

ORIGEM DOS MEGACRISTAIS DE K-FELDSPATO DO GRANITO DE MONTE DAS GAMELEIRAS, RIO GRANDE DO NORTE/PARAÍBA, BRASIL

ANTÔNIO CARLOS GALINDO*

ABSTRACT ORIGIN OF K-FELDSPAR MEGACRYSTS FROM MONTE DAS GAMELEIRAS GRANITE, RIO GRANDE DO NORTE/PARAÍBA, BRAZIL. The Monte das Gameleiras granitic batholith is located at the boundary between Rio Grande do Norte and Paraíba States in northeastern Brazil. Two main types of granitic rocks have been identified in this batholith. Dioritic inclusions occur in both of them. The predominating type is an extremely porphyritic syenogranite, which is intruded by a fine-grained monzogranite. K-feldspar megacrysts are found in both porphyritic granite and dioritic inclusions. The megacrysts long axes average around 4 cm, reaching up to 9 or 10 cm. The megacrysts are euhedral, zoned, and, sometimes, they show rapakivi texture. Flow textures and *tuillage* are common, but irregularly distributed. The K-feldspar megacrysts contain inclusions of plagioclase, biotite, quartz, hornblende, sphene, and apatite. These inclusions are concentrically arranged and parallel to the megacrysts zones. The included minerals are generally smaller than the same minerals in the groundmass. Microprobe analyses and x-ray diffraction studies show that the megacrysts of both facies are similar in composition, containing around 90% of orthoclase. Taking into account the textural and compositional aspects, it is concluded that the megacrysts of porphyritic granite and dioritic inclusions are phenocrysts and not porphyroblasts.

RESUMO O batólito granítico de Monte das Gameleiras localiza-se na divisa interestadual entre Rio Grande do Norte e Paraíba, no Nordeste do Brasil. Dois tipos principais de rochas graníticas foram identificados no batólito. Ocorrem intrusões dioríticas em ambos os tipos. O tipo predominante é um sienogranito extremamente porfirítico, que é penetrado por um monzogranito fino. Megacristais de K-feldspato estão presentes tanto no granito como nas inclusões dioríticas. Os eixos maiores dos megacristais possuem em média 4 cm, atingindo até 9 ou 10 cm. São megacristais eudrais, zonados e que às vezes, mostram textura rapakivi. Texturas de fluxo e de entelamento (*tuillage*) são comuns, embora irregularmente distribuídas. Os megacristais de K-feldspato contêm inclusões de plagioclásio, biotita, quartzo, hornblenda, titanita e apatita. As inclusões são concêntricamente dispostas e paralelas ao zoneamento dos megacristais. Os minerais de inclusão são geralmente menores que os mesmos minerais da massa. Análises nos microsonda e estudos por difração de raios-X mostram que os megacristais de ambos os fácies possuem composição similar, contendo cerca de 90% de ortoclásio. Levando-se em conta os aspectos composicionais e texturais, concluiu-se que os megacristais do granito porfirítico e das inclusões dioríticas são fenocristais e não porfiroblastos.

INTRODUÇÃO O granitóide de Monte das Gameleiras constitui um batólito de aproximadamente 350 km², localizado no extremo sudeste do Rio Grande do Norte e extremo nordeste da Paraíba (Fig. 1). Litologicamente, são reconhecidos dois tipos petrográficos principais de caráter granítico, encraves diversos de composição intermediária a básica, além de veios e diques aplíticos, pegmatíticos e, mais raramente, quartzosos (Galindo 1982). O batólito está encaixado num complexo gnáissico-migmatítico, relatado em trabalhos prévios como Grupo Caicó de idade arqueana, com cerca de 2,7 Ga (Brito-Neves *et al.* 1976). Numa seqüência cronológica a unidade mais jovem é representada por um granito fino equigranular (monzogranito) cortando um granito porfirítico de textura grossa (sienogranito), ambos englobando encraves de rochas dioríticas.

ASPECTOS MACRO E MICROSCÓPICOS DOS MEGACRISTAIS

Os megacristais do granitóide de Monte das Gameleiras apresentam dimensões médias da ordem de 4,0 cm segundo seu eixo maior de alongamento, podendo atingir por vezes até mais de 9,0. São cristais essencialmente euédricos zonados (Figs. 2 e 3), apresentando inclusões de biotita e/ou hornblenda, quartzo e plagioclásio (em amostra de mão), mostrando localmente textura tipo rapakivi. Os megacristais ocorrem tanto no granito porfirítico quanto nos encraves dioríticos, apresentando em ambos os casos os mesmos aspectos texturais (Fig. 4). A proporção e o tamanho dos megacristais aumentam das bordas para o centro do corpo e, localmente, estes desenvolvem textura de cumulados conferindo à rocha uma composição de álcali-feldspato sienito (Fig. 5).

O granitóide apresenta uma foliação penetrativa, mais marcante nas bordas do corpo, envolvendo a orientação dos máficos (biotita e anfíbólio) e, em menor grau, dos megacristais de K-feldspato e encraves dioríticos. Esta foliação está sendo interpretada como a conjugação dos efeitos de ballooning associados à colocação do corpo (efeito *ballooning*).

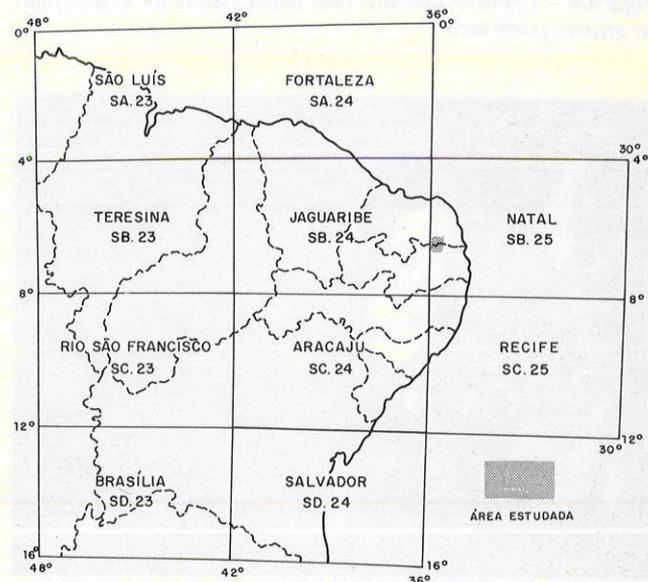


Figura 1 – Localização da área estudada

* Departamento de Geologia, CCE-UFRN. Campus Univesitário. Caixa Postal 1639, CEP 59000, Natal, RN

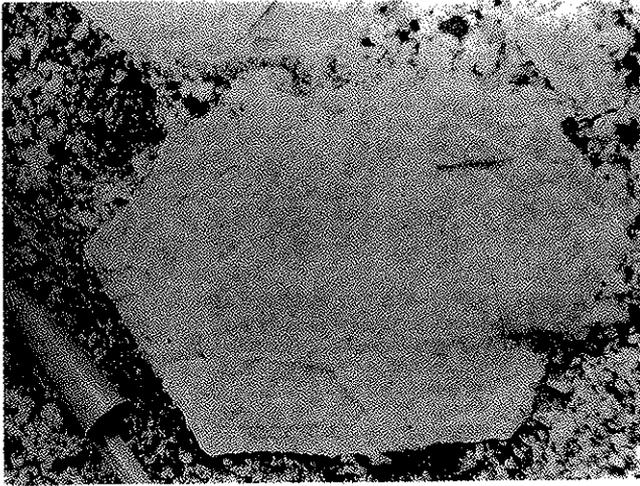


Figura 2 – Megacristal euédrico e zonado de K-feldspato no granito porfíritico



Figura 3 – Aspecto geral da textura do granito porfíritico na região central do granitóide

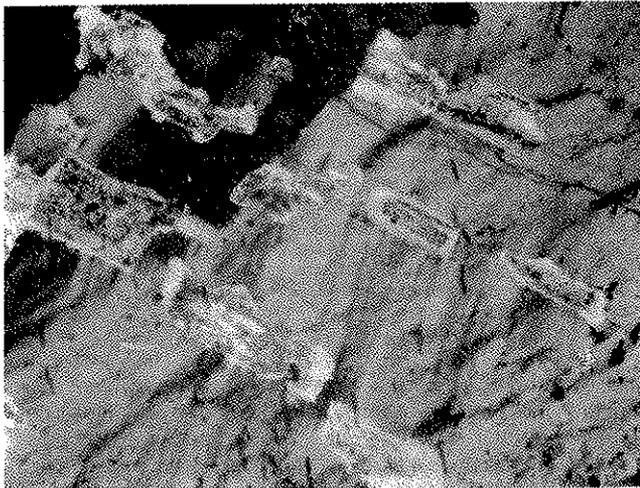


Figura 4 – Enclave diortítico com megacristais de K-feldspato no granito porfíritico



Figura 5 – Textura de cumulado de K-feldspato no granito porfíritico

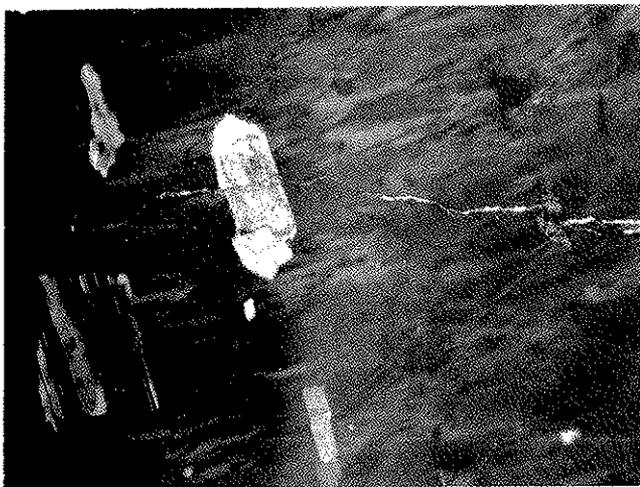


Figura 6 – Megacristal de K-feldspato com inclusões orientadas de plagioclásio (nicóis cruzados; aumento linear 54 vezes)

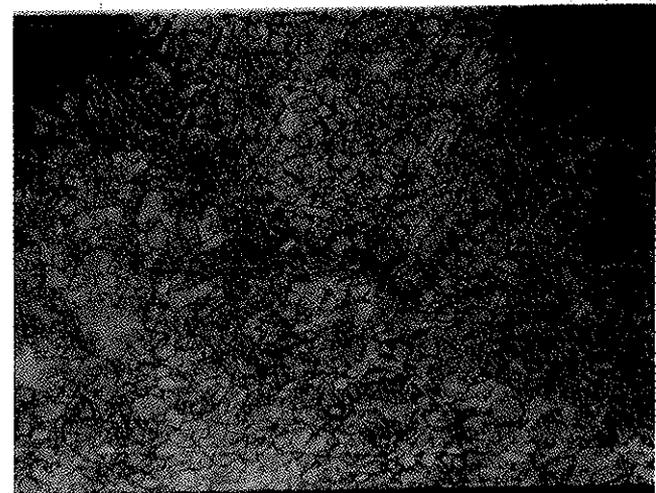


Figura 7 – Inclusões orientadas de plagioclásio e titanita (à direita da foto) num megacristal de K-feldspato do granito porfíritico (nicóis cruzados; aumento linear 54 vezes)

com aqueles causados pela tectônica regional, relacionada ao Ciclo Brasileiro, que teve atuação destacada na região do Seridó (Galindo *et al.* 1987). Localmente, os megacristais apresentam orientações divergentes em relação à foliação dominante no corpo, sendo as primeiras interpretadas como texturas de fluxo. Texturas de entelhamento (tipo *tuillage*) também são eventualmente observadas.

Ao microscópio, os megacristais são geralmente subédricos, com bordas irregulares, associando-se a elas textura tipo mortar. Mirmequita se apresenta na forma de bolhas dentro do K-feldspato e também nas interfaces de contato plagioclásio/feldspato potássico. A zonação comum em amostra de mão por vezes não é bem visível em lâmina, sendo entretanto marcada pelo arranjo das inclusões, notadamente as de plagioclásio. Os megacristais mostram comumente a conjugação das geminações Carlsbad e albita-periclina (microclinização do ortoclásio?). Pertitização ocorre com mais frequência nas partes centrais dos megacristais, sendo as pertitas dos tipos *stringlets* e *strings* (pertitas finas) predominantes (classificação de Alling 1938 *apud* Deer *et al.* 1976).

À escala microscópica observam-se inclusões variadas nos megacristais, sendo plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda, titanita e apatita as principais e, secundariamente, opacos e zircão. O plagioclásio constitui em média de 90% a 95% das inclusões. Apresenta-se em pequenos cristais, via de regra subédricos e, por vezes, euédricos, geralmente orientados com seu eixo maior paralelo às faces do megacristal. Seus núcleos são comumente saussuritizados (epidotização essencialmente), enquanto as bordas são mais preservadas (Figs. 6 e 7). Este aspecto deve refletir uma variação composicional sendo os núcleos primitivos mais cálcicos e as bordas mais sódicas. O teor de anortita das inclusões varia de 23% a 28% (determinado pelo método de Michel-Lévy com o auxílio da platina universal), sendo que as mais externas ao megacristal apresentam teores sempre menores que as mais internas. Os plagioclásios da matriz, por sua vez, apresentam anortita variando de 18% a 24%, ou seja, teores compatíveis com os observados nas inclusões mais externas.

O quartzo é, depois do plagioclásio, a principal inclusão. Ocorre em cristais essencialmente anédricos e menores que os de plagioclásio. Biotita, titanita, hornblenda, apatita, opacos e zircão formam sempre cristais subédricos a euédricos, pequenos, e não somam 5% das inclusões.

ANÁLISES POR MICROSSONDA Os dados de composição dos feldspatos potássicos apresentados na Tabela 1 são de McMurry (1982). Eles foram obtidos em três amostras do granito porfirítico, nas quais a autora citada analisou um megacristal e um grão de microclínio da matriz. Em todos os casos foram analisados os elementos maiores e os teores de bário e em dois deles (amostras GA-15a e GA-18b) foram também feitas travessas para verificar um possível zoneamento do bário. Diante dos resultados obtidos chega-se às seguintes conclusões: a. os teores dos elementos maiores praticamente não mostram variações nos diversos megacristais, nem mesmo entre estes e os microclínios da matriz; b. as travessas para bário (Figs. 8 e 9) mostram uma zonação nos megacristais (ainda que não seja muito expressiva), sendo os núcleos mais enriquecidos em bário do que as bordas. Nota-se ainda novo aumento nos teores de bário nas partes mais externas do megacristal, na passagem da borda para a coroa (região de contato megacristal-matriz); c. os teores de bário da matriz são similares aos das partes mais externas do megacristal (coroas), indicando uma provável condição de cristalização em equilíbrio entre a matriz e as bordas externas dos megacristais.

ANÁLISES POR DIFRAÇÃO DE RAIOS-X Análises de difração de raios-X realizadas em laboratório da Universidade Federal de Pernambuco resultaram na obtenção de 21 difratogramas: oito de megacristais do granito porfirítico, dois

Tabela 1 – Análises de microsonda de megacristais e microclínios da matriz do granito porfirítico (segundo McMurry 1982)

Amostras Método	GA-05		GA-15a		GA-18b	
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	63,34	63,54	65,03	64,78	65,17	64,70
Al ₂ O ₃	18,25	18,34	18,25	18,62	18,49	18,23
CaO	0,11	0,11	0,00	0,00	0,00	0,27
Na ₂ O	0,81	0,67	0,92	0,82	0,79	0,49
K ₂ O	15,29	14,43	15,22	15,45	15,30	15,40
BaO	0,58	0,57	0,53	0,66	0,31	0,34
Total	99,38	97,67	99,95	100,33	100,06	99,42
Mol.% Or	91,10	91,78	90,74	91,42	92,21	93,51
Mol.% Ab	7,30	6,50	8,30	7,37	7,22	4,48
Mol.% An	0,53	0,60	0,00	0,00	0,00	1,37

Obs.: Todas as análises são do granito porfirítico. As amostras 1, 3 e 6 são de megacristais e as 2, 4 e 5, de microclina da matriz.

de megacristais de encaves dioríticos e um de microfenocristal da matriz do granito porfirítico. Os outros 10 difratogramas são de cinco amostras de megacristais do granito, nas quais se separou pó da parte central e da borda de cada um deles. As condições de trabalho do aparelho foram: radiação CuK α , velocidade do goniômetro de 1 a 1/4^o por minuto a depender de cada amostra, velocidade do papel de 20 mm/min, 20 mA e 35 kV, escala de 4x10² e uma constante de tempo igual a 2. Toda as amostras foram homogeneizadas com quartzo na proporção Kf:Qz=2:1. Esta medida se fez necessária para melhor fixar as posições das reflexões 201, 204 e 060 do K-feldspato utilizadas na determinação do seu teor de ortoclásio e de seu estado estrutural pelas metodologias de Wright (1968) e Jones *et al.* (1969), está última só para o teor de ortoclásio. As reflexões 102 e 112 do quartzo foram usadas, respectivamente, para a correção das posições das reflexões 204 e 060 dos K-feldspatos. Por outro lado, a posição da reflexão 201 do feldspato potássico foi corrigida utilizando-se as reflexões 100 e 101 do quartzo.

Apenas seis dos 21 difratogramas deram bons resultados para a obtenção dos parâmetros acima referidos considerando as premissas dos métodos utilizados. Nos demais não foi possível separar-se as reflexões 201 do K-feldspato daquela 100 do quartzo, uma vez que elas tendem a se superpor. Dessa forma não se pôde calcular o teor de ortoclásio pelos métodos de Wright (*op. cit.*) e Jones *et al.* (*op. cit.*).

O estado estrutural/triclinicidade (conforme Smith 1974, vol. I, p. 218 e 287) foi determinado pelo método de Wright (*op. cit.*), utilizando-se as reflexões 204 e 060 dos K-feldspatos (Tab. 2). Esta metodologia foi usada por possi-

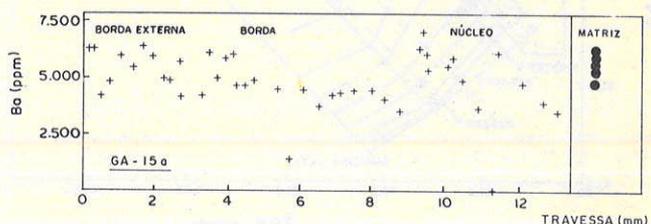


Figura 8 – Variação dos teores de bário (análises por microsonda) em megacristais do granito porfirítico (segundo McMurry 1982)

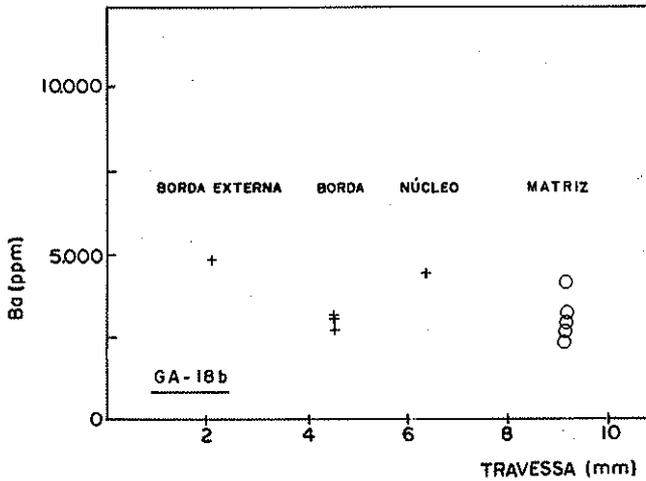


Figura 9 - Variação dos teores de bário (análises por microsonda) em megacristais do granito porfirítico (segundo McMurry 1982)

bilitar a determinação do teor de ortoclásio a partir da utilização da reflexão 201 do feldspato potássico. A posição dos pontos no diagrama 204 x 060 (Fig. 10) indica serem os megacristais microclínio intermediário, com duas amostras situando-se entre ortoclásio e Benson (um estado estrutural mais próximo de ortoclásio), e as demais próximas de Spencer-U ou entre Spencer-U e microclínio máximo-albita baixa (mais condizente com estado estrutural triclinico).

A partir do diagrama de estado estrutural (Fig. 10) e dos dados da reflexão 201 (Tab. 2), verifica-se que todos os megacristais são caracterizados como feldspatos anômalos (as dimensões de suas cela unitárias não são normais). Segundo Wright (op. cit.), isto ocorre quando a diferença entre as reflexões 201 medidas nos difratogramas e a estimada pelo diagrama estado estrutural, para cada megacristal separadamente, é maior do que 0,1° de 2θ. Nestes casos, este autor não recomenda o uso da reflexão 201 para calcular o teor de ortoclásio dos feldspatos potássicos. Por outro lado, o mesmo autor menciona que, mesmo feldspatos anômalos estrutural-

mente podem ter seus teores de ortoclásio determinados desde que se conheçam os parâmetros, a, b, c de suas celas unitárias. A partir deles se determinam os volumes das celas e se utilizam os valores encontrados na figura 1a de Wright & Stewart (1968).

Tabela 2 - Dados de análises de difração de raios-X de megacristais de K-feldspato para a determinação do estado estrutural

Referência \ Amostras	CG-02	GA-05	CG-29	CG-53	CG-60	CG-53'
204	50,65	50,63	50,63	50,70	50,91	50,73
060	41,84	41,87	41,86	41,88	41,87	41,70
201	21,03	21,03	20,99	21,05	21,00	21,07

Obs.: Amostras CG-02, GA-05, CG-29, CG-53 e CG-60 são do granito; CG-53' é megacristal de encrave diorítico

Apesar das restrições quanto à utilização da reflexão 201, foram lançados os valores das mesmas, calculados a partir dos vários difratogramas, nos diagramas de Wright (op. cit.) e Jones et al. (op. cit.), para se ter uma idéia das composições (Figs. 10 e 11), ainda que aproximadas, e poder compará-las com os dados disponíveis de microsonda (Tab. 1). Os dados da reflexão 201 usados nesta determinação, bem como os relativos aos parâmetros a, b, c e os volumes das celas unitárias, encontram-se na tabela 3.

Tabela 3 - Análises por difração de raios-X de megacristais de K-feldspato para a determinação do teor de ortoclásio

Referência \ Amostras	CG-02	GA-05	CG-29	CG-53	CG-60	CG-53'
201 (K-feldsp.)	21,03	21,03	20,99	21,05	21,00	21,07
101 (KBrO ₃)	20,19	20,19	20,19	20,19	20,19	20,19
Δ2θ	0,84	0,84	0,80	0,86	0,81	0,88
a	8,572	8,571	8,585	8,564	8,582	8,556
b	12,948	12,940	12,943	12,937	12,940	12,987
c	7,204	7,207	7,207	7,198	7,172	7,195
V(Å ³)	718,65	718,42	719,76	716,77	715,85	718,57

Obs.: Amostras CG-02, GA-05, CG-29, CG-53 e CG-60 são megacristais do granito porfirítico; a CG-53' é um megacristal de encrave diorítico.

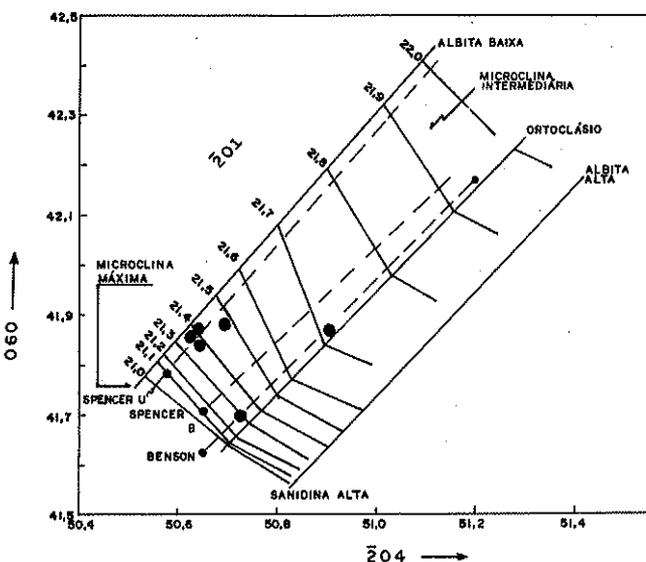


Figura 10 - Estado estrutural dos K-feldspato (adaptado de Wright 1968)

Os teores de ortoclásio encontrados pelas metodologias que usam esta reflexão situam-se na faixa de 86% a 93% (Tab. 4), com teor médio da ordem de 89%. Mesmo considerando as evidências de os megacristais serem estruturalmente anômalos, verifica-se que não há diferenças muito significativas entre esses valores e os determinados por microsonda, sendo razoável admitir que os primeiros possam corresponder efetivamente às composições dos K-feldspatos estudados. Deve-se ressaltar que dos seis megacristais analisados por difração de raios-X, apenas a amostra CG-60 tem caráter fortemente anômalo (201 do difratograma - 201 do estado estrutural = 0,7° de 2θ), enquanto as demais amostras mostram anomalias menos acentuadas da ordem de 0,35° de 2θ (seriam cristais relativamente pouco anômalos). Os últimos poderiam ter seus teores de ortoclásio calculados pela reflexão 201, ainda que seja aconselhável verificar os resultados por análises de microsonda.

Considerando os volumes das celas unitárias calculados a

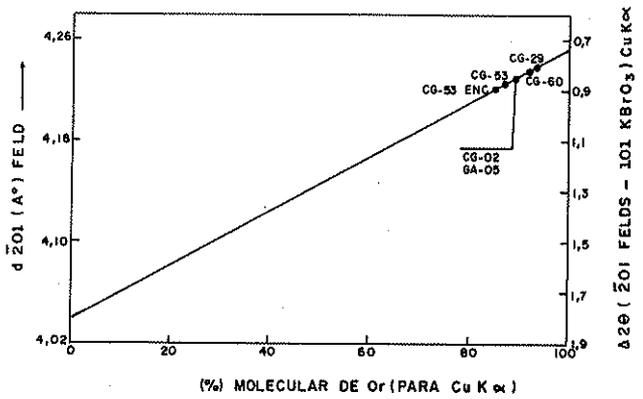


Figura 11 – Curva determinativa do teor de ortoclásio (Jones et al. 1969) com seis amostras analisadas por difração de raios-X

partir dos parâmetros *a*, *b*, *c*, verifica-se que os teores de ortoclásio encontrados (Fig. 13) são mais baixos, variando de 82% a 91% e com média da ordem de aproximadamente 87%. Cabe ressaltar que o valor de 82% é relativo à amostra CG-60, que tem caráter fortemente anômalo, sendo portanto menos confiável.

Tabela 4 – Teores de ortoclásio de seis megacrístais de K-feldspato calculados pelos métodos de Jones et al. (1969), Wright (1968) e Wright & Stewart (1968)

Amostra	CG-02	CG-05	CG-29	CG-53	CG-60	CG-53'
Jones et al. (1969)	89	89	93	88	92	86
Wright (1968)	89	89	92	87	92	87
Wright & Stewart (1968)	88	87	91	84	82	88

Obs.: Os teores de ortoclásio são em mol.%. Amostras CG-02, GA-05, CG-29, CG-53 e CG-60 são do granito; a CG-53' é de megacrístal de encrave diorítico

Diante dos resultados encontrados, é plenamente justificável admitir que o teor médio de ortoclásio dos K-feldspatos estudados se situa na faixa de 87% a 89% e que não existem diferenças significativas entre os cristais analisados (desprezando-se os valores de amostras fortemente anômalas). Essas composições são perfeitamente compatíveis com as fornecidas pela microsonda (teor médio da ordem de 91%) e parecem aceitáveis, considerando as dificuldades inerentes ao uso de metodologias envolvendo análises por difração de raios-X.

ORIGEM DOS MEGACRISTAIS Os megacrístais de K-feldspato em granitos, normalmente microclínicos, em parte pertitzados, de forma eudétrica e, por via de regra, zonados, podendo ou não apresentar texturas de cumulado e rapakivi, têm interpretações variadas quanto à sua origem. Vários autores – como Hibbard (1965, 1979), Higgins & Kawachi (1977), Kawachi & Sato (1978), Mehnert & Busch (1981) e Vernon (1986) – têm interpretado os mesmos como fenocrístais (origem magmática) enquanto Stone & Austin (1961), Exley & Stone (1964), Pitcher & Berger (1972) e Souza (1985) interpretam os megacrístais como porfiroblastos.

Os megacrístais do granitóide de Monte das Gameleiras são eudétricos, zonados, freqüentemente com inclusões orientadas e exibem por vezes texturas do tipo rapakivi, feições

estas muito pertinentes a fenocrístais. Um outro aspecto a se destacar diz respeito às texturas ligadas à movimentação de líquido magmático. Como já foi referido, identifica-se no corpo uma foliação penetrativa, interpretada como a conjugação dos efeitos da tectônica regional e o baloneamento causado pela colocação do plúton. Entretanto, é comum encontrarem-se localmente texturas de fluxo e entelhamento, que são de caráter primário, associadas a movimentos do magma e podem preservar-se apesar de a rocha sofrer deformação no estado sólido (Marre 1982, Bard 1980, Blumenfeld 1983).

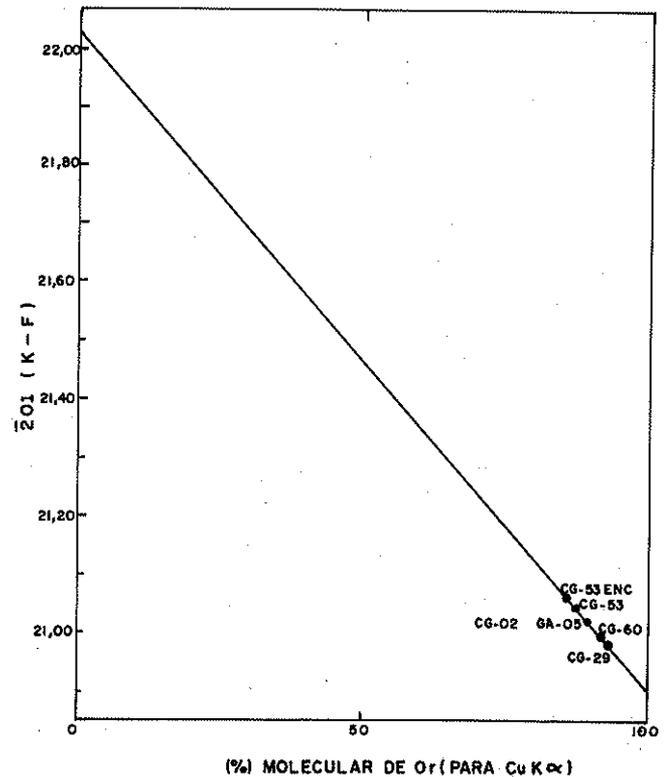


Figura 12 – Curva determinativa do teor de ortoclásio (Wright 1968) com seis amostras analisadas por difração de raios-X

Observadas ao microscópio, as bordas irregulares dos cristais de K-feldspato, nos quais por vezes se desenvolve textura tipo mortor, indicam que no final da cristalização os megacrístais tiveram suas formas influenciadas pela matriz da rocha. Esta feição sugere que os megacrístais têm uma longa história de cristalização. Inicialmente, cresceram livres no líquido e adquiriram as feições de zoneamento. Nos estágios finais de crescimento interagiram com a matriz. Outro aspecto a destacar é a presença constante de geminação simples segundo a lei de Carlsbad. Essa feição tem sido interpretada como própria de cristais magmáticos (Vernon 1986) por ser extremamente comum em fenocrístais de K-feldspato de rochas vulcânicas. Por outro lado, os grãos de microclínio da matriz apresentam geminação polissintética (albita e periclínio), resultando o típico padrão xadrez do microclínio. A presença de geminação polissintética em padrão xadrez é muito comum em K-feldspato de rochas metamórficas interpretadas como porfiroblastos.

Outro aspecto textural típico desses megacrístais é a grande quantidade de inclusões, por via de regra orientadas (notadamente de plagioclásio). A origem dessas inclusões orientadas é explicada por um processo de fixação (*attachment*) e incorporação de pequenos cristais na superfície eudral do K-feldspato em crescimento (mecanismo de *synneusis* de Vance

1969). Os cristais de plagioclásio inclusos nos megacristais são menores que os da matriz e os teores de anortita dos primeiros são em média mais altos. Se os megacristais de K-feldspato fossem porfiróblastos, era de esperar que as inclusões de plagioclásio fossem de tamanho similar aos grãos de plagioclásio da matriz e que ambos apresentassem teores de anortita similares.

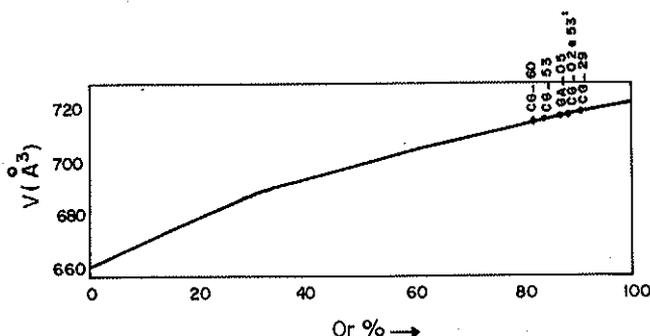


Figura 13 - Curva determinativa do teor de ortoclásio (Wright & Stewart 1968) para seis amostras analisadas por difração de raios-X

Os teores de ortoclásio encontrados por difração de raios-X ficam na faixa de 87% a 89%, não havendo variações significativas entre os vários cristais analisados do granito porfirítico, e mesmo entre estes e amostras de encraves dioríticos. Se isto por si só não caracteriza a natureza magmática ou metamórfica do megacristal, evidencia pelo menos uma certa homogeneidade entre os cristais analisados, quer sejam do granito ou de encraves dioríticos. As análises de microsonda mostram também homogeneidade nos teores de ortoclásio (média de 91% de Or). As análises para bário (duas travessas feitas por microsonda) mostram uma zonação (ainda que não muito expressiva), em que os núcleos dos megacristais são enriquecidos neste elemento em relação às bordas. Sabe-se que cristais de feldspato potássico comprovadamente magmáticos (em rochas vulcânicas) apresentam zonação em bário com núcleos mais ricos em relação às bordas. Essas travessas de bário mostram ainda que as regiões de contato megacristal/matriz têm teores similares àqueles dos núcleos dos megacristais. Esse enriquecimento pode estar ligado à infiltração hidrotermal tardia (Mehnert & Busch 1981). Esse aporte de material caracteriza de certa forma um metassomatismo que não precisa estar ligado a eventos metamórficos *sensu lato* e não implica necessariamente serem os megacristais porfiróblastos.

Os megacristais que ocorrem nos encraves dioríticos apresentam texturas macro e microscópicas que em nada diferem das dos cristais do granito porfirítico. Diante de tais evidências é muito mais provável terem ambos uma mesma origem. Deve-se ressaltar ainda que apenas nos encraves dioríticos (microgranitóides no sentido de Vernon *op. cit.* e de Cantagrel 1984) são encontrados megacristais de K-feldspato e, quando se têm encraves das encaixantes (xenólitos), estes não estão presentes. A presença de cristais de K-feldspato nos encraves dioríticos pode ser explicada por um processo de penetração mecânica dos mesmos, no instante que os encraves ainda constituíam glóbulos de magma misturados ao material granítico (já um *crystal mush*), havendo baixo contraste de viscosidade entre os dois materiais. Sá *et al.* (1986) defendem idéia semelhante para explicar a presença de megacristais de K-feldspato em enclaves dioríticos no maciço de Acari (RN).

EVOLUÇÃO DOS MEGACRISTAIS Um modelo para a evolução dos megacristais do granitóide de Monte das Gameleiras envolve necessariamente uma longa história de

cristalização. Ela deve ter começado após a cristalização das fases acessórias e máficas do granito bem como dos plagioclásios que se encontram como inclusões nos megacristais. Uma proposta de evolução pode tomar como base aquela adotada por Hibbard (1979) para K-feldspato do granodiorito de Sand Spring, os quais tem características texturais similares às dos megacristais de Monte das Gameleiras. Essa proposição envolve quatro estágios principais na evolução (Fig. 14):

1. Nucleação e crescimento de pequenos cristais de plagioclásio mais cálcico (a composição do líquido se situa no espaço de cristalização dos plagioclásios no diagrama Qz-Ab-An-Or-H₂O). Aqui haveria também a cristalização de zircão, apatita, opacos, titanita, biotita e hornblenda, que aparecem como inclusões nos megacristais.

2. Início da nucleação do K-feldspato indicando que a composição do líquido atingiu a superfície cotética *plagioclásio-feldspato potássico*, ocorrendo então o seguinte: a. cristalização simultânea de plagioclásio e K-feldspato; e b. alinhamento repetitivo de pequenos cristais de plagioclásio (os do estágio 1) no K-feldspato em crescimento (mecanismo *synneusis* de Vance 1969).

3. Início da cristalização do quartzo da matriz, indicando ter-se atingido linha cotética do sistema Qz-Ab-An-Or-H₂O.

4. Neste estágio tem-se já o desenvolvimento do núcleo e borda dos megacristais. Segue-se a formação das coroas irregulares dos megacristais, que se dá simultaneamente com a consolidação final da matriz.

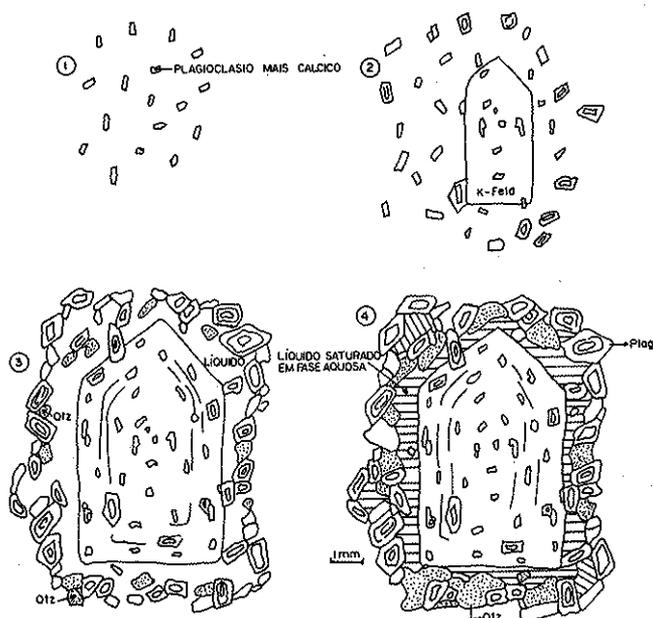


Figura 14 - Modelo esquemático da evolução dos megacristais de K-feldspato (adaptado de Hibbard 1979)

CONCLUSÕES Diante das evidências texturais macro e microscópicas e composicionais (análises por microsonda e por difração de raios-X), optou-se por uma origem magmática (fenocristais) para os megacristais do granitóide de Monte das Gameleiras, tanto os do granito porfirítico quanto os dos enclaves dioríticos. Os principais aspectos que corroboram esta hipótese podem ser sumarizados da seguinte forma:

1. Os megacristais são essencialmente euédricos e zonados, não se observando qualquer indicio de recristalização.
2. São de caráter local, porém relativamente frequentes, texturas associadas a processos nitidamente ígneo, como: texturas de fluxo, entelhamento (*tuillage*) cumulado e mesmo manteamento do tipo rapakivi.

3. Zonação de bário, nos megacristais, similar à de fenocristais de rochas vulcânicas, a qual é obviamente magmática.
4. Teores médios de ortoclásio na faixa de aproximadamente 90%, tanto para os megacristais do granito, quanto para os dos enclaves dioríticos, sugerindo uma mesma origem para ambos (reforçada pela presença das mesmas texturas em seus megacristais).
5. Grande quantidade de inclusões de natureza variada, estando as mesmas orientadas, formadas sempre por cristais menores do que aqueles da mesma espécie que ocorre na matriz (notadamente no caso do plagioclásio).

Agradecimentos O autor agradece ao Conselho Nacio-

nal do Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) o financiamento dessa pesquisa; à Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), pela realização das análises de difração de raios-X em seus laboratórios; aos colegas Jaziel Martins Sá e Emanuel Ferraz Jardim de Sá, professores do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, pela valiosa contribuição que deram durante as diversas fases desta pesquisa; e ao professor Roberto Dall'Agnoll, do Departamento de Geoquímica e Petrologia da Universidade Federal do Pará, por discussões e sugestões muito valiosas, e pela leitura final do texto.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARD, J.P. 1980. *Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques*. Ed. Masson, Paris. 192p.
- BLUMENFELD, P. 1983. Le tuilage des mégacristaux, un critère d'écoulement rotatif pour fluidalités des roches magmatiques. Application au granite de Barbey-Séroux (Vosges, France). *Bull. Soc. Geol. France*, 7, XXV(3):309-318.
- BRITO-NEVES, B.B.; KAWASHITA, K.; PESSOA, D.R. 1976. A posição estratigráfica do Complexo Caicó. In: SIMP. GEOL NORDESTE, 7, Fortaleza, 1976. Atas... Recife, SBG/Nº v. 7, p. 289-298.
- CANTAGREL, J.M.; DIDIER, J.; GOURGAUD, A. 1984. Magma mixing: origin of intermediate rocks and enclaves from volcanism to plutonism. *Phy. Earth. Planet. Int.*, 35:63-76.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1976. *An introduction to the rock-forming minerals*. Londres. Longman, 528p.
- EXLEY, C.S. & STONE, M. 1964. The granitic rocks of southwest England. *Trans. R. Soc. Cornwall*, 131:131-184.
- GALINDO, A.C. 1982. *Estudo petrológico do corpo granítico de Monte das Gameleiras-RN/PB*. Recife. 99p. (Tese de Mestrado).
- GALINDO, A.C.; JARDIM DE SÁ, E.F.; LEGRAND, J.M.; SÁ, J.M.; MACEDO, M.H.F.; VITAL, H.; OLIVEIRA, M.L.; CASTRO, D.L. 1987. *Projeto Granitos e Ortognaisses da Região do Seridó (PADCT/FINEP)*. Rel. Tec. Final, Natal, 153p.
- HIBBARD, M.J. 1965. Origin of some alkali-feldspar phenocrysts and their bearing on petrogenesis. *Am. J. Sci.*, 263:245-261.
- HIBBARD, M.J. 1979. Myrmekite as a marker between preaqueous and postaqueous phase saturation in granitic systems. *Geol. Soc. Am. Bull.*, part I, 90:1047-1062.
- HIGGINS, N.C. & KAWACHI, Y. 1977. Microcline megacrysts from Green Lake granodiorite, eastern Fiordland, New Zealand. *N.Z.J. Geol. Geophys.*, 20:273-286.
- JONES, J.B.; NESBITT, R.W.; SLADE, P.C. 1969. The determination of the orthoclase content of homogenized alkali-feldspar using the 201 x-ray method. *Miner. Mag.*, 37(288):489-496.
- KAWACHI, Y. & SATO, T. 1978. Orthoclase megacrysts in the Yakushima granite, southern Kyushu, Japan. *Neus. Jahrb. Mineral. Abh.*, 132:136-152.
- KERRICK, D.M. 1969. K-feldspar megacrysts from a porphyritic quartz monzonite, Central Sierra Nevada, California. *Am. Mineral.*, 54:839-848.
- MARRE, J. 1982. *Méthodes d'analyse structurale des granitoïdes*. Bur. Rech. Géol. Min., 128pp. Man. & Méthodes 3.
- McMURRY, J. 1982. *Petrology and Rb-Sr geochemistry of Monte das Gameleiras and Dona Inês plutons, northeaster, Brazil*. Texas, 180p. (MSc. Thesis, Univ. Texas at Austin).
- MEHNERT, K.R. & BUSCH, W. 1981. The Ba content of K-feldspar megacrysts in granites: a criterion for their formation. *Neus. Jahrb. Mineral. Abh.*, 140:221-252.
- PITCHER, W.S. & BERGER, A.R. 1972. *The geology of Donegal: a study of granite emplacement and unroofing*. Wiley, New York, 435p.
- SÁ, E.F. J. de; LEGRAND, J.M.; GALINDO, A.C.; HACKSPACHER, P.C.; SÁ, J.M. 1986. Granitogênese brasileira no Seridó: o maciço de Acari (RN), *Rev. Bras. Geoc.*, 16(1):95-105.
- SMITH, J.V. 1974. *Feldspar minerals*, vol. I e II. Berlim, Springer Verlag, 1317p.
- SOUZA, Z.S. 1985. Os megacristais de K-feldspato do granito Dente de Cavalo de Acari (RN). *Natal. Bol. DG-CCE/UFRN*, 9:38-53.
- STONE, M. & AUSTIN, W.G.C. 1961. The metassomatic origin of potash feldspar megacrysts in the granites of southwest England. *J. Geol.*, 69:464-472.
- VANCE, J.A. 1969. On synneusis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 24:7-29.
- VERNON, R.H. 1986. K-feldspar megacrysts in granites-phenocrysts, not porphyroblasts. *Earth Sci. Rev.*, 23:1-63.
- WRIGHT, T.L. & STEWART, D.B. 1968. X-ray and optical study of alkali feldspar: I. Determination of composition and structural state from refined unit-cell parameters 2V. *Am. Mineral.*, 53:38-86.
- WRIGHT, T.L. 1968. X-ray and optical study of alkali feldspar: II. An x-ray method for determining the composition and structural state from measurements of 2 θ for three reflection. *Am. Mineral.*, 53:88-103.

MANUSCRITO 468

Recebido em 08 de julho de 1987

Revisão aceita em 08 de agosto de 1988

Embora a natureza tenha dotado a espécie humana de grande riqueza, os recursos minerais são limitados e não podem ser renovados. Devemos pois fazer pleno uso deles e não desperdiçar um único grama.

Zou Zhihua, 1988, The basic mineral strategies for developing countries. *Raw materials Report*, 6(1):26-30