

Norito e Charnoenderbitos da Borda do Maciço Intrusivo de Venda Nova, Espírito Santo

Julio Cezar Mendes¹, Cristina Maria Wiedemann¹ & Ian McReath²

(1) Departamento de Geologia - I. Geociências / UFRJ - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Ilha do Fundão, 21949-900 - Rio de Janeiro - RJ - Brasil - julio@geologia.ufrj.br campos@geologia.ufrj.br

(2) DGG - Instituto de Geociências, USP; ianmcr@usp.br

Resumo

O maciço intrusivo de Venda Nova, sul do Espírito Santo, possui estrutura inversamente zonada com gabros no centro e sienomonzonitos na borda. Estas rochas estão envolvidas por um anel estreito e irregular de norito e charnoenderbitos com estrutura quase isotrópica, com foliação apenas localmente desenvolvida. O norito é uma rocha cumulática fina com textura granular hipidiomórfica a intergranular. Os charnoenderbitos têm granulometria média e compreendem enderbitos, Opx-quartzodioritos e Opx-granodioritos leucocráticos a mesocráticos com textura granular hipidiomórfica a inequigranular porfirítica. As rochas possuem orto e clinopiroxênios e são observadas texturas subsolidus. A química de rocha total separa duas seqüências distintas, uma associada ao norito, básica com afinidade toleítica, e uma intermediária de assinatura cálcio-alkalina médio K relacionada aos charnoenderbitos. As características geoquímicas das rochas do bordo do pluton de Venda Nova diferem das rochas de afinidade alcalina do domínio interno. Ambas as seqüências do bordo mostram características geoquímicas similares: são metaluminosas, enriquecidas em Ca, Fe e Al e possuem moderados a baixos valores de elementos incompatíveis. Um protolito mantélico, de característica normal a ligeiramente depletado é aqui inferido para as duas seqüências.

Palavras chave: charnoenderbitos, norito, geologia ES

Abstract

An irregular and narrow ring of charnoenderbitos and norite envelopes gabbros and syenomonzonites in the Venda Nova inversely zoned pluton, Espírito Santo. The former have an almost massive structure, with foliation only locally well marked. The norite is a fine-grained cumulated rock with granular hypidiomorphic to intergranular texture. The medium-grained charnoenderbitos comprise enderbitos, Opx-quartzdiorites and Opx-granodiorites. They are leucocratic to mesocratic with granular hypidiomorphic to porphyritic texture. Ortho and clinopyroxene are present in the both lithotypes. *Subsolidus* textures occur in the norite and charnoenderbitos. The whole rock chemistry separates two different sequences: a basic one, with tholeiitic affinities, correspond to the noritic cumulate, and an intermediary one, medium-K calc-alkaline, comprising the charnoenderbitos. They show clearly different chemical signature when compared to the alkalic affinity rocks of the inner domain of the pluton. Both the sequences have similar geochemical characteristics: they are metaluminous, Ca, Fe and Al enriched, and have low to moderate incompatible elements contents. Normal to depleted mantle protolith is inferred for both sequences, and garnet probably was a residual phase during the mantle partial melting.

Key-words: charnoenderbitos, norite, ES geology

1 Introdução

Rochas com paragênese anidra podem se formar tanto a partir da atuação de fluidos metamórficos secos como por cristalização magmática sob condições de P^{CO_2} superior a P^{H_2O} . Ao longo da Faixa Ribeira (Cordani, 1971; Almeida *et al.*, 1973) podem ser identificadas rochas "charnoquíticas" dentro de, pelo menos, três diferentes contextos geológicos:

1. faixas alongadas (com até mais de 250 Km e larguras variáveis) de rochas metamórficas de alto grau, representadas por granulitos deformados associados a gnaisses e migmatitos (*e.g.* granulitos do sul da Bahia; Figueiredo, 1982, do Complexo Juiz de Fora; Campos Neto & Figueiredo, 1990, e do Maciço de Joinville; Siga Jr. *et al.*, 1989), correlacionáveis aos granulitos do sul da Índia (Condie *et al.*, 1982) e do Complexo Lewisian, Escócia (Tarney & Weaver, 1987);
2. na forma de granitóides intrusivos com hiperstênio (charnoquitóides), comumente pouco deformados e/ou recristalizados;
3. intercalações, na forma de lentes, pequenas camadas ou bolsões, de rochas charnoquíticas em gnaisses, migmatitos ou anfibolitos da estruturação regional.

Neste trabalho as rochas estudadas são relacionadas ao segundo tipo descrito.

Kilpatrick & Ellis (1992) propuseram o estabelecimento da associação magmática charnoquítica, que se caracterizaria por assinaturas petrográfica e geoquímica próprias. Sugeriram a denominação de *C-type* ou *Charnokitic Magma Type* (CMT) para tal agrupamento de rochas magmáticas formadas sob condições anidras. A ocorrência dessas rochas foram também relatadas por Field *et al.* (1980), estudando os gnaisses charnoquíticos do sul da Noruega, por Petersen (1980) nas intrusões de Farsund e Kleivan, sudoeste da Noruega, por Hubbard & Whittley (1979) nos charnoquitos do sudeste da Suécia, por Ormaasen (1977) em intrusões mangeríticas-charnoquíticas do norte da Noruega, por Kaiyi *et al.* (1985) em gnaisses charnoquíticos do norte da China. No Brasil, Gasparini & Mantovani (1979) estudaram a geoquímica dos charnoquitos de

Ubatuba, São Paulo, Campos Neto *et al.* (1988) a seqüência mangerítica de São José do Rio Pardo, SP, Rêgo (1989) trabalhou detalhadamente norito e charnoquitóides do maciço de Bela Joana, norte do Rio de Janeiro, Janasi (1992) o maciço charnoquítico-mangerítico de São Pedro de Caldas, sul de Minas Gerais, e Mendes *et al.* (1997 e 1999) o maciço intrusivo de Várzea Alegre, ES, todos eles através de um enfoque predominantemente magmático.

2 Contexto Geológico Regional

O Estado do Espírito Santo encontra-se na porção norte da Faixa Ribeira, que é um extenso cinturão orogenético de idade Neoproterozoica, continuação do Orógeno Araçuai (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000). Ao longo da maior parte da Faixa Araçuai, o *trend* estrutural segue a direção N-S. No limite sul, as direções infletem de NE para NNE, que é também o *trend* da Faixa Ribeira, do paralelo 21° S para sul. A Faixa Ribeira é notadamente marcada pela tendência NE e por zonas de cisalhamento dextral, transcorrentes a transpressivas (Lammerer, 1987; Fritzer, 1991; Heilbron *et al.*, 1995; Ebert & Hasui, 1998). A zona de cisalhamento mais importante da região é o lineamento de Guaçuí. Embora essas zonas tenham continuidade na porção sul da Faixa Araçuai, os empurrões tectônicos permanecem como o principal regime tectônico nessa faixa (Pedrosa Soares *et al.*, 2001).

No Estado do Espírito Santo, este cinturão consiste principalmente de material supracrustal provindo de fonte Proterozoica (idade U-Pb em zircão de cerca de 2.0 Ga; Soellner *et al.*, 1989). Há aproximadamente 600 Ma. formou-se o arco magmático pré a sin-colisional, associado com anatexia generalizada e intrusão de magmas intermediários a básicos na infracrosta. Há cerca de 580 Ma ocorreu o pico metamórfico de fácies anfíbolito a granulito (Soellner *et al.*, 1989).

Na evolução dessa porção da Faixa Ribeira, em um estágio final do ciclo Brasiliano (de 535 a 490 Ma., aproximadamente), vários plutons de zonação complexa intrudiram os gnaisses de alto grau metamórfico, marcando desta maneira o magmatismo pós-colisional dessa região (Wiedemann *et al.*, 2002). Eles apresentam zonamento inverso formado pela interdigitação de magmas básicos a intermediários no centro e sienomonzonitos a granitos na borda, mostrando em todos eles inúmeras evidências de mistura de magmas (*e.g.* Wiedemann *et al.*, 1997). O Maciço Intrusivo de Venda Nova,

localizado na parte centro-sul do Espírito Santo, é um típico exemplo deste evento. De acordo com Pedrosa Soares & Wiedemann-Leonardos (2000), ele está incluído na suíte G5, caracterizada por diápiros com composições variando de Opx-gabro a granito. Esta suíte compreende granitóides tipo I, metaluminosos e cálcio-alcalinos de alto K a localmente alcalinos, originados na crosta continental inferior com expressiva contribuição mantélica.

3 A Geologia do Maciço de Venda Nova

O pluton de Venda Nova localiza-se entre os municípios de Conceição do Castelo e Venda Nova do Imigrante, região centro-sul do Espírito Santo (paralelos 20°15'37" e 20°20' de latitude sul e meridianos 41°14' e 41°08'40" de longitude oeste). Possui forma circunscrita, com área aproximada de 75km², e é inversamente zonado, com gabros no centro e sienomonzonitos e granito na borda (Mapa Geológico, Figura 1). O corpo intrusivo está encaixado em unidades metassedimentares do Complexo Paraíba do Sul (gnaisses bandados e quartzitos) e em ortognaisses granodioríticos a tonalíticos que possuem feições ígneas preservadas e xenólitos de paragnaisses (Signorelli *et al.*, 1993).

Na parte interna do maciço de Venda Nova encontram-se gabro e monzogabro que estão totalmente envolvidos por sienomonzonito e monzonito. Entre os gabros e os sienomonzonitos desenvolveu-se uma zona mista destes litotipos, ocorrendo *pillow-like structures* de gabro nos sienomonzonitos. Um estreito e irregular anel de norito e charnoenderbitos circunda o conjunto nos seus bordos oeste, sul e sudeste, compondo uma área em torno de 10km² (Figura 1; Mendes *et al.*, 1994; Mendes, 1996).

Os charnoenderbitos são rochas de cor verde e, assim como o norito, têm estrutura predominantemente isotrópica, mas localmente a foliação de fluxo ígneo pode estar bem marcada. Nos charnoenderbitos ocorrem discretas zonas de cisalhamento dúctil, onde se observa a penetração de veios e diques pegmatóides. Exibem também enclaves microgranulares básicos, arredondados a lenticulares, posicionados paralelamente à foliação de fluxo, e veios máficos sin-intrusivos, possivelmente de norito, o que sugere um posicionamento simultâneo para os dois litotipos (Mendes *et al.*, 1994). Porções sieníticas irregulares aparecem localmente como *schlieren* em meio ao domínio charnoenderbítico. Rochas deste domínio podem apresentar-se como enclaves e estruturas tipo *schollen* nos sienomonzonitos e granito da porção leste/sudeste do maciço.

O norito é uma rocha de granulação fina, índice de cor variando entre 44 e 54% e textura que varia de hipidiomórfica granular a intergranular, sendo localmente microporfíricos com fenocristais de plagioclásio comumente corroídos. Localmente, marcante orientação das ripas de plagioclásio realça a estrutura de fluxo. Observa-se evidências de deformação incipiente em estado dúctil, tais como cristais de plagioclásio com extinção ondulante e recristalização da matriz (plagioclásios com contatos poligonais). Compõe-se, em ordem de abundância, de plagioclásio An_{54} a An_{87} (com forte zoneamento), anfibólio (Mg-hornblenda / Mg-hornblenda hastingsítica e Fe-hornblenda pargasítica), ortopiroxênio ($Wo_{0,81-2,37}$, $En_{50,57-59,58}$, $Fs_{39,16-47,63}$) clinopiroxênio ($Wo_{44,07-48,97}$, $En_{34,44-40,53}$ e $Fs_{12,93-19,26}$), magnetita, ilmenita, pirita, apatita, zircão e raros biotita e quartzo. O anfibólio, substituindo piroxênios, e a magnetita, substituindo ilmenita e como produto de exsolução dos piroxênios, são predominantemente secundários.

Os charnoenderbitos são classificados como enderbitos, Opx quartzodiorito e Opx granodiorito. São rochas de granulação média, leucocráticas a mesocráticas e que possuem textura granular hipidiomórfica a porfírica, com cerca de 30% de pórfiros de plagioclásio tabulares de até 1,0 cm de tamanho e raramente de piroxênio. Localmente configura-se uma textura porfírica seriada. Orientação preferencial dos cristais maiores de feldspato e das biotitas é observada em várias amostras. Algumas amostras, principalmente as porfíricas, mostram sinais de recristalização na matriz: plagioclásios poligonais em contatos tríplexes e grãos de quartzo deformados, alguns originando subgrãos. Ocorrem pontualmente feições de deformação incipiente no estado dúctil, como extinção ondulante em grãos de quartzo, feldspato e biotita e lamelas de geminação de plagioclásio e biotita recurvadas.

Compõem-se de plagioclásio (An_{30-45}), quartzo, biotita, Opx ($Wo_{1,17-3,28}$, $En_{58,94-64,62}$, $Fs_{33,34-39,62}$), Cpx ($Wo_{44,07-48,97}$, $En_{34,44-40,53}$ e $Fs_{12,93-19,26}$), anfibólio (Mg-hornblenda/Mg-hornblenda hastingsítica e Fe-hornblenda pargasítica), feldspato alcalino, ilmenita, magnetita, apatita e zircão. O plagioclásio ocorre de três formas diferentes, indicando no mínimo duas gerações: como cristais menores, subedrais, com geminação polissintética bem desenvolvida e pouco fraturados e alterados; como pequenos cristais não geminados, muito limpos e com contatos poligonais, provavelmente relacionados à recristalização incipiente; em cristais maiores, xenomórficos, de hábito tendendo a tabular, mais fraturados e alterados e com contatos irregulares e serrilhados com biotita, apresentando-se

também zonados e com várias inclusões (apatita, zircão, minerais opacos, biotita, Opx, anfibólio e muitas minúsculas inclusões alinhadas ou não, tanto sólidas quanto fluidas, que podem dar um aspecto empoeirado ao cristal). Opx e Cpx são anedrais, fraturados e substituídos por biotita, anfibólio e clorita. Em algumas amostras são observados cristais de Cpx envolvendo completamente o Opx. Alguns cristais mostram arestas arredondadas que são provavelmente associadas à corrosão magmática. O anfibólio e a biotita aparecem tanto em fases isoladas (principalmente biotita) como substituindo piroxênios (localmente o anfibólio dá lugar à biotita) A análise por microsonda eletrônica não detectou diferenças significativas nas composições desses minerais, tão somente pequenas variações nas razões Fe/Mg, o que dificulta a identificação de possíveis fases primárias. Opx, Cpx, anfibólio e biotita exibem inclusões de apatita, zircão e minerais opacos.

Texturas de desequilíbrio mineral geradas em estado *subsolidus* foram identificadas nos noritos e nos charnoenderbitos: os piroxênios são substituídos por anfibólios e biotitas, exsolvando minerais opacos, e magnetita substitui ilmenita e piroxênios. A associação dos minerais máficos nessas rochas origina glomérulos máficos (contendo apatita), que atingem até 0,9 cm e podem constituir uma textura glomeroporfirítica.

4 Geoquímica

Vinte e sete análises químicas de rocha total (elementos maiores, menores e traços, sendo onze análises de elementos terras raras), para o norito e charnoenderbitos de Venda Nova, estão apresentadas nas tabelas 1, 2 e 3. As determinações foram realizadas no Laboratório de fluorescência de raios x do Departamento de Geologia da Universidade de Munique, Alemanha. Os elementos terras raras foram dosados por ICP nos laboratórios da Geosol em Belo Horizonte, MG. O diagrama normativo QAP da figura 2 mostra a classificação das rochas a partir dessas análises químicas. Observa-se que ocorre sutil deslocamento para termos levemente mais ricos em álcalis, em função da porcentagem de hornblenda e biotita das rochas.

A análise química de elementos maiores, menores e traços indica a presença de duas seqüências: uma de composição básica, correspondendo aos noritos, e outra de composição intermediária, formada pelos charnoenderbitos. Estão separadas por uma considerável lacuna composicional (de cerca de 49 até 54% SiO_2), que pode ser observada tanto nas tabelas como nos diagramas de variação mostrados nas figuras 3 e 4. Enquanto os charnoenderbitos possuem assinatura Ca-alcalina de médio K, com *trends*

bem definidos nos diagramas, as amostras dos noritos estão agrupadas na maior parte deles, formando *cluster*, e posicionam-se nos campos subalcalino e toleítico dos diagramas TAS e AFM das figuras 5 e 6. É importante atentar para o fato de que o quimismo dessas rochas da borda do maciço de Venda Nova difere completamente das rochas da porção interna do maciço de Venda Nova (gabros e sienomonzonitos), que possuem afinidade alcalina com considerável enriquecimento em K, O, Rb, Ba e Sr e valores moderados a baixos de CaO (*e.g.* Horn & Weber-Diefenbach, 1987).

A boa correlação existente entre a sílica e os diversos óxidos e elementos traços dos charnoenderbitos evidencia que eles correspondem a uma seqüência magmática cogenética, cuja evolução se deu no intervalo de 54% a 67% SiO₂. Com relação aos noritos, eles exibem um comportamento geoquímico que indica tratar-se de rochas cumuláticas, uma vez que formam *cluster* em vários diagramas, exibem altos teores de Fe₂O₃, CaO, Al₂O₃ e V e teores muito baixos de K₂O e Rb, e possuem plagioclásio com elevado teor de Ca (até 85% de molécula de anortita).

As figuras 7 e 8 exibem os gráficos de distribuição de elementos incompatíveis para as rochas da borda do maciço de Venda Nova. Os padrões das duas seqüências não mostram grandes diferenças, observando-se a diminuição relativa dos teores em direção aos elementos menos incompatíveis. Chama atenção a pequena variação de teores que ocorre dentre os elementos da seqüência Ca-alcalina, resultando num padrão muito homogêneo para todas as amostras plotadas. Já na seqüência toleítica observa-se uma maior variação, sobretudo entre os mais incompatíveis. Os charnoenderbitos exibem discretas anomalias positivas de Ba, Ce, Y e Zr e fortemente negativas de Nb, Ti e P, estas últimas típicas de granitóides cálcio-alcalinos gerados em zona de subducção (*cf.* Pearce, 1983; Pearce *et al.*, 1984). Os noritos têm sutis anomalias positivas de Sr, Y e Sm e negativas de K e Zr, esta última bem acentuada.

Quando comparados com banco de dados para rochas ígneas disponíveis na literatura, os noritos são enriquecidos em Fe, Ca, Al e V e relativamente pobres em K, Mg, Na, Cr e Ni (*e.g.* Nockolds, 1978; Sial & McReath, 1984; Wilson, 1991). Os charnoenderbitos mostram-se ligeiramente mais ricos em Fe e Ca, têm valores moderados de Ti, P e ETR e são empobrecidos em K e Rb.

Ao se comparar com os dados da Série Ca-alcalina definida por Wiedemann (1993) para o Estado do Espírito Santo e com os da suíte pós-orogênica do norte do Rio de Janeiro e sul do Espírito Santo utilizados por Figueiredo & Campos Neto (1993), verifica-se que os charnoenderbitos de Venda Nova, ao contrário daqueles, não são enriquecidos em elementos incompatíveis e não apresentam anomalias de Sr e Ba. Os noritos da borda do maciço de Venda Nova exibem maiores concentrações de Ti, V e Sr e menores teores de Mg, K, Rb e Ba quando comparados com outros corpos básicos da Série Toleítica de Wiedemann (1993).

O quimismo dos noritos e charnoenderbitos de Venda Nova, com seu conspícuo enriquecimento em Ca, Fe, e Al e os moderados a baixos teores de elementos LIL (sobretudo K e Rb) e HFS (principalmente P e Zr) só encontra algum paralelo com as rochas charnoquitizadas da unidade Bela Joana (mais ou menos gnaissificadas) na região de São Fidélis, RJ (Rêgo, 1989) e com os gnaisses charnoquíticos do norte da China (Kaiyi *et al.*, 1985). As primeiras têm idade brasileira e compreendem litotipos maciços ou bandados de composição predominantemente intermediária e ácida, com enclaves gabróticos; os gnaisses da China são do Proterozóico inferior e se encontram, segundo os autores, pouco deformados e com texturas ígneas preservadas.

De maneira geral, as rochas da borda do maciço de Venda Nova não possuem teores muito discrepantes de elementos terras raras, não caracterizando seqüências pobres ou enriquecidas, como pode-se verificar na tabela 2. Existe uma tendência dos noritos apresentarem, num todo, concentrações menores de ETRP. Nas duas seqüências observa-se variação nos teores totais, mas em direção aos termos mais diferenciados ocorre um sutil e irregular decréscimo dos mesmos. Tais características em suítes cálcio-alcálicas têm sido normalmente associadas a equilíbrio cristal-líquido na rocha fonte, seja por cristalização fracionada de magmas básicos ou por fusão parcial de fonte máfica (Condie *et al.*, 1982.; Cullers & Graf, 1984). Os charnoenderbitos são um pouco mais ricos em ETRL do que os noritos, com os teores de La chegando a 100 vezes o condrito dentre os primeiros e 70 vezes nos noritos. Assim como no total de ETR, as concentrações de Eu tendem a diminuir em direção aos litotipos mais ácidos, ao contrário da razão Sm/Eu, que tende a aumentar. Ormaasen (1977) aponta tal característica como uma resposta ao fracionamento de feldspato durante a evolução de uma seqüência magmática.

Os padrões de elementos terras raras não diferem consideravelmente nas duas seqüências, como pode ser visto na figura 9. Exibem fracionamento moderado, com razões $(Ce/Yb)_N$ um pouco maiores nos charnoenderbitos (varia de 6 a 13,56, enquanto que nos tipos básicos a variação é de 7,16 a 13,03). As razões $(Dy/Yb)_N$ são maiores nos noritos, o que é evidenciado pelo comportamento mais fracionado das terras raras intermediárias e pesadas nestas rochas. A seqüência Ca-alcalina mostra um maior fracionamento nas terras raras leves, apresentando discretas anomalias negativas de Eu (razões $(Eu/Eu^*)_N$ variam de 0,73 a 0,98). Nos noritos tais razões são próximas de 1, não se configurando anomalias de Eu. Os teores relativamente baixos de ETRP das rochas podem estar relacionados à cristalização fracionada do magma parental controlada por hornblenda (é descartado, pois as rochas se cristalizaram em condições anídras) ou, o que parece mais plausível, pela presença de granada ou hornblenda residual na sua área fonte, gerando um magma parental já empobrecido.

5 Discussões e Conclusões

O conjunto de dados obtidos para as rochas charnoenderbíticas/noríticas da borda do maciço intrusivo de Venda Nova não deixa dúvidas quanto à existência de duas seqüências ígneas, nitidamente separáveis por aspectos de campo/petrográficos e geoquímicos. Também são claras as evidências de que se tratam de conjuntos totalmente distintos das rochas que formam o domínio interno do pluton (gabros e sienomonzonitos).

No entanto, as duas seqüências apresentam algumas similaridades geoquímicas: são metaluminosas, com enriquecimento em Ca, Fe e Al e valores moderados a baixos de elementos incompatíveis, X_{Mg} com a mesma ordem de grandeza e padrões de elementos terras raras não muito contrastantes. A provável natureza cumulática dos noritos deve ser responsável pela formação dos *clusters* nos vários diagramas apresentados.

Os *trends* lineares definidos pelos charnoenderbitos podem ser traçados, em alguns dos diagramas de variação utilizados, na direção do grupo definido pelos noritos. Isto, a princípio, pode levar à interpretação de que ambas as seqüências evoluíram a partir de um mesmo magma parental, isto é, que os noritos venham a ser cumulados do líquido que se diferenciou e cristalizou os litotipos da seqüência charnoenderbítica. No entanto, o comportamento do Sr e do Ni (cujos teores são mais baixos entre os noritos)

e os maiores valores de X_{Mg} dos minerais máficos dos charnoenderbitos suscita dúvidas quanto à validade desta hipótese (cf. Mendes, 1996).

Cox *et al.* (1979), com base nas composições de rochas vulcânicas, consideram que *trends* retilíneos devem refletir processos de mistura magmática ou cristalização fracionada na qual as fases extraídas foram as mesmas durante toda a evolução da seqüência. Quando há inflexões, a "quebra" da tendência está associada com a extração, do líquido, de uma nova fase ou então a uma brusca diminuição no fracionamento de determinado mineral. Rollinson (1993) exemplifica tal situação com basaltos do Hawaii e chama a atenção para o fato de que em rochas cálcio-alcálicas o número de fases extraídas é grande e por vezes o fracionamento de um mineral não afeta a composição geral do líquido, não provocando mudanças bruscas no *trend*. As tendências lineares obtidas para os charnoenderbitos de Venda Nova são compatíveis, portanto, tanto com mecanismos de cristalização fracionada quanto com mistura de magmas. Os diagramas de variação sugerem que, tendo havido predomínio de cristalização fracionada, tal processo foi provavelmente controlado por extração de plagioclásio, Opx, Cpx e ilmenita do líquido.

Kilpatrick & Ellis (1992) afirmam que rochas pertencentes ao *C-type Magma* possuem altos teores de TiO_2 , P_2O_5 e de elementos incompatíveis, e baixas concentrações de CaO quando comparadas com granulitos e granitos tipo I, S e A. No caso dos charnoenderbitos de Venda Nova, tal generalização não se aplica. Os baixos teores de elementos LIL, que é comum em terrenos granulíticos de acordo com Weaver & Tarney (1983), também contrasta com a maioria dos dados disponíveis para corpos intrusivos do Espírito Santo.

Protólito crustal e/ou mantélico previamente enriquecido nos elementos incompatíveis tem sido aventado para a geração de rochas ígneas charnoquíticas (e.g. Kilpatrick & Ellis, 1992; Mendes *et al.*, 1997 e 1999; Petersen, 1980; Ormaasen, 1977). Por sua vez, as rochas da borda do maciço de Venda Nova estão certamente associadas a uma fonte depletada, que não sofreu expressivo enriquecimento durante processos de diferenciação.

De acordo com o exposto neste trabalho, propõe-se uma possível evolução para as rochas anídras da borda do maciço de Venda Nova:

Os charnoenderbitos se formaram a partir da cristalização fracionada, em condições anídras, de um magma basáltico cálcio-alcálico trapeado na base da crosta. Tal magma derivou-se de uma porção do manto que não sofreu um acentuado enriquecimento prévio em elementos incompatíveis (manto normal ou depletado). As principais fases fracionadas foram, provavelmente, em ordem decrescente de proporção, plagioclásio, Opx, Cpx e ilmenita. Ao mesmo tempo ocorreu fusão parcial da crosta inferior, induzida pelo calor do magma básico, o que deve ter adicionado outros componentes ao sistema (incipiente mistura de magmas). Granada deve ter sido fase residual quando da fusão parcial desta fonte mantélica, em função dos teores relativamente baixos de ETRP das rochas da borda do maciço de Venda Nova. Os noritos podem ser acumulados do mesmo magma parental que originou os charnoenderbitos ou, o que parece menos provável, de uma fonte basáltica de afinidade toleítica.

Transformações tardimagmáticas provocaram desequilíbrios químicos e originaram uma paragênese secundária.

	VN5	VN22	VN10	VN9	VN7	VN3	VN26	VN8	VN6	VN14	VN11
SiO ₂	42,17	42,41	43,29	43,38	43,84	43,88	44,95	45,27	46,45	46,57	48,88
TiO ₂	2,46	1,99	1,65	2,31	1,53	2,15	1,42	1,47	1,69	0,99	1,19
Al ₂ O ₃	18,69	18,64	18,81	18,25	18,29	18,19	19,04	18,21	19,16	18,44	17,69
Fe ₂ O _{3t}	15,68	15,38	13,97	14,91	13,66	14,53	12,21	13,04	13,37	10,91	12,97
MnO	0,21	0,24	0,19	0,21	0,21	0,21	0,19	0,19	0,21	0,18	0,22
MgO	5,42	5,95	6,49	5,75	6,80	5,67	7,11	6,46	4,86	7,79	5,85
CaO	12,61	12,41	13,38	12,75	13,36	11,98	12,76	12,72	10,80	13,28	10,20
Na ₂ O	1,34	1,21	0,72	0,74	0,67	1,67	1,04	1,19	2,25	0,66	1,56
K ₂ O	0,28	0,29	0,11	0,14	0,11	0,27	0,22	0,18	0,28	0,13	0,43
P ₂ O ₅	0,81	0,70	0,35	0,64	0,39	0,76	0,27	0,30	0,48	0,16	0,32
P.F.	0,17	0,47	0,35	0,29	0,41	0,28	0,52	0,14	0,39	0,51	0,26
Total	99,84	99,69	99,31	99,37	99,27	99,59	99,73	99,17	99,94	99,62	99,57
Cr	24	19	7	29	22	30	19	14	11	24	33
Ni	20	14	11	18	29	26	21	19	18	22	23
V	323	290	447	452	377	297	330	381	278	292	240
Rb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	10
Ba	88	64	53	29	35	130	53	89	159	62	284
Sr	479	475	454	435	439	481	419	418	554	391	453
Ga	24	21	21	22	21	22	19	20	21	17	23
Nb	15	9	5,4	8,6	6	13,7	8,10	8,2	12,2	6	9,4
Zr	106	57	46	76	39	154	71	97	149	38	139
Y	41	22	13	16	12	34	21	26	31	11	22
AC/NK	0,73	0,75	0,73	0,74	0,72	0,73	0,76	0,72	0,81	0,73	0,82
X/Mg	0,41	0,43	0,48	0,43	0,50	0,44	0,54	0,49	0,42	0,59	0,47
K/Rb	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	356,8
Rb/Sr	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	0,022

Tabela 1 Análises químicas de elementos maiores (% em peso) e traços (ppm) e parâmetros geoquímicos para os noritos da borda do Maciço de Venda Nova

	VN38	VN35	VN17	VN36	VN20	VN23	VN15	VN19	VN18	VN1	VN16	VN13	VN24	VN2	VN27	VN31
SiO ₂	54,46	54,96	55,24	56,31	56,37	56,77	57,40	57,43	57,47	58,41	59,06	61,13	62,45	65,17	66,24	67,12
TiO ₂	0,89	0,87	0,88	0,87	0,84	0,89	0,84	0,81	0,80	0,79	0,77	0,90	0,76	0,71	0,53	0,50
Al ₂ O ₃	18,03	17,49	17,79	17,45	17,41	16,28	17,72	17,23	17,12	16,74	16,59	16,92	16,18	15,67	15,64	15,49
Fe ₂ O ₃	8,57	9,19	8,79	8,41	8,28	8,84	8,23	8,15	8,16	7,83	7,50	7,15	6,87	6,77	5,21	4,81
MnO	0,21	0,17	0,16	0,16	0,15	0,15	0,14	0,14	0,14	0,12	0,13	0,14	0,14	0,13	0,12	0,12
MgO	4,27	4,23	4,08	3,96	3,98	4,21	3,23	3,94	3,75	3,64	3,34	2,44	2,47	1,34	1,28	1,22
CaO	8,01	7,75	7,92	7,39	7,67	7,53	7,35	6,99	7,09	6,95	6,80	5,26	5,35	5,80	4,47	3,79
Na ₂ O	3,67	3,28	3,36	3,38	3,61	3,02	3,43	3,29	3,39	3,12	3,06	3,72	3,64	2,73	3,96	3,88
K ₂ O	1,00	1,23	0,66	0,91	0,87	0,96	0,71	0,96	1,14	1,52	1,59	1,43	1,17	0,76	1,35	1,85
P ₂ O ₅	0,22	0,21	0,22	0,21	0,21	0,23	0,22	0,20	0,20	0,19	0,19	0,27	0,23	0,22	0,21	0,20
P.F.	0,61	0,53	0,23	0,76	0,51	1,09	0,55	0,35	0,51	1,13	0,86	0,56	0,80	0,39	0,37	0,49
Total	99,94	99,91	99,33	99,81	99,90	99,97	99,82	99,49	99,77	100,44	99,89	99,92	100,06	99,69	99,38	99,47
Cr	41	27	38	38	34	42	31	41	35	26	26	20	18	29	71	60
Ni	41	27	33	31	32	34	23	31	45	27	28	20	21	18	41	31
V	202	198	188	182	183	189	162	165	176	157	154	113	110	46	55	46
Rb	19	29	17	19	22	26	21	26	36	53	62	37	25	20	34	50
Ba	436	382	338	356	417	428	429	554	282	458	445	883	581	196	849	679
Sr	561	459	557	464	506	495	489	513	467	454	436	371	380	533	358	315
Ga	21	21	20	20	21	19	19	20	20	19	19	20	17	20	18	17
Nb	16,4	14,8	9,5	9,1	9,2	9	8,5	9,9	11,7	9,3	9,4	11	9,9	10,7	14	10,5
Zr	144	99	113	94	114	125	154	126	111	124	121	210	178	377	196	188
Y	22	25	21	22	20	20	19	19	28	23	24	19	24	12	15	20
ACNK	0,83	0,84	0,86	0,87	0,84	0,83	0,90	0,90	0,87	0,86	0,87	0,98	0,95	0,99	0,97	1,01
Mg#	0,50	0,48	0,48	0,48	0,49	0,48	0,44	0,49	0,48	0,48	0,47	0,40	0,42	0,28	0,33	0,33
K/Rb	436,7	351,9	322,1	397,4	328,1	306,4	280,5	306,4	262,7	238	212,8	320,7	388,3	315,3	329,4	307
Rb/Sr	0,034	0,063	0,030	0,041	0,043	0,052	0,043	0,051	0,077	0,12	0,14	0,10	0,066	0,037	0,095	0,16

Tabela 2 Análises químicas de elementos maiores (% em peso) e traços (ppm) e parâmetros geoquímicos para os charnoenderbitos da borda do Maciço de Venda Nova

	VN27	VN13	VN16	VN19	VN23	VN17	VN38	VN6	VN26	VN7	VN22
La	18,47	16,06	19,21	3,68	29,09	16,44	18,98	8,44	11,18	8,71	18,15
Ce	39,27	35,12	45,44	8,17	69,90	39,23	40,95	23,12	29,41	22,13	49,89
Nd	17,03	16,62	21,22	3,16	30,13	19,44	18,85	15,40	18,14	13,33	28,95
Sm	3,19	3,37	4,26	0,64	5,24	3,62	3,60	3,64	4,05	2,94	5,51
Eu	0,88	0,99	0,93	0,17	1,13	0,94	0,88	1,06	1,02	0,89	1,54
Gd	2,73	2,65	3,36	0,47	3,77	2,71	2,80	3,06	3,03	2,39	3,91
Dy	2,84	2,16	3,65	0,54	3,95	2,78	2,41	2,70	2,59	2,22	2,91
Ho	0,57	0,40	0,76	0,10	0,80	0,55	0,46	0,49	0,48	0,43	0,55
Er	1,57	0,93	2,19	0,24	2,21	1,48	1,13	1,06	1,08	1,05	1,31
Yb	1,44	0,67	1,96	0,25	2,02	1,32	0,93	0,76	0,76	0,80	0,99
Lu	0,19	0,11	0,25	0,04	0,25	0,18	0,12	0,09	0,09	0,10	0,12
Total	88,18	79,08	103,23	17,46	148,49	88,69	91,11	59,82	71,83	54,99	113,83
Ce/YbN	7,05	13,56	6,00	8,45	8,95	7,69	11,39	7,87	10,01	7,16	13,03
Dy/YbN	1,28	2,09	1,21	1,40	1,27	1,37	1,68	2,31	2,21	1,80	1,91
Eu/Eu*N	0,89	0,98	0,73	0,91	0,74	0,88	0,82	0,95	0,85	1,00	0,97
SiO2	66,24	61,13	59,06	57,43	56,77	55,24	54,46	46,45	44,95	43,84	42,41

Tabela 3 Análises químicas de elementos terras raras (ppm) para as rochas da borda do Maciço de Venda Nova

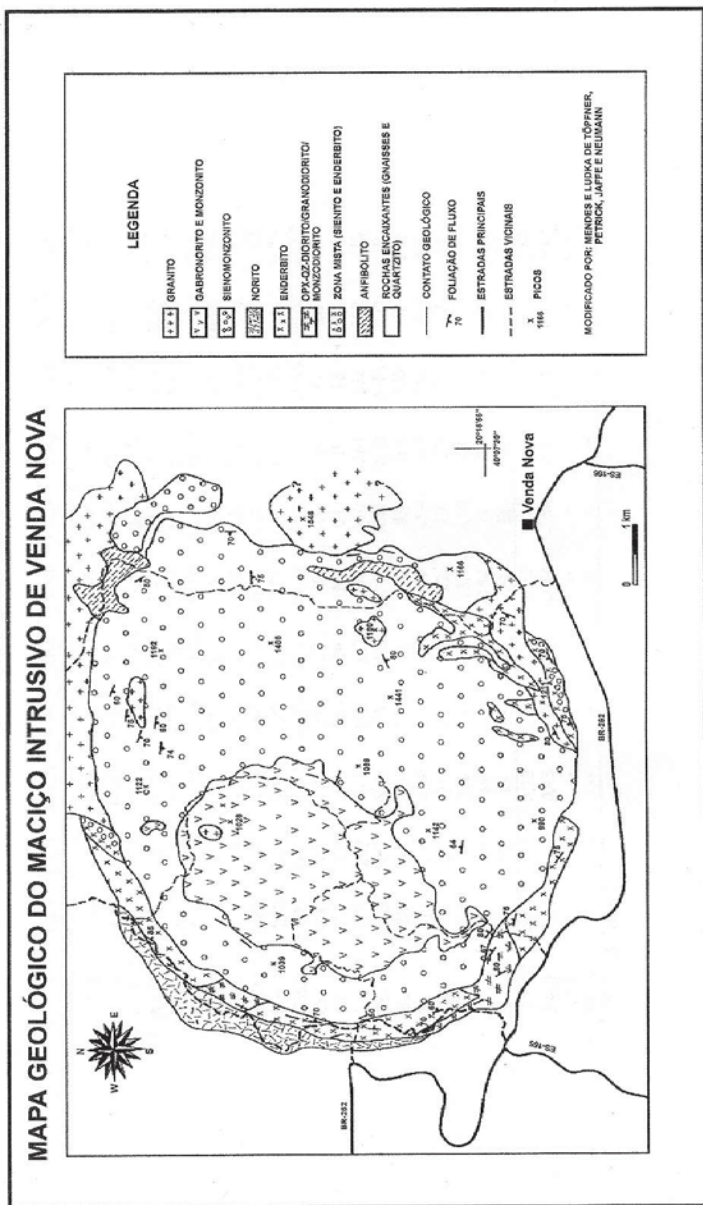


Figura 1 Mapa Geológico do Maciço Intrusivo de Venda Nova

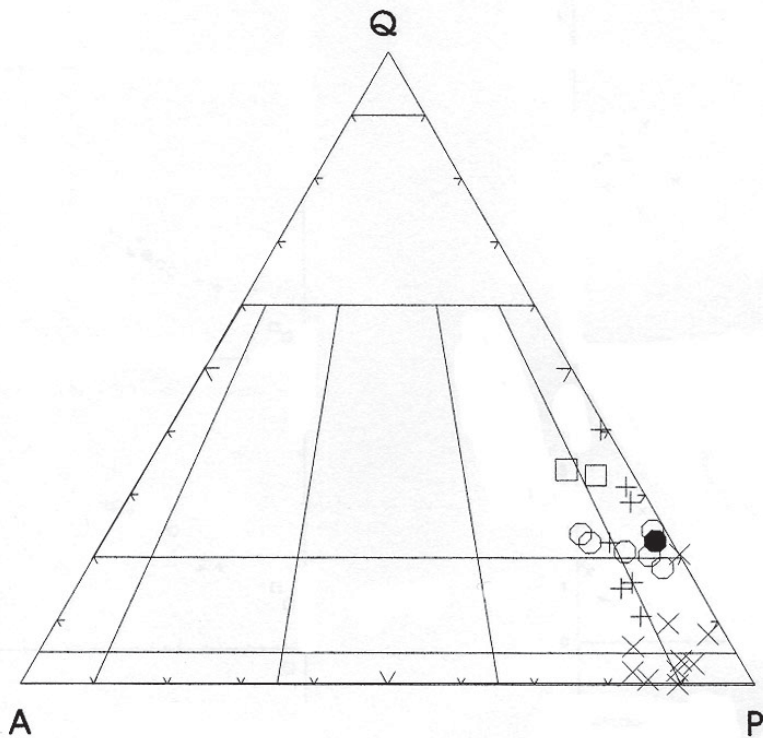


Figura 2 Diagrama normativo QAP para o norito e charnoenderbitos de Venda Nova. Símbolos: x norito; O Opx quartzodiorito; + enderbita; ? Opx granodiorito; = Opx quartzomonzodiorito

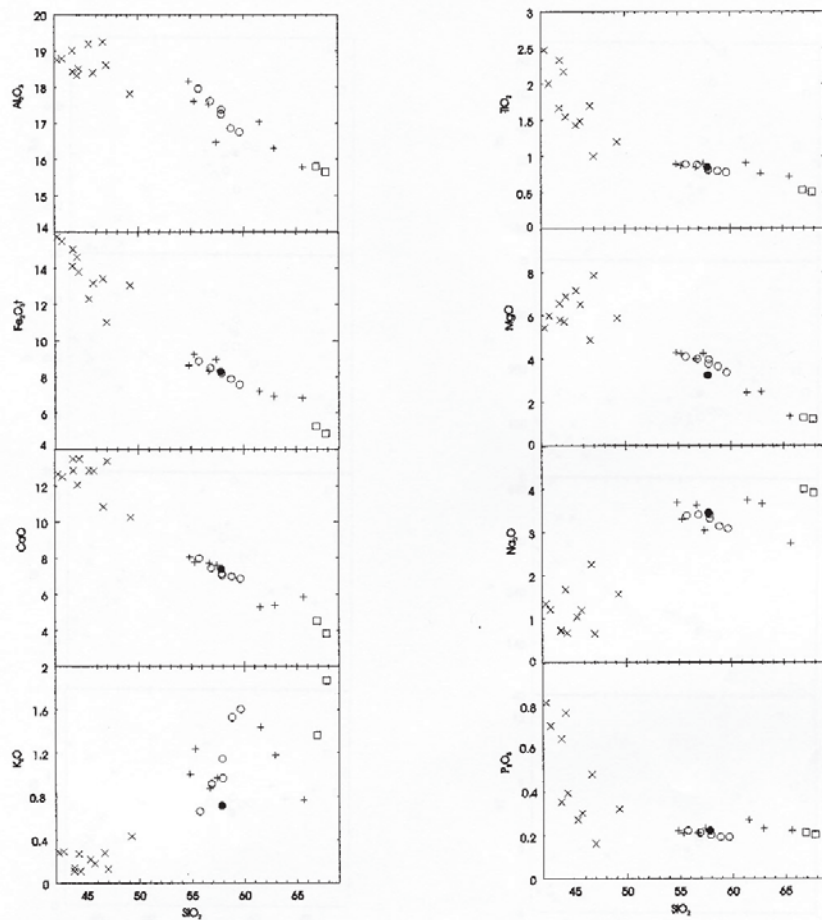


Figura 3 Diagramas de variação, para elementos maiores, para as rochas de Venda Nova. Símbolos como na figura 2.

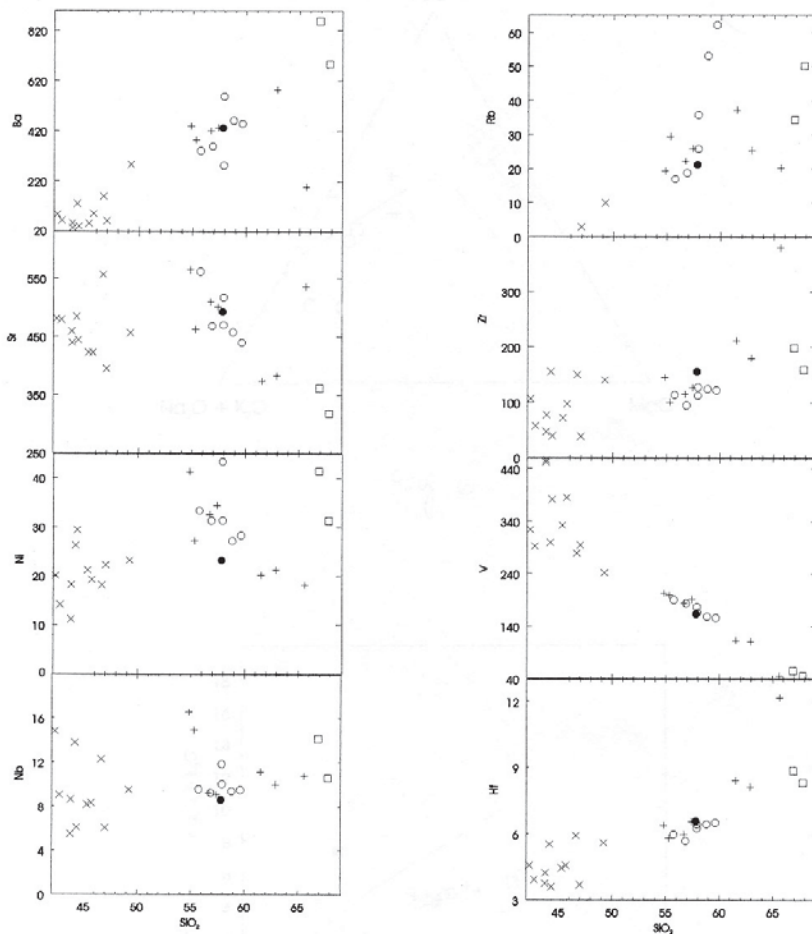


Figura 4 Diagramas de variação, para elementos traços, para as rochas de Venda Nova. Símbolos como na figura 2.

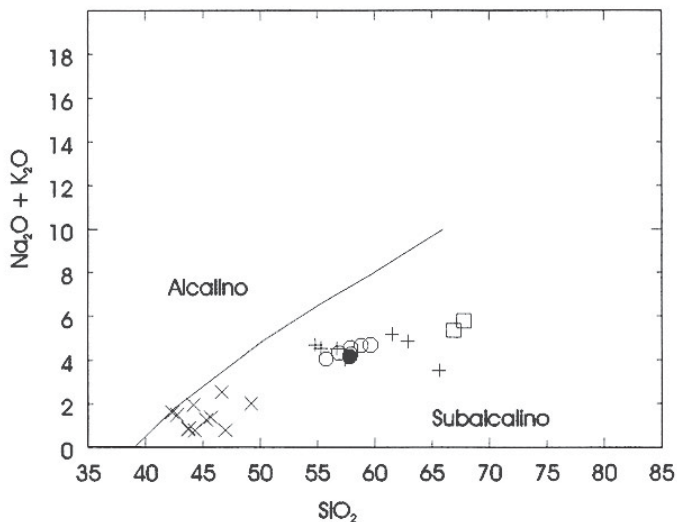


Figura 5 Diagrama TAS para as rochas de Venda Nova. Símbolos como na figura 2.

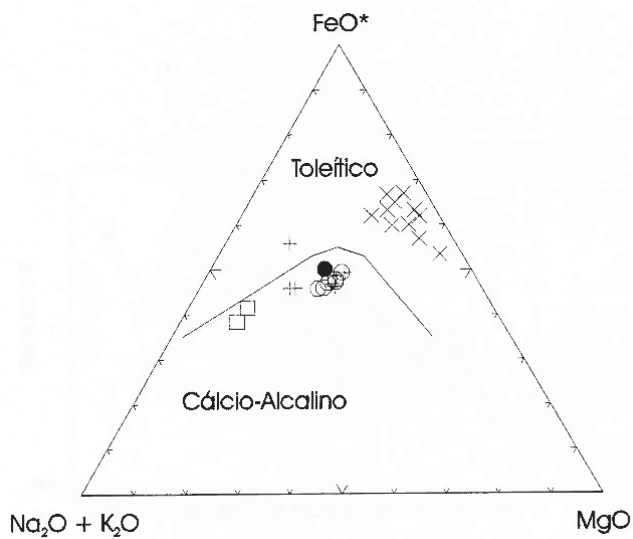


Figura 6 Diagrama AFM para as rochas de Venda Nova. Símbolos como na figura 2.

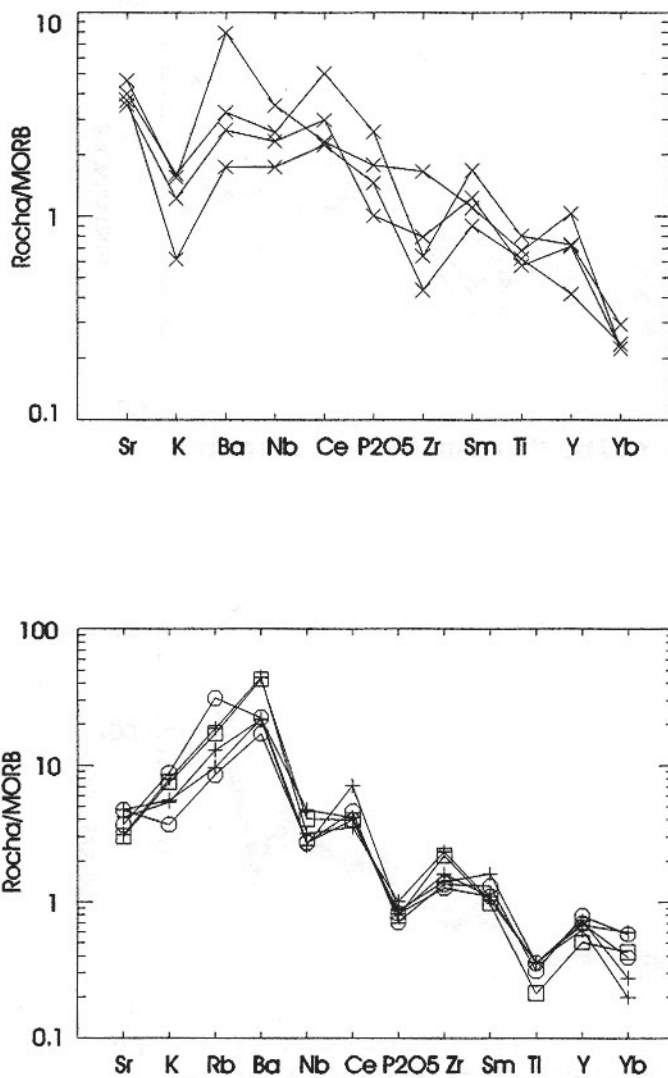


Figura 7 Diagramas de distribuição de elementos incompatíveis, normalizados por MORB de Pearce (1983), para as rochas de Venda Nova. Símbolos como na figura 2.

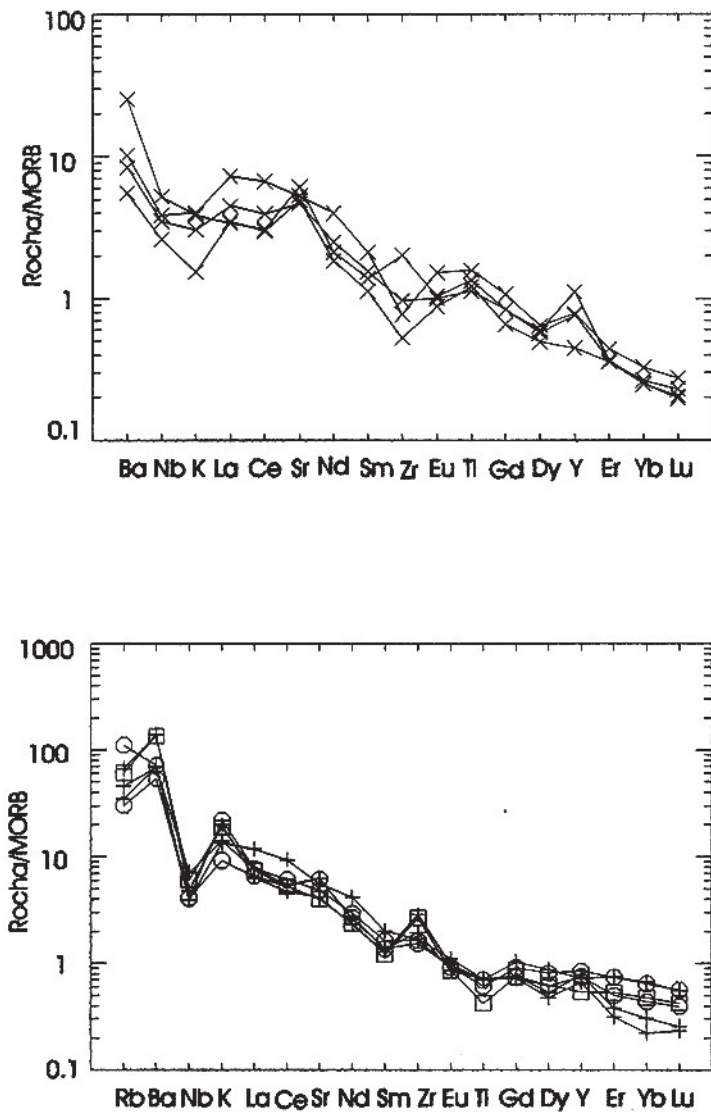


Figura 8 Diagramas de distribuição de elementos incompatíveis, normalizados por MORB de Sun & McDonough (1989), para as rochas de Venda Nova. Símbolos como na figura 2.

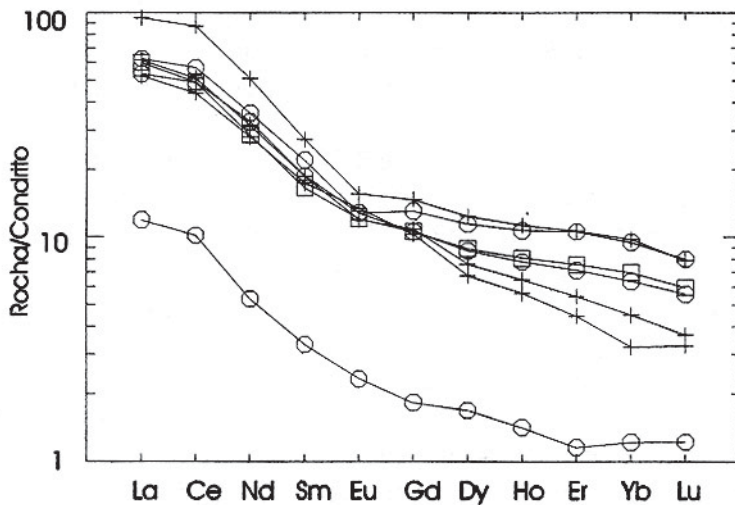
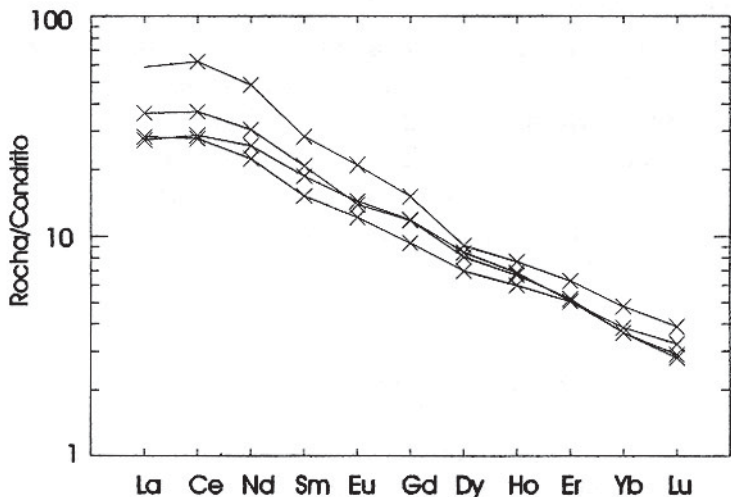


Figura 9 Padrões de elementos terras raras, normalizados por condrito de Boynton (1984), para as rochas de Venda Nova. Símbolos como na figura 2.

6 Referências

- Almeida, F.F.M.; Amaral, G.; Cordani, U.G. & Kawashita, K. 1973. The precambrian evolution of the south american cratonic margin, south of the Amazon river. *In*: NAIR, A.E.M. & STEHLL, F.G(eds.). *The ocean basins and margins*. New York, Plenum Publ. Co., v.1, p. 411-446.
- Boynton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth element: meteorite studies. *In*: HENDERSON, P. (ed.). *Rare Earth Element Geochemistry* Amsterdam. Elsevier, p. 63-114.
- Campos Neto, M.C. & Figueiredo, M.C.H. 1990. Evolução geológica dos terrenos Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora (RJ-MG-ES). *In*: 36 Congr. Bras. Geol., Natal-RN. Anais, v. 6, p. 2631-2648.
- Campos Neto, M.C.; Figueiredo, M.C.H.; Janasi, V.A.; Basei, M.A.S. & Fryer, B.J. 1988. The São José do Rio Pardo mangeritic-granitic suite, southeastern Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, 2: 185-189.
- Condie, K.C.; Allen, P. & Narayana, B.L. 1982. Geochemistry of the Archean low-to high grade transition zone, southern India. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81: 157-167.
- Cordani, U. G. 1971. Síntese da geocronologia Pré-Cambriana da região costeira atlântica meridional da América do Sul. *In*: 25 Cong. Bras. Geol., São Paulo. *Boletim de Resumos*, p.179-180.
- Cox, K.G.; Bell, J.D. & Pankhurst, R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. Unwin Hyman Ltd. London. 450p.
- Cullers, R.L. & Graf, J.L. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks - ore petrogenesis. *In*: HENDERSON, P. (ed.). *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, p. 275-316.
- Ebert, H. & Hasui, Y. 1998. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three planes in the Precambrian of southeast Brazil. *In*: Continental Transpression and Transtentional Tectonics, R.E. Holdsworth, R.A. Stranenan & Dewey, J.F. (eds.). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 135: 231-252.
- Field, D.; Drury, S.A. & Cooper, D.C. 1980. Rare-earth and LIL element fractionation in high-grade charnockitic gneisses, south Norway. *Lithos*, 13: 281-289.
- Figueiredo, M. C. H. 1982. Geochemistry of high-grade complexes of Bahia State, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 12 (1,2,3): 307-312.

- Figueiredo, M.C. & Campos Neto, M. 1993. Geochemistry of the Rio Doce magmatic arc, southeastern Brazil. *An. Ac..bras.Ci.*, 65 (1): 63-81.
- Fritzer, T. 1991. Das Guaçuí Lineament und die orogene Entwicklung des Zentralen Ribeira Belt (Espírito Santo, Brasilien). *München Heft*, 2, 196p.
- Gasparini, P. & Mantovani, M.S.M. 1979. Geochemistry of charnockites from São Paulo State, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 42: 311-320.
- Heilbron, M.; Valeriano, C.M.; Valladares, C. & Machado, N. 1995. Aorogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 25 (4): 249-266.
- Horn, H. A. & Weber-Diefenbach, K. 1987. Geochemical and genetic studies of three inversely zoned intrusive bodies of both alkaline and subalkaline composition in the Ribeira Mobile Belt (Espírito Santo, Brazil). *Rev. Bras. Geoc.*, 17 (4): 488-497.
- Hubbard, F.H. & Whitley, J.E. 1979. REE in charnockite and associated rocks, south-west Sweden. *Lithos*, 12: 1-11.
- Janasi, V.A. 1992. *Rochas sieníticas e mangerítico-charnoquíticas neoproterozóicas da região entre Caldas e Campestre (MG): aspectos petrológicos*. Tese de Doutorado, IGEO/USP. 298p.
- Kaiyi, W.; Yuehua, Y.; Ruiying, Y. & Yifei, C. 1985. REE geochemistry of early precambrian charnockites and tonalitic-granodioritic gneisses of the Qianan region, eastern Hebei, north China. *Precambrian Research*, 27: 63-84.
- Kilpatrick, J.A. & Ellis, D.J. 1992. C-type magmas: igneous charnockites and their extrusive equivalents. *Trans. of the Royal Soc. of Edinburgh: Earth Sci.*, 83: 155-164.
- Lammerer, B. 1987. Short notes in a structural section through the Ribeira Mobile Belt (Minas Gerais and Espírito Santo, Brazil). *Zbl. Geol. Paläontol.*, Teil I, 7/8: 719-728.
- Le Maitre, R.W. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford, 193p.
- Mendes, J.C. 1996. *Caracterização petrogenética das bordas charnoquitóides dos maciços de Venda Nova e Várzea Alegre, ES*. Tese de doutorado, IG/USP. 238p.
- Mendes, J.C.; McCreath, I.; Wiedemann, C.M. & Figueiredo, M.C.H. 1997. Charnoquitóides do maciço de Várzea Alegre: um novo exemplo do magmatismo Ca-alcálico de alto K no arco magmático do Espírito Santo. *Rev. Bras. Geoc.*, 27 (1): 13-24.

- Mendes, J.C.; Wiedemann, C.M. & McCreath, I. 1999. Conditions of formation of charnockitic magmatic rocks from the Várzea Alegre massif, Espírito Santo, south-east Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 29: 47-54.
- Mendes, J.C.; Wiedemann, C.M. & Figueiredo, M.C.H. 1994. Enderbitos e hiperstênio-gabros do maciço de Venda Nova-ES: considerações petrográficas e geoquímicas. *In: 38° Congr. Bras. Geol., Balneário Camboriu, S C. Boletim de resumos expandidos, vol. 1: 133-134.*
- Ormaasen, D.E. 1977. Petrology of the Hopen mangerite-charnockite intrusion, Lofoten, north Norway. *Lithos*, 10: 291-310.
- Nockolds, S.R.; Knox, R.W.O.B. & Chinner, G.A. 1978. *Petrology for students*. Cambridge University Press. 432 p.
- Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *In: HAWKESWORTH, C.J. & NORRY, M.J. (eds.). Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, p. 230-249.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W. & Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983.
- Pedrosa Soares, A.C.; Noce, C.M.; Wiedemann, C.M. & Pinto, C.P. 2001. The Araçuaí-West Congo Orogen in Brazil: na overview of confined orogen formed during Gondwana assembly. *Precamb. Res.*, 110: 307-323.
- Pedrosa Soares, A.C. & Wiedemann-Leonardos, C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, eastern Brazil. *In: CORDANI, U. (ed.). Tectonic evolution of South America, 31st IGC., p. 265-285.*
- Petersen, J.S. 1980. Rare-earth element fractionation and petrogenetic modelling in charnockitic rocks, southwest Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73: 161-172.
- Rêgo, I. T.S.F. 1989. *Petrologia e geoquímica da unidade charnoquítica Bela Joana, São Fidélis, RJ*. Tese de Doutorado IG/USP, São Paulo. 348p.
- Rollinson, H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Group UK Limited. 352p.
- Sial, A.N. & McCreath, I. 1984. *Petrologia Ígnea*. SBG; CNPq; BUREAU, Salvador. v. 1, 180p.
- Siga Jr., O.; Tassinari, C.G. & Van Schmus, W.R. 1989. Caracterização geocronológica de maciços charnoquíticos do sudeste brasileiro. *In: Simp. Geol. Sudeste, I, Rio de Janeiro. Bol. Resumos, p.90-91.*

- Signorelli, N. 1993. Texto Explicativo da Folha SF.24-V-A-II, Afonso Cláudio. In: N. Signorelli (org.) *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*, DNPM/CPRM, Brasília. 153p.
- Söllner, F.; Weber-Diefenbach, K & Lammerer, B. 1989. Brasiliano age of a charnoenderbitic rock suite in the Complexo Costeiro (Ribeira Mobile Belt), Espírito Santo, Brazil: evidence from U-Pb geochronology on zircons. *Zbl. Geol. Paläont.* I, H 5/6: 933-945.
- Sun, S.-S. & McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins*, *Geol. Soc. Sp. Pub.*, 42: 313-345.
- Tarney, J. & Weaver, B. L. 1987. Geochemistry of the Scourian complex: petrogenesis and tectonic models. In: PARK, R. G & TARNEY, J. (eds), *Evolution of the Lewisian and comparable Precambrian high grade terrains*. Geological Society Special Publications, 27: 45-56.
- Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: HAWKESWORTH, C.J. & NORRY M.J. (eds.) *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich. p. 230-249.
- Wiedemann, C. 1993. The evolution of the early paleozoic, late- to post-collisional magmatic arc of the coastal mobile belt in the state of Espírito Santo, Eastern Brazil. *An. Ac..bras. Ci.*, 65 (1): 163-181.
- Wiedemann, C.M.; Mendes, J.C. , Moura, J.C.; Costa Nascimento, R.C. & Ludka, I.P. 1997. Granitoids of the Espírito Santo Magmatic arc. In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, Salvador-BA. *Excursion Guide*. p.57-76.
- Wiedemann, C.M.; Medeiros, S.R.; Ludka, I.P.; Mendes, J.C. & Costa de Moura, J. 2002. Architecture of late orogenic plutons in the Araçuaí- Ribeira fold belt, southeast Brazil. *Gondwana Research*, 5 (2): 381-399.
- Wilson, M. 1991. *Igneous Petrogenesis*, Harper Collins Acad. 466 p.