INTERCRESCIMENTO GRÁFICO ILMENITA-CLINOPIROXÊNIO EM NÓDULOS DE KIMBERLITO DE JUÍNA, MT: PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL

VICENTE SÉRGIO COSTA & JOSÉ CARLOS GASPAR¹

RESUMO Foi encontrado um nódulo com intercrescimento gráfico ilmenita-clinopiroxênio em testemunho de sondagem de um *pipe* de kimberlito da província diamantífera de Juína (MT). O xenólito tem forma discóide, com aproximadamente 2,0 x 1,5 cm. A textura é gráfica com cerca de 20% de ilmenita em lamelas de 1 mm de espessura. Pelo geotermômetro que utiliza o coeficiente de distribuição Fe²⁺-Mg pode-se inferir que esse nódulo foi formado em temperatura elevada (1264 – 1308° C) para uma pressão estimada de 45 kbar. A textura de deformação e a composição química dos minerais são semelhantes à suite de megacristais da província, indicando que o intercrescimento originou-se por cristalização cognata ilmenita-clinopiroxênio, o qual foi posteriormente deformado, resultando em neoblastos rotacionados de clinopiroxênio. Outros modelos genéticos não podem, no entanto, ser desconsiderados.

Palavras-chave: intercrescimento clinopiroxênio-ilmenita, xenólito, kimberlito, Juína

ABSTRACT GRAPHIC INTERGROWTH OF ILMENITE-CLINOPYROXENE IN KIMBERLITE NODULES FROM JUÍNA, MT: PETROGRAPHY AND MINERAL CHEMISTRY A xenolith composed of ilmenite and clinopyroxene intergrowth was found in the drill cores from one of the kimberlite pipes of the Juína Province, Mato Grosso. The xenolith has a disc shape, measuring about 2.0 x 1.5 cm. The texture is graphic with approximately 20% ilmenite, which occurs as lamellae of approximately 1 mm wide. The deformation texture and mineral chemical composition are similar to the megacrystal suite found in the same intrusion. In detail, the clinopyroxene is texturally complex, containing rotated sub-grains and clinopyroxene lamellae. Geothermometric measurement using the Fe²⁺-Mg partition coefficient yielded a temperature of 1264 – 1308°C for an estimated pressure of 45 kbar. The genetic model of ilmenite and clinopyroxene coprecipitation may be invoked in this case, with later deformation processes. Other genetic models, however, cannot be ruled out.

Keywords: clinopyroxene-ilmenite intergrowth, xenolith, kimberlite, Juína

INTRODUÇÃO Nódulos de granulometria grossa contendo intercrescimento de ilmenita e piroxênio, encontrados principalmente em kimberlitos, têm recebido grande atenção na literatura por representar amostras cristalizadas a grandes profundidades no manto e possivelmente revelar indícios sobre as condições físico-químicas de formação dos kimberlitos.

Embora muitas outras ocorrências de intercrescimentos entre piroxênio e óxidos sejam descritas em cumulos profundos, como rochas gabróicas acamadadas, eles diferem dos encontrados em nódulos de kimberlitos em textura, escala, e composição química dos óxidos (Garrison & Taylor 1981). Os nódulos contendo intercrescimento gráfico encontrados em kimberlitos ocorrem como um único megacristal (1-2 cm) de clinopiroxênio (ex.: Gurney *et al.* 1973) ou ortopiroxênio (ex.: Frick 1973) com lamelas (100-500 mm de espessura) paralelas de ilmenita magnesiada. Esse tipo de intercrescimento está amplamente documentado para os kimberlitos da África do Sul, Rússia e E.U.A (Dawson & Reid 1970, Frick 1973, Boyd & Nixon 1973, Gurney *et al.* 1973, Ilupin *et al.* 1973, McCallister *et al.* 1875, Smith *et al.* 1976, Eggler *et al.* 1979, Haggerty *et al.* 1979).

KIMBERLITOS DE JUÍNA A província kimberlítica/diamantífera de Juína (PKDJ; ou Aripuanã, Schultz Filho 1981) localiza-se na parte meridional do Craton Amazônico. A grande maioria das intrusões kimberlíticas está instalada em rochas sedimentares Permo-Carboníferas da Formação Fazenda da Casa Branca (Bacia dos Parecis; Siqueira 1989), porém,

alguns corpos intrudem granito-gnáisses do embasamento regional (Fig. 1). Esse embasamento está representado, na área, por rochas da Província Rio Negro-Juruena (Cordani *et al.* 1979, Teixeira *et al.* 1989, Tassinari *et al.* 1996, Tassinari & Macambira 1999).

Ocorrem cerca de 23 diatremas na província kimberlítica de Juína, que configuram amplas crateras circulares, com até 55 ha., compostas principalmente por piroclásticas subaéreas, tefras hidroclásticas e depósitos vulcanoclásticos (Teixeira *et al.* 1998a, b).

Estudos isotópicos de U-Pb em zircões mantélicos (Heaman *et al.* 1998) recuperados em kimberlitos de Juína e de Paranaíba indicaram dois períodos distintos para a formação desses zircões: um Cenomaniano (91,6 - 94,6 Ma. para Juína) e outro Barremiano (122,6 - 126,3 Ma. para Paranaíba).

XENÓLITOS MANTÉLICOS Os principais xenólitos mantélicos encontrados foram, por ordem de abundância, granada peridotitos, granada ± espinélio peridotitos, eclogitos bimineralicos e coesita-sanidina eclogitos (Costa & Gaspar e Costa *et al.*, em preparação). Ocorrem ainda grandes quantidades de megacristais de granada, ilmenita, clinopiroxênio, flogopita e espinélio, além de raros nódulos ricos em mica e anfibólio e nódulo bimineralico com intercrescimento gráfico ilmenita - clinopiroxênio.

MÉTODOS ANALÍTICOS As análises químicas quantitativas para elementos maiores foram realizadas em

¹ Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário, 70910-900, Brasília, DF, Brasil. chumbo@unb.br; gasp@unb.br.

Figura 1 – Mapa geológico da província/diamantífera de Juína, MT (modificado de Padilha et al. 1974) localizando as principais intrusões kimberlíticas.

microsonda eletrônica (Cameca SX-50) no laboratório do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. As condições de operação foram 25 nA e 15 kV e com tempo de leitura de 10 s para cada elemento. A abertura do feixe utilizado foi de 5 mm. Os fatores de correção são do programa PAP, com nível de precisão estatística de aproximadamente 0,1 % para elementos maiores.

PETROGRAFIA Devido ao estágio avançado de alteração

dos kimberlitos, foi recuperado somente um nódulo resistente para ser laminado, embora tenham sido identificados outros poucos. O nódulo apresenta formato elipsóide com bordas arredondadas, dimensões que variam entre 2,0 x 1,5 cm e com lamelas (~1 mm) de ilmenita orientadas ao longo do eixo maior (Fig. 2a). A análise visual sugere que a proporção aproximada entre as fases é de 80% de clinopiroxênio e 20% de ilmenita.

Ao microscópio, o nódulo consiste de um único megacristal

Figura 2 - A) Nódulo com intercrescimento gráfico de ilmenita (ILM) e clinopiroxênio (CPX) recuperado nos kimberlitos de Juína, MT, medindo 2 x 1,5 cm. B) Microfotografia mostrando detalhe da lamela de ilmenita (~1mm de espessura) (ILM; porção inferior), neoblastos recristalizados e rotacionados de clinopiroxênio (CPX) e faixa com CPX de granulação fina (porção superior). Campo total = 1,5 mm de largura. Luz transmitida, N//.

(2 cm) de clinopiroxênio cinza esverdeado, com lamelas de 0,5 a 1,0 mm de ilmenita orientadas paralelamente. O cristal de clinopiroxênio apresenta fortes evidências de deformação, tais como extinção ondulante ao longo de toda sua extensão e a formação de sub-grãos (neoblitos) com dimensões entre 0,5-2,0 mm, resultando uma textura poligonal em mosaico de grãos recristalizados (Fig. 2b). Em alguns locais, ocorrem estreitas faixas de clinopiroxênio de granulação fina, orientados paralelamente à direção das lamelas (Fig. 2b).

Ao contrário do clinopiroxênio, nas lamelas de ilmenita não foram observadas texturas evidentes de deformação. Entretanto, ocorrem algumas raras agulhas orientadas, possivelmente de rutilo.

QUÍMICA MINERAL Análises químicas representativas de ilmenita e clinopiroxênio encontram-se na Tabela 1. O cristal de clinopiroxênio apresenta composição química homogênea com conteúdo entre 40,32 e 41,68 % do componente wollastonita, entre 51,43 e 53,59 % de enstatita e entre 4,74 e 7,59 % de ferrossilita. O conteúdo de Cr_2O_3 e Na_2O é baixo em relação à composição de clinopiroxênio de rochas mantélicas e varia entre 0,16 e 0,36 e entre 0,95 e 1,08 % em peso, respectivamente. Também os conteúdos de titânio e alumínio mostram-se relativamente baixos, variando entre 0,32 e 0,42 % em peso de TiO_2 e entre 1,61 e 1,75 % em peso de Al_2O_3 .

A composição química das lamelas de ilmenita mostra padrão homogêneo com conteúdo do componente ilmenita variando entre 46,60 e 51,43 % em peso, entre 39,32 e 41,55 % em peso geikielita e entre 8,58 e 11,85 % em peso de hematita. Os conteúdos de Cr_2O_3 e Al_2O_3 está entre 0,88 e 1,19 e entre 0,51 e 0,92 % em peso, respectivamente.

A Tabela 1 contém também dados químicos de megacristais de clinopiroxênio e de ilmenita que ocorrem na mesma província. A composição química do clinopiroxênio que compõe o nódulo de intercrescimento gráfico com ilmenita assemelha-se muito à composição química de megacristais de clinopiroxênio (baixo cromo) encontrados nos kimberlitos de Juína (Tabela 1 e Costa *et al.*, 1997). Entretanto, na ilmenita ocorre uma diferença significativa quanto ao conteúdo de Cr_2O_3 . Macrocristais de ilmenita apresentam conteúdo mais baixo de Cr_2O_3 (0,17-0,19 % em peso) que as lamelas de intercrescimento gráfico (0,88 – 1,19 % em peso).

As tentativas de análises químicas, por microsonda eletrônica, das faixas de clinopiroxênio de granulação mais fina, resultaram em composições com excesso de Ti. Este fato sugere a existência nessas faixas de cristais de ilmenita cuja granulação muito fina, não permitiu uma identificação ótica.

GEOTERMOMETRIA Admitindo-se que o sistema ilmenita-clinopiroxênio permaneceu fechado desde a sua formação, pode-se calcular a temperatura usando o geotermômetro da distribuição de Fe^{2+} -Mg de Bihop (1980), que fornece um intervalo de temperatura entre 1405 – 1438°C, para uma pressão estimada de 45 kbar.

Entretanto, usando-se a equação “13” de Bishop (1980) e corrigindo-se os coeficientes de distribuição de acordo com sugestão de Garrison & Taylor (1981) obtêm-se um intervalo de temperatura mais baixa, entre 1264 – 1308°C, a uma pressão estimada de 45 kbar, para a formação do intercrescimento gráfico de ilmenita-clinopiroxênio.

DISCUSSÃO A assembléia de megacristais de kimberlitos é tida como formada a uma profundidade média de 150 – 200 km (temperatura entre 1190 – 1442°C e pressão de 52 ± 1 kbar, Hops *et al.* 1992) ou logo abaixo do limite litosfera-astenosfera. Entretanto, não há consenso quanto à identificação do magma do qual derivaram os megacristais: i) se este magma é kimberlítico (proto-kimberlítico e/ou fenocristais de alta pressão em *crystal-mush*), os megacristais são considerados cognatos (Hunter & Taylor 1984, Mitchell 1986, Canil & Scarfe 1990), formados em um reservatório EM2 e origem profunda, possivelmente com contribuição de reciclagem de crosta oceânica (Nowell & Pearson 1998), ou ii) se este magma é basáltico (reservatório de OIB e/ou HIMU) eles são considerados como xenocristais, sem nenhuma relação com o kimberlito hospedeiro (Jones 1987, Davies *et al.* 1991, Hops *et al.* 1992, Schulze *et al.* 1998, Bell & Mofokeng 1998).

Embora muitos mecanismos para explicar a formação dos intercrescimentos gráficos de ilmenita-piroxênio tenham sido propostos, a sua origem ainda permanece incerta. Entre as principais alternativas estão: i) transformação eutética de granada (Ringwood & Lovering 1970); ii) exsolução a partir de um piroxênio com “estrutura de ilmenita” (Dawson & Reid 1970); iii) substituição do piroxênio pela ilmenita (Frick 1973); iv) cristalização eutética (Gurney *et al.* 1973, Boyd & Nixon 1973, Wyatt 1977); v) precipitação cotética (Frick 1973).

Gurney *et al.* (1973), listam alguns problemas sérios nos modelos de Ringwood & Lovering (1970) e Dawson & Reid (1970), entre os quais a dificuldade de explicar a alta quantidade modal de ilmenita nos nódulos, visto que a solubilidade de TiO_2 em piroxênio e granada, em pressão elevada, é bastante reduzida (Akela & Boyd 1973). No entanto, granada ou piroxênio com alto Ti têm sido encontrados em kimberlitos ou como inclusão em diamantes (Meyer & Boyd 1972).

Essas texturas de intercrescimento gráfico também não são bem explicadas em termos de exsolução (Garrison & Taylor 1980), pois neste processo existe uma pequena força de direção para exsolver alguma fase em forma de agulha ou lamela. Por exemplo, seria difícil para um piroxênio exsolver uma fase rica em Mg (ilmenita magnésiana) a uma temperatura baixa e ainda reter um conteúdo molar de diopsídio sugestivo de equilíbrio em temperatura elevada.

Boyd (1971) argumenta que as texturas desses intercrescimentos são similares às texturas eutéticas produzidas por crescimento controlado em ligas. Wyatt (1977), em experimento bem sucedido, produziu crescimento eutético de ilmenita e clinopiroxênio com textura, composição e cristalografia semelhantes aos intercrescimentos encontrados em nódulos em kimberlitos.

Frick (1973) concluiu que a precipitação cotética é o modelo que melhor explica os intercrescimentos, devido à dificuldade de se explicar intercrescimentos tanto de ilmenita-clinopiroxênio quanto de ilmenita-ortopiroxênio por cristalização eutética.

Segundo Garrison & Taylor (1981), dados experimentais e químicos favorecem a origem por co-precipitação para os nódulos com intercrescimentos gráficos encontrados em kimberlitos. A variação na textura (lamelar ou gráfica) pode estar relacionada tanto à taxa de resfriamento quanto ao modo de crescimento (ex.: lamelas planas).

O nódulo descrito neste trabalho apresenta composição se-

Tabela 1 - Composição química média para ilmenita (ILM) e clinopiroxênio (CPX) em nódulo de intercrescimento gráfico e em megacristais

Mineral/ Óxidos	Cpx	Cpx	Mineral/ Óxidos	Ilm1	Ilm2	Ilm Megacristal
n.º de análises	(20)	(1)		(36)	(31)	(3)
SiO ₂	55,08	54,75				
TiO ₂	0,38	0,34	SiO ₂	0,05	0,07	0,01
Al ₂ O ₃	1,68	1,62	TiO ₂	52,38	52,39	51,76
Cr ₂ O ₃	0,24	0,14	Al ₂ O ₃	0,72	0,74	0,60
Fe ₂ O ₃	0,13	0,00	Cr ₂ O ₃	1,04	1,02	0,18
MgO	18,01	17,63	Fe ₂ O ₃	6,28	6,31	7,21
CaO	19,52	19,29	MgO	12,05	12,03	10,84
MnO	0,08	0,09	MnO	0,20	0,19	0,22
FeO	4,26	4,01	FeO	26,41	26,48	27,51
NiO	0,02	0,19	NiO	0,13	0,12	0,06
Na ₂ O	1,00	0,96	ZnO	0,04	0,04	0,04
K ₂ O	0,03	0,04	Nb ₂ O ₅	0,10	0,09	0,00
Total	100,43	99,06	Total	99,40	99,48	98,43
Cátions na base de 6 oxigênios						
Si	1,984	2,001				
Al ^{IV}	0,016	0,000				
Ti	0,010	0,009	Si	0,002	0,003	0,001
Al ^{VI}	0,056	0,070	Ti	1,833	1,832	1,840
Cr	0,007	0,004	Al	0,066	0,040	0,034
Fe ³⁺	0,004	0,000	Cr	0,061	0,037	0,007
Mg	0,967	0,960	Fe ³⁺	0,214	0,214	0,257
Ca	0,753	0,755	Mg	0,813	0,834	0,764
Mn	0,002	0,003	Mn	0,008	0,007	0,009
Fe ²⁺	0,128	0,123	Fe ²⁺	1,000	1,030	1,087
Ni	0,001	0,006	Ni	0,005	0,005	0,002
Na	0,070	0,068	Zn	0,001	0,001	0,001
K	0,001	0,002	Nb	0,002	0,002	0,003
Total	3,999	4,001	Total	4,005	4,005	4,005
(% Molar)						
			(% Molar)			
Wo	40,79	41,09	Hem	10,54	10,58	12,16
En	52,37	52,24	Geik	40,12	40,00	36,24
Fs	6,84	6,67	Ilm	49,35	49,41	51,61

Cpx = clinopiroxênio; Ilm = ilmenita; Wo = wollastonita; En = enstatita; Fs = ferrossilita; Hem = hematita; Geik = geikielita;

melhante a outros, recuperados em kimberlitos de várias regiões do mundo. O coeficiente de distribuição de Fe²⁺-Mg entre ilmenita e clinopiroxênio sugere que este nódulo foi formado em temperatura entre 1264–1308°C, para uma pressão estimada de 45 kbar, consistente com temperaturas encontradas para nódulos semelhantes.

A composição química de ilmenita e clinopiroxênio de intercrescimento gráfico de Juína é semelhante à composição química de megacristais inclusos nos kimberlitos dessa região, apesar da diferença em cromo entre as ilmenitas do nódulo e megacristais. Este fato sugere uma ligação genética entre as duas suítes de minerais, mesmo considerando que os intercrescimentos são mais raros. Assim, o nódulo de Juína foi possivelmente formado por co-precipitação de ilmenita e piroxênio a

partir de um magma (proto-kimberlítico?) em alta pressão, em condições semelhantes àquelas de formação dos megacristais.

Deformação posterior do nódulo originou e rotacionou neoblastos de clinopiroxênio e formou estreitas faixas de clinopiroxênio de granulação muito fina. Nessas faixas há evidências químicas (excesso de Ti nas análises do clinopiroxênio) da existência de cristais de ilmenita, que devem ser pouco abundantes e muito pequenos. As texturas observadas sugerem que o clinopiroxênio foi menos resistente à deformação que a ilmenita.

CONCLUSÕES Um nódulo com intercrescimento gráfico ilmenita-clinopiroxênio foi encontrado em kimberlitos da província diamantífera de Juína (MT), cuja temperatura de forma-

ção é da ordem de 1264 a 1308° C, para pressão estimada de 45 kbar, semelhante a nódulos encontrados em outras províncias. O nódulo de Juína formou-se por co-precipitação de ilmenita e piroxênio a partir de um magma em alta pressão. Deformação posterior do nódulo originou e rotacionou neoblastos de clinopiroxênio e formou estreitas faixas de clinopiroxênio de

granulação fina.

Agradecimentos Agradecemos à Rio Tinto Desenvolvimento Mineral – RTDM pela doação das amostras, ao Conselho Nacional de Pesquisa–CNPq, ao laboratório de microsonda eletrônica d- Universidade de Brasília e aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito.

Referências

- Akella J. & Boyd F.R. 1973. Effect of pressure on the composition of coexisting pyroxenes and garnet in the system CaSiO_3 - MgSiO_3 - FeSiO_3 - $\text{CaAlTi}_2\text{O}_6$. Carnegie Institution Washington Year Book, 72:523-526.
- Bell D.R. & Mofokeng H.J. 1998. Cr-poor megacrysts from the Frank Smith mine and the source regions of transitional kimberlites. In: 7th Intern. Kimberlite Conf., Ext. Abs., pp.: 64-66.
- Bishop F.C. 1980. The distribution of Fe^{2+} and Mg between coexisting ilmenite and pyroxene with applications to geothermometry. Am. Journal of Sci., 280:46-77.
- Boyd F.R. 1971. Enstatite-ilmenite and diopside-ilmenite intergrowths from the Monastery Mine. Carnegie Institution Washington Year Book, 70:134-138.
- Boyd F.R. & Nixon P.H. 1973. Origin of the ilmenite-silicate nodules in kimberlites from Lesotho and South Africa. In: P.H. Nixon (Ed.) Lesotho Kimberlites, p. 254-268.
- Canil D. & Scarfe C.M. 1990. Phase relations in peridotites + CO_2 systems to 12 Gpa.: Implications for the origin of kimberlite and carbonate stability in the Earth's upper mantle. J. Geophys. Res., 95(B): 15,805-15,816.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Congr. Geológico Chileno, 2, Actas, pp. 137-148.
- Costa V.S., Figueiredo B.R., Weska R.K. 1997. Estudos mineralógicos e químicos do kimberlito Batovi 6 (MT) em comparação com as intrusões Três Ranchos 4 (GO) e Limeira 1 (MG). Geoch. Brasil., 11:53-71.
- Costa V.S. & Gaspar J.C. Garnet and spinel-garnet peridotite xenoliths from the Juína kimberlite, Brazil. Lithos (em preparação).
- Costa V.S., Gaspar J.C., Pimentel M.M. Eclogite xenoliths from the Juína kimberlites, Brazil: 1,7 Ga. Subducted oceanic slab. (em preparação).
- Davies G.R., Springs A.J., Nixon P.H., Rex D.C. 1991. A non-cognate origin for the Gibeon kimberlite megacryst suite. In: 5th Intern. Kimberlite Conf. - Ext. Abs., 2/91: 63-65.
- Dawson J.B. & Reid A.M. 1970. A pyroxene-ilmenite intergrowth from the Monastery mine, South Africa. Contrib. Mineral. Petrol., 26:296-301.
- Eggler D.H., McCallum M.E., Smith C.B. 1979. Megacryst assemblages in kimberlite from northern Colorado and southern Wyoming: petrology, geothermometry-barometry, and areal distribution. In: F.R. Boyd & H.O.A. Meyer (Eds.) The mantle sample: inclusion in kimberlites and other volcanics. V. 2, p. 213-226.
- Frick C. 1973. Intergrowths of orthopyroxene and ilmenite from Frank Smith mine, near Rarkly West, South Africa. Trans. Geol. Soc. South Africa, 76:195-200.
- Garrison J.R. & Taylor L.A. 1981. Petrogenesis of pyroxene-oxide intergrowths from kimberlite and cumulate rocks: co-precipitation or exsolution? Am. Mineral., 66:723-740.
- Gurney J.J., Feso H.W., Klabé E.J. 1973. Clinopyroxene-ilmenite intergrowths from kimberlite: a re-appraisal. In: P.H. Nixon (Ed.) Lesotho Kimberlites, p. 238-253.
- Haggerty S.E., Hardie R.B. III, McMahon B.M. 1979. The mineral chemistry of ilmenite nodule associations from the Monastery diatreme. In: F.R. Boyd & H.O.A. Meyer (Eds.) The mantle sample: inclusion in kimberlites and other volcanics, v.2, p. 249-256.
- Heaman L., Teixeira N.A., Gobbo L., Gaspar J.C. 1998. U-Pb mantle zircon ages for kimberlites from the Juína and Paranatinga provinces, Brazil. Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference, Cape Town. Ext. Abs., p.322-324.
- Hops J.J., Gurney J.J., Harte B. 1992. The Jagersfontein Cr-poor megacryst suite - towards a model for megacryst petrogenesis. J. of Volcanol. and Geotherm. Research, 50:143-160.
- Hunter R. H. & Taylor L. A. 1984. Magma-mixing in the low velocity zone: kimberlitic megacrysts from Fayette County, Pennsylvania. Am. Mineral., 69:16-29.
- Ilyupin I.P., Kaminskiy F.V., Troneva N.V. 1973. Pyroxene-ilmenite graphic inclusions from the Mir kimberlite pipe (Yakutia) and their origin. Intern. Geol. Review, 16:1298-1305.
- Jones R.A. 1987. Strontium and neodymium isotopic and rare earth element evidence for the genesis of megacrysts in kimberlites of Southern Africa. In: P.H. Nixon (Ed.) Mantle Xenoliths, p. 711-724.
- McCallister R.H., Meyer H.O.A., Brookins D.G. 1975. "Pyroxene"-ilmenite xenoliths from the Stockdale pipe, Kansas: chemistry, crystallography and origin. Phys. Chem. Earth, 9:287-293.
- Meyer H.O. & Boyd F.R. 1972. Composition and origin of crystalline inclusions in natural diamonds. Geochim. Cosmochim. Acta, 36:1255-1273.
- Michell R. H. 1986. Kimberlites: mineralogy, geochemistry, and petrology. Plenum Press, New York, 442p.
- Novell G.M. & Pearson D.G. 1998. Hf isotope constraints on the genesis of kimberlitic megacrysts: evidence for a deep mantle component in kimberlites. 7th Intern. Kimberlite Conf. Ext. Abst., 634-636.
- Ringwood A.E. & Lovering J.F. 1970. Significance of pyroxene - ilmenite intergrowths among kimberlite xenoliths. Earth Planet. Sci. Lett., 19:371-375.
- Schults Filho A.V. 1981. Relatório de pesquisa MME/DNPM, 811.576/76; 811.579/76 e 806.727/76.
- Schulze D.J., Valley J.W., Bell D.R., Spicuzza M. 1998. Significance of oxygen isotope variations in the Cr-poor megacryst suite. In: 7th Intern. Kimberlite Conf., Ext. Abs., p. 769-771.
- Siqueira L. P. de 1989. Bacia dos Parecis. Boletim de Geociências da Petrobrás, 3(1/2):3-16.
- Smith C.B., McCallum M.E., Eggler D.H. 1976. Clinopyroxene-ilmenite intergrowths from the Iron Mountain kimberlite district, Wyoming. Carnegie Inst. Washington, Year Book, 75:542-544.
- Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Nutman A.P., van Schum W.R., Bettencourt J.S., Taylor P.N. 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro - Juruena Province (Amazonian Craton) and tectonic implications. Intern. Geol. Review, 38:161-175.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. Episodes, 22:174-182.
- Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. Prec. Res., 42:213-227.
- Teixeira N.A., Gaspar J.C., Oliveira A.L.A.M., Bitencourt R.M., Yeda B. 1998a. Morphology of the Juína maars. In: 7th Intern. Kimberlite Conf., Ext. Abs., p. 902-904.
- Teixeira N.A., Gaspar J.C., Waissel O., Almeida J.A., Gobbo L. 1998b. Geology of the Juína diamondiferous province. In: 7th Intern. Kimberlite Conf., Ext. Abs., p. 905-907.
- Wyatt B.A. 1977. The melting and crystallisation behaviour of a natural clinopyroxene - ilmenite intergrowth. Contrib. Mineral. Petrol., 61:1-9.

Manuscrito A-1308

Recebido em 26 de novembro de 2001

Revisão dos autores em 20 de dezembro de 2001

Revisão aceita em 21 de dezembro de 2001