada, definido por mudanças de litologia e bandeamento metamórfico, está orientado NE-SW a NNW-SSE (figs. 1A e 1B).

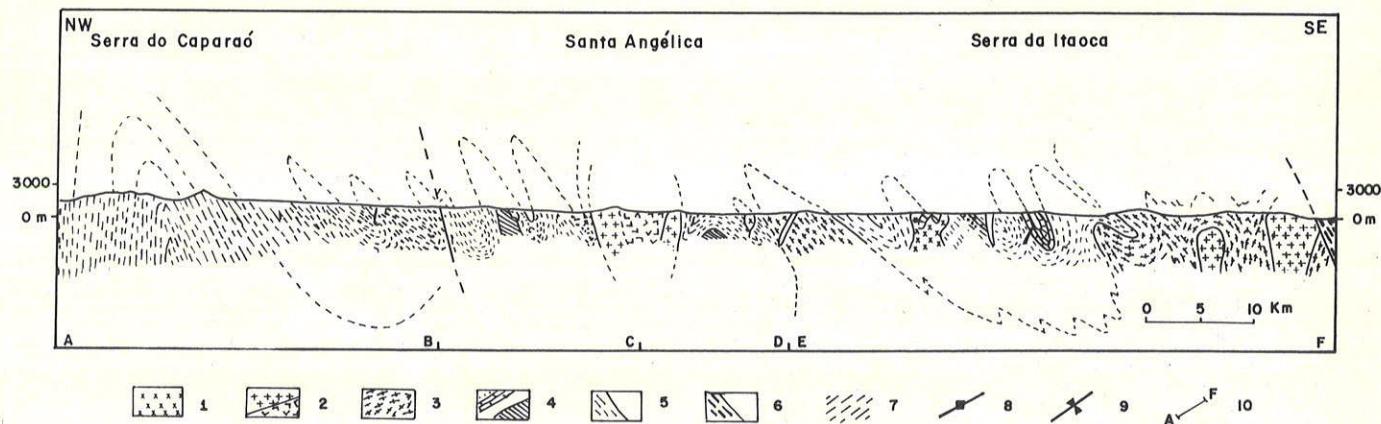
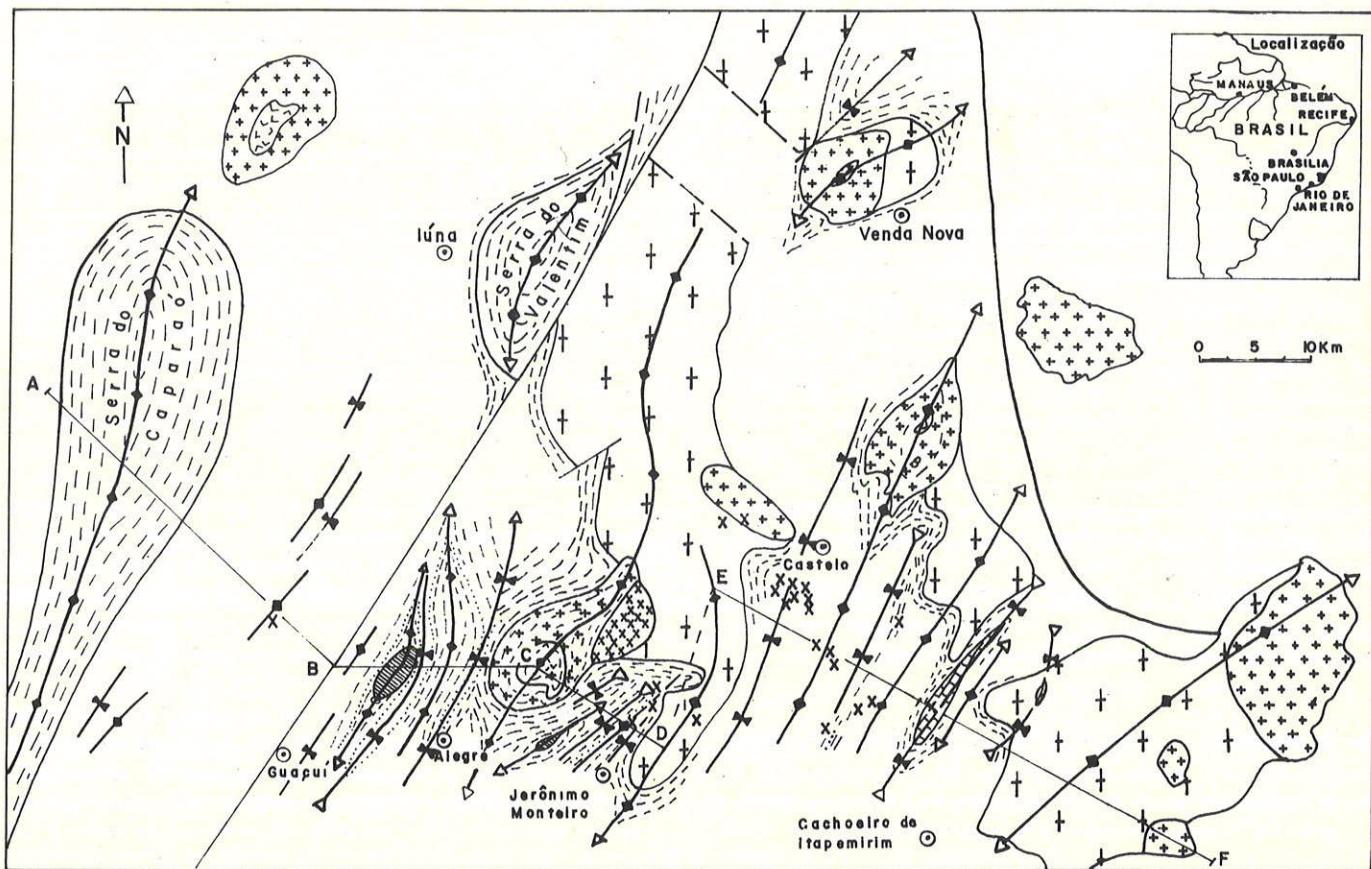
O estilo de metamorfismo e deformação evidencia um soterramento profundo por algum mecanismo de subsidência ou cavalgamento. Os dados de campo e petrológicos podem ser explicados pelo cavalgamento do Complexo Juiz de Fora.

Durante o Brasiliano, este complexo foi afetado por eventos metamórficos de grau mais baixo, acompanhados por deformações nessas condições de menor temperatura. Posteriormente, é intrudido por corpos pegmatíticos e granitos, petrográfica e estruturalmente semelhantes aos da Unidade Alegre, que seria, supostamente, a formação inferior. Leonards *et al.* (1976) interpretaram tal quadro geológico como uma clara evidência da existência de uma falha

\* Pesquisadora do CNPq.

\*\* Departamento de Geologia – UFRJ, Cidade Universitária, Ilha do Fundão, CEP 21910, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

\*\*\* Institut Für ALLG. and Angew. Geologie, Der Universität München, Luisenstr. 37, 8 München 2, Alemanha Ocidental



**Figuras 1a e 1b – Mapa e perfil geológico da região de Alegre, sul do Espírito Santo.** Símbolos: 1. titanita granito de granulação fina; 2. allanita granito de granulação grossa (incluindo o sienito de Venda Nova) e gabrodiorto; 2. gnaiss granítico; 4. Complexo Alegre com quartzitos, mármores e metadiorito; 5. Complexo Juiz de Fora com rochas granulíticas; 6. Complexo Costeiro com rochas granulíticas; 7. Traço do trend estrutural/foliação; 8. eixo anticlinal ( $D_2$ ); 9. eixo sinclinal ( $D_2$ ); e 10. linha do perfil (segundo Bayer et al. 1986).

de empurrão, gerando um cavalgamento em grande escala (*overthrusting*).

Os contatos originais do empurrão podem ter sido obliterados pelo lineamento de Guaçuí, uma zona de cisalhamento dúctil posterior, interpretada como de estreita conexão com o soerguimento, no Paleozóico Inferior, de um domeamento alongado de gnaisses e migmatitos, evidenciado pela idade de K-Ar (450-510 Ma, Besang *et al.* 1977; Besang 1983 em comunicação pessoal, Cordani 1973). Dados preliminares de

campo parecem indicar para o lineamento de Guaçuí uma componente dextral com movimento vertical, atualmente em estudo.

**AS INTRUSÕES BRASILIANAS** Grandes massas de gnaisses graníticos de até 500 km<sup>2</sup> com transições marginais a biotita gnaisses e anatexitos foram consideradas como magmatitos do Brasiliano inferior. Tais corpos intrusivos metamorfoseados são cortados por várias gerações de diques

de composição gабro-diorítica, dobrados e parcialmente boudinados em estado plástico, ao norte de Burarama. Evidências do estilo de deformação e metamorfismo sofrido por essas rochas permitem interpretá-las como pré-tectônicas.

Posteriormente, algumas dezenas de plútuns elíticos de larga variação composicional intrudiram o Complexo Alegre e, em menor extensão, as unidades marginais. Contatos verticais a ligeiramente revirados assim como seu pronunciado zoneamento comprovam uma origem diapírica (Figs. 2 e 3).

Dos complexos estudados em detalhe, três apresentam tendência alcalina (Mimoso do Sul, Venda Nova, Conceição de Muqui), nos quais predominam rochas de composição sienomonzonítica, com granitos e tonalitos subordinados nas zonas marginais, e núcleos mais ricos em monzodioritos, dioritos e gabronoritos. Os outros complexos (Santa Angélica, Castelo e Rio Novo do Sul) apresentam associações de rochas graníticas e granodioríticas predominantes nos bordos, gradando a gabrodioritos a dois piroxênios e biotita nos núcleos (Fig. 2).

Os complexos de Conceição de Muqui e Rio Novo do Sul ainda estão com mapeamentos litofaciológicos em andamento e não serão tratados no presente trabalho.

**Santa Angélica** A intrusão de Santa Angélica com cerca de 200 km<sup>2</sup> é a maior das estudadas até o momento. Devido às excelentes condições de afloramentos, seu mapeamento pode ser o mais detalhado dos quatro complexos estuda-

dos.

Rochas graníticas e gabróicas intrudiram um antiformal de vergência NW, cujo eixo possui cimento para NE (Fig. 2). Os migmatitos e gnaisses encaixantes apresentam xistosidades subverticais com contatos paralelos e mergulham em direção ao centro da estrutura. Localmente, ocorre um aumento da migmatização das encaixantes próximo ao contato com o corpo intrusivo.

No centro do complexo, bastante erodido, afloram grandes massas gabróicas (hiperstênio-augita diopsídica-biotita-monzogabros a monzodioritos) separadas das porções marginais, graníticas a granodioríticas, por uma faixa denominada zona mista, onde a porção máfica é interdigitada e/ou recortada por inúmeras *schlieren* graníticas, numa espetacular estrutura em rede, que se torna cada vez mais rica em granitos à medida que se caminha para a borda da estrutura.

O gabro-diorito de textura grossa do domínio central é rico em *schlieren* de gabrodiorito porfirítico de textura fina, diferenciando-se, gradativamente, na zona mista, para uma rocha granodiorítica. Nos domínios de textura fina são comuns agregados arredondados de hornblenda e biotita assim como quartos arredondados e megacristais de feldspatos complexos (intercrescimentos manteados de alcalifeldspato e plagioclásio).

A chamada zona mista foi cartografada tendo-se como base a porcentagem de mais de 10% de material granítico no gabrodiorito. A espessura das escamas de composição gabróica e *schlieren* graníticas varia de decímetros a dezenas de metros, que se estende até centenas de metros, se-

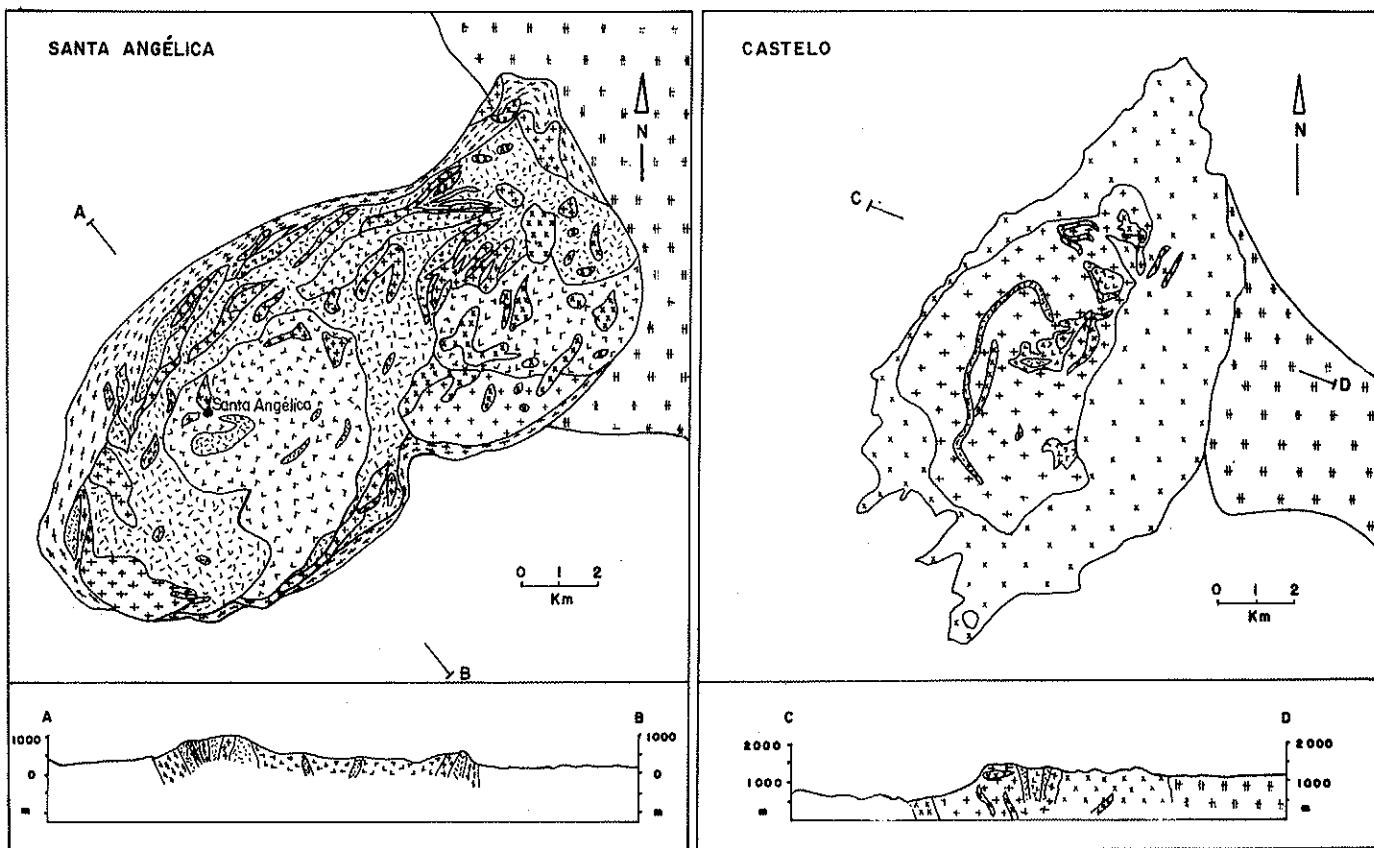


Figura 2 – Mapas e perfis geológicos dos complexos intrusivos de Santa Angélica e Castelo (modificados a partir de Bayer et al. 1986)

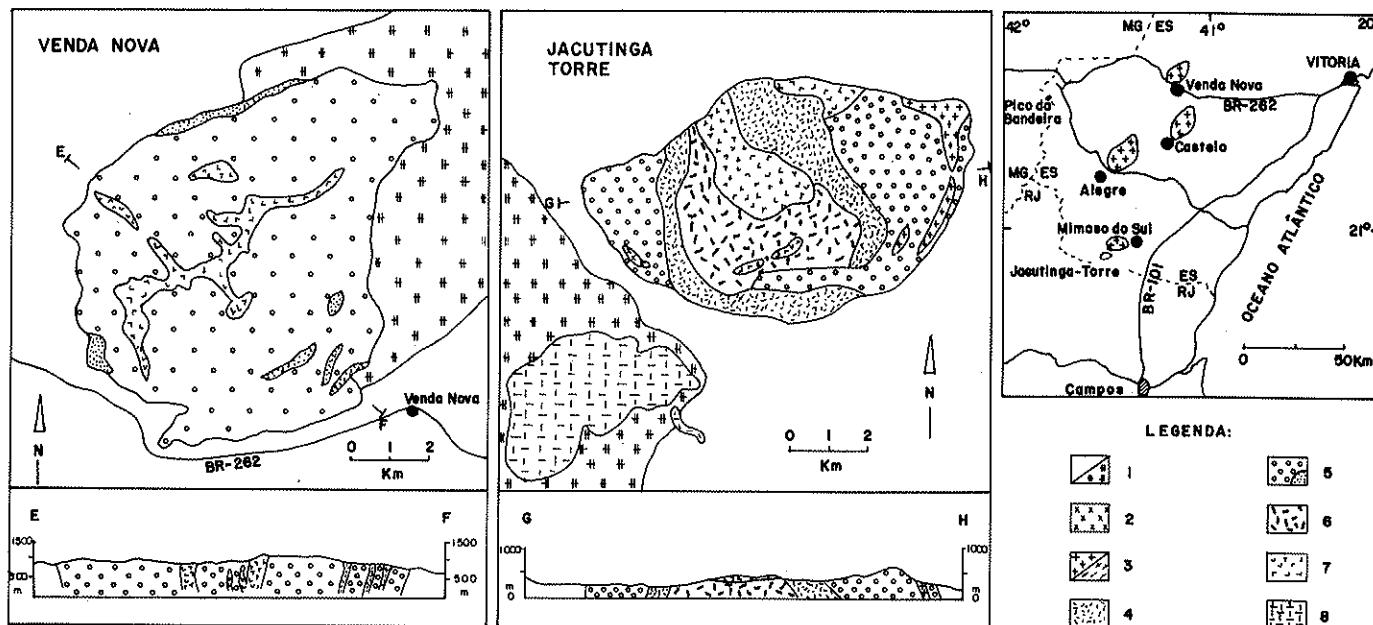


Figura 3 – Mapas e perfis geológicos dos complexos intrusivos de Venda Nova e Jacutinga-Torre (Jacutinga-Torre modificado a partir de Wiedemann & Ludka, 1984, Venda Nova, segundo Bayer et al. 1986): 1. rochas encaixantes indiferenciadas e gnaisse granítioide; 2. titanita granito de granulação fina; 3. allanita granito de granulação grossa e allanita granito foliado; 4. granodiorito de Santa Angélica e Castelo e sienomonzonito Jacutinga-Torre; 5. sienito Jacutinga-Torre, monzonito Venda Nova e monzonito fino Venda Nova (pontilhado); 6. piroxênio-biotita monzonito Jacutinga-Torre; 7. gabrodiorito de Santa Angélica, Castelo, Venda Nova e hornblenda-biotita-piroxênio monzodiorito Jacutinga-Torre; 8. gabronorito Jacutinga-Torre

gundo sua maior direção de elongamento, que segue o fluxo principal da intrusão paralelo aos contatos com as rochas encaixantes. Evidências de assimilação das escamas gabróicas com misturas de contato só começam a ser observadas em escamas de 10 a 15 cm de comprimento e 5 a 10 cm de espessura. Dentro das escamas aparecem isoladamente megacristais de feldspatos, comumente zonados, com inclusões de minerais máficos dispostos segundo o zoneamento. Enquanto os feldspatos zonados são habituais, mesmo nas grandes escamas gabróicas, distribuídos por toda a sua extensão, os grãos de quartzo arredondados se limitam às bordas das mesmas.

A zona marginal é constituída por uma faixa quase contínua de granitos e granodioritos com notável foliação laminar de fluxo paralela à borda. Dois tipos principais de granitos foram mapeados: allanita granito de textura grossa (granito I) predominando na zona mista e faixa marginal, com foliação de fluxo bem desenvolvida, principalmente próximo às bordas, onde a rocha evolui para uma textura "quase gnássica"; e titanita granito de textura fina (granito II) predominando na porção NE da intrusão, comumente cortando as variedades litológicas, em contatos "agnáticos", mas, localmente em intercalações sob a forma de *schlieren* com o granito grosso.

O granito I possui composição modal média no limite sieno a monzogranito (Fig. 4). Os minerais acessórios mais comuns são apatita, allanita, titanita, zircão, ilmenita e magnetita. O granito II apresenta composição mais próxima do campo granodiorítico e tem como acessórios principais os mesmos do granito I, sendo a titanita, em geral, dominante sobre a allanita.

Na faixa marginal de contato com as encaixantes, o granito I pode apresentar feições de deformação da primeira

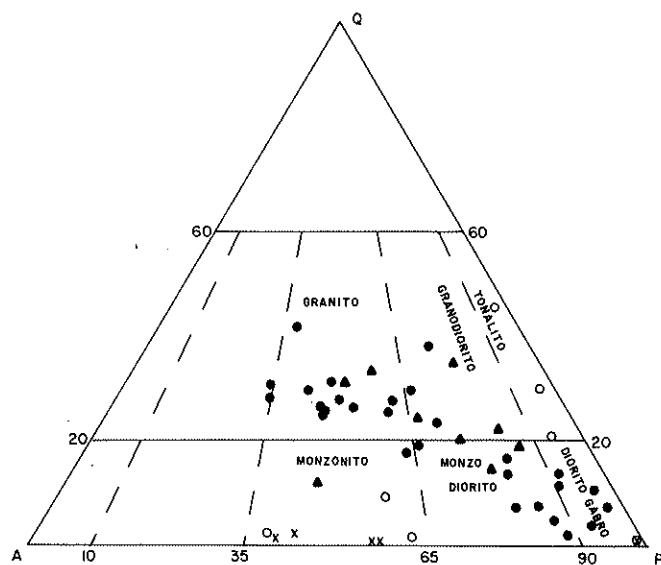


Figura 4 – Diagrama QAP, segundo Streckeisen (1976), que mostra a composição modal de 49 rochas intrusivas. O trend de diferenciação varia de rochas gabróicas a graníticas. Círculo cheio para Santa Angélica; triângulo para Castelo; círculo vazado para Venda Nova; e cruz para Mimoso do Sul (modificado a partir de Bayer et al. 1986)

foliação de fluxo, com dobras suaves e o desenvolvimento incipiente de uma segunda foliação ao longo de zonas de cisalhamento dúctil (na região de Serra de Pedra).

Na porção NE do complexo, a estrutura geral em escamas concêntricas não é clara. Enquanto na região de Lam-

bari Frio são comuns *schlieren* bastante proeminentes, na região entre Carneiro e Burarama tal feição não é característica. Aí afloram granitos (granito II) e dioritos em contatos bruscos, sem passagens gradativas. Rochas de dique de composições variando de granítica a gabróica cortam todos os domínios da intrusão, podendo ser sin-intrusão principal ou posteriores a essa. A geração mais antiga é gabróica de granulação fina com nítida foliação de fluxo. Uma segunda geração lamprofírica com fenocristais de hornblenda de até 0,5 cm de tamanho é o evento posterior. Diques e veios graníticos de até 2 m de espessura cortam os domínios gabróico e a zona mista. Os diques mais espessos apresentam comumente enclaves gabróicos com comportamento rígido em contato portanto "agmático" com porções isotrópicas de composição granítica. Aplitos dominam na zona marginal próximo à zona mista. Os pegmatitos são raros e restritos às regiões mais altas, sendo num único ponto conhecida a presença de água-marinha (NE-Burarama).

No limite NE da intrusão de Santa Angélica, as rochas de contato são um gnaisse granítóide que se estende até a cidade de Castelo. Localmente (e.g., N de Burarama), a delimitação precisa das rochas do complexo *versus* rochas do ortognaisse é bastante dificultada devido à interferência entre feições de deformação de borda das intrusivas de Santa Angélica e as feições próprias ao gnaisse granítóide, muito semelhantes.

**Castelo** A intrusão de Castelo, com cerca de 100 km<sup>2</sup>, está localizada a cerca de 10 km a nordeste da cidade homônima. Seu eixo maior possui orientação SW-NE e mede cerca de 15 km por cerca de 8 km de largura (Fig. 2). Ao sul e a oeste as rochas encaixantes são constituídas por migmatitos e a NE, por gnaisse granítóides. Rochas de composição granítica são dominantes nessa intrusão. Rochas dioríticas a granodioríticas perfazem cerca de 10% da superfície aflorante do complexo e se restringem a faixas estreitas no domínio central. As serras circundantes ao domínio central compõem-se de uma zona espessa de granitos do tipo II de Santa Angélica, apresentando, no entanto, textura grossa em contatos variando de gradativos a "agmáticos" com as porções granodioríticas e dioríticas do domínio central.

O granito de textura grossa de Castelo apresenta megacristais, predominantemente de alcalifeldspatos (até 10 cm) distribuídos de forma não homogênea numa matriz de granulação média (0,3–0,8 cm). Tais megacristais são zonados, com centro de plagioclásio, têm bainhas de corrosão e/ou reação e estão dispostos paralelamente ao fluxo magnético concordante com as bordas do corpo. A matriz é composta por álcali-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, titanita e, por vezes, allanita e magnetita.

Na zona periférica, assim como nas partes mais elevadas da intrusão domina um titanita granito de granulação fina (0,3–0,5 cm) envolvendo o granito de textura grossa. A textura é de tendência isotrópica, sem orientação preferencial, mas apresentando nítido desenvolvimento de uma foliação de fluxo no contato com os migmatitos, assim como um bandeamento magnético notável, observável em alguns pontos isolados (Caxixe Quente).

O limite entre granito porfirítico grosso e granito fino se restringe, normalmente, a uma região de 5 a 10 m. A interdigitação desses domínios gera, localmente, contatos menos

nítidos. Estruturas em rede de dioritos e granitos seguem, por vezes, a direção NE-SW do sistema de fraturamento dominante.

Além de aplitos, diques granodioríticos e lamprófiros (subordinados), vários pegmatitos, em geral zonados, cortam as variedades dominantes no corpo. As espessuras variam de alguns centímetros a 2 ou 3 m. A direção preferencial dos pegmatitos é NE-SW, sendo mais comuns no domínio central.

O limite com as rochas encaixantes é marcado por um desnível topográfico de cerca de 600 m. A xistosidade dessas rochas possui cimento para dentro da estrutura nos bordos S e SE, e no sentido oposto a N e NE. Tal fenômeno pode ser explicado pela vergência do sistema de dobramento regional. Na parte N da intrusão, são comuns os xenólitos de encaixante mais ou menos paralelos às direções do fluxo do granito fino. Fenômenos locais de assimilação são facilmente observáveis.

Quanto às estruturas internas de fluxo nas bordas, são bem desenvolvidas, evidenciadas pela posição dos eixos maiores dos megacristais de feldspato, que são concêntricos, orientados segundo a forma externa do corpo e com perturbações locais.

**Venda Nova** A intrusão de Venda Nova (Fig. 3) está localizada a noroeste da cidade homônima e abrange uma região de cerca de 80 km<sup>2</sup>. Ao sul e a sudoeste, é limitada por migmatitos; a nordeste e ao norte, por ortognasses; e, a oeste, as rochas encaixantes são gnaisse melanocráticos.

As maiores elevações da área correspondem aos ortognasses (de 1.200 a 1.300 m). O centro da intrusão apresenta relevo bastante arrasado e corresponde ao domínio de rochas diorítóides a gabróicas, variando de textura fina a grossa, intrusivas de preferência, ao longo de fraturas, e ao domínio de rochas mistas, composto por enclaves dioríticas numa matriz sienomonzonítica. A maior parte da intrusão corresponde ao domínio sienomonzonítico, com variações locais para rochas tonalíticas e graníticas em porções tipo *schlieren* na massa sienomonzonítica.

O contato sienomonzonito-migmatito só foi observado num único ponto, onde, num corte de estrada de cerca de 25 m, a passagem migmatito/sienomonzonito/xenólitos de migmatito no sienomonzonito se caracteriza por uma injecção *lit par lit* ao longo da xistosidade verticalizada da rocha encaixante.

Um sistema radial de juntas de resfriamento assim como fraturas segundo as direções NNW-SSE, NW-SE e ENE-WSW compõem os elementos tectônicos predominantes da estrutura.

A tendência ao paralelismo dos megacristais de feldspato do domínio sienomonzonítico evolui, nas porções mais externas do corpo, para o desenvolvimento de uma foliação de borda característica. Os domínios félsicos apresentam estruturas de fluxo magnético, mas pouco observadas nas rochas diorítóides e gabróicas do domínio central.

Diques graníticos de granulação fina, tipo granito II de Santa Angélica, cortam as rochas, subparalelamente ao sistema de fraturamento. Enclaves dioríticos aparecem no domínio sienomonzonítico em quantidade cada vez maior, à medida que se aproximam os contatos com as rochas melanocráticas. Tais enclaves se apresentam alinhados à direção predominante de fluxo magnético.

O feldspato alcalino característico das rochas de Venda Nova é a microclina micropertítica. O plagioclásio varia de composição de oligoclásio a andesina. A matriz se compõe de hiperstênio, clinopiroxênio, hornblenda hastingsítica, Ti-biotita, assim como plagioclásio (andesina/oligoclásio), magnetita, apatita, titanita e zircão. Do centro para as bordas, são observadas mudanças na composição dos minerais maficos da matriz: o piroxênio é substituído por hornblenda, a biotita se torna mais rica em ferro e passa a cores mais esverdeadas. A composição do plagioclásio da matriz não sofre variações em função da distância do centro da intrusão.

**Jacutinga-Torre (Mimoso do Sul)** O complexo intrusivo Jacutinga-Torre (Fig. 3) constitui-se de dois corpos ígneos principais, o Torre e o Jacutinga (Fontes *et al.* 1981, Wiedemann & Ludka 1984), localizados a 5 e 11 km, respectivamente, a SW da cidade de Mimoso do Sul. A área do maciço Torre está em torno de 35 km<sup>2</sup> e a do Jacutinga, 14 km<sup>2</sup>. Os dois corpos têm forma aproximadamente elíptica, com seu eixo maior orientado a NE.

Devido ao alto grau de intemperismo característico dos trópicos, os contatos são quase todos inferidos e a grande variedade litológica dos maciços evidencia uma estrutura interna complexa.

As encaixantes do corpo norte (Torre) são hornblenda-biotita-granada-gnaisses migmatíticos a pirita, calcopirita e pirrotita, com intercalações locais de sillimanita-quartzitos a pirita e rutilo, em contato subvertical, com xistosidade contornando a forma oval da intrusão e mergulhando em direção ao centro da mesma. Essa xistosidade, gradativamente, volta seguir o *trend* NE-SW regional, sub-horizontal, à medida que se afasta do corpo ígneo.

O Jacutinga está intrudido em ortognaisses de composição granodiorítica comuns nas proximidades da cidade de São Pedro do Itabapoana. Seu bordo leste apresenta nítidas intercalações com o ortognaisse.

O corpo Torre é formado por rochas de composição monzonítica e sienomonzonítica, que passam a monzodioritos, cumulados de biotitos/piroxenitos, e níveis graníticos, que originam domínios *grosso modo* concêntricos, sob forma de "camadas" semi-verticalizadas nas bordas, de variadas espessuras, que se intercalam e colocam rochas melanocráticas em contato direto com rochas leucocráticas, de forma concordante, discordante (diques) ou irregular. No interior do corpo, é comum a passagem gradativa de uma rocha para outra, sendo os domínios mapeados zonas onde existe a predominância de uma determinada litologia sobre as demais.

No contato com o gneisse migmatítico bandado encaixante, o material ígneo penetra *lit par lit*, ou em escamas, intercala-se sob a forma de diques anelares e circunda a intrusão concordante à xistosidade subvertical. As rochas de composição sienomonzonítica estão distribuídas nas margens leste e extremo oeste do corpo. São de textura grossa com mais de 60% de megacristais de microclina, subordinadamente mesopertita e menos freqüentemente plagioclásio (em zonas mais distantes da orla), em cristais por vezes zonados, complexos, com centros de oligoclásio gradando a mesopertita e microclina na borda do cristal, numa matriz composta por biotita, anfibólito, microclina, oligoclásio, mirmequita e quartzo (até 15%). A tendência dos minerais

máficos, juntamente com os acessórios (como allanita, titana, apatita, zircão, magnetita, ilmenita e hematita), é se agruparem em nódulos envolvendo parcialmente os megacristais. Quando a quantidade de quartzo aumenta, tais rochas transicionam para granitos, mapeados como uma "camada" descontínua no limite leste.

No centro do corpo dominam rochas monzoníticas mais ricas em minerais maficos com o aparecimento de Fe-augita e, localmente, hiperstênio. A passagem entre o domínio de borda e o central se caracteriza pela diminuição da microclina em função do aumento em mesopertita, geralmente sem geminação. As allanitas e titanitas se tornam raras e a quantidade de matriz entre os megacristais aumenta. A heterogeneidade das rochas do domínio monzonítico é maior. Nesse domínio, estão incluídas também rochas de composição monzodiorítica, leuco a melanomonzonitos, piroxenitos e biotítitos. Macroscopicamente, são rochas de textura variável, que passam de fina a grossa, localmente porfiríticas, e apresentam proporções variáveis entre megacristais de feldspato e aglomerados maficos. Feições nítidas de estratificação magmática evidenciada por alternância de níveis mais maficos e mais felsicos ou por relações entre diversos megacristais e matriz são observadas em blocos e afloramentos.

O feldspato característico dessas rochas é a mesopertita, em que núcleos corroidos de plagioclásio podem ainda ser evidentes. Os minerais maficos são clinopiroxênio (Fe-augita, augita diopsídica), Ti-biotita, subordinadamente, hornblenda e raramente hiperstênio. Os acessórios são apatita, ilmenita, magnetita e pirita. Os membros mais maficos apresentam ainda calcopirita e pirrotita, com lamelas de exsolução de pentlandita.

Todos os domínios são, eventualmente, cortados por rochas leuco a melanocráticas, sob a forma de *sills* e diques de composição semelhante às rochas encontradas no corpo principal, denotando por seu sincronismo um caráter bimodal do magmatismo.

O corpo de Jacutinga se compõe de rochas gabróides, onde o mineral mafico dominante é o hiperstênio. As variações litológicas observadas não são passíveis de cartografia litofaciológica, na escala de trabalho utilizada, 1:25.000. Olivina-hiperstênio-augita diopsídica-hornblenda gabro-noritos passando localmente a rochas anortositicas e hiperstênio-augita diopsídica-biotita-hornblenda dioritos são as litologias mais comuns. São freqüentes as feições de bandamento magnético primário, textura ígnea laminar e estruturas de cumulados.

Os minerais acessórios observados são apatita, espinélio, ilmenita, magnetita, pirita, calcopirita e pirrotita.

**PETROGRAFIA** Os complexos estudados são constituídos por rochas de mineralogia relativamente simples, sendo o aumento ou diminuição de determinada fase mineral responsável pelas mudanças litológicas encontradas. As rochas mais básicas estão expostas na intrusão de Jacutinga-Torre, onde afloram olivina-hiperstênio-hornblenda gabros. As olivinas se apresentam envoltas por coronas de reação compostas por hiperstênio, que passam a clinopiroxênio (raro) e hornblendas em intercrescimento simplectítico, por vezes com espinélio (Wiedemann & Ludka 1984) (Prancha 1, Fotomicrografia 1). Nas intrusões de Santa Angélica, Castelo, Venda Nova e Torre, as rochas mais básicas são hiperstênio-augita diopsídica-biotita monzogabros e monzo-



Foto 1



Foto 2

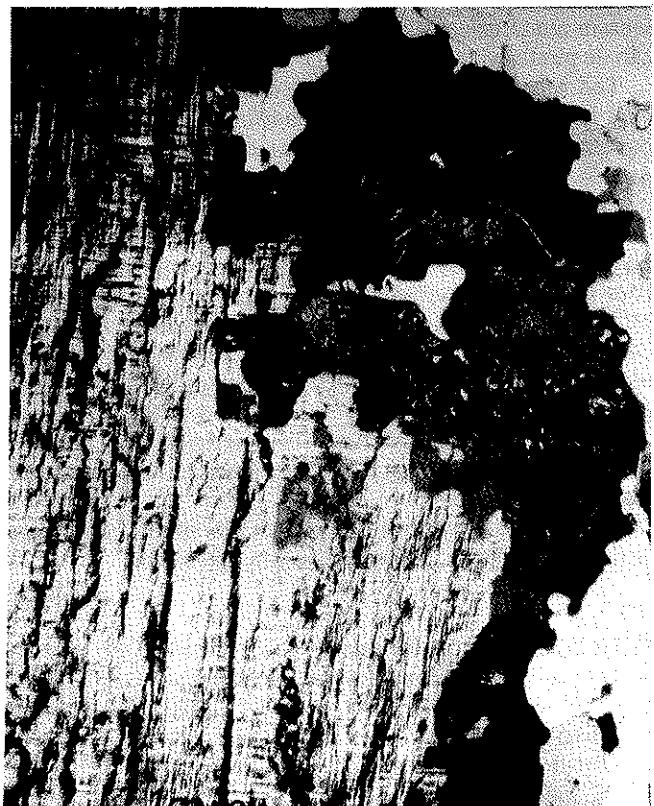


Foto 3



Foto 4

Prancha 1 – Fotomicrografias tiradas com nícos X – 1. Corona de reação: centro para a borda olivina, hiperstênio, hornblenda I, simplectito de hornblenda I e II, com espinélio. (Gabro Jacutinga); 2. Fe-augita com inclusões de biotita e exsolução de magnetita e hematita. (Biotita-monzonito Torre); 3. Biotita corroída, substituída por plagioclásio, exolvendo opacos. (Biotita-monzonito Torre); 4. Synneusis num fenocristal de plagioclásio. (Gabro Santa Angélica);



Foto 5



Foto 6



Foto 7



Foto 8

Prancha 2 – Fotomicrografias tiradas com nícois X – 5. Mesoperite zonada. (Monzonito Venda Nova); 6. Mesoperite zonada. (Monzonito Torre); 7. Megacristal de feldspato rapakivi. (Granodiorito Santa Angélica); 8. Megacristal de feldspato anti-rapakivi. (Granodiorito Santa Angélica)

dioritos, sendo os monzograbos mais comuns em Santa Angélica e ausentes em Torre. Os clinopiroxênios apresentam variações compostionais de membros mais Fe-augíticos para aqueles de composição augita diopsídica. Fe-augi-

tas de Mimoso do Sul, estudadas por microssonda eletrônica, mostraram ser zonadas, tornando-se mais pobres em cálcio nas bordas do cristal (Wiedemann & Ludka, *op. cit.*). Tanto os orto- como os clinopiroxênios são, em escala mi-

croscópica, livres de lamelas de exsolução de outra fase de piroxênio. No entanto, são comuns em Mimoso do Sul as inclusões de biotita e, predominantemente, Ti-magnetita nas augitas (Prancha 1, Fotomicrografia 2). Em Santa Angélica, Castelo e Venda Nova, finas lamelas de ilmenitas, em intercrescimento orientado, aparecem na fase augita diopsídica.

A substituição dos piroxênios por biotita é comum em todos os complexos. Localmente, transformações para hornblenda, ao longo de planos de clivagem, fraturas ou sob a forma de coronas são observáveis. Trata-se de uma hornblenda de composição hastingsítica (pleocroísmo verde-claro a verde-escuro ( $X$ ), verde-amarelo a verde ( $Y, Z$ ), ângulo de extinção ( $Z//C$ )  $16^{\circ}-20^{\circ}$  e ângulo  $2V$   $40^{\circ}-50^{\circ}$ ).

processos de alteração dos piroxênios geram agregados de epidoto, carbonato e concentrações de ilmenita numa matriz xenomórfica de quartzo.

A entrada de uma grande quantidade de K e H<sub>2</sub>O no sistema é, certamente, responsável pela cristalização direta da biotita a partir dos piroxênios. Nas rochas mais básicas, aquela fase é de coloração marrom-avermelhada, rica em titânio, aparecendo como megacristais corroídos ou em agregados de cristais menores, substituída por plagioclásio ou alcalifeldspato e com inclusões de fases opacas, por vezes em intercrescimento simpleteítico (Prancha 1, Fotomicrografia 3). As clivagens podem-se apresentar nos cristais maiores deformadas, demonstrando o efeito compressivo dos megacristais de feldspato. Freqüentemente, observam-se inclusões de apatita e zircão, estes provocando halos radioativos. Nos limites entre os grãos de biotita e alcalifeldspatos, formam-se simpleteitos de biotita e quartzo.

Nas rochas intermediárias a graníticas, a biotita apresenta uma coloração marrom-esverdeada a verde, rica em ferro, parcialmente cloritizada nos granitos de textura fina a allanita e titanita.

Nos sienomonzonitos e sienitos de Mimoso do Sul e Venda Nova, as biotitas substituem hornblenda hastingsítica a Fe-hastingsítica ( $2V < 30^{\circ}$  e cores de pleocroísmo com tonalidades mais azuladas).

As rochas leucocráticas mais grossas caracterizam-se por uma textura porfirítica com megacristais de feldspato de variadas composições numa matriz diorítica a monzonítica. À medida que as rochas variam de membros gabróicos a monzoníticos e graníticos, os feldspatos se transformam gradativamente. Nos gabros, noritos e dioritos, os megacristais podem-se constituir agregados de plagioclásio numa estrutura do tipo *synneusis* (Hibbard 1981) (Prancha 1, Fotomicrografia 4), que evidencia coalescência de vários indivíduos em orientações cristalográficas diversas. A composição dos plagioclásios varia de labradorita a andesina. Um zoneamento pronunciado é comumente observável assim como a presença de antiperita. Nas zonas mistas (Santa Angélica e Castelo) são encontrados plagioclásios com zonação inversa (centro de oligoclásio e borda da andesina) ou oscilante (centro de oligoclásio, zona intermediária de andesina e borda de oligoclásio). Aí são comuns os feldspatos manteados, onde o alcalifeldspato presente é a microclina envolta parcial ou totalmente por uma borda de oligoclásio. Tal borda pode ser opticamente contínua ou se compor de inúmeros indivíduos de orientação óptica semelhante. Nas microclinias de estrutura mais ordenada, as lamelas de pertita se localizam próximas aos limites do cristal enquanto microclinias menos ordenadas apresentam uma dis-

tribuição de lamelas micropertíticas mais dispersa. Nos limites entre núcleo e borda dos cristais são comuns intercrescimento sob a forma de dendritos complexos de diferentes feldspatos.

Em Mimoso do Sul é possível observar melhor a passagem gradativa de rochas gabróicas para rochas sienomonzoníticas. Aí os plagioclásios dos dioritos começam a se tornar antiperíticos e nebulosos, evoluindo para mesopertitas a oligoclásio e alcalifeldspato nas rochas monzodioríticas a monzoníticas. Tais mesopertitas são pronunciadamente zonadas (Prancha 2, Fotomicrografias 5 e 6). Núcleos de plagioclásio corroídos são envoltos por camadas mesopertíticas e, posteriormente, de microclina pertítica. Essa evolução pode ser acompanhada por processos de descalcificação e saussuritzação, que geram epidoto, sericita e calcita. Nos megacristais *anti-rapakivi*, núcleos esqueléticos de plagioclásio, envoltos por camadas contínuas de mesopertitas ou microclina zonada, são circundados por agregados de plagioclásio dendríticos (oligoclásio) a mirmequita, podendo conter ainda inúmeras inclusões de quartzo com recorrência para um feldspato *rapakivi* (Prancha 2, Fotomicrografias 7 e 8).

Enquanto em Mimoso do Sul os feldspatos com núcleo de plagioclásio e borda de alcalifeldspato são freqüentes, em Santa Angélica, Castelo e Venda Nova eles são mais raramente observados. As mesopertitas zonadas, até agora estudadas, restringem-se ao Complexo Torre em Mimoso do Sul.

Dois tipos principais de granitos são comuns nas estruturas de Santa Angélica e Castelo: granito I de textura porfirítica grossa e composição modal no limite sieno a monzogranito (Fig. 4) e granito II de textura isotrópica a porfirítica fina, de composição modal monzogranítica.

No granito I, os megacristais hipidiomórficos de microclina (até 5 cm) pertítica possuem inclusões parcialmente corroídas ou ricas em mirmequita e bordas de quartzo, de plagioclásio, menos comumente de biotita. Na matriz, aparecem microclina pertítica e plagioclásio. O mineral máfico dominante é a biotita de coloração esverdeada e, eventualmente, a hornblenda hastingsítica. Quartzo é xenomórfico e os acessórios mais comuns são apatita, titanita, zircão, allanita e minerais opacos (ilmenita e magnetita).

No granito II, a microclina micropertítica é normalmente xenomórfica. Quando sob a forma de megacristais (até 2,5 cm), pode apresentar inclusões de quartzo e plagioclásio segundo as zonas de crescimento do cristal. O plagioclásio é oligoclásio hipidiomórfico, com bordas de composição albítica. Quanto ao quartzo, podem-se observar duas gerações distintas: uma idiomórfica, mais antiga, e outra xenomórfica, mais jovem e dominante. A biotita é o único máfico presente. Os acessórios são os mesmos do granito I.

Quanto às análises modais, as rochas de Santa Angélica e Castelo seguem um *trend* nítido de diorito-gabros a sienomonzogranitos enquanto as de Venda Nova e Mimoso do Sul parecem evoluir de gabros a sienomonzonitos.

Em Venda Nova, rochas de composição tonalítica também foram analisadas. A baixa densidade dos pontos medidos não nos permite ainda a visualização de um *trend* evolutivo, nítido.

Uma característica comum às principais rochas acima descritas são as feições de deformação de minerais, tanto sob a forma de megacristais como os componentes da matriz, principalmente em rochas de granulação grossa. Plagioclásios apresentam lamelas de geminação recurvadas, sub-

grãos e, localmente, sinais de recristalização incipiente, o mesmo acontecendo aos quartzos. As biotitas são parcialmente deformadas (clivagens recurvadas) e mesmo os minerais acessórios, como os prismas de apatita, podem-se apresentar recurvados ou fraturados. O aumento da deformação é função da proximidade às bordas das estruturas.

**GEOQUÍMICA** Conteúdos de SiO<sub>2</sub> relativamente baixos nos granítoides, em geral altos valores de Mg (gabro-dioritos, granitos), Na > K (nas rochas gabro-dioríticas) e razões Rb/Sr baixas, assim como razões iniciais Sr<sup>87</sup>/<sup>86</sup> =

0,705 (Besang *et al.* 1977) indicam uma participação de derivados mantélicos; altos valores de K, Sr, Ba e Zr evidenciam uma geoquímica total de tendência alcalina (Tabs. 1 e 2).

Nas rochas intermediárias e ácidas, os valores de K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, TiO<sub>2</sub> e elementos LIL são mais altos que nos granitos e dioritos normais de Nockolds & Allen (1954); os valores de Na<sub>2</sub>O, no entanto, são um pouco inferiores. A soma de K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O é menor que Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e maior que 1/6 SiO<sub>2</sub> indicando um caráter subalcalino segundo a classificação de Shand (1922).

| %                               | Granito I |        |       | Granito II |       |       | Região de Transição |       |       | Gabro-diorito |       |       | Veios Graníticos |       |       | Veios Básicos |       |       | Rochas Encaixantes |       |       |
|---------------------------------|-----------|--------|-------|------------|-------|-------|---------------------|-------|-------|---------------|-------|-------|------------------|-------|-------|---------------|-------|-------|--------------------|-------|-------|
|                                 | Mín.      | Máx.   | Média | Mín.       | Máx.  | Média | Mín.                | Máx.  | Média | Mín.          | Máx.  | Média | Mín.             | Máx.  | Média | Mín.          | Máx.  | Média | Mín.               | Máx.  | Média |
| SiO <sub>2</sub>                | 50,64     | 79,50  | 65,06 | 56,70      | 74,50 | 67,26 | 46,50               | 66,40 | 53,32 | 42,50         | 55,50 | 49,97 | 53,80            | 72,50 | 70,22 | 50,25         | 52,49 | 50,80 | 44,00              | 82,20 | 69,15 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 7,59      | 23,14  | 16,52 | 11,95      | 15,60 | 14,61 | 3,90                | 17,90 | 15,01 | 7,20          | 20,60 | 15,00 | 12,40            | 19,25 | 14,85 | 13,46         | 14,65 | 14,15 | 8,50               | 25,50 | 15,10 |
| *Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,50      | 12,15  | 4,26  | 1,05       | 9,20  | 4,86  | 3,00                | 13,05 | 10,03 | 7,90          | 15,70 | 10,96 | 0,43             | 7,35  | 2,23  | 11,05         | 12,35 | 11,10 | 0,85               | 14,95 | 3,70  |
| MgO                             | 0,05      | 18,40  | 1,35  | 0,35       | 4,11  | 1,45  | 0,60                | 15,52 | 4,44  | 3,75          | 19,40 | 5,60  | 0,01             | 3,55  | 0,88  | 6,17          | 6,76  | 6,53  | 0,10               | 7,35  | 1,30  |
| MnO                             | 0,01      | 0,21   | 0,08  | 0,02       | 0,13  | 0,08  | 0,04                | 0,60  | 0,14  | 0,08          | 0,26  | 0,15  | 0,01             | 0,25  | 0,08  | 0,15          | 0,24  | 0,20  | 0,02               | 0,34  | 0,08  |
| CaO                             | 0,21      | 7,45   | 2,44  | 1,30       | 6,58  | 3,17  | 3,50                | 14,00 | 6,44  | 4,68          | 12,00 | 7,64  | 0,10             | 5,90  | 2,30  | 7,15          | 10,03 | 8,10  | 0,61               | 13,15 | 2,84  |
| Na <sub>2</sub> O               | 0,15      | 6,67   | 2,61  | 0,25       | 4,40  | 2,27  | 0,36                | 4,80  | 3,35  | 0,90          | 4,55  | 3,68  | 0,49             | 4,85  | 3,68  | 2,15          | 2,39  | 2,05  | 1,15               | 8,33  | 2,75  |
| K <sub>2</sub> O                | 0,15      | 7,52   | 5,54  | 1,70       | 5,95  | 3,98  | 0,61                | 6,55  | 3,10  | 0,31          | 4,21  | 2,25  | 0,60             | 7,70  | 4,66  | 1,12          | 2,45  | 2,10  | 0,22               | 6,35  | 3,52  |
| TiO <sub>2</sub>                | 0,01      | 4,23   | 0,75  | 0,10       | 2,15  | 0,71  | 0,50                | 3,21  | 2,28  | 1,23          | 3,49  | 2,47  | 0,02             | 1,85  | 0,42  | 1,25          | 2,59  | 2,30  | 0,02               | 0,45  | 0,45  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>   | 0,01      | 3,03   | 0,29  | <0,01      | 1,15  | 0,27  | 0,19                | 2,10  | 1,30  | 0,35          | 2,13  | 1,65  | 0,01             | 0,99  | 0,20  | 0,23          | 1,35  | 1,14  | 0,02               | 0,44  | 0,13  |
| P.F.                            | 0,144     | 4,20   | 0,64  | 0,38       | 1,55  | 0,58  | 0,30                | 3,18  | 0,56  | 0,10          | 1,40  | 0,50  | 0,35             | 1,72  | 0,60  | 1,34          | 0,93  | 0,08  | 3,20               | 0,48  | 0,48  |
| Total                           |           |        |       |            |       |       |                     |       |       |               |       |       |                  |       |       |               |       |       |                    |       | 99,50 |
| ppm                             |           |        |       |            |       |       |                     |       |       |               |       |       |                  |       |       |               |       |       |                    |       |       |
| V                               | 2*        | 281    | 63    | 9          | 162   | 77    | 15                  | 531   | 179   | 80            | 490   | 144   | <1               | 122   | 32    | 183           | 294   | 202   | 4                  | 367   | 56    |
| Cr                              | <1        | 960    | 3     | <1         | 40    | 6     | 21                  | 54    | <1    | 1             | 1.240 | 1     | <1               | 32    | 6     | <1            | 21    | 20    | 0                  | 86    | 2     |
| Co                              | <1        | 80     | 10    | <1         | 24    | 15    | 4                   | 63    | 25    | 13            | 151   | 31    | <1               | 21    | 90    | 39            | 67    | 47    | 1                  | 95    | 9     |
| Ni                              | <1        | 145    | 10    | 3          | 25    | 8     | 5                   | 50    | 18    | 7             | 298   | 24    | <1               | 20    | 13    | 25            | 54    | 42    | 1                  | 34    | 2     |
| Cu                              | 5         | 155    | 29    | 11         | 55    | 29    | 28                  | 73    | 48    | 24            | 128   | 59    | 13               | 166   | 24    | 36            | 99    | 57    | <1                 | 70    | 26    |
| Zn                              | 23        | 917    | 134   | 100        | 211   | 146   | 74                  | 187   | 113   | 31            | 161   | 112   | 21               | 133   | 121   | 40            | 141   | 95    | 19                 | 300   | 147   |
| Ga                              | <5        | 28     | 23    | 17         | 27    | 23    | 20                  | 30    | 25    | 23            | 31    | 27    | 20               | 29    | 24    | 20            | 22    | 21    | 13                 | 27    | 20    |
| Rb                              | 26        | 234    | 109   | 54         | 228   | 136   | 11                  | 179   | 69    | 7             | 128   | 49    | 12               | 548   | 139   | 37            | 96    | 56    | 7                  | 180   | 92    |
| Sr                              | <5        | 1.280  | 528   | 48         | 1.140 | 294   | 233                 | 2.100 | 1.161 | 512           | 2.000 | 1.348 | <5               | 1.360 | 294   | 262           | 2.700 | 999   | <5                 | 580   | 215   |
| Y                               | <1        | 98     | 22    | 3          | 45    | 24    | 10                  | 64    | 44    | 24            | 92    | 48    | <1               | 36    | 24    | 40            | 57    | 45    | 1                  | 63    | 21    |
| Zr                              | 16        | 1.280  | 399   | 102        | 711   | 330   | 47                  | 690   | 366   | 41            | 744   | 271   | <5               | 530   | 330   | 53            | 256   | 193   | 5                  | 1.000 | 197   |
| Ba                              | 240       | >5.000 | 1.659 | 535        | 2.069 | 1.038 | 240                 | 3.880 | 1.388 | 280           | 2.500 | 1.240 | 315              | 4.100 | 1.038 | <50           | 1.364 | 965   | <50                | 2.300 | 697   |
| Pb                              | <1        | 62     | 14    | 1          | 50    | 12    | <1                  | 27    | 1     | <1            | 26    | 2     | <1               | 4.142 | 14    | <1            | 7     | 2     | <1                 | 43    | 19    |
| Total                           |           |        |       |            |       |       |                     |       |       |               |       |       |                  |       |       |               |       |       |                    |       |       |

Tabela 1 – Análises geoquímicas (FRX) de algumas rochas intrusivas do Espírito Santo e suas encaixantes (Santa Angélica, Castelo e Venda Nova). Número de amostras: granito I = 171; granito II = 38; região de transição = 91; veios graníticos = 12; veios básicos = 13; e encaixantes = 5

| %                               | Sienomonzonito |       |       | Monzodiorito |       |       | Biotito-piroxenito |       |       | Gabro Jacutinga |       |       | Veios felsicos | Veios melanocráticos |       |       | Rochas encaixantes |       |       |       |
|---------------------------------|----------------|-------|-------|--------------|-------|-------|--------------------|-------|-------|-----------------|-------|-------|----------------|----------------------|-------|-------|--------------------|-------|-------|-------|
|                                 | Mín.           | Máx.  | Média | Mín.         | Máx.  | Média | Mín.               | Máx.  | Média | Mín.            | Máx.  | Média |                | Mín.                 | Máx.  | Média | Mín.               | Máx.  | Média |       |
| SiO <sub>2</sub>                | 60,79          | 62,28 | 61,23 | 50,41        | 58,27 | 55,20 | 37,92              | 47,13 | 41,85 | 39,39           | 43,55 | 41,56 | 70,10          | 44,28                | 44,49 | 43,62 | 58,58              | 76,98 | 67,66 |       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 15,60          | 21,21 | 19,22 | 12,61        | 18,48 | 16,48 | 8,97               | 12,48 | 10,05 | 16,11           | 20,78 | 18,03 | 15,14          | 7,84                 | 99,73 | 8,63  | 13,24              | 16,90 | 14,98 |       |
| *Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,26           | 6,54  | 4,12  | 6,35         | 10,54 | 8,11  | 9,48               | 18,04 | 12,22 | 8,96            | 16,19 | 11,45 | 2,23           | 8,74                 | 11,57 | 9,98  | 2,41               | 7,07  | 4,03  |       |
| MgO                             | 0,51           | 3,74  | 1,69  | 3,05         | 5,53  | 4,26  | 7,37               | 14,61 | 11,20 | 7,38            | 15,36 | 11,75 | 1,20           | 12,38                | 15,46 | 13,68 | 0,87               | 3,93  | 1,66  |       |
| MnO                             | 0,07           | 0,14  | 0,10  | 0,09         | 0,30  | 0,15  | 0,11               | 0,28  | 0,19  | 0,20            | 0,30  | 0,24  | 0,03           | 0,11                 | 0,25  | 0,18  | 0,05               | 0,16  | 0,08  |       |
| CaO                             | 1,50           | 5,12  | 2,54  | 0,30         | 6,87  | 5,71  | 7,49               | 14,92 | 11,86 | 10,94           | 12,91 | 11,94 | 1,15           | 6,76                 | 12,43 | 9,43  | 1,01               | 5,28  | 2,35  |       |
| Na <sub>2</sub> O               | 2,01           | 4,17  | 3,10  | 0,31         | 4,54  | 1,75  | 1,68               | 4,64  | 2,67  | 1,88            | 2,95  | 2,59  | 3,56           | 2,52                 | 3,66  | 3,04  | 0,89               | 3,08  | 2,07  |       |
| K <sub>2</sub> O                | 5,12           | 7,42  | 6,60  | 3,39         | 6,26  | 4,90  | 3,07               | 5,19  | 4,01  | 0,07            | 0,30  | 0,16  | 5,48           | 4,72                 | 7,17  | 5,84  | 4,38               | 5,67  | 5,02  |       |
| TiO <sub>2</sub>                | 0,36           | 0,80  | 0,50  | 0,98         | 1,79  | 1,30  | 2,24               | 2,63  | 2,35  | 0,09            | 2,09  | 0,70  | 0,26           | 1,27                 | 2,19  | 1,70  | 0,14               | 0,81  | 0,44  |       |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>   | 0,08           | 0,35  | 0,25  | 0,56         | 1,54  | 0,85  | 1,76               | 3,52  | 2,40  | 0,01            | 0,09  | 0,05  | 0,01           | 1,08                 | 3,03  | 2,02  | 0,09               | 0,34  | 0,15  |       |
| P.F.                            | 0,60           | 1,17  | 0,89  | 0,42         | 1,87  | 1,00  | 0,81               | 1,57  | 1,18  | 0,05            | 0,98  | 0,49  | 0,49           | 1,24                 | 2,22  | 1,73  | 0,49               | 3,14  | 1,25  |       |
| Total                           |                |       |       |              |       |       |                    |       |       |                 |       |       |                |                      |       |       |                    |       |       | 99,69 |
| ppm                             |                |       |       |              |       |       |                    |       |       |                 |       |       |                |                      |       |       |                    |       |       |       |
| V                               | 33             | 127   | 64    | 140          | 274   | 193   | 179                | 457   | 277   | 166             | 663   | 373   | 38             | 34                   | 190   | 112   | 29                 | 129   | 74    |       |
| Co                              | 5              | 12    | 8     | 11           | 49    | 20    | 30                 | 94    | 50    | 20              | 76    | 42    | 3              | 22                   | 81    | 51    | 4                  | 12    | 7     |       |
| Cu                              | 14             | 174   | 50    | 28           | 88    | 43    | 41                 | 141   | 76    | 10              | 54    | 33    | 36             | 42                   | 44    | 43    | 21                 | 51    | 32    |       |
| Zn                              | 29             | 209   | 90    | 30           | 125   | 89    | 49                 | 122   | 86    | 47              | 101   | 79    | 104            | 39                   | 317   | 178   | 102                | 249   | 158   |       |
| Ga                              | 28             | 787   | 203   | 45           | 759   | 155   | 30                 | 216   | 86    | 11              | 29    | 21    | 27             | 2                    | 45    | 23    | 20                 | 28    | 24    |       |
| Rb                              | 116            | 174   | 151   | 78           | 145   | 108   | 61                 | 102   | 78    | <1              | 17    | 8     | 230            | 95                   | 211   | 153   | 99                 | 308   | 173   |       |
| Sr                              | 772            | 4.975 | 2.421 | 2.065        | 6.075 | 3.186 | 1.730              | 5.001 | 2.782 | 200             | 471   | 298   | 248            | 444                  | 2.699 | 1.571 | 77                 | 747   | 405   |       |
| Y                               | 27             | 109   | .62   | 39           | 103   | 55    | 27                 | 79    | 51    | 3               | 32    | 17    | 11             | 25                   | 43    | 34    | 16                 | 39    | 26    |       |
| Zr                              | 225            | 2.117 | 887   | 252          | 848   | 502   | 175                | 479   | 297   | 30              | 131   | 78    | 192            | 174                  | 262   | 218   | 180                | 580   | 318   |       |
| Pb                              | 27             | 1.126 | 465   | 69           | 3.953 | 544   | 11                 | 376   | 107   | 2               | 10    | 6     | 50             | <1                   | 26    | 24    | 157                | 66    |       |       |

Os valores encontrados para Rb, Sr e Rb/Sr coincidem com os de Wedepholt (1969) para a crosta superior:

|                 | Rb  | Sr  | Rb/Sr                      |
|-----------------|-----|-----|----------------------------|
| Granito I       | 125 | 455 | 0,27                       |
| Granito II      | 193 | 468 | 0,41                       |
| Ortognaisse     | 95  | 289 | 0,33                       |
| Crosta superior |     |     | 0,25-0,35 Wedepholt (1969) |

As rochas intermediárias a básicas possuem valores de K, Ti e P bastante altos. Os valores de Na e dos elementos LIL são comparativamente pouco elevados.

Os valores de Rb, Sr e a razão Rb/Sr indicam uma fonte para os magmas na crosta inferior ou na interface crosta-manto:

|                      | Rb | Sr    | Rb/Sr |
|----------------------|----|-------|-------|
| Sienomonzonito       | 77 | 1.055 | 0,073 |
| Diorito-granodiorito | 86 | 1.034 | 0,083 |
| Diorito-gabro        | 57 | 1.210 | 0,047 |

Um marcante aumento de  $\text{PH}_2\text{O}$  durante a cristalização é a causa da decomposição do ortopiroxênio e/ou clinopiroxênio para hornblenda e, principalmente biotita, nas rochas básicas a intermediárias. A grande variedade composicional encontrada pode ser explicada por processos de cristalização fracionada (Fig. 4), a partir da interação de magma gerados a diferentes profundidades crustais. Isto é traduzido geoquimicamente pelos *trends* de diferenciação cálcio-alkalinos em todas as áreas estudadas (Fig. 5). Os gabro-dioritos

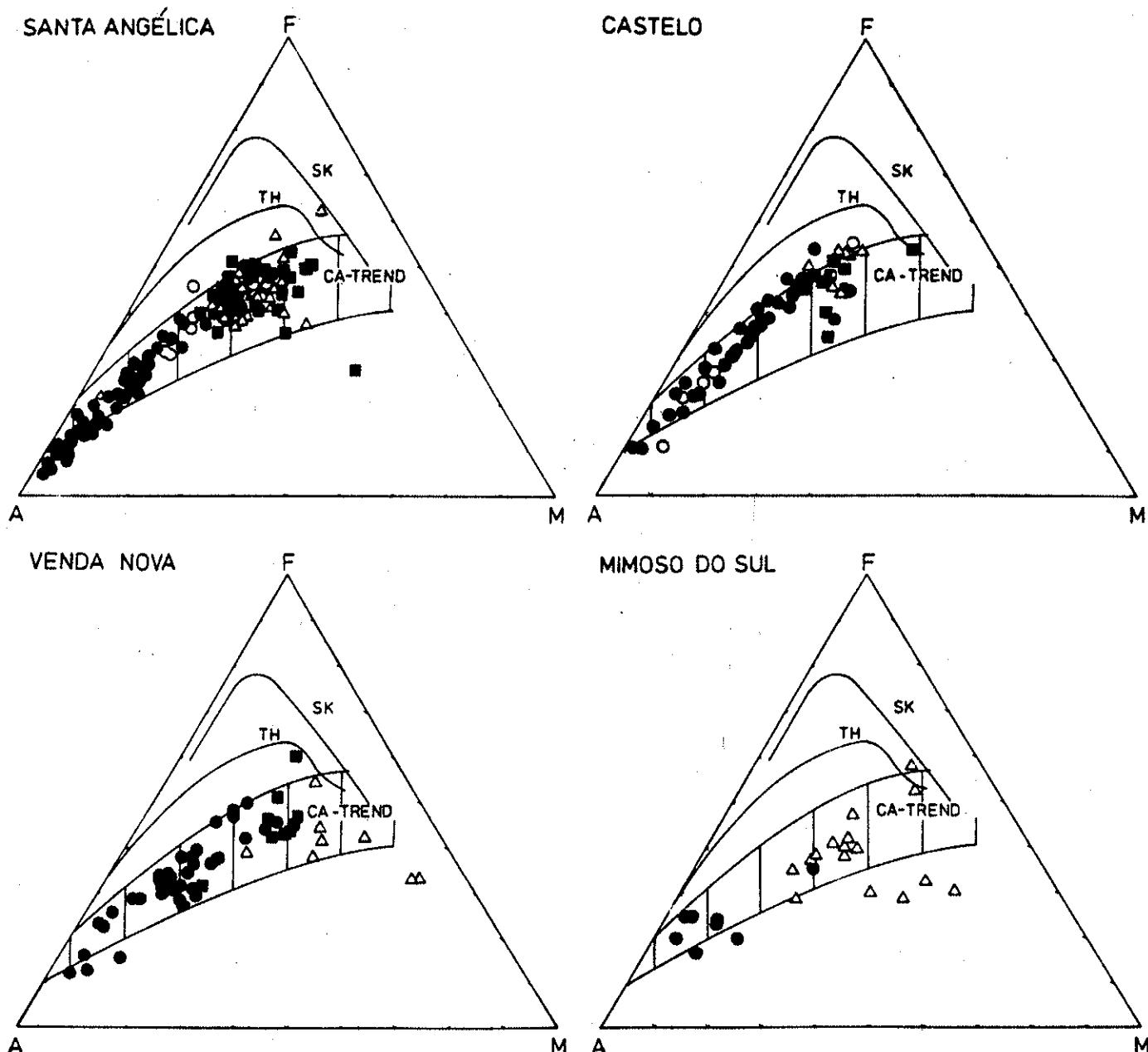


Figura 5 – Símbolos: Círculo vazado, granito II; círculo cheio, granito I; triângulo vazado, gabbro-diorito; quadrado cheio, rochas de transição entre granodiorito e granito. TH: trend de diferenciação de lava de Thingmuli; SK: trend cálcio-alkalino do componente líquido de Skaergard, variação do trend Ca de diferentes trends de diferenciação cálcio-alkalinos (segundo Bayer et al. 1986)

de Venda Nova também plotam dentro desse *trend*. Magmas gerados a profundidades maiores de crosta desviam os *trends* de Mimoso do Sul e Venda Nova em direção a composições mais alcalinas.

Alguns diagramas de Harker evidenciam um padrão mais complexo que indica assimilação de rochas encaixantes. A figura 6 mostra uma correlação negativa no diagrama  $\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{SiO}_2$ ; apenas os gabro-dioritos formam um campo irregular. O diagrama  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ – $\text{SiO}_2$  indica uma clara correlação negativa e confirma uma cristalização fracionada. Nos valores mais altos em  $\text{SiO}_2$ , observa-se uma nítida mu-

dança na direção do *trend*. A linha do *trend* principal pode ser diferenciada em individuais e correspondem a *trends* mais ou menos paralelos relativos às várias intrusões. Os diagramas  $\text{MgO}$ – $\text{SiO}_2$  e  $\text{CaO}$ – $\text{SiO}_2$  (Fig. 6) mostram um comportamento semelhante ao  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ – $\text{SiO}_2$ , isto é, *trends* distintos com mudança de direção a cerca de 63% de  $\text{SiO}_2$ , com diminuição do coeficiente angular da curva resultante. Tal fenômeno é explicado por contaminação e/ou anatexia de grandes porções de material crustal interagindo com um magma de derivação mantélica.

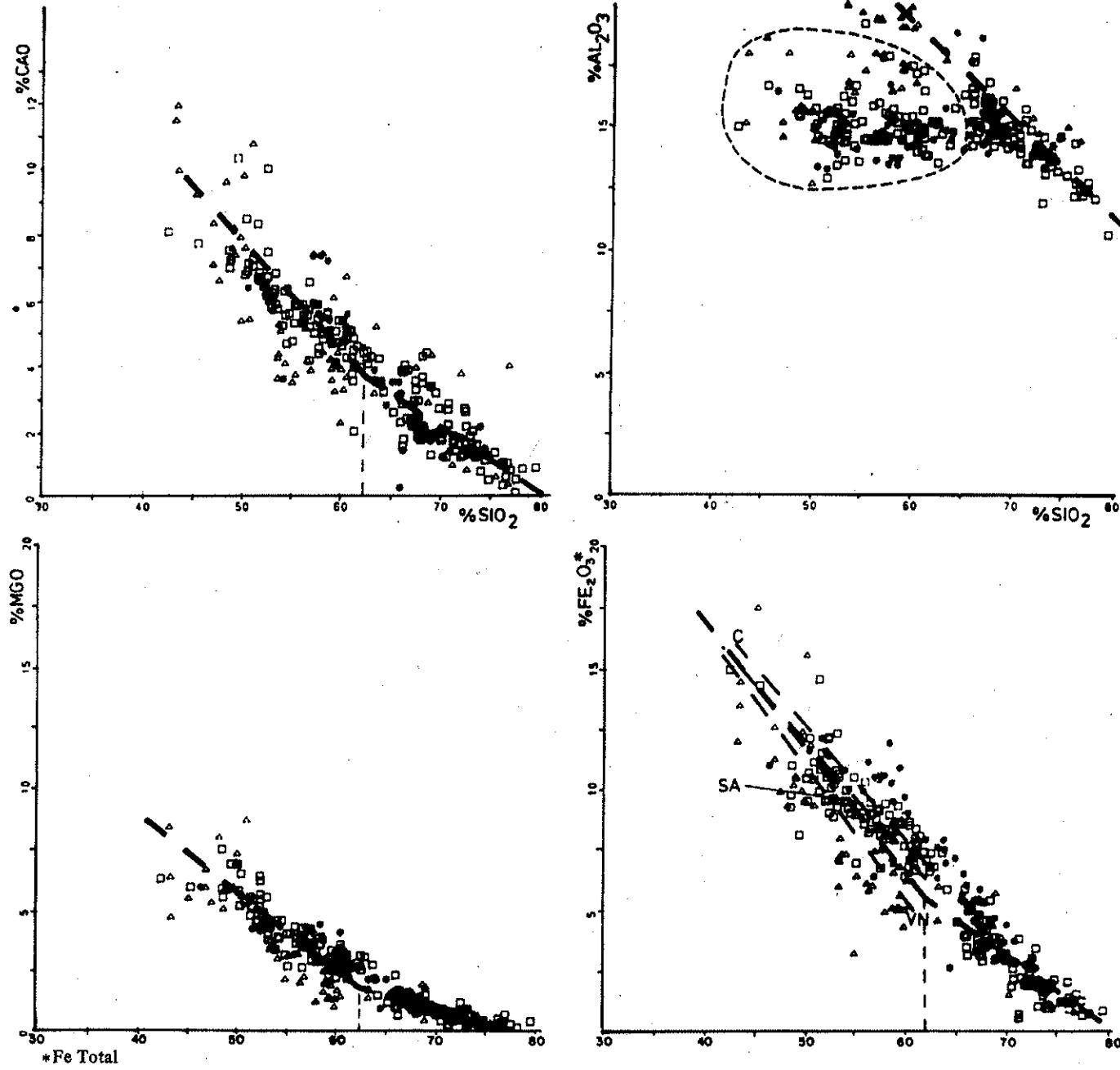


Figura 6 – Símbolos: quadrado cheio, Santa Angélica; círculo cheio, Castelo; triângulo, Venda Nova; quadrado vazado, Jacutinga-Torre (Mimoso do Sul). Linha tracejada forte, trend de diferenciação; linha tracejada fraca, no diagrama  $\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{SiO}_2$ , gabbro-diorito de todas as intrusões; linha tracejada fraca, no diagrama  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*$ – $\text{SiO}_2$ , trends de fracionamento de cada intrusão (SA-Santa Angélica, VN-Venda Nova, C-Castelo) (segundo Bayer et al. 1986)

**CONCLUSÕES** As relações de contato entre as intrusões estudadas e suas encaixantes, assim como sua própria estrutura interna, indicam tratar-se de um conjunto de raízes de plútões complexos cortados a diferentes níveis.

Evidências como *a)* ampla variação composicional; *b)* existência de zonas mistas de rochas magmáticas de diferentes composições, com assimilação local; *c)* presença de quartos arredondados e megacristais complexos de feldspatos nas rochas gabro-dioríticas a granodioríticas em contactos plásticos com rochas graníticas; *d)* diques melanocráticos e leucocráticos sincrônicos; *e)* presença de feldspatos manteados, magnetita e ilmenita nos granitos; *f)* zircões com núcleos arredondados envoltos em zonas de crescimento idiomórficas; *g)* diferentes razões Rb/Sr para as diferentes rochas; e *h)* nítidas mudanças na direção de vários *trends* geoquímicos a 63% de sílica evidenciam uma complicada história evolutiva, na qual parecem ter atuado os seguintes mecanismos:

- Fusão de porções de material mantélico originando rochas do tipo Jacutinga.
- Fusão na interface manto–crosta, interação dessas fusões + assimilação de algum material crustal gerando rochas do tipo Torre e, talvez, Venda Nova.
- Migração desse material para partes superiores da crosta.
- Fusão de volumes consideráveis de material crustal originando *melts* de composição granítica (granitos I e II), em níveis mais superiores da crosta, a partir das seqüências de migmatitos e gnaisses de origem tanto ígnea quanto sedimentar.
- Mistura dos dois magmas principais e diferenciação independente para rochas granodioríticas e graníticas, originando *trends* cálcio-alcalinos e subalcalinos contínuos. Desenvolvimento de *trends* de diferenciação locais afetados, eventualmente por processos de assimilação de rochas encaixantes.
- Enriquecimento em fluidos residuais na fase final de cristalização, gerando processos autometassomáticos. Transformações no estado sólido.

As variações entre os plútões são função de maior ou menor interação entre esses mecanismos assim como do nível de intrusão dos mesmos.

Vários autores já discutiram a tese de geração de magmas cálcio-alcalinos a partir da mistura de magmas de origem mantélica e crustal (Younker & Vogel 1976, Hibbard 1981, Brown 1982, Best 1982, Wernick 1984b, entre outros). Acreditamos que os complexos estudados sejam mais uma evidência da importância do mecanismo acima indicado no processo granitogênico.

No caso de Santa Angélica, a relação Rb/Sr (0,047), valores iniciais  $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,705$  (seg. Besang *et al.* 1977), assim como altos teores em Ti (média 2,43%), em P (média 1,32%) e K (média 2,47%) nas rochas gabróicas indicam uma origem de um magma básico gerado na interface crosta-manto.

A diferenciação desse magma durante a ascenção e sua contaminação parcial geraram uma seqüência litológica de rochas gabróicas no centro da intrusão a granodioríticas próximo à borda.

As características geoquímicas do granito I (68%–80%  $SiO_2$ ,  $K_2O-Na_2O$  normais, Rb/Sr: 0,27–0,30, elementos LIL com valores altos) evidenciam uma fusão de rochas de crosta superior. Localmente, o aumento da migmatização das rochas encaixantes próximo à intrusão é perfeitamente

observável. Isto poderia indicar uma fusão parcial das encaixantes durante o processo intrusivo. Uma origem do granito I a partir da diferenciação do magma gabro-diorítico não se explica por dados geoquímicos e petrográficos. Os zircões dos granitos mostram zoneamento complexo com várias zonas de crescimento e, freqüentemente, núcleos arredondados (Bayer *et al.* 1985). A presença da zona mista e dos feldspatos manteados é evidência de mistura magmática. Feições diversas de contactos em rede entre o granodiorito e o granito I indicam que o granodiorito estava, localmente, abaixo da temperatura do *solidus* durante a intrusão do granito I.

Quanto ao granito II, este apresenta mecanismos intrusivos distintos do tipo *stoping*, que originam um sistema de veios e diques com contactos comumente "agmáticos" com rochas da intrusão principal e encaixantes, denotando já estar a crosta mais resfriada o que indica ser esse granito o último evento magnético importante da região. No entanto, contactos do tipo *schlieren* com rochas graníticas do tipo I contradizem a hipótese de grande diferença temporal entre as intrusões dos granitos I e II. A menor quantidade de magma do tipo II, sua temperatura e capacidade calorífica mais baixas explicam serem seus contactos com as encaixantes do tipo rúptil, apesar do quase sincronismo entre os dois eventos.

O que explicaria a superposição de eventos magnéticos pós-tectônicos, de químismo cálcio-alcalino a subalcalino, gerados a diferentes profundidades, num mecanismo de telescopagem, associados a intrusões pré-a sin-tectônicas por fusão crustal (ortognaisse granodioríticos de Bayer *et al.* 1985)? A resposta estaria em um mecanismo de subducção provocado por uma colisão continente–continente, acavando em grande escala o Complexo Juiz de Fora, na fase final da orogênese brasileira. Portanto, a colisão de uma placa superior "Páleo–Africana", compreendendo os complexos Costeiro e Juiz de Fora e uma placa de subducção "Páleo–Brasiliiana" tendo o Complexo Alegre em sua extremidade oeste, poderia gerar magmas de origem mantélica a supra-crustal em ascenção, no mesmo espaço crustal e no mesmo espaço de tempo, durante a fase pós-colisão.

O estudo de possíveis zoneamentos entre as suítes tanto pré- a sin-tectônicas como as pós-tectônicas dará melhores argumentos para a discussão e a elaboração de modelos descritivos do mecanismo de subducção. O desenvolvimento dos trabalhos geológicos e estruturais nas seqüências encaixantes serão outra ferramenta importante na elucidação do problema.

Na região estudada parece existir uma concentração de granitos do tipo II próximo à linha de costa e de granitóides subalcalinos em direção ao interior.

Caso este fato se confirme, com a evolução dos conhecimentos, o caimento da placa em subducção seria para oeste e não para leste, como inicialmente proposto (Bayer *et al.* 1986).

**Agradecimentos** Ao Conselho Nacional do Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), à Financiadora de Estudos e Projetos (Finep), Deutsche Forschungsgemeinschaft e DAAD, pelo apoio financeiro. Aos alunos de graduação e pós-graduação que participaram e incentivaram os trabalhos de campo. Aos Profs. Hélio Monteiro Penha e Joel Gomes Valença pela leitura crítica do texto. A Christina Barreto Pinto pela datilografia.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BAYER, P.; HORN, H.; LAMMERER, B.; SCHMIDT-THOMÉ, R.; WEBER-DIEFENBACH, K. - 1985 - *DFG-Bericht*. Rel. Int., Munique, Alemanha. Inst. für Allg. und Angew. Geol. der Universität. 240 p. (unpublished report).
- BAYER, P.; HORN, H.; LAMMERER, B.; SCHMIDT-THOMÉ, R.; WEBER-DIEFENBACH, K.; WIEDEMANN, C. - 1986 - The Brasiliano Mobile Belt in Southern Espírito Santo (Brazil) and its igneous intrusions. *Zbl. Geol. Paleont.*, Stuttgart, Teil I. (no prelo).
- BESANG, C.; EBERLE, W.G.; LAHNER, L.; LENZ, H.; MOLLAT, H.; MULLER, P.; PAULSEN, S. - 1977 - Radiometrische Altersbestimmungen an Gesteinen aus Minas Gerais und Espírito Santo, Brasilien. *Geol. Jb.*, 24:149-179.
- BEST, M.G. - 1982 - *Igneous and Metamorphic Petrology*. San Francisco, Freeman & Co. 630 p.
- BROUNW, C.G. - 1982 - Calc-alcaline intrusive rocks: their diversity, evolution and relation to volcanic arcs. In: THORPE, R.S. ed. *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. New York, John Wiley & Sons. p. 437-461.
- CORDANI, U.G. - 1973 - *Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil entre Salvador e Vitória*. São Paulo, Instituto de Geociências, USP (Tese de Livre-Docência, inédita).
- FONSECA, M.J.G.; DA SILVA, Z.C.G.; DE ALMEIDA CAMPOS, D.; TOSATTO, P. - 1979 - Folhas Rio de Janeiro/Vitória/Iguape SF 23, SF 24, SG 23. Texto Explicativo. In: SCHOBENHAUS F.º, C. (coord.) *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*. Brasília, DNPM. 240 p.
- GASS, E.G. - 1981 - Pan-African (Upper Proterozoic) plate tectonics of the Arabian-Nubian Shield. In: KRÖNER, A. ed. *Precambrian Plate Tectonics*. Amsterdan, Elsevier. p. 387-405.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. de - 1984 - Província Mantiqueira. Setor Central. In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. ed. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher. p. 308-344.
- HIBBARD, M.J. - 1981 - The Magma Mixing Origin of Mantled Feldspar. *Contr. Miner. Petrol.*, 76: 158-170.
- JOST, H.; FRANTZ, J.C.; WERNICK, E. - 1984 - Implicações geotectônicas da variação composicional temporal e regional dos granitóides do ciclo Brasiliano no Escudo Sul-Riograndense. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v. 6, p. 2978-3000.
- LEBLANC, M. - 1981 - The Late Proterozoic ophiolites of Bou Azzer (Marroco): Evidence for Pan-African plate tectonics. In:
- KRÖNER, A. ed. *Precambrian Plate Tectonics*. Amsterdan, Elsevier. p. 435-451.
- LEONARDOS, O.H.; FYFE, W.S.; FUCK, R.A. - 1976 - Pan-african thrusting and melting within the Brazilian continental margin. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 48 (Supl.): 153-158.
- LESQUER, A.; BELTRÃO, J.F.; DE ABREU, F.A.M. - 1984 - Proterozoic links between northeastern Brazil and West Africa: A plate tectonic model based on gravity data. *Tectonophysics*, 110: 9-26.
- NOCKOLDS, S.R. & ALLEN, R. - 1954 - The geochemistry of some igneous rock series. Part II. *Geochem. Cosmochim. Acta*, 5: 245-285.
- SHAND, S.J. - 1922 - The problem of alkaline rocks. *Proc. Geol. Soc. S. Afr.*, 25: 19-23.
- STRECKEISEN, A.L. - 1976 - To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12: 1-33.
- WEDEPOHL, K.H. - 1969 - *Handbook of Geochemistry*. Berlin, Springer Verlag. (5 vol.).
- WIEDEMANN, C. & LAMMERER, B. - 1983 - Evidências do caráter ígneo estratiforme do Complexo Intrusivo Jacutinga-Torre, Mimoso do Sul, Espírito Santo. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 55(3): 326.
- WIEDEMANN, C. & LUDKA, I.P. - 1984 - Contribuição à geologia e petrografia do Complexo Jacutinga-Torre, Mimoso do Sul, Espírito Santo. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984, *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v. 6, p. 2723-2737.
- WERNICK, E. - 1984a - Caracterização genética de alguns granitóides brasileiros dos estados de São Paulo e Minas Gerais e implicações geotectônicas preliminares. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984, *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v. 6, p. 2902-2911.
- WERNICK, E. - 1984b - Granitos calco-alcalinos: características e tentativa de um modelo genético e evolutivo. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984, *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v. 6, p. 2738-2756.
- YOUNKER, L.W. & VOGEL, T.A. - 1976 - Plutonism and plate dynamics: The origin of circum-Pacific Batholiths. *Can. Min.*, 14: 238-244.

## MANUSCRITO

Recebido em 17 de fevereiro de 1986  
Revisão aceita em 10 de abril de 1986

Para mim a similaridade entre explanações históricas e a explanação geológica é marcante. Em adição ao interesse primário de ambas as disciplinas pela explanação de eventos particulares, as explanações geológicas e históricas são geralmente diferentes por serem probabilísticas, genéticas e "esquemáticas", particularmente como um resultado da falta de uma proposição explícita das generalizações empregadas.

David B. Kitts, 1963, Historical explanation in geology, *J. Geol.*, p. 312.