

O METAMORFISMO DE CONTATO CAUSADO PELO GABRONORITO DE TOTORÓ, CURRAIS NOVOS, RIO GRANDE DO NORTE, NORDESTE BRASILEIRO

EDMILSON SANTOS DE LIMA*, RICARDO JOSÉ RIBEIRO PESSÔA* e
ANA CLÁUDIA DE AGUIAR ACCIOLY**

ABSTRACT CONTACT METAMORPHISM CAUSED BY THE TOTORÓ GABRONORITE, CURRAIS NOVOS, RIO GRANDE DO NORTE, NORTHEASTERN BRAZIL. The mafic stock of Totoró, emplaced in metamorphic rocks of the Seridó Group, was responsible for the thermal reequilibrium in the enclosing metapelitic rocks. Several reactions occurred at the contact between the two lithologic units. Formation of cordierite and the chemical reequilibrium of garnet and biotite are the most important ones. Metamorphic conditions due to the thermal effect of the intrusive body were estimated using the ionic exchange reaction of Fe-Mg between garnet-biotite and garnet-cordierite pairs. These equilibria indicate temperatures in the range of 580-700°C and pressures of 4-6 kbar.

RESUMO O corpo intrusivo máfico de Totoró, posicionado em rochas metamórficas do Grupo Seridó, foi responsável pelo reequilíbrio térmico causado nas rochas metapelíticas encaixantes. Diversas reações ocorreram no contato entre as duas unidades litológicas. Formação de cordierita e o reequilíbrio químico de granada e biotita são as mais importantes. Condições de temperatura do metamorfismo de contato foram estimadas usando-se as reações de troca iônica entre granada-biotita e granada-cordierita. Esses equilíbrios indicam temperatura entre 580 °C e 700 °C e pressões de 4 a 6 kbar.

INTRODUÇÃO E OBJETIVOS Na região nordeste oriental brasileira, mais de uma dezena de corpos máficos e ultramáficos, inseridos em terrenos pré-cambrianos, é registrada em mapeamentos nas escalas 1:50.000, 1:100.000 e menores. Entretanto, a literatura pertinente carece de exemplos de metamorfismo termal ligado a esses corpos, a despeito da presença de magmatitos intrusivos em terrenos factíveis daquele processo. Por via de regra, os corpos máficos e ultramáficos estão parcial ou totalmente deformados e metamorfi-zados.

O gabronorito de Totoró é um exemplo que tem preservado feições magmáticas e, sobretudo, está situado em uma região onde, por mais de duas décadas, tem sido profusamente pesquisada objetivando o discernimento estrutural e petrológico.

Face a essa lacuna, procurou-se caracterizar e quantificar o metamorfismo termal em metapelitos do Sistema de Dobramentos Seridó devido à intrusão do gabronorito. Desse modo, o presente trabalho objetiva subsidiar o entendimento da evolução pré-cambriana, em particular, o ambiente (P-T) com suas implicações interpretativas num contexto geológico mais amplo da região em apreço.

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO O corpo intrusivo de Totoró situa-se no segmento norte-nordeste - Sistema/Faixa de Dobramentos Seridó - do Domínio Estrutural Central (Brito-Neves 1983, Fig. 1).

Na região predominam rochas metapelíticas do Grupo Seridó (Meunier 1964, Ebert 1969, Ferreira & Albuquerque 1969), atualmente dividido (Archanjo & Salim 1986) em uma unidade basal essencialmente quartzítica (Formação Parelhas) e uma superior predominantemente pelítica (Formação Seridó).

Os metapelitos caracterizam-se regionalmente, por associações minerais envolvendo biotita, quartzo, plagioclásio (An₂₀₋₅₀), granada, ± microclina; ± cordierita, ± andaluzita/sillimanita, ± estaurolita, ± moscovita, ± apatita, ± ilmenita, ± zircão e ± turmalina.

Biotita e quartzo são fases minerais dominantes. Os aluminossilicatos são fases, em geral, porfiroblásticas. Clorita, epídoto e moscovita (a fase tardia) associam-se ao retrometamorfismo regional, relacionando-se às etapas finais de deformação.

Jardim de Sá (1984) admite quatro fases de deformação e metamorfismo. Na Formação Seridó, S₁ caracteriza-se por um bandamento milimétrico alternante micáceo e quartzoso ou por uma clivagem esboçada de poucos centímetros. Nesse evento deformacional, o metamorfismo (M₁) na Formação Seridó parece ter alcançado a fácies xisto verde (Jardim de Sá *op. cit.*). A fase F₂ foi intensa, consubstanciando dobramento isoclinal apertado a recumbente. Desenvolveu xistosidade ou clivagem de crenulação e afetou as superfícies S₀ e S₁, transpondo-as significativamente. O *trend* regional é NNE a NE. À semelhança do evento anterior, F₃ tem forte *print* regional e os estilos das dobras guardam identidade com os de F₂. O metamorfismo de M₃ vai da fácies xisto verde a anfibolito, com predomínio do primeiro e formação de cordierita, fibrolita e andaluzita. Para F₄, as dobras são abertas, normais ou inclinadas, e uma foliação S₄ como clivagem de fratura ou discreta xistosidade. Registra-se, nessa fase, um metamorfismo M₄ da fácies xisto verde. Jardim de Sá (*op. cit.*) admite o desenvolvimento de zonas de cisalhamento contemporâneas ou subseqüentes a F₄, bem como o surgimento de estruturas rúpteis associadas ao soergimento regional do terreno.

Inúmeros corpos graníticos são sin- ou pós-tectônicos a F₃ ou F₄, segundo aquele autor. Em adição, são também verificados xenólitos angulares de rocha máfica (Pessôa 1972, Jardim de Sá 1984) em granitos porfiríticos, indicando um estágio rúptural provavelmente ligado à progressão de F₃, como aventou Jardim de Sá (*op. cit.*), ou mesmo cognato a F₄.

A respeito da organização litoestratigráfica, Archanjo & Salim (1986) propõem a coluna representada na Figura 2.

GEOLOGIA LOCAL *Generalidades* O metamorfismo termal está vinculado a uma intrusão de gabronorito a diorito que afetou rochas metapelíticas do Grupo Seridó (Ebert 1969, Ferreira & Albuquerque 1969). A intrusão ocupa uma área da ordem de 7 km² (Pessôa 1974, Fig. 1). Encraves desse corpo máfico são freqüentes no domínio de rochas granodioríticas - graníticas situadas pouco a norte, sugerindo relíquias integrantes de um maciço pretérito mais extenso (batólito?) parcialmente assimilado pela intrusão félsica.

Os metapelitos encaixantes são tidos como pertencentes à Formação Seridó (Ebert 1969) e apresentam foliação principal

* Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Av. Moraes Rego, s/n^o, CEP 50000, Recife, PE, Brasil

** Bolsista de Iniciação Científica do CNPq

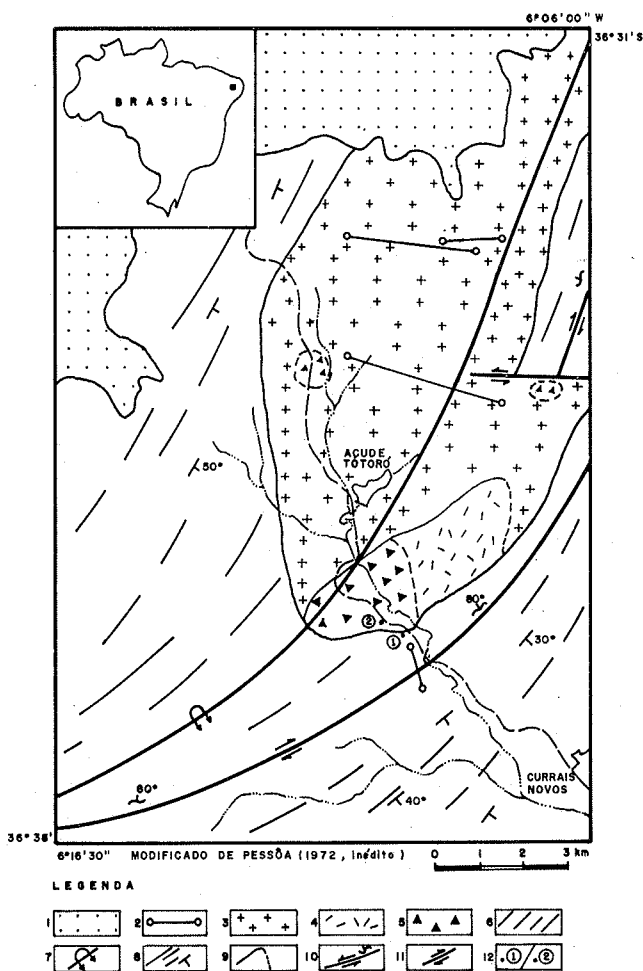


Figura 1 – Esboço geológico de uma região a noroeste de Currais Novos, Rio Grande do Norte, nordeste brasileiro: 1. arenitos conglomeráticos terciários; 2. basalto/diabásio terciário; 3. granitos e granodioritos; 4. dioritos com encraves de gabronorito; 5. gabronorito; 6. biotita-xistos da Formação Seridó; 7. antiforme invertido da foliação; 8. foliação principal com indicação de mergulho; 9. contato, inferido no traçado; 10. zona cisalhada com indicação de movimento e mergulho; 11. falha de rejeito direcional; 12. hornfels do contato (1) e megaxenólito (2)

Figure 1 – Geological sketch map of an area of northwest of Currais Novos, Rio Grande do Norte, Northeastern Brazil. Legend - 1. Tertiary conglomeratic arenites. 2. Tertiary basalt/diabase. 3. Granites and granodiorites. 4. Diorites with enclaves of gabronorite. 5. Gabronorite. 6. Biotite-schist of Seridó Formation. 7. Overturned antiform of foliation. 8. Principal foliation with dip indication. 9. Contact. 10. Shear zone with movement and dip indication. 11. Slip directional fault. 12. Hornfels of contact (1) and megaxenolith (2).

com direção N15°–20°E. Alguns corpos pegmatíticos seccionam os metapelitos, o granodiorito e, episodicamente, o corpo máfico.

O corpo máfico O corpo intrusivo varia composicionalmente de gabronorito a diorito e se expõe, continuamente, por cerca de 7 km² no modo de afloramentos, blocos soltos ou pelo registro característico no solo. Em escala de afloramento, exhibe textura granular – tamanho dos grãos da ordem de 0,5 cm – isotropa com frequentes fraturas dispostas ortogonalmente e, por via de regra, preenchidas por granito fino. Algumas vezes esses veios se acham deslocados por pequenas

Grupo Seridó	Formação Seridó	Micaxistos com intercalações de calciosilicáticas
	Formação Parelhas	Metaconglomerados, paragneisses, mármores, anfíbolitos
Grupo Jucurutu	Formação Equador	Quartzitos com intercalações de metaconglomerados
	Formação Jucurutu	Mármores, quartzitos, gnaisses finos, metavulcânicas, xistos
Complexo Calcó		Ortogneisses, migmatitos e metassedimentos

Figura 2 – Coluna litoestratigráfica da região do Seridó. Adaptado de Archanjo & Salim (1986)

Figure 2 – Lithostratigraphic column of the Seridó region. After Archanjo & Salim (1986)

falhas. Muito raramente se observa uma estrutura planar incipiente (deformação?, primária magmática?).

Os minerais essenciais estão representados por plagioclásio (An₄₀₋₅₀), hornblenda, biotita, hiperstênio, augita e quartzo em pouca quantidade. Opacos, titanita, apatita, zircão, epidoto e calcita constituem os acessórios. Feições de deformação restringem-se aos encurvamentos dos planos de clivagem e de lamelas de geminação e, raramente, ruptura de plagioclásio. Plagioclásio, biotita e hornblenda são as fases minerais predominantes. Hiperstênio e augita ocorrem, na quase totalidade, como relíquias dispostas na porção interna da hornblenda. Hornblenda e biotita aparecem associadas, sendo poucas as vezes que a mica está isolada. Na maioria, hornblenda mostra borda biotitizada.

Relações texturais indicam cristalização simultânea significativa de plagioclásio e hornblenda, contudo, o tempo de cristalização do anfíbólio foi mais longo. Tem-se plagioclásio fraturado com preenchimento de hornblenda, indicando, ao lado dos encurvamentos de clivagem e geminações, um evento de deformação provavelmente tardio à cristalização ou ligado à própria intrusão. Uralitização dos piroxênios é comum. O quartzo é uma fase pouco frequente e se apresenta intersticial às demais fases minerais.

O hornfels pelítico O metamorfismo termal foi observado em duas localidades. Em uma delas, corresponde a uma faixa com largura aproximada de 10 m situada no contato sul da intrusão com os metapelitos (Fig. 1). É provável sua continuidade ao longo do contato, porém não verificada devido ao manto intempérico. A outra ocorrência se localiza na margem da estrada Currais Novos–Açude de Totoró e se constitui num megaxenólito com exposição da ordem de 50 m².

Relações de campo forneceram elementos diagnósticos do efeito termal, destacando-se, como mais significativos, os seguintes fatos:

- Nos micaxistos, a cor é cinza-escuro e os grãos minerais têm, em geral, 0,5 cm. São frequentes os nódulos de cordierita com 3 a 10 cm de tamanho. No hornfels a cor é preta e a granulagem mineral, reduzida à fração de milímetro; raramente atingindo 3 mm (principalmente granada recristalizada).
- Enquanto os micaxistos são friáveis, com xistossidade bem desenvolvida, o hornfels tem aspecto “córneo” e textura geralmente granoblástica. De modo aleatório e descontínuo, o hornfels apresenta um bandamento composicional – em parte foliação reliquiar parcialmente modificada – com bandas ricas em biotita e quartzo contrapostas a outras enriquecidas em granada e piroxênios. “Cordões” ou “rosários” de granada recristalizada (≤ 3 mm) estão às vezes presentes.
- Exudações lentiformes e venulares de quartzo são comuns

nos micaxistos regionais. No hornfels esse aspecto é quase ausente.

No megaxenólito, um fato a se destacar é a presença de um dobramento anisópaco da foliação proeminente (S₃?), indicando um posicionamento da intrusão máfica, pelo menos após duas fases de deformação.

A associação mineral diagnóstica do hornfels está representada pelo hiperstênio, augita e espinélio verde. Biotita, quartzo, granada, plagioclásio (An₁₄₋₂₆), microclina, cordierita, opacos, zircão, epidoto, apatita e clorita são fases registradas em todas as amostras analisadas. Moscovita é pouco freqüente.

Cordierita, quando reliquiar ou parcialmente recristalizada, ocorre sob forma lenticular poiquiloblástica. A forma recristalizada algumas vezes inclui os piroxênios. Em alguns casos, mostra-se parcialmente desestabilizada para espinélio. A cordierita neoformada é subedral a eudral, prismática ou seções hexagonais, freqüentemente em indivíduos límpidos ou com inclusões de biotita + quartzo.

Piroxênios ocorrem como grãos subedrais a anedrais, geralmente alongados e dispostos paralelamente em bandas preferenciais. Essa disposição pode ser, quer à própria composição diferencial do metapelito (S₀ e/ou S_n), quer a efeitos de pressão dirigida devida a intrusão máfica. Há casos de transformação parcial para epidoto, biotita e clorita.

Granada é poiquiloblástica reliquiar ou como grãos amebiformes (recristalização/neoformação) dispostos intersticialmente. Às vezes constituem indivíduos neoformados justapostos, configurando níveis descontínuos. Quartzo é recristalizado em textura granoblástica poligonal.

Tabela 1 – Médias representativas de análises químicas de minerais para o hornfels de Totoró, Currais Novos, Rio Grande do Norte, nordeste brasileiro

Table 1 – Representative average of chemical analyses of minerals of the Totoró hornfels, Currais Novos, Rio Grande do Norte, Northeastern Brazil.

Plagioclásio

	T-4	T-5-1	T-5-2	T-6-1	T-7-1
SiO ₂	63,50	63,87	63,80	63,49	61,01
TiO ₂	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01
Al ₂ O ₃	22,41	21,94	22,18	22,37	23,61
Fe ₂ O ₃	0,12	0,02	0,08	0,08	0,10
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,03	0,01	0,01	0,02	0,04
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
CaO	3,95	3,11	3,24	3,73	5,36
Na ₂ O	9,39	10,01	9,77	9,72	8,46
K ₂ O	0,06	0,09	0,03	0,08	0,07
Total	99,51	99,06	99,16	99,51	98,70

Normalizado para 8 oxigênios

Si	2,819	2,844	2,836	2,819	2,743
Al ^{IV}	1,173	1,152	1,163	1,171	1,251
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
Fe ⁺³	0,004	0,001	0,003	0,003	0,003
Cr	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001
Fe ⁺²	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001
Ca	0,188	0,148	0,154	0,178	0,258
Na	0,808	0,864	0,842	0,837	0,737
K	0,003	0,005	0,002	0,004	0,004
Total	4,998	5,014	5,002	5,013	5,000

GEOTERMOMETRIA/GEOBAROMETRIA Para se estabelecerem as condições de pressão e temperatura nas rochas encaixantes, durante o posicionamento do gabronorito de Totoró, foram coletadas amostras a partir do contato até o xisto aparentemente sem efeitos do metamorfismo termal. Entre estas, cinco foram selecionadas para análise química de minerais. Granada, biotita, cordierita, plagioclásio e sillimanita foram as fases minerais analisadas. Nesses minerais, foram realizadas 97 análises pontuais, para 10 óxidos (Tab. 1), usando-se uma microsonda eletrônica Cameca-CMB. Os dados foram reduzidos *on line* pelo programa de correção ZAF. As condições do aparelho foram corrente na amostra de 18 nA e voltagem de 15 kV. O diâmetro do raio eletrônico foi o mínimo para granada, cordierita e sillimanita, e cerca de 2 a 3 microns nas análises de biotita e plagioclásio para minimizar a volatilização de K e Na durante as análises.

A partir da análise química de minerais, foram calculadas as temperaturas e as pressões nas rochas metapelíticas devidas à intrusão do gabronorito de Totoró.

Entre os equilíbrios apropriados para as associações minerais presentes nas rochas estudadas, três, independentes da fase fluida, foram utilizados. Diversas equações propostas para os vários equilíbrios foram analisadas, para comparar e testar a consistência dos resultados obtidos. A tabela 2 mostra as constantes termodinâmicas usadas pelas diversas equações propostas. Equilíbrio químico entre as fases minerais é admitido no uso das equações termobarométricas. A literatura correspondente a essas equações é referida a seguir.

Continuação Tabela 1

Cordierita

	T-4-1	T-4-inc. granada	T-5-1	T-6-1	T-7-1
SiO ₂	48,90	49,41	48,81	48,93	48,89
TiO ₂	0,00	0,00	0,01	0,16	0,00
Al ₂ O ₃	32,53	33,11	32,98	32,69	32,52
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,02	0,04	0,02
FeO	7,54	6,81	7,73	8,78	7,71
MnO	0,17	0,11	0,13	0,17	0,11
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	8,73	9,49	8,70	8,44	8,95
CaO	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02
Na ₂ O	0,08	0,10	0,05	0,17	0,04
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Total	98,00	99,04	98,44	99,24	98,27

Normalizado para 18 oxigênios

Si	5,032	5,013	5,003	5,005	5,021
Al ^{IV}	0,968	0,987	0,997	0,995	0,979
Al ^{VI}	2,978	2,974	2,989	2,947	2,958
Ti	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,001	0,000	0,001	0,003	0,002
Fe ⁺²	0,649	0,578	0,663	0,751	0,662
Mn	0,015	0,009	0,011	0,015	0,010
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,340	1,434	1,330	1,286	1,370
Ca	0,002	0,001	0,002	0,000	0,002
Na	0,017	0,020	0,009	0,035	0,009
K	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002
Total	11,002	11,017	11,007	11,039	11,014

Continuação Tabela 1

Biotita	granada						
	T-4.1	T-4.2 inc.	T-5.2	T-5.1	T-6.2	T-6.1	T-7-1
SiO ₂	35,66	37,10	35,47	35,56	35,77	35,79	35,85
TiO ₂	2,13	1,82	2,84	2,93	2,06	2,10	3,28
Al ₂ O ₃	19,22	19,53	19,22	18,87	18,91	19,34	18,62
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,06	0,07	0,08	0,07	0,06	0,07	0,05
FeO	18,13	11,48	18,43	18,49	19,74	19,80	18,16
MnO	0,05	0,04	0,06	0,06	0,05	0,04	0,05
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	11,15	15,12	10,18	10,24	10,24	9,61	10,34
CaO	0,01	0,06	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Na ₂ O	0,27	0,44	0,18	0,17	0,29	0,26	0,12
K ₂ O	9,31	9,10	9,36	9,28	9,15	9,34	9,63

Total 96,00 94,75 95,83 95,68 96,27 96,36 96,10

Normalizado para 11 oxigênios

Si	2,675	2,721	2,671	2,682	2,694	2,694	2,691
Al ^{IV}	1,325	1,279	1,329	1,318	1,306	1,306	1,309
Al ^{VI}	0,375	0,409	0,377	0,360	0,372	0,410	0,339
Ti	0,120	0,100	0,161	0,166	0,117	0,119	0,185
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,004	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,003
Fe ⁺²	1,138	0,704	1,161	1,166	1,243	1,246	1,140
Mn	0,003	0,002	0,004	0,004	0,003	0,003	0,004
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,247	1,653	1,143	1,151	1,149	1,078	1,157
Ca	0,001	0,005	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000
Na	0,039	0,062	0,027	0,025	0,042	0,038	0,017
K	0,891	0,851	0,900	0,893	0,879	0,897	0,923

Total 7,818 7,790 7,776 7,770 7,809 7,795 7,768

Granada

	T-4.1		T-4.2		T-5.1		T-6.2	
	borda	núcleo	núcleo	núcleo	borda	borda	borda	borda
SiO ₂	37,98	38,25	38,65	37,94	37,95	38,08	38,10	38,10
TiO ₂	0,02	0,03	0,02	0,00	0,06	0,04	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	21,75	21,94	22,19	21,45	21,58	21,72	21,68	21,68
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,04	0,07	0,04	0,11	0,03	0,05	0,05
FeO	35,58	35,54	34,02	35,90	35,03	36,27	36,06	36,06
MnO	2,99	1,69	1,27	2,18	2,32	2,23	2,26	2,26
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	3,79	4,72	6,09	3,80	3,77	3,74	3,70	3,70
CaO	1,04	0,93	0,96	0,72	1,06	0,76	0,79	0,79
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Total 103,21 103,14 103,25 102,04 101,89 102,89 102,66

Normalizado para 12 oxigênios

Si	2,967	2,969	2,968	2,992	2,990	2,981	2,987
Al ^{IV}	0,033	0,031	0,032	0,008	0,010	0,019	0,013
Al ^{VI}	1,971	1,977	1,977	1,987	1,994	1,986	1,991
Ti	0,001	0,002	0,001	0,000	0,003	0,002	0,001
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,004	0,003	0,004	0,002	0,007	0,002	0,003
Fe ⁺²	2,325	2,307	2,185	2,368	2,309	2,374	2,363
Mn	0,198	0,111	0,082	0,146	0,155	0,148	0,150
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,441	0,546	0,697	0,447	0,443	0,437	0,432
Ca	0,087	0,077	0,079	0,061	0,090	0,064	0,066
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

Total 8,027 8,023 8,024 8,011 8,000 8,014 8,007

Continuação Tabela 1

Granada	Sillimanita					
	T-6.1	T-7.1	T-4	T-5.2	T-5.1	T-7
	núcleo					
SiO ₂	38,35	38,24	37,98	36,96	36,77	37,55
TiO ₂	0,03	0,02	0,00	0,02	0,04	0,01
Al ₂ O ₃	21,72	21,76	60,93	61,67	61,54	60,42
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,54	0,51	0,45	0,97
Cr ₂ O ₃	0,03	0,06	0,00	0,07	0,00	0,03
FeO	36,13	35,60	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	1,94	1,58	0,00	0,01	0,00	0,02
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	4,15	4,73	0,00	0,02	0,02	0,46
CaO	0,65	0,92	0,00	0,01	0,00	0,01
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00

Total 103,00 102,92 99,48 99,28 99,03 99,46

Normalizado para 12 oxigênios

Si	2,990	2,976	1,030	1,006	1,004	1,021
Al ^{IV}	0,010	0,024	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}	1,986	1,972	1,948	1,979	1,981	1,938
Ti	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,011	0,010	0,009	0,020
Cr	0,002	0,003	0,000	0,001	0,000	0,001
Fe ⁺²	2,355	2,317	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,128	0,104	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,482	0,549	0,000	0,001	0,001	0,019
Ca	0,055	0,076	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000

Total 8,010 8,024 2,990 2,998 3,005 2,999

Geotermometria Os principais geotermômetros aplicados às rochas metapelíticas são:

a. Granada-biotita (Thompson 1976, Holdaway & Lee 1977, Goldman & Albee 1977, Ferry & Spear 1978, Pigage & Greenwood 1982).

b. Granada-cordierita-sillimanita-quartzo (Thompson 1976, Holdaway & Lee 1977, Hutcheon *et al.* 1974).

A tabela 3 mostra os resultados de temperatura estimada usando-se as equações supracitadas. De todas as equações termométricas, a de Hutcheon *et al.* (1974) é a única que apresenta resultados discrepantes. Apesar das diferenças de opinião quanto ao modelo de solução sólida nas granadas e biotitas (Thompson 1976, Holdaway & Lee 1977 e Ferry & Spear 1978 admitem idealidade enquanto Goldman & Albee 1977, Hodges & Spear 1982, Pigage & Greenwood 1982 e Indares & Martignole 1985 sugerem correções para não idealidade de solução sólida), os resultados obtidos são consistentes. Análise detalhada desses geotermômetros pode ser encontrada em Lima (1986, 1987), que sugere como melhor equação termométrica, para as rochas metapelíticas do Grupo Seridó, a de Hodges & Spear (*op. cit.*).

As temperaturas obtidas usando-se a composição química do núcleo de granada e biotita e cordierita inclusas nessas granadas são inferiores às temperaturas estimadas usando-se a composição da borda da granada com a composição de biotita e cordierita na matriz. Isso é o inverso do que ocorre com as temperaturas obtidas usando-se os mesmos equilíbrios em rochas da Formação Seridó que sofreram metamorfismo regional (Lima 1987). Conseqüentemente, os dados obtidos para o hornfels Totoró indicam:

Tabela 2 – Parâmetros termodinâmicos usados nos cálculos de pressão e temperatura do hornfels de Totoró, Currais Novos, Rio Grande do Norte, nordeste brasileiro

Table 2 – Thermodynamic parameters proposed for the thermobarometer equations applied to the studied rocks.

Equilíbrio	ΔH°	ΔS°	ΔV°	
Alm + Flog = Ann + Pir	12.545 5.443 6.150	4,6620 3,0997 3,9300	+0,057 -0,0465 +0,0246	Ferry & Spear (1978) Thompson (1976) Holdaway & Lee (1977)
3An = Gro + 2Sil + Qtz	-11.675 -9.192	-32,429 -30,786	-1,578 -1,305	Ghent (1976) Newton & Haselton (1981)
3Fe-Crd = 2Alm + 4Sil + 5Qtz	5.415 6.150	1,78 2,69	0,0308 0,0330	Thompson (1976) Holdaway & Lee (1977)
3Fe-Crd = 2Alm + 4Sil + 5Qtz	-15.871	22,95	3,825	Hutcheon <i>et al.</i> (1974)

ΔH° é em calorías; ΔS° é cal/grau; ΔV° é em cal/bar. Abreviações: Alm = almandina; An = anortita; Flog = flogopita; Ann = anita; Pir = piropro; Gro = grossularita; Sil = sillimanita; Qtz = quartzo; Crd = cordierita.

Tabela 3 – Pressões e temperaturas obtidas para associações minerais do hornfels de Totoró, Currais Novos, Rio Grande do Norte, nordeste brasileiro

Table 3 – Pressures and temperatures estimated for the Totoró hornfels, Currais Novos, Rio Grande do Norte, Northeastern Brazil.

Amostra	Geotermômetros				Geobarômetros				
	Granada-biotita		Granada-cordierita		Granada-cordierita		Plagioclásio-granada		
	T_{H-S}	T_{H-L}	T_T	T_T	T_{H-L}	T_T	P_H	P_G	P_{H-S}
T-4 n	577	630	678	571	566	360	3,1	4,0	4,4
T-4 b	644	627	672	639	625	360		4,6	5,5
T-4 inclusão*				576	571	366	3,1	4,3	4,0
T-4 inclusão**	578	569	600					4,0	4,4
T-5.1	632	606	652	601	592	381	3,2	6,0	6,9
T-5.2	612	594	630					3,8	4,6
T-6.1	655	622	663	624	612	423	3,3	4,0	4,9
T-6.2	662	600	637					3,8	4,5
T-7.1	690	643	686	638	624	443	3,7	3,6	4,3

H-S = Hodges & Spear (1982); H-L = Holdaway & Lee (1977); T = Thompson (1976); H = Hutcheon *et al.* (1974); G = Ghent *et al.* (1979). Símbolos: n = núcleo; b = borda; * = cordierita inclusa na granada; ** = biotita inclusa na granada; T-4 a T-6 = hornfels do contato; T-7.1 = hornfels do megaxenólito

a. As temperaturas obtidas, usando-se a composição química do núcleo da granada, refletem condições do metamorfismo regional que não atingiram o equilíbrio químico durante o metamorfismo de contato.

b. As temperaturas obtidas, utilizando-se a composição química da borda da granada e biotita e cordierita da matriz, refletem o reequilíbrio químico alcançado durante o metamorfismo de contato.

A figura 3 mostra, esquematicamente, a relação do metamorfismo de contato com a regional quantificado por Lima

(1986, 1987), indicando que o metamorfismo de contato atingiu temperaturas mais elevadas que o regional.

Geobarometria A pressão, durante o posicionamento do *stock* Totoró em rochas metapelíticas da Formação Seridó, foi estimada usando-se as reações de troca iônica de Fe-Mg entre granada e cordierita e Ca entre plagioclásio e granada.

Os primeiros estudos do equilíbrio plagioclásio-granada-aluminossilicato-quartzo foram feitos por Hays (1967), Hariya & Kennedy (1968), Schmid *et al.* (1978), Goldsmith (1980)

- 1- Temperatura metamorfismo regional - núcleo granada
- 2- Temperatura metamorfismo regional - borda granada
- 3- Temperatura metamorfismo de contato - borda granada
- 4- Temperatura em núcleo de granada com borda re-equilibrada durante o metamorfismo de contato

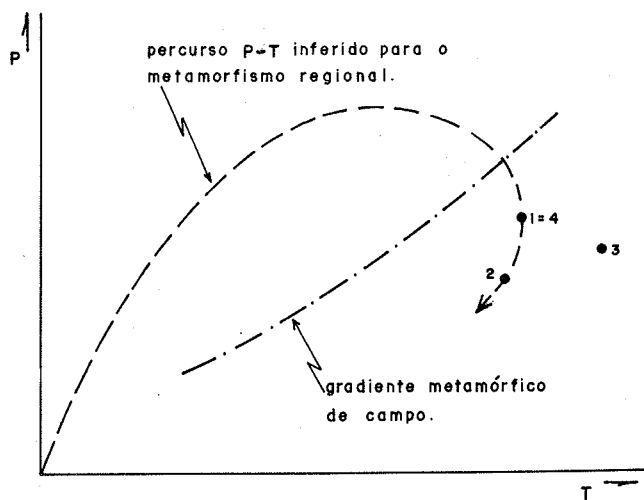


Figura 3 - Diagrama esquemático P-T com gradiente metamórfico regional de campo (Lima 1986) e dados do metamorfismo de contato

Figure 3 - Schematic P-T diagram with regional metamorphic field gradient (Lima 1986) and data points of contact metamorphism.

e Holdaway (1971). Hodges & Spear (1982) reavaliaram esse equilíbrio utilizando associações minerais encontradas em rochas metapelíticas, dados experimentais de Ganguly & Kennedy (1974) e os parâmetros de interação de Newton & Haselton (1981). Eles propuseram a seguinte expressão para a atividade de grossularita na granada:

$$a_{gro} = (X_{gro}) \exp \left(\frac{(3300 - 1.5 \cdot T) \left((X_{py} + X_{alm} X_{py} + X_{py} X_{sp}) / RT \right)}{RT} \right) \quad (1)$$

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARCHANJO, C.J. & SALIM, J. 1986. Posição da Formação Seridó no contexto estratigráfico regional (RN-PB). In: SIMP. GEOL. NORDESTE 13, João Pessoa, 1986. Atas... João Pessoa, SBG p. 270-281
- BRITO-NEVES, B.B. 1983. O mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil. Escala 1:1.000.000. São Paulo, 177p. (Tese de Livre-Docência, IGUSP)
- CURIE, K.L. 1971. The reaction 3 cordierite = 2 garnet + 4 sillimanite + quartz as a geological thermometer in the Opinicon Lake region, Ontario. *Cont. Mineral. Petrol.*, 33:215-226.
- CURIE, K.L. 1974. A note on the calibration of garnet-cordierite geothermometer geobarometer. *Cont. Mineral. Petrol.*, 44:35-44.
- EBERT, H. 1969. Geologia do alto Seridó, nota explicativa e folha geológica de Currais Novos. Recife, SUDENE 120 p. (Série Geologia Regional 11)
- FERREIRA, J.A.M. & ALBUQUERQUE, J.P.T. 1969. Sinopse da geologia da Folha Seridó. Recife, SUDENE, 52p. (Série Geologia Regional 18)
- FERRY, J.M. & SPEAR, F.S. 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Cont. mineral. petrol.*, 66:113-117.
- GANGULY, J. & KENNEDY, G.C. 1974. The energetics of natural garnet solid solution: I. Mixing of the aluminosilicate endmembers. *Cont. Mineral. Petrol.*, 48:137-148.
- GHEHT, E.D., ROBBINS, D.B.; STOUT, M.Z. 1979. Geothermometry, geobarometry and fluid compositions of metamorphosed calcilicates and pelites, Mica Creek, British Columbia. *Amer. Mineral.*, 64:874-885
- GOLDMAN, D.S. & ALBEE, A.L. 1977. Correlation of Mg-Fe partitioning between garnet and biotite with O^{18}/O^{16} partitioning between quartz and magnetite. *Am. J. Sci.*, 227:750-767.
- GOLDSMITH, J.R. 1980. Melting and breakdown reaction of anorthite at high pressures and temperatures. *Amer. Mineral.*, 65:272-284.
- HARIYA, Y. & KENNEDY, G.C. 1968. Equilibrium study of anorthite under high pressure and high temperature. *Am. J. Sci.*, 266:193-203.
- HAYS, J.F. 1967. Lime-alumina-silicate. *Carnegie Institution Washington Year Book*, 65:232-239.
- HENSEN, B.J. 1971. Theoretical phase relations involving cordierite and garnet in the system MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂. *Cont. Mineral. Petrol.*, 33:431-440.
- HENSEN, B.J. & GREEN, D.H. 1970. Experimental data on coexisting cordierite and garnet under high grade metamorphic conditions. *Phys. Earth Planet. Int.*, 3:431-440.
- HENSEN, B.J. & GREEN, D.H. 1971. Experimental study of cordierite and garnet in pelitic compositions under high pressures and temperatures. I: Compositions with excess aluminosilicate. *Cont. Mineral. Petrol.*, 33:309-330.
- HENSEN, B. & GREEN, D.H. 1972. Experimental study of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. *Cont. Mineral. Petrol.*, 35:331-354.
- HENSEN, B.J. & GREEN, D.H. 1973. Experimental study of the stability of cordierite in pelitic compositions at high pressures and temperatures. *Cont. Mineral. Petrol.*, 38:151-166.

e para o plagioclásio concluíram que a atividade de anortita deve ser igual a 2.

Diversos pesquisadores estudaram o equilíbrio cordierita-granada-aluminossilicato-quartzo (Hensen 1971, Curie 1971, 1974, Hensen & Green 1970, 1971, 1972, 1973, Wood 1973; Hutcheon *et al.* 1974, Newton & Wood 1979, Lonker 1981, Martignole & Sisi 1981) e admitiram idealidade na solução sólida entre granada e cordierita.

A tabela 3 mostra o resultado dos cálculos de pressão utilizando-se as diferentes equações barométricas. As pressões calculadas usando-se as equações de Holdaway & Lee (1977) e Hutcheon *et al.* (1974) fornecem valores muito diferentes das demais equações. Os valores obtidos com as equações de Hodges & Spear (1982) e Ghent *et al.* (1979) indicam pressões mais realísticas, considerando-se as fases minerais presentes nas rochas estudadas.

CONCLUSÕES Com base nos estudos, pode-se afirmar que a intrusão máfica ocorreu quando os metapelitos encaixantes já haviam sofrido metamorfismo regional na fácies anfibolito e, pelo menos, duas fases de deformação com geração de intensa foliação. A fase rúptil, aventada por Jardim de Sá (1984) em F₄, sugere que a intrusão seja cedo ou pré F₄ e penetrada por granitos em F₄. Contribuem, para essa idéia, a ocorrência de xenólitos angulares de gabronorito em granitos G₄ e a presença extensiva de uma estrutura granular isótropa no corpo máfico.

As pressões e as temperaturas obtidas para associações minerais do hornfels situam-se, respectivamente, no intervalo de 4-6 kb e 580°C-690°C. Esses valores são semelhantes aos obtidos por Lima (1987). Entretanto o caráter granular isótropo do gabronorito e a presença de dobramento da foliação (pré-hornfels), no megaxenólito, são fortes indicadores de que a pressão litostática foi mais importante que a pressão dirigida durante a intrusão. Isso corrobora, também, com a idéia de um posicionamento pós-F₃ para o corpo máfico.

O valor de 690°C corresponde ao hornfels do megaxenólito e é admitido ser próximo da temperatura do gabronorito (*subsolidus*). O tempo de cristalização foi amplo e com perdas de calor durante a ascensão, o que justifica temperatura de metamorfismo de contato < 70°C. As pressões obtidas para o hornfels sugerem profundidade de posicionamento do corpo máfico de 14-15 km.

- HODGES, K.V. & SPEAR, F.S. 1982. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at the Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Am. Mineral.*, **67**:1118-1134.
- HOLDAWAY, H.J. 1971. Stability of andaluzite and the aluminosilicate phase diagram. *Am. J. Sci.*, **271**:93-131.
- HOLDAWAY, H.J. 1976. Mutual compatibility relations of the Fe^{2+} -Mg-Al silicates at 800°C and 3 kb. *Am. J. Sci.*, **276**:285-308.
- HOLDAWAY, H.J. & LEE, S.M. 1977. *Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental theoretical and natural observations.* *Cont. Mineral. Petrol.*, **63**:175-198.
- HUTCHEON, I.; FORESE, E.; GORDON, T.M. 1974. The assemblage quartz-sillimanite-garnet-cordierite as indicator of metamorphic conditions in the Rooly Bay Complex. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **44**:29-34.
- INDARES, A. & MARTIGNOLE, J. 1985. Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies. The influence of Ti and Al in biotite. *Am. Mineral.*, **70**:272-278.
- JARDIM DE SÁ, E.F. 1984. Geologia da região do Seridó: Reavaliação de dados. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 12, Natal, 1984, Atas, Natal, SBG p.20-38.
- LIMA, E.S. de 1986. Metamorphism and tectonic evolution in the Seridó region, Northeastern Brazil, 208 p. (Tese de doutoramento, UCLA).
- LIMA, E.S. de 1987. Evolução termobarométrica das rochas metapelíticas da região do Seridó, Nordeste Brasileiro. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**(3): 315-323.
- LONKER, S.W. 1981. P-T-X relations of the cordierite-garnet-sillimanite-quartz equilibrium. *Am. J. Sci.*, **281**:1056-1090.
- MARTIGNOLE, J. & SISI, J.C. 1981. Cordierite-garnet- H_2O equilibrium a geological thermometer, barometer and fugacity indicator. *Cont. Mineral. Petrol.*, **77**:38-46.
- MEUNIER, A.R. 1964. Sucession stratigraphique et passages lateraux dans le metamorphisme dans la Serie Ceará, Ante-Cambrien du Nord-Est Brasilien. *Compte Rendus de l'Academie des Sciences, Paris*, **259**:3796-3799.
- NEWTON, R.C. & HASELTON, H.T. 1981. Thermodynamics of the garnet-plagioclase- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. In: NEWTON, R.C. et al. ed. *Thermodynamics of mineral and melts.*
- NEWTON, R.C. & WOOD, B.J. 1979. Thermodynamics of water in cordierite and some petrologic consequences of cordierite as a hydrous phase. *Cont. Mineral. Petrol.*, **68**:391-409.
- PESSÓA, R.R. 1972. Um exemplo de granitização em rocha máfica no Nordeste Brasileiro. In: CONGR. BRAS. GEOL. 26, Belém, 1972. *Bol. Res.*, SBG, Belém, p. 203-204.
- PESSÓA, R.R. 1974. Implicações geológicas do hornfels Totoró, Currais Novos, R.N. In: CONGR. BRAS. GEOL. 28, Porto Alegre, 1974. *Anais...* Porto Alegre, SBG. v. 4, p. 181-182.
- PIGAGE, L.C. & GREENWOOD, H.J. 1982. Internally consistent estimate of pressure and temperature: The staurolite problem. *Am. J. Sci.*, **282**:933-969.
- SCHMID, R.; CRESSEY, G.; WOOD, B.J. 1978. Experimental determination of univariant equilibrium using divariant solid assemblages. *Am. Mineral.*, **63**:511-515.
- THOMPSON, A.B. 1976. Mineral reaction in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) relations. *Am. J. Sci.*, **276**:425-454.
- WOOD, B.J. 1973. $Fe^{2+} + Mg^{2+}$ partition between coexisting cordierite and garnet: a discussion of the experimental data. *Cont. Mineral. Petrol.*, **40**:253-258.

MANUSCRITO 594

Recebido em 07 de março de 1989

Revisão do autor em 30 de junho de 1989

Revisão aceita em 30 de junho de 1989

Para que as correntes de turbidez fossem aceitas, algumas idéias primeiramente introduzidas foram ultrapassadas assim como algumas das oposições também o foram, e assim levou-se 15 anos para chegar a um consenso de como deveria ser realmente o sistema, e agora, correntes de turbidez são consideradas uma parte normal do registro sedimentar.

Roger G. Walker, 1988, (autor de Facies Models). Entrev. p/Bol. 03 CTC Estrat. Sedim. SBG.