

GRANITÓIDE QUIXABA: UM MAGMATISMO MONZONÍTICO (SHOSHONÍTICO ?) NO EXTREMO OESTE DA FAIXA SERIDÓ (*)

Antonio Carlos GALINDO⁽¹⁾; Roberto DALL'AGNOL⁽²⁾; Ian McREATH⁽³⁾; Jacques LETERRIER⁽⁴⁾;
Marcos Antonio Leite NASCIMENTO⁽⁵⁾

⁽¹⁾ Programa de Pesquisa e Pós-Graduação/Núcleo de Pesquisa em Geodinâmica e Geofísica - PPGG/NPGG-UFRN; ⁽²⁾

Centro de Geociências-DGP-UFPB; ⁽³⁾ Instituto de Geociências-DGG-USP;

⁽⁴⁾ CNRS-CRPG-Nancy; ⁽⁵⁾ Bolsista PIBIC-CNPq/Curso de Geologia-UFRN

(*) Apoio financeiro PADCT-FINEP-CNPq

INTRODUÇÃO O Granitóide Quixaba faz parte do cortejo de “granitóides brasileiros da região de Caraúbas-Umarizal”, no extremo oeste da Faixa Seridó (Galindo *et al.* 1995), constituindo um corpo de alongado de direção NE-SW, com aproximadamente 100 km². É intrusivo em ortognaisses correlatos ao Complexo Caicó e em metassedimentos (paragnaisses) correlatos a Formação Jucurutu (Grupo Seridó), dos quais guarda xenólitos. Seus contatos com os sedimentos cretácicos da Bacia Potiguar, a NNW, são marcados por falha, enquanto que a sul, com as rochas do Granitóide Caraúbas, não foram observados em campo (gradacionais?). Uma foliação pouco penetrativa de *trend* predominantemente NE, com caimento principalmente para SE, é observada. Efeitos superpostos de cisalhamento são comuns, imprimindo as rochas uma foliação milonítica também de direção NE. A milonitização associada é descontínua, e a nível de afloramento pode-se ter desde faixas pouco deformadas até a formação de ultramilonitos. Duas principais fácies textural/composicional são identificadas em campo e petrograficamente: fácies Quixaba, de caráter “granítica” e mais abundante (em torno de 90% do plúton), e a fácies Umari, de natureza “diorítica”, que ocorre como um pequeno corpo de forma arredondada demarcando uma forte anomalia gravimétrica de forma sub-circular (Lins 1987).

PETROGRAFIA A “fácies Quixaba” é constituída por rochas de textura grossa a muito grossa, por vezes porfirítica, com fenocristais de K-feldspato, euédricos e zonados, de até 4cm de comprimento. Pequenos encraves globulares de composição diorítica são relativamente comum. Composicionalmente é representado por rochas “monzoníticas” (dominantemente *quartzo monzodioritos* e *quartzo monzonitos*, Figura 1) leuco a mesocráticas (10<M<40). O **plagioclásio** ocorre tanto como “em agregados” de pequenos cristais como em cristais maiores isolados, e em ambos os casos mostram zoneamento normal com os núcleos mais transformados (saussuritização e/ou carbonatação). Os primeiros são mais sódicos (An₁₈₋₁₄) e os segundos variam desde oligoclásios sódicos até andesinas sódicas (An₃₈₋₁₆). Frequentemente, quando em contato e/ou inclusos nos K-feldspatos, estes plagioclásios desenvolvem mirmequitas, sendo os tipos *bulbosa* e *de inclusão* (Phillips 1980) os mais comuns. O **K-feldspato** é uma microclina pertítica que ocorre em cristais essencialmente subédricos e em geral apresentam-se fraturados (carbonato e/ou mica branca preenchem as fraturas). O **quartzo** é xenomórfico, comumente apresenta extinção ondulante e nas rochas mais afetadas pelo cisalhamento mostra-se cominuído e recristalizado.

Anfibólio e biotita são os principais máficos e, juntamente com a titanita, ocorrem sempre em agregados. O **anfibólio** é de cor esverdeada e pertence a família dos “anfibólios cálcicos” (ferro-edenita, Leake *et al.* 1997). A **biotita** tem cor marrom-avermelhada e é enriquecida em Fe (razões $Fe/Fe+Mg > 0,7$). **Titanita** ocorre tanto como cristais euédricos losangulares quanto como finas coroas irregulares sobre opacos como resultado de processos de esfenitização destes. **Opacos**, predominantemente ilmenitas, **alanita** euédrica e frequentemente metamictizada, **epídoto**, **apatita** e **zircão**, constituem os acessórios mais comuns.

No contexto da “sequência de cristalização”, as relações texturais entre as diversas fases minerais mostram que *opacos+apatita+zircão* são as mais precoces logo seguidas pela *titanita*. Os máficos

principais, *biotita+anfibólio+titanita* vêm a seguir, e *plagioclásio+feldspato potássico+quartzo*, com o primeiro precedendo em parte os outros dois, são as fases mais tardias. Mica branca, carbonato, opacos e clorita, ocorrem como produtos de transformação/alteração de feldspatos e biotita. Recristalização de quartzo e biotita é comum nos litotipos afetados pelos cisalhamentos.

A fácies Umari compreende rochas “*dioríticas*”(sensu Streckeisen 1976) de textura fina, com os máficos somando, no geral, entre 35-60% da moda. Composicionalmente são *quartzo dioritos*, *quartzo monzodioritos* e *monzodioritos* (Figura 1), com biotita, anfibólio e piroxênios, a primeira sempre excedendo os outros dois, como os máficos principais, e opacos, zircão, apatita e titanita (muito pouca) constituem os demais acessórios.

O **plagioclásio** ocorre como cristais subédricos e mostram zoneamento normal com núcleos mais cálcicos e mais transformados, variando composicionalmente de *oligoclásio cálcico* a *andesina sódica* (An₃₄₋₂₆). O **K-feldspato**, em cristais sub a anédricos, é extremamente pobre em pertita, mostra geminação tipo *Carlsbad*, é biaxial negativo e de 2V pequeno com figuras pseudo-uniaxiais (sanidina?). O **quartzo** é escasso e seus cristais são anédricos, intersticiais e pouco deformados. A **biotita** é o máfico principal, é enriquecida em MgO e mais empobrecida em Fe e Al do que as biotitas da fácies Quixaba. O **anfibólio** é ainda da família dos “anfibólios cálcicos”, ferro-edenitas, porém com razões Mg/Mg+Fe maiores do que na fácies anterior. Este mineral ocorre principalmente como produto de transformação dos piroxênios. Estes são tanto **clinopiroxênio** (augitas) quanto **ortopiroxênios** (ferrohiperstênio), sendo que o primeiro em geral excede o segundo. Os **opacos** são principalmente ilmenitas em proporções modais da ordem de 2%.

Nesta fácies a sequência de cristalização começa pelo conjunto *zircão+apatita+opacos* logo seguidos por *ortopiroxênio+clinopiroxênio*. *Biotita+titanita+anfibólio* são os máficos mais tardios e *plagioclásio+feldspato potássico+quartzo* são as últimas fases a se cristalizarem. Carbonatos e mica branca são produtos secundários de transformação/alteração dos feldspatos.

CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA Dez amostras foram analisadas no laboratório de CRPG em Nancy, França, para elementos maiores, alguns traços e terras raras, sendo oito da fácies Quixaba e duas da fácies Umari. Considerado o pequeno número de amostras da fácies Umari, esta não será aqui objeto de maior discussão.

Na fácies Quixaba sílica mostra uma variação restrita ($\text{SiO}_2 = 58\text{-}60\%$), o que reflete o caráter mesocrático/intermediário da mesma. Esta é bastante enriquecida em Fe ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = 4\text{-}10\%$) e em álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 8\text{-}11\%$), para rochas dessa natureza, e ainda enriquecida em Ca ($\text{CaO} > 3\%$), Ba, Sr e Zr (valores acima de 1500, 300 e 600ppm, respectivamente) e em ETR leves. Em Diagrama de variação “*tipo harker*” mostra correlação negativa para Fe_2O_3 , CaO, TiO_2 e MgO, evidenciando cristalização precoce de suas fases máficas (piroxênio, anfibólio e titanita), e correlação positiva para K_2O e Al_2O_3 (Figura 2), sugerindo que feldspatos são fases tardias, notadamente o K-feldspato (o que é confirmado pela petrografia). São rochas “diopsídio normativo”, o que as caracteriza como “*metaluminosas*”, confirmado pelo diagrama dos índices de Shand (Figura 3).

Em diversos diagramas discriminantes de “*séries magmáticas*” o conjunto de amostras desse granitóide se comporta sistematicamente como uma “*série transicional*”, plotando sempre entre os “*trends*” definidos para as séries sub-alcálica e alcálica (Figuras 4 e 5). Este comportamento é ditado principalmente pelos altos valores de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) associados aos altos conteúdos em CaO das rochas desse granitóide. Dentro desse contexto, pode-se então sugerir para este granitóide uma “*filiação magmática*” similar à aquela de rochas da “*série shoshonítica*” como definida por Morrison (1980). Esta caracterização pode ser observada ainda no diagrama “ $\text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$ ” (Figura 6) onde as amostras do Granitóide Quixaba plotam essencialmente no campo das rochas shoshoníticas.

A similaridade deste granitóide com rochas da “*série shoshonítica*” pode ser ainda ressaltada nos seus padrões de elementos terras raras (ETR). Estes mostram um enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP porém com razões La_n/Yb_n relativamente baixas ($La_n/Yb_n = 12-22$), o que confere ao padrão uma inclinação suave. As anomalias de Eu, positivas e negativas, são muito discretas ($Eu_n/Eu_n^* = 1,03-1,16$ e $Eu_n/Eu_n^* = 0,7-0,9$), indicando dessa forma um fracionamento limitado de feldspatos (plagioclásio principalmente) durante a evolução dessas rochas. Outras associações plutônicas tidas como representantes de um magmatismo “tipicamente shoshonítico” na Província Borborema mostram padrões de ETR similares a este do Granitóide Quixaba (vide Guimarães & Silva Filho 1990 e Leterrier *et al.* 1990, por exemplo).

CONSIDERAÇÕES FINAIS A constatação de um magmatismo monzonítico para o Granitóide Quixaba fica logo evidenciado pelo caráter composicional de suas rochas, tanto do fácies Quixaba quanto do fácies Umari. A sua assinatura geoquímica não mostra qualquer similaridade com aquela de rochas da série cálcio-alcalina, sendo claramente um quimismo de natureza transicional entre as séries subalcalinas e alcalinas. Dessa forma admite-se que as rochas desse granitóides mostram uma afinidade geoquímica com rochas plutônicas da “*série shoshonítica*”. A idade desse magmatismo, em que pese a ausência de dados geocronológicos, é admitida como sendo brasileira situada, possivelmente, no intervalo de 600 ± 30 Ma (Galindo *et al.* 1993). A presença de ilmenita como o mineral opaco dominante nas rochas desse granitóide, indica que o início da cristalização do magma deu-se sob condições de baixa fugacidade de oxigênio, porém com o decorrer da cristalização houve um aumento relativo da mesma como bem atesta a presença de epídoto e titanita como fases máficas mais tardias nessas rochas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- GALINDO, A.C.; DALL'AGNOL, R.; McREATH, I.; LAFON, J.M. 1993 Geocronologia de granitóides brasileiros da região de Caraúbas-Umarizal, oeste do Rio Grande do Norte. In: Sim. de Geol. do Nordeste, Natal, 1993, SBG-NNE. Atas, Res. Exp. :p324-327.
- GALINDO, A.C.; DALL'AGNOL, R.; McREATH, I.; LAFON, J.M.; TEIXEIRA, N.P. 1995 Evolution of Brasiliano-age granitoid types in a shear-zone environment, Umarizal-Caraúbas region, Rio Grande do Norte, northeast Brazil. **J. South American Earth Sci.** 8(1):79-95.
- GUIMARÃES, I.P. & SILVA FILHO, A.F.da. 1990 Magmatismo intrusivo shoshonítico na faixa Pajeú-Paraíba: O Complexo Bom Jardim. In: Cong. Bras. Geol., 36, Natal, 1990, Anais, v.4, p.1739-1751.
- LEAKE, B.E. *et al.* 1997 Nomenclature of amphiboles. **Mineralogical Magazine**, 61:295-321
- LETERRIER, J.; JARDIM DE SÁ, E.F.; MACEDO, M.H.F.; AMARO, V.E. 1990 Magmatic and geodynamic signature of the Brasiliano cycle plutonism in Seridó belt, NE Brazil. In: Cong. Bras. Geol., 36, Natal, 1990. **Anais**. Natal, SBG, v.4, p.1640-1655.
- LINS, F.A.P.L. 1987 **Geofísica aplicada ao estudo do arcabouço tectônico de bacias sedimentares entre as Bacias Potiguar e Rio do Peixe**. Recife, Inst. Geoc. CT-UFPE, 74p. Tese (Mestrado em Geociências) - UFPE. CT. Instituto de Geociências, 1987.
- MORRISON, G.W. 1980 Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rocks association. **Lithos**, 13:97-108.
- PHILLIPS, E.R. 1980 On polygenetic myrmekite. **Geol. Mag.**, 117 (1):29-36.
- STRECKEISEN, A. 1976 To each plutonic rock its proper name. **Earth Sci. Rev.**, 12:1-33.

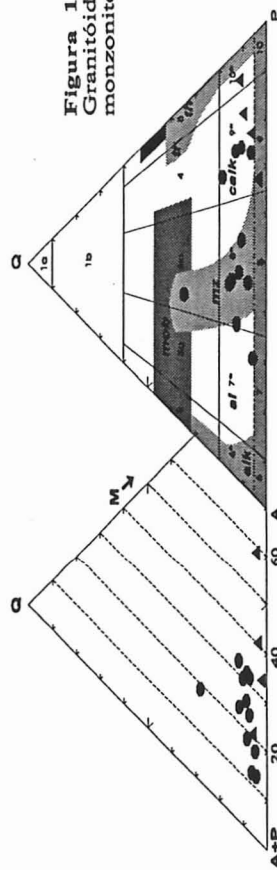


Figura 1: Diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) para as rochas do Granitóide Quixaba (3b-monzogranito, 7*-qtzo sienito, 8*-qtzo monzonito, 9*-qtzo monzodiorito, 10*-qtzo diorito e 9-monzodiorito).

Legenda: ▲ Fácies Umari; ● Fácies Quixaba

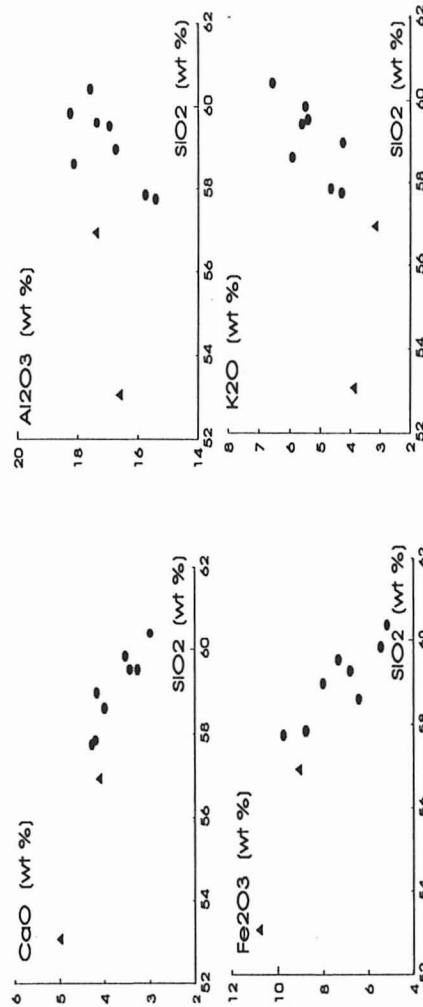


Figura 2 - Diagramas de variação "tipo Harker" para as rochas do Granitóide Quixaba.

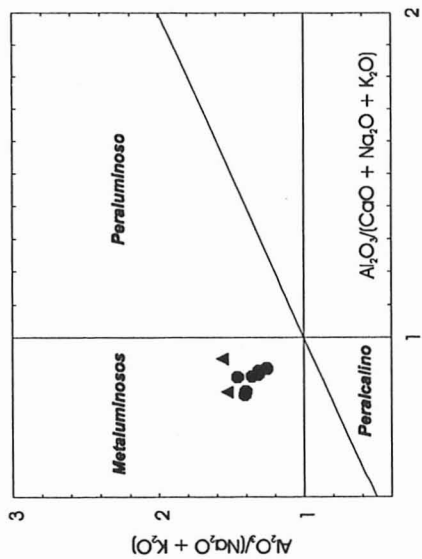


Figura 3: Diagrama dos índices de Shand para as rochas do Granitóide Quixaba.

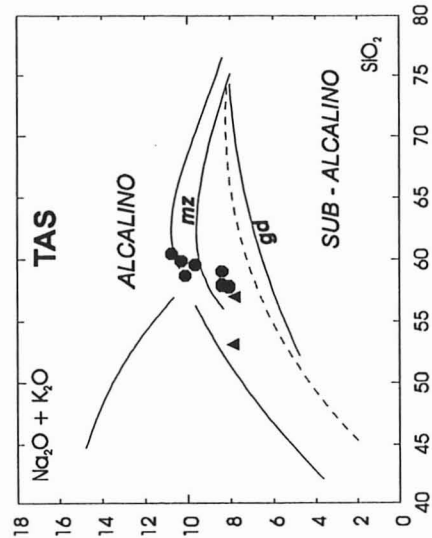


Figura 5 - Diagrama TAS para as rochas do Granitóide Quixaba.

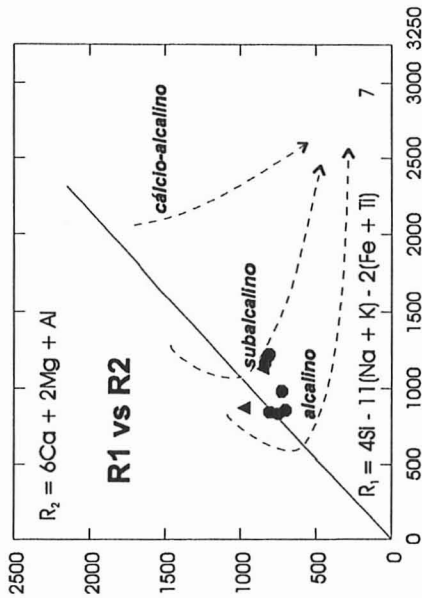


Figura 4 - Diagrama R_1 vs R_2 para as rochas do Granitóide Quixaba.

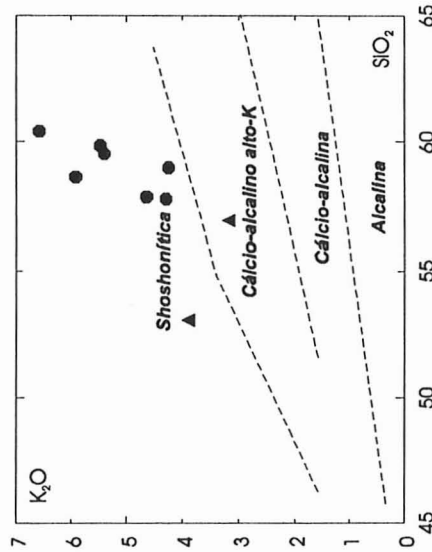


Figura 6 - Diagrama K_2O vs SiO_2 , com os campos de Rickwood (1989), para as rochas do Granitóide Quixaba.