



Geocronologia e petrogênese do complexo ultramáfico alcalino carbonatítico de Jacupiranga (SP)

Luanna Chmyz

► To cite this version:

Luanna Chmyz. Geocronologia e petrogênese do complexo ultramáfico alcalino carbonatítico de Jacupiranga (SP). Earth Sciences. Université Montpellier; Universidade federal do Paraná (Brésil), 2017. Portuguese. NNT : 2017MONTT080 . tel-01692330

HAL Id: tel-01692330

<https://theses.hal.science/tel-01692330>

Submitted on 25 Jan 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur

Délivré par l'Université de Montpellier

**Préparée au sein de l'école doctorale
GAIA
Et de l'unité de recherche Géosciences Montpellier**

Spécialité : Géosciences

Présentée par Luanna CHMYZ

**Géochronologie et pétrogenèse
du Complexe ultramafique-alkalin
carbonatitique de Jacupiranga (BR)**

Soutenue le 24 février 2017 devant le jury composé de

Gilles CHAZOT, Univ. Bretagne Occidentale
Valdecir de Assis JANASI, Univ. São Paulo
Eleonora Gouvêa VASCONCELLOS, Univ. Paraná (Présidente)
Alain CHAUVET, Géoscience Montpellier
Cristina Valle PINTO-COELHO, Univ. Paraná
Nicolas ARNAUD, Géoscience Montpellier
João Carlos BIONDI, Univ. Paraná

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur
Directeur
Directeur



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

LUANNA CHMYZ

GEOCRONOLOGIA E PETROGÊNESE DO COMPLEXO ULTRAMÁFICO
ALCALINO CARBONATÍTICO DE JACUPIRANGA (SP)

CURITIBA
2017

LUANNA CHMYZ

GEOCRONOLOGIA E PETROGÊNESE DO COMPLEXO ULTRAMÁFICO
ALCALINO CARBONATÍTICO DE JACUPIRANGA (SP)

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Área de Concentração Geologia Exploratória, Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como parte das exigências para obtenção do título de Doutora em Geologia.

Orientadores: Prof. Dr. João Carlos Biondi (UFPR)
Dr. Nicolas Arnaud (Géoscience
Montpellier)

CURITIBA
2017

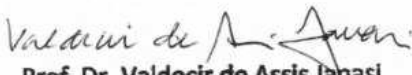
TERMO DE APROVAÇÃO

LUANNA CHMYZ

**"GEOCRONOLOGIA E PETROGÊNESE DO COMPLEXO ULTRAMÁFICO
ALCALINO CARBONATÍTICO DE JACUPIRANGA (SP)"**

Tese de doutorado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor no Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná, Comissão formada por:

Curitiba, 24 de fevereiro de 2017.


Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi
(USP)

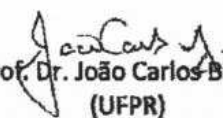

Prof. Dr. Gilles Chazot
(IUEM)


Prof.ª. Dr.ª. Eleonora Maria Gouvêa
Vasconcellos
(UFPR)


Prof.ª. Dr.ª. Cristina Valle Pinto-Coelho
(UFPR)


Prof. Dr. Alain Chauvet
(UM)


Prof. Dr. Nicolas Arnaud
(UM – Orientador)


Prof. Dr. João Carlos Biondi
(UFPR)
Presidente

Aos meus pais, Luzia e Frank,
à minha irmã, Níneve,
e aos meus avós,
Valdomiro e Nadir (*in memoriam*),
por tudo que eles significam.

AGRADECIMENTOS

Esta tese foi desenvolvida ao longo de quatro anos com o auxílio incontestado de vários apoiadores, provenientes de diversas áreas, de dentro e fora desta Universidade, de dentro e fora do Brasil, aos quais agora expresso meus profundos e sinceros agradecimentos.

Ao professor João Carlos Biondi pela orientação, estímulo, acompanhamento, por garantir todo o suporte necessário para a execução deste trabalho e por todas as oportunidades oferecidas, que abriram novos horizontes para o meu amadurecimento científico.

Je te remercie vivement, Nicolas Arnaud, pour me faire confiance et pour ta patience et soutien pendant les dernières années, ainsi que pour ta bonne volonté. La disponibilité et toute l'attention qui m'ont été témoignés par toi ont été essentiels à la réussite de cette thèse.

Ao professor Rogério Guitarrari Azzone, às valiosas discussões e sugestões sobre o primeiro artigo, pelas análises de fluorescência, por estar sempre disposto a ajudar e, principalmente, por todo o apoio e incentivo, fundamentais para o desenvolvimento deste trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelas bolsas de doutoramento no país e no exterior, via programa de doutorado sanduíche no exterior.

Je voudrais remercier à Delphine Bosch pour son support essentiel et pour sa disponibilité pendant des analyses isotopiques et discussion du premier article.

Ao professor Excelso Ruberti, pelas sugestões sobre o primeiro artigo da tese.

À VALE Fertilizantes, por terem viabilizado o acesso ao carbonatito, em particular a Agenor Faria e a Luana Oliveira pela ajuda prestada nas etapas de campo.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo suporte financeiro (Projetos 2010/20425-8 e 2012/06082-6) que permitiu as análises de traços em piroxênio.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da UFPR, em particular à coordenadora, Maria Cristina de Souza, por toda ajuda dispensada nos momentos de necessidade, e ao secretário Kazutoshi Matsugano, também sempre disposto a ajudar.

Aos professores do Departamento de Geologia, na figura dos professores Leonardo Cury, Carlos Eduardo de Mesquita Barros, José Manoel dos Reis Neto (in memoriam) e Eduardo

Chemas Hindi. Um muito obrigado é devido às professoras Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos e Cristina Valle Pinto-Coelho, principalmente pela confiança depositada durante o meu estágio de iniciação à docência, mas também por todo o apoio demonstrado desde os primeiros anos da minha graduação. Agradeço também ao professor Rubens José Nadalin, pelo incentivo e pela amizade.

Ao Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR), pelos diversos cursos ofertados e análises realizadas, em particular à Fran, Secchi e Keiji e, novamente, aos professores Leonardo Cury e Eleonora, por sempre me atenderem tão prontamente.

J'aimerais remercier les chercheurs, techniciens et ingénieurs des laboratoires de Géosciences Montpellier, particulièrement à Alain Chauvet (pour son accueil si amical), Alain Vauchez, Michel Lopez, Jean-Jacques Cornee, Bernard Boyer, Christophe Nevado et Anne Delplanque.

À professora Carolina Cavalcante, por todo o apoio e incentivo, por ter me recebido tão bem em Montpellier e ajudado a entender as provações envolvidas na publicação de artigos científicos. I also thank Haakon Fossen for so kindly reviewing my first manuscript.

Aos colegas de pós-graduação, em especial à Ariadne Borgo, pelo constante companheirismo demonstrado nos últimos anos (e, em particular, nos últimos meses), pelas conversas, discussões e por sempre estar disposta a me apoiar.

Aos amigos geólogos Daniela Zaramella e José Eduardo Moraes, pela amizade, suporte e lealdade demonstrados durante esses anos. Ao último agradeço em particular pela grande ajuda durante a finalização desta tese.

E, finalmente, agradeço em especial à minha família, aos meus pais, Luzia e Frank, à minha irmã, Níneve, e ao meu avô, Valdomiro (in memoriam), por, como sempre, não medirem esforços ao me ajudarem a suportar as adversidades enfrentadas, pelo apoio incontestado durante todos estes anos e por todo o amor demonstrado. Muito obrigada!

RESUMO

O Complexo de Jacupiranga (Cajati, SP) é uma das várias ocorrências alcalinas de idade Meso-Cenozoica intrudidas ao longo das margens da Bacia do Paraná, na região centro-sudeste da Plataforma Sul-Americana. Esta unidade é constituída por uma grande variedade de litotipos: dunitos, wehrlitos, clinopiroxenitos, rochas da série ijolítica, dioritos, sienitos, monzonitos, fonolitos, lamprófiros e carbonatitos. Ao passo que os carbonatitos têm sido extensamente estudados nas últimas décadas, haja vista hospedarem um importante depósito de fosfato, pouca atenção foi concedida às rochas silicáticas. Este estudo apresenta novos dados geocronológicos, de química mineral, geoquímicos e isotópicos para o Complexo de Jacupiranga, visando ao melhor entendimento da origem e evolução da unidade. Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de diferentes litotipos variam entre $133,7 \pm 0,5$ Ma e $131,9 \pm 0,5$ Ma, enquanto a idade concórdia obtida por U-Pb SHRIMP em zircão é de $134,9 \pm 0,65$ Ma, indicando que a colocação da unidade foi contemporânea à extrusão dos basaltos toleíticos da Província Magmática do Paraná. Apesar de não ser possível definir uma sequência de colocação entre clinopiroxenito, diorito e lamprófiro, o monzonito tem tanto idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ quanto U-Pb mais antigas que as demais rochas. Duas séries magmáticas são propostas para os litotipos silicáticos, considerando suas composições químicas: (1) série fortemente insaturada em sílica, possivelmente relacionada a magmas parentais nefeliníticos e (2) série moderadamente insaturada em sílica, relacionada a magmas basaníticos. Os lamprófiros são considerados representativos do magma basanítico. A composição dos líquidos calculados em equilíbrio com núcleos de diopsídio dos clinopiroxenitos é similar aos lamprófiros, indicando que parte dos clinopiroxenitos se associa ao magma basanítico. Monzonito e meladiorito apresentam características petrográficas, composicionais e isotópicas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$: $0,705979$ - $0,706086$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$: $0,511945$ - $0,512089$) que sugerem processos de assimilação crustal, apesar que de caráter local e restritos a alguns pulsos de magma basanítico. Os carbonatitos apresentam razões isotópicas (Nd e Pb) e composições traço (e.g. Ba/La, Nb/Ta) que descartam um vínculo com as rochas silicáticas por imiscibilidade de líquidos. Propõem-se dois cenários: um magma primário de composição carbonatítica, gerado diretamente por fusão do manto, ou um magma secundário gerado por imiscibilidade a partir de uma componente silicática ainda desconhecida na unidade. Dados isotópicos de Nd-Sr-Pb-Hf indicam uma importante contribuição do manto subcontinental litosférico (SCLM) na gênese das rochas do complexo. Os lamprófiros e os líquidos calculados em equilíbrio com os clinopiroxênios apresentam razões relativamente elevadas de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ e La/Zr e baixo Ti/Eu , indicando um manto litosférico metassomatizado por fluidos ricos em CO_2 e mecanismos de fusão “*vein-plus-wall-rock*”. Variações composicionais entre esses líquidos são interpretadas como decorrentes da mistura entre a fusão de veios metassomáticos com a fusão de peridotitos, além de diferentes proporções de clinopiroxênio/granada na fonte. Variações nos valores de $\Delta\epsilon_{\text{Hf}}$ sugerem que o líquido basanítico resulta de uma maior contribuição de veios wehrlíticos, enquanto o magma nefelinítico seria gerado a partir de contribuições um pouco mais significativa das encaixantes peridotíticas, apesar de ambos os líquidos serem enriquecidos. Depleção em Nb-Yb, enriquecimento em ETR leves em relação aos pesados e enriquecimento em Cs, Rb e Sr nos lamprófiros sugerem que as reações metassomáticas na fonte mantélica associam-se a fluidos derivados de processos de subducção. As idades modelo T_{DM} indicam o caráter heterogêneo da fonte mantélica e são coerentes com os valores geralmente obtidos para as ocorrências alcalinas do sudeste da Plataforma Sul Americana.

Palavras-chave: magmatismo alcalino; carbonatito; magma parental; isótopos; idades argônio.

ABSTRACT

The Jacupiranga Complex (Cajati, SP) is one of several Meso-Cenozoic alkaline units intrusive along the Parana Basin margins, in the Central-Southeastern part of the South American Platform. This unit comprises a large variety of lithotypes: dunites, wehrlites, clinopyroxenites, rocks from the ijolite series, diorites, syenites, manzonites, phonolites, lamprophyres, and carbonatites. While carbonatites have been extensively investigated over the last decades, as they host an important phosphate ore deposit, little attention has been paid to the silicate rocks. The current study presents new geochronological, mineralogical, geochemical, and isotopic data on the Jacupiranga Complex, in order to better understand the origin and evolution of the unit. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for different lithotypes range from 133.7 ± 0.5 Ma to 131.9 ± 0.5 Ma, while monzonite zircon analyzed by SHRIMP yields a U-Pb concordia age of 134.9 ± 0.65 Ma, indicating that the Jacupiranga emplacement was contemporaneous with the extrusion of the tholeiites of the Paraná Magmatic Province. There seems to be no obvious age progression for clinopyroxenites, diorites, or lamprophyres, although the monzonite yield both $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb ages older than those of the other rocks. Geochemical compositions of the silicate rocks are used to evaluate two main magma-evolution trends for that unit: (1) a strongly silica-undersaturated series, probably related to nephelinite melts and (2) a mildly silica-undersaturated series related to basanite melts. Lamprophyre dikes within the complex are considered as good representatives of the basanite parental magma. Compositions of the calculated melts in equilibrium with diopside cores from clinopyroxenites are quite similar to those of the lamprophyres, suggesting that at least a part of the clinopyroxenites is related to the basanite series. Meladiorite and monzonite show petrographic features and geochemical and isotope compositions ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$: 0.705979-0.706086 and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$: 0.511945-0.512089) suggestive of crustal assimilation, although it may be relegated to a local process and to some basanite batches. Carbonatites yield isotopic ratios (Nd and Pb) and trace elements composition (e.g. Ba/La, Nb/Ta) that preclude a link by liquid immiscibility with the silicate rocks. Two scenarios are envisaged: a primary magma of carbonatite composition originated by direct partial melting of the mantle or an origin by immiscibility from a hypothetical silicate magma currently unknown in the complex. Nd-Sr-Pb-Hf isotopic data indicate an important contribution of the subcontinental lithospheric mantle (SCLM) in the genesis of those rocks. Lamprophyres and calculated melts in equilibrium with clinopyroxene show relatively high $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ and La/Zr ratios and low Ti/Eu , indicating a lithospheric mantle metasomatized by CO_2 -rich fluids and vein-plus-wall-rock melting mechanisms. Compositional variations among those liquids are attributed to the mixing between metasomatic veins partial melt and peridotite partial melt, as well as to differences in the clinopyroxene/garnet ratios in the mantle. $\Delta\epsilon_{\text{Hf}}$ variations suggest a slightly higher role of the wall-rock peridotite as a source component for the nephelinites, whereas the basanite parental magma is mainly related to the wehrlite veins, although both are enriched magmas. Depletion in Nb-Yb, enrichment of LREE relative to HREE, and enrichment in Cs, Rb and Sr in the lamprophyres suggest that the metasomatic reactions in the mantle source were caused by slab-derived fluids. T_{DM} model ages indicate the heterogeneous nature of the mantle source and are coherent with the values generally obtained for the alkaline occurrences from the Central-Southeastern part of the South-American Platform.

Key-words: alkaline magmatism; carbonatite; parental magma; isotopes ; Ar ages.

RÉSUMÉ

Le Complexe de Jacupiranga (Cajati, SP) est un ensemble magmatique alcaline qui appartient à une série de plusieurs complexes similaires du Méso-Cénozoïque situés aux confins du bassin de Paraná, dans la région sud-est de la Plate-forme Sud-Américaine. Cette unité présente une grande variété de roches: dunites, wehrlites, clinopyroxénites, roches de la série ijolitique, diorite, syénite, monzonite, phonolites, lamprophyres et carbonatites. Les carbonatites ont été largement étudiés au cours des dernières décennies, grâce à l'importance de sa minéralisation en phosphate, au contraire des roches silicatées qui ont été très peu étudiées. Cette étude présente de nouvelles données géochronologiques, de chimie minérale, et de géochimie et isotopique pour le Complexe Jacupiranga, visant à mieux comprendre l'origine et l'évolution de l'unité. Les âges obtenus par la méthode $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ des différents lithotypes varient entre $133,7 \pm 0,5$ Ma et $131,9 \pm 0,5$ Ma, tandis que l'âge obtenu par U-Pb sur zircon par SHRIMP est de $134,9 \pm 0,65$ Ma, indiquant que la mise en place de l'unité a été contemporaine de l'extrusion des tholéiites de la Province Magmatique du Paraná. Bien qu'il ne soit pas possible de définir une séquence de mise en place précise entre les différents lithotypes la monzonite présente les âges argon et U-Pb les plus anciens. Deux séries magmatiques sont proposées pour les roches silicatées, compte tenu de leurs compositions chimiques: (1) une série fortement sous-saturée en silice, éventuellement liée à un magma parental de composition néphélinitique et (2) une deuxième série modérément sous-saturée, liée à des magmas basanitiques dont les lamprophyres pourraient être représentatifs. La composition calculée du liquide en équilibre avec les coeurs des diopsides des clinopyroxénites est similaire à celle des lamprophyres, ce qui indique qu'une partie des clinopyroxénites est associée au magma basanitique. La monzonite et la meladiorite présentent des caractéristiques pétrographiques, compositionnelle et isotopique ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0,705979 à 0,706086; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: 0,511945 à 0,512089) qui suggèrent une faible contamination crustale par assimilation, mais qui reste locale et limitée à quelques injections. Les carbonatites ont des rapports isotopiques (Nd et Pb) et des compositions en éléments en trace (e.g. Ba/La, Nb/Ta) qui excluent un lien avec les roches silicatées connues dans le complexe par simple immiscibilité de liquide. Deux scénarios sont proposés: un magma carbonatitique primaire, généré directement par la fusion du manteau, ou un magma généré par l'immiscibilité d'un composant silicaté encore inconnu dans l'unité. Les données Nd-Sr-Pb-Hf indiquent une contribution importante du manteau lithosphérique subcontinental dans la genèse des roches du complexe. Les lamprophyres et le liquide calculé en équilibre avec le clinopyroxène ont des rapports $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ et La/Zr relativement élevés et Ti/Eu faibles, ce qui indique un manteau lithosphérique métasomatisé par des fluides riches en CO_2 et des mécanismes de fusion "vein-plus-wall-rock". Les différences de composition entre ces liquides sont interprétés comme résultant du mélange entre les liquides issus de la fusion des veines métasomatiques et des péridotites encaissantes, ainsi que des proportions différentes de clinopyroxène/grenat à la source. Les variations dans les valeurs $\Delta\epsilon_{\text{Hf}}$ suggèrent que le magma basanitique représente une contribution plus grande des veines wehrlitiques, tandis que le magma néphélinitique a été généré à partir de contributions un peu plus importantes des péridotites. L'appauvrissement en Nb, Yb, et l'enrichissement en terres rares légères et en Cs, Rb et Sr dans les lamprophyres suggèrent que les réactions métasomatiques dans la source mantellique ont été associées à des fluides dérivés de processus de type subduction. Les âges modèles TDM indiquent une source mantellique hétérogène d'âge similaire avec les complexes alcalins du Sud-Est de la Plate-forme Sud-Américaine.

Mots clés : magmatisme alcalin; carbonatite; magma parental; géochimie isotopiques ; géochronologie Ar-Ar et U/Pb.

RESUME ETENDU DE LA THESE

INTRODUCTION

La plupart des carbonatites connues à travers le monde sont spatialement et temporellement associés à des complexes mafiques alcalins. Ceci sous-entend des liens pétrogénétiques possibles et, par conséquent, et que la relation entre les roches silicatées et carbonatitiques est essentielle dans les études pétrologique et métallogénique dédiées à explorer leur genèse. Cependant bien qu'un lien de génétique plus ou moins direct des carbonatites depuis un magma silicaté soit souvent supposé (e.g. Beccaluva *et al*, 1992; Comin-Chiaramonti *et al*, 2007), des études expérimentales et certains cas naturels suggèrent la possibilité d'autres scénarios.

Gittins et Harmer (2003) attribuent la popularité du modèle de genèse des carbonatites depuis les roches silicatées à l'évolution de notre connaissance des carbonatites. Selon ces auteurs, l'origine magmatique de carbonatites n'a pas été largement acceptée jusqu'à la fin des années 1950, une époque où on savait peu sur la composition du manteau et sur l'origine mantellique des magmas. Ainsi, la relation spatiale avec les roches silicatées a conduit les pétrologues à supposer un lien génétique entre ces roches (un « axiome », selon Harmer et Gittins, 2003). Les études expérimentales et l'analyse des systèmes naturels qui ont suivi (et qui appuient les modèles de relation génétique) seraient, selon ces auteurs, sélectives et tendancieuses: pour expliquer l'origine de carbonatites, on requiert la présence des roches silicatées souvent associées, sans tenir compte de l'existence de plus de 70 occurrences de carbonatite isolé (Woolley, 2003). Ceci suggère que l'on doit tenir compte de tous les modèles possibles de pétrogenèse pour les carbonatites comme pour les autres roches magmatiques (Bell *et al*, 1998; Mitchell, 2005). À cet égard, trois modèles sont classiquement mentionnés: (1) la fusion directe du manteau (Wallace et Green, 1988; Thibault *et al*, 1992; Dalton et Wood, 1993; Lee et Wyllie, 1998; Harmer *et al*, 1998; Harmer et Gittins, 1998; Srivastava *et al*, 2005) (2) la cristallisation fractionnée à partir d'un magma silicaté (e.g. Lee et Wyllie, 1994; Brassinnes *et al*, 2005) et (3) l'immiscibilité entre liquides (e.g. Le Bas, 1977; Hamilton *et al*, 1989; Lee et Wyllie, 1998).

En ce qui concerne les roches alcalines et ultramafiques fréquemment associées aux carbonatites, les processus de genèse invoqués sont également variables. Alors que l'évolution d'un seul stock de magma parental est proposé pour certaines unités (e.g. Beccaluva *et al*, 1992; Brassinnes *et al*, 2005), on voit aussi des modèles qui proposent plusieurs injections d'une même magma parent (e.g. Verhulst *et al*., 2000; Azzone *et al*, 2013), ou de magmas avec des compositions différents (e.g. Melluso *et al*, 2014) et aussi le mélange de magmas plus ou moins évolués (e.g. Arzamastsev et Arzamastseva, 2013).

Cette diversité empêche la proposition d'un modèle général pour les unités de ce type, de sorte que chaque exemple doit être considéré individuellement, compte tenu de ses particularités.

CONTEXTE GEOLOGIQUE

Depuis l'ouverture de l'océan Atlantique, la dernière phase d'activation de la Plateforme Sud-Américaine (Jurassique supérieur - Almeida *et al.*, 2000) comprend des épisodes magmatiques de compositions tholéïtiques *et* alcalines. Dans la partie sud de la plate-forme, l'activité basaltique tholéïtique a donné naissance à la Province Magmatique du Paraná ($134,7 \pm 1$ Ma, Thiede et Vasconcelos, 2010), l'une des plus importantes provinces de basaltes continentaux du monde. Son équivalent alcalin se présente sous la forme de plusieurs corps intrusifs (plugs, stocks et diques) avec une large gamme de compositions : saturées en SiO_2 ou non saturées, des roches ultrabasiques, carbonatites et / ou kimberlites.

Dans la partie centre-sud-est de la plate-forme, les affleurements alcalins sont situés aux bords du Bassin du Paraná (Gomes et Comin-Chiaramonti, 2005). Le cadre tectonique contrôlant cette répartition de l'activité alcaline reste controversé, bien qu'il soit clairement associé aux limites du bassin. Néanmoins, les intrusions du littoral méridional et central sont généralement liées à l'arche de Ponta Grossa (Almeida, 1983; Riccomini *et al.*, 2005), une structure de direction NW-SE matérialisée par des essaims de filons basaltiques du PMP et actives depuis le Crétacé Inférieur. Parmi les quatre alignements de tendance N40-60W qui contrôlent le cadre structurel de l'arche de Ponta Grossa (Guapiara, São Jerônimo-Curiúva, Rio Alonso et Rio Piquiri), les secteurs sud des alignements Guapiara et São Jerônimo-Curiúva présentent certaines unités alcalines et carbonatites parallèles à leur axe (Ruberti *et al.*, 2005). Deux principaux chronogroupes, du Crétacé Inférieur et du Crétacé Supérieur, sont individualisés (Gomes *et al.*, 2011). Aucune donnée géochronologique de haute précision n'est actuellement disponible pour le chronogroupe le plus ancien (seuls des âges K/Ar ou Rb/Sr sont publiés) et l'extension de cet épisode alcalin n'est pas définie avec précision. Trois complexes du Crétacé Inférieur sont liés au linéament de Guapiara, et le Complexe de Jacupiranga ($\sim 65 \text{ km}^2$) est le plus grand d'entre eux.

LE COMPLEXE DE JACUPIRANGA

Le Complexe de Jacupiranga (Figure 1) est une unité ultrabasique alcaline et carbonatitique qui couvre une surface de 65 km^2 près de la ville de Cajati, située à environ 240 km au sud-ouest de la ville de São Paulo (État de São Paulo, Brésil). Il affleure au milieu de granites et de roches métasédimentaires Néoprotérozoïque. Pendant que sa moitié nord

est constituée principalement de dunite, entourée par une zone de roches syénitique et dioritique, la partie sud est composée d'ijolites/melteigites, de clinopyroxénites et de carbonatites.

L'origine de cette unité est liée à des événements magmatiques possiblement associés à la rupture de l'extrémité ouest du Gondwana et à l'ouverture de l'Océan Atlantique Sud (Herz, 1977). Ces événements se caractérisent par l'éruption des basaltes de plateaux continentaux de la Province Magmatique du Paraná (Crétacé Inférieur) et peut-être aussi par l'intrusion de plusieurs unités alcalines (avec ou sans carbonatite).

Le Complexe de Jacupiranga est exploité depuis 70 ans, le minerai étant formé par les carbonatites, riches en apatite, dont on extrait le phosphate nécessaire aux engrais. Comme le manteau latéritique carbonaté original a été épuisé dans les années 70, aujourd'hui la roche saine constitue le matériel exploité.

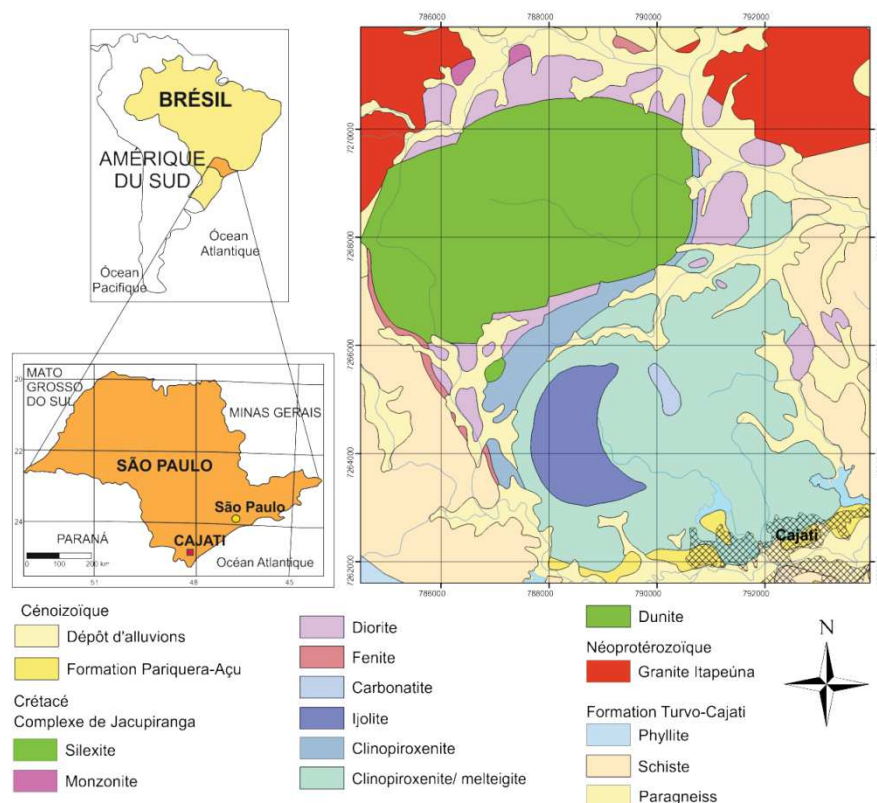


Figure 1 – Carte géologique et de localisation du Complexe de Jacupiranga. Adaptée de Faleiros et Pavan (2013).

De façon générale, la moitié sud du Complexe de Jacupiranga est formée principalement par des clinopyroxénites de texture grenue et cumulative. Les cristaux de clinopyroxène sont fortement orientés (phase cumulus) avec des minéraux opaques interstitiels (phase intercumulus). Dans l'ouest de cette unité un corps de roche ijolitique (texture micro grenue ou grenue) affleure en forme de demi-lune. Cette roche présente des niveaux alternés composés essentiellement de clinopyroxène ou de néphéline (cumulus) ou

par l'association néphéline plus clinopyroxène (cumulus), déterminant un litage magmatique. Les carbonatites forment un corps allongé qui intrude la clinopyroxénite. L'apatite se trouve sous la forme de poches, de niveaux plus ou moins continus ou disséminée dans la roche.

Autour des dunites, il y a une zone hétérogène que Germann *et al.* (1987) désignent de « transition/assimilation ». Elle est formée par des roches syénitiques (syénite à feldspath alcalin et melasyénite), des roches dioritiques (meladiorite et diorite), des lamprophyres et des dykes de phonolite. Par rapport au reste du complexe, cette zone diffère par sa considérable diversité des lithotypes affleurants dans une surface relativement petite. En comparaison, alors que l'unité clinopyroxénitique (~20 km²) est formée seulement de clinopyroxénite et de melteigite, il y a sept lithotypes dans la zone hétérogène (~9 km²). Au-delà de la relation variété lithologique/surface d'affleurement élevée, les roches dans cette zone ont une continuité latérale limitée (décamétrique ou hectométrique). En ce qui concerne les dunites, la pénurie d'affleurement de roche saine (qui est observée seulement dans les forages) liée à la très forte latérisation, la grande épaisseur du manteau d'altération et le grand niveau de serpentinitisation entravent l'obtention des informations pétrologiques précises sur ces roches.

OBJECTIFS DE CETTE RECHERCHE

Bien que les premiers travaux de repérage du complexe remontent au XIX^e siècle, de nombreux aspects restent mal connus à Jacupiranga. La principale explication en est la quasi absence d'études pétrogénétiques couvrant tous les types de roches constituant l'unité et notamment les roches silicatées. A cause de leur minéralisation, les études se sont jusqu'ici concentrées sur les carbonatites, alors que cette roche représente seulement ~1% de la surface d'affleurement du Complexe de Jacupiranga. La grande majorité des roches, silicatée, a été très peu étudiée alors même que seule une vision globale de ce massif dans toute sa diversité pétrologique permettra de comprendre sa genèse.

Ce sont précisément les travaux pionniers de cartographie (Melcher 1966; Germann *et al.*, 1987; Gaspar, 1989) qui englobent la plus grande variété de types de roches et proposent les modèles pétrologiques les plus complets pour l'unité. Cependant, peut-être en raison des limitations techniques de l'époque, l'absence de données géochimiques et isotopiques ne permet pas une étude pétrogénétique approfondie. Le Complexe de Jacupiranga est aussi abordé dans sa totalité au travers de quelques travaux régionaux ou qui concernent plusieurs unités alcalines d'une région particulière, tels que l'Arche de Ponta Grossa ou du Sud-Est Plate-forme en Amérique du Sud (e.g. Morbidelli *et al.*, 2000; Ruberti *et al.*, 2005; Gomes *et al.*, 2011). Aucun de ces études n'est consacrée spécifiquement à Jacupiranga.

Il n'y a pas, de plus, de données géochronologiques robustes disponibles pour les complexes du Crétacé inférieur liés à la région de l'Arche de Ponta Grossa, parmi lesquels le Complexe Jacupiranga. Par conséquent, l'extension du magmatisme dans la région manque d'une définition plus précise (Amaral *et al.*, 1967 ; Amaral, 1978 et Roden *et al.*, 1985).

Mon travail vise à proposer une vision globale et intégrée de l'ensemble du complexe pour en comprendre la génèse à travers plusieurs objectifs :

- Définir les relations temporelles entre les différents roches qui composent le Complexe Jacupiranga, sur la base de données géochronologiques robustes, pour tenter d'en établir une chronologie relative et l'ordre de mise en place des différentes unités;
- Réaliser la caractérisation pétrologique du Complexe de Jacupiranga, prenant en compte les roches silicatées et les carbonatites. Les objectifs spécifiques de ce point sont l'identification des magmas parents potentiels, des sources manteliques et la détermination des processus évolutifs qui ont formé les roches silicatées et les carbonatites.

MÉTHODES UTILISÉES

Pour répondre à ces questions, six fronts d'étude ont été développés: 1) campagnes de terrain; 2) analyses pétrographiques; 3) chimie minérale (clinopyroxène, olivine, amphibole, micas et feldspath); 4) géochimie des roches totales (majeurs et traces); 5) géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb-Hf); et 6) analyses géochronologiques ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et U-Pb SHRIMP).

DISCUSSION

GEOCHRONOLOGIE

Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur micas et U-Pb sur zircons sur de différentes lithologies permettent de déterminer l'intervalle de mise en place du Complexe de Jacupiranga. Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ varient entre $133,7 \pm 0,5$ Ma et $131,9 \pm 0,5$ Ma, tandis que l'âge U/Pb concordia calculé pour la monzonite est de $134,9 \pm 0,65$ Ma. La similitude entre les valeurs obtenues par ces deux méthodes différentes (U-Pb: $134,9 \pm 0,65$ Ma et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: $133,7 \pm 0,5$ Ma) sur la monzonite indiquent que la mise en place de la monzonite a eu lieu à faible profondeur et son refroidissement a été assez rapide suggérant que les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ signent la mise en place des roches et non leur refroidissement. Bien qu'il ne soit pas possible de définir une séquence précise de mise en place entre les différentes lithologies

compte tenu du recouvrement entre les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, la monzonite présente clairement l'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et U-Pb le plus ancien, et toute l'évolution de l'unité a eu lieu dans un temps relativement court (environ 4 Ma).. Dans le contexte régional, la mise en place du complexe Jacupiranga a été remarquablement contemporaine de l'extrusion de basaltes tholéitiques de Province Paraná magmatique ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: $134,7 \pm 1$ Ma, Thiede et Vasconcelos, 2010).

SÉRIES MAGMATIQUES

Sur la base de la géochimie des roches silicatées de Jacupiranga et de leurs minéraux, deux séries magmatiques sont proposées (Figure 2): (1) une série fortement sous-saturée en silice, éventuellement liée à un magma parental de composition néphélinitique et (2) une deuxième série modérément sous-saturée, liée à un magma basanitique dont les lamprophyres du complexes sont les plus proches équivalents. À la série fortement sous-saturé se rapportent les roches ijolitiques et certaines clinopyroxénites (en particulier celles qui présentent de la néphéline modale), tandis que la série modérément sous-saturée est formée des roches à feldspaths, des lamprophyres et d'une partie des clinopyroxénites. La cristallisation de clinopyroxène (formant à présent des roches cumulatives), d'olivine et de Ti-magnétite a joué un rôle majeur dans l'évolution des deux séries. Dans la série fortement sous-saturée, ce fractionnement a déclenché l'apparition de néphéline dans le système, produisant les melteigites et, selon l'augmentation de la proportion néphéline/clinopyroxène, les ijolites et urtites. Dans le cas de la série modérément sous-saturés, la cristallisation de plagioclase a permis la genèse des roches à feldspath. Si cette dernière série semble dériver essentiellement par fractionnement progressif, elle montre aussi une certaine hétérogénéité de détail et les modèles peinent à reconstituer une lignée de différenciation unique.

La forte altération des dunites entrave l'identification de leurs textures primaires. Cependant, la composition des cristaux d'olivine (Fo_{83-84} , CaO 0,13-0,31 wt.% et NiO 0,19-0,33 wt.%) indique que cette phase a été générée par processus de cristallisation fractionnée. Cette interprétation diffère de celle proposée par Germann *et al.* (1987) qui, sur la base des données de roches totales, ont considéré une origine mantelique pour les dunites. Les modèles thermodynamiques MELTS indiquent que les cristaux d'olivine Fo_{83-84} peuvent être fractionné soit à partir des magmas basanitiques soit depuis des magmas néphélinitique. Donc les dunites peuvent être liées à l'une ou l'autre des deux séries silicatées proposées pour le complexe.

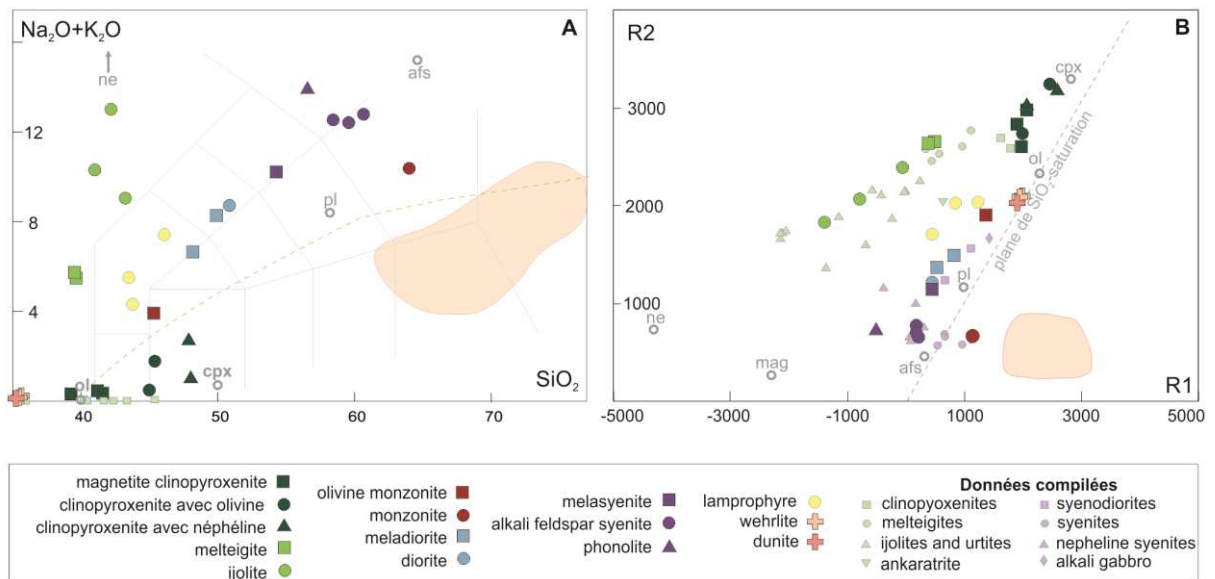


Figure 2 - Diagrammes de classification pour les roches silicatées du Complexe de Jacupiranga. Les champs rosés représentent les données compilées pour les roches encaissantes (Faleiros and Pavan, 2013). Données de Jacupiranga compilées selon Ruberti *et al.* (2005). (A) Diagramme alcalins totaux vs. SiO_2 (Le Bas *et al.*, 1992). (B) Diagramme R1-R2 (De La Roche *et al.*, 1980). En gris, sont représentées les compositions moyennes des principales phases minérales de Jacupiranga.

MAGMAS PARENTAUX DES ROCHES SILICATEES

Les lamprophyres, classés chimiquement dans le champs des téphrites ou basanites, sont considérés représentatifs de la composition du magma parental de la série modérément sous-saturée en silice. De fait, les diagrammes d'éléments de terres rares (ETR) des lamprophyres s'apparentent fortement aux roches avec feldspath et aux phonolites du complexe. Parmi celles-ci, les roches les plus évoluées sont les plus appauvries en ETR, indiquant que la Zone Hétérogène s'est formée par la cristallisation fractionnée d'un magma basanitique. Pour les clinopyroxénites, les valeurs du $\text{Mg\#}$ du liquide en équilibre avec les coeurs de clinopyroxène sont identiques au $\text{Mg\#}$ (roche totale) des lamprophyres. En outre, la composition ETR des liquides calculés en équilibre avec ces pyroxénites sont similaire aux lamprophyres.

Ainsi, le modèle pétrologique proposé pour les roches avec feldspath ainsi qu'une partie des clinopyroxénites suggère des intrusions de magma basanitique, dont les phases fractionnées ont été déposées dans des chambres magmatiques de faible profondeur. Des filons de lamprophyres recoupant les syenites cela suggère une récurrence de ces injections, en accord avec les variations de composition observées sur les liquides calculés en équilibre.

Les caractéristiques du magma parental néphélinitique sont difficiles à définir car il ne semble subsister aucun équivalent actuellement à l'affleurement dans le complexe. Cependant, un liquide néphélinitique est classiquement associé à de nombreuses unités

ultramafiques alcalines dans différentes provinces à travers le monde. De plus des roches de cette composition ont été trouvées dans le Complexe Anitápolis, qui partage de nombreuses similitudes avec Jacupiranga (e.g. l'âge du Cretacé Inferieur, composition, contexte tectonique), et où elles sont considérées comme représentatives du magma parental.

EVIDENCES DE CONTAMINATION CRUSTALE MODEREE

Les échantillons de monzonite et de meladiorite présentent des caractéristiques pétrographiques, compositionnelles et isotopiques (monzonite : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,706086 meladiorite : $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0.511867) qui suggèrent que des processus d'assimilation crustale ont exercé un rôle actif dans la genèse de ces roches. Les rapports isotopiques de Nd et Sr de la monzonite et de la meladiorite sont compatibles avec une courbe de mélange calculée à partir de la composition d'un lamprophyre et des roches métasédimentaires de la région (Figure 3). Cependant, ces processus ont un caractère local, et limité à quelques intrusions de magma basanitique. Bien qu'il ne soit pas possible d'exclure complètement la possibilité de contamination pour les roches syénitiques, cela peu probable compte tenu de l'absence de témoins pétrographiques et des rapports isotopiques similaires à ceux des clinopyroxénites et carbonatites qui n'ont pas été affectées par les processus de contamination crustale selon Huang *et al.* (1995).

L'ORIGINE DES CARBONATITES

Classiquement, les études sur l'origine des carbonatites considèrent trois modèles possibles différents: (1) l'origine directe depuis la fusion partielle d'un manteau metasomatisé ou dérivation par (2) cristallisation fractionnée ou (3) immiscibilité de liquides depuis un unique magma parental silicaté.

Les magmas parentaux des deux séries silicatées proposées à Jacupiranga peuvent produire des carbonatites par immiscibilité de liquide. Toutefois, malgré des similitudes entre les rapports initiaux de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, les carbonatites ont des compositions isotopiques de Nd et Pb différentes de celles des roches silicatées. Les lamprophyres, phonolite et nepheline-syenites présentent des rapports Ba/La plus élevés que les carbonatites (Figure 4), ce qui empêcherait une origine par immiscibilité de liquide depuis les magmas parentaux des séries silicatées, si on prend en compte les critères expérimentaux de Hamilton *et al.* (1989) et pétrologique de Harmer (1999) et Srivastava *et al.* (2005). Les carbonatites dolomitiques montrent néanmoins des rapports Zr/Hf subcondritiques, en accord avec la composition des carbonatites considérées comme issues de processus d'immiscibilité (e.g. Thompson *et al.*, 2002). Mais il faut pour cela spéculer de l'existence d'un magma silicaté qui ne serait pas actuellement reconnu dans l'unité.

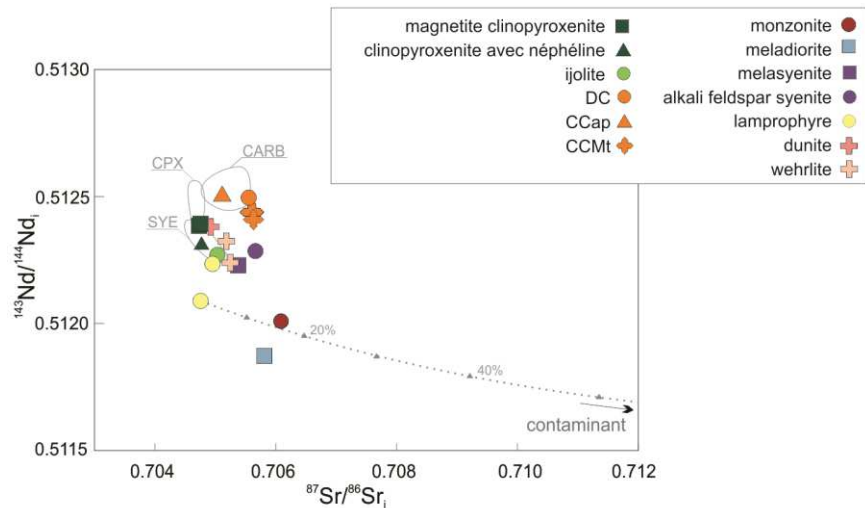


Figure 3 – Variation de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ pour les roches du Complexe de Jacupiranga. Une courbe de mélange (depuis les formules d'Albarède, 1995) a été proposée pour évaluer les processus d'assimilation crustale (depuis la composition du lamprophyre JAC46.2). Le contaminant représentatif est une roche métasédimentaire de Siga Jr. *et al.* (2011) - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,91788 et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0,511390. Les champs indiquent les données compilées pour les carbonatites de Jacupiranga (CARB, de Roden *et al.*, 1987 et Huang *et al.*, 1995), les clinopyroxénites (CPX, de Huang *et al.*, 1995) et les syénites (SYE, de Ruberti *et al.* 2005).

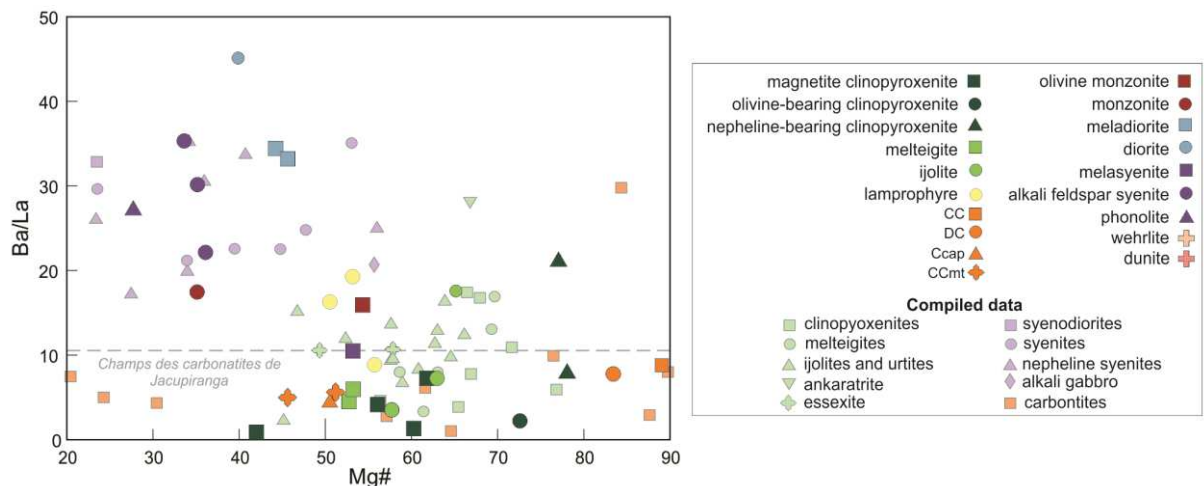


Figure 4 – Variation Ba/La vs. Mg# pour les roches du Complexe de Jacupiranga. Données compilées depuis Ruberti *et al.* (2005).

Comme les carbonatites de Jacupiranga ne sont pas dérivés depuis les magmas parental proposés pour les roches silicatées, une origine primaire doit être envisagée. Ceci suggère que leur signature isotopique sont des caractères primitifs qui reflètent, par conséquent, les sources mantelliques dont ces roches dérivent. Un magma carbonatitique avec $\text{Ca}/\text{Mg} < 1$ peut être généré par fusion partielle aux profondeurs supérieures à 70 km et, pendant son ascension, interagir avec le manteau lherzolitique, ce qui aboutit à une composition plus enrichie en calcium du liquide. Srivastava *et al.* (2005) proposent par ailleurs que les différences isotopiques entre les roches alcalines et les carbonatites du Complexe de Sung Valley (Inde) sont reliées à l'ordre de mise en place des magmas parentaux. Le magma silicaté, généré et mis en place avant les carbonatites, possède alors

la signature isotopique la plus enrichie. Cette relation pourrait être une explication pour les différences isotopiques en Nd entre les roches silicatées et les carbonatites de Jacupiranga.

SOURCE MANTELLIQUE

Bien que certains échantillons (monzonite et meladiorite) présentent des preuves de contamination crustale, les compositions isotopiques et trace de la majorité des roches du complexe reflètent vraisemblablement les caractéristiques des sources mantelliques.

Un mécanisme de fusion « vein-plus-wall-rock » (Foley, 1992) est généralement proposé pour expliquer le large spectre compositionnel des associations alcalines. La composition chimique des lamprophyres ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$: 0,74-1,72) et des liquides calculés en équilibre avec le clinopyroxène des clinopyroxénites (rapports $\text{La}_\text{N}/\text{Zr}_\text{N}$ élevés et $\text{Ti}_\text{N}/\text{Eu}_\text{N}$ faibles) indiquent des événements métasomatiques de caractère carbonaté dans la source mantellique. Ce métasomatisme a conduit à la formation de veines wehrlitiques dans le manteau péridotitique. La prédominance de la composante enrichie est aussi indiquée par les faibles rapports initiaux de Nd et Hf. De plus les variations du rapport Hf/Y, suggèrent une variation de la proportion cpx/grenat à la source. Toutes ces différences ne peuvent pas être expliquées par un modèle simple qui ne tiendrait en compte que des taux de fusion partielle différents (Figure 5). Ces variations sont interprétées comme le résultat du mélange (en différentes proportions) d'un liquide généré par la fusion des filons wehrlitiques (plus enrichis) et par la fusion de la péridotite encaissante (plus appauvrie).

Les lamprophyres sont chimiquement similaires aux basaltes riches en Ti de la Province Magmatique du Paraná : ils se caractérisent par un appauvrissement en Nb-Yb, et un enrichissement en ETR léger par rapport aux ETR lourdes, ainsi que par un enrichissement en Cs, Rb et Sr. Ces caractéristiques suggèrent que la source mantellique a été métasomatisée par les fluides liées à des processus de subduction, tel que proposé par Rocha-junior *et al.* (2013) pour la source des roches tholéitiques.

Ces hypothèses sont renforcées par les données isotopiques Nd-Sr-Pb-Hf qui indiquent une contribution importante du manteau sous-continentale lithosphérique (SCLM) dans la genèse des roches du Complexe de Jacupiranga. Dans leur ensemble, les échantillons analysés se trouvent dans le domaine de magmatisme alcalin-carbonatitique du sud-est de la Plate-forme Sud-Américaine (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007) et se rapprochent du pôle du manteau enrichi du type 1 (EM1), avec une faible contribution du pôle HIMU (Figure 6). Cette signature implique un manteau lithosphérique sous-continentale avec des caractéristiques hétérogènes, résultant de différents degrés de métasomatisme (e.g. Gibson *et al.*, 1995; Gibson *et al.*, 1999; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007).

De plus les roches de la série modérément sous-saturée sont caractérisées par des valeurs négatives de $\Delta\epsilon\text{Hf}$ généralement interprétées comme une indication de SCLM métasomatisé, tandis que les clinopyroxénites et ijolite (série fortement-saturée) ont des $\Delta\epsilon\text{Hf}$ positifs, suggérant une contribution plus forte de grenat à la source de ces roches (les grenats et clinopyroxènes des péridotites mantelliques présentent un rapport $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ plus radiogénique que le clinopyroxène de la wehlite). Ces faits peuvent être rapprochés du modèle de source présenté ci-dessus, où le basanite a été formée depuis une contribution plus importante des filons wehrlitiques, alors que le magma

néphélinitique a été généré à partir de contributions un peu plus importantes des peridotites encaissantes.

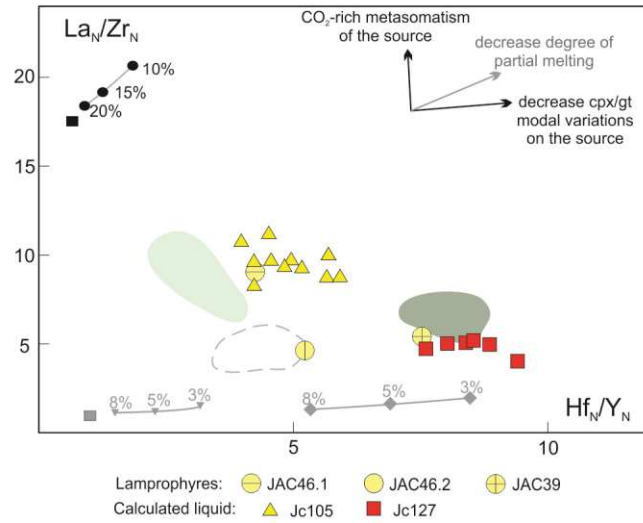


Figure 5 – Diagrammes La_N/Zr_N vs. Hf_N/Y_N (normalisé au manteau primitif, Sun and McDonough, 1989) pour les liquides calculés en équilibre avec le cœur du clinopyroxène des clinopyroxénites. Ligne en pointillés : dykes de lamprophyre de la région de L'Arche de Ponta Grossa (Jacupiranga inclu) compilés depuis Menezes *et al.* (2015). Les modèles de fusion pour différentes sources mantelliques sont présentés (Azzone *et al.*, 2013). Carré noir: veine metasomatique; Carré gris: roche encaissante. Résidus de la source: triangle inversé (gt-lherzolite hors-craton); diamants (manteau primitive gt-lherzolite); cercles (wehrlite théorique). Les chiffres indiquent le degré de fusion partielle. Données compilées à partir de Azzone *et al.* (2013): champ vert clair, mesocumulats du Complexe de Juquiá; champ vert foncé, adcumulats du Complexe de Juquiá.

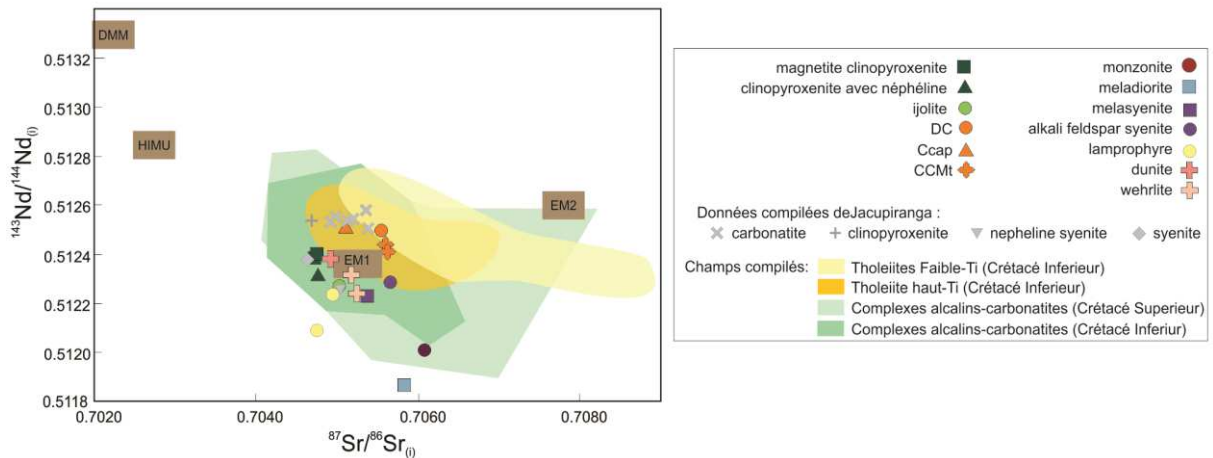


Figure 6 – Comparaison entre les données Nd-Sr pour les roches du Complexe de Jacupiranga et les unités alcalines du sud-est de la Plate-forme Sud-Américaine.

Les âges modèle T_{DM} indiquent l'hétérogénéité de la source mantellique et sont compatibles avec les valeurs obtenues pour les roches alcalines du Sud-Est de la Plate-forme Sud-américaine. Les valeurs moyennes pour les âges modèles Nd ($971 \text{ Ma} \pm 198$) et Hf ($1,1 \pm 0,3 \text{ Ga}$) tombent dans la moyenne des unités liées au linéament de Guapiara. Ces âges sont donc interprétés comme indiquant que la source mantellique a été metasomatisée par les fluides associés à des événements de subduction d'âge Néoprotérozoïque (le cycle Brasiliano/Pan-africain), avec une certaine hétérogénéité régionale. Ces hétérogénéités dans les sources des unités alcalines brésiliennes à l'échelle régionale sont également visibles dans les rapports isotopiques de Hf, qui sont similaires à

Jacupiranga et Catalão I (Guarino *et al.* 2016) mais sont plus radiogéniques dans les peridotites de Goiás (Carlson *et al.*, 2007).

En ce qui concerne le contexte géodynamique, les compositions isotopiques et traces des roches du Complexe de Jacupiranga suggèrent la contribution essentielle du manteau sous continental, sans besoin d'impliquer un composant asthénosphérique tel qu'il pourrait être trouvé dans un panache mantellique de type « hot spot ».

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Mapa rodoviário simplificado destacando o acesso a Cajati a partir de Curitiba, pela BR-116. Modificado a partir de DNIT (2013).	27
Figura 2 – Localização dos principais unidades de rochas alcalinas conhecidas no Brasil. Adaptado de Biondi, 2005.	39
Figura 3 – Ocorrências alcalinas ao longo das margens da Bacia do Paraná, na região centro-sudeste da Plataforma Sul-Americana (modificado de Riccomini <i>et al.</i> , 2005): 1) Bacia Bauru (Cretáceo Superior); 2) Província Magmática do Paraná (Cretáceo Inferior); 3) Bacia do Paraná (Ordoviciano Superior ao Cretáceo Inferior); 4) Unidades alcalinas (losangos, Permiano-Triássico; quadrados, Cretáceo Inferior; triângulos, Cretáceo Inferior; círculos, Paleógeno); 5) Eixo dos principais arcos; 6) Principais zonas de fratura (Lineamentos Guapiara (GP), São Jerônimo-Curiúva (JC), Rio Alonso (RA) e Rio Piquiri (RP); 7) Lineamento Lancinha-Cubatão.....	41
Figura 4 – Mapa geológico das cinco intrusões carbonatíticas do Complexo de Jacupiranga e suas respectivas características. Adaptado de Gaspar e Wyllie (1983).....	43
Figura 5 – Mapa geológico do Complexo de Jacupiranga que inclui o Gabro Itapuvuçu no Complexo de Jacupiranga. Adaptado de Faleiros e Pavan (2013).	44
Figura 6– Mapa geológico das diferentes unidades presentes no carbonatito do Complexo de Jacupiranga conforme classificação de Saito <i>et al.</i> (1994): CPS – Carbonatito Sul Periférico; CCS – Carbonatito Central Sul; COX – Carbonatito oxidado; FCS – Áreas com Foskorito Sul; ZFA – Zona de Falha; CBI – Carbonatito Intermediário; CBF – Carbonatito Foliado; CBR – carbonatito branco; CBN – carbonatito norte; FCN – Áreas com foscorito Norte; DOL_N – Carbonatito dolomítico; XEN, XEE, XES – áreas com xenólitos; JAC – Jacupiranguito. DLM_F: Carbonatito dolomítico fino Mesquita Sampaio; DLM_G: Carbonatitodolomítico grosso Mesquita Sampaio. FONTE: Lee e Ferreira (2007).	45
Figura 7 – (A) Bloco métrico de rocha sienítica em meio a pasto (ponto 61); (B) Blocos e matações de meladorito em leito de rio (ponto 63); (C) Detalhe das bancadas da mina de carbonatito (Morro da Mina); (D) Afloramento de clinopiroxenito moderadamente alterado (ponto 34).	52
Figura 8 - Mapa de pontos descritos no Complexo de Jacupiranga. Base cartográfica: carta topográfica de Jacupiranga (1:50.000; IBGE, 1987).	53
Figura 9 – Mapa geológico do Complexo de Jacupiranga. Alterado de Faleiros e Pavan (2013).	54
Figura 10 – (A) Manto intempérico formado a partir da alteração das rochas duníticas (ponto 19); (B) Fotomicrografia de wehlrito (JAC220), com serpentina formando um retículo em torno dos cristais de olivina (polarizadores cruzados).....	56
Figura 11 – (A) Amostra de magnetita clinopiroxenito (JAC50); (B) Fotomicrografia do magnetita clinopiroxenito JAC45 com cristais de diopsídio com zonamento inverso (polarizadores paralelos); (C) Amostra de clinopiroxenito com nefelina (intersticial) de granulação grossa (JAC18); (D) Fotomicrografia de clinopiroxenito com nefelina JAC18, com diopsídio cumulus e flogopita e nefelina intersticiais (polarizadores paralelos). Abreviações: Di, diopsídio; Mag, magnetita; Ne, nefelina; Phl, flogopita.	56
Figura 12 – (A) Fotomicrografia do olivina clinopiroxenito JAC13 (polarizadores paralelos); (B) Diques de magnetita clinopiroxenito (granulação fina) intrudido em magnetita clinopiroxenito alterado (ponto 34). Abreviações: Di, diopsídio; Mag, magnetita; Ol, olivina.	57
Figura 13 – (a) Bloco de ijolito acamadado em meio a propriedade rural (ponto 29); (B) Amostra de ijolito acamadado, caracterizado por níveis alternados contituídos ora	

predominantemente por diopsídio, ora nefelina (JAC29.2); (C) Amostra de melteigito de granulação fina (JAC88); (D) Fotomicrografia de melteigito, com cristais cumulus de diopsídio e nefelina e Ti-magnetita intersticial (JAC82). Abreviações: Di, diopsídio; Mag, magnetita; Ne, nefelina.....	58
Figura 14 – (A) Amostra de diorito JAC20; (B) Amostra de meladiorito JAC63;	61
Figura 15 – (A) Amostra de olivina monzonito (JAC26.2); (B) Fotomicrografia de olivina monzonito (JAC26.2); (C) Amostra de monzonito (JAC25); (D) Afloramento de monzonito com enclave decimétrico alongado (ponto 25).	61
Figura 16 – (A) Melassienito com fenocristais de feldspato alcalino em meio a matriz máfica (JAC31); (B) Enclaves máficos arredondados em melassienito (ponto 31); (C) Fotomicrografia de enclave máfico arredondado no melassienito JAC31 (polarizadores paralelos); (D) Amostra de álcali-feldspato sienito em contato com lamprófiro (JAC46.4); (E) Álcali feldspato sienito com agregados máficos constituídos por hastingsita, titanita, magnetita e biotita (JAC32 – polarizadores paralelos); (F) Agregado máfico em álcali feldspato sienito com borda de reação (JAC32 – polarizadores paralelos). Abreviações: Afs, feldspato alcalino; Bt, biotita; Di, diopsídio; Hs, hastingsita; Mag, magnetita; Ttn, titanita. ...	62
Figura 17 – (A) Amostra e (B) fotomicrografia do fonolito JAC26.1 (polarizadores paralelos), com feno e microcristais orientados indicando fluxo magmático. Abreviações: Afs, feldspato alcalino; Anf, anfibólio; Mes, mesóstase félsica; Ne, nefelina; Ttn, titanita.	63
Figura 18 – (A) Diques de lamprófiro sem direção preferencial intrudidos no Granodiorito Itapeúna (ponto 39); (B) Diques de lamprófiro intrudidos em álcali-feldspato sienito (ponto 46); (C) Fotomicrografia de lamprófiro de granulação fina com macrocristais de olivina corroídos, circundados por biotita (JAC46.2 – polarizadores paralelos); (D) Fotomicrografia de lamprófiro de granulação grossa com macrocristais de biotita e diopsídio (JAC46.1 – polarizadores paralelos). Abreviações: Bt, biotita; Di, diopsídio; Mag, magnetita; Mes, mesóstase félsica; Mes Ol, olivina; Ttn, titanita.	65
Figura 19 – (A) Vista da zona de xenólitos de clinopiroxenito em meio a carbonatito; (B) Níveis descontínuos com concentração de magnetita de dolomita carbonatito (ponto 09); (C) Magnetita calcita carbonatito com bandamento verticalizado (ponto 08).	67
Figura 20 – (A) Amostra e (B) fotomicrografia (polarizadores cruzados) de calcita carbonatito com textura granular (JAC07); (C) Amostra e (D) fotomicrografia (polarizadores paralelos) de magnetita calcita carbonatito bandado e cristais de apatita orientados. (E) Amostra e (F) fotomicrografia (polarizadores cruzados) de dolomita carbonatito com bolsões de apatita. Abreviações: Ap, apatita; Cal, calcita; Dol, dolomita; Mag, magnetita; Ol, olivina.	68
Figura 21 – (A) Amostra e (B) fotomicrografia (polarizadores cruzados) de apatita calcita carbonatito (JAC04), com cristais fraturados de apatita. (C) Amostra e (D) fotomicrografia (polarizadores cruzados) de magnetita calcita carbonatito, com níveis constituídos predominantemente por apatita. Abreviações: Ap, apatita; Cal, calcita; Ol, olivina; Phl, flogopita.	69

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	25
1.1	CONTEXTUALIZAÇÃO	25
1.2	LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	26
1.3	JUSTIFICATIVA	27
1.4	OBJETIVOS	28
1.5	APRESENTAÇÃO E ESTRUTURAÇÃO DA TESE	28
2	MATERIAIS E MÉTODOS	30
2.1	ETAPAS DE CAMPO E AMOSTRAGEM	30
2.2	ANÁLISE PETROGRÁFICA	30
2.3	GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL	30
2.4	QUÍMICA MINERAL	31
2.4.1	Clinopiroxênio	32
2.4.2	Micas	33
2.4.3	Olivina	33
2.4.4	Anfibólio	33
2.4.5	Feldspato	34
2.5	ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS EM ROCHA TOTAL	34
2.6	GEOCRONOLOGIA	35
2.6.1	Datação Ar-Ar	35
2.6.2	Datação U-Pb SHRIMP	36
3	GEOLOGIA REGIONAL	38
3.1	OCORRÊNCIAS ALCALINAS NO CENTRO-SUDESTE DA PLATAFORMA SUL-AMERICANA	38
3.2	A PROVÍNCIA DO ARCO DE PONTA GROSSA	39
3.3	DESCOBERTA E MAPEAMENTO DO COMPLEXO DE JACUPIRANGA	41
3.4	GEOCRONOLOGIA	44
3.5	PETROGÊNESE DO COMPLEXO DE JACUPIRANGA	45
3.6	ATIVIDADES DE LAVRA NO COMPLEXO	49
3.7	JACUPIRANGUITO	50
4	ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRÁFICOS	52
4.1	DUNITOS E WEHRLITOS	54
4.2	CLINOPIROXENITOS	55
4.3	ROCHAS DA SÉRIE IJOLÍTICA	57
4.4	ZONA HETEROGÊNEA	58
4.4.1	Rochas dioríticas	59
4.4.2	Rochas monzoníticas	60
4.4.3	Rochas sieníticas	61
4.4.4	Fonolitos	63
4.4.5	Lamprófiros	63
4.5	CARBONATITOS	65
5	Ar-Ar AGES, Sr-Nd ISOTOPE GEOCHEMISTRY, AND IMPLICATIONS FOR THE ORIGIN OF THE SILICATE ROCKS OF THE JACUPIRANGA ULTRAMAFIC-ALKALINE COMPLEX (BRAZIL)	70
6	NEW CONSTRAINTS ON THE PETROGENESIS OF THE JACUPIRANGA ULTRAMAFIC-ALKALINE CARBONATITE COMPLEX (BR) FROM PB AND HF ISOTOPE DATA	123
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS	151
7.1	GEOCRONOLOGIA	151
7.2	SÉRIES MAGMÁTICAS	152
7.3	MAGMAS PARENTAIS DAS ROCHAS SILICÁTICAS	152
7.4	EVIDÊNCIAS DE ASSIMILAÇÃO CRUSTAL	153
7.5	ORIGEM DOS CARBONATITOS	153
7.6	FORTE MANTÉLICA	154
8	REFERÊNCIAS	157
	ANEXOS	170

1 INTRODUÇÃO

1.1 CONTEXTUALIZAÇÃO

Rochas alcalinas e ultramáficas se associam espacial e temporalmente a carbonatitos em várias unidades intrusivas em diversas províncias ígneas ao redor do mundo (e.g. Le Bas, 1987; Woolley, 2003; Downes *et al.*, 2005; Srivastava *et al.*, 2005). Dentre as rochas silicáticas mais comuns nestas unidades figuram clinopiroxenitos, rochas da série ijolítica e álcali-sienitos, além de peridotitos, dunitos e, por vezes, turjaitos-melilitolitos, em geral menos expressivos.

Contudo, as relações genéticas entre estes litotipos são complexas e ainda bastante discutidas. Apesar de um vínculo derivativo entre o magma silicático e os carbonatitos ser frequentemente assumido (e.g. Beccaluva *et al.*, 1992; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007), estudos experimentais e alguns sistemas naturais sugerem cenários diferentes, nos quais a relação entre carbonatitos e rochas silicáticas reflete tão somente a justaposição de dois pulsos de magmas distintos. Gittins e Harmer (2003) atribuem a popularidade do modelo de relação genética entre rochas silicáticas e carbonatitos à própria evolução do conhecimento sobre os últimos. Segundo estes autores, a origem magmática dos carbonatitos só foi amplamente aceita ao final da década de 1950, um período em que pouco se sabia sobre a composição do manto e a origem mantélica de magmas. Logo, a relação espacial com rochas silicáticas conduziu os petrólogos a pressupor o vínculo genético entre estas rochas (um axioma, segundo Gittins e Harmer, 2003), tanto considerando uma mesma linha evolutiva quanto um magma parental em comum. Os estudos experimentais e análises de sistemas naturais que se seguiram (e que embasam os modelos de relação genética) seriam, segundo estes autores, seletivos e tendenciosos, e acabaram por criar um círculo vicioso que, ao explicar a origem dos carbonatitos, exige que rochas silicáticas ocorram associadas, desconsiderando a existência das mais de 70 ocorrências isoladas de carbonatito (Woolley, 2003). Portanto, o reconhecimento de que carbonatitos podem apresentar diferentes gêneses deve anteceder qualquer estudo petrológico que abranja estes litotipos (Bell *et al.*, 1998; Mitchell, 2005). Neste sentido, três modelos são classicamente invocados: (1) origem primária do magma carbonatítico, a partir da fusão direta do manto (e.g. Wallace e Green, 1988; Thibault *et al.*, 1992; Dalton e Wood, 1993; Lee e Wyllie, 1998; Harmer *et al.*, 1998; Harmer e Gittins, 1998; Srivastava *et al.*, 2005); (2) cristalização fracionada a partir de um magma silicático (e.g. Lee e Wyllie, 1994;

Brassinnes *et al.*, 2005); e (3) imiscibilidade de líquidos (e.g. e.g. Le Bas, 1977; Hamilton *et al.*, 1989; Wyllie e Lee, 1998).

A despeito dos processos que lhes deram origem, em casos em que carbonatitos ocorrem espacialmente relacionados a rochas silicáticas, estudos petrológicos devem também abranger estes litotipos. No que concerne às rochas alcalinas e ultramáficas, seus processos de gênese são igualmente variáveis. Enquanto a evolução de um único pulso de magma parental é proposta para algumas unidades (e.g. Beccaluva *et al.*, 1992; Brassinnes *et al.*, 2005), a outras é atribuída a recorrência de diversos pulsos de um magma parental de mesma composição (e.g. Verhulst *et al.*, 2000; Azzone *et al.*, 2013), pulsos de magmas de diferentes composições (Melluso *et al.*, 2010) ou ainda mistura de magmas mais primitivos com pulsos mais evoluídos (e.g. Arzamastsev e Arzamastseva, 2013). Este panorama impede a proposição de modelos generalistas para unidades deste tipo, de modo a cada ocorrência dever ser considerada individualmente, considerando suas particularidades.

O Complexo de Jacupiranga (Cajati, SP) é uma unidade intrusiva mesozóica que abrange uma grande gama de litotipos, incluindo dunitos, clinopiroxenitos, ijolitos, rochas com feldspato, lamprófiro e carbonatitos. Estes, mineralizados em fosfato, foram extensamente investigados nas últimas décadas (Mitchell, 1978; Gaspar e Wyllie, 1983; Huang *et al.*, 1995; Costanzo *et al.*, 2006), apesar de poucos estudos também abrangerem os litotipos silicáticos (e.g. Melcher, 1966; Germann *et al.*, 1987; Ruberti *et al.*, 2005). Consequentemente, a ausência de estudos petrológicos que considerem todos os litotipos do complexo confere uma compreensão compartimentada da sua origem, em geral restrita aos carbonatitos e clinopiroxenitos.

1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

O Complexo de Jacupiranga aflora no município de Cajati (SP), na mesorregião do Litoral Sul Paulista, e dista cerca de 230 km a sudoeste da cidade de São Paulo (SP). Encontra-se inserido no contexto do Vale do Ribeira, na sub-bacia do Rio Jacupiranga, que margeia o limite sul do complexo. A unidade localiza-se a 170 km de Curitiba (PR) e o acesso a partir da capital paranaense é feito pela Rodovia Régis Bittencourt (BR-116), sentido São Paulo (Figura 1). O acesso a Cajati localiza-se nas proximidades do km 489 da rodovia.

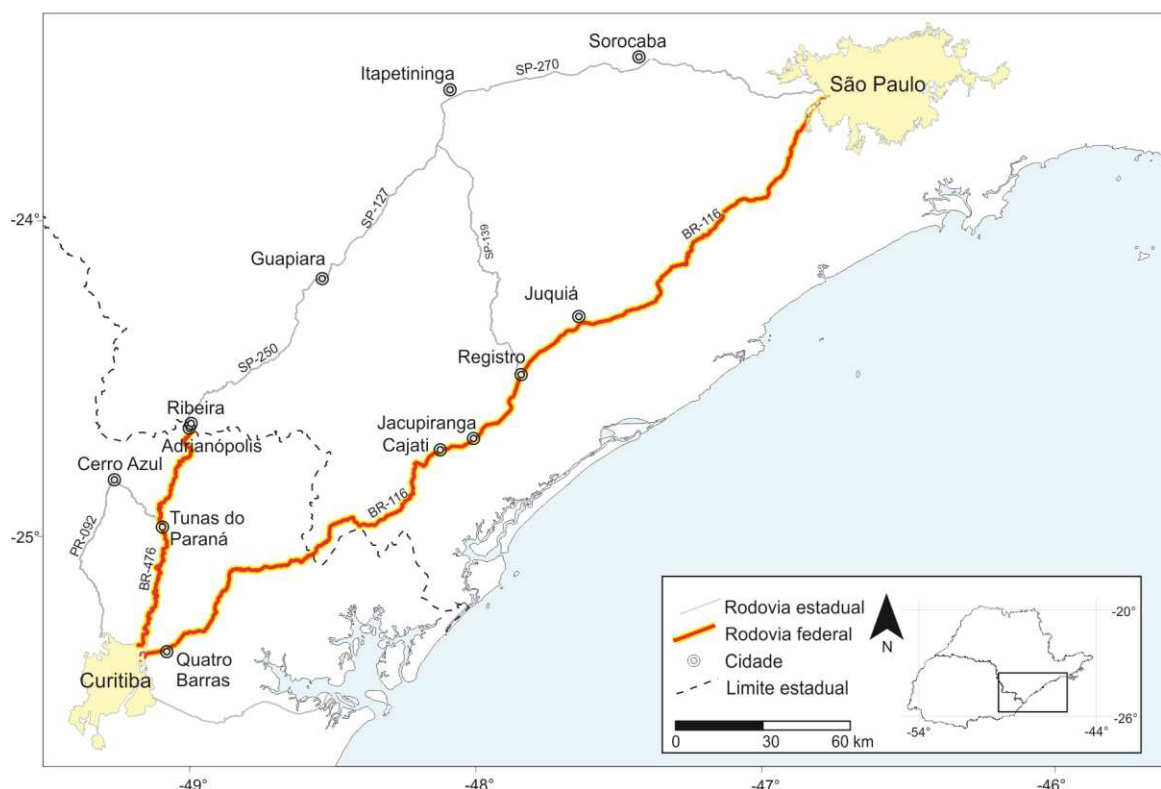


Figura 1 – Mapa rodoviário simplificado destacando o acesso a Cajati a partir de Curitiba, pela BR-116. Modificado a partir de DNIT (2013).

1.3 JUSTIFICATIVA

Apesar de os primeiros trabalhos de reconhecimento da unidade remontarem ao século XIX, vários aspectos acerca do Complexo de Jacupiranga ainda estão em aberto. A principal explicação para este panorama é a escassez de estudos petrogenéticos que abranjam todos os litotipos constituintes do complexo. Mesmo que o corpo carbonatítico represente somente cerca de 1% da área aflorante, é notável uma preferência histórica por trabalhos que abordem estritamente este litotipo (e.g. Gaspar e Wyllie, 1983; Costanzo *et al.*, 2006; Salvioli-Mariani *et al.*, 2012), justamente por este constituir o corpo mineralizado.

São justamente os trabalhos pioneiros de mapeamento da unidade (Melcher, 1966; Germann *et al.*, 1987; Gaspar, 1989) os que consideram o maior número de litotipos e esboçam os modelos petrológicos mais completos para o complexo. Possivelmente devido a limitações técnicas da época, no entanto, a ausência de dados geoquímicos e isotópicos compromete alguns aspectos importantes destas propostas. Ademais, o Complexo de Jacupiranga é considerado em sua totalidade somente em trabalhos revisionais ou que abordam as várias unidades alcalinas de uma determinada região, como o Arco de Ponta Grossa ou a região centro-sudeste da Plataforma Sul Americana (e.g. Morbidelli *et al.*, 2000; Ruberti *et al.*, 2005; Gomes *et al.*, 2011), não focados exclusivamente neste complexo.

Não há dados geocronológicos robustos disponíveis para as ocorrências do Cretáceo Inferior relacionadas à região do Arco de Ponta Grossa, dentre as quais o Complexo de Jacupiranga se inclui. Logo, a extensão do magmatismo na região ainda carece de uma definição mais precisa. As rochas do complexo foram analisadas pelos métodos K-Ar (Amaral *et al.*, 1967; Amaral, 1978) e Rb-Sr (Roden *et al.*, 1985), o último aplicado somente a amostras de carbonatito.

1.4 OBJETIVOS

Tendo em vista este panorama, os objetivos gerais desta tese são:

1. Definir as relações temporais entre os diferentes litotipos que compõem o Complexo de Jacupiranga, com base em dados geocronológicos, na tentativa de se estabelecer uma cronologia relativa e a ordem de colocação das diferentes unidades;
2. Caracterizar petrologicamente o Complexo de Jacupiranga, incluindo tanto as rochas silicáticas quanto os carbonatitos. Os objetivos específicos deste item incluem a identificação dos potenciais magmas parentais, características de fontes mantélicas e determinação dos processos evolutivos que culminaram na formação tanto das rochas silicáticas quanto dos carbonatitos.

1.5 APRESENTAÇÃO E ESTRUTURAÇÃO DA TESE

O presente volume engloba os resultados obtidos nesta tese, iniciada em março de 2013 e desenvolvida em co-tutela entre a Universidade Federal do Paraná (UFPR – Programa de Pós-Graduação em Geologia) e a Université de Montpellier (UM – Géosciences Montpellier), na França, no âmbito do convênio estabelecido entre estas duas instituições. Foi acordado entre os representantes de cada universidade que, dos quatro anos de duração da tese, um seria desenvolvido na Université de Montpellier, e os demais, no Brasil.

A tese é dividida em oito capítulos, sendo que os dois primeiros abordam os aspectos introdutórios e as técnicas analíticas empregadas neste estudo.

O capítulo 3 apresenta uma revisão bibliográfica acerca do magmatismo alcalino na Plataforma Sul Americana, com destaque às ocorrências associadas à região do Arco de Ponta Grossa, além de um levantamento sobre as principais propostas até então publicadas concernente à petrogênese do Complexo de Jacupiranga.

O capítulo 4 descreve a geologia e a petrografia das unidades que constituem o Complexo de Jacupiranga. Apesar de alguns desses aspectos serem retomados nos capítulos seguintes, optou-se por esta abordagem com a intenção de se apresentar feições

de campo e algumas particularidades que não puderam ser adequadamente tratadas nos capítulos 5 e 6.

No capítulo 5 discute-se a geocronologia do Complexo de Jacupiranga e alguns aspectos petrológicos das rochas silicáticas. Este capítulo é apresentado sob a forma de artigo científico, o qual se intitula: **“Ar-Ar ages, Sr-Nd isotope geochemistry, and implications for the origin of the silicate rocks of the Jacupiranga ultramafic-alkaline Complex (Brazil)”**, submetido ao *Journal of South American Earth Sciences*. No artigo, destacam-se dados geoquímicos de rocha total (elementos maiores e traço), dados de isótopos radiogênicos de Nd e Sr, química mineral (elementos maiores) e análises pontuais de elementos traço em clinopiroxênio, além das idades Ar-Ar e U-Pb SHRIMP. Esses dados serviram de base para a caracterização de duas séries magmáticas distintas para as rochas silicáticas da unidade, envolvendo diferentes magmas parentais (basanítico e nefelinítico). Os dados de elementos traço em clinopiroxênio, por sua vez, permitiram caracterizar em detalhe o magma basanítico, principalmente no que diz respeito à sua fonte mantélica. Os dados isotópicos foram empregados com o intuito de se investigar a contribuição dos processos de contaminação crustal na evolução da unidade, em particular das rochas com feldspato. As idades obtidas por métodos Ar-Ar e U-Pb, mais precisas que aquelas encontradas na literatura, permitiram melhor definir a duração do magmatismo Jacupiranga.

O capítulo 6 é destinado à caracterização da origem dos carbonatitos e da fonte mantélica dos magmas parentais do complexo. Estas discussões são sustentadas por dados de elementos traço (já apresentadas no capítulo anterior) e por dados de isótopos radiogênicos de Sr-Nd-Pb-Hf em rocha total. Destaca-se a apresentação de dados de Hf, uma vez que nenhuma unidade alcalina brasileira do Cretáceo Inferior foi até então analisada para este par isotópico. Este capítulo é apresentado na forma de um manuscrito, ainda em preparação, intitulado provisoriamente de **“New constraints on the petrogenesis of the Jacupiranga ultramafic-alkaline carbonatite Complex (BR) from Pb and Hf isotope data”**, a ser submetido em breve.

Finalmente, o capítulo 7 proporciona uma discussão integrada dos principais itens explorados nos dois manuscritos científicos, de modo a se apresentar o fechamento da tese.

Os trabalhos citados se encontram referenciados no Capítulo 8.

Nos Anexos são apresentadas as tabelas com resultados analíticos obtidos por microsonda eletrônica em cristais de clinopiroxênio, olivina, anfibólio, micas e feldspato.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 ETAPAS DE CAMPO E AMOSTRAGEM

Tendo em vista o histórico de trabalhos que abordam o Complexo de Jacupiranga de forma compartimentada, as etapas de campo e amostragem foram desenvolvidas de modo a englobar toda a unidade, além de parte de sua encaixante. Para tanto, seguiram-se os procedimentos habituais de campo, como descrição dos litotipos aflorantes e coleta de amostras de interesse para análises posteriores. Cinco campanhas foram realizadas, totalizando 89 pontos descritos e identificados pela sigla JAC (Jacupiranga) seguida de um número (de 01 a 89), de acordo com a sequência dos afloramentos. Às amostras selecionadas foi acrescido um número de identificação para casos de afloramentos onde foram coletadas mais de uma amostra.

2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA

Dentre as amostras coletadas, 90 foram selecionadas para estudo petrográfico de detalhe. As lâminas delgadas foram confeccionadas pelo Laboratório de Laminação (LAMIN) e descritas no Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR), ambos do Departamento de Geologia da UFPR. Para a descrição, foi utilizado microscópio petrográfico binocular de luz transmitida Zeiss, modelo Imager.A2m. As fotomicrografias foram obtidas com o auxílio de sistema de captura de imagens acoplado ao microscópio, a partir do *software* Axio Vision.

2.3 GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

Trinta e uma (31) amostras de diferentes litotipos foram encaminhadas ao laboratório ACME Analytical Laboratories LTD., no Canadá, para análise geoquímica de rocha total. Elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{total})}$, MnO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O e P_2O_5) e elementos traço (V, Co, Ni, Cu, Sc, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, Pb, Th e U) foram analisados, respectivamente, por espectrometria de emissão óptica com plasma indutivamente acoplado (ICP-OES) e por espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS).

Estas amostras foram previamente limpas, visando à retirada da capa de alteração, quebradas, britadas em moinho de mandíbula e pulverizadas até uma granulometria de 200 mesh, no LAMIR. O material pulverizado foi então enviado ao ACME. Para a análise dos óxidos, elementos terras raras e elementos refratários, 0,2 g do material pulverizado foi fundido com tetraborato e metaborato de lítio, sendo que o limite inferior de detecção deste

método é de 0,01% para os óxidos e de 5 ppm para o bário. Para metais base e elementos associados foi realizada digestão por água régia.

Amostras de dunito e wehrlito (JAC220, JAC243 e JAC248) foram analisadas por fluorescência de raios X (FRX) no Laboratório de Fluorescência de Raios X do NAP-Geoanalítica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. O equipamento utilizado foi o Espectrômetro de Fluorescência de Raios X PANalytical AXIOS Max Advanced, seguindo os procedimentos descritos por Mori *et al.* (1999). O conteúdo de elementos traço dessas três amostras foi analisado no AETE technical platform (Trace Element Analysis in the Environment, Université de Montpellier), usando um ThermoFinnigan ELEMENT XR (HR-ICP-MS: *high resolution inductively coupled plasma mass spectrometer*) e seguindo os procedimentos descritos por Ionov *et al.* (1992).

2.4 QUÍMICA MINERAL

Para a química mineral, foram selecionadas 18 amostras representativas dos diferentes litotipos que compõem o complexo e confeccionadas lâminas polidas (0,1 micron). Visto não se tratarem de materiais condutores, as lâminas foram metalizadas com uma camada de carbono de 250 ± 20 Å de espessura. As análises foram realizadas na microsonda eletrônica CAMECA SX100, da Géosciences Montpellier, equipada com cinco espectrômetros para dispersão de comprimentos de onda (WDS) e os seguintes pares de cristais: Sp1 TAP, Sp4 PET, Sp3 LLIF, Sp5 TAP e Sp2 LPET. Os padrões analíticos e cristais utilizados na análise de cada elemento estão listados na Tabela 1. Visando a caracterização química das principais fases formadoras das rochas de Jacupiranga, foram analisados sistematicamente os seguintes minerais: piroxênio, olivina, micas, anfibólio e feldspato. Os Anexos apresentam as tabelas com os resultados analíticos obtidos para cada uma dessas fases. As condições analíticas adotadas foram de 20 kV para potencial de aceleração e de 10 nA para corrente de feixe eletrônico, com feixe incidente com diâmetro fixo de 1 µm. Os tempos máximos de integração das contagens de pulso foram de 12 ou 18 segundos para a maioria dos elementos.

A partir dos dados obtidos para cada fase mineral, foram calculadas as suas fórmulas estruturais, componentes moleculares e definidas eventuais substituições iônicas, por meio de planilhas desenvolvidas no Microsoft Excel XP. Em seguida, foram construídos diagramas binários ou ternários, utilizando-se o software IGPet 2002, na tentativa de se obter informações acerca dos processos evolutivos da unidade estudada.

Tabela 1 – Padrões analíticos e cristais utilizados nas análises de química mineral.

Elemento	Cristal		Linha de emissão	Padrão	Composição do padrão
Si	Sp1	TAP	Ka	Wollastonita	O : 41.32%, Si : 23.9%, Ca : 34.5%
Ti	Sp4	PET	Ka	TiO ₂	Ti : 59.95%, O : 40.05%
Al	Sp1	TAP	Ka	Al ₂ O ₃	Al : 52.9242%, O : 47.0758%
Fe	Sp3	LLIF	Ka	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ = Fe : 69.9426%, O : 30.0574%
Mn	Sp3	LLIF	Ka	Mn	Mn : 100.%
K	Sp2	LPET	Ka	Ortoclásio	O : 45.75%, Na : 0.24%, Mg : 0.02%, Al : 8.99%, Si : 30.41%, K : 14.01%, Ca : 0.02%, Fe : 1.33%
Ca	Sp4	PET	Ka	Wollastonita	O : 41.32%, Si : 23.9%, Ca : 34.5%
Sr	Sp5	TAP	La	SrSO ₄	Sr : 47.7026%, S : 17.4543%, O : 34.8431%
Ba	Sp2	LPET	La	BaSO ₄	Ba : 58.8415%, S : 13.7367%, O : 27.4218%
Na	Sp1	TAP	Ka	Albita	Al : 10.08%, O : 48.86%, Na : 8.41%, Mg : 0.09%, Si : 31.81%, K : 0.18%, Ca : 0.45%, Fe : 0.05%
Mg	Sp5	TAP	Ka	Forsterita modificada	O : 43.94%, Mg : 29.314%, Si : 19.06%, Fe : 7.3%, Ni : 0.276%, Mn : 0.11%
Ni	Sp3	LLIF	Ka	Ni	Ni : 100.%
Cr	Sp2	LPET	Ka	Cr ₂ O ₃	Cr : 68.4195%, O : 31.5805%
F	Sp5	TAP	Ka	CaF ₂	Ca : 51.3341%, F : 48.6659%
Cl	Sp2	LPET	Ka	Apatita	Cl = O : 37.%, P : 18.%, Ca : 37.%, Cl : 7.%

2.4.1 Clinopiroxênio

Ao total, foram analisados 216 pontos em cristais de clinopiroxênio dos diversos litotipos que compõem o Complexo de Jacupiranga (Tabela A1 dos Anexos). Como as análises de microsonda eletrônica não são capazes de determinar separadamente o ferro em seus dois estados de oxidação, foi utilizada a equação de Droop (1987) para estimar a proporção $\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{3+}$ em piroxênio, definida por:

$$F = 2X(1 - T/S), \text{ na qual:}$$

F representa o número de íons Fe^{3+} ;

X é o número correto de oxigênios na fórmula mineral;

T indica o número ideal de cátions por unidade de fórmula e

S representa o número de cátions observados por X oxigênios calculados assumindo que todo o ferro ocorre como Fe^{2+} .

A utilização dessa fórmula requer assumir que o ferro é o único elemento presente com valência variável e que o oxigênio é o único ânion. Para a razão $\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{3+}$, considera-se que X = 6 oxigênios e T = 4 cátions.

O cálculo da fórmula estrutural seguiu as recomendações de Morimoto *et al.* (1988), conforme a fórmula química geral:

$$\text{M2M1T}_2\text{O}_6, \text{ na qual:}$$

M2 refere-se aos cátions em coordenação octaédrica, geralmente distorcida;

M1 são os cátions em coordenação octaédrica regular;

T são os cátions em coordenação tetraédrica.

Os membros finais foram calculados de acordo com o método de Cawthorn e Collerson (1974).

2.4.2 Micas

Para o cálculo das fórmulas estruturais das 85 análises pontuais de minerais do grupo das micas (Tabela A2 dos Anexos) foram seguidas as recomendações propostas por Rieder *et al.* (1999), aprovadas pela *Commission on New Minerals and Mineral Names of the International Mineralogical Association*. A fórmula simplificada pode ser escrita como:

$I M_{2-3} \square_{1-0} T_2 O_{10} A_2$, na qual:

I é ocupado por K, Na ou Ca (podendo também apresentar Ba, Cs, NH₄, Rb) ;

M por Fe (di- e trivalente), Mg, Mn, Al, Ti (Li, Zn, Cr, V)

□ é uma vacância

T é ocupado por Al, Fe (trivalente), Si

A é ocupado por Cl, F ou OH (O).

O recálculo dos dados da microsonda foram realizados em base anidra, considerando 22 oxigênios. Para as análises em que Si+Al<8, o Mg ocupa o sítio tetraédrico das micas de Jacupiranga conforme a substituição $^{(VI)}Mg + ^{(IV)}Si \Leftrightarrow ^{(IV)}Mg + ^{(VI)}Ti$ (Gaspar, 1989)

2.4.3 Olivina

O cálculo das fórmulas estruturais das 31 análises de olivina (Tabela A3 dos Anexos) foi feito na base de 4 átomos de oxigênio e todo o Fe analisado foi considerado como Fe²⁺. A classificação dessa fase considerou os componentes moleculares:

- Fo (forsterita): Mg₂SiO₄;

- Fa (faialita): Fe₂SiO₄.

2.4.4 Anfibólio

Foram realizadas 20 análises em cristais de anfibólio (Tabela A4 dos Anexos) em amostras de monzonito (JAC25) e de álcali-feldspato sienito (JAC32). O cálculo da fórmula estrutura seguiu as recomendações de Leake (1997), conforme a fórmula padrão:

$AB_2 C^VI_5 T^IV_8 O_{22} (OH)_2$.

Os componentes desta fórmula correspondem aos sítios cristalográficos:

A: 1 sítio por fórmula unitária

B: dois sítios M4 por fórmula unitária

C: 2 sítios M1, 2 M2 e 1 M3 por fórmula unitária;

T: 8 sítios, em dois grupos de 4;

“OH” dois sítios por fórmula unitária.

O cálculo foi realizado por meio da planilha de Locock (2014) que, por sua vez, considera as recomendações de nomenclatura da *International Mineralogical Association* (IMA) propostas em 2012.

2.4.5 Feldspato

O cálculo das fórmulas estruturais das 45 análises pontuais em cristais de feldspato (Tabela A5 dos Anexos) foi feito na base de 32 átomos de oxigênio. A classificação foi feita no diagrama ternário Ab-An-Or, considerando os componentes:

- Ab (albita): $\text{Na}_4(\text{Al}_4\text{Si}_{12}\text{O}_{32})$;
- An (anortita): $\text{Ca}_4(\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32})$;
- Or (ortoclásio): $\text{K}_4(\text{Al}_4\text{Si}_{12}\text{O}_{32})$.

2.5 ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS EM ROCHA TOTAL

Tendo por base os dados petrográficos e geoquímicos, 16 amostras de diferentes litotipos e 2 duplicatas foram selecionadas para análises de isótopos de Pb, Sr, Nd e Hf em rocha total. Após terem sido britadas e pulverizadas, 100 a 200 mg destas amostras foram lixiviados durante 1 hora em uma solução de HCl 6N à 95°C (exceto os carbonatitos). Em seguida, os resíduos foram purificados três vezes em água ultrapura e então dissolvidos em uma mistura de HF-HNO₃ (1:1) por 72 horas em uma placa de aquecimento. Após completamente secos, 1 ml de HNO₃ foi adicionada a estes resíduos, que foram mantidos em temperaturas de, em média, 110°C, por 48 horas.

A separação química dos vários isótopos foi desenvolvida seguindo diferentes etapas, conforme descrito por Bosch *et al.* (2008). As composições isotópicas de Sr foram obtidas em um espectrômetro de massa Triton Finnigan Mat no Labogis, Universidade de Nîmes, na França. Durante as análises, foram realizadas medidas sistemáticas no padrão NBS987, que indicaram um valor médio de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,710242 (n=5) (normalizado para $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$).

As composições isotópicas de Nd, Pb e Hf foram obtidas por meio de um espectrômetro de massa com plasma indutivamente acoplado (ThermoFisher Scientific Neptune Plus) na École Normale Supérieure de Lyon (ENSL). Para as análises de Nd, o padrão AMES-Rennes, analisado durante o desenvolvimento do trabalho, apresenta uma razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ média de $0,511961 \pm 23$ (n=17). Valores ϵNd foram calculados a partir da

equação $([^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}]_{\text{amostra}} / [^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}]_{\text{CHUR}} - 1) \times 10.000$, na qual $[^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}]_{\text{CHUR}} = 0,512638$ (Hamilton *et al.*, 1983). As idades modelo Nd T_{DM} foram calculadas considerando a constante de decaimento (λ) $6,54 \times 10^{-12}$ e valores do manto depletado de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,22$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51313$.

As razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ foram corrigidas usando a razão $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,7325$. Múltiplas medidas efetuadas no padrão internacional JMC-475 durante a aquisição dos dados indicam valores de $0,282150 \pm 11$ ($n = 17$). Valores ϵ_{Hf} foram calculados a partir da equação $([^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}]_{\text{amostra}} / [^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}]_{\text{CHUR}} - 1) \times 10.000$, na qual $[^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}]_{\text{CHUR}} = 0,282772$ (Blichert-Toft e Albarède, 1997). O delta ϵ_{Hf} ($\Delta\epsilon_{\text{Hf}}$) indica a diferença entre os valores (iniciais ou medidos) das razões isotópicas de Hf e aquela prevista para um basalto oceânico conforme a linha de correlação de Vervoort *et al.* (1999). Esta linha é definida pela equação $\epsilon_{\text{Hf}} (\text{OIB}) = 1,33\epsilon_{\text{Nd}} + 3,19$, na qual ϵ_{Hf} OIB indica o valor do um basalto de ilha oceânica. As idades modelo Hf T_{DM} foram calculadas considerando a constante de decaimento (λ) $1,865 \times 10^{-11}$ (Scherer *et al.* 2001) e valores do manto depletado de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,28325$ (Blichert-Toft e Albarède, 1997).

O padrão NBS981 para as análises de chumbo também foram rotineiramente analisadas e apresentam reprodutibilidade superior a 200 ppm para as três razões de ^{204}Pb .

As razões iniciais de cada um dos pares isotópicos foram recalculadas conforme as idades obtidas pelo método Ar-Ar.

2.6 GEOCRONOLOGIA

Para a determinação da duração do magmatismo, foram empregados dois métodos geocronológicos: Ar-Ar e U-Pb SHRIMP (Microsonda Iônica de Alta Resolução e de Alta Sensibilidade). Para a análise Ar-Ar, foram selecionadas 5 amostras representativas de diferentes litotipos. Tendo em vista que a biotita/flogopita é uma fase mineral comum à maioria dos litotipos do complexo, optou-se pela análise desta fase. Datação U-Pb SHRIMP foi realizada em somente uma amostra de monzonito (JAC25 – a única amostra na qual zircão foi descrito) com fins comparativos.

2.6.1 Datação Ar-Ar

Inicialmente, foi realizado um estudo microscópico a respeito da faixa granulométrica apresentada pelos cristais de biotita em cada amostra selecionada para datação. Em seguida, as amostras foram quebradas com uma marreta e cominuídas em um pilão. Este material foi peneirado e separado em três frações: 24–60 μm , 60–100 μm e $> 100 \mu\text{m}$, sendo escolhida a fração mais adequada conforme a granulometria apresentada pela biotita em cada amostra. As frações selecionadas foram então passadas no separador

magnético Frantz, variando-se a inclinação lateral da canaleta e a corrente conforme o comportamento de cada amostra. A separação fina foi feita manualmente, com auxílio de pinças e agulhas.

O material selecionado foi então irradiado no Reator Nuclear TRIGA, no Laboratory of Applied Nuclear Energy, em Pavia (Itália), em dezembro de 2014, por um período de 14 horas com um fluxo de nêutrons de aproximadamente $10^{18} \text{ cm}^{-2}\text{s}^{-1}$. Interferências decorrentes da irradiação para K, Ca e Cl foram corrigidas a partir de dados obtidos anteriormente, pela irradiação e análise de sais puros de KCl e CaF_2 . Os fatores J foram estimados utilizando-se de duplicatas dos padrões de sanidina de Fish Canyon, com idade de 28,02 Ma, conforme Renne *et al.* (1998). Embora este valor seja debatido, ele é usado como uma estimativa conservadora. Para estas análises, um J de $0,00541900 \pm 9,75 \times 10^{-6}$ foi determinado e usado com um erro relativo de aproximadamente 1%.

As amostras foram analisadas no laboratório de geocronologia da Universidade de Montpellier, usando-se um aparato multicoletor Thermo-Argus IV com quatro faradays e um sistema de contagem de íon central. Elas foram colocadas em porta-amostras de cobre e aquecidas em etapas, até que a fusão fosse atingida. Para cada etapa, o gás emitido foi purificado ao ser passado por Al-Zr *getters*. Em seguida, o gás foi introduzido na Argus IV com 1 mn de tempo de equilíbrio antes que ciclos de 10 análises fossem efetuados em todos os cinco picos de argônio, simultaneamente.

Regressões lineares conduziram a intensidade do sinal à entrada e o erro associado é incluído no cálculo de idade, do mesmo modo que erros analíticos são corrigidos pelos valores de branco, calibrados a cada três etapas de aquecimento de uma amostra. A discriminação de massa é calculada a partir da análise do ar a cada manhã antes do início das análises. Todos os erros são calculados para 2 sigmas.

2.6.2 Datação U-Pb SHRIMP

Cristais de zircão de uma amostra de monzonito foram separados para datação U-Pb SHRIMP. A separação e purificação dos cristais de zircão foram realizadas no Laboratório de Separação do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da USP, por métodos convencionais (moinho de anel, peneiramento, lavagem, líquidos pesados, separação magnética e catação). Os grãos selecionados foram montados em um disco de epoxy e polidos. Foram feitas imagens de catodoluminescência acoplada a MEV desses cristais para facilitar a seleção dos pontos a serem analisados.

As análises pontuais dos cristais de zircão foram realizadas no Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução (GEOLAB), do CPGeo – USP e no equipamento SHRIMP

Ile/MC. As composições isotópicas de U, Th e Pb foram medidas de acordo com os procedimentos indicados por Sato *et al.* (2014).

3 GEOLOGIA REGIONAL

3.1 OCORRÊNCIAS ALCALINAS NO CENTRO-SUDESTE DA PLATAFORMA SUL-AMERICANA

A partir do Jurássico Superior (Almeida *et al.*, 2000), a região meridional da Plataforma Sul-Americana foi cenário de um importante processo diastrófico, reflexo da abertura do Oceano Atlântico Sul. Este evento extensional foi denominado por Almeida (1983) de Reativação Wealdeniana, caracterizada pela reativação de antigos falhamentos, surgimento de blocos de falha, soerguimento de arcos, abatimentos de bacias costeiras e por processos de subsidência na Bacia do Paraná.

Episódios magmáticos associados a este estágio de ativação da Plataforma Sul-Americana compreendem tanto manifestações de natureza toleítica quanto alcalina. Na porção sul da plataforma, a atividade basáltica deu origem à Província Magmática do Paraná (PMP – $134,7 \pm 1$ Ma, Thiede e Vasconcelos, 2010), um dos maiores derrames de basalto de platô continental do mundo, acompanhada por manifestações intrusivas de menor magnitude, como soleiras e diques. Sua contraparte alcalina ocorre como corpos isolados, de área restrita (*plugs*, *stocks* e diques), com composição variável (saturados ou insaturados em sílica, por vezes com rochas ultrabásicas, carbonatitos e/ou kimberlitos associados) e idade que vão do Permo-Triássico até o Oligoceno, apesar das unidades brasileiras serem, principalmente, do Cretáceo.

Na porção centro-sudeste da plataforma, as ocorrências alcalinas estão distribuídas ao longo das margens da Bacia do Paraná (Gomes e Comin-Chiaramonti, 2005), principalmente intrudidas no embasamento. Detalhes do controle tectônico atuante na distribuição da atividade alcalina na margem leste da sinéclise ainda são controversos, apesar de o magmatismo claramente se concentrar ao redor dos limites da bacia. É notável, ainda, que estes corpos ígneos estejam alinhados com o Sistema de Cisalhamento Lancinha-Cubatão (Biondi, 2005 - Figura 2), que representa zonas de sutura NE-SW formadas durante a concatenação do Gondwana e possivelmente reativadas durante a abertura do Oceano Atlântico. Não há consenso sobre as relações mecânicas e petrogenéticas entre essas feições tectônicas e a gênese dos complexos alcalinos. No entanto, as intrusões a sul e na região central da costa são frequentemente relacionadas ao Arco de Ponta Grossa (Almeida, 1983; Riccomini *et al.*, 2005), uma elevação continental NW-SE ativa desde o Paleozóico e definida por um enxame de diques de diabásio da PMP.

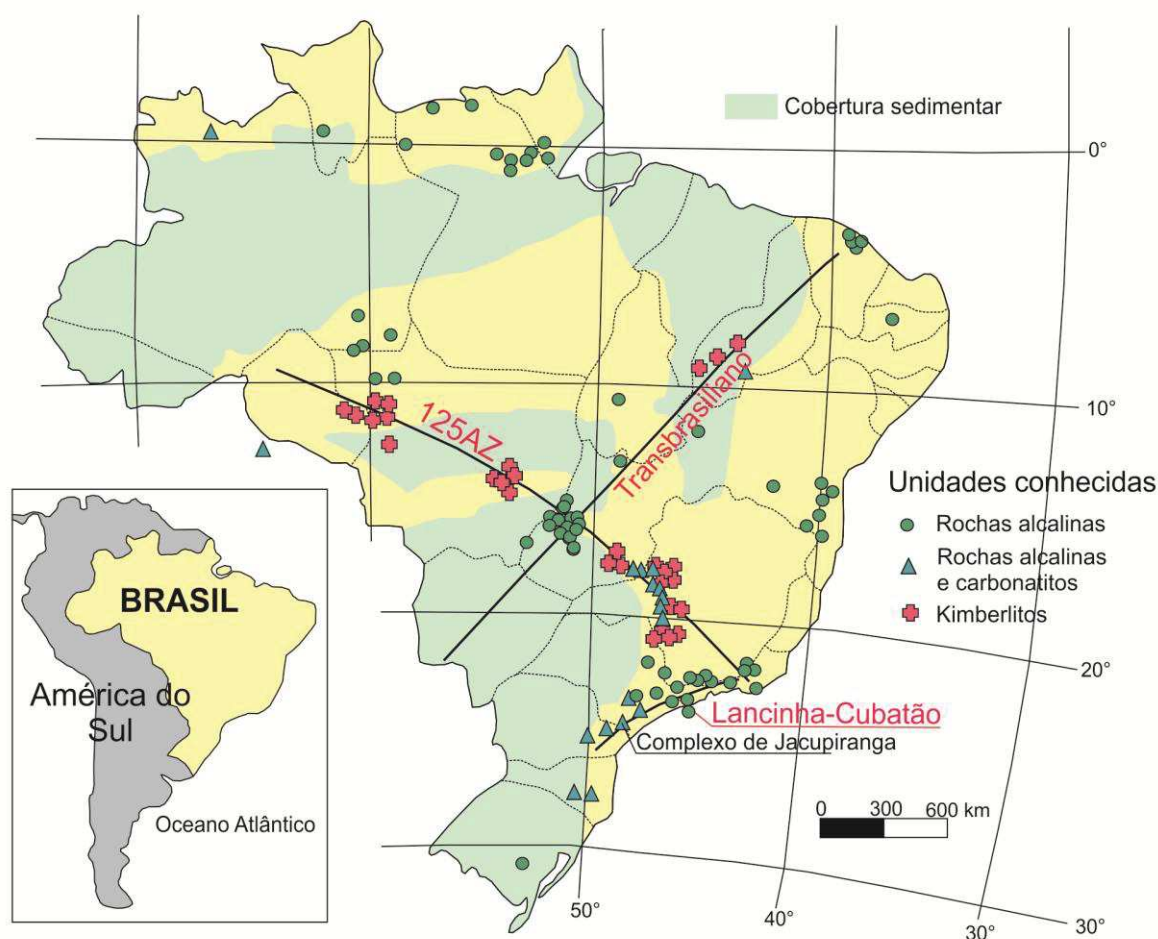


Figura 2 – Localização das principais unidades de rochas alcalinas conhecidas no Brasil. Adaptado de Biondi, 2005.

3.2 A PROVÍNCIA DO ARCO DE PONTA GROSSA

As ocorrências alcalinas localizadas a sul do paralelo 15°S foram agrupadas por Almeida (1983) em 12 províncias alcalinas: Poços de Caldas, Alto Paranaíba, Rio Verde-Iporá, Paraguai Oriental, Mariscal, Piratini, Santa Catarina, Arco de Ponta Grossa, Ipanema, Serra do Mar, Velasco e Candelária. Apesar de o critério inicial para esta divisão ser a disposição geográfica das unidades, o autor salienta as similaridades petrográficas e geocronológicas apresentadas por cada um dos agrupamentos, justificando a denominação de “províncias”. O avanço do conhecimento geológico da região, tendo em vista novos dados geológicos, geocronológicos, geofísicos e estruturais, permitiu a Riccomini *et al.* (2005) revisarem esta divisão, que passou a contar com 15 províncias. A partir deste trabalho, a Província do Arco de Ponta Grossa passa a englobar somente unidades do Cretáceo Inferior, geocronologicamente relacionadas à Província Magmática do Paraná. Neste novo agrupamento, Riccomini *et al.* (2005) inserem na Província do Arco de Ponta Grossa as unidades de Ipanema, Salto de Pirapora, Piedade, Itanhaém (aflorantes no

estado de São Paulo e dispostas paralelamente ao lineamento Guapiara) e Anitápolis (Santa Catarina).

Apesar dos primeiros sinais de soerguimento remontarem ao Paleozóico (Northfleet *et al.*, 1969), foi durante o Triássico-Cretáceo que o Arco de Ponta Grossa desenvolveu sua atual feição em abóbada (Almeida, 1983), uma vez que o seu soerguimento foi intensificado pela reativação Wealdeniana. Um extenso enxame de diques de composição predominantemente basáltica e relacionado ao magmatismo toleítico da Província Magmática do Paraná encontra-se encaixado nas falhas e fraturas da região do arco.

O arcabouço estrutural do Arco de Ponta Grossa é definido por quatro lineamentos de direção N40-60W: Guapiara, São Jerônimo-Curiúva, Rio Alonso e Rio Piquiri, que se abrem em leque em direção ao interior da bacia (Figura 3). As ocorrências alcalinas concentram-se no setor sul dos lineamentos Guapiara e São Jerônimo-Curiúva e suas imediações (Gomes *et al.*, 2011). Durante o Mesozóico, o lineamento Guapiara, que delimita o limite norte do arco, atuou como uma extensa zona de fissura (ca. 600 km de comprimento e 20-60 km de largura) que, segundo modelagens realizadas por Ferreira *et al.* (1989), foi submetida a um afinamento crustal na ordem de 14% (ascensão do manto de 5 km) quando da intrusão dos diques básicos. Três unidades cretáceas com direção NW-SE se dispõem paralelamente ao lineamento Guapiara (complexos de Jacupiranga, Juquiá e Pariquera-Açu – Gomes *et al.* 2011), sendo o Complexo de Jacupiranga o maior deles, com uma área de afloramento de 65 km².

Trabalhos detalhados abrangendo a Província do Arco de Ponta Grossa (Ruberti *et al.*, 2005; Gomes *et al.* 2011) indicam três diferentes associações de rochas nestas ocorrências alcalinas: máfica-ultramáfica, sienítica e carbonatítica. A primeira inclui uma larga gama de litotipos, em geral com origem cumulática: clinopiroxenitos, jacupiranguitos, dunitos, peridotitos, glimeritos, rochas de filiação gabroide (essexitos, álcali gabros, sienogabbros e teralitos) e rochas da série ijolítica (melteigitos, ijolitos e urtitos). A associação sienítica (que também pode apresentar origem cumulática) abrange sienitos, nefelina sienitos e sienodioritos, sendo que algumas ocorrências alcalinas (e.g. Tunas, Banhadão) são constituídas predominantemente por estas rochas. Já as rochas de associação carbonatítica geralmente ocorrem relacionadas aos litotipos ultramáficos e, em menor abundância, a rochas fonolíticas. Além destas três associações, também são comuns a presença de diques, veios e pequenos *plugs* de composições diversas.

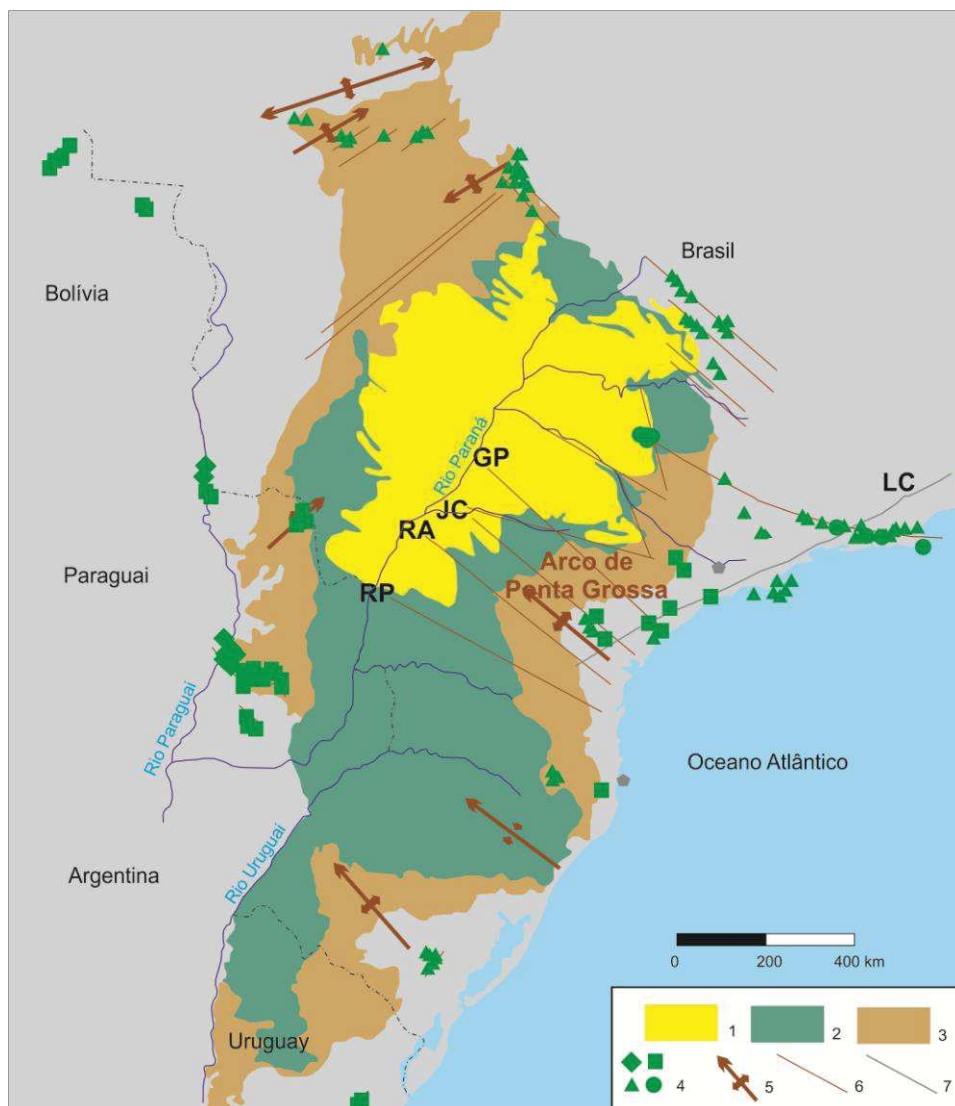


Figura 3 – Ocorrências alcalinas ao longo das margens da Bacia do Paraná, na região centro-sudeste da Plataforma Sul-Americana (modificado de Riccomini *et al.*, 2005): 1) Bacia Bauru (Cretáceo Superior); 2) Província Magmática do Paraná (Cretáceo Inferior); 3) Bacia do Paraná (Ordoviciano Superior ao Cretáceo Inferior); 4) Unidades alcalinas (losangos, Permiano-Triássico; quadrados, Cretáceo Inferior; triângulos, Cretáceo Inferior; círculos, Paleógeno); 5) Eixo dos principais arcos; 6) Principais zonas de fratura: Lineamentos Guapiara (GP), São Jerônimo-Curiúva (JC), Rio Alonso (RA) e Rio Piquiri (RP); 7) Lineamento Lancinha-Cubatão.

3.3 DESCOBERTA E MAPEAMENTO DO COMPLEXO DE JACUPIRANGA

O Complexo de Jacupiranga foi descoberto em 1877 por Bauer e investigado preliminarmente por Hussak (1892, 1895, 1904) e Derby (1891). Este autor foi o responsável pela primeira descrição da unidade, além de ter cunhado o termo jacupiranguito para se referir a litotipos com a presença de piroxênio titanífero, comuns no complexo. Derby (1891) descreve a área de afloramento dos carbonatitos como uma ocorrência de minério de ferro, dado o elevado conteúdo de magnetita nestas rochas.

A descoberta do depósito de fosfato por Knecht (1940, 1948), o desmatamento regional para fins de cultivo e a lavra do manto regolítico auxiliaram na exposição de toda a área de afloramento do carbonatito, permitindo a observação detalhada e amostragem desta

rocha. Melcher (1954, 1966) deu notoriedade mundial ao complexo, efetuando um estudo em detalhe da unidade como um todo, bem como sugerindo uma origem magmática para os carbonatitos intrusivos nos jacupiranguitos.

Melcher (1966) descreve a unidade como rochas alcalinas leucocráticas circundando litotipos básicos/ultrabásicos, que constituem dois corpos principais, um a sul e outro a norte. O autor descreve o corpo norte como sendo dunito de origem intrusiva, parcialmente alterado para serpentina. Em direção às bordas do corpo e, principalmente, para o sul do complexo, a porcentagem de piroxênio aumenta, e o dunito grada para membros da série ijolito-jacupiranguito e piroxenitos. Os jacupiranguitos típicos circundam o corpo carbonatítico e consistem quase que exclusivamente de titanoaugita e magnetita, com pequenas quantidades de nefelina e biotita.

Baseados em um extenso mapeamento de detalhe, dados petrográficos e de química mineral, Gaspar e Wyllie (1983) dividem o carbonatitos em cinco intrusões (Figura 4). As intrusões C1, C2 e C3 constituem a porção sul da unidade, enquanto os corpos C4 e C5, a porção norte. Os autores utilizam evidências de campo para propor que a sequência das intrusões se deu de sul para norte (da intrusão mais antiga para a mais recente, respectivamente, C1, C2, C3, C4 e C5). Petrograficamente, as intrusões se diferenciam em termos composicionais (porcentagem de calcita, dolomita e não-silicatos), texturais (granulação, que varia de fina a grossa) e estruturais (com ausência ou presença de bandamentos de diversas espessuras).

Germann *et al.* (1987) descrevem ao redor do corpo dunítico uma zona de assimilação ou transição com diques peralcalinos. Estas rochas não se enquadrariam como fenitos, visto serem caracterizadas por processos metassomáticos de natureza potássica e cálcica, enquanto que os fenitos são gerados por processos metassomáticos sódicos. Os autores também descrevem diques de diversas composições, como essexitos, teralitos, sienitos, alcaligranitos e gabros, distribuídos em várias partes do complexo.

Em 2013, o Serviço Geológico Brasileiro (CPRM), a partir da integração de dados de mapeamento geológico, levantamento geoquímico e processamento aerogeofísico, elabora a carta geológica e metalogenética/provisional da folha Eldorado Paulista (SG.22-X-B-VI), em escala 1:100.000, que abrange o Complexo de Jacupiranga (Figura 5 – Faleiros e Pavan, 2013). A principal mudança com relação aos mapas anteriores é a inclusão de um corpo satélite adjacente detectado a partir de dados magnéticos e gamaespectométricos. Segundo este trabalho, o corpo (denominado de Gabro Itapuvuçu) é formado por biotita-olivina gabro com hornblenda, no entanto somente uma amostra foi descrita petrograficamente, dada a escassez de afloramentos. Neste trabalho, o termo jacupiranguito é evitado, optando-se por termos mais descritivos, como magnetita clinopiroxenito e nefelina-flogopita clinopiroxenito, conforme a recomendação da IUGS.

O progressivo avanço da lavra das rochas carbonatíticas tornou necessária a obtenção de detalhes descritivos mais precisos da distribuição do minério. Saito *et al.* (2004) distinguem doze unidades geológicas compondo o carbonatito, conforme características composicionais, texturais, estruturais, de coloração e, principalmente, sua posição geográfica. Lee e Ferreira (2007) incluem um novo corpo à unidade, denominado de Mesquita Sampaio, localizado a norte do limite até então considerado para o carbonatito (Figura 6). Ele é formado por carbonatitos dolomíticos (de granulação fina ou grossa) e por brechas magmáticas.

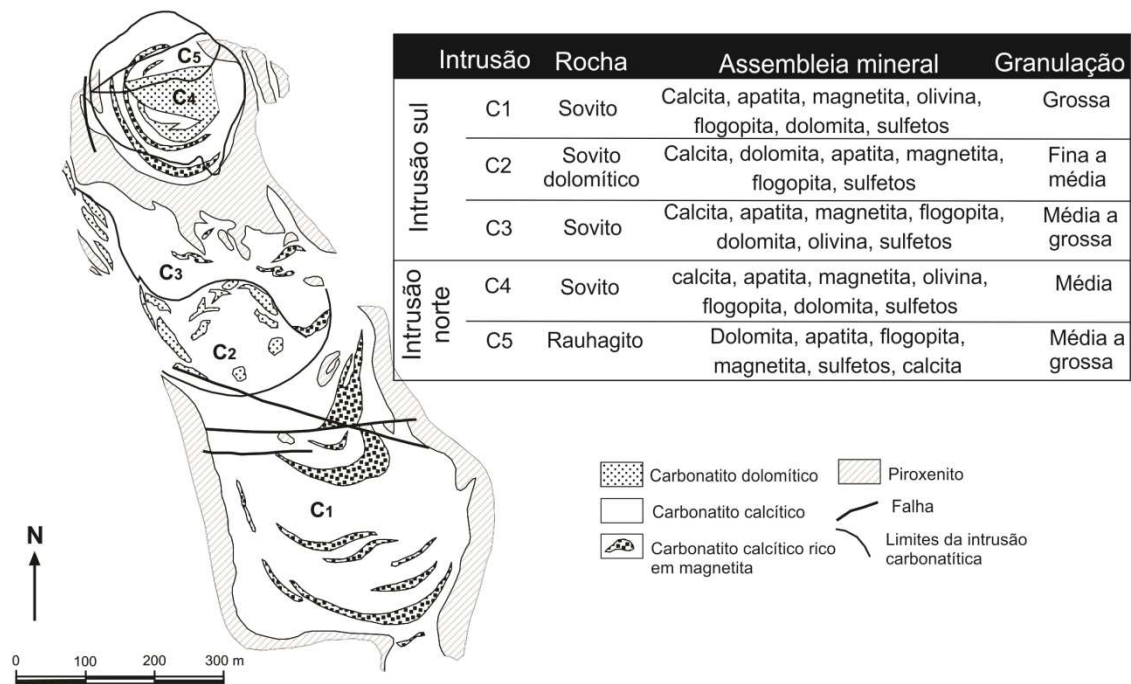


Figura 4 – Mapa geológico das cinco intrusões carbonatíticas do Complexo de Jacupiranga e suas respectivas características. Adaptado de Gaspar e Wyllie (1983).

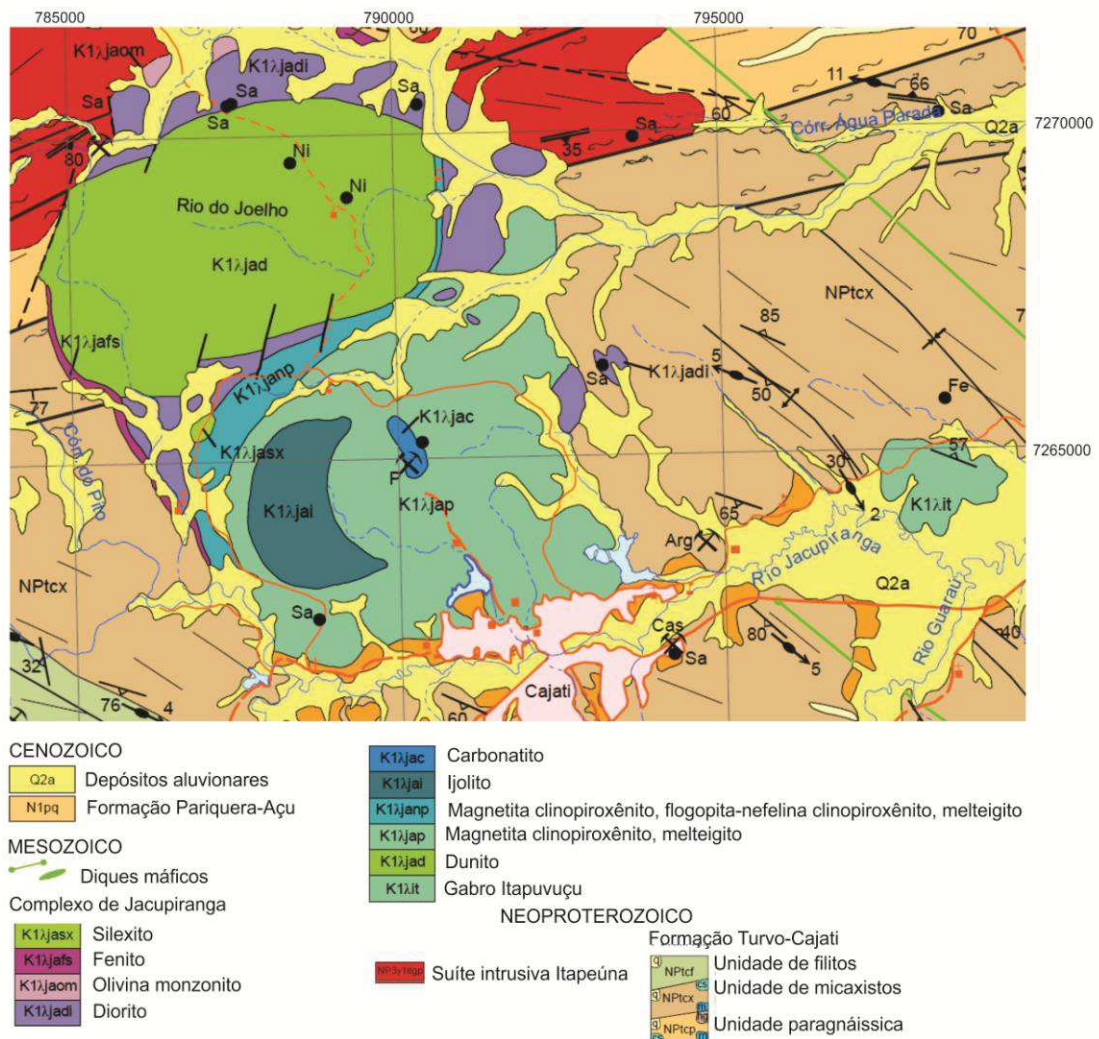


Figura 5 – Mapa geológico do Complexo de Jacupiranga que inclui o Gabro Itapuvuçu no Complexo de Jacupiranga. Adaptado de Faleiros e Pavan (2013).

3.4 GEOCRONOLOGIA

Amaral *et al.* (1967) desenvolveram um estudo geocronológico pioneiro englobando o Complexo de Jacupiranga, com análises pelo método K-Ar de cinco amostras de diferentes litotipos (i.e. foram analisados cristais de flogopita para a datação do carbonatito, de biotita e de feldspato alcalino para o nefelina sienito, rocha total para o jacupiranguito e feldspato para o clinopiroxênio), que apresentam idades entre $191,6 \pm 14,6$ e $134,1 \pm 4,6$ Ma (recalculadas conforme a constante de decaimento atualizada por Sonoki e Garda, 1988). Em seguida, Amaral (1978) apresenta novos dados K-Ar, expandindo o total de amostras analisadas para 45, com uma média de idade de 130 ± 5 Ma. Roden *et al.* (1985) apresentam uma idade isócrona Rb-Sr para os carbonatitos de 131 ± 3 Ma. Atualmente, há um único dado Ar-Ar publicado para o Complexo de Jacupiranga (Basu *et al.*, 1993), mas nenhum detalhe quanto a qual litotipo foi analisado é fornecido.

As idades até então apresentadas para o complexo têm boa correspondência com aquelas dos derrames básicos da Província Magmática do Paraná-Etendeka (dados geocronológicos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de Thiede e Vasconcelos, 2010 apontam uma idade de $134,7 \pm 1$ Ma para estas rochas).

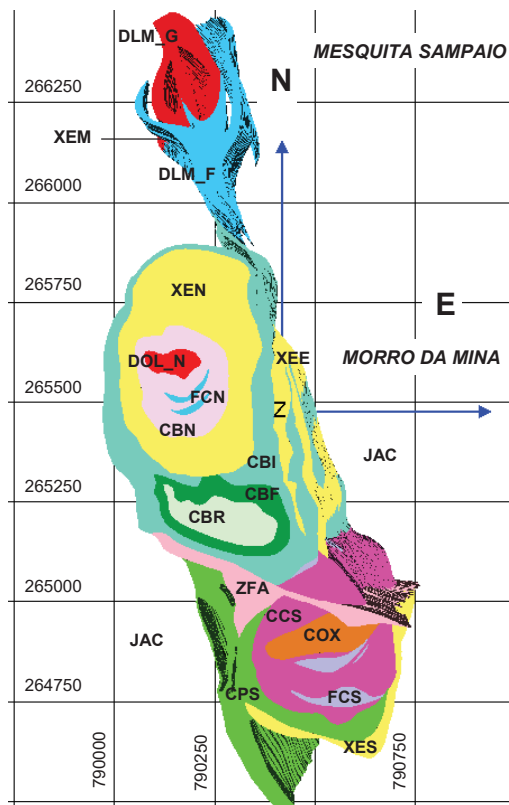


Figura 6— Mapa geológico das diferentes unidades presentes no carbonatito do Complexo de Jacupiranga conforme classificação de Saito *et al.* (1994): CPS – Carbonatito Sul Periférico; CCS – Carbonatito Central Sul; COX – Carbonatito oxidado; FCS – Áreas com Foscorito Sul; ZFA – Zona de Falha; CBI – Carbonatito Intermediário; CBF – Carbonatito Foliado; CBR – carbonatito branco; CBN – carbonatito norte; FCN – Áreas com foscorito Norte; DOL_N – Carbonatito dolomítico; XEN, XEE, XES – áreas com xenólitos; JAC – Jacupiranguito. DLM_F: Carbonatito dolomítico fino Mesquita Sampaio; DLM_G: Carbonatito dolomítico grosso Mesquita Sampaio. FONTE: Lee e Ferreira (2007).

3.5 PETROGÊNESE DO COMPLEXO DE JACUPIRANGA

Melcher (1966) sugere que dois eventos intrusivos tenham ocorrido e dado origem às rochas ultramáficas do complexo. Ao norte o corpo dunítico teria se colocado primeiro, sendo então englobado por piroxenitos. Em seguida, houve a intrusão do jacupiranguito, com formato quase circular, que se diferenciou parcialmente para rochas ijolíticas, gerando um corpo de formato concêntrico em forma de meia-lua. As zonas periféricas de composição leucocrática descritas pelo autor são definidas como fenitos.

Germann *et al.* (1987) afirmam que a evolução do complexo se iniciou com a gênese, no manto superior, de um líquido carbonatado rico em sódio. Este magma teria intrudido ao longo de fraturas associadas aos estágios iniciais de abertura do Oceano Atlântico. Porções deste líquido teriam envolvido blocos de dunito (em estado sólido)

oriundos das porções superiores do manto. Quando o magma atinge a posição atual do complexo, teria sido formada uma câmara magmática superior (CMS). A presença dos blocos de dunito teria causado o entupimento do conduto e levado à formação de uma segunda câmara magmática, abaixo da primeira (câmara magmática inferior – CMI). Como resultado de cristalização fracionada, o magma sódico na CMS se diferenciaria em uma sequência cumulática de dunitos, melteigitos e jacupiranguitos. Os autores consideram os carbonatitos como uma fase decorrente da imiscibilidade de líquidos silicáticos e carbonáticos.

Segundo os autores, a presença de uma câmara inferior é indicada pela presença de diques intrudidos na zona de transição, cujas composições variam de rochas gabróicas de alto Na, essexitos, teralitos, sienitos e granitos alcalinos com excesso de K. Esta complexa diferenciação a partir de um magma alcalino rico em Na (assumido como o magma primário) seria incompatível em uma câmara superior, com porções já solidificadas. Suprimento de calor a partir de uma fonte mantélica, assimilação de encaixantes e diferenciação magmática seriam os aspectos necessários, segundo Germann *et al.* (1987), para a gênese de todas estas rochas. Estas condições seriam mais prováveis de ocorrer em um reservatório magmático secundário, mais profundo. Os diques se concentrariam na zona de transição por serem relacionados à reativação de um antigo conduto.

Gaspar (1989), baseado em um extenso estudo de química mineral, propõe que a evolução do complexo não deva ser encarada como a história de uma câmara magmática, mas sim como a de um conduto central ao redor do qual condutos menores (no mínimo dois) se desenvolveram. Diferentes magmas parentais, de composições próximas, ascenderam por um complexo sistema de condutos e câmaras magmáticas, e, após processos de diferenciação e contaminação crustal, deram origem à associação alcalina, ultramáfica e aos carbonatitos. O autor propõe um sistema magmático com múltiplos estágios para as rochas ultramáficas e alcalinas, iniciado pela acumulação de cristais de olivina, a norte, e clinopiroxênio, a sul, gerando os dunitos e clinopiroxenitos, respectivamente. Cada corpo cumulático foi gerado a partir de um magma parental diferente, conforme o autor. Uma segunda fase intrusiva gerou os clinopiroxenitos com nefelina, sendo que este magma, a partir de processos de imiscibilidade, gerou os carbonatitos e ijolitos. As rochas com feldspato (sienito, diorito, monzonito etc) representariam, cada uma, um pulso de magma diferente. Gaspar (1989) sugere que estes magmas apresentariam a mesma composição do líquido parental formador das rochas com nefelina. Diferentes graus de contaminação crustal determinariam a grande variabilidade composicional das rochas com feldspato.

Gomes *et al.* (1990) afirmam que a constante associação dos complexos carbonatíticos brasileiros com rochas silicáticas sugere uma sequência de atividades

magmáticas que evoluíram a partir de magmas ultramáficos e ultrabásicos, gradando progressivamente para estágios mais ricos em álcalis (ijolítico). Deste modo, os autores apontam que os jacupiranguitos e dunitos presentes em vários complexos brasileiros têm sua origem relacionada a processos de cumulados, enquanto que os demais litotipos (ijolitos, melteigitos, sienitos e nefelina sienitos) aparentemente foram gerados pelo fracionamento de magmas basaníticos ou álcali-gabróicos.

Conforme Morikiyo *et al.* (1987), Nelson *et al.* (1988) e Comin-Chiaramonti *et al.* (2007), os carbonatitos de Jacupiranga têm composições isotópicas ($\delta^{13}\text{C} = -5,6$ a $-6,4\text{‰}$ e $\delta^{18}\text{O} = +7,1$ a $+8,1\text{‰}$) consideravelmente uniformes e condizentes com uma origem primária de carbonatos. No entanto, no que diz respeito a isótopos radiogênicos, a partir de razões isotópicas de Sr em minerais, Roden *et al.* (1985) consideram os carbonatitos isotopicamente heterogêneos. Deste modo, estes autores sugerem que um magma parental alcalino, isotopicamente similar a alguns basaltos de Walvis Ridge, teria sido contaminado pela crosta continental durante seus processos de diferenciação, que, por sua vez, culminaram na cristalização dos carbonatitos.

Huang *et al.* (1995), a partir de dados isotópicos (Sr, Nd e Pb) e análises químicas (elementos maiores e traço) de amostras de carbonatitos e piroxenitos, estabelecem um modelo petrogenético para estas rochas. Conforme os autores, as razões isotópicas iniciais de Sr e Pb são diferentes nos carbonatitos e nos piroxenitos (razões de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, respectivamente, mais elevadas e mais baixas nos piroxenitos com relação aos valores obtidos em amostras de carbonatito). Esta diferença impossibilitaria que os dois magmas tivessem uma origem comum, descartando hipóteses de imiscibilidade de líquidos. Esta variação nas razões seria decorrente, segundo os autores, de características primárias dos magmas, relacionadas às regiões do manto que lhe deram origem. Além disso, os autores afirmam que variações no conteúdo de elementos terras raras (ETR) entre estes dois litotipos não poderiam ser atribuídas à cristalização fracionada ou segregação por imiscibilidade de líquidos. Logo, estes dados seriam um indicativo de que os carbonatitos do Complexo de Jacupiranga não teriam sido formados a partir do mesmo magma que deu origem aos piroxenitos. Os autores admitem que o complexo seria o produto de múltiplos episódios intrusivos. Huang *et al.* (1995) afirmam, ainda, que as razões isotópicas iniciais de Sr, Nd e Pb do complexo em questão são similares àsquelas dos basaltos da Província Magmática do Paraná (alto titânio), de Walvis Ridge e Tristan da Cunha. Aparentemente, estes líquidos foram formados a partir de fontes mantélicas similares e não foram afetados significativamente por processos de contaminação crustal.

Morbidelli *et al.* (1995) sugerem que os dois litotipos menos evoluídos descritos em Jacupiranga, o álcali gabro e o ankaratrito (classificados conforme sua composição química), poderiam representar dois magmas parentais que evoluíram para nefelina sienitos

e fonolitos peralcalinos, respectivamente. Considerando esta hipótese, Morbidelli *et al.* (2000) calculam a composição do manto residual a partir da extração do ankaratrilo de diferentes fontes (i.e. GP, granada peridotito; GPP, granada peridotito com flogopita e PP, flogopita peridotito), sendo que o grau de fusão parcial obtido varia entre 5,11 (para GPP) e 6,20% (para PP).

A partir da análise da distribuição de inclusões fluidas em cristais de apatita nos carbonatitos, Costanzo *et al.* (2006) propõem um modelo de câmara magmática na qual estas rochas se cristalizaram. Segundo os autores, há uma descontinuidade entre o núcleo dos cristais de apatita, ricos em inclusões fluidas primárias e com elevada concentração de Sr e ETR, e suas bordas, com poucas inclusões e baixa quantidade desses elementos. Os autores consideram que a causa mais provável para as bordas sem inclusões é a separação da fase fluida do magma antes do término da cristalização da apatita, além da remoção do cristal de uma área da câmara rica em fluidos para uma área com pouca fase fluida. Para explicar esta distribuição, os autores propõem uma câmara magmática estratificada, com concentração de fluidos na zona superior e com pouco fluido na base. Conforme os cristais de apatita iniciam a cristalização na zona superior, as inclusões fluidas são aprisionadas, formando o núcleo rico em inclusões. Dada à ação da gravidade, os cristais migram para as zonas inferiores da câmara, onde eles continuam a cristalizar. Como há pouca quantidade de fluidos nesta área, as novas zonas formadas nos cristais não terão inclusões fluidas, explicando então a distribuição de inclusões nos cristais de apatita.

Na área de contato entre o clinopiroxenito e o carbonatito, ocorrem bandas de reação constituídas alternadamente por níveis silicáticos e carbonáticos. Elas são formadas ou por níveis predominantemente de anfibólio, ou predominantemente de biotita ou pela associação olivina + flogopita + calcita. Morbidelli *et al.* (1986), a partir de dados petrográficos, afirmam que o anfibólio e a flogopita derivam da interação do fluido carbonatítico com o protólito de clinopiroxenito. Segundo estes autores, a flogopitização e anfibolitização, tais como observadas nesta unidade, podem ser classificadas como processos de fenitização. O termo fenito foi inicialmente utilizado por Brögger (1921) para designar rochas alteradas metassomáticamente nas proximidades do Complexo de Fen (Noruega), sendo que as soluções metassomáticas teriam sido emanadas a partir de um magma ijolítico-melteigítico. Posteriormente, o termo fenitização passou a ser empregado para definir processos metassomáticos cujos efeitos se concentram nas proximidades de corpos carbonatíticos e ijolíticos.

Assim, baseados em cálculos de balanço de massa, Morbidelli *et al.* (1986) concluem que o magma carbonatítico, possivelmente devido ao baixo conteúdo em sílica e alumina, não foi capaz de manter todos os álcalis presentes durante a cristalização do líquido. Dados mineralógicos e petrográficos indicam que as primeiras transformações que

geraram os fenitos se associaram a uma elevada atividade de álcalis (Na, K e Rb) e de H₂O. Os autores obtêm, então, valores de Na, K e Rb nos carbonatitos relativamente baixos quando comparados aos do magma parental, de maneira a se concluir que estes componentes migraram para as encaixantes e geraram os fenitos.

3.6 ATIVIDADES DE LAVRA NO COMPLEXO

O carbonatito de Jacupiranga constitui um corpo mineralizado em fosfato cujas atividades de lavra se iniciaram em 1943. A princípio, o minério lavrado era de origem supergênica, com teores elevados (> 20% de P₂O₅) e formado por apatita, magnetita e argilominerais, produtos oriundos da dissolução e lixiviação do carbonatito (Ruberti *et al.* 1992). Menezes Jr. e Martins (1984) afirmam que o elevado teor de fosfato no manto intempérico da unidade já era de conhecimento desde o início do século XX, apesar de sua origem ser então atribuída a processos metamórficos entre o carbonatito e clinopiroxenito.

Exaurido o minério residual, a lavra do carbonatito só foi iniciada em 1969, quando foi implementado o parque industrial da mina de Cajati. Desde então, a apatita deixou de constituir a base econômica da mina, uma vez que subprodutos do carbonatito (tais como a magnetita e “calcário”) passaram a ser também aproveitados (Ruberti *et al.*, 1992; Faria Jr., 2010).

Como a rocha fresca apresenta teores de P₂O₅ na ordem de 5,5% (Ruberti *et al.*, 1992), produz-se um concentrado de apatita que é submetido a processos químicos e convertido para ácido fosfórico por meio de uma rota de ácido sulfúrico. O ácido fosfórico é usado na manufatura de fertilizantes, apesar da maior parte da produção da mina ser destinada à alimentação animal. O baixo teor de minério exigiu o desenvolvimento de procedimentos industriais específicos, permitindo o melhor uso de todo o material e resultando em vários produtos secundários (entre eles, matéria-prima carbonática e ferro para a indústria do cimento, dolomita para calcário agrícola e fosfogipso).

Conforme Alves (2008), comparativamente a outros depósitos de apatita em carbonatito sendo lavrados no Brasil, o minério de apatita exposto no Complexo de Jacupiranga pode, a princípio, ser considerado mais homogêneo, já que não foi afetado por processos de laterização. Em termos gerais, um depósito que contém predominantemente apatita primária, como é o caso de Jacupiranga atualmente, tende a ter baixa concentração de fosfato, predomínio de cristais de apatita prismática e uma variação menos significativa no teor de CaO/P₂O₅ quando comparados a depósitos residuais de apatita (i.e. Araxá, Catalão, Tapira).

Alves (2008) utiliza análises microscópicas (luz refletida, transmitida, catodoluminescência e microscópio eletrônico de varredura) com o objetivo de definir os

tipos de mineralização de apatita presentes no carbonatito. A autora descreve quatro estilos de mineralização: a) venulares, geralmente intensamente orientados conforme o fluxo magmático; b) pequenos *Pods*, que podem tanto se associar a veios quanto serem formados por aglomerados individuais de cristais finos aciculares; c) cristais disseminados; d) agregados massivos de cristais de apatita de granulação média a grossa, desenvolvida na intrusão carbonatítica mais antiga. Segundo a autora, a apatita de Jacupiranga apresenta padrões geoquímicos e características texturais particulares em cada uma das cinco intrusões carbonatíticas definidas por Gaspar e Wyllie (1983), como, por exemplo, um aumento nos teores totais de elementos terras raras em direção ao norte do corpo carbonatítico.

Além do carbonatito, o espesso manto de alteração (superior a 40 m) sobre os dunitos também já foi alvo de pesquisa para níquel laterítico, apesar de nunca lavrados (Oliveira *et al.*, 1988; Oliveira, 1990). Conforme Vasconcelos *et al.* (1999), estas pesquisas indicaram possíveis jazimentos, além de indícios para cromo, ouro, ferro e outros bens minerais.

3.7 JACUPIRANGUITO

O termo jacupiranguito foi cunhado a partir de rochas ultramáficas que ocorrem a sul do Complexo de Jacupiranga, sendo que algumas mudanças no seu significado ocorreram com o passar do tempo.

Inicialmente proposto por Derby (1891), o nome jacupiranguito era utilizado para designar rochas de séries com nefelina e que englobam fácies de magnetita pura, magnetita com piroxênio acessório, piroxênio com magnetita acessória e piroxênio com biotita e olivina como acessórios. Johansen (1938), em contrapartida, recomenda que este termo seja utilizado para rochas compostas por augita e minério de ferro e sem nefelina ou somente traços dela. Le Bas (1977) usou o termo para rochas que contém cerca de 80% de titano-augita e 20% de magnetita e ilmenita.

No glossário de Sorensen (1974) o jacupiranguito é descrito como um alcálipiroxenito contendo titanoaugita, titanomagnetita, nefelina, apatita, perovskita e melanita. Esta orientação é seguida por Germann *et al.* (1987), que incluem nefelina como constituinte que pode atingir até 10% em volume da rocha, exceto para a rocha pura em magnetita descrita por Derby (1891). A descrição que este autor dá para jacupiranguito corresponde à sequência de rochas que ocorre na porção noroeste do principal corpo de piroxenito, onde todas as variações petrográficas ocorrem, e devido à ausência de afloramentos, não é sempre possível verificar a relação entre elas. Entretanto, conforme o

autor, elas são rochas diferentes, com características químicas distintas e deveriam ter nomes diferentes.

Segundo o glossário de termos em Le Maitre (2002), jacupiranguito define uma variedade de piroxenito alcalino que consiste em augita titanífera com menores quantidades de titanoaugita, nefelina, apatita, perovskita e granada (melanita). No entanto, atualmente, sugere-se a utilização do termo clinopiroxenito para designar estas rochas, conforme as recomendações da IUGS. Esta orientação é utilizada neste trabalho.

4 ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRÁFICOS

Intrudido em rochas metassedimentares da Formação Turvo-Cajati e na Suíte Intrusiva Itapeúna, ambos do Neoproterozóico, o Complexo de Jacupiranga apresenta forma ovalada, com direção NNW, cerca de 65 km² de área aflorante e altitudes que variam de 30 a 290 m.

Dos 89 pontos descritos em campo, a maior parte se trata de blocos métricos (Figura 7A, B), aparentemente não *in situ*, apesar de a topografia suave sugerir que eles se mantêm consideravelmente próximos de sua origem. Fora da área da mina (Figura 7C), os poucos afloramentos encontrados são de clinopiroxenitos (Figura 7D), com grau de alteração moderado a muito elevado. O mapa de todos os pontos descritos é apresentado na Figura 8.

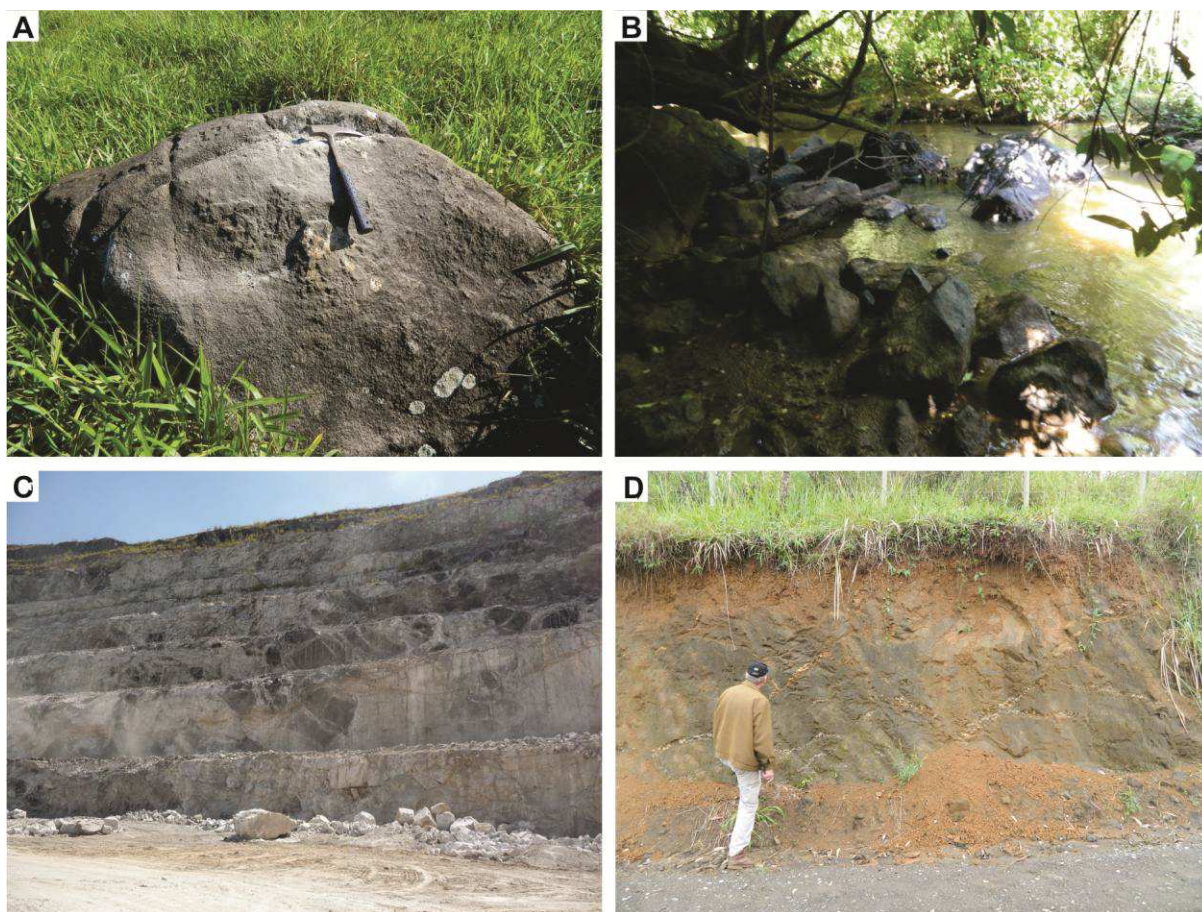


Figura 7 – (A) Bloco métrico de rocha sienítica em meio a pasto (ponto 61); (B) Blocos e matações de meladiorito em leito de rio (ponto 63); (C) Detalhe das bancadas da mina de carbonatito (Morro da Mina); (D) Afloramento de clinopiroxenito moderadamente alterado (ponto 34).

O sistema de drenagem da área corre de oeste para leste, sendo os principais cursos d'água o Rio Jacupiranga, tributário do Rio Ribeira do Iguapé, que acompanha o

contato sul do complexo, e o Rio Turvo, cujo principal afluente, o Ribeirão do Joelho, drena os interflúvios entre os morrotes formados pelas rochas duníticas.

Algumas modificações foram feitas no mapa geológico da Folha Eldorado Paulista (1:100.000 – Faleiros e Pavan, 2013), o mapa mais recente que engloba o Complexo de Jacupiranga, de forma a melhor refletir os resultados obtidos neste trabalho (Figura 9). Além de mudanças nos nomes das unidades, um corpo de composição sienítica foi delimitado na Zona Heterogênea, classificada por Faleiros e Pavan (2013) como dioritos. No presente trabalho, são seguidas as recomendações para classificação de rochas ígneas da IUGS (Le Maitre, 2002).

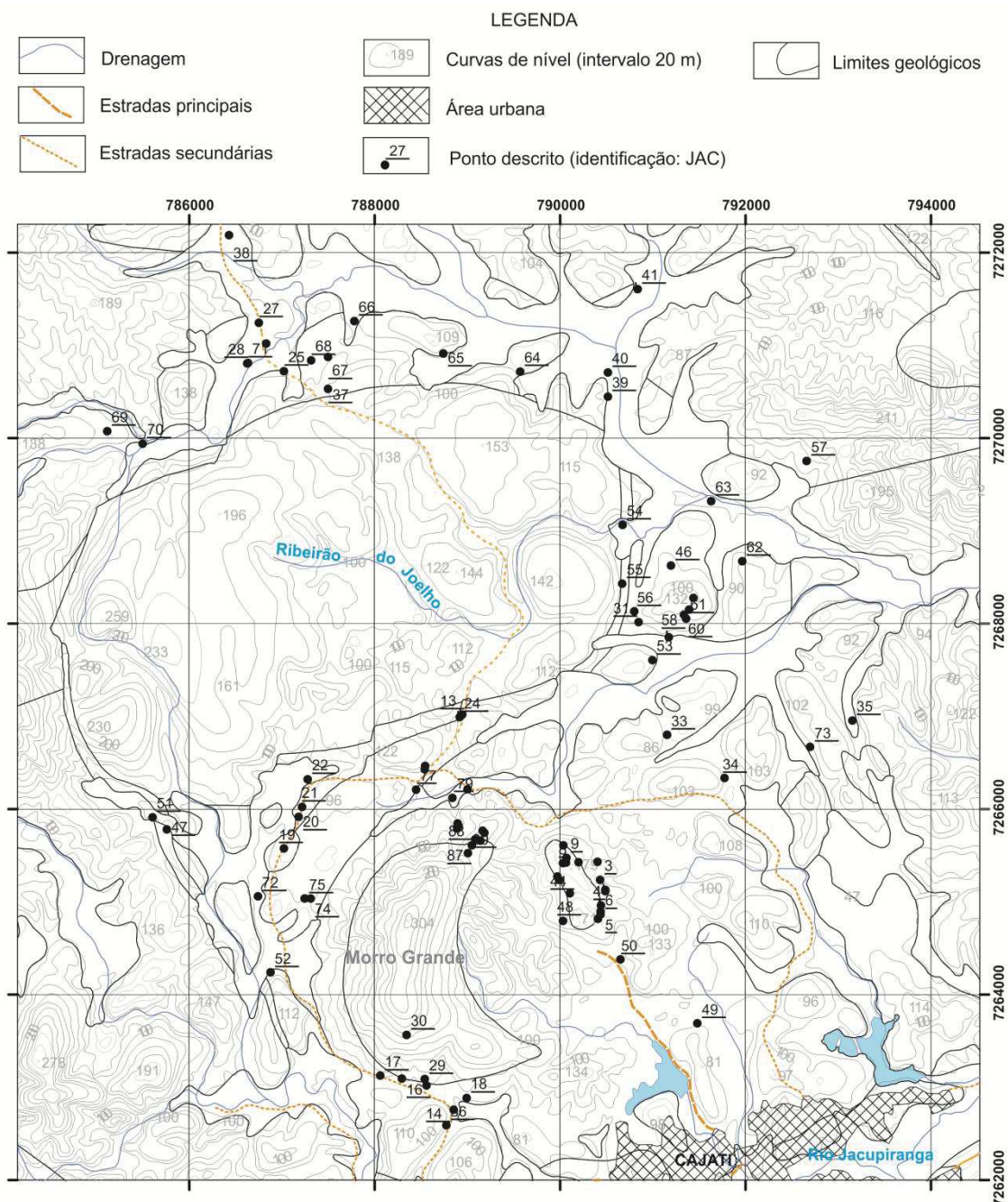


Figura 8 - Mapa de pontos descritos no Complexo de Jacupiranga. Base cartográfica: carta topográfica de Jacupiranga (1:50.000; IBGE, 1987).

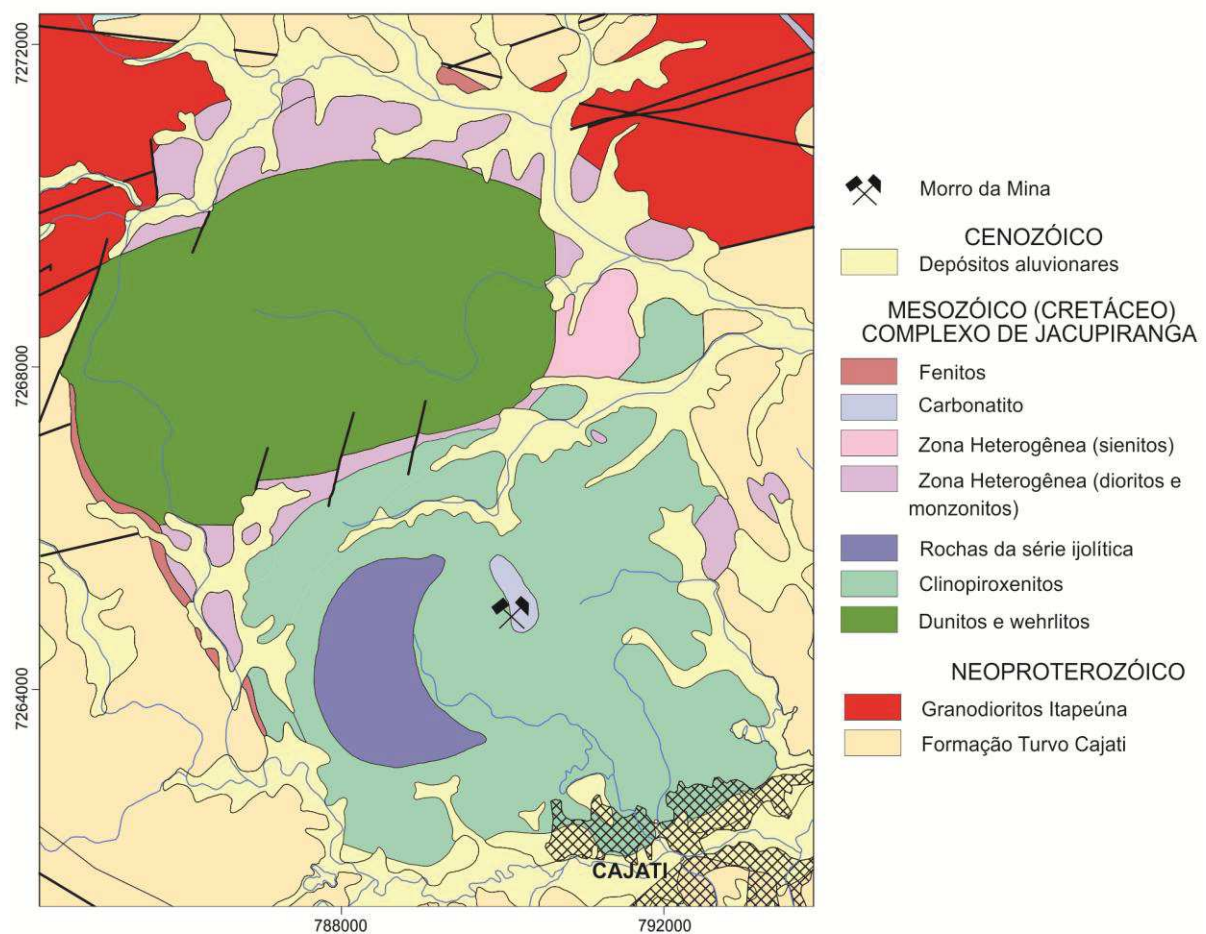


Figura 9 – Mapa geológico do Complexo de Jacupiranga. Alterado de Faleiros e Pavan (2013).

4.1 DUNITOS E WEHRLITOS

O estudo das rochas duníticas é dificultado pelo espesso manto de alteração (Figura 10A) e a ausência de afloramentos são, produto das condições climáticas da região que favorecem processos intempéricos (umidade acima de 80% e temperaturas subtropicais – Vasconcelos *et al.*, 1999). As únicas amostras obtidas para o presente estudo são oriundas de furos de sondagem feitos pela Serrana S.A. Mineração, durante campanha de pesquisa de níquel laterítico no complexo. A rocha menos alterada só aparece nos furos de sondagem a profundidades superiores a 40 m.

A principal fase mineral destes litotipos é a olivina, parcialmente alterada para serpentina. Espinélio e carbonatos também podem estar presentes, mas em pequena quantidade (<5%). Três amostras de furo de sondagem foram selecionadas: um dunito de granulação fina (JAC248), constituído essencialmente por olivina subédrica e traços de espinélio, e dois wehrlitos de granulação média (JAC220 e JAC243), formados por olivina, diopsídio (<15%) e espinélio. O intemperismo e o elevado grau de serpentinização destas rochas (30-70%) dificultam a identificação de suas texturas e estruturas primárias. A

serpentina forma um retículo intrincado cujos núcleos são as porções dos cristais de olivina e diopsídio que resistiram à alteração (Figura 10B). Apesar de a serpentina ser a fase secundária predominante, ocorre também iddingsita e talco, este tanto disseminado na rocha quanto na forma de veios.

4.2 CLINOPIROXENITOS

A porção sul do Complexo de Jacupiranga é formada majoritariamente por clinopiroxenitos de granulação média a grossa. São acumulados a mesocumulados caracterizados pela orientação dos cristais de diopsídio. Magnetita clinopiroxenito é o principal litotipo desta unidade (Figura 11A), formado predominantemente por diopsídio cumulus (>80 vol.%) e Ti-magnetita intersticial (10-20 vol.%). O diopsídio pode se apresentar zonado (zonamento normal ou reverso - Figura 11B) ou com finas lamelas de exsolução para opacos e flogopita. Apesar de geralmente equigranulares (média a grossa, com dimensões máximas de 2 cm), algumas amostras são formadas por duas fases de diopsídio: fenocristal (de até 1,5 cm) e matriz (0,5 a 2 mm). Traços de perovskita (bordejando cristais de Ti-magnetita), flogopita e apatita também ocorrem.

Outras variantes do clinopiroxenito também são observadas: flogopita clinopiroxenitos (com ou sem nefelina), clinopiroxenitos com nefelina (JAC18, JAC82 - Figura 11C), olivina clinopiroxenitos (JAC13, JAC73 - Figura 12A) e flogopita clinopiroxenitos com andesina (descrito por Gaspar, 1989). Nestas variantes, enquanto a olivina ocorre como fase cumulus, a nefelina, a flogopita e a andesina são intercumulus (Figura 11D). As variantes com nefelina ocorrem sempre nas proximidades do corpo ijolítico.

Diques de clinopiroxenito são encontrados intrudidos nas encaixantes metassedimentares (Gaspar, 1989) e no magnetita clinopiroxenito a norte da unidade (Figura 12B). Na última ocorrência, os diques são magnetita clinopiroxenitos de granulação fina (JAC34), com uma proporção Ti-magnetita/diopsídio maior que a observada nos magnetita clinopiroxenito.

É comum a presença de veios constituídos por feldspato alcalino, magnetita, granada e biotita cortando o clinopiroxenito (Figura 7D). Estas estruturas não apresentam direção preferencial e ocorrem somente em afloramentos situados na região leste do corpo clinopiroxenítico.

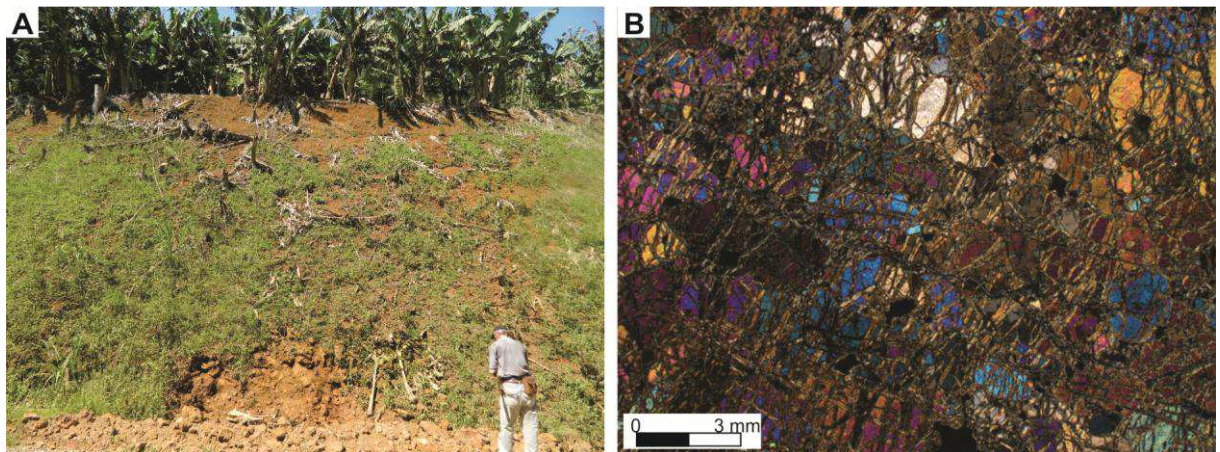


Figura 10 – (A) Manto intempérico formado a partir da alteração das rochas duníticas (ponto 19); (B) Fotomicrografia de wehlito (JAC220), com serpentina formando um retículo em torno dos cristais de olivina (polarizadores cruzados).

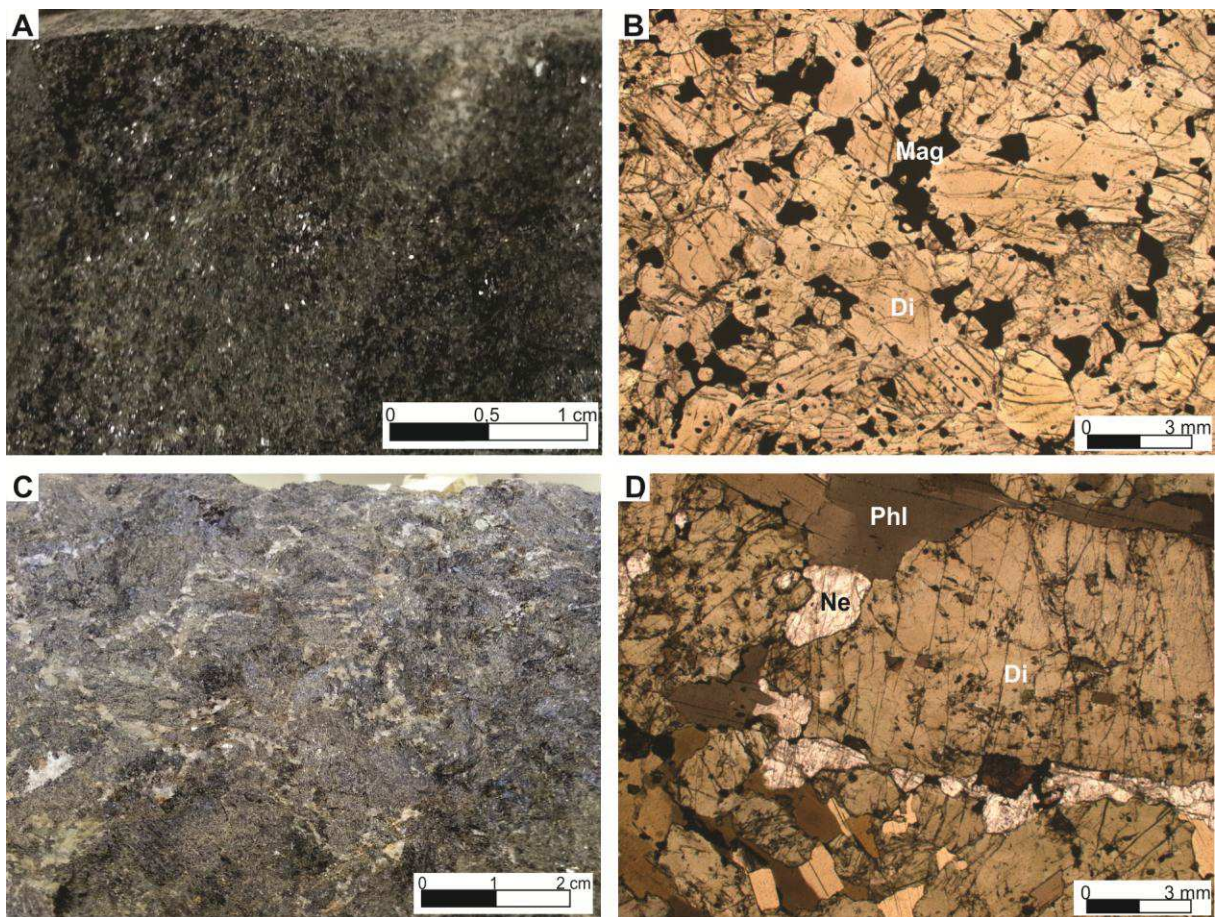


Figura 11 – (A) Amostra de magnetita clinopiroxenito (JAC50); (B) Fotomicrografia do magnetita clinopiroxenito JAC45 com cristais de diopsídio com zonamento inverso (polarizadores paralelos); (C) Amostra de clinopiroxenito com nefelina (intersticial) (JAC18); (D) Fotomicrografia de clinopiroxenito com nefelina JAC18, com diopsídio cumulus e flogopita e nefelina intersticiais (polarizadores paralelos). Abreviações: Di, diopsídio; Mag, magnetita; Ne, nefelina; Phl, flogopita.

4.3 ROCHAS DA SÉRIE IJOLÍTICA

Também na região sul do complexo afloram rochas formadas predominantemente por nefelina e diopsídio, pertencentes à série ijolítica. No Complexo de Jacupiranga, esta série consiste principalmente de ijolitos com melteigitos subordinados, apesar de raros urtitos terem sido descritos por alguns autores (Herz, 1977; Morbidelli *et al.*, 1995; Ruberti *et al.*, 2005).

As rochas da série ijolítica formam um corpo em meia-lua que atinge cotas de até 290 m, destacando-se em relação ao restante da unidade, que tem altitude máxima de 130 m; localmente, essa elevação é conhecida como Morro Grande. Texturalmente heterogêneos, os ijolitos são equigranulares finos, equigranulares médios, inequigranular fino a médio ou inequigranular médio a grosso.

Os ijolitos são formados por 40 a 55% de nefelina anédrica a subédrica e 25 a 35% de diopsídio. É justamente a proporção entre estas duas fases o que define a estrutura acamadada típica dos ijolitos, definida por níveis ora formados predominantemente por diopsídio, ora por nefelina (Figura 13A, B). Os cristais de diopsídio se dispõem orientados concordantes a estes níveis. Outros constituintes importantes dessas rochas são a flogopita, opacos e apatita. Do mesmo modo que nos clinopiroxenitos, perovskita pode ocorrer associada às bordas dos minerais opacos.

Os melteigitos (Figura 13C,D) ocorrem tanto nas regiões de sopé do Morro Alto como também próximos aos limites norte do corpo clinopiroxenítico. São rochas de textura cumulática que, do mesmo modo que os ijolitos, têm uma grande variação granulométrica, podendo ser equigranulares finas, médias ou grossas. São formados predominantemente por diopsídio cumulus (65-80%), com nefelina (10-20%), biotita e opacos intercumulus. Há também inclusões de apatita e perovskita.

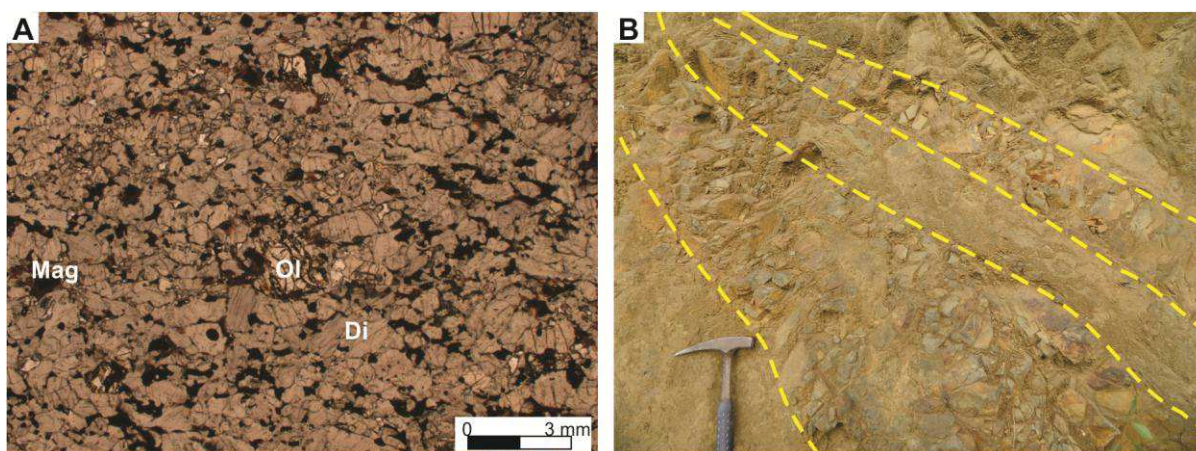


Figura 12 – (A) Fotomicrografia do olivina clinopiroxenito JAC13 (polarizadores paralelos); (B) Diques de magnetita clinopiroxenito (granulação fina) intrudido em magnetita clinopiroxenito alterado (ponto 34). Abreviações: Di, diopsídio; Mag, magnetita; Ol, olivina.

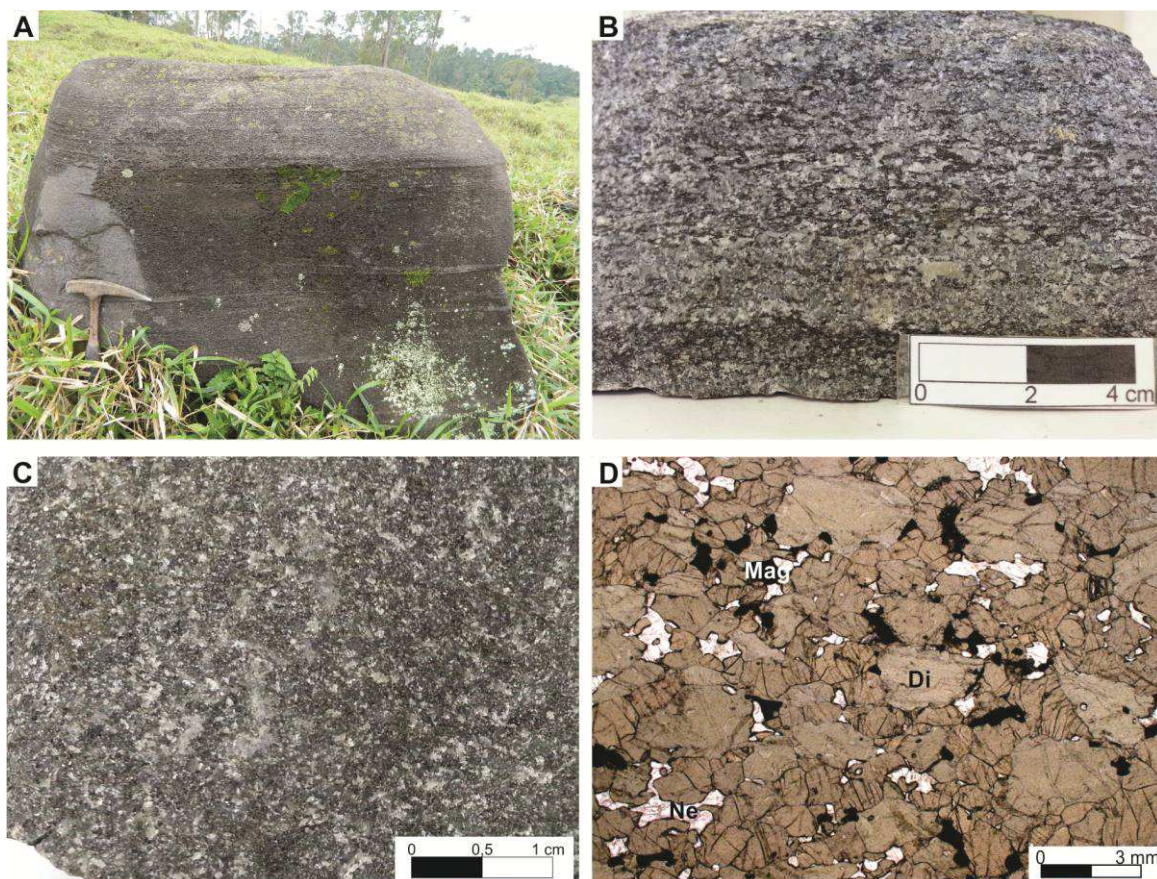


Figura 13 – (a) Bloco de ijolito acamadado em meio a pasto (ponto 29); (B) Amostra de ijolito acamadado, caracterizado por níveis alternados constituídos ora predominantemente por diopsídio, ora nefelina (JAC29.2); (C) Amostra de melteigito de granulação fina (JAC88); (D) Fotomicrografia de melteigito, com cristais cumulus de diopsídio e nefelina e Ti-magnetita intersticial (JAC82 – polarizadores paralelos). Abreviações: Di, diopsídio; Mag, magnetita; Ne, nefelina.

4.4 ZONA HETEROGÊNEA

Circundando as rochas duníticas, há uma unidade de rochas félsicas denominada de Zona de Assimilação ou Transição por Germann *et al.* (1987). Com o intuito de evitar eventuais conotações genéticas, optou-se por designar essa unidade de Zona Heterogênea, denominação justificada pela elevada proporção de litotipos aflorantes em relação à área. Enquanto a unidade clinopiroxenítica, por exemplo, é razoavelmente homogênea (apesar de variações composicionais menores serem constatadas) e apresenta cerca de 22 km² de área aflorante, a unidade que margeia as rochas duníticas é formada por diversos litotipos distribuídos em 9 km² de área aflorante: rochas com feldspato (dioríticas, monzoníticas e sieníticas), fonolitos e lamprófiros. Além disso, estas rochas apresentam uma continuidade lateral restrita, geralmente decamétrica. As composições modais estimadas destes litotipos encontram-se sumarizadas na Tabela 2.

Tabela 2 – Composição modal dos principais litotipos quem compõem a Zona Heterogênea. Abreviações: Afs, feldspato alcalino; Anf, anfibólio; Ap, apatita; Bt, biotita; Di, diopsídio; Ne, nefelina; Mês, mesóstase félsica; Ol, olivina; Op, minerais opacos; Pl, plagioclásio; Ttn, titanita; Zr, zircão.

Litotipo	Pl	Afs	Ne	Mes	Di	Anf	Ol	Bt	Op	Ttn	Ap	Zr
Dioritos	60				20			10	10		tr.	
Meladioritos	30-45				35-50		tr.	5-10	5-10	tr.	tr.	
Monzonitos	35-40	25-35				10-15		5-10		5	tr.	tr.
Olivina monzonitos	25-35	20-25			20-30		5-10	10-20	5-10		tr.	
Álcali-feldspato sienitos	<5	60-75			10-15	5-15		5-10	tr.	5	tr.	
Melasienitos		40			30			25	10	5		
Fonolitos		20-30	35-40	10-15		10-20			tr.	5	tr.	
Lamprófiros				20-40	30-40		<5	30-35	5-10			

4.4.1 Rochas dioríticas

Rochas aflorantes tanto a norte, sul e leste do corpo dunítico (pontos 20, 22, 63, 27 e 26), cujo mineral félsico predominante é o plagioclásio (An<50%, 30-60 vol.%). De acordo com Gaspar (1989), a maior parte das rochas “gabroides” descritas no Complexo de Jacupiranga apresenta plagioclásio com An<50% e devem, portanto, ser classificadas como dioritos. Rochas classificadas como álcali gabros por Morbidelli *et al.* (1995) apresentam plagioclásio com An entre 40 e 20, segundo análises de química mineral dos próprios autores.

As rochas dioríticas descritas neste trabalho são classificadas como dioritos (JAC20 – Figura 14A) e meladioritos (JAC22, JAC63 – M > 50%, Figura 14B), com textura equigranular média. Nestas rochas, as fases cúmulus são plagioclásio e diopsídio (e rara olivina). O diopsídio é subédrico a euédrico e, em algumas amostras, apresenta o núcleo parcialmente corroído e substituído por biotita. Os cristais de plagioclásio são euédricos ripiformes, zonados (núcleo de andesina e bordas de oligoclásio), submilimétricos a milimétricos. Fases intercumulus são: biotita, magnetita, apatita e rara titanita.

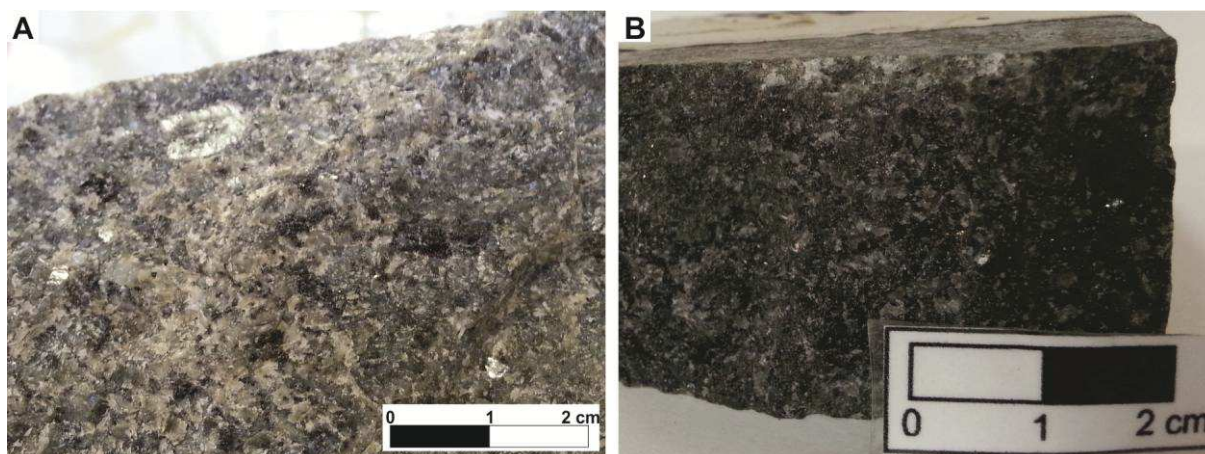


Figura 14 – (A) Amostra de diorito JAC20; (B) Amostra de meladiorito JAC63;

4.4.2 Rochas monzoníticas

Gaspar (1989) descreve uma grande variedade de rochas monzoníticas em Jacupiranga: olivina monzonitos, melamonzonitos, monzonitos porfiríticos, monzonitos e quartzo monzonitos. De acordo com este autor, o olivina monzonito (classificado como álcali gabro por Morbidelli *et al.*, 1995, conforme a sua composição química) ocorre como uma intrusão a norte do complexo e apresenta variações significativas nas proporções de plagioclásio e feldspato potássico (algumas amostras são classificadas como monzodioritos e outras, monzosienitos), enquanto os monzonitos apresentam uma ocorrência mais restrita. Considerando esta distribuição, duas ocorrências de monzonito foram selecionadas para este estudo: um olivina monzonito (JAC26.2, constituído por diopsídio, andesina, feldspato potássico, biotita, olivina, magnetita e apatita - Figura 15A, B) e um monzonito (JAC25).

Aflorante ao norte do corpo dunítico (ponto 25), o monzonito (Figura 15C) tem estrutura maciça e textura porfirítica inequigranular com matriz fina. Sua principal particularidade é a presença de fenocristais prismáticos de andesina com margens de albita. Esses cristais são zonados e estão em meio a uma matriz formada por andesina, feldspato alcalino pertitzado, hornblenda, biotita, titanita e minerais opacos. Todas essas fases têm hábito subédrico, exceto a titanita que por vezes é euédrica navicular. Alguns cristais de biotita tem as bordas cloritizadas, enquanto a hornblenda encontra-se pontualmente substituída por biotita e opacos. Apatita e zircão são os acessórios. Associado a esta rocha há enclaves alongados decimétricos e com textura xistosa (Figura 15D).

4.4.3 Rochas sieníticas

A leste e a norte da unidade dunítica (pontos 31, 32, 46, 55, 56, 58, 59, 60, 61, 63) ocorrem rochas cuja principal fase mineral é o feldspato alcalino, classificadas no diagrama QAPF de Streckeisen (1976) como álcali-feldspato sienitos. Conforme variações composicionais menores, essas rochas são classificadas nas fácies melassienito (textura inequigranular porfirítica) e álcali-feldspato sienito (textura equigranular média).

No melassienito (JAC31 - Figura 16A), o feldspato alcalino ocorre como fenocristais (1 a 2 cm) e microfenocristais (de até 5 mm) euédricos prismáticos em meio a uma matriz submilimétrica a milimétrica, mas com dimensões de no máximo 2 mm. A matriz é predominantemente máfica, formada por biotita, diopsídio, opacos e titanita. Outra característica desta fácies é a presença de enclaves máficos arredondados e de diâmetro variável (2 mm até 7 cm). São constituídos por cristais submilimétricos arredondados de diopsídio e de minerais opacos, apesar de que em alguns fragmentos são observados cristais euédricos de feldspato alcalino. Macroscopicamente, os enclaves, de cor cinza escuro (Figura 16B), se destacam com relação à rocha sienítica, de cor cinza médio a claro.

No entanto, em lâmina delgada, os limites dos enclaves não são bem marcados: não há bordas de reação e sua assembleia mineral se confunde com a da matriz da rocha sienítica (Figura 16C), apesar de diferenças no hábito dos cristais. É principalmente a concentração de opacos e a granulação muito fina do diopsídio que diferencia esses fragmentos do restante da rocha.

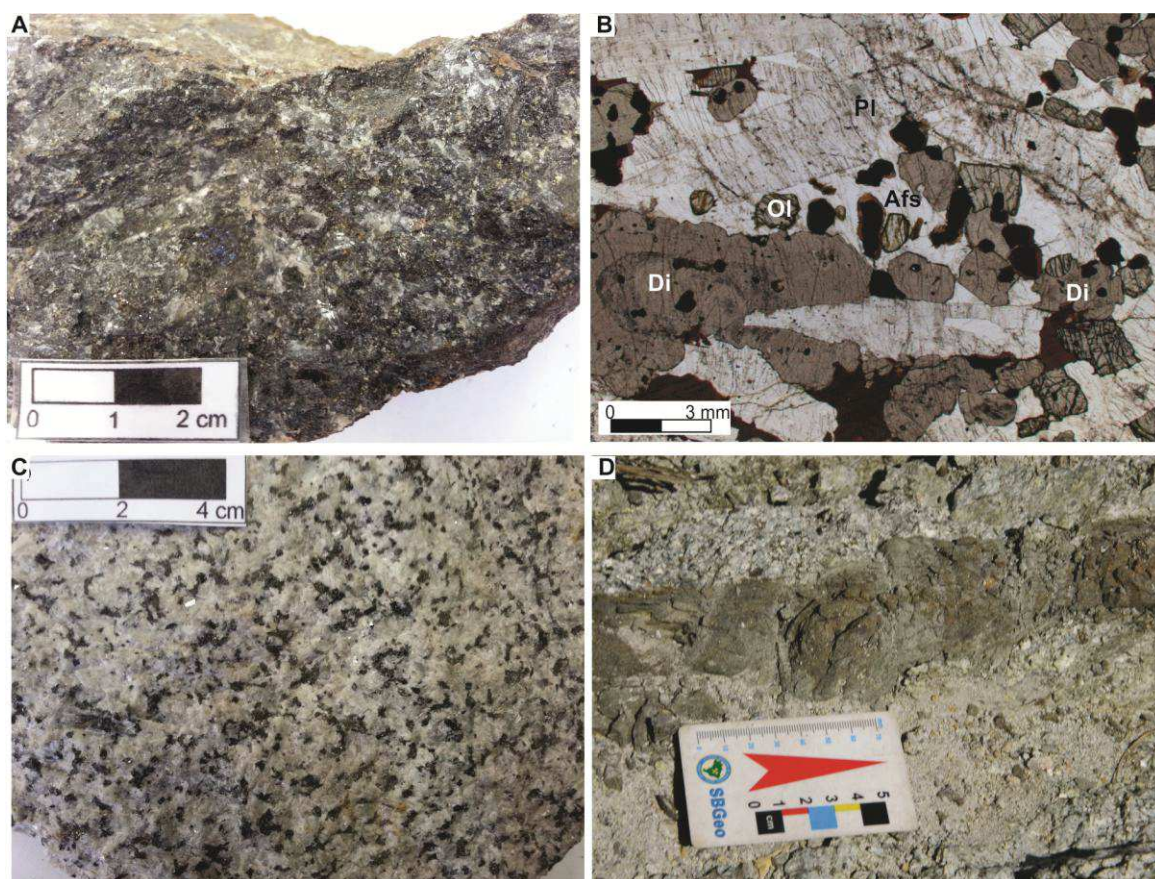


Figura 15 – (A) Amostra de olivina monzonito (JAC26.2); (B) Fotomicrografia de olivina monzonito (JAC26.2); (C) Amostra de monzonito (JAC25); (D) Afloramento de monzonito com enclave decimétrico alongado (ponto 25).

Já a principal característica do álcali-feldspato sienito (JAC32, JAC46.3 - Figura 16D) é a presença de agregados de minerais máficos (Figura 16E) em meio a cristais subédricos prismáticos de feldspato alcalino (em média 3 mm). Esses agregados são formados por diopsídio, magnésio-hastingsita, titanita, opacos e, ocasionalmente, biotita (0,2 a 1 mm). O diopsídio é castanho pálido esverdeado, em contraste àquele presente nos demais litotipos do complexo. Outro componente dos agregados máficos são cristais de titanita euédrica navicular ou subédrica. Inclusos no diopsídio ou na hornblenda há minerais opacos arredondados, apatita e, menos frequentemente, biotita.

No contato entre os cristais de magnésio-hastingsita (Figura 16F) ou diopsídio com o feldspato alcalino há uma borda de reação formada por minerais opacos e uma fase muito fina, que se assemelha ao diopsídio. Esta borda não ocorre nos cristais de titanita, também

em contato direto com a fase félsica. Os cristais de opacos inclusos em diopsídio ou magnésio-hastingsita também são totalmente envoltos por bordas de reação de mesma composição. Já a biotita, em geral, está em contato direto com o feldspato alcalino, apesar de alguns cristais apresentarem alguns trechos dos seus limites também margeados por bordas de reação.

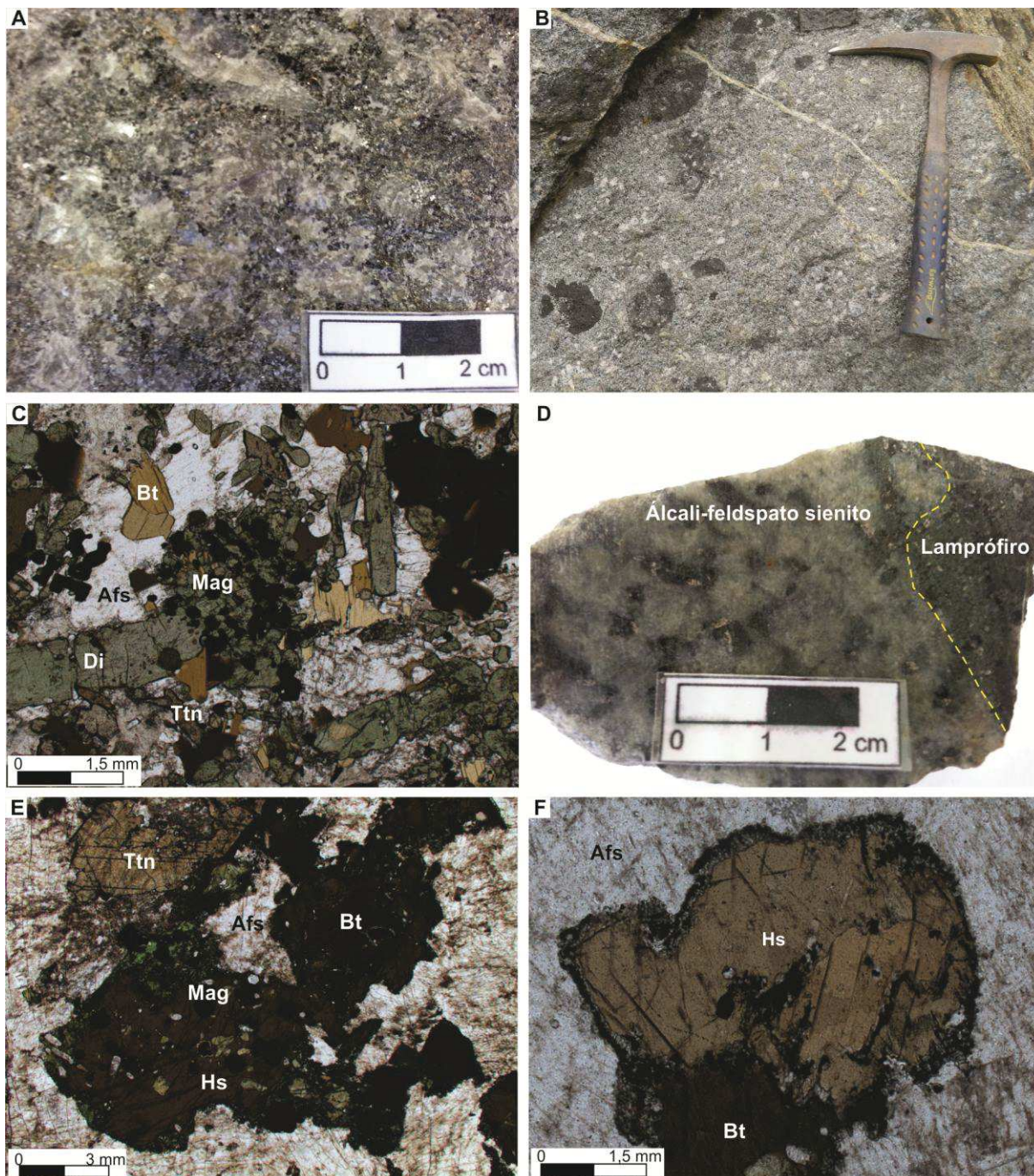


Figura 16 – (A) Melassienito com fenocristais de feldspato alcalino em meio a matriz máfica (JAC31); (B) Enclaves máficos arredondados em melassienito (ponto 31); (C) Fotomicrografia de enclave máfico arredondado no melassienito JAC31 (polarizadores paralelos); (D) Amostra de álcali-feldspato sienito em contato com lamprófiro (JAC46.4); (E) Álcali feldspato sienito com agregados máficos constituídos por hastingsita, titanita, magnetita e biotita (JAC32 – polarizadores paralelos); (F) Agregado máfico em álcali feldspato sienito com borda de reação (JAC32 – polarizadores paralelos). Abreviações: Afs, feldspato alcalino; Bt, biotita; Di, diopsídio; Hs, hastingsita; Mag, magnetita; Ttn, titanita.

Apesar de não terem sido encontrados afloramentos dessas fácies, os blocos descritos do melassienito e o álcali-feldspato sienito se restringem às proximidades de uma pequena elevação na porção leste da zona heterogênea. Deste modo, é possível individualizar por contato aproximado um corpo sienítico com cerca de 1 km². A norte, ocorrem rochas dioríticas (ponto 63), a leste e a sul, clinopiroxenitos e a oeste, rochas duníticas. No entanto, dada a ausência de relações de contato, não é possível definir, por exemplo, se as rochas sieníticas estão intrudidas nas dioríticas ou vice-versa.

4.4.4 Fonolitos

Os fonolitos ocorrem tanto a leste (ponto 62) quanto a norte (pontos 26 e 27) da unidade dunítica. No último caso, os blocos deste litotipo estão lado a lado com blocos de olivina monzonitos. Novamente, as relações de contato não são claras, no entanto, a granulação muito fina (Figura 17A, B) deste litotipo e a sua ocorrência restrita sugerem tratar-se de diques intrudidos nas rochas monzoníticas. O fonolito é constituído por fenocristais de feldspato alcalino e microfenocristais de anfibólio em meio a uma matriz formada por nefelina, mesóstase félsica, anfibólio, titanita navicular e minerais opacos. Os fenocristais de feldspato alcalino têm entre 1 e 2 mm, são prismáticos euédricos e subédricos e podem estar pertitizados. Por sua vez, os microfenocristais de feldspato alcalino apresentam, no máximo, 1 mm.

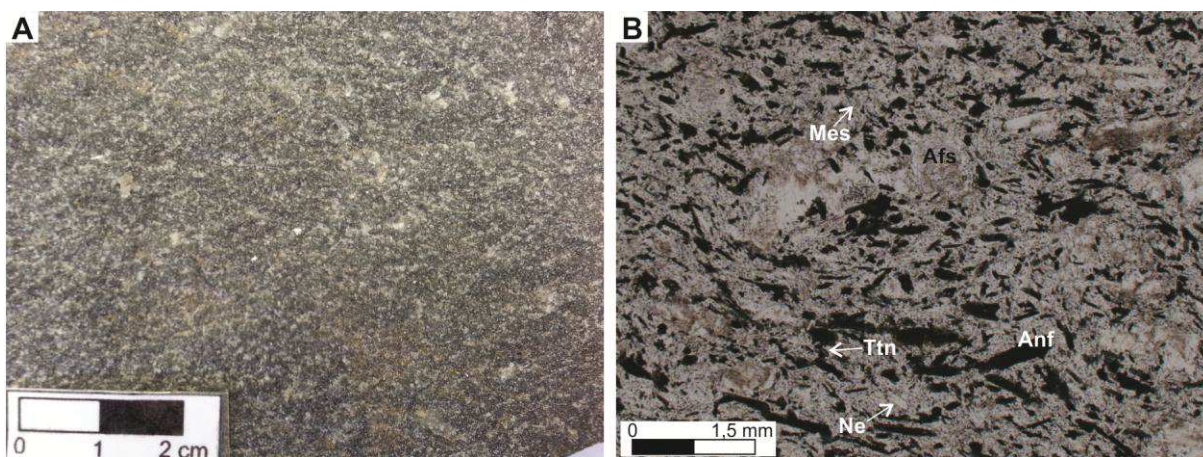


Figura 17 – (A) Amostra e (B) fotomicrografia do fonolito JAC26.1 (polarizadores paralelos), com feno e microcristais orientados indicando fluxo magmático. Abreviações: Afs, feldspato alcalino; Anf, anfibólio; Mes, mesóstase félsica; Ne, nefelina; Ttn, titanita.

4.4.5 Lamprófiros

Segundo Le Maitre (2002), lamprófiros são um grupo de rochas fortemente porfiríticas em minerais máficos (tipicamente biotita, diopsídio e anfibólio), com feldspato (se

presente) confinado à matriz e que geralmente ocorrem como diques ou pequenas intrusões. No Complexo de Jacupiranga, dois litotipos se enquadram nessa definição.

O primeiro deles ocorre como diques de contatos sinuosos e espessuras entre 5 e 40 cm, sem orientação preferencial, intrudidos na Suíte Intrusiva Itapeúna (ponto 39 - Figura 18A), próximo ao contato nordeste do complexo, e também nos álcali-feldspato sienitos (ponto 46 - Figura 18B). São rochas de textura inequigranular porfírica, com macrocristais máficos de granulação fina em meio a uma matriz muito fina. Os macrocristais são de olivina e de diopsídio euédricos com dimensões entre 1 e 2,5 mm. A olivina, em particular, apresenta feições de corrosão e preenchimento por opacos e biotita, além de estar envolta por um manto de microcristais de biotita e minerais opacos (Figura 18C), sugerindo condições de desequilíbrio entre esta fase e a matriz (Menezes *et al.*, 2015). Por conta disso, o termo macrocristal foi preferido em detrimento a “fenocristal”, dada a conotação genética do segundo. Há microcristais de diopsídio, biotita e opacos euédricos com dimensões entre 0,1 e 0,3 mm. Há também estruturas globulares e ameboides submilimétricas formadas por feldspato alcalino e plagioclásio. A matriz é constituída por diopsídio, feldspato alcalino, plagioclásio, opacos e biotita de granulação muito fina (submilimétricos) associado a vidro vulcânico e mesóstase félsica e a relação microcristais/matriz é cerca de 1:5. Há níveis descontínuos com maior e menor concentração de vidro, indicando fluxo magmático. Devido à presença de vidro vulcânico, esse lamprófiro é classificado como monchiquito conforme a classificação de Le Maitre (2002).

O segundo tipo de lamprófiro se diferencia do anterior pela granulação mais grossa (JAC46.1 - Figura 18D). Ocorre como blocos dispersos no mesmo afloramento em que o lamprófiro fino está intrudido no álcali-feldspato sienito (ponto 46). É constituído por macrocristais de biotita e diopsídio em meio a uma matriz formada por diopsídio, biotita, magnetita, titanita, feldspato alcalino, mesóstase félsica, vidro vulcânico e apatita. Apresenta três tipos de cristais de diopsídio: 1) cristais límpidos submilimétricos, euédricos e subédricos, castanho pálido a castanho esverdeado; 2) cristais submilimétricos euédricos com núcleo extremamente “sujo” e borda aparentemente formada por sobrecrecimento, com cor e propriedades óticas similares às dos cristais límpidos; e 3) cristais límpidos milimétricos (até 2 mm) subédricos castanho pálido com linhas escuras concêntricas sugerindo marcas de crescimento ou sobrecrecimento. Do mesmo modo que o lamprófiro fino, a presença de vidro classifica o lamprófiro grosso como um monchiquito.

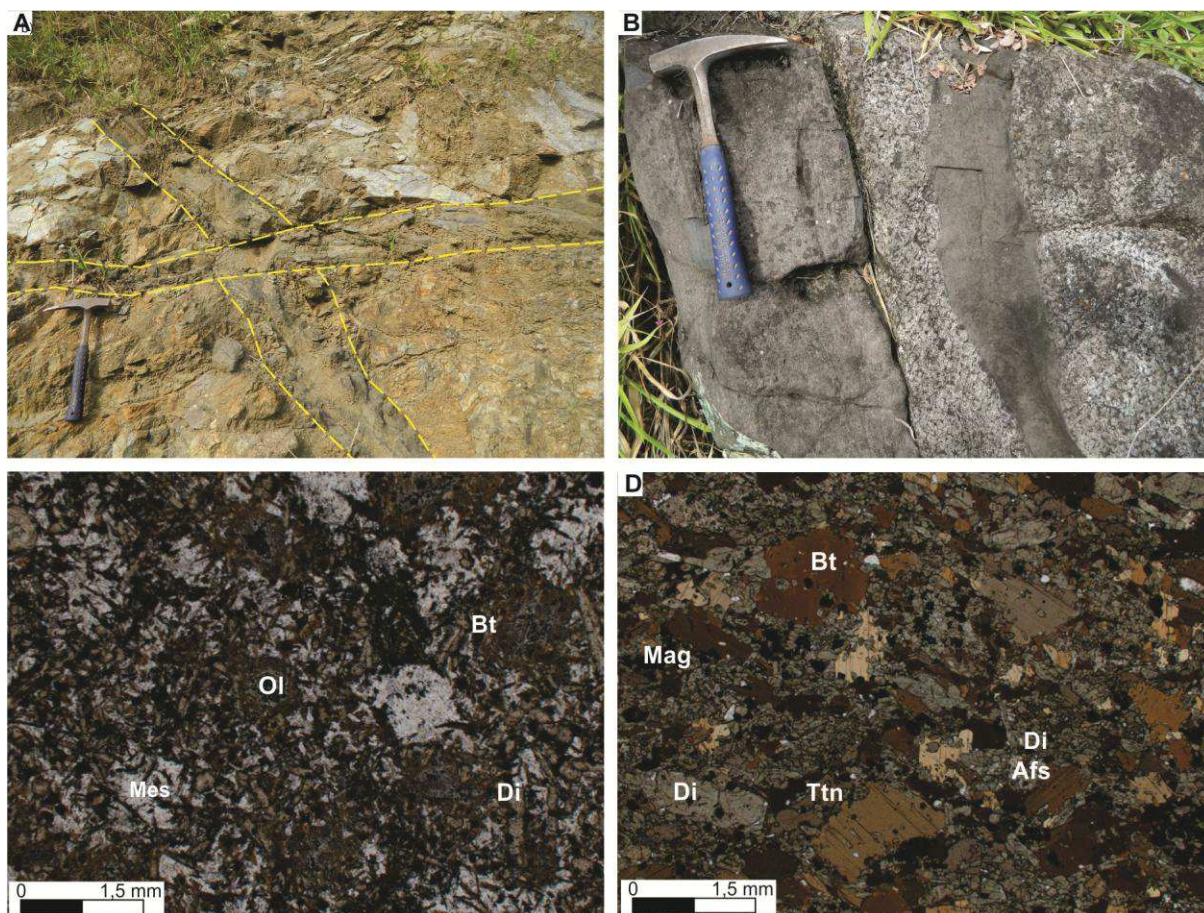


Figura 18 – (A) Diques de lamprófiro sem direção preferencial intrudidos no Granodiorito Itapeúna (ponto 39); (B) Diques de lamprófiro intrudidos em álcali-feldspato sienito (ponto 46); (C) Fotomicrografia de lamprófiro de granulação fina com macrocristais de olivina corroídos, circundados por biotita (JAC46.2 – polarizadores paralelos); (D) Fotomicrografia de lamprófiro de granulação grossa com macrocristais de biotita e diopsídio (JAC46.1 – polarizadores paralelos). Abreviações: Bt, biotita; Di, diopsídio; Mag, magnetita; Mes, mesóstase félsica; Ol, olivina; Ttn, titanita.

4.5 CARBONATITOS

No início da sua exploração, em 1943, o carbonatito formava uma elevação com cerca de 220 m de altitude, conhecida como Morro da Mina. Dados de furos de sondagem indicam que a intrusão carbonatítica se estende por no mínimo 400 m abaixo do nível do mar. O contato com os clinopiroxenitos é abrupto e mergulha em direção ao clinopiroxenito. Nas regiões de contato, há xenólitos métricos do clinopiroxenito no carbonatito, indicando que o último intrude o primeiro (Figura 19A).

Além dos carbonatos, outras fases descritas nestas rochas são apatita, magnetita, forsterita, serpentina, clinohumita, flogopita, pirrotita, galena, ilmenita, espinélio, pirocloro, baddeleíta, barita e perovskita (Melcher, 1966). Dentre elas, apatita é a fase acessória mais importante (5-35 vol.%) e faz de Jacupiranga um dos mais importantes depósitos de fosfato do Brasil. Fases acessórias menos comuns são carbocernaíta, ancilita-(Ce), baritocalcita,

norsetita, pirofanita, zircolita, bubanquita, siderita magnesiana e alanita (Costanzo *et al.*, 2006).

Enquanto Melcher (1966) identifica duas intrusões carbonatíticas distintas em Jacupiranga, uma a sul e outra a norte, Gaspar e Wyllie (1983) descrevem cinco episódios intrusivos sucessivos (C1, C2, C3, C4 e C5). Baseado em critérios mineralógicos, Hirano *et al.* (1987) definem quatro classes composicionais para a unidade: calcita carbonatito (CC), calcita carbonatito rico em magnetita (CCmt), apatita-calcita carbonatito (CCap) e dolomita carbonatito (DC). A porção sul da unidade é constituída predominantemente por CC, com CCap e CCmt nas zonas de borda. Já a norte, predomina DC com CC e algumas bandas constituídas por CCmt. Tendo em vista o seu carácter descritivo e sem conotações genéticas, a classificação de Hirano *et al.* (1987) foi a adotada neste trabalho.

Em alguns pontos da unidade carbonatítica, são observados níveis centimétricos e descontínuos definidos por uma concentração de fases não-carbonatíticas (principalmente níveis de apatita ou magnetita – Figura 19B). De acordo com o minucioso estudo estrutural realizado por Gaspar (1989) na unidade, estes níveis são verticais (no caso das intrusões C2 e C4 – Figura 19C) ou de alto ângulo (C1 e C5). Somente em C3 o autor descreve níveis com menores ângulos de mergulho (20-40°).

Da porção norte da unidade, foram coletadas amostras representativas de CC (JAC07), CCmt (JAC08) e DC (JAC09), enquanto que, a sul, foram coletadas CCap (JAC04, JAC42) e CCmt (JAC11). Tratam-se de rochas de granulação média a grossa constituídas predominantemente por calcita, exceto JAC09, na qual dolomita é a fase carbonática mais abundante. JAC07 é um calcita carbonatito (Figura 20A, B) de granulação média, textura granular e constituído unicamente por calcita. JAC08 é um magnetita calcita carbonatito de granulação média (Figura 20C, D), formado predominantemente por calcita, magnetita e apatita, com dolomita, olivina, sulfetos e badelleíta subordinados. Este litotipo é caracterizado por um bandamento composicional (milimétrico a centimétrico) definido por variações nas proporções de apatita e magnetita, que se apresentam orientados paralelamente a estas bandas. O dolomita carbonatito JAC09 (Figura 20E, F) apresenta granulação média e cristais alongados, de granulação fina, de apatita como fase acessória, que ocorrem como bolsões irregulares em meio à dolomita. Outras fases subordinadas são magnetita, calcita, flogopita e rara olivina. JAC04 e JAC42 são apatita calcita carbonatitos de granulação média e textura granular (Figura 21A, B). São constituídos por cristais de apatita prismáticos disseminados, geralmente fraturados. JAC11 apresenta granulação grossa e é constituído por calcita, magnetita e apatita (Figura 21C, D), com dolomita, olivina, flogopita e sulfetos subordinados. Assim como JAC08, variações nas proporções modais de apatita/magnetita e a orientação preferencial dos cristais de apatita definem um bandamento composicional neste litotipo.

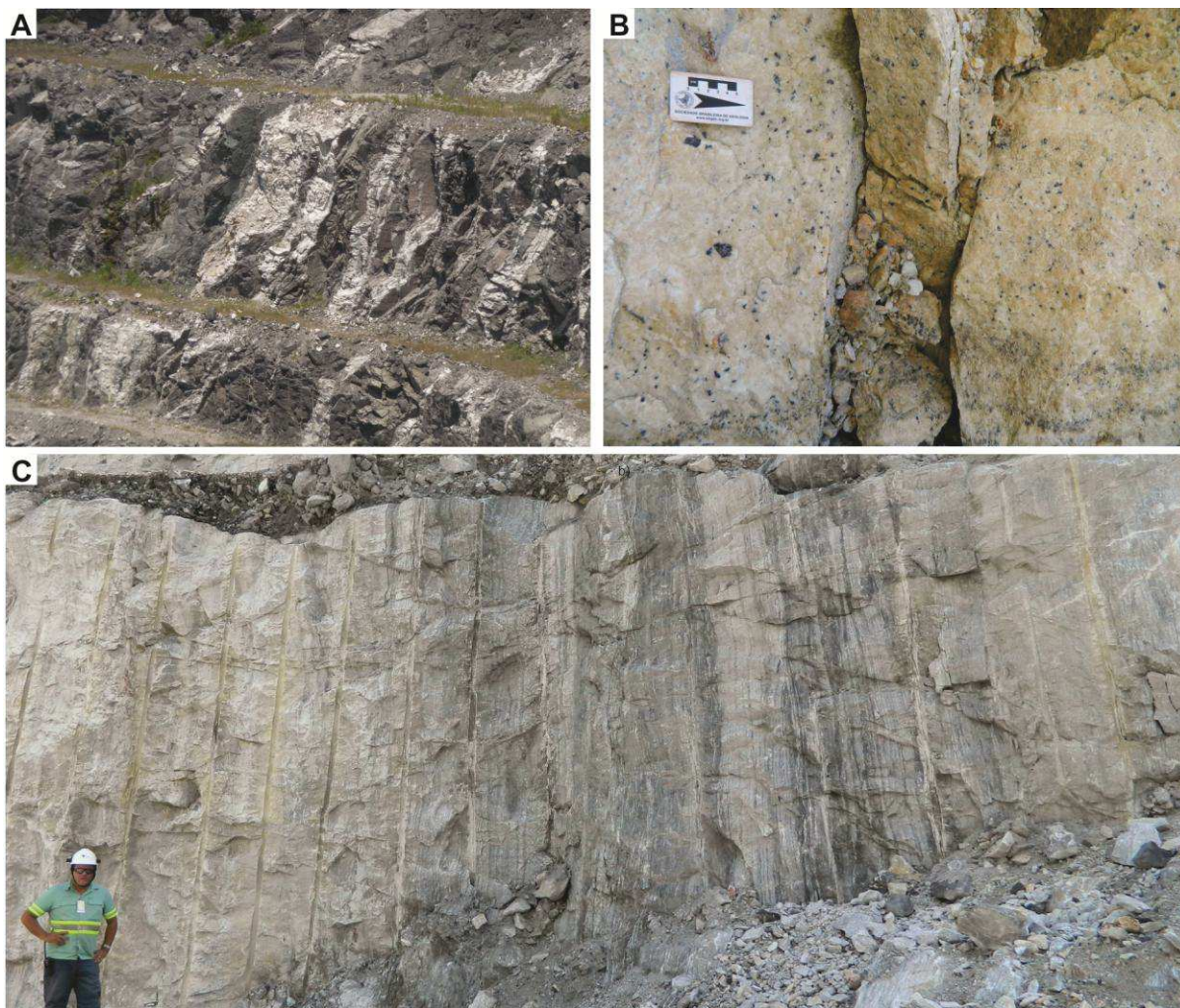


Figura 19 – (A) Vista da zona de xenólitos de clinopiroxenito em meio a carbonatito; (B) Níveis descontínuos com concentração de magnetita em dolomita carbonatito (ponto 09); (C) Magnetita calcita carbonatito com bandamento verticalizado (ponto 08).

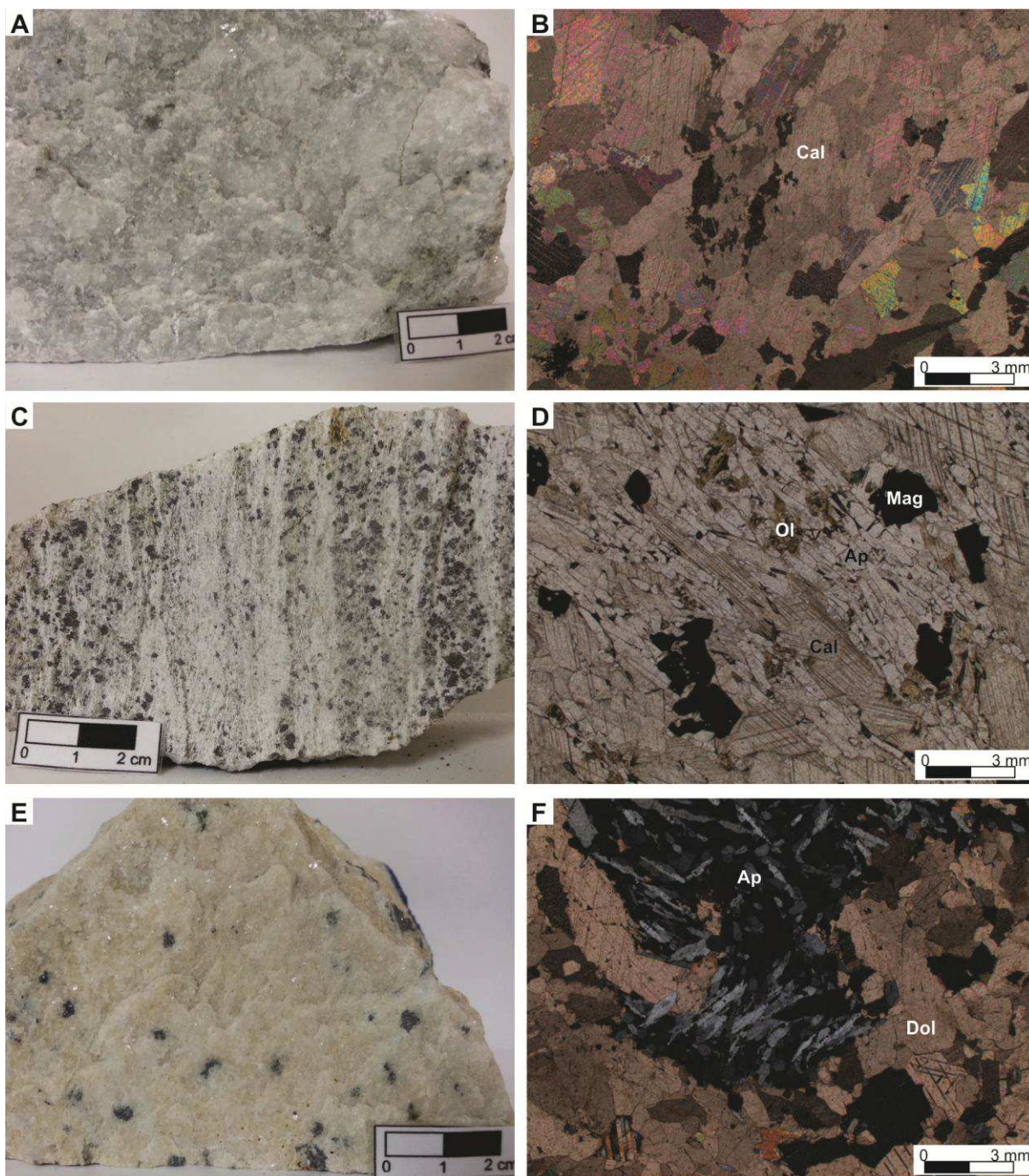


Figura 20 – (A) Amostra e (B) fotomicrografia (polarizadores cruzados) de calcita carbonatito com textura granular (JAC07); (C) Amostra e (D) fotomicrografia (polarizadores paralelos) de magnetita calcita carbonatito bandado e cristais de apatita orientados. (E) Amostra e (F) fotomicrografia (polarizadores cruzados) de dolomita carbonatito com bolsões de apatita. Abreviações: Ap, apatita; Cal, calcita; Dol, dolomita; Mag, magnetita; Ol, olivina.

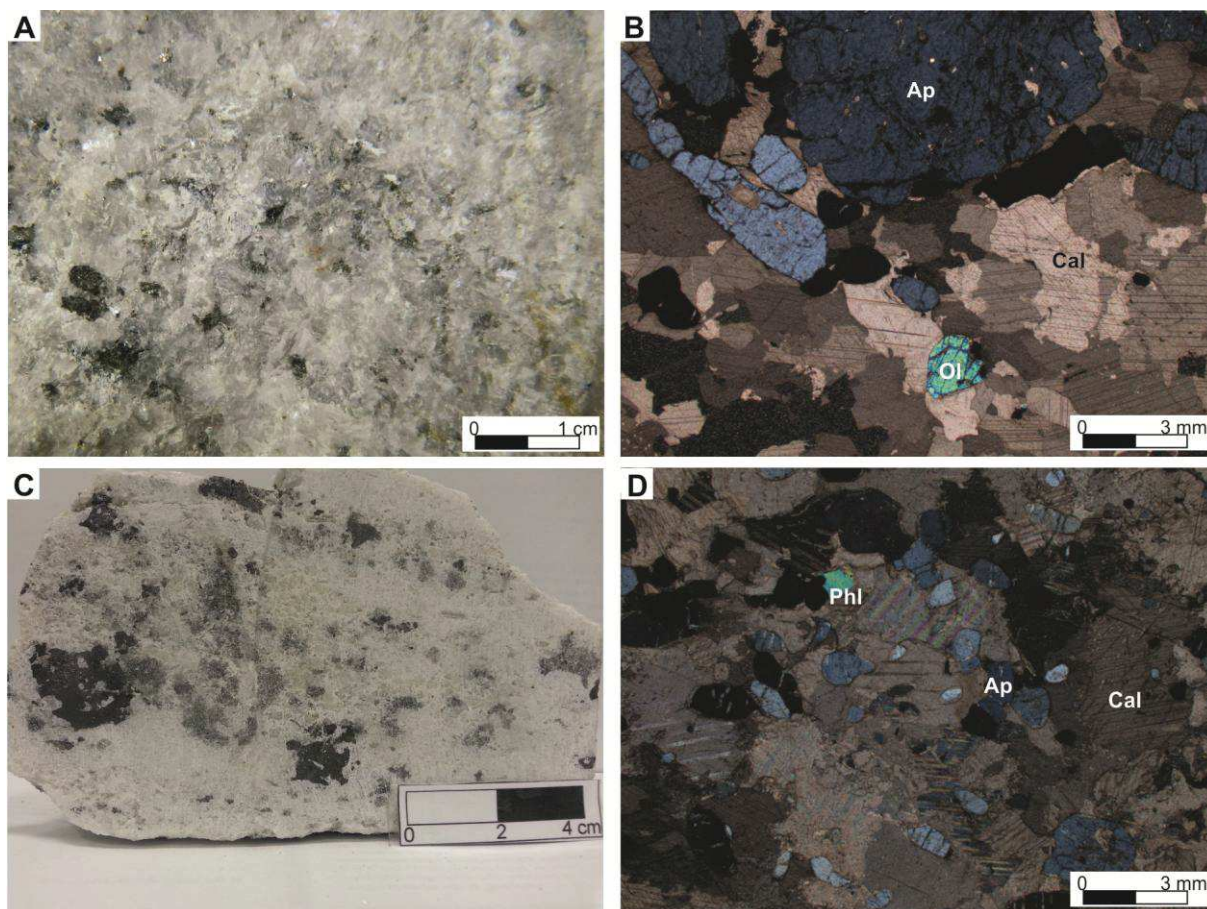


Figura 21 – (A) Amostra e (B) fotomicrografia (polarizadores cruzados) de apatita calcita carbonatito (JAC04), com cristais fraturados de apatita. (C) Amostra e (D) fotomicrografia (polarizadores cruzados) de magnetita calcita carbonatito, com níveis constituídos predominantemente por apatita. Abreviações: Ap, apatita; Cal, calcita; Ol, olivina; Phl, flogopita.

**5 Ar-Ar AGES, Sr-Nd ISOTOPE GEOCHEMISTRY, AND IMPLICATIONS FOR
THE ORIGIN OF THE SILICATE ROCKS OF THE JACUPIRANGA
ULTRAMAFIC-ALKALINE COMPLEX (BRAZIL)**

Manuscrito submetido ao Journal of South American Earth Sciences.

Manuscript Details

Manuscript number	SAMES_2016_122
Title	Ar-Ar ages, Sr-Nd isotope geochemistry, and implications for the origin of the silicate rocks of the Jacupiranga ultramafic-alkaline Complex (Brazil)
Article type	Research Paper

Abstract

The Jacupiranga Complex is one of several Meso-Cenozoic alkaline intrusive complexes along the margins of the intracratonic Paraná Basin in southern Brazil. The complex encompasses a wide range of rock-types, including dunites, wehrlites, clinopyroxenites, melteigites-ijolites, feldspar-bearing rocks (diorites, syenites, and monzonites), lamprophyres and apatite-rich carbonatites. While carbonatites have been extensively investigated over the last decades, little attention has been paid to the silicate rocks. This study presents new geochronological and geochemical data on the Jacupiranga Complex, with particular emphasis on the silicate lithotypes. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for different lithotypes range from 133.7 ± 0.5 Ma to 131.9 ± 0.5 Ma, while monzonite zircon analyzed by SHRIMP yields a U-Pb concordia age of 134.9 ± 0.65 Ma. These ages indicate a narrow time frame for the Jacupiranga Complex emplacement, contemporaneous with the Paraná Magmatic Province. Most of the Jacupiranga rocks are SiO_2 -undersaturated, except for a quartz-normative monzonite. Based on geochemical compositions, the Jacupiranga silicate lithotypes may be separated into two magma-evolution trends: (1) a strongly silica-undersaturated series, comprising part of the clinopyroxenites and the ijolitic rocks, probably related to nephelinite melts and (2) a mildly silica-undersaturated series, related to basanite parental magmas and comprising the feldspar-bearing rocks, phonolites, lamprophyres, and part of the clinopyroxenites. Dunites and wehrlites are characterized by olivine compositionally restricted to the Fo83-84 interval and concentrations of CaO (0.13-0.31 wt.%) and NiO (0.19-0.33 wt.%) consistent with derivation by fractional crystallization, although it is not clear whether these rocks belong to the nephelinite or basanite series. Lamprophyre dikes within the complex are considered as good representatives of the basanite parental magma. Compositions of calculated melts in equilibrium with diopside cores from clinopyroxenites are quite similar to those of the lamprophyres, suggesting that at least a part of the clinopyroxenites is related to the basanite series. Some feldspar-bearing rocks (i.e. meladiorite and monzonite) show petrographic features and geochemical and isotope compositions ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.705979-0.706086 and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: 0.511945-0.512089) indicative of crustal assimilation, although this may be relegated to a local process. Relatively high $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ and La/Zr and low Ti/Eu ratios from the lamprophyres and calculated melts in equilibrium with cumulus clinopyroxene point to a lithospheric mantle metasomatized by CO_2 -rich fluids, suggesting vein-plus-wall-rock melting mechanisms. The chemical differences among those liquids are thought to reflect both variable contributions of melting resulting from veins and variable clinopyroxene/garnet proportions of the source.

Keywords	cumulates; alkaline magmatism; geochronology; crustal assimilation; parental magma; mantle source.
Taxonomy	Igneous Petrology, Geochronology, Radiogenic Isotope Geochemistry
Corresponding Author	Luanna Chmyz
Order of Authors	Luanna Chmyz, Nicolas Arnaud, João Carlos Biondi, Rogério Guitarrari Azzone, Delphine Bosch, Excelso Ruberti

Ar-Ar ages, Sr-Nd isotope geochemistry, and implications for the origin of the silicate rocks of the Jacupiranga ultramafic-alkaline Complex (Brazil)

L. Chmyz^{1,2}, N. Arnaud², J. C. Biondi¹, R. G. Azzone³, D. Bosch², E. Ruberti³

¹Programa de Pós-graduação em geologia, Universidade Federal do Paraná - Av. Coronel Francisco Heráclito dos Santos 210, 81531-970 Curitiba, Brazil

²Géosciences Montpellier, CNRS and Université de Montpellier - Place Eugène Bataillon, 34090 Montpellier, France

³Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - Rua do Lago 562, 05508-080 São Paulo, Brazil

Corresponding author: chmyz@ufpr.br

HIGHLIGHTS

- Two magmatic series are identified for the Jacupiranga silicate rocks.
- Ar/Ar and U-Pb ages indicate a narrow time frame of emplacement.
- Lamprophyres are considered as representatives of a basanite parental magma.
- Local crustal assimilation processes are constrained for some lithotypes.
- Basanite melts were generated from a source with variable degrees of CO₂-rich metasomatism.

ABSTRACT

The Jacupiranga Complex is one of several Meso-Cenozoic alkaline intrusive complexes along the margins of the intracratonic Paraná Basin in southern Brazil. The complex encompasses a wide range of rock-types, including dunites, wehrlites, clinopyroxenites, melteigites-ijolites, feldspar-bearing rocks (diorites, syenites, and monzonites), lamprophyres and apatite-rich carbonatites. While carbonatites have been extensively investigated over the last decades, little attention has been paid to the silicate rocks. This study presents new geochronological and geochemical data on the Jacupiranga Complex, with particular emphasis on the silicate lithotypes. ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages for different lithotypes range from 133.7 ± 0.5 Ma to 131.9 ± 0.5 Ma, while monzonite zircon analyzed by SHRIMP yields a U-Pb concordia age of 134.9 ± 1.3 Ma. These ages indicate a narrow time frame for the Jacupiranga Complex emplacement, contemporaneous with the Paraná Magmatic Province. Most of the Jacupiranga rocks are SiO₂-undersaturated, except for a quartz-normative monzonite. Based on geochemical compositions, the Jacupiranga silicate lithotypes may be separated into two magma-evolution trends: (1) a strongly silica-undersaturated series, comprising part of the clinopyroxenites and the ijolitic rocks, probably related to nephelinite melts and (2) a mildly silica-undersaturated series, related to basanite parental magmas and comprising the feldspar-bearing rocks, phonolites, lamprophyres, and part of the clinopyroxenites. Dunites and wehrlites are characterized by olivine compositionally restricted to the Fo₈₃₋₈₄ interval and concentrations of CaO (0.13-0.54 wt.%) and NiO (0.19-0.33 wt.%) consistent with derivation by fractional crystallization, although it is not clear whether these rocks belong to the nephelinite or basanite series. Lamprophyre dikes within the complex are considered as good representatives of the basanite parental magma. Compositions of calculated melts in equilibrium with diopside cores from clinopyroxenites are quite similar to those of the lamprophyres, suggesting that at least a part of the clinopyroxenites is related to the basanite series. Some feldspar-bearing rocks (i.e. meladiorite and monzonite) show petrographic features and geochemical and isotope compositions (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr: 0.705979-0.706086 and ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd: 0.511945-0.512089) indicative of crustal assimilation, although this may be relegated to a local process. Relatively high CaO/Al₂O₃ and La/Zr and low Ti/Eu ratios from the lamprophyres and calculated melts in equilibrium with cumulus clinopyroxene point to a lithospheric mantle metasomatized by CO₂-rich fluids, suggesting vein-plus-wall-rock melting mechanisms. The chemical differences among those liquids are thought to reflect both variable contributions of melting resulting from veins and variable clinopyroxene/garnet proportions of the source.

Keywords: cumulates; alkaline magmatism; geochronology; crustal assimilation; parental magma; mantle source.

1 INTRODUCTION

Alkaline and ultramafic rocks are spatially and temporally associated with carbonatites in several intrusive units from different igneous provinces worldwide (Le Bas, 1987; Woolley, 2003; Downes *et al.*, 2005). Associated silicates are most commonly clinopyroxenites, rocks from the ijolite-series and, alkali-syenites with minor peridotites, dunites, and sometimes, turjaites-melilitolites (e.g., Downes *et al.*, 2005; Morbidelli *et al.*, 1995). However, the petrogenetic links among these rocks are rather complex and still under discussion (Gittins and Harmer, 2003).

Parental magmas with basanite composition have been attributed to several alkaline occurrences, either encompassing carbonatites (Beccaluva *et al.*, 1992) or only silicate rocks (e.g. Brotzu *et al.*, 1992; Morbidelli *et al.*, 1995; Melluso *et al.*, 2010). These investigations indicate that basanite melts can differentiate either under nearly closed system conditions (Beccaluva *et al.*, 1992) or with significant modification via crustal assimilation (Azzone *et al.*, 2016). However, mantle source heterogeneities are able to produce small variations on isotopic signatures, particularly when multiple pulses of parental magma are involved (Huang *et al.*, 1995; Verhulst *et al.*, 2000; Gomes *et al.*, 2011).

In the Early and Late Cretaceous, the southern part of the Brazilian Platform was the site of extensive alkaline and alkaline-carbonatite magmatism and several occurrences are found associated with the Ponta Grossa Arch region (Almeida, 1983; Riccomini *et al.*, 2005). Basanite parental magmas have been proposed for some alkaline occurrences related to the Ponta Grossa Arch (Juquiá, Pariquera-Açu and Tunas complexes – Morbidelli *et al.*, 1995, 2000; Ruberti *et al.*, 2005) and are inferred to derive from a lithospheric garnet peridotite mantle source metasomatized by carbonated fluids (e.g. Beccaluva *et al.*, 1992; Morbidelli *et al.*, 2000; Ruberti *et al.*, 2005; Gomes *et al.*, 2011; Azzone *et al.*, 2013). In some massifs, restricted crustal contamination is reported (Beccaluva *et al.*, 1992; Gomes *et al.*, 2011).

The Jacupiranga Complex is a Mesozoic Brazilian intrusive unit that comprises a large sequence of rocks, including dunites, clinopyroxenites, ijolites, diorites, syenites, lamprophyres, and carbonatites. The apatite-rich carbonatite mined at Jacupiranga has been extensively investigated over the last decades (Mitchell, 1978; Gaspar and Wyllie, 1983; Huang *et al.*, 1995; Costanzo *et al.*, 2006), but only a few studies cover the silicate rocks (~90% of its outcropping surface - Melcher, 1966; Germann *et al.*, 1987; Gaspar, 1989; Morbidelli *et al.*, 1986; Ruberti *et al.*, 2005; Gomes *et al.*, 2011). In this way, not only is the knowledge about the complex still very fragmented, but there is also a lack of petrological and geochronological studies providing a comprehensive view of the Jacupiranga Complex, particularly regarding the silicate rocks.

The idea addressed in the current paper is to investigate how the different Jacupiranga rocks are related to each other, based on mineralogical, geochemical, isotopic, and geochronological data. As very little attention has been paid to the feldspar-bearing rocks, so we will put particular emphasis on them. This study focuses on (1) the isotopic composition of some silicate rocks that have never been analyzed; (2) high-precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb measurements to better constrain the time span of the magmatism; (3) estimating the parental melt composition of the mildly silica-undersaturated rocks and some of the cumulates; (4) the source characteristics of those melts; and (5) constraining crustal assimilation processes.

2 GEOLOGICAL SETTING

Mainly driven by the Atlantic Ocean opening, the last *activation stage* of the South American Platform (Upper Jurassic onwards – Almeida *et al.*, 2000) comprises episodes of both tholeiitic and alkaline magmatism. In the southern part of the platform, the tholeiitic basaltic activity gave rise to the Paraná Magmatic Province (PMP: 134.7 ± 1 Ma, Thiede and Vasconcelos, 2010), one of the largest continental flood basalts in the world, accompanied by minor intrusive activity. Its alkaline counterpart occurs as intrusive bodies (plugs, stocks, and dikes) with a wide range of compositions (SiO_2 -saturated or undersaturated, down to ultrabasic rocks, carbonatites and/or kimberlites), yielding Early to Late Cretaceous ages (Gomes and Comin-Chiaramonti, 2005).

In the central-southeastern part of the platform (Fig. 1A), the alkaline occurrences are distributed along the margins of the intracratonic Paraná Basin (Gomes and Comin-Chiaramonti, 2005). The detailed tectonic framework controlling the distribution of the alkaline activity in the eastern margin of the basin is still controversial, despite being clearly associated with the basin boundaries. It is noteworthy that these igneous bodies are aligned along the Lancinha–Cubatão Shear Zone (Biondi, 2005), which represents a NE-SW suture zone (Fig. 1A) formed during the Gondwana amalgamation and possibly reactivated during the Atlantic Ocean opening.

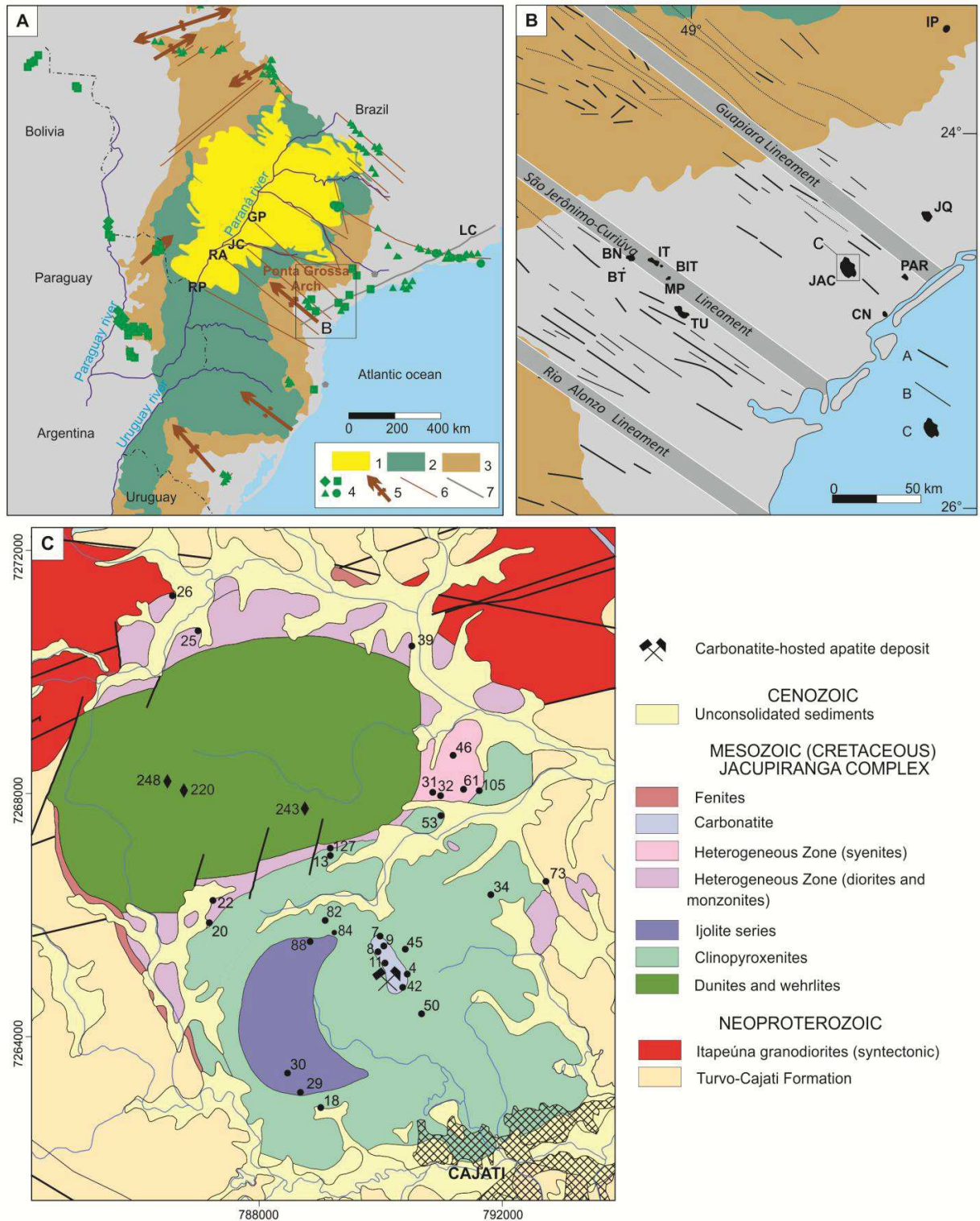


Fig. 1. (A) Alkaline occurrences along the Paraná Basin margins at the central-southeastern part of the South America platform (after Riccomini *et al.*, 2005): 1) Late Cretaceous Bauru Basin; 2) Early Cretaceous Paraná Magmatic Province; 3) Late Ordovician to Early Cretaceous Paraná Basin; 4) Alkaline units (diamonds, Permian-Triassic; squares, Early Cretaceous; triangles, Late Cretaceous; circles, Paleogene); 5) Axes of main archs; 6) Major fracture zones (GP, Guapiara; JC, São Jerônimo-Curiúva; RA, Rio Alonzo; RP, Rio Piquiri); 7) Lancinha-Cubatão Shear Zone. (B) Detailed tectonic setting of Cretaceous alkaline magmatism in the Ponta Grossa Arch (after Ruberti *et al.* 2012): (A) and (B) dikes as inferred by field geology and remote sensing and aeromagnetic survey, respectively; (C) alkaline complexes: BIT-Barra do Itapirapuã, BN-Banhadão, BT-Barra do Teixeira, CN-Cananéia, IP-Ipanema, IT-Itapirapuã, JAC-Jacupiranga, JQ-Juquiá, MP-Mato Preto, PAR-Pariquera-Açu and TU-Tunas. (C) Schematic geological map of the Jacupiranga Complex (compiled and modified from Faleiros and Pavan, 2013) with the location of all samples collected for this study (diamonds, core sample; circles, outcrop samples).

There is no general agreement on neither the mechanical nor the petrogenetic relations between these tectonic features and the genesis of the alkaline complexes. Nonetheless, the southern and central coastal intrusions are usually related to the Ponta Grossa Arch (Almeida, 1983; Riccomini *et al.*, 2005), a NW-SE trending structure enhanced by swarms of basaltic dikes from the PMP. Among the four N40-60W-trending lineaments controlling the Ponta Grossa Arch structural framework (Fig. 1A, B - Guapiara, São Jerônimo-Curiúva, Rio Alonso, and Rio Piquiri), the southern sectors of the Guapiara and São Jerônimo-Curiúva lineaments present some alkaline and alkaline-carbonatite intrusions aligned parallel to their axis (Ruberti *et al.*, 2005). Two major chronogroups, Early and Late Cretaceous (Gomes *et al.*, 2011), are distinguished for these occurrences. High-precision geochronological data are currently unavailable for the older chronogroup (only K/Ar or Rb/Sr ages are published) and the extension of this alkaline episode is not accurately defined. Three Early Cretaceous complexes are related to the Guapiara lineament, and the Jacupiranga Complex (~65 km²) is the largest of them.

3 THE JACUPIRANGA COMPLEX

The Jacupiranga Complex is a NNW elongated body (Melcher, 1966) intrusive into the Neoproterozoic Itapeúna granodiorites and micaschists from the Turvo-Cajati Formation (Fig. 1C). The northern portion of the unit mostly consists of dunites and rare wehrlites. This ultrabasic body is surrounded by an annular zone composed of rocks of widely varying composition (syenites, gabbros, diorites, monzonites, lamprophyres, and phonolites) and restricted lateral continuity (decametric at most). Due to these features, we rather use the term “Heterogeneous Zone” to designate this unit. The southern part of Jacupiranga consists of a clinopyroxenite unit (~22 km²) with cumulative features associated with a crescent-shaped body of banded ijolites. In the central clinopyroxenite, a carbonatite body (1.5 km²) hosts a phosphate ore deposit that has been mined for several decades.

Germann *et al.* (1987) suggested that mantle blocks of dunites caused a plugging-up of the Jacupiranga magma conduit, leading to the formation of two magma chambers. In this scenario, one chamber would have generated the ijolites and clinopyroxenites, while the other formed the syenites and diorites. This model, however, lacks a geochemical foundation as only some isolated data are reported. Mainly based on mineral chemistry, Gaspar (1989, 1991) proposed that a multi-stage magmatic system driven by crystal accumulation led to the formation of the ultramafic rocks, whereas diorites, monzonites, and syenites may represent each a different magma batch. Morbidelli *et al.* (1995) suggested that alkali gabbro and ankaratrite dikes from the Heterogeneous Zone could be representative of two distinct parental magmas for the Jacupiranga Complex. Beccaluva *et al.* (2017) proposed that two

silicate intrusions, generated by different parental magmas, evolved under nearly closed system conditions and gave rise to (a) the clinopyroxenites and ijolitic rocks and to (b) the dunites, gabbros and syenites.

Amaral *et al.* (1967) have led a pioneer geochronological study about the Jacupiranga Complex with a K-Ar dataset comprising five samples of different lithotypes that yield ages from 191.6 ± 14.6 to 134.1 ± 4.6 Ma (recalculated according to the updated decay constant by Sonoki and Garda, 1988). Later on, Amaral (1978) presented new K-Ar results, bringing the total analyzed samples to 45 (mean age of 130 ± 5 Ma). Roden *et al.* (1985) present a Rb-Sr isochronic age for carbonatites of 131 ± 3 Ma. There is currently only one published $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau age for Jacupiranga (132.79 Ma - Basu *et al.*, 1993), but no details regarding which lithotype was analyzed are provided.

4 PETROGRAPHY

The general geology of Jacupiranga has been described by Melcher (1966), Germann *et al.* (1987), Gaspar (1989) and more recently summarized by Morbidelli *et al.* (1995) and Ruberti *et al.* (2005). In this section, we describe the samples selected for geochronological and geochemical investigation and present the general features of each Jacupiranga rock-group. In this paper, we follow the IUGS recommendations for the classification of igneous rocks (Le Maitre, 2002).

4.1 DUNITES

Investigations of the dunites and wehrlites are hampered by the absence of fresh outcrops and regolith thickness due to the local prevailing climatic conditions (humidity over 80% and subtropical temperatures – Vasconcelos *et al.*, 1999), which facilitates intense rock weathering. Lateritic covers exceeding 40 m over the dunites have drawn interest as potential Ni ore deposits, although never significantly mined (Oliveira *et al.*, 1988; Oliveira, 1990). Olivine partially altered to serpentine dominates the mineral assemblage in dunites. Scarce amounts of Al- and Ti-bearing ferrochromian spinels, iron hydroxides and carbonates may be also present (Ruberti *et al.*, 2005). Three short drill hole samples were selected for this study: a fine-grained dunite (JAC248), essentially with subhedral olivine and minor spinel, and two medium-grained wehrlites (JAC220 and JAC243), with olivine, minor subhedral diopside (<15 vol.%), and spinel. Weathering and the high degree of serpentinization (30-70%) prevented us from accurately retrieving the primary rock textures, and serpentine now forms an intense network (Fig. 2A) surrounding the relict olivine edges (Oliveira *et al.*, 1988).

4.2 CLINOPYROXENITES

Jacupiranga clinopyroxenites are typically layered adcumulates to mesocumulates, medium to coarse-grained rocks. Magnetite clinopyroxenites (JAC 45, JAC50, JAC53, JC105) are by far the dominant lithotype and form the largest part of the unit. They mainly consist of cumulus diopside (>80 vol.%), either reversely (Fig. 2B) or normally zoned, and interstitial Ti-magnetite (10-20 vol.%). Scarce perovskite (mantling the Ti-magnetite), phlogopite, apatite, kaersutite, and interstitial carbonate are also present. Other clinopyroxenite variants are found along the northwestern zone of the main body: phlogopite clinopyroxenites (with or without nepheline), nepheline-bearing clinopyroxenites (JAC18, JAC82), olivine-bearing clinopyroxenites (JAC13, JAC73, JC127) and andesine-bearing phlogopite clinopyroxenites (Gaspar, 1989). Diopside and olivine form the cumulus assemblage while the other phases are interstitial to them. The nepheline-bearing types occur mainly in the middle and south portions of the northwestern zone (Gaspar, 1989), usually nearby the ijolite body. Pyroxenite dikes are found crosscutting the meta-sedimentary country rocks (Gaspar, 1989) and the northeast portion of the pyroxenite unit. In the latter, the dikes are fine-grained magnetite clinopyroxenites (JAC34) with higher amounts of interstitial Ti-magnetite than usually described in the magnetite clinopyroxenites.

4.3 IJOLITE ROCKS

The highest hill of the Jacupiranga Complex (Morro Grande: ~290m) reflects the outcrop of ijolite series rocks and stands out among the lower lands (130 m max) of the clinopyroxenites. That series consists mainly of ijolites and minor melteigites, although some authors have reported less common urtites (Herz, 1977; Morbidelli *et al.*, 1995, Ruberti *et al.*, 2005). Gaspar (1989) describes rare melilite ijolites. Ijolites vary widely in grain size, ranging from fine (JAC84, JAC30) to coarse-grained (JAC29.2). They are composed of subhedral diopside (20-40 vol.%), nepheline (40-60 vol.%), phlogopite, Ti-magnetite (5-10 vol.%), kalsilite, apatite, and perovskite. The ijolite main feature is a subhorizontal banding defined by variations in the amounts of nepheline and diopside (Fig. 2C). Near the edges of the ijolite body, some rocks show an increase in clinopyroxene content and are classified as melteigites (JAC29.1, JAC88). From melteigites to ijolites, nepheline changes from interstitial to idiomorphic grains, as already pointed out by Morbidelli *et al.* (1995).

4.4 FELDSPAR-BEARING ROCKS

Except for the andesine-bearing phlogopite clinopyroxenite, all feldspar-bearing rocks from Jacupiranga occur as veins, dike swarms, or minor intrusions in the

Heterogeneous Zone. They can be classified into three major groups: dioritic, monzonitic, and syenitic.

Gaspar (1989) describes a large variety of monzonites in Jacupiranga: olivine monzonites, melamonzonites, porphyritic monzonites, monzonites, and quartz monzonites. According to this author, olivine monzonite (classified as alkali gabbro by Morbidelli *et al.*, 1995 based on chemical composition) occurs as an intrusion in northern Jacupiranga and shows variations in amount of potassic feldspar (some samples classified as monzodiorites or monzosyenites), while the other monzonites have a more restricted occurrence. Considering this fact, we selected two monzonitic-types for this study: an olivine monzonite (JAC26.2, composed of clinopyroxene, andesine, potassic feldspar, biotite, olivine, magnetite, and apatite) and a monzonite (JAC25). The latter is a medium-grained rock found in only one outcrop, located in the northern part of the Heterogeneous Zone. It is composed of zoned plagioclase phenocrysts mantled by alkali-feldspar rims (Fig. 2D) set in an andesine, alkali-feldspar, sieve-textured hornblende (Fig. 2E), biotite, titanite, and magnetite groundmass. There is also accessory zircon and acicular apatite. Hornblende is the main mafic phase, unlike all other Jacupiranga lithotypes.

Diorites (JAC20) and meladiorites (JAC22, JAC63) are medium- to coarse-grained rocks, with diopside (20-35 vol.%) and zoned plagioclase ($An < 50\%$, 30-60 vol.%) as cumulus phases. Intercumulus phases are biotite, magnetite, and minor apatite. In some samples, diopside cores are partially corroded and are replaced by biotite (Fig. 2F). According to Gaspar (1989), most of the “gabbroic” rocks already described in Jacupiranga show plagioclase with $An < 50\%$ and should therefore be classified as diorites.

Syenitic rocks feature a large compositional and textural variation and comprise melasyenites, porphyritic syenites, syenites, quartz syenites, and alkali-feldspar syenites (Gaspar, 1989). The alkali-feldspar syenites (JAC32, JAC46.3) are the dominant type and consist of alkali-feldspar and aggregates of subhedral to anhedral clinopyroxene, hastingsite, titanite, biotite, and magnetite (Fig. 2G). The hastingsite exhibits pleochroism from yellowish brown to dark brown, and occurs in close association with the clinopyroxene. Besides the usual pale-brown clinopyroxene, alkali feldspar syenites also show rare, isolated green clinopyroxene. Melasyenites (JAC31) are medium- to coarse-grained porphyritic rocks and consist of alkali-feldspar phenocrysts within a groundmass mainly composed of alkali feldspar, clinopyroxene, biotite, and rare nepheline and apatite. Both lithotypes compose a small intrusion in the eastern part of the Heterogeneous Zone. Nepheline syenites occur as pegmatitic veins that crosscut all Jacupiranga rocks. They consist of orthoclase, nepheline, clinopyroxene, titanite, and biotite (Gaspar, 1989).

4.5 FINE-GRAINED ROCKS

Phonolites are associated with olivine monzonites in the northern Heterogeneous Zone. Phonolites (JAC26.1) show alkali feldspar phenocrysts within a groundmass composed of alkali feldspar, amphibole, nepheline, plagioclase, biotite, and titanite. Lamprophyres are medium- to fine-grained dikes crosscutting alkali-feldspar syenites (JAC46.1 and JAC46.2) or basement rocks (JAC39). They are classified as monchiquite according to Le Maitre (2002) classification. They all feature biotite and clinopyroxene macrocrysts included in a fine-grained matrix made of volcanic glass, clinopyroxene, biotite, alkali feldspar, plagioclase, magnetite, titanite, and apatite. Clinopyroxene shows a wide textural variety: unzoned microcrysts, zoned and unzoned macrocrysts, macrocrysts with overgrowths, and dusty core macrocrysts (Fig. 2H). Lamprophyre JAC46.2 includes corroded olivine macrocrysts in its assemblage, mantled by biotite crystals. Lamprophyres were classified as ankaratrites by Morbidelli *et al.* (1995) based on chemical composition (i.e. R1-R2 diagram). However, as these rocks do not fit the definition of ankaratrite recommended by Le Maitre (2002) (e.g. normative nepheline >20%, olivine as essential phase), we favor the petrographic classification.

4.6 CARBONATITES

Jacupiranga carbonatites form a small elongated body intruded into the clinopyroxenites. Apart of the carbonates (mainly calcite with subordinate dolomite), minerals as apatite, magnetite, forsterite, serpentine, clinohumite, phlogopite, pyrite, pyrrotite, galena, ilmenite, spinel, pyrochlore, baddeleyite, barite, and perovskite also occur (Melcher, 1966). Apatite is the most important accessory phase (sometimes as a main phase, 5 to 35 vol.%) and makes Jacupiranga one of the most significant Brazilian carbonatite-hosted phosphate ores. Much less common accessory phases are carbocernaite, ancylite-(Ce), barytocalcite, norsethite, pyrophanite, zirconolite, bubankite, magnesian siderite, and allanite (Costanzo *et al.*, 2006).

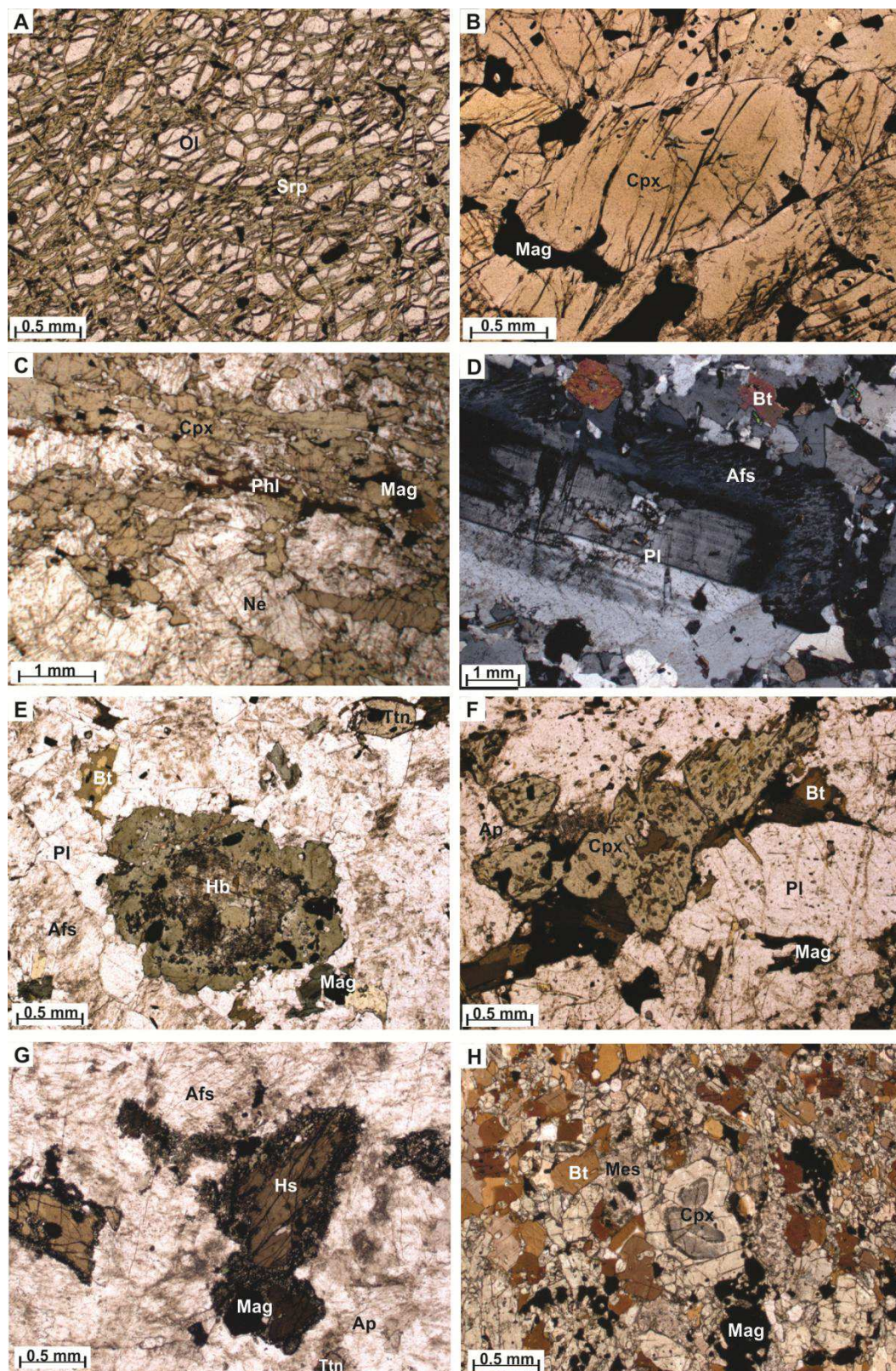


Fig. 2. Petrographic features of the Jacupiranga rocks. (A) Relict olivine surrounded by serpentine network in wehrlite JAC220. (B) Cumulus diopside with reverse zoning and interstitial Ti-magnetite in clinopyroxenite JAC45. (C) Banded ijolite JAC29.2 showing different proportions of nepheline and diopside. (D) Plagioclase phenocrysts mantled by alkali-feldspar rims in monzonite JAC25. (E) Sieve-texture hornblende in monzonite JAC25. (F) Partially corroded diopside cores replaced by biotite in meladorite JAC22 (G) Aggregates of hastingsite and magnetite in alkali-feldspar syenite JAC32. (H) Diopside macrocryst with turbid core in coarse-grained lamprophyre JAC46.1. Plane-polarized light, except (D). Abbreviations: Afs – alkali feldspar, Ap – apatite, Bt – biotite, Cpx – clinopyroxene, Hb – hornblende, Hs – hastingsite, Mag – magnetite, Mes – mesostasis, Ne – nepheline, Phl – phlogopite, Pl – plagioclase, Srp – serpentine, Ttn – titanite.

Melcher (1966) identifies two independent plugs (a northern and a southern body) whereas Gaspar and Wyllie (1983) describe five successive intrusive episodes within the carbonatite body (C1 to C5). Based on mineralogical criteria, Hirano *et al.* (1987) define four compositional classes for the carbonatite unit: calcite carbonatite (CC), magnetite-rich calcite carbonatite (CCmt), apatite-calcite carbonatite (CCap), and dolomite carbonatite (DC). CC is the main constituent of the southern plug with CCap and CCmt in the marginal zones, the northern body consists of CC with a DC and some CCmt bands. Since this study focuses on a comprehensive view of the Jacupiranga Complex and a thorough discussion about the carbonatites would be out of the scope, we have followed the Hirano *et al.* (1987) criteria.

Samples from northern CC (JAC07), CCmt (JAC08), and DC (JAC09) and southern CCap (JAC04, JAC42) and CCmt (JAC11) were investigated. They are medium- to coarse-grained rocks with, apart from JAC09, calcite as the main phase. Sample JAC07 is a medium-grained calcite carbonatite with granular texture and only composed of hypidiomorphic calcite. Sample JAC08 is a medium-grained magnetite calcite carbonatite consisting of calcite, magnetite, and apatite with subordinate dolomite, olivine, sulphides, and baddeleyite. Vertical, millimeter- to centimeter-scale compositional banding characterizes this rock and is given by the variation of apatite/magnetite ratios (between 90/10 and 60/40) and by the alignment of apatite and magnetite crystals. Sample JAC09 is a medium-grained dolomite carbonatite with small, elongated apatite as main accessory phase. Apatite forms irregular pockets amongst the dolomite. Subordinate phases are magnetite, calcite, phlogopite, and rare olivine. JAC04 is a medium-grained apatite carbonatite with granular texture and subordinate magnetite, phlogopite, and olivine. Prismatic apatite occurs disseminated through the rock and some crystals are oriented along their c-axes. Sample JAC11 is coarse-grained, consisting of calcite, magnetite, and apatite with subordinated dolomite, olivine, phlogopite, and sulfides. As for JAC08, variations in apatite/magnetite ratios and the preferred alignment of apatite crystals define a compositional banding.

4.7 FENITES

Fenitization processes occurred both internally to and around the Jacupiranga Complex. Mineralogical changes usually indicate potassic fenitization effects within the ijolites and clinopyroxenites (e.g. nepheline replaced by potassic feldspar or cancrinite; symplectites), although olivine-bearing clinopyroxenites also show fractures filling veins mainly comprising potassic feldspar and phlogopite. In the Neoproterozoic basement, fenitized rocks are predominantly bluish green and their new mineralogical assemblage include albite and sodic amphibole/clinopyroxene (Gaspar, 1989), denoting a sodic character for this process.

5 ANALYTICAL PROCEDURES

Thirty-one samples were submitted to Acme Analytical Laboratories Ltd., Vancouver, Canada, for whole-rock analysis. Major and trace elements were determined by inductively coupled plasma emission spectrometry (ICP-OES) and laser ablation inductively coupled mass spectrometry (LA-ICP-MS), respectively. The data include weight loss on ignition (LOI) in the total. Dunite and wehrlite samples were analyzed for whole-rock major elements using a Panalytical AXIOS Max Advanced X-ray fluorescence spectrometer at the GeoAnalítica-USP facility of the Instituto de Geociências of the University of São Paulo, Brazil, following standard methods described by Mori *et al.* (1999). LOI was evaluated using standard gravimetric techniques. For bulk trace element concentrations, those rocks were analyzed at the AETE technical platform (Trace Element Analysis in the Environment, Université de Montpellier) using a ThermoFinnigan ELEMENT XR (HR-ICP-MS: high resolution inductively coupled plasma mass spectrometer) after acid digestion with HNO₃–HF–HClO₄, as described by Ionov *et al.* (1992).

Electron microprobe measurements were systematically made on selected olivine, clinopyroxene, biotite, amphibole, and feldspar crystals. The analyses were performed by a Cameca SX100 electron microprobe at the Géosciences Montpellier facilities (University of Montpellier, France) using an acceleration voltage and a beam current of 20 kV and of 10 nA, respectively. Counting time was 12 or 18 s for peak.

In order to better constraint parental magma compositions, trace element concentrations of clinopyroxene cores from clinopyroxenites were measured in-situ by LA ICP-MS at GeoAnalítica-USP facility using a Perkin Elmer ELAN 6100DRC ICP-MS instrument coupled with a Nd: YAG laser (New Wave UP 213 AF) operating at a frequency of 213 nm in a He+Ar atmosphere. The laser ablation operating conditions were a RF potential of 1400 W, a laser energy of 0.2-0.3 mJ, and beam diameter of ca. 60 µm (spot analyses). The analytical time was of 120", with the first 60" used as blank, and 8.3" of integration time for each element. Synthetic glasses were employed as standards: BHVO-2G (USGS) for quantification and drift control, and the BIR-2G and SRM-612 (NIST) for quality controls. For data integration and determination of concentrations, detection limits and analytical errors of the different elements, the *Glitter 4.4.2* software (Van Achterbergh *et al.*, 2001) was used. As an internal standard for normalization and quantification purposes, CaO contents from the electron microprobe analyses were utilized. Linear adjustment was selected as interpolation method for drift control and quantification. Errors (1σ) are around 5% for mostly trace elements analyzed. Average detection limits can be found in Andrade *et al.* (2014). For this investigation, we selected two samples from Ruberti *et al.* (2005) (JC105 and JC127) as they show higher Mg# values (65 and 66, respectively) than those of our sampling (42-63).

Five samples from different lithotypes were selected for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. For each one, biotite was preferred for dating. Biotite crystals were separated using conventional techniques (crushing, sieving, Frantz magnetic separation and hand picking) then irradiated at Pavia TRIGA Nuclear Reactor for 50h with an approximate neutrons flux of $10^{18} \text{ cm}^{-2}\text{s}^{-1}$. Irradiation interferences on K, Ca and Cl were corrected from data acquired earlier by irradiating and analyzing KCl and CaF_2 pure salts. J factors were estimated using duplicates of the Fish Canyon sanidine standard, with an age of 28.02 Ma (Renne *et al.*, 1998). Although debated, this value is used as a conservative estimate in the laboratory. For the present analyses, a J value of $0.00541900 \pm 9.75 \times 10^{-6}$ was determined and used with a relative error of ca. 1%. The samples were analyzed at the Géosciences Montpellier facilities, using a Thermo-Argus IV multi-collection apparatus fitted with 4 faraday cups and a central ion counting system. Samples were loaded in holes of a Cu holder and step heated with an infrared laser until melting was achieved. For each step, the gas was purified through passage on Al-Zr getters. Once cleaned, the gas was introduced into the Argus IV apparatus with 1 min equilibration time before 10 analytical cycles were performed on all of the 5 Ar peaks simultaneously with ^{36}Ar on the ion counting. All errors are quoted at 2σ .

Zircon crystals were separated from a monzonite sample (JAC25) for U-Pb analysis. Separation and purification were carried out at the Mineral Separation Laboratory (MSL) from the Center for Geochronological Research (CPGeo-USP, University of São Paulo, Brazil) by conventional techniques (ring mill, sieving, washing, heavy liquids, magnetic separation and hand pick). Selected grains were mounted on epoxy and polished. The crystals were analyzed for U, Th, and Pb isotopic compositions using the sensitive high-resolution ion microprobe (SHRIMP) at the U-Pb Laboratory of CPGeo-USP, following the procedures stated by Sato *et al.* (2014).

For the Sr-Nd isotope analyses, 100-200 mg of whole-rock powders were leached with 6 N HCl during one hour at 95°C (except for the carbonatites), rinsed three times in ultrapure water and then dissolved in a mixture of HF- HNO_3 during 72h on a hot plate. After evaporation to dryness, concentrated HNO_3 was added to the residue and kept at about 110°C for 48h. Sr and Nd chemical separation was carried out using different chemical separation steps (see Bosch *et al.*, 2008 for details). Sr concentrate was loaded into Re filaments adding a tantalum activator to the sample and its isotopic composition was measured using a Triton Finnigan Mat spectrometer from the Labogis (Nîmes University). During this study, measurements of the NBS987 standard gave an average $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of 0.710242 ($n=5$) (normalized to $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$). Nd isotopic composition was measured by multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry (ThermoFisher Scientific Neptune Plus) at the École Normale Supérieure de Lyon. The AMES-Rennes standard

analyzed during the course of this study gave an average $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ value of 0.511961 ± 23 (n=17). Age corrected values were based on the argon ages reported in Table 2.

6 GEOCHRONOLOGY

6.1 U/Pb SHRIMP DATING

Zircon crystals within the Jacupiranga monzonite are euhedral to subhedral. Scanning electron microscope (SEM) cathodoluminescence (CL) imaging reveals primary igneous oscillatory growth or sector zoning for these grains (Fig. 3A). The analyzed spots (Table 1) show U and Th contents of 174–1338 and 54–1576 ppm respectively, and Th/U ranging from 0.11 to 2.21. All spots are distributed along or very near the concordia (Fig. 3B). Point #15.1 shows a large error, being therefore not included in the age calculation. Eleven out of thirteen spots cluster around 141.0 ± 4.4 to 130.8 ± 4.4 Ma (2σ), which provide the concordia age of 134.9 ± 1.3 Ma. The other two spots yield older, yet concordant ages of 178.9 ± 6.4 and 175.8 ± 5.6 Ma.

6.2 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ GEOCHRONOLOGY

Four out of the five analyzed biotite samples produce relatively undisturbed spectra and well-defined plateau ages (Fig. 4, Table 2), ranging from 131.9 ± 0.5 to 133.7 ± 0.5 Ma (2σ). The plateaus are defined by the release of at least 71% of ^{39}Ar gas in fifteen or more consecutive steps. Anomalously old apparent ages, probably due to excess argon in some of the low-temperature steps, yield a general decreasing trend to these spectra. Minor disturbances also occur in high temperature steps from two samples, with both older (JAC25) and younger ages (JAC22), suggesting degassing from high temperature resilient impurities. When cast in inverse isotope correlation diagrams, these four samples yield very good isochrones ($\text{MSWD} < 1.45$) for the plateau steps, with ages from 133.7 ± 0.5 to 131.4 ± 0.7 Ma. $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio intercepts range from 305 to 350, and supports the idea of slight contamination through all the age spectra and not only restricted to the low temperature steps. Consequently, inverse isochron ages are preferred over the plateau ones. Besides these samples, the JAC42 also shows an undisturbed spectrum with a plateau age (132.1 ± 0.6 Ma; ^{39}Ar : 91.2) but defined only by four steps, as the sample melted at anomalous low temperatures. This age is therefore considered as only a weighed mean age.

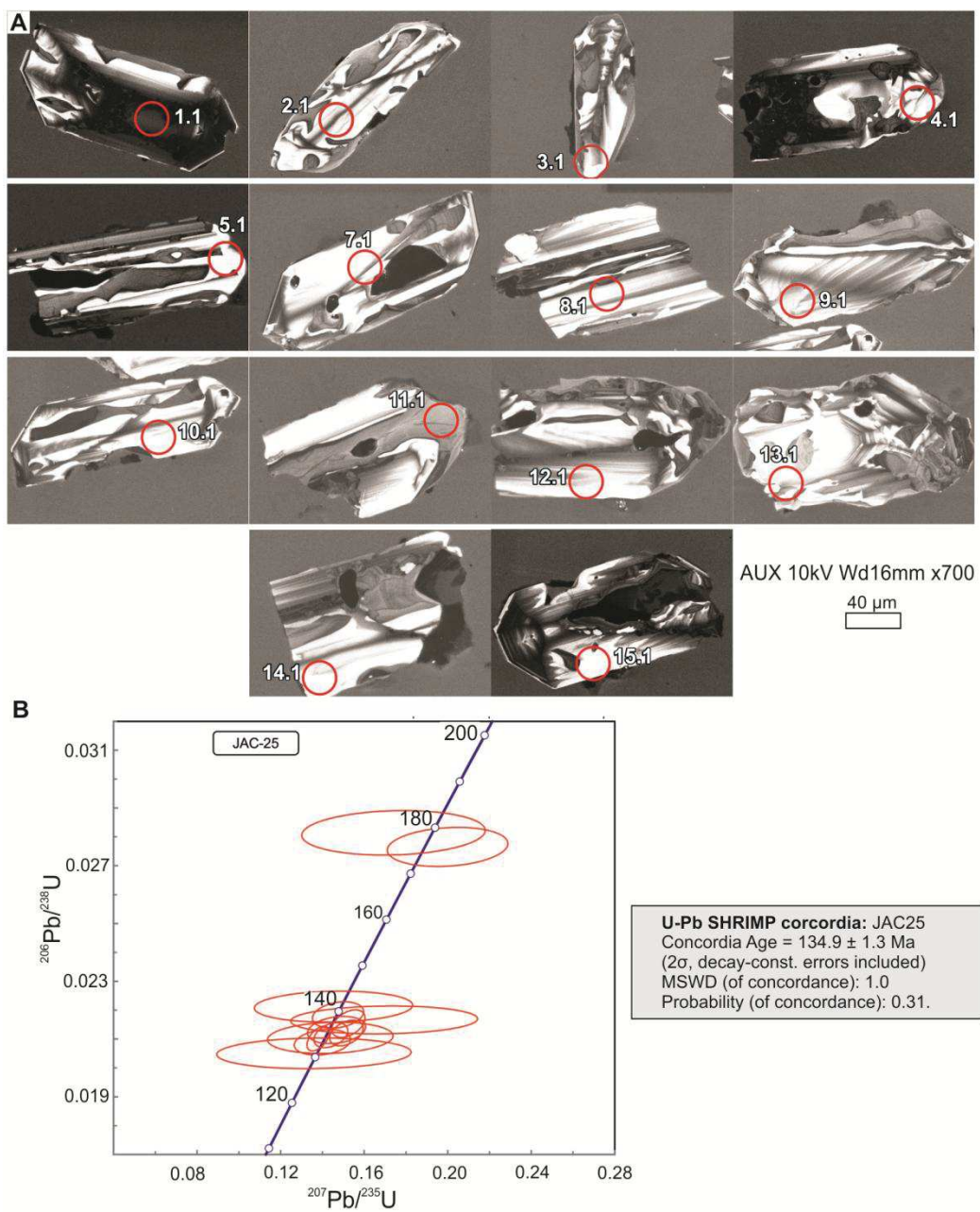


Fig. 3. (A) CL SEM images of the analysed zircon grains. (B) SHRIMP zircon U-Pb concordia diagram for monzonite (sample JAC25) of the Jacupiranga Complex.

Table 1. SHRIMP U-Pb data for monzonite JAC25 from the Jacupiranga Complex.

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	$^{237}\text{Th}/^{238}\text{U}$	^{206}Pb (ppm)	204/206	%comm 206	Total 238/206	err (%)	Total 207/206	err (%)	206/238 (%)	err (%)	Age $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	err 2 σ
1.1	1338	1576	1.22	26.7	0.00350	6.56	43.1	1.3	0.1085	3.8	0.0217	1.5	138.1	4.0
2.1	336	313	0.96	6.1	0.000098	0.18	47.07	1.4	0.0533	1.6	0.0212	1.4	135.3	3.6
3.1	777	374	0.5	14.1	0.00016	0.29	47.44	1.3	0.0500	1.1	0.0210	1.3	134.1	3.6
4.1	332	234	0.73	6.6	0.00260	4.83	43.00	1.4	0.0862	3.1	0.0221	1.6	141.0	4.4
5.1	285	227	0.82	5.2	0.00019	0.36	46.75	1.4	0.0528	2.1	0.0213	1.5	135.9	4.0
7.1	264	94	0.37	6.6	0.00190	3.43	34.3	1.6	0.0724	3.2	0.0281	1.8	178.9	6.4
8.1	278	367	1.36	5.3	0.00360	6.75	45.45	1.4	0.1018	1.3	0.0205	1.7	130.8	4.4
9.1	556	623	1.16	10.1	0.00013	0.24	47.2	1.3	0.0513	1.3	0.0211	1.4	134.8	3.6
10.1	380	403	1.1	6.9	0.00061	1.13	47.33	1.4	0.0576	1.4	0.0209	1.4	133.3	3.6
11.1	492	54	0.11	9.3	0.00037	0.68	45.49	1.3	0.0544	1.4	0.0218	1.4	139.2	3.8
12.1	196	89	0.47	4.7	0.00056	1.03	35.79	1.5	0.0606	2.6	0.0277	1.6	175.8	5.6
13.1	292	624	2.21	5.5	0.00190	3.57	45.81	1.6	0.0779	1.8	0.021	1.7	134.2	4.6
14.1	436	177	0.42	8.1	0.00014	0.26	46.32	1.4	0.0535	1.4	0.0215	1.5	137.3	4.0
15.1*	174	90	0.53	3.5	0.00610	11.25	42.7	1.6	0.1378	11.6	0.0208	3.4	132.4	9.0

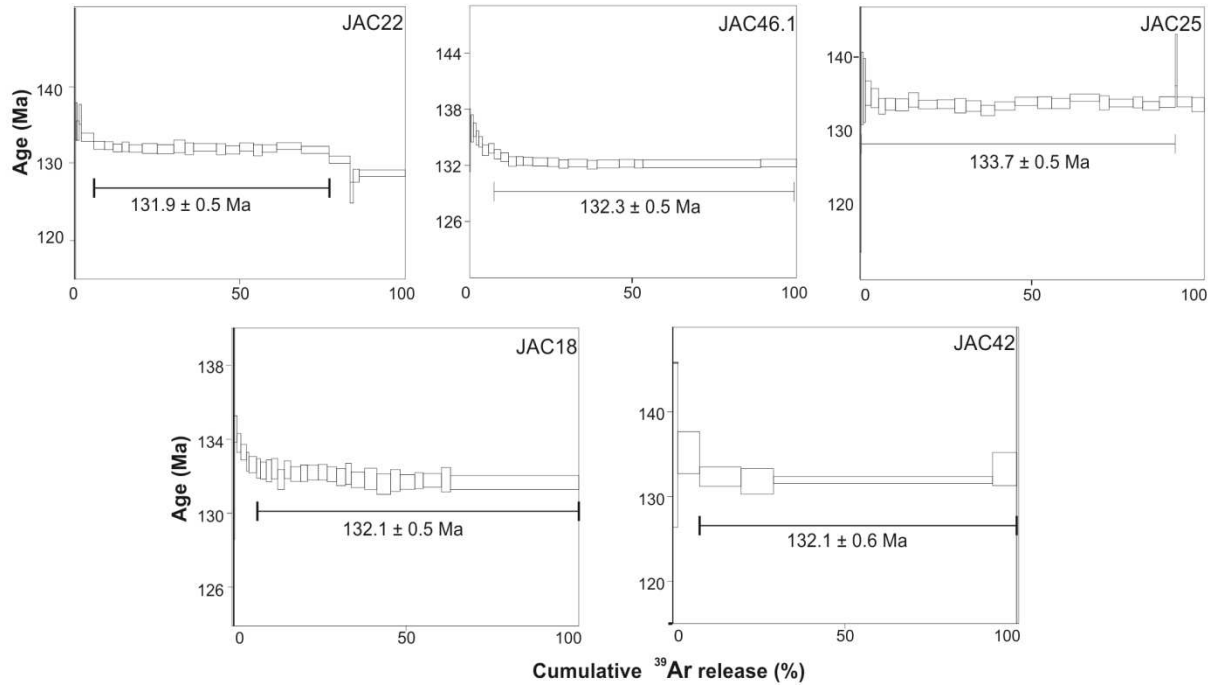


Fig. 4. Argon-release age spectra for the Jacupiranga samples.

Table 2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages determined on biotite/phlogopite and glassy matrix separated from Jacupiranga rocks.

Abbreviations: Ne-cpx – nepheline-bearing clinopyroxenite, MDi – meladiorite, Mon – monzonite, Lam – lamprophyre, CCAp – apatite-calcite carbonatite.

WMP – weighed mean plateau, WMA – weighed mean age.

Sample Rock type Analyzed mineral		JAC18 Ne-cpx Phl	JAC22 MDi Bt	JAC25 Mon Bt	JAC46.1 Lam Bt	JAC42 CCAp Phl
Plateau age	Statistical approach	WMP	WMP	WMP	WMP	WMA
	(Ma, $\pm 2\sigma$)	132.1 $\pm$ 0.5	131.9 $\pm$ 0.5	133.7 $\pm$ 0.5	132.3 $\pm$ 0.5	132.1 $\pm$ 0.6
	N° of steps	23	18	23	15	4
Isochron age	(Ma, $\pm 2\sigma$)	131.7 $\pm$ 0.5	131.4 $\pm$ 0.7	133.7 $\pm$ 0.5	131.8 $\pm$ 0.6	131.9 $\pm$ 0.6
	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	350 $\pm$ 28	367 $\pm$ 63	305 $\pm$ 17	339 $\pm$ 27	301 $\pm$ 24
	MSWD	0.98	1.45	1.42	0.94	0.96
	N° of steps	23	18	23	15	4
Total Fusion Age	(Ma, $\pm 2\sigma$)	132.5 $\pm$ 2.0	131.4 $\pm$ 0.6	133.7 $\pm$ 0.5	132. $\pm$ 0.5	132.3 $\pm$ 0.6
Chosen age	(Ma, $\pm 2\sigma$)	131.7 $\pm$ 0.5	131.4 $\pm$ 0.7	133.7 $\pm$ 0.5	131.8 $\pm$ 0.6	132.1 $\pm$ 0.6

7 MINERAL CHEMISTRY

7.1 OLIVINE

Olivine from wehrlites and dunites is remarkably uniform in composition, restricted to the Fo₈₃₋₈₄ interval. The crystals from the dunite sample have higher CaO (0.31–0.54 wt.%) and lower NiO (0.19–0.25 wt.%) contents than those from the wehrlites (respectively 0.13–0.27 wt.% and 0.27–0.33 wt.%). Olivine-bearing clinopyroxenite JC127 is composed of cumulus olivine with Fo₆₄₋₆₆ which CaO and NiO contents are rather low (0.11–0.23 wt.% and 0.07–0.13 wt.% respectively).

7.2 CLINOPYROXENE

Clinopyroxenes are the main mafic phase in the silicate rocks. They are generally pale brown and broadly classified as diopside (Morimoto *et al.*, 1988), with minor augite and hedenbergite (see table A1 of the Supplementary material). For the clinopyroxenites and ijolite, the diopside is characteristically zoned with a narrow range of Wo₅₀₋₅₃En₃₇₋₄₁Fs₈₋₁₂ and high mg# (83.6–75.8). Whereas ijolite and nepheline-bearing clinopyroxenite are composed of normally zoned diopside, magnetite clinopyroxenite can show reverse zoned diopsides with progressive increase of mg# towards crystal rims. Wehrlites have rather homogeneous diopsides with Wo₄₉₋₅₁En₄₃₋₄₅Fs₅₋₆ and high mg# (90–88). Clinopyroxenes from lamprophyres and feldspar-bearing rocks have a wider compositional range (Wo₄₀₋₅₁En₃₂₋₄₆Fs₄₋₁₈ and Wo₄₆₋₅₀En₁₃₋₃₄Fs₃₋₄₀ respectively). All analyzed clinopyroxene crystals display calculated pressures <3.9 kbar, with an average error of ±1.7 kbar and no organized distribution regarding rock type (estimated applying the thermobarometer of Nimis and Ulmer, 1998 – Supplementary material, Table A1).

Overall, Jacupiranga clinopyroxenes are marked by a continuous Na and Fe³⁺ enrichment with decreasing Mg, as seen in other Brazilian alkaline units (Fig. 5). The acmite component increases from the cumulate rocks, through ijolites and diorites and finally to syenites. The crystals with the highest Fe³⁺ and Na concentrations are olive green diopsides from alkali feldspar syenite. Pale brown diopside is also present in JAC32 and shows Na, Fe³⁺, and Mg contents similar to those of the melasyenite. Despite plotting close to clinopyroxenites and ijolite clinopyroxenes, diorite diopsides are comparatively depleted in Ca and enriched in Si. Within the lamprophyres, clinopyroxenes have strongly variable compositions that overlap those from all other lithotypes.

REE concentrations for clinopyroxenite diopsides (Supplementary material, Table A2) are 3 to 100 times higher than chondritic values (Fig. 6A). Crystal cores from magnetite clinopyroxenite JC105 yield well-defined convex-upwards patterns, near-constant

abundances of LREE, and negative Eu anomalies. In comparison, diopside cores from olivine-bearing clinopyroxenite (JC127) display smoother REE normalized patterns with slightly more variable LREE contents (particularly La, Ce, Pr, and Sm). La_N/Yb_N values range from 7.12 to 15.76 (JC105) and from 9.32 to 12.43 (JC127). JC127 yields higher concentrations of Nb (1.72-2.24 ppm) and Sr (389-720 ppm) and lower Ni (119-127 ppm) than those in JC105 (<0.27 ppm, 149-271 ppm, and 129-206 ppm, respectively).

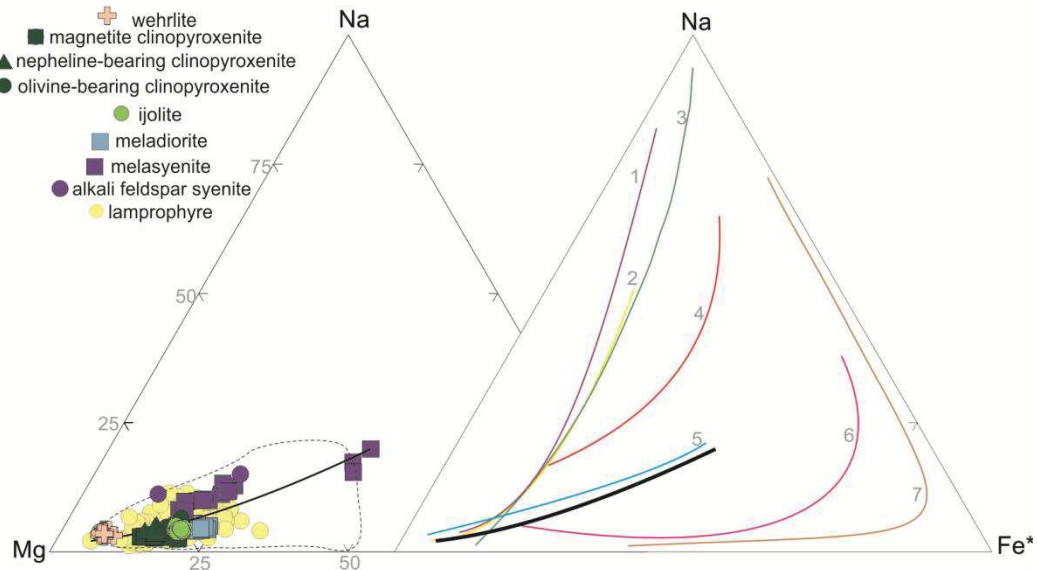


Fig. 5. Compositional variation in clinopyroxene crystals of the Jacupiranga Complex in the Na-Mg-Fe* ($Fe^* = Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn - Na$) diagram and comparison with other Brazilian alkaline units. Field of Jacupiranga clinopyroxene data compiled from Gaspar (1989). Trends: 1. Ipanema (Guarino *et al.*, 2012); 2. Juquiá (Beccaluva *et al.*, 1992); 3. Anitápolis (Furtado and Gomes, 1994); 4. Itapirapuã (Gomes, 1970); 5. Banhadão (Ruberti *et al.*, 2012); 6. Tunas (Gomes *et al.*, 1987); 7. Cananeia (Spinelli and Gomes, 2009). Bold line: obtained trend for the Jacupiranga Complex.

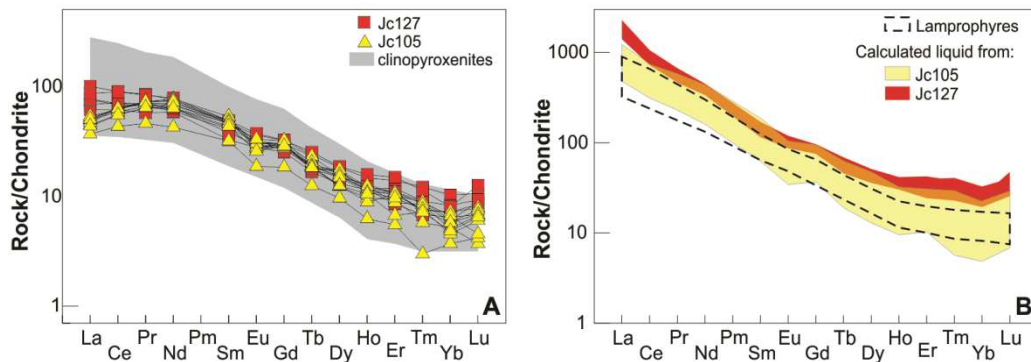


Fig. 6. (A) Chondrite-normalized (Sun and McDonough, 1989) REE patterns diagram for cores of diopsides cumulus crystals from Jacupiranga clinopyroxenites. (B) Chondrite-normalized (Sun and McDonough, 1989) REE pattern fields for calculated liquid in equilibrium with diopside cores from Jacupiranga clinopyroxenites. For comparison, lamprophyres compositional field is also shown (this work and Menezes *et al.*, 2015).

7.3 MICAS

Micas from carbonatites, clinopyroxenites, and ijolites are classified as phlogopite, while those from Heterogeneous Zone are mostly biotite (see table A3 of the Supplementary material). Most carbonatite phlogopites show Al in excess and their tetrahedral sites are occupied by Si and Al only. For the cases in which $\text{Si} + \text{Al} < 8$, Gaspar (1989) demonstrated that Mg is assigned to the tetrahedral site of Jacupiranga mica through the substitution $^{(\text{VI})}\text{Mg} + ^{(\text{IV})}\text{Si} \Leftrightarrow ^{(\text{IV})}\text{Mg} + ^{(\text{VI})}\text{Ti}$.

For the silicate rocks, the Fe/Mg and Fe/Al ratios increase from clinopyroxenites to monzonites towards the annite end member (Fig. 7). From nepheline-bearing clinopyroxenite to ijolite, the phlogopite shows increasing TiO_2 (2.27 to 5.29 wt.%) and BaO (1.39 to 3.61 wt.%) and decreasing SiO_2 (37.22 to 35.34 wt.%) and MgO (19.04 to 15.36 wt.%). Among the silicate rocks, the monzonite biotite yields the highest Fe/Mg ratios (FeO from 20.17 to 21.59 wt.% and MgO from 10.97 to 12.04 wt.%) and low SiO_2 (36.78-38.31 wt.%), while diorite and syenites contain biotite with the highest MgO contents. As seen in the clinopyroxenes, lamprophyre micas do not yield any conspicuous geochemical signature as their composition overlap those of the other micas from the Heterogeneous Zone.

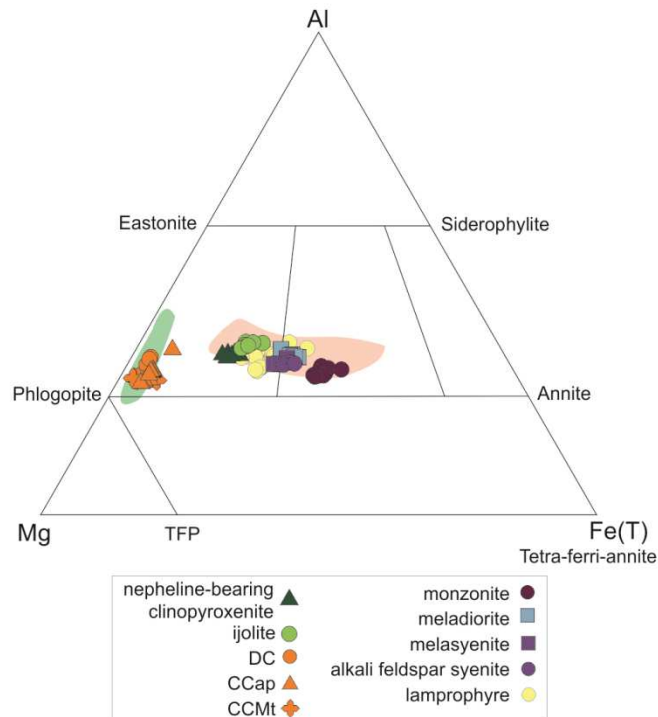


Fig. 7. Compositional variation in micas from the Jacupiranga Complex in the Mg-Al-Fe(T) diagram. Fe(T): total iron calculated as Fe^{2+} (apfu). TFP: tetra-ferriphlogopite. Fields for Jacupiranga micas compiled from Brod *et al.* (2001): green field – micas from carbonatites; pink field – micas from silicate rocks.

The carbonatite phlogopite is characterized by high MgO and SiO_2 contents (24.36-26.89 and 38.26-41.89 wt.%) with low FeO and TiO_2 (1.70-5.07 and 0.03-0.76 wt.% respectively) in comparison to the micas from the silicate rocks. The phlogopite from the

CCMt is richer in NaO and poorer in K₂O than that from CC and DC. Only phlogopite from the latter shows TiO₂>0.1 wt.%.

7.4 AMPHIBOLE

Amphibole is a rare mineral in the Jacupiranga rocks and was only found in the monzonite JAC25 and in an alkali-feldspar syenite (JAC32). In the monzonite, this phase is olive green in thin section, occurs as a groundmass compound and is mainly classified as edenite (using the spreadsheet of Locock, 2014). Despite having similar Mg/(Mg+Fe²⁺) ratio to the monzonite edenite, the SiO₂ content of the syenite amphibole is lower (39.95-40.94 wt.%), being therefore classified as Ti-rich Mg-hastingsite. This mineral has higher values of Na₂O (2.9-3.16 wt.%), TiO₂ (2.87-3.07), and K₂O (~1.75 wt.%) than the observed in the monzonite (0.57–1.98 wt.%, <1.38 wt.%, <1.07 wt.%, respectively).

7.5 FELDSPAR

Alkali feldspar in syenites, lamprophyres, and monzonite ranges from Or₂₄ to Or₉₃ (Fig. 8). In syenites, the alkali feldspar is mainly sanidine with a homogeneous composition (Ab₅₂₋₅₅Or₄₃₋₄₇) and subordinate perthite. Lamprophyres are composed of groundmass sanidine and mesostasis of anorthoclase. In monzonite, alkali feldspar occurs as groundmass sanidine and as perthite rims on andesine phenocrysts.

The plagioclase in diorite, monzonite, and lamprophyre tends towards more Na-rich compositions (An<55). Diorite plagioclase is normally zoned andesine (An₃₁₋₄₈) with cores occasionally reaching labradorite compositions (An₅₅). The plagioclase in monzonite is mainly andesine (An₂₄₋₄₅) with subordinate oligoclase and labradorite. In lamprophyres, groundmass plagioclase is mainly oligoclase (Ab₇₃₋₉₇An₁₋₂₂) with subordinate albite compositions.

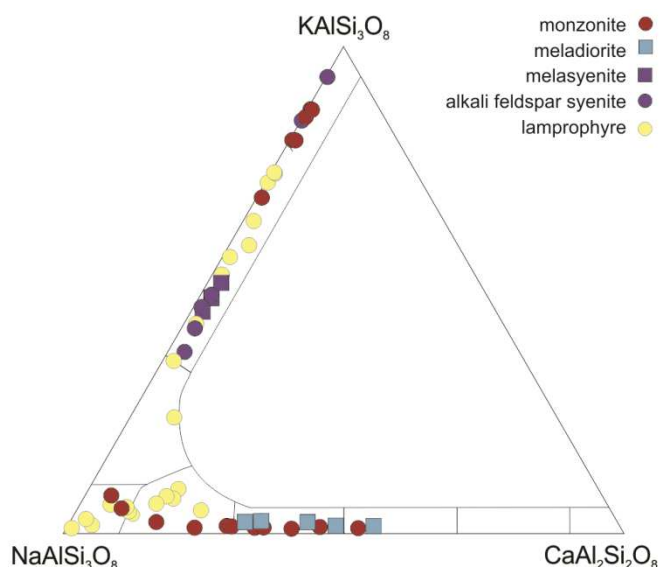


Fig. 8. Compositional variation in feldspar from the Jacupiranga Complex in the Ab-Or-An diagram (mol.%).

8 GEOCHEMISTRY

8.1 WHOLE-ROCK MAJOR AND TRACE ELEMENTS

Most rocks from the Jacupiranga Complex are SiO₂-undersaturated with normative nepheline, except for a SiO₂-oversaturated monzonite (Table 3). In the TAS diagram (Fig. 9A), the rocks from the Heterogeneous Zone show a continuous trend of alkalis and silica rising from basanites to trachyte/phonolites, whereas the clinopyroxenites and ijolitic rocks present increasing alkalis with almost constant silica. Those two silicate groups are also distinguished in the R1-R2 diagram (Fig. 9B): clinopyroxenites and ijolitic rocks form an evolution trend mainly controlled by the fractionation of clinopyroxene with increasing nepheline, whereas the rocks from the Heterogeneous Zone plot near the SiO₂-saturation plane. In variation diagrams, the latter group shows a systematic rise in Al₂O₃, Na₂O, and K₂O with increasing silica, while TiO₂, CaO, and Mg# decrease (Fig. 10). Clinopyroxenites and ijolitic rocks yield a strong increase of Mg# with SiO₂, which mainly reflect variations in their amount of intercumulus phases (e.g. Ti-magnetite, phlogopite). Other Jacupiranga analyses compiled from Ruberti *et al.* (2005) and Beccaluva *et al.* (2017) systematically follow these trends (Fig. 9, 10). The carbonatites are poor in silica (< 2.38 wt.%) and show low Al₂O₃ (<0.23 wt.%), K₂O (<0.09 wt.%), and Na₂O (<0.06wt.%), as seen in most plutonic carbonatites (Woolley and Kempe, 1989).

The chondrite-normalized REE patterns (Fig. 11A-D) are similar for all Jacupiranga rocks and show LREE enrichment over HREE without pronounced anomalies (only some diorite and syenite samples display slightly positive Eu anomalies). Rocks from the Heterogeneous Zone and carbonatites show the highest REE contents. Enrichment of LREE with respect to HREE is extremely low for dunites (La_N/Yb_N: 0.11-0.46) whereas the other rocks show steeper distribution patterns (La_N/Yb_N > 9.8). Silicate rocks from the northern part of Jacupiranga have similar La_N/Gd_N ratios (dunites: 6.22-28.09, Heterogeneous Zone: 6.38-22.2) while the rocks from the Southern part present lower values (2.97-8.67 for silicate rocks and 4.23-7.43 for carbonatites). There is an overall LREE enrichment in the sequence nepheline-bearing clinopyroxenite – melteigite – ijolite.

Clinopyroxenites, melteigites, and ijolites show irregular patterns in extended multi-element diagrams normalized to primitive mantle (Fig. 11E). Almost all analyzed samples either have P content below detection limit or show P negative anomalies coupled with Ti peaks. Rb and K ratios smoothly increase from clinopyroxenites to ijolites. Dunites and wehrlites yield the lowest trace elements concentrations among all Jacupiranga lithotypes. All analyzed samples display pronounced Rb and Zr negative anomalies coupled with Ba and

La peaks. From Sm to Lu, patterns show smoothly decreasing enrichment factors, with small ranges.

The rocks from the Heterogeneous Zone (Fig. 11F, G) show more regular patterns with LILE enrichment and, as seen in the cumulate rocks, pronounced troughs at P coupled with Ba and Sr peaks. Monzonite JAC25 differs from the other rocks by the absence of Sr and Ba anomalies. Carbonatites yield regular patterns with a decrease in the enrichment factors from Nd to Lu, marked by Zr and Ti negative anomalies (Fig. 11H).

Table 3. Whole-rock geochemical analyses for the Jacupiranga rocks. $Mg\# = MgO_{mol.}/(MgO_{mol.}+FeO_{Tmol.})*100$.

Sample	JAC45	JAC50	JAC53	JAC34	JAC73	JAC13	JAC18	JAC82	JAC29.1	JAC88	JAC84	JAC29.2	JAC30
wt. %	Magnetite clinopyroxenite				Olivine-bearing clinopyroxenite		Nepheline-bearing clinopyroxenite		Melteigite		Ijolite		
SiO ₂	39.70	38.17	40.14	31.96	43.20	44.00	46.37	46.50	40.48	37.22	40.01	38.10	42.20
TiO ₂	3.56	4.04	5.12	7.81	2.83	2.89	2.08	1.42	1.31	2.75	2.04	2.82	1.74
Al ₂ O ₃	5.49	5.26	2.26	5.45	5.58	6.07	4.85	7.62	19.37	9.32	17.10	9.45	14.14
Fe ₂ O _{3T}	15.45	18.66	18.85	23.76	9.58	12.97	7.62	6.62	6.15	14.46	9.17	14.77	8.08
MnO	0.14	0.14	0.23	0.30	0.11	0.17	0.11	0.09	0.08	0.18	0.11	0.19	0.10
MgO	12.61	12.03	14.43	8.69	12.81	11.29	12.93	11.75	5.28	8.15	6.32	8.49	7.63
CaO	20.47	19.41	16.92	17.46	22.37	18.72	22.24	21.06	10.44	18.16	12.75	18.57	15.62
Na ₂ O	0.38	0.30	0.34	0.41	0.47	0.91	0.68	1.92	7.75	3.24	6.73	3.44	4.68
K ₂ O	0.07	0.01	0.01	0.02	0.04	1.13	0.38	0.79	4.76	1.94	3.35	2.13	4.17
P ₂ O ₅	< 0.01	< 0.01	0.13	2.15	< 0.01	0.08	0.03	< 0.01	0.92	0.40	0.91	0.44	0.02
LOI	1.70	1.60	0.90	1.5	2.40	1.20	2.30	1.80	3.20	3.70	1.20	1.20	1.20
TOTAL	99.60	99.65	99.50	99.53	99.49	99.56	99.62	99.67	99.56	99.57	99.66	99.70	99.61
Mg#	61.79	56.09	60.27	42.02	72.60	63.30	77.08	77.86	62.98	52.76	57.73	53.25	65.17
ppm													
Rb	2.3	0.3	0.4	2.4	0.4	46.5	10.9	14.3	31.9	33.7	57.3	69.5	71.8
Sr	289.9	254.9	372.1	510.7	359.9	511.0	420.6	598.8	1249.5	1208.3	873.4	777.1	1090.5
Y	6.9	6.4	14.3	31.2	12.0	12.9	8.3	6.6	9.0	8.5	9.4	8.2	5.7
Zr	140.6	108.4	92.9	164.2	200.9	119.0	100.9	74.1	65.3	61.8	55.8	53.3	66.5
Nb	4.7	2.7	8.8	20.6	23.2	9.7	7.3	0.9	4.2	4.1	12.8	1.6	4.9
Cs	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.6	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.2	0.2	0.2	0.7
Ba	82	38	33	58	57	262	264	65	149	99	141	215	249
La	11.3	9.2	25.0	66.2	31.2	20	12.6	8.4	26.8	24.1	45.2	31.4	14.5
Ce	30.6	24.8	76.6	151.6	79.0	46.6	27.2	21.2	52.3	51.7	87.7	62.0	28.9
Pr	4.60	3.73	11.51	19.45	10.00	6.22	3.74	3.09	6.51	6.07	10.41	7.18	3.79
Nd	20.7	16.3	48.7	86.6	39.5	25.3	15.4	14.3	25.8	25.3	39.1	28.3	15.3
Sm	3.97	3.15	8.65	15.51	6.81	4.96	3.35	2.87	4.56	4.25	5.73	4.34	2.66
Eu	1.17	0.99	2.10	4.43	1.96	1.49	1.01	0.87	1.37	1.26	1.63	1.27	0.86
Gd	3.24	2.66	5.97	12.85	5.43	4.32	2.92	2.45	3.80	3.55	4.52	3.60	2.24
Tb	0.41	0.34	0.76	1.56	0.67	0.59	0.38	0.33	0.45	0.42	0.51	0.42	0.28
Dy	1.89	1.65	3.58	7.53	3.16	2.94	1.94	1.62	2.22	1.96	2.38	1.81	1.36
Ho	0.27	0.23	0.54	1.18	0.44	0.48	0.29	0.26	0.34	0.30	0.35	0.29	0.22
Er	0.61	0.61	1.31	2.69	1.04	1.24	0.74	0.62	0.72	0.66	0.83	0.68	0.53
Tm	0.08	0.08	0.17	0.33	0.14	0.17	0.10	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.07
Yb	0.50	0.46	0.97	1.83	0.82	0.98	0.64	0.61	0.54	0.54	0.57	0.47	0.40
Lu	0.08	0.08	0.16	0.26	0.14	0.15	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.08	0.06
Hf	6.0	4.9	4.1	6.6	7.0	4.1	4.1	2.9	2.3	2.3	2.2	1.9	2.2
Pb	8.1	< 0.1	0.2	0.4	115.9	1.7	0.3	0.2	1.3	1.5	0.2	0.2	0.7
Th	0.3	< 0.2	< 0.2	1.3	10.8	0.6	0.5	< 0.2	0.4	0.4	3.6	0.5	0.2
U	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.4	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1
V	257	384	668	868	173	620	216	165	426	433	329	205	305
Co	70.1	85.1	135.5	50.8	58.1	76.7	54.0	48.1	81.4	86.4	70.9	59.0	69.3
Ni	181.0	179.5	345.0	12.8	187.0	111.8	88.7	13.1	46.2	49.4	21.2	10.5	33.3
Cu	468.0	10.4	21.1	22.2	1205.9	61.4	46.2	0.9	111.9	103.8	3.5	4.0	6.9
Sc	80	71	55	29	68	58	78	66	35	33	18	14	34
Zn	37	48	50	57	18	52	10	7	93	89	16	10	58
Ga	14.1	15.0	10.6	21.1	10.8	11.9	9.1	9.2	15.5	14.8	14.4	14.8	13.7

Table 3. Continuation.

Sample	JAC26-2	JAC25	JAC20	JAC63	JAC22	JAC31	JAC32	JAC46.3	JAC61	JAC26.1	JAC46.1	JAC46.2
wt. %	Olivine monzonite	Monzonite	Diorite			Mela-syenite	Alkali-feldspar syenite			Phonolite	Lamprophyre	
SiO ₂	44.20	62.96	49.08	48.24	46.35	52.52	58.05	56.65	59.08	55.52	41.51	44.90
TiO ₂	4.24	1.05	2.60	2.79	2.96	2.20	1.15	1.48	0.82	1.02	4.24	2.93
Al ₂ O ₃	9.86	16.15	16.93	14.57	16.53	14.76	18.01	17.10	18.43	20.49	8.87	13.05
Fe ₂ O _{3T}	15.92	4.39	9.76	11.08	10.91	7.66	4.24	5.11	3.44	4.08	14.62	12.77
MnO	0.23	0.09	0.20	0.17	0.21	0.17	0.09	0.10	0.08	0.15	0.28	0.20
MgO	9.57	1.20	3.27	4.70	4.37	4.40	1.21	1.40	0.88	0.79	9.29	7.32
CaO	11.03	2.49	6.35	7.47	8.32	5.56	2.71	3.16	2.31	2.56	12.12	9.72
Na ₂ O	1.97	4.69	4.51	4.08	3.82	4.25	5.90	4.92	6.02	7.14	2.19	3.97
K ₂ O	1.83	5.50	3.93	3.94	2.60	5.66	6.22	7.26	6.46	6.61	3.08	3.28
P ₂ O ₅	0.37	0.26	0.84	0.72	1.22	0.34	0.25	0.25	0.19	0.18	0.68	0.53
LOI	0.20	0.80	1.80	1.30	1.90	1.50	1.20	1.20	1.20	0.90	2.20	0.70
TOTAL	99.46	99.60	99.25	99.08	99.22	99.07	99.00	98.62	98.87	99.41	99.16	99.37
Mg#	54.36	35.13	39.90	45.67	44.25	53.23	36.12	35.19	33.64	27.73	55.73	53.18
ppm												
Rb	41.1	153.4	75.0	70.0	55.8	162.6	122.2	135.4	144.5	169.9	107.9	70.8
Sr	959.9	591.5	1791.1	2311.1	2088.9	2947.0	3391.6	6207.9	3965.5	1428.7	1472.4	1259.9
Y	17.8	23.6	26.7	18.7	25.2	32.1	21.3	18.3	13.7	17.8	38.1	18.6
Zr	203.2	287.8	80.7	247.9	91.1	373.2	333.8	300.8	237.3	341.2	384.2	270.0
Nb	35.1	52.6	53.4	65.6	34.8	143.9	98.8	88.5	66.7	89.0	130.3	61.9
Cs	0.5	2.9	0.4	0.7	0.4	2.6	2.0	2.1	1.9	1.2	1.5	0.6
Ba	805	1427	3374	3558	2891	2289	3579	3857	4467	2404	1888	1478
La	50.6	81.8	74.8	107.2	84.0	218.0	161.7	127.9	126.5	87.7	213.3	76.7
Ce	105.0	153.4	149.2	206.0	164.1	389.4	268.3	237.3	188.7	134.3	403.1	149.0
Pr	12.41	15.72	17.06	21.30	19.31	37.79	25.79	22.93	17.68	12.66	42.26	16.82
Nd	49.9	53.9	63.5	71.3	76.7	121.3	81.0	75.0	55.7	38.6	140.7	61.9
Sm	8.46	8.13	10.57	9.62	11.62	15.33	10.05	9.71	6.87	5.08	19.14	9.82
Eu	2.44	2.01	3.82	3.13	3.83	3.97	3.45	3.19	2.98	1.51	4.93	2.80
Gd	6.87	6.18	9.02	7.02	9.70	10.72	7.09	7.11	4.94	4.05	13.42	7.11
Tb	0.84	0.90	1.11	0.83	1.17	1.34	0.88	0.83	0.60	0.56	1.65	0.88
Dy	3.91	4.74	5.64	4.29	5.96	6.57	4.43	4.08	2.93	2.92	7.88	4.20
Ho	0.66	0.82	0.90	0.67	0.94	1.06	0.72	0.64	0.47	0.58	1.27	0.65
Er	1.59	2.26	2.24	1.65	2.30	2.66	1.80	1.68	1.24	1.65	3.27	1.64
Tm	0.21	0.33	0.30	0.25	0.30	0.42	0.25	0.24	0.19	0.26	0.46	0.22
Yb	1.74	1.98	1.65	1.45	1.29	2.40	1.53	1.38	1.12	1.77	2.91	1.34
Lu	0.20	0.31	0.24	0.22	0.26	0.36	0.23	0.21	0.16	0.27	0.42	0.20
Hf	6.1	7.8	2.1	6.7	2.5	9.5	7.6	6.7	5.3	6.5	11.0	6.6
Pb	1.1	6.1	2.1	2.7	1.6	4.4	5.7	3.6	8.4	18.4	5.0	2.4
Th	4.4	13.0	1.9	7.1	2.0	22.9	25.5	22.4	18.9	15.8	18.2	7.9
U	0.9	2.7	0.4	1.1	0.3	3.5	4.5	4.2	3.4	3.1	2.8	1.6
V	504	64	136	257	195	244	106	170	83	48	487	336
Co	78.5	49.3	26.6	48.9	30.3	44.5	29.6	48.8	46.6	36.2	53.9	65.7
Ni	84.5	7.5	2.8	44.4	5.1	108.1	4.6	29.4	4.6	3.3	161.9	92.1
Cu	33.1	6.8	12.3	83.0	11.4	54.7	14.9	20.7	24.6	2.9	131.9	99.6
Sc	39	5	13	17	17	11	3	4	3	1	33	28
Zn	81	48	99	50	98	59	27	39	24	40	81	84
Ga	15.9	20.4	21.3	17.2	19.9	19.5	19.6	18.4	19.9	22.1	18.0	18.0

Table 3. Continuation.

Sample	JAC39	JAC04	JAC07	JAC09	JAC08	JAC11	JAC243	JAC220	JAC248
wt. %	Lamprophyre	CCAp	CC	DC	CCMg		Wehrlite		Dunite
SiO ₂	41.25	2.38	< 0.01	0.45	0.65	1.7	35.94	35.63	34.77
TiO ₂	5.18	0.21	< 0.01	0.03	0.02	0.75	0.174	0.182	0.305
Al ₂ O ₃	7.41	0.18	< 0.01	0.23	0.09	0.19	0.25	0.22	0.17
Fe ₂ O _{3T}	15.95	6.73	0.97	6.68	6.77	13.5	15.26	15.16	16.24
MnO	0.21	0.11	0.15	0.17	0.12	0.22	0.23	0.232	0.255
MgO	8.23	3.47	4.02	16.98	3.58	5.72	38.51	38.75	39.08
CaO	12.71	46.7	50.21	31.55	47.88	42.13	1.62	1.61	0.78
Na ₂ O	0.96	0.06	0.03	0.03	0.04	0.04	0.16	< 0.02	< 0.02
K ₂ O	3.12	0.09	< 0.01	0.09	0.02	0.08	0.02	0.01	< 0.01
P ₂ O ₅	0.80	9.13	1.27	4.76	5.16	6.61	0.014	0.013	0.01
LOI	3.20	30.1	42.3	38.3	34.8	28	6.42	6.98	4.54
TOTAL	99.11	99.19	98.96	99.29	99.10	98.98	98.60	98.79	96.15
Mg#	50.55	50.53	89.14	83.43	51.17	45.64	83.33	83.51	82.66
ppm									
Rb	144.2	2.5	< 0.1	2.0	< 0.1	1.7	0.25	0.18	0.73
Sr	1394.1	4223.0	6453.6	2861.3	5170.7	4886.7	39.26	52.30	73.83
Y	22.7	32.3	38.2	15.4	38.1	35.0	0.56	0.49	0.61
Zr	476.1	267.2	0.5	3.3	331.6	885.8	2.04	1.74	2.89
Nb	121.4	15.3	2.0	7.1	12.0	72.4	0.36	0.32	1.04
Cs	1.4	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.06
Ba	2573	696	1094	295	690	626	28.22	27.26	75.03
La	158.0	150.3	123.0	38.0	124.4	125.9	1.12	0.83	3.39
Ce	318.6	302.2	230.4	85.2	251.1	271.2	1.79	1.44	3.57
Pr	34.41	37.05	26.35	10.72	28.41	32.33	0.21	0.18	0.30
Nd	117.5	142.8	97.0	46.7	110.8	126.5	0.84	0.73	0.91
Sm	16.41	23.89	16.52	8.45	19.94	22.42	0.16	0.14	0.13
Eu	4.27	6.87	5.00	2.63	5.85	6.71	0.05	0.04	0.04
Gd	11.03	18.81	14.34	7.78	16.74	18.34	0.13	0.12	0.10
Tb	1.24	2.16	1.83	0.92	2.02	2.14	0.02	0.02	0.02
Dy	5.45	9.28	8.87	4.17	9.43	9.42	0.10	0.09	0.09
Ho	0.80	1.23	1.34	0.59	1.35	1.25	0.02	0.02	0.02
Er	1.74	2.48	3.40	1.35	3.00	2.59	0.05	0.05	0.06
Tm	0.23	0.28	0.42	0.14	0.37	0.30	0.01	0.01	0.01
Yb	1.40	1.39	2.38	0.77	1.96	1.67	0.05	0.05	0.08
Lu	0.19	0.17	0.32	0.09	0.27	0.22	0.01	0.01	0.01
Hf	11.6	3.6	< 0.1	0.1	4.2	12.0	0.07	0.06	0.09
Pb	8.3	4.4	10.4	3.2	6.0	4.5	0.49	0.69	0.30
Th	16.7	3.5	1.1	0.6	1.2	10.5	0.10	0.03	0.40
U	3.0	4.0	< 0.1	< 0.1	< 0.1	3.0	0.015	0.013	0.02
V	463	90	0	71	51	208			
Co	77.6	50.8	30.2	29.6	38.9	46.8			
Ni	132.3	2.7	11.3	1.2	0.8	14.1			
Cu	185.8	22.3	16.8	0.2	0.4	32.4			
Sc	39	23	11	11	17	22			
Zn	87	40	4	17	17	96			
Ga	18.6	0.8	0.0	0.0	0.0	1.9			

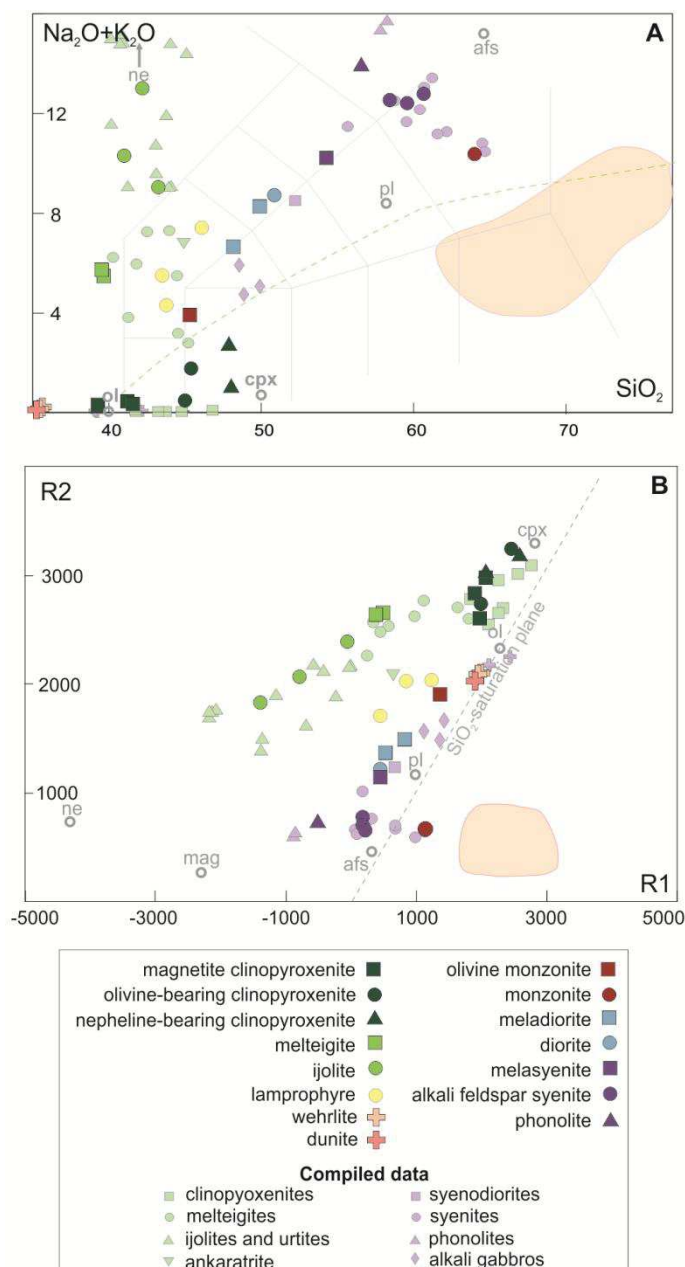


Fig. 9. Classification diagrams for the Jacupiranga silicate rocks. The pink field is representative of compiled data of the basement rocks (Faleiros and Pavan, 2013). Jacupiranga rocks compiled from Ruberti *et al.* (2005) and Beccaluva *et al.* (2017) are shown as small symbols. (A) Total alkalis vs. SiO_2 (TAS) diagram (Le Bas *et al.*, 1992). Light-gray line shows the divide between alkaline and subalkaline igneous rocks after Irvine and Baragar (1971); (B) R1-R2 diagram (De La Roche *et al.*, 1980). Average mineral poles of the Jacupiranga main assemblage are shown as empty circles. Abbreviations: afs, alkali feldspar; cpx, clinopyroxene; mag, magnetite; ne, nepheline; ol, olivine; pl, plagioclase.

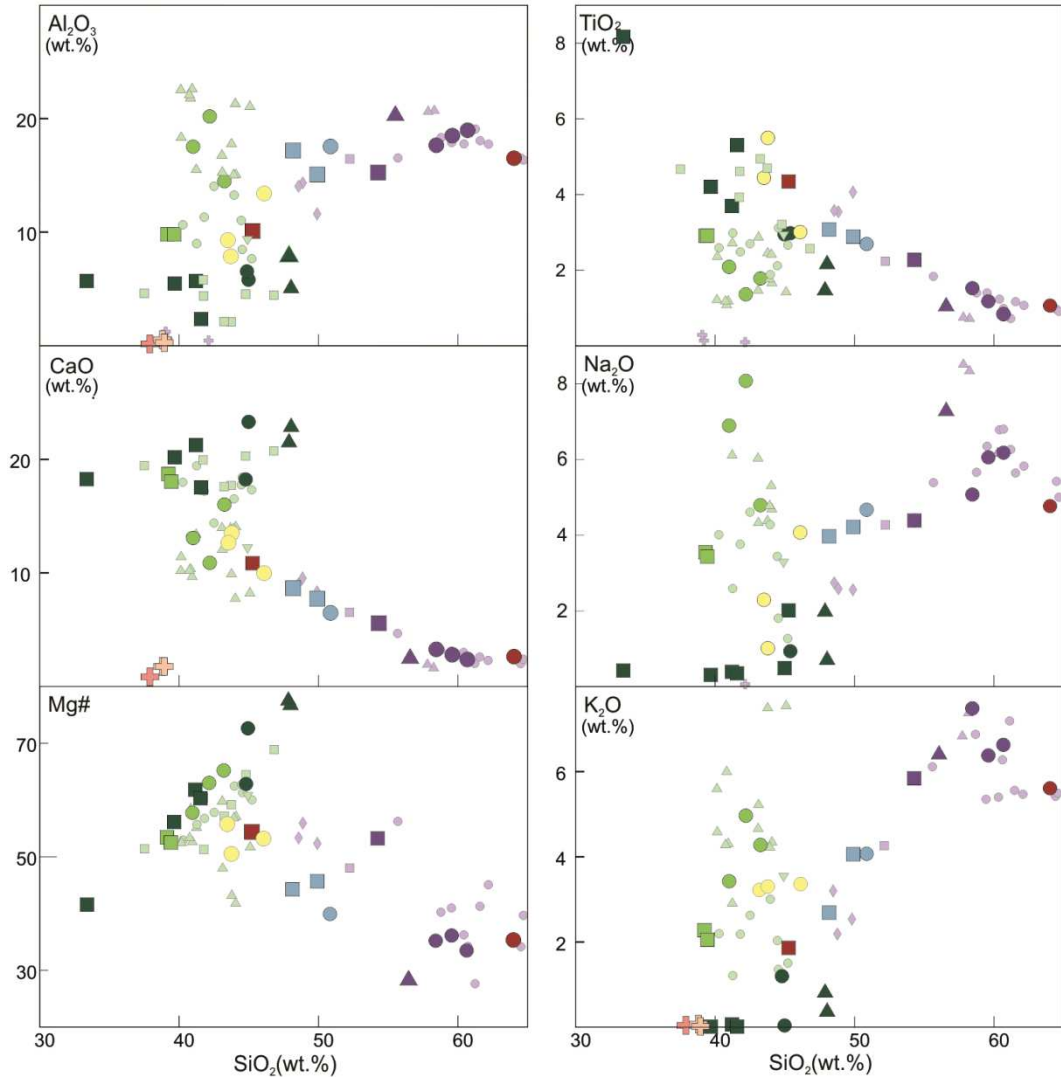


Fig. 10. Harker diagrams for whole-rock major elements of the Jacupiranga silicate rocks. Mg# = $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeOT})\text{mol.}\% \times 100$. The symbols are as in Fig. 9.

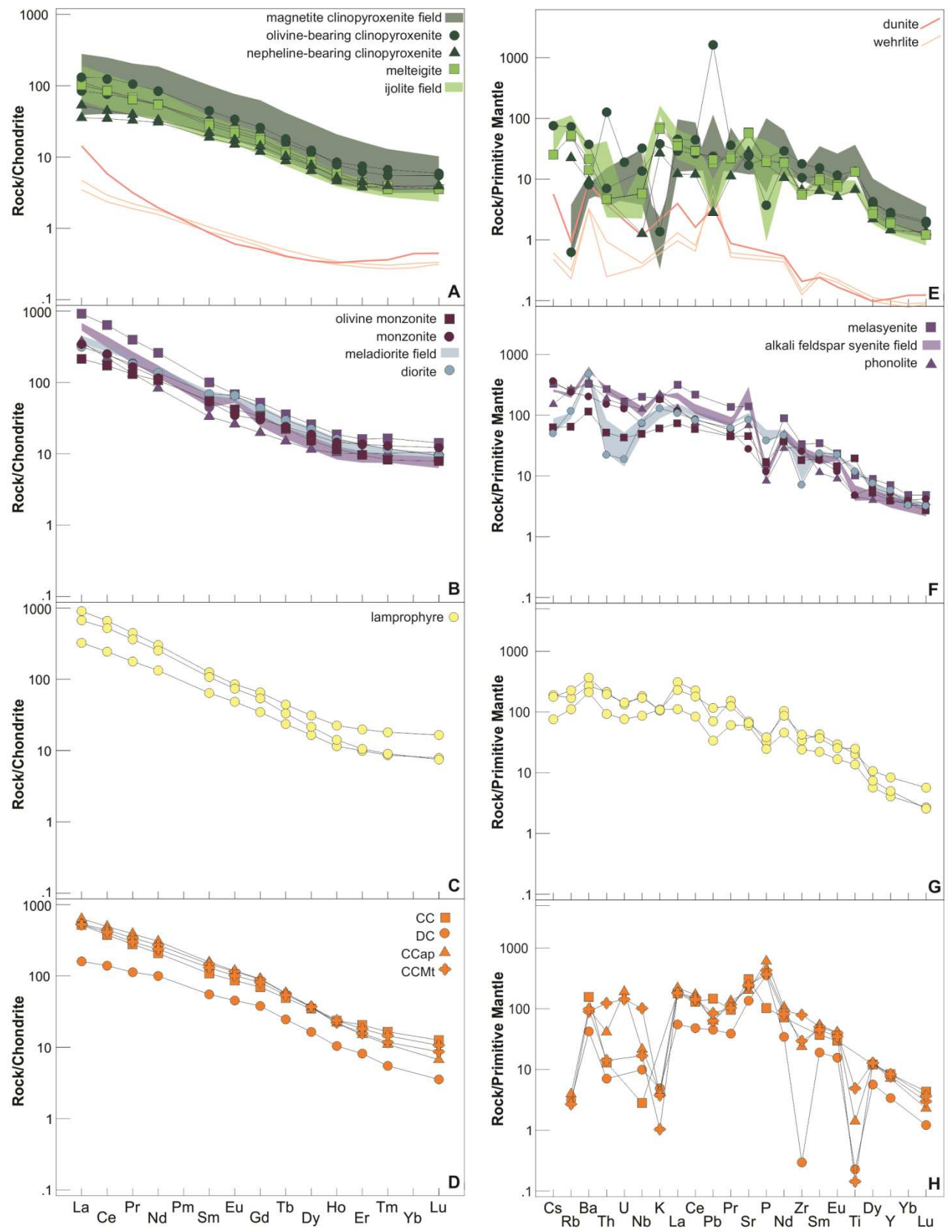


Fig. 11. (A, B, C, and D) Chondrite-normalized (Sun and McDonough, 1989) REE distribution diagram for analyzed rocks from the Jacupiranga Complex. (E, F, G, and H) Primitive mantle-normalized (Sun and McDonough, 1989) incompatible element distribution diagram for analyzed rocks from the Jacupiranga Complex.

8.2 Sr-Nd ISOTOPE COMPOSITION

The analyzed Jacupiranga samples yield a range of age-corrected $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ ratios extending from 0.51187 to 0.51251 and from 0.70473 to 0.70609, respectively (Table 4). In the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ diagram (Fig. 12), the Jacupiranga rocks plot close to the fields defined for the other Cretaceous rocks of the Ponta Grossa Arch Province, particularly those from the Juquiá and Banhadão complexes. Carbonatites and clinopyroxenites show Sr- and Nd-ratios similar to those from previous studies (Roden *et al.*, 1985; Nelson *et al.*, 1988; Huang *et al.*, 1995; Beccaluva *et al.*, 2017). While carbonatites and cumulate rocks cluster in rather restricted Sr isotopic intervals, the lithotypes from the Heterogeneous Zone spread across the entire Jacupiranga $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ array, i.e. from 0.70476 to 0.70609. For the cumulate rocks, both clinopyroxenites and dunites yield high and very close age-corrected Nd isotopic values (0.51232-0.51239 and 0.51224-0.51238, respectively). When considered separately, samples from the Heterogeneous Zone are widely scattered as meladiorite JAC22 and monzonite JAC25 yield unexpected low Nd (0.51187 and 0.51201) and high Sr ratios (0.70583 and 0.70609), similar to those from gabbros and syenites from Beccaluva *et al.* (2017).

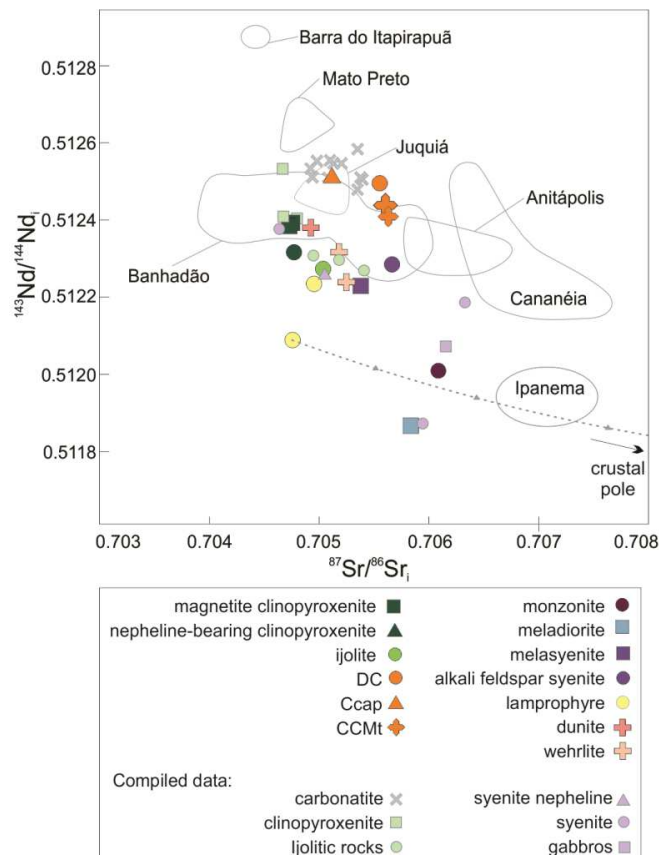


Fig. 12. Variation of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ for analyzed rocks from the Jacupiranga Complex. Mixing-model curve based on the formulae of Albarède (1995) was offered to evaluate crustal assimilation processes (from lamprophyre JAC46.2). Representative contaminant is a metasedimentary rock from Siga Jr. *et al.* (2011) - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.91788 and $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ 0.511390. Smaller symbols are compiled data for Jacupiranga carbonatites

(Roden *et al.*, 1987; Huang *et al.*, 1995 and Beccaluva *et al.* 2017), clinopyroxenites (Huang *et al.*, 1995 and Beccaluva *et al.* 2017), ijolitic rocks (Beccaluva *et al.*, 2017), syenites (Ruberti *et al.*, 2005 and Beccaluva *et al.*, 2017) and gabbros (Beccaluva *et al.*, 2017). Full line fields: Cretaceous alkaline units of the Ponta Grossa Arch Province (Gomes *et al.*, 2011; Ruberti *et al.*, 2012).

Table 4. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ whole-rock isotopic data determined for the Jacupiranga rocks. Age corrected values were based on the argon ages reported in Table 1.

Lithotype	Magnetite clinopyroxenite		Ne-clinopyroxenite	Ijolite	Wehrlite		Dunite	Lamprophyre
Sample	JAC45	JAC45B	JAC18	JAC29.2	JAC220	JAC430	JAC248	JAC46.1
Rb	2.3	2.3	10.9	69.5	0.2	0.2	0.7	107.9
Sr	289.9	289.9	420.6	777.1	54.6	41.6	75.5	1472.4
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.023	0.023	0.075	0.259	0.010	0.017	0.028	0.212
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704771	0.704798	0.704911	0.705519	0.705199	0.705281	0.704977	0.705350
Error ($\pm 2\sigma$)	0.000014	0.000012	0.000012	0.000011	0.000006	0.000007	0.000009	0.000007
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$	0.704729	0.704755	0.704771	0.705034	0.705181	0.705249	0.704924	0.704953
$\epsilon\text{Sr}_{(i)}$	5.41	5.79	6.01	9.75	11.85	12.81	8.20	8.60
Sm	3.97	3.97	3.35	4.34	0.14	0.16	0.13	19.14
Nd	20.7	20.7	15.4	28.3	0.7	0.8	0.9	140.7
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.116	0.116	0.131	0.093	0.113	0.115	0.088	0.082
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512484	0.512493	0.512430	0.512350	0.512413	0.512339	0.512456	0.512306
Error ($\pm 2\sigma$)	0.000003	0.000003	0.000003	0.000005	0.000011	0.000007	0.000017	0.000003
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$	0.512385	0.512393	0.512317	0.512270	0.512315	0.512239	0.512380	0.512235
$\epsilon\text{Nd}_{(i)}$	-4.6	-4.4	-5.9	-6.8	-6.0	-7.5	-4.7	-7.5

Table 4. Continuation.

Lithotype	Lamprophyre	Meladiorite	AF Syenite	Melasyenite	Monzonite	CCMt	CCMt	DC	CC
Sample	JAC46.2	JAC22	JAC46.3	JAC31	JAC25	JAC08	JAC08B	JAC09	JAC04
Rb	70.8	55.8	135.4	162.6	153.4	< 0.1	< 0.1	2.0	2.5
Sr	1259.9	2088.9	6207.9	2947.0	591.5	5170.7	5170.7	2861.3	4223.0
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.163	0.077	0.063	0.160	0.750	0.000	0.000	0.002	0.002
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.705062	0.705980	0.705782	0.705680	0.707512	0.705605	0.705631	0.705556	0.705116
Error ($\pm 2\sigma$)	0.000006	0.000003	0.000009	0.000008	0.000006	0.000005	0.000002	0.000002	0.000003
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$	0.704757	0.705835	0.705663	0.705379	0.706086	0.705605	0.705631	0.705552	0.705113
$\epsilon\text{Sr}_{(i)}$	5.82	21.12	18.70	14.66	24.72	17.86	18.23	17.11	10.88
Sm	9.82	11.62	9.71	15.33	8.13	19.94	19.94	8.45	23.89
Nd	61.9	76.7	75.0	121.3	53.9	110.8	110.8	46.7	142.8
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.096	0.091	0.078	0.076	0.091	0.109	0.109	0.109	0.101
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512172	0.511945	0.512353	0.512296	0.512089	0.512532	0.512503	0.512590	0.512599
Error ($\pm 2\sigma$)	0.000003	0.000003	0.000005	0.000004	0.000005	0.000006	0.000004	0.000007	0.000004
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$	0.512089	0.511867	0.512285	0.512230	0.512009	0.512438	0.512409	0.512496	0.512511
$\epsilon\text{Nd}_{(i)}$	-10.4	-14.7	-6.6	-7.6	-11.9	-3.6	-4.1	-2.4	-2.1

9 DISCUSSION

9.1 TIMING OF INTRUSION OF THE JACUPIRANGA COMPLEX AND REGIONAL FRAMEWORK

According to our new age determinations, the whole evolution of the Jacupiranga Complex occurred over a relatively short time interval (ca. 4 Ma, all errors considered – Fig. 13). The argon ages obtained for the biotites from various lithotypes range from 133.7 ± 0.5 Ma to 131.4 ± 0.7 Ma (2σ). Those data refine the previous K-Ar whole rock ages of ca. 130 ± 5 Ma provided by Amaral *et al.* (1967) and Amaral (1978) and the Rb-Sr ages presented by Roden *et al.* (1985). The only Ar-Ar age previously available for the Jacupiranga Complex (132.79 Ma - Basu *et al.*, 1993) falls within the obtained range.

Additional age constraints are given by the U-Pb zircon age determined for the monzonite. As the zircon population yields analyses from both cores and rims, the concordia age of 134.9 ± 1.3 Ma (2σ) reflects the crystallization age of the monzonite JAC25. The biotite from JAC25 provides an Ar age of 133.7 ± 0.5 Ma, which is within error identical to the U-Pb zircon of the same sample. This similarity in age is taken as evidence of both rather shallow emplacement (<10 km with a geothermal gradient of ca. 30 °C/Km) and rather rapid cooling. The first scenario is in agreement with the low-pressure context indicated by the clinopyroxene composition (Supplementary material, Table A1). Ar/Ar ages are thus considered as emplacement ages, precisely dating the time of intrusion.

The obtained ages also imply that the monzonite cooled before the other rocks, even when compared to other feldspar-bearing rocks (e.g. meladiorite JAC22 – Fig. 13). There seems to be no obvious age progression for clinopyroxenites, diorites, or lamprophyres since their argon ages fail to show any significant contrast, but this is difficult to decipher within analytical errors. Although Beccaluva *et al.* (2017) inferred that the clinopyroxenites and the ijolitic rocks would have emplaced after the dunites and the rocks from the Heterogeneous Zone, our new ages do not allow to reliably assess an emplacement sequence. Since the carbonatite sample did not yield satisfactory plateau or inverse isochron ages, the clear intrusive relation between these rocks and the clinopyroxenites remains the main evidence for the carbonatites representing the final phase of the Jacupiranga magmatic event.

Previously published K/Ar, Ar/Ar, Rb/Sr, and U/Pb data for 14 alkaline occurrences related to the Ponta Grossa Arch region were compiled by Gomes *et al.* (2011). According to this data compilation, high-precision ages (Ar/Ar or U/Pb) are only available for two units (Tunas and Cananéia complexes), both yielding Late Cretaceous ages. Early Cretaceous units were dated only by the K/Ar or Rb/Sr methods. Among them, Juquiá, Itanhaém, and

Anitápolis complexes show K/Ar ages within our obtained time interval for Jacupiranga. In this sense, Gomes *et al.* (2011) propose a reference age of ~130 Ma for the Early Cretaceous assemblage, mainly based on the K/Ar and Rb/Sr analyses available from the Jacupiranga rocks (Amaral, 1978; Roden *et al.*, 1985). Hence, based on our high precision Ar/Ar and U-Pb ages, we can now better define the extent of the Jacupiranga magmatism, which took place between ca. 134.9 and 131.9 Ma. In a regional context, the age of emplacement of the Jacupiranga Complex is coeval to the tholeiitic basalts from the Paraná Magmatic Province (Ar/Ar: 134.7±1 Ma, Thiede and Vasconcelos, 2010).

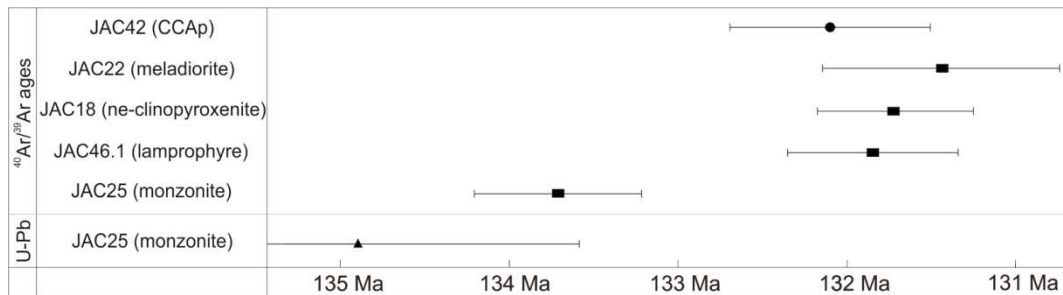


Fig. 13. Age distribution chart for representative Jacupiranga samples. Error bars are 2 σ . Black squares: isochron weighed mean age (with plateau age); black circle: isochron weighed mean age (without plateau age).

9.2 JACUPIRANGA MAGMATIC SERIES

Geochemical and isotopic compositions of the silicate rocks from the Jacupiranga Complex are used to evaluate two main magma-evolution trends for that unit: (1) a strongly silica-undersaturated series, probably related to nephelinite melts and (2) a mildly silica-undersaturated series related to basanite melts. That proposal is consistent with previous suggestions made by Morbidelli *et al.* (1995), Gaspar (1989, 1991), Ruberti *et al.* (2005), Gomes *et al.* (2011), and Beccaluva *et al.* 2017, who have considered that the Jacupiranga rocks were originated from distinct parental magmas. In our view, the nephelinite series comprises part of the clinopyroxenite unit (particularly nepheline-bearing clinopyroxenites) and the ijolitic rocks, whereas the basanite series encompasses the feldspar-bearing rocks, phonolites, lamprophyres and, possibly, part of the clinopyroxenites.

Evidence for magmas of basanite composition is given by the presence of the lamprophyres dikes in the Jacupiranga Complex (see later sections), whereas the nephelinite melt is more difficult to constrain. Petrological and experimental data point to a parental magma with nephelinite composition for several ultrabasic-alkaline associations around the world (e.g. Le Bas, 1987; Veksler *et al.*, 1998; Verhulst *et al.*, 2000; Arzamastsev and Arzamastseva, 2013). Nephelinites occur as dikes in the Anitápolis Complex and they could be considered as representative compositions of the parental magma for this unit (Furtado, 1989). The Anitápolis Complex shares some similarities with Jacupiranga: Early Cretaceous

ages (~132 Ma) and a rock assemblage consisting of pyroxenites, melteigites, ijolites, syenites, and carbonatites (Gibson *et al.*, 1999). The Anitápolis Complex can be equally well associated with the Ponta Grossa Arch (Riccomini *et al.*, 2005) and the Lancinha-Cubatão Shear Zone (Biondi, 2005). A nephelinite melt as parental magma for the strongly silica-undersaturated series could hint at a carbonatite origin, since nephelinite melts have long been related to carbonatite magmas generated by liquid immiscibility, fractional melting, or fractional crystallization (Le Bas, 1987; Freestone and Hamilton, 1980; Lee and Wyllie, 1997; Mitchell, 2005).

Clinopyroxene fractionation is the main process leading to the evolution of both series (Fig. 9). For the clinopyroxenites, the trace element abundances are controlled by the proportions of cumulus phases, which is emphasized by the similarities between chondrite-normalized REE patterns yielded by diopside cores and bulk-rock (Fig. 6A). Crystallization of clinopyroxene, olivine, and Ti-magnetite played a major role at the beginning of the process for both series (generating the clinopyroxenites), causing the depletion in MgO, TiO₂, Fe₂O_{3tot} and CaO. For the strongly silica-undersaturated series, this evolution leads to the early appearance of the nepheline in the system, producing the melteigites and, as its proportion rises, ijolites and urtites. For the mildly silica-undersaturated series, this evolution leads to the early appearance of the plagioclase as a cumulus phase.

For the dunites, the high degree of alteration makes it difficult to distinguish primary textures. Nonetheless, ultramafic rocks containing olivine crystals with less than Fo₉₀ in their composition, CaO > 0.1 wt.% and NiO < 0.3 wt.% are typically interpreted to be derived from fractional crystallization processes rather than presenting a mantle origin (e.g. Stormer, 1973; Pearson *et al.*, 2003; Pál-Molnár *et al.*, 2015). As the Jacupiranga dunites comprise Fo₈₃₋₈₄, CaO 0.13-0.54 wt.%, and NiO between 0.19-0.33 wt.%, a cumulate origin is assumed. This interpretation differs from the one proposed by Germann *et al.* (1987), which suggested a mantle origin for these rocks based on whole-rock Mg#. However, we consider that the olivine in situ analysis is a more accurate indication of their origin, since low-temperature serpentinization (as assumed for Jacupiranga dunites and wehrlites) does not affect olivine composition (Evans, 2010). In addition, the calculated pressure for the clinopyroxene from wehrlites indicates low-pressure conditions (Supplementary material – A1), consistent with a cumulate origin rather than a mantle one. Gaspar (1989) came to the same conclusion based on olivine enrichment in Fe and Mn from pyroxene-bearing dunites to wehrlites, as expected in rocks produced by fractional crystallization and accumulation.

It is difficult to assess whether the dunites belong to the nephelinite or to the basanite series. MELTS thermodynamic modeling was carried out (Ghiorso and Sack, 1995; Asimow and Ghiorso, 1998) in order to define the early predicted phases to fractionate from each melt (Supplementary material, Table A4). One nephelinite from a nearby alkaline

occurrence (i.e. Anitápolis Complex) was selected as representative of the initial liquid for the strongly silica-undersaturated series, whereas a basanitic lamprophyre was used to constrain the mildly silica-undersaturated series evolution. Both models are consistent with the dunites composition, as olivine with Fo₈₄₋₈₀ is the liquidus phase in both tested melts. Beccaluva *et al.* (2017), in turn, relate the Jacupiranga dunites to a parental magma with alkaline to mildly alkaline composition, the same as that implied for the gabbro-syenite rocks.

9.2.1 Parental melts for the mildly silica-undersaturated series

Classified as basanites to tephrites, lamprophyres correspond to the least evolved liquids found within the Jacupiranga Complex. Moreover, fine-grained lamprophyre sample JAC46.2 shows a clinopyroxene population with variable textural and chemical features. This sample belongs to the same dike studied by Menezes *et al.* (2015), who point out a significant antecryst cargo within that rock (~9 vol.%, composed of clinopyroxene, olivine, and Ti-magnetite) and highlight modifications caused by that antecryst assemblage in the bulk-rock composition. JAC46.1 is considered to be a good representative of a parental melt, since it yields the most primitive composition among analyzed lamprophyres and a minimum antecryst assemblage (diopside with dusty core, <2 vol.%), although it cannot be considered as a primary mantle melt with a pristine composition.

Chondrite-normalized REE patterns of lamprophyres are remarkably similar to those of diorites, syenites, monzonites, and phonolite (Fig. 11B, C). The most evolved rocks actually have lower REE contents, particularly when compared to JAC46.1 (the most REE-rich lamprophyre), which confirms that fractional crystallization and accumulation played an important role in the formation of the Heterogeneous Zone.

Compositions of early-crystallized minerals of ultramafic cumulates can be used to assess the equilibrium melt composition, particularly the mg# ($[\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}_T)\text{mol.}\%]\cdot 100$). Therefore, the most primitive composition obtained could be considered as potential representative of the parental magma. The mg# of the equilibrium melt was estimated using the equation $K_D^{\text{Mineral/melt}} = (X_{\text{Fe}}/X_{\text{Mg}})^{\text{Mineral}}/(X_{\text{Fe}}/X_{\text{Mg}})^{\text{Melt}}$. Applying the thermodynamic formulas proposed by Putirka (1999), we obtain values for the Mg-Fe clinopyroxene/lamprophyre partitioning close to the suggested by Akinin *et al.* (2005) ($K_d^{\text{Fe-Mg}}=0.26$). For this investigation, magnetite clinopyroxenite JAC45 was disregarded, as its diopside is characterized by reverse zoning. For the magnetite clinopyroxenite JC105, the calculated mg# for the liquid in equilibrium with clinopyroxene cores varies from 50 to 55, exactly as those of the Jacupiranga lamprophyres (Mg# 50-55). For the olivine-bearing clinopyroxenite JC127, the calculated liquid in equilibrium with clinopyroxene cores yield lower mg# values (46-50) and therefore should represent slightly more evolved melts.

Trace element abundances of the liquids in equilibrium with the diopside cores were calculated using Kd values determined for alkaline lamprophyres (Arzamastsev *et al.*, 2009; Foley *et al.*, 1996; Debosi and Jenner, 1999 – Supplementary material, Table A5). There is a close similarity between the chondrite-normalized REE patterns of the calculated melts and those of the Jacupiranga lamprophyres (Fig. 6B), suggesting that the dike compositions are suitable representatives of the parental magma from which those cumulates crystallized. Compositional correspondences between alkaline lamprophyre dikes and calculated equilibrium liquids from relict cores of the most primitive cumulus phases from ultramafic cumulates are also seen in the Juquiá alkaline-carbonatite Complex (Azzone *et al.*, 2013), nearby the Jacupiranga Complex. For Juquiá, those dikes were considered suitable parental magmas (Beccaluva *et al.*, 1992; Azzone *et al.*, 2013).

The preferred petrological model for the feldspar-bearing series for the Jacupiranga complex, including important part of the clinopyroxenite cumulates, could be summarized as repeated influxes of antecryst-laden basanite magmas (lamprophyres) that deposited most of their suspended crystals mainly on the floor of the upper-crust magma chamber. Basanitic dikes crosscutting the feldspar-bearing rocks are a further indication of the recurrence of those batches. Similarly, a large volume of cumulates produced by the recurrence of basanite parental magma batches is also suggested for the Juquiá Complex (Azzone *et al.*, 2013). Also, the early predicted phases to fractionate from the basanite melt (Supplementary material, Table A4) are consistent with the formation of clinopyroxenites. Our proposed model differs from that of Beccaluva *et al.* (2017), who consider that the entire clinopyroxenite unit was exclusively derived from nephelinitic parental melts, which would have evolved in nearly closed system conditions.

9.2.2 Evidence of crustal assimilation processes in the mildly silica-undersaturated series

Concurrent wall-rock assimilation and fractional crystallization (AFC) processes are responsible for trace elements and isotope variations in many continental igneous rocks (DePaolo, 1981) and proposed for some alkaline units related to the Ponta Grossa Arch region (Gomes *et al.*, 2011). Those processes were envisaged for the Jacupiranga carbonatites by Roden *et al.* (1985), who attributed the isotopic heterogeneities in those rocks to contamination by crustal material during their differentiation. Based on mineral chemistry, Gaspar (1989) proposed crustal contamination as an important process in the evolution of the feldspar-bearing rocks and andesine-bearing clinopyroxenites of the Jacupiranga Complex. On the other hand, based on isotopic data, Huang *et al.* (1995) dismiss any significant contribution of contamination processes affecting the isotopic compositions of carbonatites and clinopyroxenites, favoring mantle source heterogeneities.

Our new isotopic data (Fig. 12), including a large variety of the Jacupiranga rocks, extend the known range of Sr and Nd ratios to, respectively, lower $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ and higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ values (0.511867 and 0.706086, respectively from meladiorite JAC22 and monzonite JAC25). Sr initial ratios higher than 0.706 are rather unusual among the lithotypes from alkaline-carbonatite units associated to the Ponta Grossa Arch and, if present, Ruberti *et al.* (2005) suggest that they are probably associated to crustal contamination or AFC processes.

Together with the highest $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ values, monzonite shows distinctive petrographic and compositional features: (1) absence of clinopyroxene; (2) zircon among its accessory phases; (3) disequilibrium textures and (4) a silica-oversaturated composition, unique among the Jacupiranga rocks. The presence of zircon is presumably related to a higher silica activity in the melt (Heaman and LeCheminant, 1993; Lewerentz, 2011). Disequilibrium textures such as mantled plagioclase phenocrysts, sieve-textured edenite, and acicular apatite hint at open-system conditions and reaction processes during the monzonite crystallization (Streck, 2008). The monzonite sample plots slightly out of the Heterogeneous Zone trend and tends towards the composition field of the Precambrian basement rocks (Fig. 9). Meladiorite yields the lowest $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ values among the analyzed samples and comparatively high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$. This rock also shows petrographic features suggestive of open system conditions and reaction processes, such as acicular apatite and diopside crystals with partially corroded cores and replaced by biotite. All these features highlight the influence of crustal contamination processes for both monzonite and meladiorite samples. Similar isotopic compositions are also reported on Jacupiranga gabbros and syenites by Beccaluva *et al.* (2017), who do not exclude the possibility of crustal contamination processes on the genesis of the northern part of the Jacupiranga Complex.

Positive correlation between a fractionation index (e.g. SiO_2) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ ratios within a magmatic unit is generally interpreted as reflecting crustal contamination and/or AFC processes, as seen in a few alkaline districts related to the Ponta Grossa Arch (e.g. Gomes *et al.*, 2011). Some analyzed rocks from the Heterogeneous Zone have a broad positive correlation between $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ and SiO_2 (Fig. 14A), from lamprophyres to monzonites. However, this trend is not continuous, as the diorite shows $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ values higher than those of the syenites. That fact could be suggestive of more than one differentiation sequence for the Heterogeneous Zone instead of a classical AFC process encompassing all lithotypes. This proposition agrees with that of Gaspar (1989), who argues that Jacupiranga syenites cannot have been derived by differentiation from monzonites or diorites because they show overlapping mineral compositions.

Even if we cannot entirely exclude the possibility of crustal assimilation for the syenite types, we consider this possibility an unlikely one because of the lack of petrographic

features suggestive of open-system processes and because those rocks display Nd and Sr isotopic signatures similar to those of clinopyroxenites and carbonatites (Fig. 12), lithotypes not affected by crustal contamination processes (Huang *et al.*, 1995). Furthermore, if assimilation was a significant process in the evolution of the syenites, a straight line connecting these rocks and the contaminant should be seen in the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs. $1/\text{Sr}$ diagram (Fig. 14B). Even though there is no isotopic data available for the Turvo-Cajati rocks or for the Itapeúna granodiorites, these rocks are likely to have high initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Huang *et al.*, 1995) and low Sr contents (Faleiros and Pavan, 2013) in comparison with the Jacupiranga rocks. Monzonite and meladiorite display a positive trend towards the hypothetical contaminant pole, suggesting mixing between parental melts and crustal components, whereas the syenites plot far away from the contaminant pole and tend towards lower $1/\text{Sr}$ values.

Peate *et al.* (2008) pointed out that the persistent use of a magma conduit system is expected to lead to a continuous decrease in the extent of assimilation. As monzonite predates the other rocks by at least 1 Ma (Fig. 13) and presents the strongest evidence of crustal assimilation, this rock-type could have differentiated from a magma batch slightly predating the other ones and therefore would have undergone more extensive crustal interaction. As xenoliths of host rocks were found into the monzonite, this batch ascent probably involved bulk incorporation and partial digestion of crustal rocks that may have helped to create room for the magma ascent (Beard *et al.*, 2005).

To provide further constraint on the crustal assimilation processes, we have attempted to estimate the melt/assimilant ratios using mixing-model isotope curves (Albarède, 1995). Due to the lack of isotopic data for the surrounding host rocks, we used the Sr and Nd ratios of a representative of the regional basement for the contaminant pole (Siga Jr. *et al.*, 2011). A hypothetical signature for the parental magma was obtained from the lamprophyre JAC46.2. The diorite and monzonite samples plot along the mixing line (Fig. 12), implying mixing processes between their parental magma and the partial melts from the host rocks, as supported by above-mentioned petrographic and geochemical data.

Our data on the carbonatites (Fig. 12) yield initial Nd and Sr ratios in the same range as those presented by Huang *et al.* (1995). Our analyzed clinopyroxenites, ijolite, dunite, wehrlites, lamprophyres, and syenites define a second group close to the clinopyroxenites from Huang *et al.* (1995) and the syenites from Ruberti *et al.* (2005). Isotopic differences between clinopyroxenites and carbonatites from Jacupiranga have been previously attributed by Huang *et al.* (1995) to primary features related to their mantle source regions. These authors argue that crustal assimilation processes (within realistic assimilation rates) cannot explain those isotopic variations even when considering suitable isotopic ratios for the host rocks.

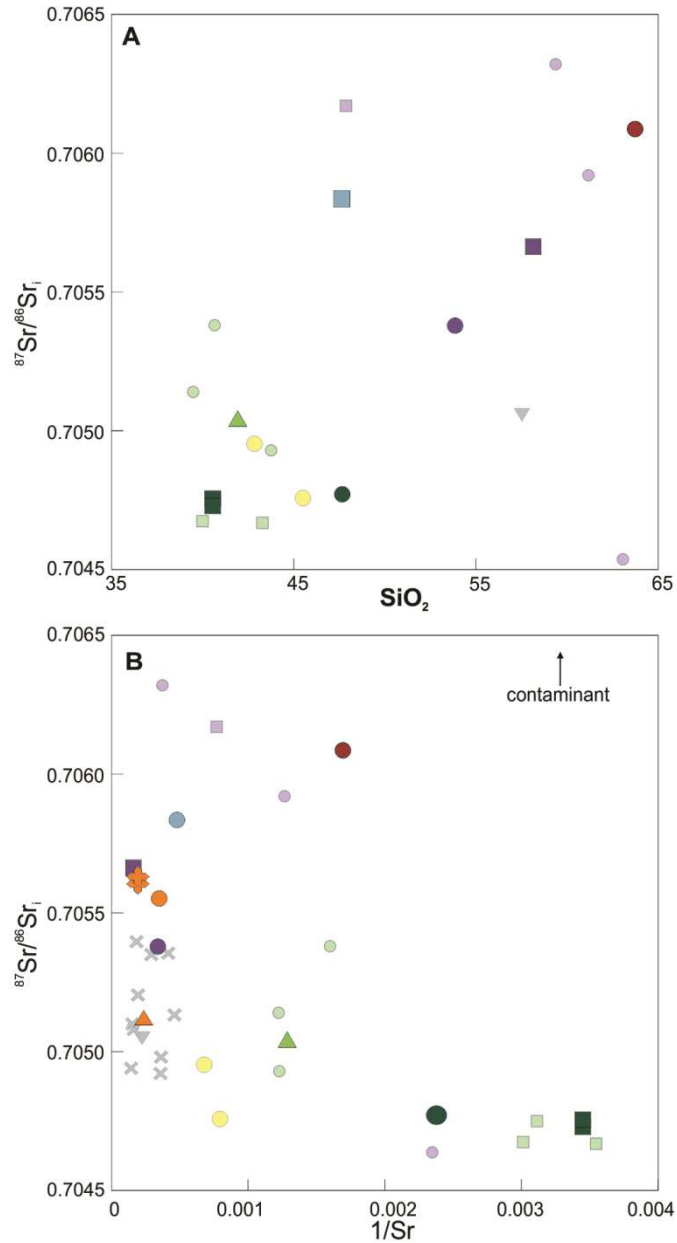


Fig. 14. Variation of (A) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs. SiO_2 diagram and (B) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs. $1/\text{Sr}$ for the analyzed rocks from the Jacupiranga Complex. The symbols are as in Fig. 12.

Therefore, generally, the relatively wide range of isotopic composition within the Jacupiranga lithotypes is best explained by mantle source heterogeneities. However, petrographic features and slightly more radiogenic compositions yielded by the monzonite and by the meladiorite suggest that crustal assimilation processes also played an active role during the evolution of some lithotypes from the mildly silica-undersaturated series. The crustal rock assimilation may be relegated to a local process though, restricted to some of the batches of basanite parental magma from which the rocks from the Heterogeneous Zone originated. Such conclusion only partially agrees with the model constrained by Gaspar (1989) for the feldspar-bearing rocks, as this author proposed crustal contamination processes affecting all of these rocks, which is not entirely consistent with our data.

However, a rather similar scenario is proposed for the Juquiá Complex, as only syenodiorites and some dikes show evidence of wall-rock contamination (Beccaluva *et al.*, 1992).

9.2.3 Characteristics of the mantle sources for the basanite melts

Although some samples (i.e. meladiorite and monzonite) show evidence of crustal contamination, overall, the Jacupiranga rocks do not appear significantly contaminated by crustal materials. Therefore, their isotopic and trace elements compositions should reflect their mantle sources. Experiments indicate that alkali basalts and basanite melts, such as that proposed for the Jacupiranga mildly silica-undersaturated series, may be produced at small degrees of partial melting from garnet peridotites with 0.1-0.25 wt.% CO₂ (Dasgupta *et al.*, 2007). Parental magmas of alkaline occurrences related to the Ponta Grossa Arch (e.g. Juquiá, Jacupiranga, and Pariquera-Açu complexes) are inferred to derive from a lithospheric garnet peridotite mantle source metasomatized by carbonated fluids (Beccaluva *et al.*, 1992; Gibson *et al.*, 1999; Morbidelli *et al.*, 2000; Ruberti *et al.*, 2005; Gomes *et al.*, 2011; Azzone *et al.*, 2013). The high LREE/HREE ratios (Fig. 6B) and high abundances of incompatible elements yielded by the calculated basanite liquid are characteristic of the primary melts in the region and imply enriched mantle sources (Ruberti *et al.*, 2005).

The lamprophyres show low ϵNd values (from -10.4 to -7.5) and high Ba (1478-2573 ppm), Rb (70.8-144.2 ppm), and K contents (3.71-3.95 %). Similar compositions are found in the nephelinites of Anitápolis Complex, to which Gibson *et al.* (1999) attributed a subcontinental lithospheric mantle (SCLM) as the predominant melt source region. According to these authors, although the local Brazilian granitic crust shows similar ϵNd (ca. -7), lower La/Nb ratios in the Anitápolis nephelinites (0.72-0.98, whereas the granitic crust is > 2.5) rule out the continental crust as a source region.

Vein-plus-wall-rock melting mechanism (Foley, 1992) explains the wide chemical spectrum seen in alkaline associations. Alkaline magmas are considered as partial melts of metasomatic veins hybridized with variable amounts of partial melts from the peridotite wall rock. At pressures below 1.5-2.0 GPa, dolomite will react with peridotite to produce clinopyroxene and a CO₂ rich fluid ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + 4\text{MgSiO}_3 = \text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 2\text{MgSiO}_4 + 2\text{CO}_{2\text{fluid}}$ – Dalton and Wood, 1993), creating a clinopyroxene-veined network (enriched in incompatible elements) within a peridotite matrix. High CaO/Al₂O₃ ratio, high La/Yb, and low Ti/Eu values are commonly interpreted as signatures of CO₂-rich metasomatism (Rudnick *et al.*, 1993; Klemme *et al.*, 1995; Coltorti *et al.*, 1999). Element ratios were employed to investigate the sources of the calculated melts and lamprophyres, following the criteria of Azzone *et al.* (2013).

Experimental liquids produced from carbonate-bearing lherzolite that underwent small degrees of partial melting show $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratios from 1-11 (Dasgupta *et al.*, 2007). On the other hand, melts with lower ratios (0.6-0.7) are obtained where the source is a carbonated pyroxenite. Jacupiranga lamprophyres yield $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratios from 0.74 to 1.72, overlapping the thresholds of both sources. The lamprophyre JAC46.2 and the Jacupiranga dikes studied by Menezes *et al.* (2015) have lower CaO and higher Al_2O_3 contents than the other analyzed samples, which suggest sources with variable amounts of clinopyroxene. The observed range $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ is slightly larger than that exhibited by the lamprophyre dikes associated with the Juquiá Complex (Azzone *et al.*, 2013), for which a carbonated pyroxene-rich source is suggested.

Klemme *et al.* (1995) suggested that low Ti/Eu should be the most sensitive indicator of carbonatite mantle as opposed to silicate metasomatism. Calculated partial coefficients for typical peridotite and pyroxenite assemblages in equilibrium with carbonatite liquid indicate a compatible behavior for Ti/Eu (Dasgupta *et al.*, 2009; Azzone *et al.*, 2013). The $\text{Ti}_\text{N}/\text{Eu}_\text{N}$ values for the calculated parental melts of the Jacupiranga clinopyroxenites are lower than 0.53, with JC105 showing a larger range (0.21-0.53) than JC127 (0.18-0.26). Lamprophyres exhibit extremely low ratios (0.06-0.08).

Bulk partition coefficients estimated for mantle mineral assemblage in equilibrium with carbonatitic melt indicate that La is highly incompatible under these conditions, whereas Zr has a more moderately incompatible behavior (Dasgupta *et al.*, 2009; Azzone *et al.*, 2013). The $\text{La}_\text{N}/\text{Zr}_\text{N}$ values for the calculated parental melts of the Jacupiranga clinopyroxenites are greater than 3.8 and JC105 yields higher ratios (8.3-11.3) compared to JC127 (3.8-4.9). For the lamprophyres, JAC46.1 shows a $\text{La}_\text{N}/\text{Zr}_\text{N}$ ratio close to the JC105 range, whereas the other analysed samples together with dike studies by Menezes *et al.* (2015) yield ratios close to those of JC127.

Accordingly, major and trace element ratios favor a mantle source with variable degrees of CO_2 -rich metasomatism for the basanite parental melts of the Jacupiranga Complex. However, other mineralogical controls related to the source (e.g. amounts of olivine and garnet) may affect the composition of the calculated melts and should also be considered. As Hf and Y are moderately incompatible in peridotite and pyroxenite mantle assemblages in equilibrium with carbonatitic liquid (Dasgupta *et al.*, 2009) and Y is compatible with garnets (Green *et al.*, 2000), variations in the Hf/Y ratios are controlled by the garnet content in the source. The calculated parental melts of the Jacupiranga clinopyroxenites have relatively high $\text{Hf}_\text{N}/\text{Y}_\text{N}$ ratios. JC127 yields greater values (7.6-9.4) than JC105 (3.9-5.9). For the lamprophyres, JAC39 shows $\text{Hf}_\text{N}/\text{Y}_\text{N}$ ratio close to the JC127 range, whereas the other analysed samples together with dikes studies by Menezes *et al.* (2015) yield ratios close to those of JC105.

When applying the non-modal batch melting models developed by Azzone *et al.* (2013) in our data, different degrees of partial melting of a homogeneous source alone cannot explain the differences in trace elements ratios (Fig. 15). In consequence, the variations in the La_N/Zr_N ratios between the calculated liquids of JC127 and JAC105 and between the lamprophyre samples (particularly JAC46.1 and JAC39) are most probably due to differences in degree of CO_2 -rich metasomatism of the source. The models suggest that JAC46.1 and the calculated liquid of JC105 have a larger component of melting resulting from veins than JAC39 and the calculated parental magma of JC127. Besides, Hf/Y ratios suggest a modal heterogeneity in the source residues, with the source of JAC46.1 and JC105 yielding higher cpx/gt values than those of JAC39 and JC127.

A comparison between the equilibrium liquids of Jacupiranga and those found for the Juquiá Complex (Azzone *et al.*, 2013) indicate that these are derived from sources with similar degrees of CO_2 -rich metasomatism (e.g. similar La_N/Zr_N ratios). On the other hand, those rocks yield slightly different Hf_N/Y_N ratios, which suggest either variable degrees of partial melting or garnet peridotite sources with variable cpx/gt proportions. The latter option agrees with the model proposed by Stracke (2012), which advocates small-scale heterogeneities (i.e. kilometer scale) in the melting region of mantle sources (Juquiá and Jacupiranga complexes are ca. 50 km apart).

Additionally, the aforementioned data make clear that more than one batch of parental melt of basanite composition is needed to explain the differences in calculated parental melts compositions of clinopyroxenites JC105 and JC127, in agreement with the proposed idea of recurrence of basanite parental magma pulses. That scenario diverges from the petrological model proposed by Beccaluva *et al.* (2017), in which closed system conditions are considered. Also, the reverse zoning seen in the clinopyroxene crystals of some magnetite clinopyroxenite (JAC45) can be suggestive of open system conditions, such as magma recharge (Streck, 2008). Under these processes, layered intrusions usually present some compositional reversals within the rock sequence (Eales and Costin, 2012), which are not recognized in Jacupiranga, probably due to the lack of continuous exposures.

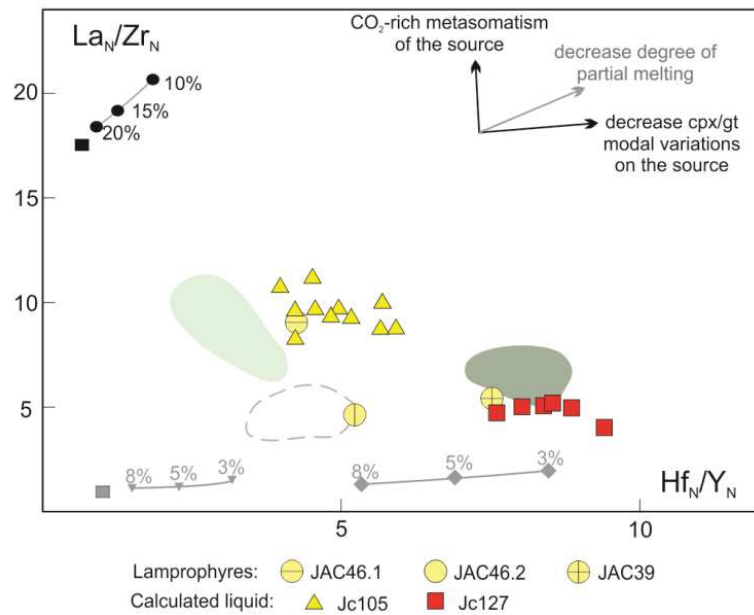


Fig. 15. La_N/Zr_N vs. Hf_N/Y_N (primitive mantle-normalized, Sun and McDonough, 1989) for the calculated liquids in equilibrium with diopside cores from Jacupiranga clinopyroxenites. Dashed field: lamprophyres dikes related to the Ponta Grossa Arch region (Jacupiranga included) compiled from Menezes *et al.* (2015). Non-modal batch melting models for different mantle sources by Azzone *et al.* (2013) are presented. Black square: metasomatic vein; Grey square: wall rock. Mantle source residues: inverted triangle (off-craton gt-lherzolite); diamonds (primitive mantle gt-lherzolite); circles (theoretical wehrlite). Numbers indicate degree of partial melting. Compiled data from Azzone *et al.* (2013): light green field, Júpia mesocumulates; dark green field, Júpia adcumulates.

10 CONCLUSIONS

A combination of petrographic textures, bulk rock major and trace elements, mineral compositions, isotopic data, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb measurements on the Jacupiranga Complex indicate the following:

1. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb age determinations allow us to refine the time of intrusion of the Jacupiranga Complex. Obtained $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages range from 133.7 ± 0.5 Ma to 131.9 ± 0.5 Ma, while the calculated concordia age for the monzonite is 134.9 ± 0.65 Ma. These values imply a relatively short time intrusion interval (ca. 4 Ma, all errors considered) for the whole evolution of the Jacupiranga Complex, nearly coeval with the tholeiitic basalts from the Paraná Magmatic Province.
2. Two distinct magmatic series are proposed for the Jacupiranga Complex: (1) a strongly silica-undersaturated one, comprising part of the clinopyroxenites and the ijolitic rocks, probably related to a parental melt with nephelinite composition, and (2) a mildly silica-undersaturated series related to basanite parental magmas and comprising the feldspar bearing rocks, phonolites, lamprophyres, and part of the clinopyroxenites.
3. Rather than of mantle origin, dunites and wehrlites are cumulates mainly composed of cumulus olivine with Fo_{83-84} . It is difficult to assess whether the dunites belong to

the nephelinite or to the basanite series, as both parental magmas show olivine with coherent forsterite contents as liquidus phase.

4. Multiples batches of basanite parental magma evolving mainly by fractional crystallization gave rise to the mildly silica-undersaturated series. Lamprophyres are considered as good representative compositions for those melts.
5. Calculated melts in equilibrium with cumulus diopside cores from clinopyroxenites are considered representative of parental magmas. Those melts yield mg# and trace element contents similar to those of lamprophyres. Therefore, at least parts of the clinopyroxenites are probably genetically related to the basanite melts and belong to the mildly silica-saturated series.
6. Some feldspar-bearing rocks yield petrographic, geochemical, and isotopic features indicative of crustal assimilation, although it may be relegated to a local process. Monzonite has undergone more extensive crustal contamination than the other mildly silica-undersaturated rocks, as indicated by the presence of zircon, disequilibrium textures, silica-oversaturated composition, and the highest $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ values within the Jacupiranga Complex. As monzonite slightly predates the other lithotypes, the ascent of the magma batch from which monzonite crystallized may have involved intense bulk incorporation and partial digestion of crustal rocks that helped to create room for the magma ascent.
7. Major and trace element ratios of calculated melts in equilibrium with clinopyroxenite diopsides favor a garnet peridotite mantle source with variable degrees of CO_2 -rich metasomatism for the basanite parental melts, as seen in other alkaline units related to the Ponta Grossa Arch.

Acknowledgements

L. Chmyz is grateful to the Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Nível Superior (CAPES, Brazil) - Process 99999.003713/2014-08 for the PhD scholarship. The authors are grateful to FAPESP (Procs. 2010/20425-8, RGA; 2012/06082-6, ER) for financial support. We thank VALE Fertilizantes for providing access to the carbonatite mine. We are indebted to H. Fossen for the revision of the English text. Constructive comments from anonymous reviewers helped us to considerably improve the discussion and the overall presentation of the manuscript.

Supplementary material - Table A1. Representative chemical analyses of clinopyroxene crystals from the Jacupiranga Complex

Sample	JAC243	JAC220	JAC45		JC105	JC127	JAC18		JAC29		JAC46.1
	core	core	core	rim	core	core	core	rim	core	rim	core
SiO ₂	52.45	52.45	46.15	47.82	51.471	49.54	49.28	48.44	49.72	48.41	50.34
TiO ₂	0.71	0.74	2.90	2.63	1.876	1.12	1.79	2.03	1.96	2.30	1.48
Al ₂ O ₃	1.72	1.68	5.87	5.60	2.158	3.21	3.90	4.39	3.43	4.04	3.02
FeO	3.15	3.47	6.55	4.78	6.126	7.16	5.41	6.66	7.09	7.37	7.82
MnO	0.04	0.06	0.08	0.07	0.163	0.14	0.06	0.12	0.15	0.14	0.29
MgO	15.57	15.70	12.96	13.69	15.719	13.60	14.16	13.17	13.13	12.92	13.14
CaO	24.90	24.68	24.61	24.81	23.11	23.97	24.92	24.32	24.40	24.15	22.11
Na ₂ O	0.41	0.51	0.36	0.36	0.43	0.61	0.48	0.60	0.66	0.61	1.10
Cr ₂ O ₃	0.18	0.02	0.36	0.02	0	0.03	0.03	0.02	0.00	0.01	0.01
Total	100.16	100.37	100.16	99.84	101.067	99.39	100.03	99.75	99.73	99.46	100.36
Formula units											
Si _T	1.933	1.928	1.718	1.769	1.877	1.845	1.816	1.800	1.837	1.801	1.877
Al _T	0.067	0.072	0.257	0.231	0.093	0.141	0.169	0.192	0.149	0.177	0.123
Fe ³⁺ _T	0.000	0.000	0.025	0.000	0.031	0.015	0.015	0.008	0.014	0.022	0.000
Al _{M1}	0.008	0.001	0.000	0.013	0	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010
Fe ³⁺ _{M1}	0.043	0.065	0.135	0.098	0.051	0.135	0.119	0.130	0.102	0.114	0.110
Ti _{M1}	0.020	0.021	0.081	0.073	0.051	0.031	0.050	0.057	0.054	0.064	0.041
Cr _{M1}	0.005	0.001	0.011	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg _{M1}	0.855	0.860	0.719	0.755	0.854	0.755	0.778	0.729	0.723	0.717	0.731
Fe ²⁺ _{M1}	0.054	0.041	0.044	0.050	0.044	0.073	0.033	0.069	0.103	0.093	0.108
Mn _{M1}	0.001	0.002	0.002	0.002	0.005	0.004	0.002	0.004	0.005	0.004	0.000
Fe ²⁺ _{M2}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.062	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.027
Mn _{M2}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009
Ca _{M2}	0.984	0.972	0.981	0.983	0.903	0.956	0.984	0.968	0.966	0.963	0.883
Na _{M2}	0.029	0.036	0.026	0.026	0.03	0.044	0.034	0.043	0.047	0.044	0.080
End member											
%Jad	0.024	0.027	0.020	0.023	0.022	0.033	0.026	0.032	0.035	0.033	0.063
%Acmit	0.011	0.018	0.013	0.007	0.015	0.022	0.017	0.022	0.024	0.022	0.035
%CaFeTsc	0.011	0.015	0.055	0.043	0.010	0.046	0.043	0.044	0.028	0.035	0.020
%CaTiTsc	0.020	0.021	0.081	0.073	0.051	0.031	0.050	0.057	0.054	0.064	0.041
%CaTsch	0.003	0.000	0.035	0.036	0.000	0.017	0.018	0.018	0.000	0.003	0.000
%wooll	0.475	0.468	0.406	0.416	0.420	0.431	0.437	0.425	0.442	0.431	0.411
%enst	0.428	0.430	0.360	0.378	0.427	0.377	0.389	0.365	0.362	0.359	0.365
%ferro	0.027	0.021	0.022	0.025	0.052	0.036	0.017	0.035	0.052	0.047	0.067
Total	0.998	0.999	0.990	0.999	0.997	0.993	0.995	0.996	0.996	0.992	1.003
mg# cpx	0.898	0.890	0.779	0.836	0.820	0.772	0.823	0.779	0.768	0.758	0.750
mg# liquid	0.696	0.678	0.478	0.570	0.542	0.468	0.548	0.478	0.462	0.449	0.438
P (kbar)	-2.200	-2.130	-2.980	-1.900	-2.100	-1.900	-3.200	-2.500	-4.500	-4.200	-2.500

Cations on the basis of 6 O

Fe²⁺/Fe³⁺ ratio is estimated based on stoichiometric criteria as outlined by Droop (1987)

mg# = 100*Mg/(Mg+Fe²⁺), assuming all Fe as Fe²⁺

P crystallization conditions estimated applying the thermobarometer of Nimis and Ulmer, 1998

mg# liquid calculated considering Kd=0.26

Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. Mineralogical Magazine 51, 431–435.

Nimis, P., Ulmer, P., 1998. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems. Contributions to Mineralogy and Petrology 133, 122–135.

Supplementary material - Table A1. Continuation...

Sample	JAC46.2	JAC39	JAC22	JAC31	JAC32
	core	core	core	core	core
SiO ₂	48.60	43.00	51.64	50.87	52.63
TiO ₂	1.98	2.85	0.66	1.15	0.31
Al ₂ O ₃	6.10	10.18	1.86	2.74	1.80
FeO	7.81	13.66	8.71	9.13	9.07
MnO	0.14	0.27	0.55	0.37	0.45
MgO	13.50	13.17	13.43	11.96	11.89
CaO	21.13	13.25	22.83	22.63	22.37
Na ₂ O	0.66	0.66	0.62	1.35	1.34
Cr ₂ O ₃	0.07	0.55	0.00	0.01	0.02
Total	99.99	100.62	99.83	99.51	100.06
Formula units					
Si _T	1.800	1.648	1.917	1.891	1.963
Al _T	0.200	0.352	0.081	0.109	0.037
Fe ³⁺ _T	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Al _{M1}	0.066	0.109	0.000	0.011	0.042
Fe ³⁺ _{M1}	0.069	0.111	0.091	0.131	0.075
Ti _{M1}	0.055	0.082	0.018	0.032	0.009
Cr _{M1}	0.002	0.017	0.000	0.000	0.000
Mg _{M1}	0.745	0.682	0.743	0.663	0.661
Fe ²⁺ _{M1}	0.062	0.000	0.147	0.152	0.208
Mn _{M1}	0.000	0.000	0.000	0.012	0.014
Fe ²⁺ _{M2}	0.110	0.327	0.030	0.000	0.000
Mn _{M2}	0.004	0.009	0.017	0.000	0.000
Ca _{M2}	0.838	0.544	0.908	0.901	0.894
Na _{M2}	0.047	0.049	0.045	0.097	0.097
End member					
%Jad	0.047	0.049	0.033	0.076	0.083
%Acmit	0.000	0.000	0.022	0.043	0.028
%CaFeTsc	0.035	0.055	0.023	0.022	0.010
%CaTiTsc	0.055	0.082	0.018	0.032	0.009
%CaTsch	0.054	0.123	0.000	0.000	0.000
%wooll	0.347	0.142	0.433	0.423	0.438
%enst	0.373	0.341	0.372	0.331	0.331
%ferro	0.086	0.164	0.089	0.076	0.104
Total	0.997	0.956	0.991	1.005	1.002
mg# cpx	0.755	0.63208	0.733	0.700	0.700
mg# liquid	0.445	0.309	0.417	0.378	0.378
P (kbar)	0.300	-4.300	-4.100	-2.200	-3.100

Supplementary material - Table A2. Chemical analyses of trace elements (ppm) of cores of clinopyroxene crystals from the Jacupiranga clinopyroxenes

Sample analysis (ppm)	JC105										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Li	2.82	2.56	2.76	2.4	3.19	1.9	2.83	2.58	2.03	2.89	2.74
P	24.68	36.24	27.34	50.63	63.64	45.25	59.98	33.54		38.03	62.41
Sc	97.56	80.78	97.05	87.7	90.99	90.45	87.14	87.17	82.18	81.83	81.58
V	146.09	240.75	187.08	279.91	228.99	219.77	277.17	118.28	264.87	274.11	237.98
Co	46.45	42.94	42.91	44.63	44.26	44.18	44.98	39.95	42.07	42.57	42.76
Ni	206.38	141.6	149.44	151.44	151.9	150.41	149.63	142.75	129.73	147.9	153.48
Cu	0.29	0.38	0.71	0.33	0.218	0.45	0.82	0.237	1	0.21	0.72
Zn	28.82	23.84	27.12	27	26.29	24.96	26.04	24.32	22.56	24.23	25
Ga	5.12	5.79	5.59	7.32	6.25	6.3	6.77	3.99	6.75	7.18	6.37
Sr	158.27	245.24	208.33	256.39	255.12	233.18	263.28	149.09	266.33	271.59	243.25
Y	5.94	15.39	10.32	18.16	17.55	16.24	17.06	6.15	14.47	15.65	13.87
Zr	22.81	48.63	42.12	65.78	59.19	56.2	60	20.73	51.67	60.94	46.44
Hf	1.02	2.9	2.01	2.92	2.82	2.98	3.67	0.93	2.51	3.52	3
Nb	0.272	0.143	0.106	0.134	0.152	0.093	0.159	0.082	0.202	0.199	0.159
Sn		0.68	1.06	1.13		0.75	1.31	0.85		0.7	1.07
Ba	0.183	0.287	0.137	0.307	0.386	0.304	0.69	0.175	0.1	0.426	0.87
La	5.67	10.51	8.73	12.12	12.67	11.67	11.68	4.95	11.13	11.89	10.32
Ce	17.01	33.88	26.44	38.69	37.59	35.97	38.59	16.18	38.4	38.47	33.54
Pr	2.76	6.03	4.37	6.88	6.85	6.24	6.56	2.71	6.74	6.89	6.09
Nd	14.09	29.47	19.81	35.83	35.12	31.38	32.81	12.93	31.48	33.88	29.59
Sm	2.85	7.11	4.87	8.12	7.44	7.38	7.44	2.7	7.01	7.1	6.62
Eu	0.623	1.84	1.08	1.63	1.81	1.59	1.62	0.721	1.75	1.91	1.49
Gd	2.53	5.63	3.78	6.06	6.22	5.76	6.27	2.66	6.11	6.61	5.89
Tb	0.259	0.684	0.467	0.697	0.863	0.71	0.759	0.262	0.7	0.702	0.68
Dy	1.19	3.11	2.44	4.42	3.87	3.86	4	1.51	3.17	3.78	3.16
Ho	0.204	0.545	0.352	0.607	0.657	0.645	0.697	0.283	0.5	0.615	0.593
Er	0.632	1.55	0.91	1.79	1.8	1.7	1.45	0.598	1.74	1.6	1.11
Tm	0.043	0.147	0.076	0.191	0.218	0.225	0.213	0.082	0.188	0.193	0.183
Yb	0.258	0.88	0.63	1.22	0.99	1.13	0.86	0.45	0.98	0.77	0.82
Lu	0.046	0.094	0.106	0.199	0.19	0.115	0.171	0.083	0.173	0.153	0.164
Pb	0.235	0.287	0.187	0.2	0.187	0.198	0.21	0.137	0.14	0.233	0.288
Th	0.057	0.118	0.099	0.111	0.102	0.143	0.132	0.053	0.017	0.169	0.099

Supplementary material - Table A2. Continuation...

Sample analysis (ppm)	JC127					
	1	2	3	4	5	6
Li	1.45	1.2	1.53	1.56	1.94	1.72
P	50.48	44.15	47.47		38.08	61.51
Sc	94.51	75.06	83.99	90.2	95.88	85.09
V	277.49	283.8	262.5	273.7	255.02	301
Co	46.34	46.59	47.21	44.54	46.48	47.96
Ni	121.81	119.78	120.87	120.58	123.16	127.13
Cu		0.292		0.258	0.35	0.25
Zn	29.1	30.05	31.48	26.48	29.15	31.58
Ga	9.11	11.21	10.67	9.98	9.98	11.9
Sr	389.52	468.11	720.61	483.36	512	532.8
Y	16.78	17.64	23.1	19.15	19.54	22.6
Zr	136.43	162.09	214.84	161.98	173.02	242.01
Hf	5.12	5.1	7.5	6.12	6.58	8.08
Nb	1.724	1.85	2.16	2.06	2.24	1.89
Sn	1.4	1.88	2.19	1.11	1.56	1.96
Ba	0.391	0.466	0.84	0.196	0.87	0.73
La	14.52	16.2	23.67	17.85	18.2	20.42
Ce	37.36	43.4	54.9	41.52	42.5	54.45
Pr	5.45	6.5	8.02	6.31	6.63	7.91
Nd	27.19	29.07	35.32	27.71	29.6	36.48
Sm	4.98	6.42	7.06	6.22	5.8	7.46
Eu	1.61	1.79	2.08	1.57	1.69	2.16
Gd	5.19	6.09	6.65	6.08	5.59	6.65
Tb	0.622	0.659	0.888	0.681	0.67	0.94
Dy	3.3	3.77	4.63	4.23	4.37	4.73
Ho	0.647	0.73	0.83	0.66	0.69	0.89
Er	1.41	1.73	2.3	1.95	1.81	2.46
Tm	0.173	0.192	0.309	0.231	0.23	0.289
Yb	1.1	1.22	1.74	1.03	1.4	1.36
Lu	0.172	0.214	0.27	0.225	0.236	0.319
Pb	0.226	0.153	0.239	0.199	0.22	0.17
Th	0.449	0.447	0.31	0.396	0.61	0.265

Supplementary material - Table A3. Summary of chemical analyses of mica crystals from the Jacupiranga Complex

Rock/Sample Biotite N. analysis Biotite	JAC08 Phlogopite				JAC09 Phlogopite				JAC18 Phlogopite				JAC22 Biotite				JAC25 Biotite				JAC29 Phlogopite			
	6				3				8				6				11				6			
	AM	1σ	Max	Min	AM	1σ	Max	Min	AM	1σ	Max	Min	AM	1σ	Max	Min	AM	1σ	Max	Min	AM	1σ	Max	Min
SiO ₂	40.76	1.08	41.90	38.72	38.84	0.67	39.58	38.27	36.44	0.51	37.22	35.70	36.45	0.27	36.92	36.14	37.40	0.92	38.31	34.91	35.96	0.47	36.50	35.24
Al ₂ O ₃	14.01	0.21	14.43	13.87	16.07	0.54	16.39	15.44	15.47	0.28	15.85	15.01	13.92	0.28	14.32	13.49	12.26	0.24	12.74	12.00	15.79	0.16	16.05	15.61
TiO ₂	0.08	0.03	0.11	0.04	0.05	0.02	0.06	0.03	2.77	0.60	4.13	2.27	6.07	0.14	6.28	5.88	3.18	0.78	5.26	2.34	5.07	0.27	5.29	4.65
FeO	2.54	1.26	5.07	1.70	2.44	0.01	2.44	2.43	11.68	0.51	12.40	10.78	16.97	0.85	17.53	15.34	21.02	0.67	22.40	20.18	12.27	0.28	12.70	12.00
MnO	0.01	0.01	0.03	0.00	0.02	0.01	0.03	0.01	0.13	0.01	0.15	0.11	0.19	0.02	0.23	0.17	0.41	0.05	0.53	0.34	0.09	0.01	0.11	0.08
MgO	26.82	0.09	26.89	26.71	25.60	0.27	25.80	25.28	18.25	0.64	19.04	17.16	12.74	0.29	13.06	12.19	11.41	0.61	12.04	9.94	16.08	0.44	16.73	15.37
CaO	0.02	0.01	0.04	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.05	0.10	0.00	0.03	0.04	0.10	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00
BaO	1.68	0.62	2.60	0.93	2.42	0.63	3.13	1.96	1.69	0.23	1.94	1.39	0.56	0.19	0.76	0.21	0.17	0.45	1.49	0.00	2.37	0.65	3.61	1.91
Na ₂ O	1.48	0.14	1.64	1.32	0.25	0.03	0.27	0.22	0.14	0.04	0.19	0.09	0.48	0.27	0.89	0.21	0.12	0.04	0.19	0.07	0.06	0.04	0.12	0.02
K ₂ O	8.39	0.78	8.99	6.96	9.99	0.39	10.33	9.57	9.94	0.22	10.21	9.57	9.69	0.54	10.16	8.97	9.96	0.35	10.24	9.06	9.88	0.34	10.14	9.27
Total	95.97	0.34	96.32	95.40	95.87	0.17	96.04	95.70	96.94	0.64	97.87	95.94	97.58	1.01	98.88	96.33	97.08	0.76	98.17	95.95	98.03	0.40	98.48	97.34
Si	5.730	0.111	5.829	5.513	5.531	0.070	5.611	5.488	5.352	0.032	5.409	5.317	5.415	0.025	5.437	5.379	5.649	0.105	5.804	5.379	5.264	0.036	5.307	5.213
Al ^{IV}	2.259	0.085	2.422	2.171	2.469	0.070	2.512	2.389	2.639	0.030	2.676	2.591	2.438	0.042	2.514	2.387	2.179	0.044	2.273	2.119	2.714	0.023	2.755	2.693
Mg ^{IV}	0.011	0.027	0.066	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.022	0.062	0.000	0.147	0.056	0.195	0.049	0.172	0.092	0.392	0.000	0.021	0.018	0.047	0.000
Al ^{VI}	0.063	0.035	0.103	0.000	0.227	0.036	0.262	0.190	0.039	0.035	0.085	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.015	0.049	0.000	0.010	0.024	0.058	0.000
Ti	0.008	0.003	0.011	0.004	0.005	0.002	0.007	0.003	0.307	0.068	0.460	0.248	0.679	0.020	0.709	0.655	0.362	0.092	0.610	0.267	0.558	0.030	0.589	0.515
Fe ²⁺	0.288	0.125	0.538	0.201	0.291	0.001	0.292	0.290	1.426	0.060	1.503	1.312	1.960	0.051	2.009	1.863	2.484	0.064	2.575	2.371	1.481	0.035	1.539	1.440
Mn	0.002	0.001	0.004	0.000	0.002	0.002	0.004	0.001	0.017	0.002	0.019	0.014	0.024	0.003	0.030	0.021	0.052	0.007	0.068	0.044	0.011	0.001	0.013	0.010
Mg	5.623	0.039	5.670	5.577	5.434	0.025	5.461	5.411	3.995	0.121	4.131	3.789	2.820	0.057	2.902	2.728	2.570	0.126	2.715	2.283	3.510	0.084	3.643	3.389
Ca	0.003	0.002	0.006	0.000	0.001	0.002	0.004	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.007	0.008	0.016	0.000	0.004	0.006	0.016	0.000	0.002	0.002	0.005	0.000
Ba	0.093	0.035	0.144	0.050	0.135	0.036	0.176	0.109	0.097	0.014	0.112	0.079	0.032	0.011	0.044	0.012	0.010	0.027	0.090	0.000	0.136	0.038	0.209	0.109
Na	0.404	0.039	0.449	0.361	0.069	0.008	0.076	0.060	0.039	0.011	0.054	0.024	0.140	0.080	0.260	0.060	0.035	0.011	0.056	0.021	0.016	0.011	0.034	0.007
K	1.504	0.131	1.606	1.263	1.815	0.073	1.868	1.732	1.862	0.030	1.893	1.802	1.835	0.093	1.921	1.716	1.919	0.054	1.969	1.781	1.844	0.054	1.893	1.749

Cations on the basis of 22 O

Supplementary material - Table A3. Summary of chemical analyses of mica crystals from the Jacupiranga Complex

Rock/Sample Biotite N. analysis Biotite	JAC31 Biotite				JAC32 Biotite				JAC39 Biotite				JAC46.1 Biotite				JAC46d Biotite				JAC43 Phlogopite			
	3				3				12				6				3				11			
	AM	1σ	Max	Min	AM	1σ	Max	Min	AM	1σ	Max	Min	AM	1σ	Max	Min	AM	1σ	Max	Min	AM	1σ	Max	Min
SiO ₂	36.94	0.20	37.15	36.77	36.46	0.42	36.87	36.03	35.99	0.67	37.72	34.98	36.41	0.44	36.87	35.71	36.56	2.36	39.25	34.82	39.78	0.48	40.36	38.82
Al ₂ O ₃	13.54	0.19	13.76	13.41	13.37	0.21	13.57	13.15	14.00	0.39	14.61	13.38	13.99	0.22	14.21	13.57	14.75	0.42	15.20	14.37	14.37	0.17	14.59	14.01
TiO ₂	4.61	0.25	4.81	4.32	4.17	0.13	4.29	4.03	2.81	0.35	3.27	2.07	6.36	0.41	6.77	5.65	5.34	2.67	7.37	2.32	0.66	0.07	0.76	0.54
FeO	16.39	0.44	16.76	15.90	17.45	0.35	17.71	17.05	15.39	0.29	15.77	14.79	14.84	0.67	15.39	13.56	15.61	3.04	18.38	12.36	3.54	0.09	3.67	3.39
MnO	0.38	0.01	0.39	0.37	0.49	0.01	0.50	0.48	0.29	0.03	0.35	0.26	0.27	0.01	0.28	0.26	0.18	0.01	0.19	0.16	0.05	0.01	0.07	0.03
MgO	13.90	0.59	14.41	13.25	13.36	0.52	13.88	12.84	15.47	0.70	16.85	14.47	14.20	0.73	15.44	13.21	13.63	2.59	16.59	11.72	25.03	0.25	25.27	24.36
CaO	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.15	0.60	0.14	0.01	0.02	0.04	0.00	0.04	0.03	0.08	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00
BaO	0.06	0.10	0.17	0.00	0.23	0.14	0.38	0.11	0.23	0.26	0.81	0.01	0.78	0.48	1.62	0.25	1.13	1.00	1.91	0.00	1.04	0.19	1.36	0.72
Na ₂ O	0.33	0.05	0.38	0.30	0.36	0.03	0.39	0.33	0.18	0.05	0.29	0.11	0.39	0.04	0.45	0.33	0.39	0.10	0.44	0.27	0.23	0.07	0.43	0.15
K ₂ O	10.00	0.26	10.29	9.78	9.90	0.14	10.03	9.75	6.97	0.90	8.05	5.45	9.96	0.28	10.18	9.41	9.76	0.41	10.23	9.49	10.48	0.34	10.79	9.70
Total	96.84	0.43	97.18	96.36	96.42	0.51	96.94	95.91	92.01	1.33	95.24	89.93	97.71	0.26	97.96	97.27	97.78	1.20	98.62	96.41	95.41	0.81	96.30	93.26
Si	5.488	0.033	5.523	5.457	5.485	0.038	5.528	5.454	5.530	0.047	5.601	5.456	5.364	0.036	5.419	5.325	5.420	0.306	5.771	5.205	5.675	0.031	5.747	5.624
Al ^{IV}	2.371	0.035	2.412	2.350	2.371	0.046	2.424	2.344	2.465	0.052	2.544	2.393	2.429	0.038	2.460	2.354	2.491	0.230	2.658	2.229	2.325	0.031	2.376	2.253
Mg ^{IV}	0.141	0.046	0.191	0.103	0.143	0.083	0.200	0.048	0.005	0.017	0.060	0.000	0.207	0.025	0.231	0.161	0.089	0.108	0.209	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.071	0.052	0.157	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.087	0.150	0.260	0.000	0.091	0.021	0.112	0.053
Ti	0.515	0.028	0.538	0.483	0.472	0.020	0.488	0.450	0.325	0.039	0.379	0.239	0.705	0.048	0.751	0.621	0.598	0.302	0.829	0.256	0.071	0.007	0.082	0.058
Fe ²⁺	1.896	0.073	1.980	1.849	2.053	0.125	2.183	1.934	1.972	0.054	2.018	1.817	1.622	0.071	1.705	1.497	1.849	0.295	2.088	1.520	0.422	0.014	0.448	0.402
Mn	0.048	0.001	0.049	0.047	0.063	0.002	0.064	0.060	0.038	0.003	0.047	0.033	0.033	0.001	0.035	0.032	0.023	0.002	0.024	0.020	0.006	0.001	0.008	0.003
Mg	3.079	0.131	3.193	2.937	2.995	0.090	3.073	2.897	3.544	0.171	3.870	3.284	3.118	0.143	3.365	2.938	3.011	0.548	3.636	2.612	5.324	0.020	5.363	5.298
Ca	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.047	0.025	0.101	0.023	0.002	0.003	0.007	0.000	0.006	0.005	0.012	0.002	0.001	0.001	0.003	0.000
Ba	0.004	0.006	0.010	0.000	0.014	0.008	0.023	0.007	0.014	0.015	0.049	0.001	0.045	0.028	0.095	0.014	0.066	0.058	0.111	0.000	0.058	0.011	0.078	0.040
Na	0.094	0.013	0.109	0.086	0.105	0.010	0.116	0.096	0.054	0.014	0.085	0.033	0.112	0.013	0.128	0.093	0.111	0.028	0.128	0.079	0.064	0.020	0.119	0.042
K	1.895	0.047	1.947	1.855	1.900	0.048	1.938	1.846	1.366	0.171	1.604	1.081	1.872	0.043	1.913	1.789	1.847	0.062	1.919	1.810	1.907	0.052	1.964	1.808

Cations on the basis of 22 O

Supplementary material - Table A4. Summary of thermodynamical MELTS models

Model 1 (M1)										Model 1 (M2)									
Liquid composition: lamprophyree/tephrite										Liquid composition: nephelinite									
Sample: JAC46.1 (this work)										Sample: 93SOB172 (Gibson <i>et al.</i> , 1999)									
Model: Fractional crystallization										Model: Fractional crystallization									
T (°C)	1216.2	1196.2	1176.2	1156.2	1136.2	1116.2	1096.2	1076.2	1056.2	T (°C)	1182.8	1162.8	1142.8	1122.8	1102.8	1082.8	1062.8	1042.8	1022.8
P (kbar)	1	1	1	1	1	1	1	1	1	P (kbar)	1	1	1	1	1	1	1	1	1
fO2 (DFMQ)	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	fO2 (DFMQ)	1000	1000	1000	1000	1000				
Liquid mass	-8.05	-8.27	-8.5	-8.73	-8.97	-9.22	-9.48	-9.74	-10.01	Liquid mass	-8.42	-8.65	-8.89	-9.14	-9.39	-9.65	-9.92	-10.2	-10.5
f (%)	100	98.28	96.52	94.88	93.33	100.14	100.22	100.25	100.27	f (%)	100	99.47	97.21	95.09	87.99	79.12	73.42	69.08	65.75
liq (%)	0	1.72	3.47	5.12	6.67	26.65	41.37	47.86		liq (%)	0.54	2.81	4.96	12.12	21.04	26.79	31.15		
	100.0	98.3	96.5	94.9	93.3	73.48	58.85	52.39	48.49		100.0	99.5	97.2	95.1	88.0	79.12	73.42	69.08	65.75
SiO2	42.41	42.46	42.51	42.56	42.61	45.15	47.39	48.64	49.54	SiO2	41.36	41.39	41.89	42.41	42.95	43.39	43.72	44.16	44.62
TiO2	4.33	4.41	4.49	4.57	4.64	3.57	2.67	2.17	1.8	TiO2	1.86	1.85	1.67	1.5	1.13	0.74	0.51	0.35	0.25
Al2O3	9.06	9.22	9.39	9.55	9.71	11.3	13.02	14	14.62	Al2O3	13.22	13.29	13.52	13.74	14.29	15.11	15.76	16.35	16.87
Fe2O3	2.57	2.61	2.65	2.7	2.74	2.28	1.78	1.48	1.29	Cr2O3	2.38	2.4	2.34	2.26	2.15	2.01	1.86	1.72	1.58
FeO	11.13	11.09	11.02	10.94	10.85	8.29	6.03	4.83	4.05	FeO	8.28	8.22	7.69	7.13	6.5	5.78	5.15	4.58	4.07
MnO	0.29	0.28	0.28	0.28	0.28	0.35	0.44	0.5	0.54	MnO	0.2	0.2	0.21	0.21	0.22	0.25	0.27	0.28	0.3
MgO	9.49	8.87	8.23	7.61	7.03	5.29	3.47	2.44	1.76	MgO	6.32	6.13	5.57	5.05	4.27	3.35	2.66	2.12	1.69
CaO	12.38	12.59	12.8	13.01	13.21	12.45	11.1	10.12	9.33	CaO	10.32	10.37	10.6	10.83	10.26	9.12	8.26	7.41	6.65
Na2O	2.24	2.28	2.32	2.36	2.4	3.02	3.75	4.19	4.52	Na2O	7.37	7.41	7.59	7.75	8.37	9.29	10	10.62	11.15
K2O	3.15	3.2	3.26	3.32	3.37	4.28	5.35	6.01	6.49	K2O	3.02	3.03	3.1	3.17	3.43	3.81	4.11	4.37	4.59
P2O5	0.69	0.71	0.72	0.73	0.74	0.95	1.18	1.33	1.43	P2O5	1.15	1.15	1.18	1.21	1.3	1.45	1.56	1.51	1.4
H2O	2.04	2.08	2.12	2.15	2.19	2.78	3.47	3.9	4.21	H2O	2.92	2.93	3	3.07	3.32	3.69	3.98	4.22	4.42
CO2	0.2	0.21	0.21	0.22	0.22	0.28	0.35	0.39	0.42	CO2	0.58	0.57	0.56	0.56	0.54	0.51	0.48	0.45	0.43
Solid phases (in equilibrium with each step)										Solid phases (in equilibrium with each step)									
ol	1.72	1.76	1.65	1.55						ol	0.46	1.12	1.01	0.5	7.6	4.81	3.39	2.48	
ol (Fo)	83.14	82.08	80.93	79.69						ol (Fo)	83.81	83.01	82.22	81.3					
spinel						6.48	3.62	1.28	0.61	spinel	0.08	1.17	1.15	1.36	1.33	0.94	0.74	0.59	
cpx						13.51	11.1	5.21	3.31	cpx				5.29	7.6	4.81	3.39	2.48	
mass sol.	1.72	1.76	1.65	1.55	19.99	14.72	6.49	3.92		mass sol.	0.54	2.28	2.15	7.16	8.93	5.75	4.37	3.37	
Summary of accumulation										Summary of accumulation									
ol	1.72	3.48	5.13	6.68						ol	0.46	1.58	2.59	3.09					
spinel						6.48	10.1	11.38		spinel	0.08	1.25	2.4	3.76	5.09	6.03	6.77		
cpx						13.51	24.61	29.82		cpx				0.5	8.1	12.91	16.3		

Supplementary material - Table A5. Calculated mg# and trace element composition (ppm) of liquids in equilibrium with diopside cores from clinopyroxenites of the Jacupiranga Complex.

Sample	Kd(s)	JC105											JC127					
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	1	2	3	4	5	6
mg# (liq)		51	51	51	49	50	50	50	53	49	48	49	46	43	43	43	42	42
Sc	6 ^a	16	13	16	15	15	15	15	15	14	14	14	16	13	14	15	16	14
Ti	0.83 ^b	8138	9474	9309	11402	9991	9664	11507	6609	10899	10831	9444	10445	11165	9455	9684	9372	11524
V	0.67 ^a	218	359	279	418	342	328	414	177	395	409	355	414	424	392	409	381	449
Cr	3.29 ^a	420	35	438	33	293	281	35	715	35	31	45	38	41	61	38	111	37
Co	0.85 ^a	55	51	50	53	52	52	53	47	49	50	50	55	55	56	52	55	56
Ni	3.56 ^a	58	40	42	43	43	42	42	40	36	42	43	34	34	34	34	35	36
Zn	0.24 ^a	120	99	113	113	110	104	109	101	94	101	104	121	125	131	110	121	132
Ga	0.31 ^a	17	19	18	24	20	20	22	13	22	23	21	29	36	34	32	32	38
Sr	0.0963 ^c	1644	2547	2163	2662	2649	2421	2734	1548	2766	2820	2526	4045	4861	7483	5019	5317	5533
Y	0.438 ^c	14	35	24	41	40	37	39	14	33	36	32	38	40	53	44	45	52
Zr	0.121 ^c	189	402	348	544	489	464	496	171	427	504	384	1128	1340	1776	1339	1430	2000
Hf	0.245 ^d	4	12	8	12	12	12	15	4	10	14	12	21	21	31	25	27	33
La	0.0435 ^c	130	242	201	279	291	268	269	114	256	273	237	334	372	544	410	418	469
Ce	0.0843 ^c	202	402	314	459	446	427	458	192	456	456	398	443	515	651	493	504	646
Pr	0.124 ^c	22	49	35	55	55	50	53	22	54	56	49	44	52	65	51	53	64
Nd	0.173 ^c	81	170	115	207	203	181	190	75	182	196	171	157	168	204	160	171	211
Sm	0.283 ^c	10	25	17	29	26	26	26	10	25	25	23	18	23	25	22	20	26
Eu	0.312 ^c	2	6	3	5	6	5	5	2	6	6	5	5	6	7	5	5	7
Gd	0.336 ^c	8	17	11	18	19	17	19	8	18	20	18	15	18	20	18	17	20
Tb	0.364 ^c	1	2	1	2	2	2	2	1	2	2	2	2	2	2	2	2	3
Dy	0.363 ^c	3	9	7	12	11	11	11	4	9	10	9	9	10	13	12	12	13
Ho	0.378 ^c	1	1	1	2	2	2	2	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2
Er	0.351 ^c	2	4	3	5	5	5	4	2	5	5	3	4	5	7	6	5	7
Tm	0.297 ^c	0	0	0	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Yb	0.313 ^c	1	3	2	4	3	4	3	1	3	2	3	4	4	6	3	4	4
Lu	0.265 ^c	0	0	0	1	1	0	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1
La _N /Yb _N		113	62	72	51	66	53	70	57	59	80	65	68	69	70	89	67	78
Ti _N /Eu _N		1	0.21	0.35	0.28	0.22	0.25	0.29	0.37	0.25	0.23	0.26	0.26	0.25	0.18	0.25	0.22	0.22
La _N /Zr _N		11	10	9	8	10	9	9	11	10	9	10	5	5	5	5	5	4
Hf _N /Y _N		5	5	5	4	4	5	6	4	5	6	6	8	8	9	8	9	9

^a Partition coefficients compiled from Arzamastsev *et al.* (2009).

^b Partition coefficients compiled from Dobosi and Jenner (1999).

^c Partition coefficients compiled from Foley *et al.* (1996).

^d Partition coefficients obtained from interpolated data (Azzone *et al.*, 2013).

**6 NEW CONSTRAINTS ON THE PETROGENESIS OF THE JACUPIRANGA
ULTRAMAFIC-ALKALINE CARBONATITE COMPLEX (BR) FROM Pb AND Hf
ISOTOPE DATA**

Manuscrito em preparação.

1 INTRODUCTION

During the Mesozoic and Cenozoic times, the central-southeastern region of the South American Platform was the scenario of an extensive magmatic activity of tholeiitic and alkaline-carbonatite affinity (e.g. Almeida, 1983; Piccirillo and Melfi, 1988; Comin-Chiaramonti and Gomes, 2005). Notably, the alkaline occurrences were emplaced along the margins of the intracratonic Paraná Basin. Among them, the Jacupiranga Complex is a vastly known ultramafic-alkaline carbonatite unit (e.g. Melcher, 1966; Gaspar and Wyllie, 1983; Germann *et al.*, 1987; Huang *et al.*, 1995; Costanzo *et al.*, 2006), mainly due to its important phosphate deposit related to the carbonatite body but also because of the particularities of some ultramafic cumulates (i.e. jacupirangites, Derby, 1891). However, only a few studies cover the silicate rocks (> 90% of its outcropping surface – Melcher, 1966; Germann *et al.*, 1987; Gaspar, 1989; Morbidelli *et al.*, 1995; Ruberti *et al.*, 2005). Therefore, any attempt to propose a petrological model or an origin for the carbonatite rocks has been done without a proper and comprehensive view of the Jacupiranga Complex.

The origin of carbonatites has long been a subject of debate (e.g. Freestone and Hamilton, 1980; Le Bas, 1987; Lee and Wyllie, 1997, Harmer and Gittins, 1998). Broadly speaking, the models consider two scenarios: (1) carbonatites derived from a primary carbonate magma directly generated from peridotite mantle and (2) derivative carbonatite melts related to primary silicate parental magmas (through fractional crystallization or liquid immiscibility). For this reason, in cases where carbonatites are spatially and temporally associated with alkaline and ultramafic rocks, as in the Jacupiranga Complex, the origin of the carbonatites cannot be properly constrained without taking into account the silicate lithotypes.

Although alkaline rocks and carbonatites are well established as mantle-derived, there is still no consensus on the nature and location of their mantle sources. Whereas some authors consider heterogeneous subcontinental mantle as suitable sources (e.g. Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007; Omarini *et al.*, 2016; Ashwal *et al.*, 2016), other workers favor a derivation from sub-lithospheric sources (e.g. Bell and Simonetti, 2010). According to Pearson *et al.* (2003), of the incompatible element isotope systems, the Lu-Hf isotope is the most robust to metasomatic overprinting. The immobility of the refractory Lu-Hf system during metasomatic processes thus provides a powerful tool for evaluating the mantle source characteristics, particularly when dealing with the subcontinental lithospheric mantle. To date, only two Brazilian alkaline occurrences were studied on the basis of Hf isotope composition: Goiás peridotites (Carlson *et al.*, 2007) and Catalão I (Guarino *et al.*, 2016), both from Late Cretaceous.

The idea addressed in the current manuscript, still in preparation, is to contribute to the understanding of the Jacupiranga Complex petrogenesis, mainly based on the enhanced resolution provided by the Hf and Pb isotopes. This study offers the first Hf isotope analyses for the alkaline magmatism that occurred in Southeastern Brazil from during Early Cretaceous times, as well as 10 new Pb isotope analyses for the Jacupiranga Complex, including the first analyses for dunite, wehrlite, ijolite, feldspar-bearing rocks, and lamprophyre. For the origin of the carbonatites, we also used trace element data from our previous work. This study focuses on (1) the Hf isotopic composition of the Jacupiranga rocks; (2) better constraints of the mantle sources; and (3) the petrogenetical relationship, if any, between the carbonatites, the mildly silica-undersaturated and strongly silica-undersaturated series.

2 GEOLOGICAL SETTING

Mainly driven by the Atlantic Ocean opening, the last activation stage of the South American Platform (Upper Jurassic onwards – Almeida *et al.*, 2000) comprises episodes of both tholeiitic and alkaline magmatism. In the southern part of the platform, the tholeiitic basaltic activity gave rise to the Paraná Magmatic Province (PMP: 134.7 ± 1 Ma, Thiede and Vasconcelos, 2010), one of the largest continental flood basalts in the world, accompanied by minor intrusive activity. Its alkaline counterpart occurs as intrusive bodies (plugs, stocks, and dikes) with a wide range of compositions (SiO₂-saturated or unsaturated, down to ultrabasic rocks, carbonatites and/or kimberlites), all yielding Early to Late Cretaceous ages (Gomes and Comin-Chiaramonti, 2005).

In the central-southeastern part of the platform (Fig. 1A), the alkaline occurrences are distributed along the margins of the intracratonic Paraná Basin (Gomes and Comin-Chiaramonti, 2005). The detailed tectonic framework controlling the distribution of the alkaline activity in the eastern margin of the basin is still controversial, despite being clearly associated with the basin boundaries. It is noteworthy that these igneous bodies are aligned along the Lancinha–Cubatão Shear Zone (Biondi, 2005), which represents a NE-SW suture zone (Fig.1A) formed during the Gondwana amalgamation and possibly reactivated during the Atlantic Ocean opening.

There is no general agreement on neither the mechanical nor the petrogenetic relations between these tectonic features and the genesis of the alkaline complexes. Nonetheless, the southern and central coastal intrusions are usually related to the Ponta Grossa Arch (Almeida, 1983; Riccomini *et al.*, 2005), a NW-SE trending structure enhanced by swarms of basaltic dikes from the PMP. Among the four N40-60W-trending lineaments controlling the Ponta Grossa Arch structural framework (Fig.1A- Guapiara, São Jerônimo-

Curiúva, Rio Alonso, and Rio Piquiri), the southern sectors of the Guapiara and São Jerônimo-Curiúva lineaments present some alkaline and alkaline-carbonatite intrusions aligned parallel to their axis (Ruberti *et al.*, 2005). Three Early Cretaceous complexes are related to the Guapiara lineament, and the Jacupiranga Complex (~65 km²) is the largest of them.

The Jacupiranga Complex is a NNW elongated body (Melcher, 1966) intrusive into the Neoproterozoic Itapeúna granodiorites and micaschists from the Turvo-Cajati Formation (Fig. 1B). The northern portion of the unit mostly consists of dunites and rare wehrlites. This ultrabasic body is surrounded by an annular zone composed of rocks of widely varying composition (syenites, gabbros, diorites, monzonites, and fine-grained rocks) and restricted lateral continuity (decametric at most). Due to these features, we rather use the term “heterogeneous zone” to designate this unit. The southern part of Jacupiranga consists of a clinopyroxenite unit (~22 km²) with cumulative features associated with a crescent-shaped body of banded ijolites. In the central clinopyroxenite, a carbonatite body (1.5 km²) hosts a phosphate ore deposit that has been mined for several decades. In our previous work (Chmyz *et al.*, 2016, submitted manuscript), we propose two distinct magmatic series for the Jacupiranga silicate rocks: (1) a strongly silica-undersaturated series, comprising part of the clinopyroxenites and the ijolitic rocks, probably related to nephelinite melts and (2) a mildly silica-undersaturated series, related to basanite parental magmas and comprising the feldspar-bearing rocks, phonolites, lamprophyres, and part of the clinopyroxenites.

3 MAIN PETROGRAPHIC ASPECTS

The general geology of Jacupiranga has been extensively described by Melcher (1966), Germann *et al.* (1987), Gaspar (1989), and more recently summarized by Ruberti *et al.* (2005). A brief description of each analyzed sample is given below. For a more detailed description, see Chmyz *et al.* (2016, submitted manuscript), where all these samples have previously been characterized in terms of major and trace elements, Sr-Nd isotopes and Ar/Ar ages.

Magnetite clinopyroxenite JAC45 is a coarse-grained layered mesocumulate mainly composed of subhedral cumulus diopside (>80 vol.%), either normally or reversely zoned. Ti-magnetite (10-20 vol.%) is the main interstitial phase. Although scarce, there is also phlogopite, apatite, and perovskite (mantling the Ti-magnetite). In comparison with the magnetite clinopyroxenite, the *nepheline-bearing clinopyroxenite* (JAC18) differ by the presence of interstitial nepheline and by the higher and lower amounts of phlogopite and Ti-magnetite, respectively. *Ijolite* JAC29.2 is a coarse-grained rock composed of subhedral diopside (40 vol.%), nepheline (55 vol.%), phlogopite (<5% vol.%), Ti-magnetite (5 vol.%),

apatite, and perovskite. The ijolite main feature is a subhorizontal banding defined by variations in the amounts of nepheline and clinopyroxene.

The Jacupiranga *dunit*es are hindered by the absence of fresh outcrops and regolith thickness, so their primary features are scarcely known. Three short drill holes samples were selected for this study: a fine-grained dunite (JAC248) essentially with subhedral olivine, and two medium-grained *wehrlites* (JAC220 and JAC243), with olivine and minor subhedral diopside (<15 vol.%). Nonetheless, weathering and the high serpentinization degree (30-70%) prevent to accurately retrieve the primary textures or minerals proportion and satisfactorily classify this rock.

We selected a representative sample of each group of feldspar-bearing rocks that constitute the Heterogeneous Zone (i.e. dioritic, syenitic, and monzonitic rocks), except for the syenites, for which two samples were selected. Melasyenite JAC31 is a medium- to coarse-grained porphyritic rock, presenting alkali feldspar phenocrysts within a matrix mainly composed of alkali feldspar, clinopyroxene, biotite, and minor nepheline and apatite. *Alkali-feldspar syenite* JAC32 is characterized by mafic aggregates (i.e. subhedral to anhedral clinopyroxene, hastingsite, titanite, biotite, and magnetite) associated with alkali feldspar euhedral crystals. *Monzonite* (JAC25) is a medium-grained rock outcropping in the northern part of the heterogeneous zone. It is composed of zoned plagioclase phenocrysts mantled by alkali-feldspar rims set in an andesine, alkali-feldspar, sieve-textured hornblende, biotite, titanite, magnetite matrix, and accessory zircon. *Meladiorite* JAC22 is a medium-grained rock composed of diopside and Ca-plagioclase, with minor biotite, apatite, and magnetite.

Lamprophyres are coarse- to fine-grained rocks that occur as dikes crosscutting alkali-feldspar syenites. Two lamprophyre samples were selected for Pb and Hf isotopic investigations: a coarse- (JAC46.1) and a fine-grained (JAC46.2) samples, both related to the same outcrop. They both feature biotite and clinopyroxene macrocrysts included in a finer-grained matrix made of volcanic glass, clinopyroxene, biotite, alkali feldspar, plagioclase, magnetite, titanite, and apatite.

For the *carbonatites*, we selected four samples: two apatite calcite carbonatites (CCap), one outcropping in the southern part of the intrusion (JAC04) and the other in the north (JAC44); one dolomite carbonatite (DC – JAC09) and a magnetite calcite carbonatite (CCmg - JAC08). All samples present apatite, magnetite and phlogopite as essential phases, although in different proportions. Additionally, as the carbonatite ore mineral, the apatite occurs in different forms: small aggregates (JAC44), pockets (JAC09), layers (JAC08), or disseminated throughout the rock (JAC04).

4 ANALYTICAL METHODS

Respectively, fifteen and twelve samples from different Jacupiranga lithotypes were selected for Hf and Pb isotopic investigation. Most of them were sent for whole-rock analysis to Acme Analytical Laboratories Ltd., Vancouver, Canada. Trace elements were determined by laser ablation inductively coupled mass spectrometry (LA-ICP-MS). Dunite and wehrlites samples were analyzed for trace element concentrations at the AETE technical platform (Trace Element Analysis in the Environment, Université de Montpellier) using a ThermoFinnigan ELEMENT XR (HR-ICP-MS: high resolution inductively coupled plasma mass spectrometer) after acid digestion with HNO_3 –HF– HClO_4 , as described by Ionov *et al.* (1992).

Rock samples were crushed then powdered in an agate mill for the whole-rock isotopic analyses. 100-200 mg of whole-rock powders were leached with 6 N HCl during one hour at 95°C (except for the carbonatites), rinsed three times in ultrapure water and then dissolved in a mixture of HF– HNO_3 during 72h on a hot plate. After evaporation to dryness, concentrated HNO_3 was added to the residue and kept at about 110 °C for 48h. Pb and Hf chemical separation was carried out using different chemical separation steps (see Bosch *et al.*, 2008 for details). Hf and Pb isotopes were determined at the École Normale Supérieure de Lyon (ENSL) using a multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry (Finnigan Neptune Plus). $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratios were corrected for mass fractionation following an exponential law based on $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.7325$. During the course of analyses, multiple measurements of the international JMC-475 Hf standard gave 0.282150 ± 11 ($n = 17$). ϵ_{Hf} values calculated using $([^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}]_{\text{sample}} / [^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}]_{\text{CHUR}} - 1) \times 10,000$ (the subscript sample and CHUR denote the value of samples and chondrite), in which $[^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}]_{\text{CHUR}} = 0.282772$ (Blichert-Toft and Albarede, 1997). Delta ϵ_{Hf} ($\Delta\epsilon_{\text{Hf}}$) is defined as the difference between the measured (or initial) Hf isotope ratio and that predicted from the oceanic basalt Nd–Hf isotope correlation line of Vervoort *et al.* (1999). The correlation line is defined as $\epsilon_{\text{Hf (OIB)}} = 1.33\epsilon_{\text{Nd}} + 3.19$ (where OIB is ocean island basalt). Hf T_{DM} was calculated considering the decay constant (λ) of 1.865×10^{-11} (Scherer *et al.*, 2001) and depleted mantle values of $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ (Blichert-Toft and Albarede 1997). NBS981 Pb standards were routinely analyzed and yielded reproducibility better than 200 ppm for the three ^{204}Pb dependent ratios.

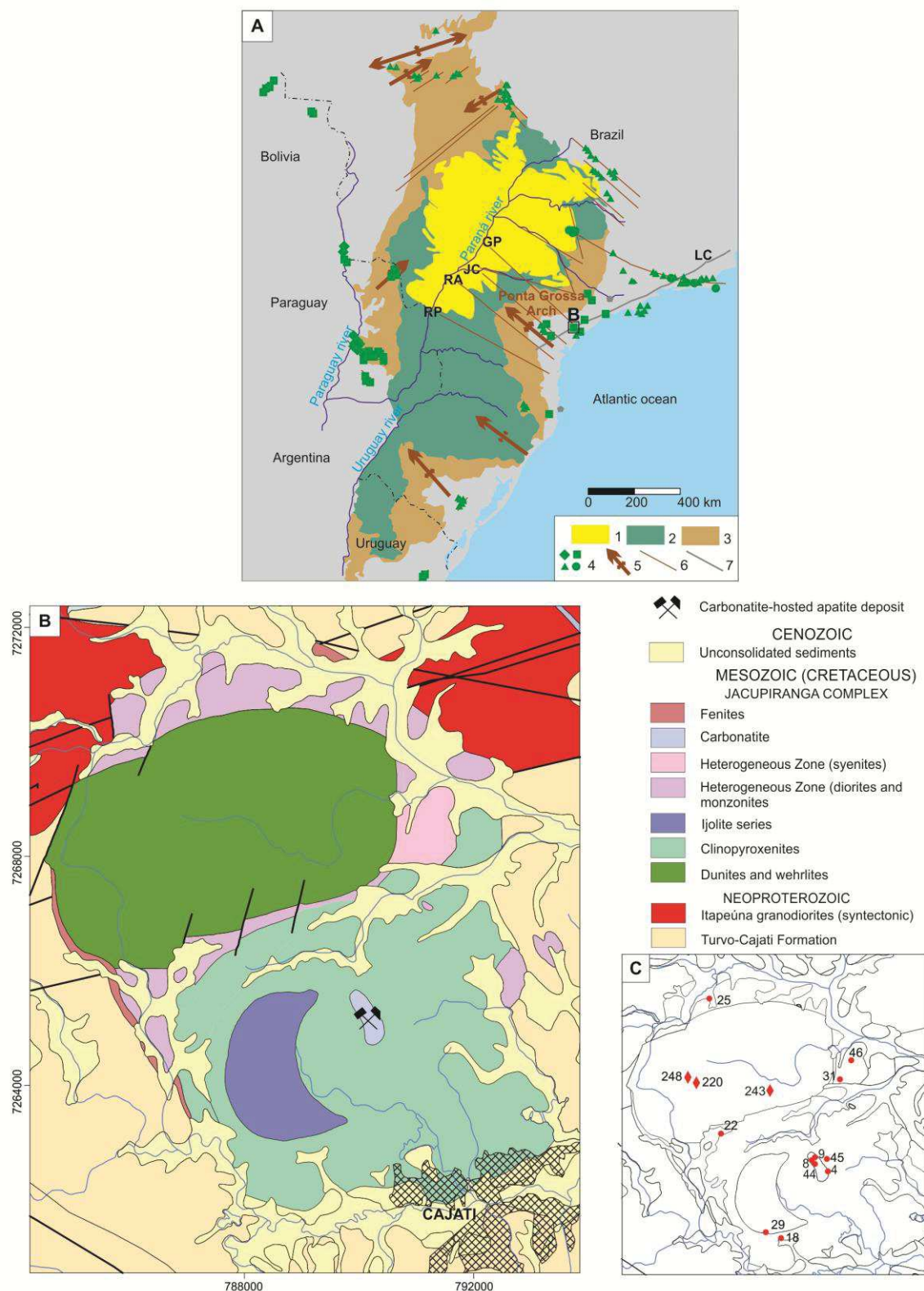


Fig. 1. (A) Alkaline occurrences along the Paraná Basin margins at the central-southeastern part of the South America platform (after Riccomini *et al.*, 2005): 1) Late Cretaceous Bauru Basin; 2) Early Cretaceous Paraná Magmatic Province; 3) Late Ordovician to Early Cretaceous Paraná Basin; 4) Alkaline units (diamonds, Permian-Triassic; squares, Early Cretaceous; triangles, Late Cretaceous; circles, Paleogene); 5) Axes of main arches; 6) Major fracture zones (GP, Guapiara; JC, São-Jerônimo-Curiúva; RA, Rio Alonzo; RP, Rio Piquiri); 7) Lancinha-Cubatão Shear Zone. (B) Schematic geological map of the Jacupiranga Complex (compiled and modified from Faleiros and Pavan, 2013). (C) Location of all samples collected for this study (red diamonds, core sample; red circles, outcrop samples).

5 RESULTS

5.1 Pb ISOTOPE COMPOSITION

Whole-rock Th contents are extremely low in the clinopyroxenites (<0.5 ppm) and rather low in the carbonatites (0.6 – 3.5 ppm). As noted by Huang *et al.* (1995), samples of these lithotypes with low Th values also yield low P₂O₅, suggesting apatite as an important Th carrier. Additionally, most of the Jacupiranga analyzed rocks show low to extremely low whole-rock U contents. Similar results were obtained for the carbonatites and clinopyroxenites by Huang *et al.* (1995). Four analyzed samples (JAC08, JAC09, JAC29.2, and JAC45) are below the detection limit of 0.1 ppm.

Considering the dataset presented by Ruberti *et al.* (2005), the Jacupiranga rocks show rather low Pb (< 24 ppm). Unfortunately, we have detected a possible analytical error regarding our measurements of common Pb concentrations for the feldspar-bearing rocks and lamprophyres. Our Pb concentrations for these rocks are systematically lower than those presented by Ruberti *et al.* (2005) and Menezes *et al.* (2015). Lamprophyre JAC46.2 yields almost identical major and trace elements compositions than those obtained by Menezes *et al.* (2015) for the same dike, except for Pb (four times higher than our data). For carbonatites and clinopyroxenites, our Pb measurements are coherent with those from Huang *et al.* (1995). However, in order to minimize further misinterpretations, we have decided to present the measured Pb isotopic ratios for the entire dataset, which should be considered with some caution. These analyses will be redone for further publication.

Pb isotope data are presented in Table 1 and illustrated in Fig.2. Measured isotope ratios range from 17.08 to 18.13, from 15.39 to 15.55, and from 37.67 to 39.52 for ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, and ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb, respectively. A well-defined positive correlation is displayed between ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, and ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb ratios encompassing all samples. Overall, the analyzed carbonatites show measured Pb-isotope values similar to those obtained by Huang *et al.* (1995) and they have the lowest Pb ratios among the analyzed lithotypes. Despite their overall distinct major and trace element compositions, the rocks from the strongly and mildly silica-undersaturated series have quite similar Pb ratios and do not yield any organized distribution.

Table 1 – Present day Pb isotopic ratios for the Jacupiranga samples. Abbreviations: : CPX, magnetite clinopyroxenite; Ne- IJL, ijolite ; WEH, wehrlite; DUN, dunite; LAM, lamprophyre; MDIO, meladiorite; AFS, alkali feldspar syenite; MSY, melasyenite; MON, monzonite; CCmg, magnetite calcite carbonatite; DC, dolomite carbonatite; CCap, apatite calcite carbonatite.

Sample	Lithotype	Th ppm	U ppm	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} (\pm 2\sigma)$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} (\pm 2\sigma)$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} (\pm 2\sigma)$
JAC45	CPX	0.3	< 0.1	17.6304 $\pm$ 0.0004	15.4513 $\pm$ 0.0004	38.0609 $\pm$ 0.0011
JAC29.2	IJL	0.5	< 0.1	17.8780 $\pm$ 0.0005	15.4934 $\pm$ 0.0005	38.5683 $\pm$ 0.0015
JAC220	WEH	0.03	0.01	17.5975 $\pm$ 0.0003	15.4597 $\pm$ 0.0003	37.9526 $\pm$ 0.0010
JAC243	DUN	0.10	0.01	17.6001 $\pm$ 0.0004	15.4585 $\pm$ 0.0005	38.0555 $\pm$ 0.0013
JAC248	DUN	0.40	0.02	17.8341 $\pm$ 0.0004	15.4979 $\pm$ 0.0005	39.5236 $\pm$ 0.0015
JAC46.1	LAM	18.2	2.8	18.1251 $\pm$ 0.0002	15.5463 $\pm$ 0.0003	38.9922 $\pm$ 0.0009
JAC46.2	LAM	7.9	1.6	17.3192 $\pm$ 0.0002	15.4660 $\pm$ 0.0002	37.7026 $\pm$ 0.0006
JAC22	MDIO	2.0	0.3	17.1917 $\pm$ 0.0003	15.4681 $\pm$ 0.0003	37.6709 $\pm$ 0.0012
JAC46.3	AFS	22.4	4.2	17.8389 $\pm$ 0.0003	15.5321 $\pm$ 0.0003	38.3691 $\pm$ 0.0011
JAC31	MSY	22.9	3.5	17.8370 $\pm$ 0.0004	15.5268 $\pm$ 0.0004	38.4558 $\pm$ 0.0012
JAC25	MON	13.0	2.7	17.7285 $\pm$ 0.0003	15.5227 $\pm$ 0.0003	38.1979 $\pm$ 0.0010
JAC08	CCmg	1.2	< 0.1	17.1148 $\pm$ 0.0003	15.3942 $\pm$ 0.0002	37.8880 $\pm$ 0.0007
JAC09	DC	0.6	< 0.1	17.0785 $\pm$ 0.0003	15.4004 $\pm$ 0.0003	37.7101 $\pm$ 0.0010
JAC04	CCap	3.5	4.0	17.4241 $\pm$ 0.0002	15.4358 $\pm$ 0.0003	37.9761 $\pm$ 0.0008
JAC44	CCap	2.36	0.50	17.1637 $\pm$ 0.0003	15.4051 $\pm$ 0.0003	37.7545 $\pm$ 0.0010

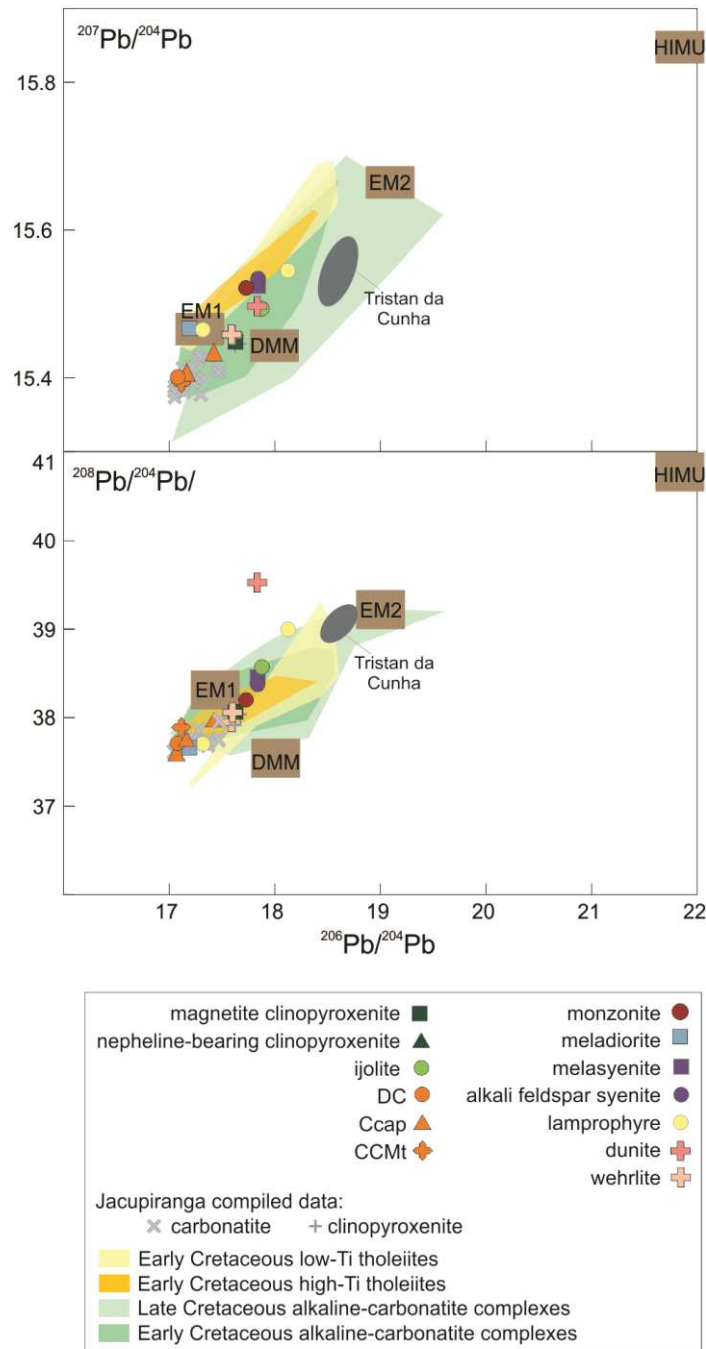


Fig. 2. Measured $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. measured $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ for the analyzed Jacupiranga rocks. Compiled Jacupiranga data are from Huang *et al.* (1995). The parameters EM1, EM2, HIMU, and DMM are approximations of mantle end-members as in Bell and Tilton (2001), taken after Hart *et al.* (1986, 1992). The fields of Early Cretaceous tholeiites from the Paraná Etendeka Province (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2005 and references therein), Brazilian alkaline-carbonatite complexes (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2005 and references therein) are plotted for comparison. Tristan da Cunha and Paraná Magmatic Province tholeiites are based on data from the GEOROC database (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>).

5.2 Hf ISOTOPE COMPOSITION

The Hf isotope data are given in Table 2 and presented in Fig. 3. The data span a rather large range of $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ values: 0.28227-0.28277 ($-16.48 < \epsilon\text{Hf}_i < 1.47$). Clinopyroxenites and ijolites display higher Hf isotope ratios (0.28265-0.28276) than the

feldspar-bearing rocks and the lamprophyres (0.28227-0.28253), with a small gap of 0.00012 separating both groups. Monzonite and meladiorite are the least radiogenic rocks. Dunite yield an initial Hf isotopic ratio (0.282771) similar with clinopyroxenites-ijolites, whereas wehrlite yields a composition (0.282526) close to the feldspar bearing rocks. The ϵ_{Hf} and ϵ_{Nd} correlate well, giving a linear expression of $\epsilon_{\text{Hf}} = 0.895\epsilon_{\text{Nd}} - 0.176$ with $R^2 = 0.99$ for clinopyroxenites-ijolites and $\epsilon_{\text{Hf}} = 0.619\epsilon_{\text{Nd}} - 0.034$ with $R^2 = 0.94$ for the rocks from the Heterogeneous Zone. Most samples lie on, or close to, the mantle array, a linear regression ($\epsilon_{\text{Hf}} = 1.33\epsilon_{\text{Nd}} + 3.19$) through MORB to OIB (data from Vervoort *et al.*, 1999). Departure from the mantle array can be expressed in terms of the parameter $\Delta\epsilon_{\text{Hf}}$ (Beard and Johnson, 1993), with data plotting above the reference line having positive values. The Jacupiranga clinopyroxenites-ijolites have positive $\Delta\epsilon_{\text{Hf}}$ values (+3.48 to +4.13), whereas the rocks from the Heterogeneous Zone show negative to slightly positive values (-2.27 to 0.67). Dunite yields the highest $\Delta\epsilon_{\text{Hf}}$ among the analyzed samples (4.71) and wehrlite JAC243 has a slightly negative $\Delta\epsilon_{\text{Hf}}$ (-0.19).

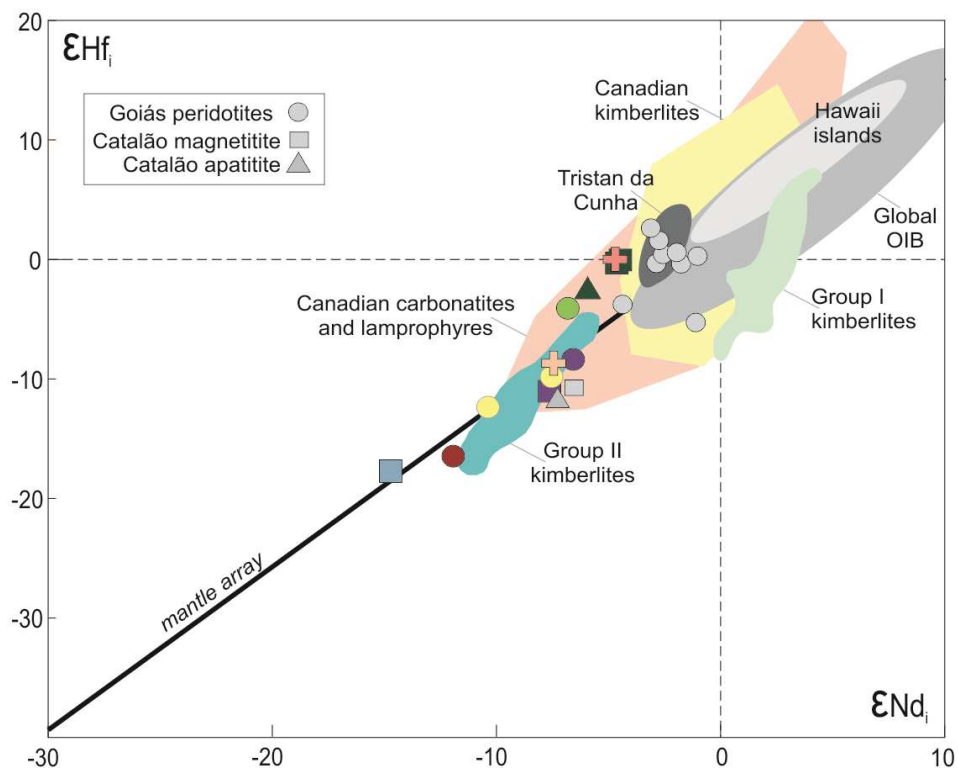


Fig. 3. ϵ_{Hf} vs. ϵ_{Nd} diagram for the analyzed Jacupiranga samples. Field of Tristan da Cunha (Salters *et al.*, 2011), Goiás peridotite xenoliths (Carlson *et al.*, 2007) and Catalão rocks (Guarino *et al.*, 2016) are shown for comparison. Other fields were compiled from Guarino *et al.* (2016) and references therein.

Table 2 - Hf isotopic ratios for the Jacupiranga samples. Abbreviations: CPX, magnetite clinopyroxenite ; Ne-CPX, nepheline-bearing clinopyroxenite ; IJL, ijolite ; WEH, wehrlite ; DUN, dunite ; LAM, lamprophyre ; MDIO, meladiorite ; AFS, alkali feldspar syenite ; MSY, melasyenite; MON, monzonite. Isotopic ratios were corrected for in situ radioactive decay using Ar-Ar ages obtained on the same samples (Chmyz *et al.*, 2016, submitted manuscript).

SAMPLE	Lithotype	Lu ppm	Hf ppm	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} (\pm 2\sigma)$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	εHf	$\Delta\varepsilon\text{Hf}$	T_{DM} Ga
JAC45	CPX	0.08	6	0.002	0.282761 $\pm$ 0.000005	0.282757	-0.38	4.10	0.71
JAC45.B	CPX	0.08	6	0.002	0.282768 $\pm$ 0.000007	0.282764	-0.13	4.13	0.70
JAC18	Ne-CPX	0.1	4.1	0.003	0.282708 $\pm$ 0.000004	0.282699	-2.27	3.89	0.82
JAC29.2	IJL	0.08	1.9	0.006	0.282667 $\pm$ 0.000003	0.282653	-3.70	3.48	0.93
JAC243	WEH	0.009	0.072	0.016	0.282566 $\pm$ 0.000005	0.282526	-7.28	-0.19	1.65
JAC248	DUN	0.011	0.090	0.017	0.282814 $\pm$ 0.000004	0.282770	1.47	4.71	1.12
JAC46.1	LAM	0.42	11	0.005	0.282495 $\pm$ 0.000004	0.282482	-9.81	-1.64	1.21
JAC46.2	LAM	0.2	6.6	0.004	0.282432 $\pm$ 0.000006	0.282422	-12.01	0.11	1.27
JAC22	MDIO	0.26	2.5	0.014	0.282306 $\pm$ 0.000005	0.282271	-16.48	0.67	2.08
JAC46.3	AFS	0.21	6.7	0.004	0.282544 $\pm$ 0.000007	0.282533	-8.07	-1.16	1.10
JAC31	MSY	0.36	9.5	0.005	0.282473 $\pm$ 0.000005	0.282460	-10.57	-2.27	1.24
JAC25	MON	0.31	7.8	0.005	0.282320 $\pm$ 0.000008	0.282306	-15.98	-1.87	1.49

6 DISCUSSION

6.1 CONSTRAINTS ON THE ORIGIN OF THE JACUPIRANGA CARBONATITES

Experimental data suggest that calcite carbonatites may be products of crystal accumulation, rather than representatives of melts (e.g. Le Bas, 1977; Veskler *et al.*, 1998; Lee *et al.*, 2000). The Jacupiranga carbonatites show a pronouncing layering defined by the variation in the amounts of non-carbonate phases (apatite, olivine, magnetite, phlogopite, and sulfides). However, according to Gaspar (1989), this mineral layering is usually vertical (i.e. intrusions C2 and C4) or steeply dipping (i.e. C1 and C5) and only C3 shows layers with lower angles of dip (i.e. between 20 and 40°). Although steep dips are commonly found in the lateral zones of cumulative intrusions, it is unlikely here considering how widespread those vertical/subvertical layers are. Moreover, considering the density of magnetite crystals (5.1-5.2 g/cm³), it would be expected that in an accumulation dominated process the magnetite occurred (at least locally) as conspicuous magnetite-enriched levels. Therefore, we consider that those layers shall be interpreted as flow structures (as already proposed by Melcher, 1966), rather than of cumulative origin.

Based on petrological and experimental studies, three different models are classically invoked to explain the genesis of carbonatites: (1) direct partial melting of a metasomatized mantle source (e.g. Harmer *et al.*, 1998; Harmer and Gittins, 1998; Srivastava *et al.*, 2005); (2) fractional crystallization of a parental magma with carbonated silicate composition (e.g. Lee and Wyllie, 1994; Brassinnes *et al.*, 2005) or (3) derivation by liquid immiscibility from a carbonated silicate melt such as carbonated nephelinite (e.g. Le Bas, 1977; Hamilton *et al.*, 1989; Wyllie and Lee, 1998).

Generally, liquid immiscibility from silicate liquids is believed to have generated most of the Brazilian carbonatites (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007; Gomes *et al.*, 2011). Such hypothesis is based on either mass-balance calculations (Beccaluva *et al.*, 1992) or geochemical constraints (e.g. Guarino *et al.*, 2012; Ruberti *et al.*, 2002; Brod *et al.*, 2013). For the Juquiá Complex, Beccaluva *et al.* (1992) argue that the crystallization of mafic cumulates have led a basanitic parental magma to fractionate to a melt with nepheline syenite composition from which a carbonatite melt separated by immiscibility. The silicate counterpart would have been represented by rocks of the ijolite series. Comin-Chiaramonti *et al.* (2007) suggest that the Juquiá model may represent a suitable picture for the other Mesozoic to Cenozoic Brazilian carbonatites. Therefore, alkaline and carbonatite associations would have been generated by a combination of fractional crystallization and immiscibility processes (Gomes *et al.*, 2011).

Indeed, liquid immiscibility is regarded by Germann *et al.* (1987) and Comin-Chiaramonti *et al.* (2007) as the mechanism generating the Jacupiranga carbonatites. The latter suggest that alkali gabbro melts evolved by fractionation of clinopyroxene and olivine (i.e. dunites and clinopyroxenites) to phonolite melts, from which the carbonatite liquid would have separated (the silicate conjugate would be represented by peralkaline phonolites). Based on mineral compositions, Gaspar (1989) also invoked liquid immiscibility for the unit, although considering two different events: a first leading to the formation of C1 and ijolites, and a second event generating C2 to C5 and melilite ijolites. Later on, Huang *et al.* (1995) came to an opposite conclusion by comparing isotope and trace elements compositions and concluded that the Jacupiranga carbonatites and clinopyroxenites derived from different parental magmas. Moreover, calculations made by Huang *et al.* (1995) indicate that the trace-element patterns of the Jacupiranga carbonatite can be reproduced by small degrees of partial melting of phlogopite garnet peridotites.

Both silicate series defined for Jacupiranga may generate carbonatites by liquid immiscibility. Parental magmas with nephelinite composition, such as that suggested for the strongly silica-undersaturated series, have long been proposed to relate to carbonatite magmas generated by liquid immiscibility, (Le Bas, 1987; Freestone and Hamilton, 1980; Lee and Wyllie, 1997; Mitchell, 2005). Similarly, basanite parental magmas, such as those of the mildly silica-undersaturated series, could originate carbonatite melts following the same evolution path proposed for Juquiá by Beccaluva *et al.* (1992).

MELTS thermodynamic modeling (Ghiorso and Sack, 1995; Asimow and Ghiorso, 1998) was carried out to further evaluate the possibility of a Jacupiranga lamprophyres (proposed as representatives of the parental magma of the mildly silica-undersaturated rocks) fractionate to phonolite compositions, as suggested by Comin-Chiaramonti *et al.* (2007). Fractional crystallization conditions (FC) were evaluated and the initial composition

selected is that of the lamprophyre JAC46.1 (M1), the best representative of a basanite melt in the complex. The calculations have been carried out at low-pressure condition ($P = 1$ kbar, based on clinopyroxene geobarometer results), with $fO_2=QFM$ buffer and an initial temperature of ca. 1,200°C. Theoretical liquid line of descent indicates that a basanite melt may produce phonolites by fractional crystallization (Fig. 4). The models predict olivine as liquidus phase, followed by spinel and clinopyroxene, consistent with the main phases of the dunites and/or the magnetite clinopyroxenites.

Harmer and Gittins (1998) argue that although immiscibility that goes to completion destroys much of the petrographic evidence of it having ever occurred, isotopic and geochemical evidences should remain in the conjugate liquids and in the carbonatite and silicate rocks that crystallize from them. Those authors also point out that the two conjugate immiscible liquids must have the same isotopic compositions. However, this is not the case for the Jacupiranga Complex. Although most of silicate rocks and carbonatites span a similar range in initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios, carbonatites exhibit distinctly higher $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ ratios (Fig. 5), except for a clinopyroxenite from Huang *et al.* (1995). As carbonatites generally contain Sr and Nd concentrations higher than those of common crustal rocks, it has been argued that this elevated contents would “buffer” the carbonatite isotopic compositions against crustal interaction, whereas the silicate conjugate would be more readily affected by such process. Even if it were the case and assimilation processes did affect the silicate conjugate more strongly than the carbonatite liquid (Ray, 1998), the Jacupiranga rocks do not appear significantly contaminated by crustal materials (Huang *et al.*, 1995) as only some lithotypes (i.e. meladiorite and monzonite) show evidences of crustal contamination (Chmyz *et al.*, submitted manuscript, 2016). Therefore, the differences of initial Nd ratios between carbonatites and silicate rocks are regarded as a primary feature. Similarly, the Jacupiranga carbonatites show lower Pb isotopic ratios than those of the silicate rocks, which Huang *et al.* (1995) consider as reflecting differences in their mantle source regions.

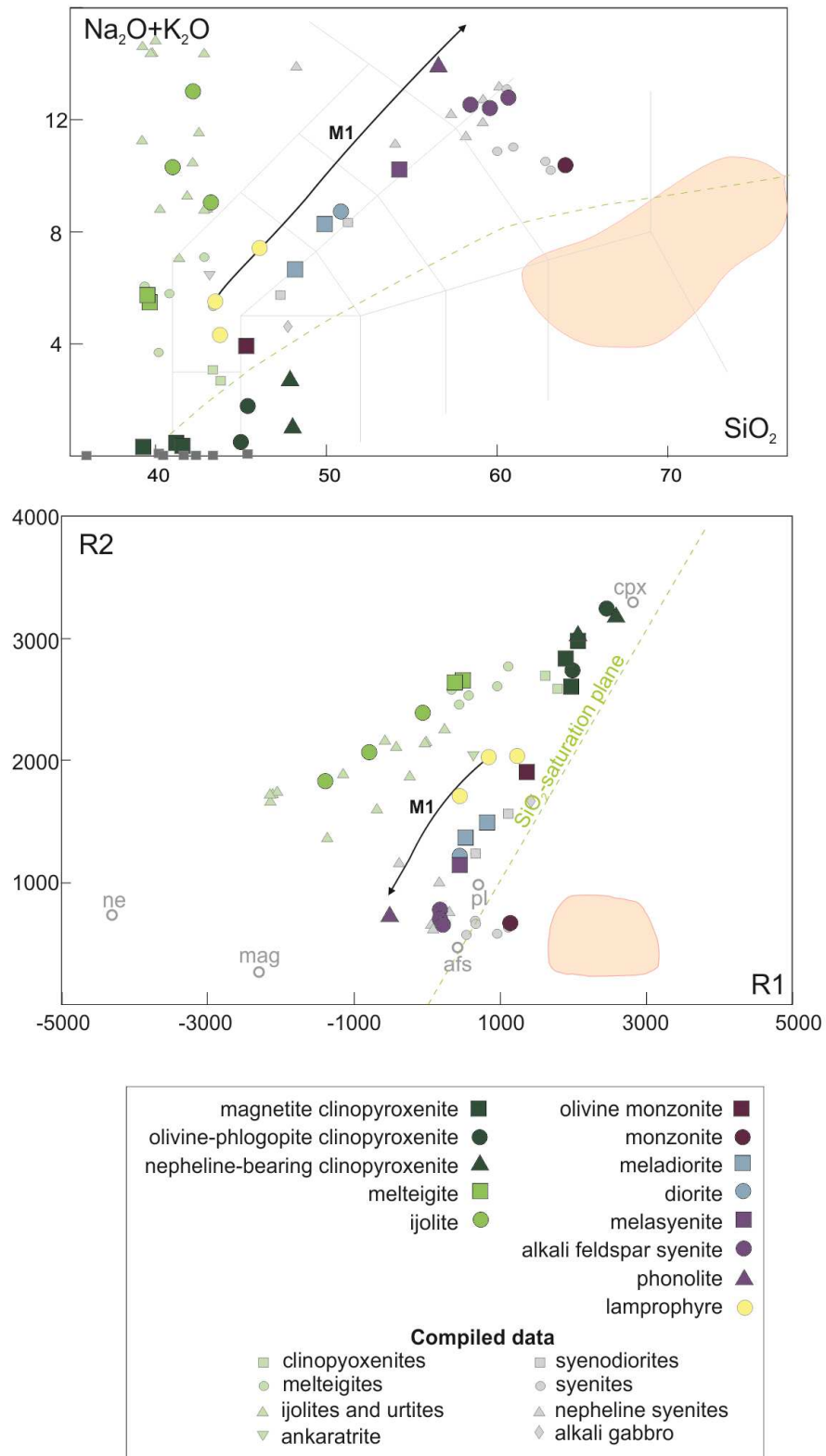


Fig. 4. Classification diagrams for the Jacupiranga silicate rocks. The pink field is representative of compiled data of the basement rocks (Faleiros and Pavan, 2013). Black solid line: liquid line of descent obtained by model of fractional crystallization using the MELTS algorithm. Points a and b indicate the percentage mass of fractionation of 25% and 50% respectively. (A) Total alkalis vs. Silica (TAS) diagram (Le Bas *et al.*, 1992). Light-green line shows the divide between alkaline and subalkaline igneous rocks after Irvine & Baragar (1971); (B) R1-R2 diagram (De La Roche *et al.*, 1980). Average mineral poles of the Jacupiranga main assemblage are shown as red circles. Abbreviations: cpx, clinopyroxene; afs, alkali feldspar; mag, magnetite; ne, nepheline; pl, plagioclase.

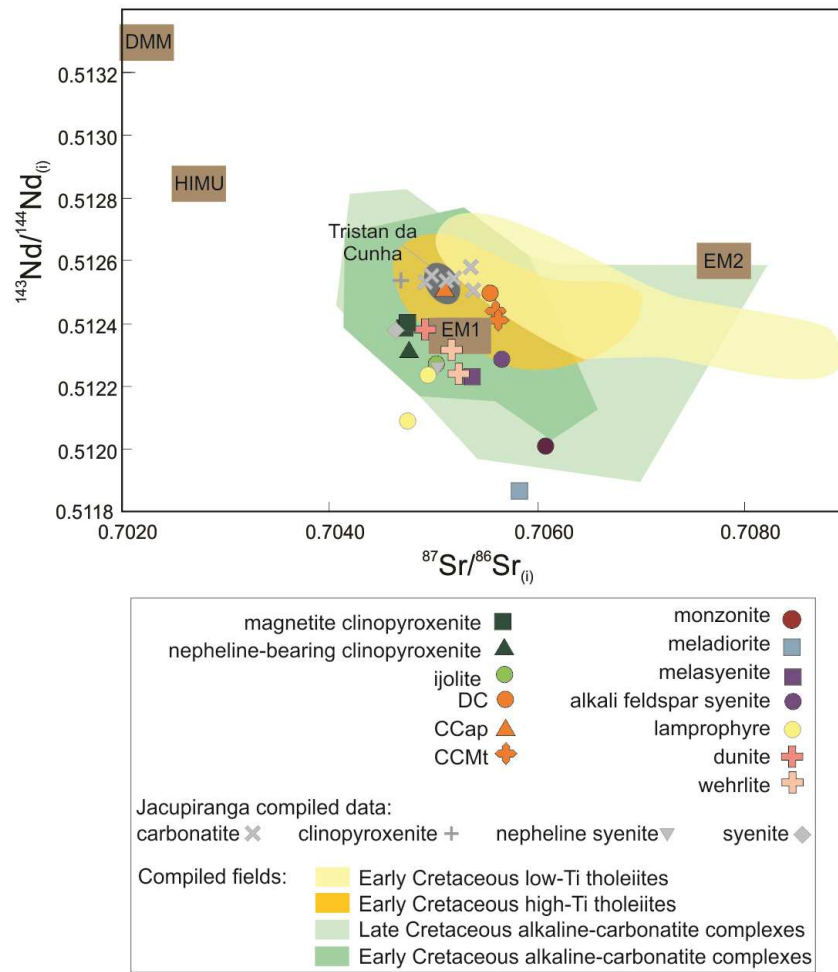


Fig. 5. Initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic ratios for the analyzed Jacupiranga rocks. Compiled Jacupiranga samples are from Roden *et al.* (1985), Huang *et al.* (1995), and Ruberti *et al.* (2005). Symbols and fields are as in Fig. 2.

To further constrain the petrological relationship, if any, between the carbonatites and silicate rocks, we consider the partition coefficients (D carbonate/silicate melts at ca. 1 kbar) obtained by Veksler *et al.* (1998) to assess the eventual effects of liquid immiscibility in the Jacupiranga rocks. Those partition coefficients were obtained by experimental studies and reflect the trace elements partitioning between carbonate and silicate liquids generated by liquid immiscibility. Considering the proposition of Comin-Chiaramonti *et al.* (2007), Jacupiranga phonolites (e.g. JAC26.1) may represent the parental melt from which carbonatites would have derived from liquid immiscibility, whereas peralkaline phonolites would represent their conjugate silicate liquid. As we did not sample the latter lithotype, a peralkaline phonolite compiled from Ruberti *et al.* (2005) was selected for this evaluation. Considering the idea that Jacupiranga carbonatites emplaced from South to North (Gaspar and Wyllie, 1983), two carbonatites samples were selected: CCap JAC04, our southernmost analyzed sample, and the DC JAC09, representative of the youngest intrusive episode of carbonatite composition in the complex (i.e. C5 of Gaspar and Wyllie, 1983).

According to several experimental studies (Hamilton *et al.*, 1989; Jones *et al.*, 1995; Veksler *et al.*, 1998), Sr and Ba partition preferentially into the carbonate liquid. In Jacupiranga (Fig. 6), even though these elements decrease from phonolite to peralkaline phonolite, only Sr would have partitioned into the carbonatite, as Ba contents are higher in the phonolites (carbonate/silicate < 1).

According to Veksler *et al.* (1998), although HFSE partition into the silicate liquid, Hf partition into the silicate compound more than Zr does, and Ta partitions into the silicate liquid more than Nb does. That decoupling is considered as a fingerprint for immiscibility process (e.g. Brod *et al.*, 2013). Jacupiranga phonolites indeed have higher Zr, Hf, Ti, Nb, and Ta than the carbonatites, as predicted by the experimental data. However, all the tested pairs of Jacupiranga rocks yield considerably higher ratios of Ta in comparison with Nb ratios and only the pair CCap/phonolite shows the Zr-Hf depletion.

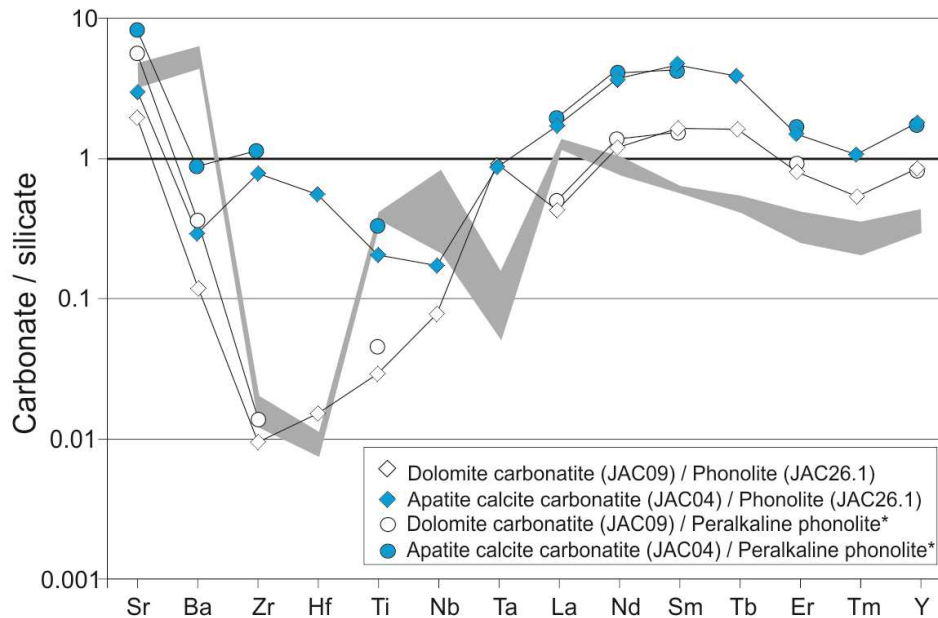


Fig. 6. Concentration ratios between selected Jacupiranga carbonatites and phonolites. Partition coefficients of trace elements between immiscible carbonate and silicate liquids (represented by the grey field – compiled data from Veksler *et al.*, 1998) are also plotted. *compiled data from Ruberti *et al.* (2005).

In the Nb vs. Ta diagram (Fig. 7) from Thompson *et al.* (2002), the partitioning experiments from Veksler *et al.* (1998) are also plotted. Both starting material and silicate conjugate have lower Nb/Ta ratios than that of the separated carbonatite melt. These experimental relationships are well constrained by the carbonatites, silicate rocks and parental magma from the Tapira alkaline-silicate carbonatite Complex (Late Cretaceous, Alto Paranaíba Igneous Province, Brazil – Brod *et al.*, 2013) (Fig. 7). In this unit, carbonatites generated by liquid immiscibility show considerably higher Nb/Ta than those of the parental magma and silicate rocks, whereas carbonatites attributed to fractional crystallization yield lower ratios, sometimes similar to that of the parental magma. In comparison, Jacupiranga lamprophyres (representatives of the basanite parental magma of the mildly silica-

undersaturated series) and phonolite yield Nb/Ta values (15.5-16.4 and 19.35, respectively) higher than most carbonatites (1.6-16.3), precluding the latter to be generated by immiscibility processes from any of those melts.

The studies of Veksler *et al.* (1998) indicate that all REE but La partition into the silicate liquid. Only the pairs composed with the CCap present the behavior expected for La (Fig. 6). Conversely, all pairs show Nd, Sm, and Tb partitioning into the carbonate compound. Therefore, our tests indicate that carbonatite-silicate liquid immiscibility processes are unlikely to produce the Jacupiranga carbonatites with phonolites as conjugate silicate liquid.

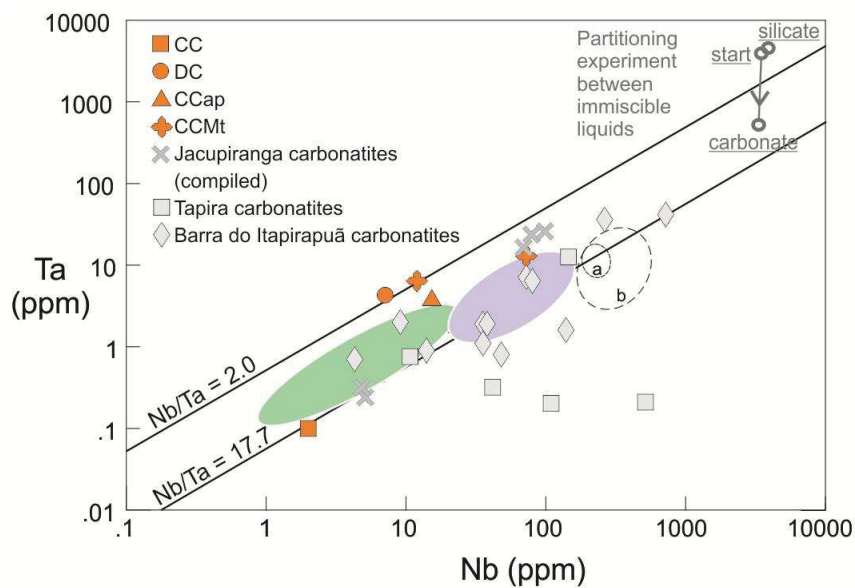


Fig. 7. Nb vs. Ta diagram (Thompson *et al.*, 2002) for the Jacupiranga carbonatites. Jacupiranga compiled data are from Huang *et al.*, (1995). Green and grey fields represent the silicate rocks from the highly and mildly silica-undersaturated series, respectively. Dashed fields: a, Tapira parental melt and b, Tapira bebedorites and syenite. Data for Tapira carbonatites and silicate rocks are from Brod *et al.*, 2013, whereas those for Barra do Itapirapuã carbonatites are from Ruberti *et al.*, (2002).

The results of partitioning experiments of Hamilton *et al.* (1989) indicate that, during immiscibility processes, Ba/La ratios should be higher in the carbonatite melt relative to its silicate conjugate under almost all pressure and temperature conditions. Due to this behavior, those elements are used as evidence for the origin mechanisms of carbonatites (e.g. Harmer, 1999; Srivastava *et al.*, 2005). The Jacupiranga carbonatites have lower Ba/La ratios than most silicate rocks (Fig. 8). Therefore, according to the constraints of Hamilton *et al.* (1989), the higher Ba/La values showed by lamprophyres and phonolites would preclude an origin by liquid immiscibility from the mildly silica-undersaturated series. Nepheline syenites (data from Ruberti *et al.*, 2005) and the rocks from the ijolite series show respectively, higher and similar ratios than those of carbonatites, and hence it is also unlikely

that the latter were generated from immiscibility processes related to the strongly silica-undersaturated series (i.e. nephelinite parental magma).

Although our data on the Jacupiranga carbonatites appear not to support a link by liquid immiscibility with neither the highly nor the mildly silica-undersaturated series, we could nevertheless speculate an origin by immiscibility from a hypothetical silicate magma currently unknown in the complex. As mentioned before, Zr and Hf partition very strongly into the silicate melt during immiscibility processes, thus low ratios in carbonatites are coherent with a derivative origin by these mechanisms (Veskler *et al.*, 1998). Subchondritic Zr/Hf ratios, such as those of JAC09 ($Zr/Hf_{CN}=0.9$), are seen in rhyolites and granites which fractionated zircon and also in carbonate melt generated by silicate-carbonate immiscibility experiments (Veksler *et al.*, 1998; Thompson *et al.*, 2002). As our previous considerations show that the dolomite carbonatite cannot be related to the Jacupiranga silicate parental magmas, that could hint an origin by liquid immiscibility from unknown silicate magma. However, further data are needed to better constrain this scenario.

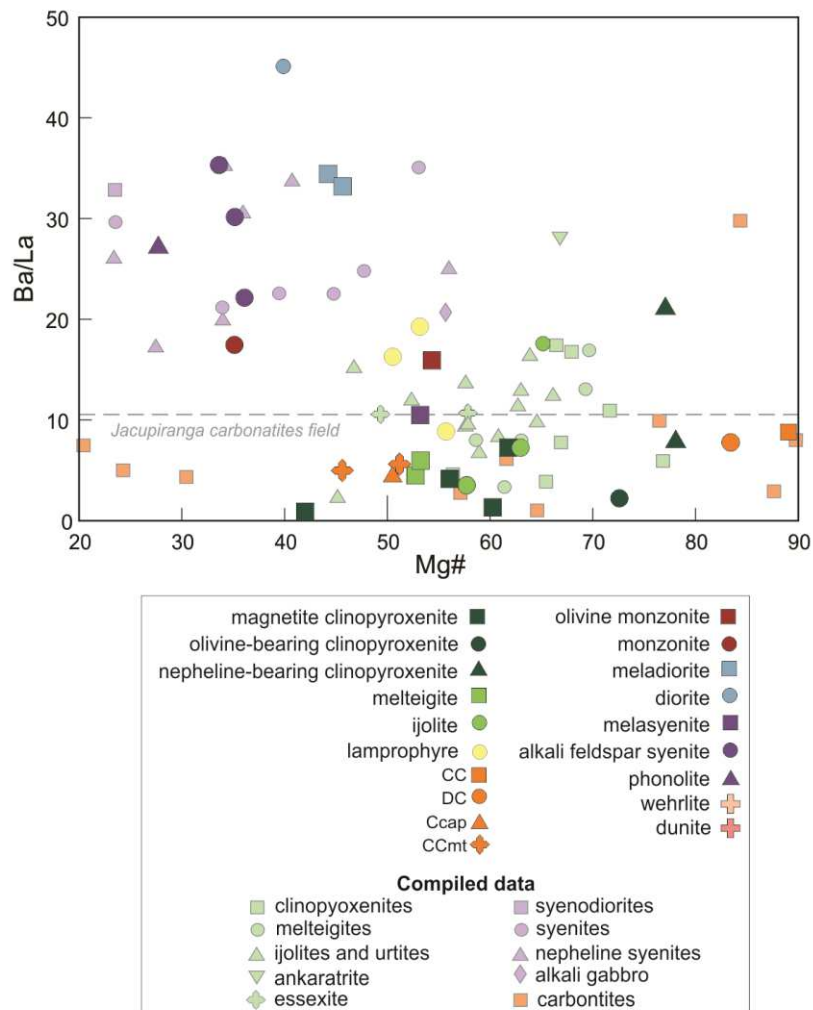


Fig. 8. Distribution of Ba/La compositions in carbonatites and silicate rocks in the Jacupiranga Complex.

Additionally, most analyzed carbonatites show Nb/Ta ratios lower than 17.7 (Fig. 7), considered as enigmatic by Thompson *et al.* (2002). These authors suggest two hypothesis to explain such values: (1) Nb (but not Ta) becoming trivalent (Thompson *et al.*, 1984) and, as Nb³⁺ shows ionic radius very close to that of Hf⁴⁺, Nb and Ta would substitute into different mineral phases during magma differentiation; or (2) Nb and Ta are lost differently during fenitization processes. Jacupiranga fenitization products are mainly composed of amphibole (Mg-arfvedsonite, pargasite, Mg-hastingsite and richterite), phlogopite and olivine. According to Salvioli-Mariani *et al.* (2012), one effect of the metasomatic fluids/liquids in Jacupiranga is a progressive Nb-depletion and a Ta-enrichment, coherent with the second proposition of Thompson *et al.* (2002). Barra do Itapirapuã carbonatites (Early Cretaceous, Ponta Grossa Arch Province, Brazil), to which an origin by liquid immiscibility is proposed by Ruberti *et al.* (2002), also show Nb/Ta ratios > 17.7, similar to those of Jacupiranga.

If the Jacupiranga carbonatites were not derived from liquid immiscibility from any of the two silicate parental magmas considered for this unit, a primary origin by direct partial melting of a metasomatized mantle source should be accepted as a more probable origin. Such model is supported by both experimental (Wallace and Green, 1988; Thibault *et al.*, 1992; Dalton and Wood, 1993; Lee and Wyllie, 1998) and natural systems (e.g. Harmer, 1999; Srivastava and Sinha, 2004; Srivastava *et al.*, 2005). Primary carbonatite melts may be generated at depths greater than 70 km (ca. 25 kbar), according to the experimental data of Lee and Wyllie (1998). Those liquids show a magnesian composition (Ca/Mg < 1), high mg# and between 5 and 7 wt.% of total alkalis. During their ascent, those melts will react with mantle lherzolite, crystallize and release CO₂ vapor at depths of ca. 70 km and increase the mantle clinopyroxene amounts at expense of orthopyroxene, changing lherzolite to wehrlite in a metasomatic process (Dalton and Wood, 1993). The reaction between the magnesian carbonate melts with wehrlite shifts the composition of the liquid to calcic-carbonatite melts (Dalton and Wood, 1993; Sweeney, 1994). Harmer and Gittins (1997) argue that such liquids are able to produce the complete range of carbonatite compositions recognized at the surface.

6.2 THE MANTLE SOURCE OF THE JACUPIRANGA ROCKS

Although some samples (i.e. meladiorite and monzonite) show evidences of crustal contamination, overall, the Jacupiranga rocks do not appear significantly contaminated by crustal materials. Therefore, their isotopic and trace elements compositions should reflect their mantle sources. Sr, Nd, and Pb isotopic ratios (Fig. 9) define a domain largely overlapping the field of the Early Cretaceous alkaline-carbonatite magmatism of the southeastern part of the South American Platform (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007), except

for a lamprophyre and the two contaminated samples. Jacupiranga carbonatites (Fig. 5) and some silicate rocks (Fig. 9) also present a good correspondence with the high-Ti basalts of the Paraná Magmatic Province. Overall, the Jacupiranga rocks plot close to the composition of the EM1 (enriched mantle type 1) reservoir with some contribution of HIMU. These components are in agreement with the well-defined array involving depleted and enriched mantle components proposed by Comin-Chiaramonti *et al.* (2007) for the alkaline-carbonatite complexes from the Paraná-Angola-Namíbia System. That signature is largely interpreted as indicative of a heterogeneously enriched subcontinental lithospheric mantle (SCLM) related to variable degrees of metasomatism (e.g. Gibson *et al.*, 1995; Gibson *et al.*, 1999; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007).

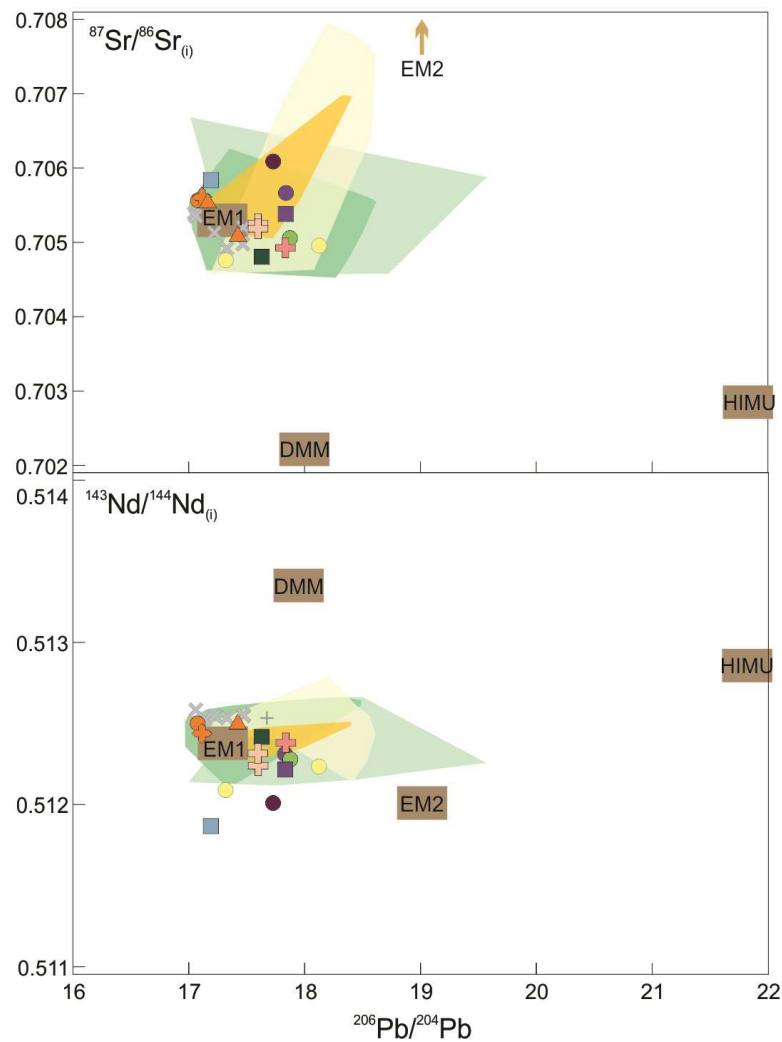


Fig. 9. (A) Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ VS. measured $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ isotopic ratios and (B) Initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ VS. measured $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ isotopic ratios for the analyzed Jacupiranga rocks. Symbols and fields are as in Fig. 2.

Parental magmas of alkaline occurrences related to the Ponta Grossa Arch (e.g. Juquiá, Jacupiranga, and Pariquera-Açu complexes) are inferred to derive from a lithospheric garnet peridotite mantle source metasomatized by carbonated fluids (Beccaluva *et al.*, 1992; Gibson *et al.*, 1999; Morbidelli *et al.*, 2000; Ruberti *et al.*, 2005; Gomes *et al.*, 2011; Azzone

et al., 2013). Our data (Chmyz *et al.*, 2016, submitted article) indicate that the basanite parental magma is mainly related to partial melts of metasomatic veins hybridized (enriched component) with variable amounts of partial melts from the peridotite wall rock (depleted component). Additionally, a strong fractionation of HREE ($D_{Y_N/Yb_N} > 1.8$), high $(La/Yb)_N$ (= 41-80), and low Lu/Hf (0.02-0.04) in the lamprophyres further indicates that the basanite magma represent the partial melts of a garnet-bearing source.

6.2.1 Constraints from the $\Delta\epsilon_{Hf}$ signatures

A LREE and HFSE enriched component as the main source is evident from the unradiogenic initial Nd (low Sm/Nd) and Hf (low Lu/Hf) isotope compositions (Table 2 and Supplementary material – table A1). The low time-integrated Sm/Nd and Lu/Hf signature is generally attributed to frozen metasomatic melts isolated within mantle lithosphere (O'Brien *et al.*, 1995). Recent studies support the view that metasomatic pyroxenitic clinopyroxene is more likely to represent the main source of negative ϵ_{Hf} than peridotitic clinopyroxene or garnet (Pearson and Nowell, 2004; Choukroun *et al.*, 2005), which is coherent with the information provided by the in-situ trace element analyses on the clinopyroxene in the Jacupiranga clinopyroxenites (Chmyz *et al.*, submitted manuscript).

The majority of the rocks from the Heterogeneous Zone plot close to or just below the mantle array in the ϵ_{Hf} vs. ϵ_{Nd} diagram, whereas clinopyroxenites, ijolite, and dunite plot above that line, with $\Delta\epsilon_{Hf}$ values more positive than 3. Negative $\Delta\epsilon_{Hf}$ values are thought to be a characteristic of SCML (Davies *et al.*, 2006), since this reservoir has been largely affected by metasomatic trace element enrichment and remained isolated for billions of years (Pearson, 1999). Melts in equilibrium with a garnet-bearing residua show greater Lu/Hf fractionation than Sm/Nd. Therefore, over long periods of time (> 1 Ga), their crystallization product will evolve to isotopic compositions below the mantle array (i.e. negative $\Delta\epsilon_{Hf}$ values). To date, highly metasomatized mantle xenoliths (i.e. MARID suite) yield $f_{Sm/Nd}$ and $f_{Lu/Hf}$ values able to produce negative $\Delta\epsilon_{Hf}$ values over time (e.g. Nowell *et al.*, 2004). Therefore, the combined Nd-Hf isotope data on most of the Jacupiranga samples are coherent with a SCLM source metasomatized by melts derived from the garnet stability field. On the other hand, even when considering that the data used to define the mantle array have significant scatter values, the positive $\Delta\epsilon_{Hf}$ values of the Jacupiranga rocks are out of the range of modern oceanic basalts (e.g. Vervoort *et al.*, 1999). Those $\Delta\epsilon_{Hf}$ positive values may be suggestive of a slightly higher contribution of a garnet peridotite source for those rocks, as peridotitic clinopyroxene and garnet are both characterized by more radiogenic $^{176}Hf/^{177}Hf$ (Carlson *et al.*, 2004, Ionov *et al.*, 2005 and Simon *et al.*, 2007).

Overall, Jacupiranga Hf-Nd range (Fig. 3) is comparable with the Canadian carbonatite-lamprophyre and Group II kimberlites fields to more unradiogenic values. The isotopic signature of the Group II kimberlites is believed to represent extensive contribution of the lithospheric mantle (Nowell *et al.*, 1998), whereas the Canadian lamprophyres are mainly related to CO₂-rich fluids interacting with a veined lithospheric mantle (Tappe *et al.*, 2008).

6.2.2 Jacupiranga parental melts and mantle sources

The lamprophyres, proposed to be representative of the parental magmas of the mildly silica-rocks, show low ϵ_{Nd} values (from -10.4 to -7.5) and high Ba (from 1478 to 2573 ppm), Rb (from 70.8 to 144.2 ppm), and K contents (3.71-3.95 %). Similar compositions are found in the nephelinites of Anitápolis Complex, to which Gibson *et al.* (1999) propose subcontinental lithospheric mantle (SCLM) as the predominant melt source region. According to these authors, although the local Brazilian granitic crust shows similar ϵ_{Nd} (ca. -7), a lower La/Nb ratios in the Anitápolis nephelinites (0.72-0.98, whereas the granitic crust is > 2.5) rule out the continental crust as a source region. Similarly, the Jacupiranga lamprophyres show La/Nb ratios between 1.2 and 1.6.

The origin of parental magma of the strongly silica-undersaturated series is harder to constrain, as no direct representative is found within the complex, although a nephelinitic composition is suggested (Chmyz *et al.*, 2016, submitted paper). As ijolite and nepheline-bearing clinopyroxenites show isotopic compositions close to those of the rocks from the mildly silica-undersaturated rocks, both series may have originated from similar mantle sources. Nephelinites related to the Asunción-Sapucaí graben (Eastern Paraguay) are proposed to be generated by 4 to 6% degrees of partial melting from garnet peridotite sources (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1991; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997). Two magmatic series are also attributed by Ruberti *et al.* (2012) to the Banhadão alkaline Complex (Ponta Grossa Arch Province): one generated from a kamafugite-like parental magma and another from a nephelinitic melt. Those authors proposed that both parental melts of Banhadão Complex were generated from a CO₂-rich metasomatized lithosphere mantle, but while the kamafugite-like melt has a major contributions coming from the melting of the veins (enriched component), the nephelinitic liquid have a major component from the wall-rocks (depleted component). Therefore, a similar situation can be expected for the Jacupiranga basanite and nephelinitic parental magmas. The $\Delta\epsilon_{\text{Hf}}$ positive values yielded by the analyzed clinopyroxenites and ijolite can be a hint for a slightly higher contribution of the peridotite matrix. However, as all Jacupiranga lithotypes show low Sm/Nd and Lu/Hf ratios, the source for all those rocks is still LREE and HFSE enriched.

6.2.3 Causes of the mantle metasomatism

Mantle metasomatism may be caused by (1) slab-derived fluids (e.g. Maury *et al.*, 1992) or (2) by the migration of low-density, small melt fractions from the asthenosphere (McKenzie, 1989). The Jacupiranga lamprophyres have La/Th (9.46 to 11.71) and Nb/La (0.61 to 0.81) ratios similar to those reported by Marques *et al.* (1999) for the high-Ti basalts of the PMP (9-12 and 0.51 to 0.72). Additionally, in the primitive mantle-normalized trace element diagram, the lamprophyres show a slight depletion of Nb and Ta relative to La (Fig. 10). Although with different magnitudes, these signatures were described in the High-Ti tholeiites from Northern PMP by Rocha-Júnior *et al.* (2013). These authors favored the influence of subduction-related fluids in the origin of the metasomatic processes to affect those basalts mantle sources, based on their (1) enrichment of LREE relative to HREE, (2) enrichment in mobile LILE (e.g. Cs, Rb, U, Sr) and (3) strong negative anomalies of Nb-Ta. All these features are also seen in the lamprophyres (Fig. 10), and, therefore, we favor slab-derived fluids as the cause of enrichment of the Jacupiranga mantle sources. On the other hand, the absence of depletion in high-field-strength elements (e.g. Nb, Ta) has led Gibson *et al.* (1995) to propose that the metasomatic enrichment of the mantle source of the Alto Parnaíba Igneous Province (also located around the margin of the Paraná Basin) was caused by migration of melts from the asthenosphere.

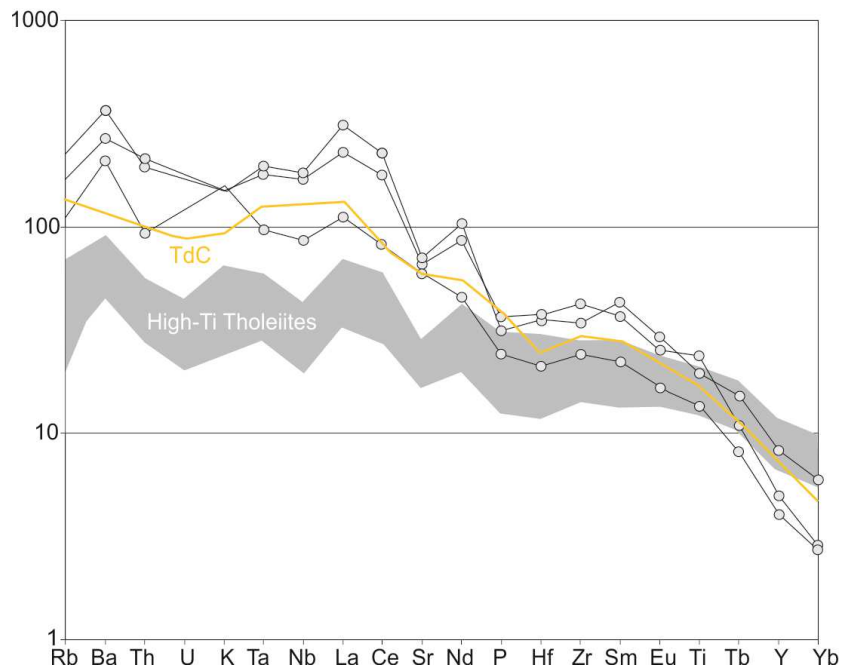


Fig. 10. Primitive-mantle normalized (McDonough and Sun, 1995) trace element diagrams for the Jacupiranga lamprophyres. High-Ti tholeiites (i.e. Pitanga and Paranapanema-types) similarly show Nb-Ta negative anomaly (grey field). On the other hand, Tristan da Cunha (TdC) volcanics yield Nb-Ta positive anomaly. Compiled data from Rocha-Júnior *et al.* (2013).

6.2.4 Mantle heterogeneities and other Brazilian alkaline occurrences

The heterogeneous nature of the mantle source of the carbonatite-alkaline occurrences in the southeastern part of the Brazilian Platform are stressed by their large range of T_{DM} model ages, varying from 0.6 to 1.5 Ga (Gibson *et al.*, 1995; Ruberti *et al.*, 2005; Comin-Chiaramonti and Gomes, 2005; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007; Gomes *et al.*, 2011). Although these values should only be taken as reference values, Comin-Chiaramonti *et al.* (1997, 1999) interpreted those ages as implying that the parental magmas of those units were derived from a SCLM modified by metasomatic processes since Middle to Late Proterozoic times. Our $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios give T_{DM} model ages of 681-1402 Ma (Supplementary material – table A1) with a mean value of 971 Ma (± 198), coherent with the mean T_{DM} model age of 0.9 Ga obtained by Ruberti *et al.* (2005) for the alkaline occurrences related to the Guapiara lineament. Analyzed carbonatites systematically yield lower T_{DM} model ages (681-858 Ma), whereas the silicate rocks show a more dispersive range (777 to 1402 Ma). Both lithotypes with evidences of crustal contamination processes (i.e. meladiorite JAC22 and monzonite JAC25) yield the highest model ages (1.4 and 1.2 Ga, respectively), which may suggest a contaminant source older than the Jacupiranga host rocks (Turvo-Cajati Formation and the Itapeúna Granodiorite, both with Neoproterozoic ages). Therefore, a contamination at depth, during the magma ascent, may also be a possibility. Overall, the large range of the fractionation factor ($f_{\text{Sm/Nd}}$ from -0.33 to -0.61) is consistent with a heterogeneous source. The hafnium model ages (Table 2) range from 0.7 to 2.0 Ga. If we exclude the two samples with crustal contamination evidences, the T_{DM} Hf interval will be reduced to 0.7 to 1.6 Ga, with a mean value of 1.1 Ga $\pm$ 0.3, still coherent with the Guapiara lineament model ages. Considering the assumptions of Comin-Chiaramonti *et al.* (1997, 1999), the average model ages (both $T_{DM}\text{Hf}$ and $T_{DM}\text{Nd}$) together with the trace element distribution suggest that the Jacupiranga mantle source was metasomatized by fluids probably related to Neoproterozoic subduction processes (e.g. Brasiliano/Pan-African orogenic cycle), the same scenario proposed by Rocha-Júnior for the high-Ti tholeiites.

Hf isotope data on Brazilian alkaline occurrences remain limited; however, the available data (Carlson *et al.*, 2007; Guarino *et al.*, 2016; and this work) consistently reveal markedly mantle source heterogeneities: Jacupiranga Hf-Nd range (Fig. 3) is comparable with the Catalão I magnetite and apatite to more unradiogenic values, whereas Goiás peridotites show a more radiogenic composition.

6.2.5 Insights on the geodynamic context

Several competing models have been put forward concerning the geodynamic context in which the Meso-Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform was

originated. Thompson *et al.* (1998) and Gibson *et al.* (1995, 1999, 2005) suggested that the origin of the alkaline and tholeiitic magmatism was related to assimilation of melts derived from SCLM by plume-related melts (i.e. Tristan da Cunha and Trindade). On the other hand, Comin-Chiaramonti *et al.* (1997, 1999, 2004, 2005, 2007), Castorina *et al.* (1997) and Alberti *et al.* (1999) proposed that the alkaline-carbonatite events in the Paraná-Angola-Namibia system originated from lithospheric mantle sources without appreciable participation of plume-derived materials. Based on petrological and geophysical evidences, Ernesto *et al.* (2002) proposed an alternate non-plume related heat source in which the magmatism was triggered by a regional thermal anomaly. According to those authors, the similarity among Rio Grande Rise basalts, Walvis Ridge and the Paraná analogues is suggestive of a delaminated lithospheric mantle.

Overall, the Jacupiranga trace and isotope compositions suggest that an asthenospheric or a mantle plume component is not required for the genesis of the complex. It should be noted that the $\epsilon_{\text{Hf}}-\epsilon_{\text{Nd}}$ isotopic array of the Jacupiranga rocks is displaced from the fields of global OIB and Hawaii islands, indicating the absence of an asthenospheric contribution. The trace-elements distribution patterns in the lamprophyres (Fig. 10), the sole representative of parental magma found within Jacupiranga, are not similar to that found in Tristan da Cunha least evolved alkaline volcanic. Moreover, according to Gibson *et al.* (1999), it is not possible to establish whether or not melts derived from the Tristan da Cunha plume contributed to the Anitápolis nephelinites, which yield isotope and trace element compositions similar to those of the Jacupiranga lamprophyres. Additionally, Pb and Hf isotope compositions on the present day products of the Tristan da Cunha plume are different from those of the Jacupiranga rocks (Fig. 2, 3), even though some carbonatite samples yield Sr-Nd isotope ratios that partly overlap the Tristan da Cunha field (Fig. 5).

7 CONCLUSIONS

Several lines of evidence indicate that Jacupiranga carbonatites are not directly related to neither highly nor mildly silica-undersaturated series. We favor an origin by direct partial melting of a mantle source, although a derivation by liquid immiscibility from an unknown magmatic precursor is also a possibility. In any case, whatever model is proposed to explain the origin of carbonatites, it has to account not only for their association with ultramafic and alkaline silicate rocks, but also their trace element and isotopic signatures.

Overall, the Nd-Sr-Pb-Hf isotope systematic of the Jacupiranga Complex implies an important contribution of the metasomatized subcontinental lithospheric mantle (SCLM) for the genesis of these rocks. Our data overlap those on the alkaline-carbonatite occurrences in Southern Brazil and imply an important contribution of the EM1 component with some HIMU

input. The enhanced resolution provided by the Hf isotope data helps to assess the important contribution of metasomatic pyroxenitic clinopyroxene on the Jacupiranga source. Besides, the $\Delta\epsilon_{\text{Hf}}$ signatures are suggestive of a slightly higher role of the wall-rock peridotite as a source component for the strongly silica-undersaturated series, whereas the mildly silica-undersaturated parental magma is mainly related to the pyroxenitic veins. Lamprophyres, the sole parental magma representative found within the complex, yield trace element compositions coherent with slab-related fluids as the main agent of metasomatism to affect the SCLM. Finally, considering the long-standing debate about the geodynamic context of the alkaline and tholiitic magmatism in Southeastern/Southern Brazil, the Jacupiranga trace-element and isotopic data suggest that an asthenospheric or a mantle plume component is not required for the genesis of the complex.

Supplementary material – Table A1 Sr and Nd isotope compositions for the Jacupiranga rocks

Sample	Lithotype	Age (Ma)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	F	εNd(i)	T(DM) Nd (Ma)
JAC45	CPX	131.7	2.3	289.9	20.7	3.97	0.023	0.704771	0.116	0.512484	-0.41	-4.61	944
JAC45B	CPX	131.7	2.3	289.9	20.7	3.97	0.023	0.704798	0.116	0.512493	-0.41	-4.45	932
JAC18	Ne-CPX	131.7	10.9	420.6	15.4	3.35	0.075	0.704911	0.131	0.512430	-0.33	-5.94	1202
JAC29.2	IJL	131.7	69.5	777.1	28.3	4.34	0.259	0.705519	0.093	0.512350	-0.53	-6.84	933
JAC220	WEH	132	0.18	54.60	0.73	0.14	0.010	0.705199	0.113	0.512413	-0.43	-5.96	1019
JAC243	WEH	132	0.25	41.62	0.84	0.16	0.017	0.705281	0.115	0.512339	-0.41	-7.45	1152
JAC248	DUN	132	0.73	75.45	0.91	0.13	0.028	0.704977	0.088	0.512456	-0.55	-4.70	777
JAC46.1	LAM	131.8	107.9	1472.4	140.7	19.14	0.212	0.705350	0.082	0.512306	-0.58	-7.54	911
JAC46.2	LAM	131.8	70.8	1259.9	61.9	9.82	0.163	0.705062	0.096	0.512172	-0.51	-10.38	1175
JAC22	MDIO	131.4	55.8	2088.9	76.7	11.62	0.077	0.705980	0.091	0.511945	-0.54	-14.72	1402
JAC46.3	AFS	132.7	135.4	6207.9	75	9.71	0.063	0.705782	0.078	0.512353	-0.60	-6.55	835
JAC31	MSY	132.7	162.6	2947	121.3	15.33	0.160	0.705680	0.076	0.512296	-0.61	-7.64	885
JAC25	MON	133.7	153.4	591.5	53.9	8.13	0.750	0.707512	0.091	0.512089	-0.54	-11.93	1229
JAC08	CCmg	132.1	0	5170.7	110.8	19.94	0.000	0.705605	0.109	0.512532	-0.45	-3.57	819
JAC08B	CCmg	132.1	0	5170.7	110.8	19.94	0.000	0.705631	0.109	0.512503	-0.45	-4.13	858
JAC09	DC	132.1	2	2861.3	46.7	8.45	0.002	0.705556	0.109	0.512590	-0.44	-2.45	743
JAC04	CCmg	132.1	2.5	4223	142.8	23.89	0.002	0.705116	0.101	0.512599	-0.49	-2.14	681
JAC44	CCap	132.1	0.52	2876.48	13.56	2.51	0.001	0.705564	0.098	-	-	-	-

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Dentre as várias ocorrências alcalinas localizadas no centro-sudeste da Plataforma Sul-Americana, o Complexo de Jacupiranga se destaca tanto por se tratar de um exemplo clássico de unidade ultramáfica alcalina com carbonatitos quanto por sua grande importância econômica. Apesar da extensa bibliografia disponível sobre a unidade, com trabalhos pioneiros que remontam ao final do século XIX, somente alguns estudos incluem as rochas silicáticas (mais de 90% da área aflorante da unidade). Este panorama faz com que as tentativas de desenvolvimento de modelos petrológicos ou de definição da origem das rochas carbonatíticas (se gerada por magmas carbonatíticos primários, por imiscibilidade de líquidos ou cristalização fracionada) esbarrem justamente no conhecimento ainda compartimentado acerca do complexo. Além disso, a ausência de dados geocronológicos robustos impede a determinação da duração do magmatismo Jacupiranga. A seguir, é apresentada uma síntese dos principais resultados atingidos durante o desenvolvimento desta tese e que permitem o melhor entendimento da origem e evolução do Complexo de Jacupiranga.

7.1 GEOCRONOLOGIA

Os dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e U-Pb, obtidos, respectivamente, em cristais de mica e zircão de diferentes litotipos (Capítulo 5), permitem refinar o intervalo de tempo de colocação do Complexo de Jacupiranga. As idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ variam entre $133,7 \pm 0,5$ Ma e $131,9 \pm 0,5$ Ma, enquanto que a idade concórdia calculada para o monzonito é de $134,9 \pm 1,3$ Ma. Em linhas gerais, estes dados indicam que toda a evolução da unidade ocorreu dentro de um intervalo de tempo relativamente curto (cerca de 4 Ma, ao se considerar os erros). Apesar de não ser possível definir uma sequência de colocação entre clinopiroxenito, diorito e lamprófiro, dada a ausência de contrastes entre suas idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, o monzonito apresenta tanto idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ quanto U-Pb mais antigas que as demais rochas analisadas. Além disso, a similaridade entre os valores obtidos pelos diferentes métodos (U-Pb: $134,9 \pm 1,3$ Ma e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: $133,7 \pm 0,5$ Ma) indica que a colocação do monzonito ocorreu em profundidades rasas e que o seu resfriamento foi razoavelmente rápido. No contexto regional, a colocação do Complexo de Jacupiranga foi contemporânea à extrusão dos basaltos toleíticos da Província Magmática do Paraná (Ar/Ar: $134,7 \pm 1$ Ma, Thiede e Vasconcelos, 2010).

7.2 SÉRIES MAGMÁTICAS

A evolução magmática das rochas silicáticas de Jacupiranga é discutida no Capítulo 5. Tendo em vista a composição destes litotipos, duas séries magmáticas são propostas: (1) uma série fortemente insaturada em sílica, possivelmente relacionada a um magma de composição nefelinítica e (2) uma segunda série, moderadamente insaturada em sílica, relacionada a magmas parentais basaníticos. À série fortemente insaturada em sílica se relacionam as rochas da série ijolítica e alguns clinopiroxenitos (em particular aqueles com nefelina modal), enquanto que a série moderadamente insaturada é representada pelas rochas com feldspato, lamprófiros e parte dos clinopiroxenitos. A cristalização de clinopiroxênio cumulus, olivina e Ti-magnetita desempenharam um importante papel no início da evolução de ambas as séries (gerando os clinopiroxenitos). Na série fortemente insaturada em sílica, este fracionamento desencadeou no aparecimento de nefelina no sistema, gerando melteigitos e, conforme o aumento da proporção nefelina/clinopiroxênio, ijolitos e urtitos. No caso da série moderadamente insaturada, ocorreu a cristalização de plagioclásio cumulus.

O elevado grau de alteração das rochas duníticas dificulta a identificação de suas texturas primárias. No entanto, a composição dos cristais de olivina (Fo_{83-84} , CaO 0.13-0.31 wt.%, e NiO entre 0.19-0.33 wt.%) indica que esta fase foi gerada por processos de cristalização fracionada. Esta interpretação difere da proposta de Germann *et al.* (1987), com base em dados de rocha total, de uma origem mantélica para os dunitos. Modelos termodinâmicos indicam que cristais de olivina com Fo_{83-84} podem ser fracionados tanto a partir de magmas de composição basanítica quanto nefelinítica, de modo às rochas duníticas poderem estar relacionadas a qualquer uma das duas séries silicáticas propostas para o complexo.

7.3 MAGMAS PARENTAIS DAS ROCHAS SILICÁTICAS

A composição dos magmas parentais das rochas silicáticas é discutida no Capítulo 5. Os lamprófiros, quimicamente classificados como tefritos e basanitos, são considerados representativos da composição do magma parental da série moderadamente insaturada em sílica. Padrões de elementos terras raras (ETR) dos lamprófiros são similares aos das rochas com feldspato e fonolito, sendo que as rochas mais evoluídas são mais empobrecidas nesses elementos, o que indica processos de cristalização fracionada e acumulação a partir de um magma basanítico para a gênese das rochas da Zona Heterogênea. Para os clinopiroxenitos, valores de mg# do líquido em equilíbrio com os núcleos de clinopiroxênio são idênticos ao Mg# dos lamprófiros. Além disso, os padrões de ETR dos líquidos calculados são igualmente similares aos padrões das amostras de

lamprófiro. Deste modo, o modelo petrológico proposto para as rochas com feldspato e parte dos clinopiroxenitos envolve repetidos pulsos de magma basanítico, sendo que as fases deles fracionadas se depositaram em câmaras magmáticas rasas. A ocorrência de diques basaníticos cortando álcali-feldspato sienitos é indicativa da recorrência destes pulsos. Esta hipótese é também favorecida pelas variações composicionais observadas nos líquidos em equilíbrio com os núcleos de clinopiroxênio dos clinopiroxenitos.

Enquanto evidências da composição do magma basanítico são obtidas a partir análise dos lamprófiros, as características do magma parental nefelinítico são de difícil definição. No entanto, líquidos de composição nefelinítica são atribuídos como magmas parentais de diversas unidades ultrabásicas alcalinas em diferentes províncias ao redor do mundo. Rochas desta composição são encontradas no Complexo de Anitápolis, que compartilha várias similaridades com Jacupiranga (e.g. idades do Cretáceo Inferior, associação de litotipos, contexto tectônico), e são consideradas como representativas do magma parental de Anitápolis.

7.4 EVIDÊNCIAS DE ASSIMILAÇÃO CRUSTAL

Uma discussão acerca da contribuição de processos de contaminação crustal na gênese das rochas de Jacupiranga é realizada no Capítulo 5. Amostras de monzonito e meladiorito apresentam características petrográficas, composicionais e isotópicas (razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ de 0,706086 para o monzonito e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ de 0,511867 para o meladiorito) que sugerem que processos de assimilação crustal exerceram papel ativo na gênese destas rochas. No entanto, esses processos têm um caráter local, restritos a alguns pulsos de magma basanítico a partir dos quais as rochas da Zona Heterogênea se formaram. As razões isotópicas de Nd e Sr do monzonito e do meladiorito são compatíveis com a curva de mistura calculada a partir da composição de um lamprófiro e das rochas metassedimentares da região. Apesar de não ser possível descartar totalmente a possibilidade de contaminação para as rochas sieníticas, ela é considerada pouco provável uma vez que feições petrográficas indicativas desses processos não são observadas, além de estes litotipos apresentarem razões isotópicas similares aos clinopiroxenitos e carbonatitos (os quais não sustentam indícios de processos de contaminação, conforme Huang *et al.*, 1995).

7.5 ORIGEM DOS CARBONATITOS

Considerações quanto à origem dos carbonatitos são desenvolvidas no Capítulo 6. O estudo da origem destas rochas considera, classicamente, três diferentes modelos: (1) origem direta por fusão parcial de uma fonte mantélica metassomatizada e derivação por (2)

cristalização fracionada ou (3) imiscibilidade de líquidos a partir de um magma parental silicático carbonatado.

Os magmas parentais de ambas as séries silicáticas propostas para o Complexo de Jacupiranga podem gerar carbonatitos por imiscibilidade de líquidos. Apesar das similaridades entre as razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, os carbonatitos apresentam composições isotópicas de Nd e Pb diferentes daquelas das rochas silicáticas. Estas variações são interpretadas como características primárias, refletindo, portanto, diferenças nas fontes mantélicas dos magmas que geraram estes litotipos. Razões dos teores de elementos traço apresentados por rochas carbonatíticas e seus eventuais pares conjugados silicáticos (i.e. carbonatito/fonolitos peralcalinos) foram utilizados para avaliar processos de imiscibilidade de líquidos. Enquanto que os teores de Zr, Hf, Ti e Nb são de fato superiores nos fonolitos, como previsto em processos de imiscibilidade, os pares conjugados testados apresentam razões de Ta maiores que os de Nb e somente o par CCap/fonolito é depletado em Zr-Hf. Lamprófiros, fonolitos e nefelina sienitos apresentam razões Ba/La superiores às dos carbonatitos, o que, seguindo os critérios experimentais de Hamilton *et al.* (1989) e petrológicos de Harmer (1999) e Srivastava *et al.* (2005), impediria uma origem por imiscibilidade de líquidos a partir dos magmas parentais das séries silicáticas descritas. Aventa-se ainda a possibilidade de um magma silicático não reconhecido atualmente na unidade ter gerado os carbonatitos, uma vez que o dolomita carbonatito apresenta razões Zr/Hf subcondríticas, relacionadas a carbonatitos gerados por processos de imiscibilidade (e.g. Thompson *et al.*, 2002). No entanto, esta hipótese carece de maiores evidências.

Como os carbonatitos de Jacupiranga não derivam por processos de imiscibilidade a partir de nenhum dos magmas parentais silicáticos previamente definidos, uma origem primária deve ser considerada. Conforme este modelo, magmas carbonatíticos com $\text{Ca}/\text{Mg} < 1$ e gerados a profundidades superiores a 70 km interagiriam, durante a sua ascensão, com o manto lherzolítico, tornando a composição desses líquidos mais cálcica.

7.6 FONTE MANTÉLICA

As características das fontes mantélicas às quais os magmas parentais de Jacupiranga se associam são discutidas nos capítulos 5 e 6. Apesar de algumas amostras (monzonito e meladiorito) apresentarem evidências de interação crustal, em geral as rochas de Jacupiranga não apresentam indícios significativos de contaminação. Consequentemente, as composições isotópicas e de elementos traço devem refletir características das fontes mantélicas.

Mecanismos de fusão de veios-mais-encaixantes (*vein-plus-wall-rock*, Foley, 1992) são comumente considerados para explicar o variável espectro composicional de

associações alcalinas. No capítulo 5 este modelo é discutido tanto com base na composição química das rochas do complexo quanto pelo cálculo do líquido em equilíbrio com núcleos de minerais. A composição química dos lamprófiros ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$: 0,74-1,72) e do líquido calculado em equilíbrio com o clinopiroxênio dos clinopiroxenitos (elevadas razões $\text{La}_\text{N}/\text{Zr}_\text{N}$ e baixo $\text{Ti}_\text{N}/\text{Eu}_\text{N}$) indicam eventos metassomáticos de caráter carbonatítico na fonte mantélica, que, por sua vez, levam à formação de veios wehrlíticos no manto peridotítico. Constata-se, ainda, diferentes proporções modais cpx/granada na fonte, devido a variações na razão Hf/Y. As diferenças composicionais observadas nestes líquidos não podem ser explicadas por um modelo simples que considera apenas diferentes taxas de fusão. Ao contrário, sugere-se que estas variações derivem da mistura, em diferentes proporções, de líquidos gerados a partir da fusão dos veios wehrlíticos (mais enriquecido) e da encaixante peridotítica (depletada) e também de variações modais no manto residual. O predomínio do componente enriquecido é também indicado pelas baixas razões iniciais de Nd e Hf das rochas da unidade, conforme discutido no Capítulo 6.

Em linhas gerais, os dados isotópicos de Nd-Sr-Pb-Hf indicam uma importante contribuição do manto subcontinental litosférico (SCLM) na gênese das rochas do Complexo de Jacupiranga, como discutido no Capítulo 6. As amostras analisadas, em sua maioria, se sobrepõem ao campo do magmatismo alcalino-carbonatítico do sudeste da Plataforma Sul-Americana (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007) e se dispõem próximas ao polo do manto enriquecido do tipo 1 (EM1) com alguma contribuição do polo HIMU. Esta assinatura pressupõe um manto litosférico subcontinental com características heterogêneas, decorrentes dos diferentes graus dos eventos metassomáticos que o afetaram (e.g. Gibson *et al.*, 1995; Gibson *et al.*, 1999; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007).

As rochas da Zona Heterogênea são caracterizadas por valores negativos de $\Delta\epsilon\text{Hf}$, tipicamente interpretados como indicativos de SCLM metassomatizado, enquanto que os clinopiroxenitos, ijolito e dunito têm $\Delta\epsilon\text{Hf}$ positivos, sugestivos de uma contribuição levemente maior de granada peridotito na fonte destas rochas, uma vez que granada e clinopiroxênio peridotíticos apresentam valores de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ radiogênicos. Logo, no que tange aos magmas parentais das duas séries silicáticas, supõe-se que enquanto o líquido basanítico resulta de uma maior contribuição dos veios wehrlíticos, o magma nefelinítico seria gerado a partir de contribuições um pouco mais significativa das encaixantes peridotíticas, apesar de ambos os líquidos serem enriquecidos.

Os lamprófiros se assemelham quimicamente aos basaltos de alto titânio aflorantes a norte da Província Magmática do Paraná, caracterizados por depleção em Nb-Yb, enriquecimento em ETR leves em relação aos pesados e enriquecimento em Cs, Rb e Sr. Estas características sugerem que as reações metassomáticas na fonte mantélica do

complexo associam-se a fluidos derivados de processos de subducção, tal como proposto por Rocha-Júnior *et al.* (2013) para a fonte das rochas toleíticas.

As idades modelo T_{DM} das rochas analisadas indicam o caráter heterogêneo da fonte mantélica e são coerentes com os valores geralmente obtidos para as ocorrências alcalinas do sudeste da Plataforma Sul Americana. Os valores médios obtidos tanto para as idades Nd ($971 \text{ Ma} \pm 198$) quanto para Hf ($1,1 \text{ Ga} \pm 0,3$) se enquadram nas médias encontradas nas unidades relacionadas ao lineamento Guapiara e sugerem que a fonte mantélica foi metassomatizada por fluidos possivelmente relacionados a eventos de subducção do Neoproterozóico (e.g. Ciclo Brasileiro/Pan-Africano). Heterogeneidades na fonte das ocorrências alcalinas brasileiras também são indicadas pelas razões isotópicas de Hf, uma vez que enquanto os dados de Jacupiranga e Catalão I (Guarino *et al.* 2016) são similares, os peridotitos de Goiás são mais radiogênicos (Carlson *et al.*, 2007).

No que se refere ao contexto geodinâmico, as composições traço e isotópica das rochas do Complexo de Jacupiranga sugerem que uma componente astenosférica ou relacionada a uma pluma não são necessárias para a geração da unidade.

8 REFERÊNCIAS

- AKININ, V. V, SOBOLEV, A. A. V., 2005. Clinopyroxene megacrysts from Enmelen melanephelinitic volcanoes (Chukchi Peninsula, Russia): application to composition and evolution of mantle melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 150, 85–101.
- ALBARÈDE, F., 1995. *Introduction to Geochemical Modeling*. First edition. Cambridge University Press.
- ALBERTI, A., CASTORINA, F., CENSI, P., COMIN-CHIARAMONTI, P., GOMES, C.B., 1999. Geochemical characteristics of Cretaceous carbonatites from Angola. *Journal of African Earth Sciences* 29, 735-759.
- ALMEIDA, F.F.M., 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas Mesozoicas da região Meridional da Plataforma Sul-americana. *Revista Brasileira de Geociências* 13, 139-158.
- ALMEIDA, F.F.M., BRITO NEVES, B.B. DE, DAL RÉ CARNEIRO, C., 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews* 50, 77–111.
- ALVES, P. R., 2008. The carbonatite-hosted apatite deposit of Jacupiranga, SE Brazil: styles of mineralization, ore characterization, and association with mineral processing. *Dissertação de mestrado, Faculty of the Graduate School of the Missouri University of Science and Technology*.
- AMARAL, G., 1978. Potassium-argon age studies on the Jacupiranga alkaline district, State of São Paulo, Brazil. In: *Proceedings 1st International Symposium on Carbonatites, Poços de Caldas, Brazil, Brazil*, pp. 297-302.
- AMARAL, G., BUSHEE, J., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K., REYNOLDS, J.H., 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31, 117–142.
- ARZAMASTSEV, A.A., ARZAMASTSEVA, L. V., 2013. Geochemical indicators of the evolution of the ultrabasic-alkaline series of Paleozoic massifs of the Fennoscandian shield. *Petrology* 21, 249–279.
- ARZAMASTSEV, A.A., ARZAMASTSEVA, L.V., BEA, F., MONTERO, P., 2009. Trace elements in minerals as indicators of the evolution of alkaline ultrabasic dike series: LA-ICP- MS data for the magmatic provinces of northeastern Fennoscandia and Germany. *Petrology* 17, 46-72.
- ASHWAL, L. D., PATZELT, M., SCHMITZ, M., BURKE, K., 2016. Isotopic evidence for a lithospheric origin of alkaline rocks and carbonatites: an example from southern Africa. *Canadian Journal of Earth Sciences* 53, 1216-1226.
- ASIMOW, P.D., GHIORSO, M.S., 1998. Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations. *American Mineralogist* 83, 1127–1131.
- AZZONE, R.G., ENRICH, G.E.R., GOMES, C.B., RUBERTI, E., 2013. Trace element composition of parental magmas from mafic–ultramafic cumulates determined by in situ mineral analyses: The Juquiá mafic–ultramafic alkaline–carbonatite massif, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 41, 5-21.
- AZZONE, R.G., MUNOZ, P.M., ENRICH, G.E.R., ALVES, A., RUBERTI, E., GOMES, C.B., 2016. Petrographic, geochemical and isotopic evidence of crustal assimilation processes in the Ponte Nova alkaline mafic–ultramafic massif, SE Brazil. *Lithos* 260, 58-75.
- BASU, A.R., RENNE, P.R., MERTZ, D., POREDA, R.J., 1993. Alkaline igneous rocks of the Deccan and Paraná: implications for the origin of continental flood basalts (CFB). *EOS Trans, AGU*, 552.

- BEARD, B. L., JOHNSON, C. M., 1993. Hf isotope composition of late Cenozoic basaltic rocks from northwestern Colorado, USA: new constraints on mantle enrichment processes. *Earth and Planetary Science Letters* 119, 495–509.
- BEARD, J.B., RAGLAND, P.C., CRAWFORD, M.L., 2005. Reactive bulk assimilation: A model for crust-mantle mixing in silicic magmas. *Geology* 33, 681–684.
- BECCALUVA, L., BARBIERI, M., BORN, H., BROTZU, P., COLTORTI, M., CONTE, A., GARBARINO, C., GOMES, C.B., MACCIOTTA, G., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., SIENA, F., TRAVERSA, G., 1992. Fractional crystallization and liquid immiscibility processes in the alkaline-carbonatite complex of Juquiá, São Paulo, Brazil. *Journal of Petrology* 33, 1371–1404.
- BECCALUVA, L., BIANCHINI, G., NATALI, C., SIENA, F., 2017. The alkaline-carbonatite complex of Jacupiranga (Brazil): Magma genesis and mode of emplacement. *Gondwana Research* 44, 157–177.
- BELL, K., SIMONETTI, A., 2010. Source of parental melts to carbonatites: critical isotopic constraints. *Mineralogy and Petrology* 98, 77–89.
- BELL, K., KJARSGAARD, B.A., SIMONETTI, A., 1998. Carbonatites – into the twenty-first century. *Journal of Petrology* 39, 1839–1845.
- BELL, K., TILTON, G.R., 2001. Nd, Pb and Sr isotopic compositions of east African carbonatites: evidence for mantle mixing and plume inhomogeneity. *Journal of Petrology* 42, 1927–1945.
- BIONDI, J.C., 2005. Brazilian mineral deposits associated with alkaline and alkaline-carbonatite complexes. In: Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B. (Eds.), *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. Edusp/Fapesp, São Paulo, pp. 707–746.
- BLICHERT-TOFT, J., ALBARÈDE, F., 1997. The Lu–Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle–crust system. *Earth and Planetary Science Letters* 148, 243–258.
- BOSCH, D., BLICHERT-TOFT, J., MOYNIER, F., NELSON, B.K., TELOUK, P., GILLOT, P.Y., ALBARÈDE, F., 2008. Pb, Hf and Nd isotope compositions of the two Réunion volcanoes (Indian Ocean): a tale of two small-scale mantle “blobs”? *Earth and Planetary Science Letters* 265, 355–368.
- BRASSINNES, S., BALAGANSKAYA, E., DEMAÏFFE, D., 2005. Magmatic evolution of the differentiated ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion of Vuoriyarvi (Kola Peninsula, Russia). A LA–ICP–MS study of apatite. *Lithos* 85, 76–92.
- BROD, J.A., GASPAR, J.C., DE ARAÚJO, D.P., GIBSON, S.A., THOMPSON, R.N., JUNQUEIRA-BROD, T.C., 2001. Phlogopite and tetra-ferriphlogopite from Brazilian carbonatite complexes: Petrogenetic constraints and implications for mineral-chemistry systematics. *Journal of Asian Earth Sciences* 19, 265–296.
- BROD, J.A., JUNQUEIRA-BROD, T.C., GASPAR, J.C., PETRINOVIC, I.A., VALENTE, S.C., CORVAL, A., 2013. Decoupling of paired elements, crossover REE patterns, and mirrored spider diagrams: fingerprinting liquid immiscibility in the Tapira alkaline carbonatite complex, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 41, 41–56.
- BRÖGGER, W.C., 1921. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes: *Vidensk. Selsk. Kristiania Skr.*, 190, v. 2, n. 9, 408 p.
- BROTZU, P., BARBIERI, M., BECCALUVA, L., GARBARINO, C., GOMES, C. B., MACCIOTTA, G., MELLUSO, L., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., SIGOLO, J. B., TRAVERSA, G., 1992. Petrology and geochemistry of the Passa Quatro alkaline complex, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 6, 237–252.

- CARLSON R. W., IRVING A. J., SCHULZE D. J. AND HEARN B. C., 2004. Timing of Precambrian melt depletion and Phanerozoic refertilization events in the lithospheric mantle of the Wyoming Craton and adjacent Central Plains Orogen. *Lithos* 77, 453–472.
- CARLSON, R.W., ARAÚJO, A.L.N., JUNQUEIRA-BROD, T.C., GASPAR, J.C., BROD, J.A., PETRINOVIC, I.A., HOLLANDA, M., PIMENTEL, M.M., SICHEL, S., 2007. Chemical and isotopic relationships between peridotite xenoliths and mafic-ultrapotassic rocks from Southern Brazil. *Chemical Geology* 242, 415–434.
- CASTORINA F., CENSI P., COMIN-CHIARAMONTI P., PICCIRILLO E.M., ALCOVER NETO A., GOMES C.B., ALMEIDA T.I.R., SPEZIALE S., TOLEDO M.C.M., 1997. Carbonatites from Eastern Paraguay and genetic relationships with potassic magmatism: C, O, Sr and Nd isotopes. *Mineralogy and Petrology* 61, 237–260.
- CAWTHORN, R.G., COLLERSON, K. D., 1974. The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron contents from electron microprobe analyses. *American Mineralogist* 59, 1203–1208.
- CHMYZ, L., ARNAUD N., BIONDI, J.C., AZZONE, R.G., BOSCH D., RUBERTI, E., (submitted). Ar-Ar ages, Sr-Nd isotope geochemistry, and implications for the origin of the silicate rocks of the Jacupiranga ultramafic-alkaline Complex (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*.
- CHOUKROUN, M., O'REILLY, S.Y., GRIFFIN, W.L., PEARSON, N.J., DAWSON, J.B., 2005. Hf isotopes of MARID (mica-amphibole-rutile-ilmenite-diopside) rutile trace metasomatic processes in the lithospheric mantle. *Geology* 33, 45–48.
- COLTORTI, M.B.C., HINTON, R.W., SIENA F., UPTON, B.G., 1999. Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: evidence from clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of Grande Comore, Indian Ocean. *Journal of Petrology* 40, 133–165.
- COMIN-CHIARAMONTI, P., CIVETTA, L., PETRINI, R., PICCIRILLO, E.M., BELLINI, G., CENSI, P., BITSCHENE, P., DEMARCHI, G., DE MIN, A., GOMES, C.B., CASTILLO, A.M., VELAZQUES, J.C., 1991. Tertiary nephelinitic magmatism in Eastern Paraguay: Petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with associated spinel-peridotite xenoliths. *Eur. J. Mineral* 3, 507–525
- COMIN-CHIARAMONTI, P., CUNDARI, A., DE GRAFF, J.M., GOMES, C.B., PICCIRILLO, E.M., 1999. Early Cretaceous–Tertiary magmatism in Eastern Paraguay (western Paraná basin): geological, geophysical and geochemical relationships. *Journal of Geodynamics* 28, 375–391.
- COMIN-CHIARAMONTI, P., CUNDARI, A., PICCIRILLO, E.M., GOMES, C.B., CASTORINA, F., CENSI, P., DE MIN, A., MARZOLI, A., SPEZIALE, S., VELÁZQUEZ, V.F., 1997. Potassic and sodic igneous rocks from Eastern Paraguay: their origin from the lithospheric mantle and genetic relationships with the associated Paraná flood tholeiites. *Journal of Petrology* 38, 495–528.
- COMIN-CHIARAMONTI, P., ERNESTO, M., VELASQUEZ, V.F., GOMES, C.B., 2004. Plumes beneath the Paraná basin, Eastern Paraguay: fact or fiction? Available in www.mantleplumes.org/parana.html.
- COMIN-CHIARAMONTI, P., GOMES, C.B., 2005. Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform. *Edusp/Fapesp*, 750pp.
- COMIN-CHIARAMONTI, P., GOMES, C.B., CUNDARI, A., CASTORINA, F., CENSI, P., 2007. A review of carbonatitic magmatism in the Paraná–Angola–Namibia (PAN) system. *Periodico di Mineralogia* 76, 25–78.
- COMIN-CHIARAMONTI, P., GOMES, C.B., MARQUES, L.S., CENSI, P., RUBERTI, E., ANTONINI, P., 2005. Carbonatites from southeastern Brazil: Geochemistry, O/C,

- Sr/Nd/Pb isotopes and relationships with the magmatism from the Paraná–Angola–Namibia Province. In: Comin-Chiaromonte, P., Gomes, C.B. (Eds.), *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. Edusp/Fapesp, São Paulo, Brazil, pp. 657–688.
- COSTANZO, A., MOORE, K.R., WALL, F., FEELY, M., 2006. Fluid inclusions in apatite from Jacupiranga calcite carbonatites: Evidence for a fluid-stratified carbonatite magma chamber. *Lithos* 91, 208–228.
- DALTON, J.A., WOOD, B.J., 1993. The compositions of primary carbonate melts and their evolution through wallrock reaction in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 119, 511–525.
- DASGUPTA, R., HIRSCHMANN, M.M., MCDONOUGH, W.F., SPIEGELMAN, M., WITHERS, A.C., 2009. Trace element partitioning between garnet lherzolite and carbonatite at 6.6 and 8.6 GPa with applications to the geochemistry of the mantle and of mantle-derived melts. *Chemical Geology* 262, 57–77.
- DASGUPTA, R., HIRSCHMANN, M.M., SMITH, N.D., 2007. Partial melting experiments of peridotite þ CO₂ at 3 GPa and genesis of alkalic ocean island basalts. *Journal of Petrology* 48, 2093–2124.
- DAVIES, G.T.; STOLZ, A.J.; MHOTKIN, I.L.; NOWELL, G.M.; PEARSON, D.G., 2006. Trace element and Sr–Pb–Nd–Hf isotope evidence for ancient, fluid-dominated enrichment of the source of Aldan Shield lamproites. *Journal of Petrology* 47, 1119–1146.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P., MARCHAL, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1–R2 diagram and major-element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, 183–210.
- DEPAOLO, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters* 53, 189–202.
- DERBY, O. A., 1891. The magnetite ore districts of Jacupiranga and Ipanema, São Paulo, Brazil. *American Journal of Sciences* 41, 311–321.
- DNIT, 2013. Mapa multimodal, São Paulo. Departamento Nacional de Infraestrutura de transportes, Ministério dos Transportes.
- DOBOSI, G., JENNER, G.A., 1999. Petrologic implications of trace element variation in clinopyroxene megacrysts from the Nógrád volcanic province, north Hungary: a study by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Lithos* 46, 731–749.
- DOWNES, H., BALAGANSKAYA, E., BEARD, A., LIFEROVICH, R., DEMAIFFE, D., 2005. Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province: A review. *Lithos* 85, 48–75.
- DROOP, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51, 431–435.
- EALLES, H. V., COSTIN, G., 2012. Crustally contaminated komatiite: Primary source of the chromitites and marginal, Lower, and Critical zone magmas in a staging chamber beneath the Bushveld Complex. *Economic Geology* 107, 645–665.
- ERNESTO M., MARQUES L.M., PICCIRILLO E.M., MOLINA E., USSAMI U., COMIN-CHIARAMONTI P., BELLINI G., 2002. Paraná Magmatic Province - Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Researches* 130, 527–553.
- EVANS, B.W., 2010. Lizardite versus antigorite serpentinite: Magnetite, hydrogen, and life(?). *Geology* 38, 879–882.

- FALEIROS, F.M., PAVAN, M., 2013. Geologia e Recursos Minerais da Folha Eldorado Paulista – SG-22-X-B-XI, estado de São Paulo, Escala: 1:100.000. CPRM(Brazilian Geological Survey), São Paulo.
- FARIA Jr., A., 2010. Aprimoramento do controle de qualidade do minério no planejamento de lavra de curto prazo: estudo de caso. Dissertação de mestrado, Universidade de São Paulo.
- FERREIRA, F.J.F.; MONMA, R.; CAMPANHA, G.A.C.; GALLI, V.L., 1989. An estimate of the degree of crustal extension and thinning associated with the Guapiara Lineament based on aeromagnetic modelling. *Boletim IG-USP, Série Científica* 20, 69-70.
- FOLEY, S.F., 1992. Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos* 28, 435-453.
- FOLEY, S.F., JACKSON, S.E., FRYER, B.J., GREENOUGH, J.D., JENNER, G.A., 1996. Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 629-638.
- FREESTONE, I.C., HAMILTON, D.L., 1980. The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites - an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73, 105–117.
- FURTADO, S.M., GOMES, C.B., 1994. Caracterização química dos clinopiroxênios do maciço maciço alcalino de Anitápolis, SC. *Geochimica Brasiliensis* 8, 65-78.
- FURTADO, S.M.A., 1989. Petrologia do maciço alcalino de Anitápolis, SC. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo.
- GASPAR, J. C., WYLLIE, P. J., 1983. Magnetite in the carbonatites from the Jacupiranga Complex, Brazil. *American Mineralogist* 68, 195-21.
- GASPAR, J.C., 1989. Geologie et mineralogie du complexe carbonatique de Jacupiranga, Brésil. Tese de doutorado, Universidade de Orleans (França).
- GASPAR, J.C., 1991. The Magmatic Evolution of the Jacupiranga Complex. Fifth Intern. Kimberl. Conf., Extended Abstracts, 127-129
- GERMANN, A., MARKER, A., FRIEDRICH, G., 1987. The alkaline complex of Jacupiranga, São Paulo, Brazil - petrology and genetic considerations. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* 1, 807–818.
- GHIORSO, M.S., SACK, R.O., 1995. Chemical mass transfer in magmatic processes. IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid–solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119, 197–212.
- GIBSON, S.A., THOMPSON, R. N., DAY, J.A., HUMPHRIS, S.E., DICKIN, A.P., 2005. Melt-generation processes associated with the Tristan mantle plume: Constraints on the origin of EM-1. *Earth and Planetary Science Letters* 237, 744-767.
- GIBSON, S.A., THOMPSON, R.N., LEONARDOS, O.H., DICKIN, A.P., MITCHELL, J.G., 1995. The Late Cretaceous impact of the Trindade Mantle Plume: Evidence from large-volume mafic, potassic magmatism in SE, Brazil. *Journal of Petrology* 36, 189–230.
- GIBSON, S.A., THOMPSON, R.N., LEONARDOS, O.H., DICKIN, A.P., MITCHELL, J.G., 1999. The limited extent of plume-lithosphere interactions during continental flood-basalt genesis: Geochemical evidence from Cretaceous magmatism in southern Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 137, 147–169.
- GITTINS, J., HARMER, R.E., 2003. Myth and reality in the carbonatite - silicate rock "association". *Periodico di Mineralogia* 72, 19–26.

- GOMES, C. B., RUBERTI, E., MORBIDELLI, L., 1990. Carbonatite complexes from Brazil: a review. *Journal of South American Earth Sciences* 3, 51-63.
- GOMES, C.B., 1970. Petrologia do maciço alcalino de Itapirapuã, SP. *Boletim IG-USP* 1, 77-197
- GOMES, C.B., BARBIERI, M., BECCALUVA, L., BROTZU, P., CONTE, A., GARBARINO, C., MACCIOTTA, G., MELLUSO, L., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., SCHEIBE, L.F., TAMURA, R.M., TRAVERSA, G., 1987. Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil. 2. The Tunas massif, state of Paraná. *Geochimica Brasiliensis* 1, 291-234.
- GOMES, C.B., COMIN-CHIARAMONTI, P., 2005. An introduction to the alkaline and alkaline-carbonatitic magmatism in and around the Paraná-Basin. In: Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B. (Eds.), *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Plataform*. Edusp/Fapesp, São Paulo, 21-30.
- GOMES, C.B., RUBERTI, E., COMIN-CHIARAMONTI, P., AZZONE, R.G., 2011. Alkaline magmatism in the Ponta Grossa Arch, SE Brazil: a review. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 152–168.
- GREEN, T.H., BLUNDY, J.D., ADAM, J., YAXLEY, G.M., 2000. SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2-7.5 GPa and 1080-1200°C. *Lithos* 53, 165-187.
- GUARINO, V., AZZONE, R.G., BROTZU, P., GOMES, C.B., MELLUSO, L., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., TASSINARI, C.C.G., BRILLI, M., 2012. Magmatism and fenitization in the Cretaceous potassium-alkaline-carbonatitic complex of Ipanema São Paulo State, Brazil. *Mineralogy and Petrology* 104, 43–61.
- GUARINO, V., WU, F. Y., MELLUSO, L., Gomes, C.B., TASSINARI, C. C. G., RUBERTI, E., BRILLI, M., 2016. U–Pb ages, geochemistry, C–O–Nd–Sr–Hf isotopes and petrogenesis of the Catalão II carbonatitic complex (Alto Paranaíba Igneous Province, Brazil): implications for regional-scale heterogeneities in the Brazilian carbonatite associations. *International Journal of Earth Sciences*, 1-27.
- HAMILTON, D.L., BEDSON, P., ESSON, J., 1989. The behaviour of trace elements in the evolution of carbonatites. In: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 405-427.
- HAMILTON, P.J., O'NIONS, R.K., D. BRIDGEWATER, D., NUTMAN, A., 1983. Sm-Nd studies of Archean metasediments and metavolcanics from West Greenland and their implications for the Earth's early history. *Earth and Planetary Science Letters* 38, 26-43.
- HARMER, R. E., GITTINS, J., 1997. The origin of dolomitic carbonatites: field and experimental constraints. *Journal of African Earth Sciences* 25, 5–28.
- HARMER, R.E., 1999. The petrogenetic association of carbonatite and alkaline magmatism: constraints from the Spitskop complex, South Africa. *Journal of Petrology* 40, 525–548
- HARMER, R.E., 1999. The petrogenetic association of carbonatite and alkaline magmatism: constraints from the Spitskop complex, South Africa. *Journal of Petrology* 40, 525–548.
- HARMER, R.E., GITTINS, J., 1998. The case for primary, mantle-derived carbonatite magma. *Journal of Petrology* 39, 1895-1904.
- HARMER, R.E., LEE, C.A., EGLINGTON, B.M., 1998. A deep mantle source for carbonatite magmatism: evidence from the nephelinites and carbonatites of the Buhera district, SE Zimbabwe. *Earth and Planetary Science Letters* 150, 131–142
- HART, S. R., GERLACH, D. C., WHITE, W. M., 1986. A possible new Sr–Nd–Pb mantle array and consequences for mantle mixing. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, 1551-1557.

- HART, S. R., HAURI, E. H., OSCHMANN, L. A., WHITEHEAD, J. A., 1992. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science* 256, 517–520.
- HEAMAN, L.M., LECHEMINANT, A.N., 1993. Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO₂). *Chemical Geology* 110, 95–126.
- HERZ, N., 1977. Timing and spreading in the South Atlantic: Kimberlite Conference, Araxá. Brasília, DF: CPRM, Special information from Brazilian alkaline rocks. *Geological Society of America Bulletin* 88, 101-112
- HIRANO, H., KAMATANI, M., DAITX, E.C., 1987. Jacupiranga carbonatites in the São Paulo State, Brazil: their mode of occurrence. Report of International Research and Development Cooperation ITIT Projects, 8316, Japan, 74-95.
- HUANG, Y.M., HAWKESWORTH, C.J., VAN CALSTEREN, P., MCDERMOTT, F., 1995. Geochemical characteristics and origin of the Jacupiranga carbonatites, Brazil. *Chemical Geology* 119, 79–99.
- HUSSAK, E., 1892. UeberBrazilit, einneus. Tantal (Niob) Mineral von der Eisenmine Jacupiranga: Neues. Jahrb. Min. Geol. Pal., 2: 141-159
- HUSSAK, E., 1895. Ueber den Baddelit (syn. Brazilit) von der Eisenmine in Jacupiranga in São Paulo. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 395-411.
- IBGE, 1987. Folha de Jacupiranga (SG-22-X-B-XI-2), escala 1:50.000. IBGE, serviço de geodésia e cartografia (São Paulo).
- IONOV, D. A., BLICHERT-TOFT, J., WEIS, D., 2005. Hf isotope compositions and HREE variations in off-craton garnet and spinel peridotite xenoliths from central Asia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69, 2399–2418.
- IONOV, D.A., SAVOYANT, L., DUPUY, C., 1992. Application of the ICP-MS technique to trace element analysis of peridotites and their minerals. *Geostandards Newsletter* 16, 311–315.
- IRVINE, T.N., BARAGAR, W.R. A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523–548.
- JOHANSEN, A. 1938. A descriptive petrography of igneous rocks. Chicago: University of Chicago Press.
- JONES, J.H., WALKER, D., PICKETT, D.A., MURRELL, M.T., BEATTIE, P., 1995. Experimental investigations of the partitioning of Nb, Mo, Ba, Ce, Pb, Ra, Th, Pa, and U between immiscible carbonate and silicate liquids. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 1307-1320.
- KLEMME, S., VAN DER LAAN, S.R., FOLEY, S.F., GUNTHER, D., 1995. Experimentally determined trace and minor element partitioning between clinopyroxene and carbonatite melt under upper mantle conditions. *Earth and Planetary Science Letters* 133, 439-448.
- KNECHT, T., 1940. Os minerais não metálicos do Estado de São Paulo. *Boletim de Agricultura* 33, 237-323.
- KNECHT, T., 1948. Novas ocorrências nos municípios do extremo sudoeste paulista. *Min. E Met.*, 13 (73).
- LE BAS M. J., 1977. Carbonatite–Nephelinite Volcanism. London: John Wiley.
- LE BAS, M.J., 1987. Nephelinites and carbonatites, in: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks*. Geological Society, London, Special Publications 30, pp.53–83.
- LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., WOOLLEY, A.R., 1992. The construction of the Total Alkali-Silica chemical classification of volcanic rocks. *Mineralogy and Petrology* 46, 1–22.

- LE MAITRE, R.W., 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*, second ed. Cambridge University Press, Cambridge.
- LEAKE, B. E., 1997. Nomenclature of amphiboles. Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *European Journal of Mineralogy* 9, 623-651.
- LEE, C. T., RUDNICK, R. L., MCDONOUGH, W. F., HORN, I., 2000. Petrologic and geochemical investigation of carbonates in peridotite xenoliths from northeastern Tanzania. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139, 470-484
- LEE, T., FERREIRA, T. F., 2007. Descrição das unidades geológicas e suas fácies correlatas. Relatório interno Vale Fosfatados S/A, 25 p.
- LEE, W. J., WYLLIE, P. J., 1997. Liquid immiscibility between nephelinite and carbonatite from 1.0 to 2.5 GPa compared with mantle melt compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 127, 1-16.
- LEE, W. J., WYLLIE, P. J., 1994. Experimental data bearing on liquid immiscibility, crystal fractionation, and the origin of calciocarbonatites and natrocarbonatites. *International Geology Review* 36, 797-819.
- LEE, W.J., WYLLIE, P.J., 1998. Processes of crustal carbonatite formation by liquid immiscibility and differentiation, elucidated by model systems. *Journal of Petrology* 39, 2005-2014
- LEWERENTZ, A., 2011. Experimental zircon alteration and baddeleyite formation in silica saturated systems: implications for dating hydrothermal events, Dissertação, Lund University, Suécia.
- LOCOCK, A.J., 2014. An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers and Geosciences* 62, 1–11.
- MARQUES, L.S., ULBRICH, M.N.C., RUBERTI, E., TASSINARI, C.G., 1999. Petrology, geochemistry and Sr–Nd isotopes of the Trindade and Martin Vaz volcanic rocks (Southern Atlantic Ocean). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 93, 191–216.
- MAURY, R.C., DEFANT, M.J., JORON, J.L., 1992. Metasomatism of the sub-arc mantle inferred from trace elements in Philippine xenoliths. *Nature* 360, 661–663
- MCDONOUGH, W. M., SUN, S. S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223–253.
- MCKENZIE, D.P., 1989. Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. *Earth Planetary Science Letters* 95, 625-679.
- MELCHER, G. C., 1954. Nota sobre os distrito Alcalino de Jacupiranga, São Paulo. *Div. Geol. Min.*, 84.
- MELCHER, G. C., 1966. The carbonatites of Jacupiranga, São Paulo, Brazil, in: Tuttle, O.F., Gittins, J. (Eds.), *Carbonatites*. Wiley, New York, pp. 169–181
- MELLUSO, L., SRIVASTAVA, R.K., GUARINO, V., ZANETTI, A., SINHA, A.K., 2010. Mineral compositions and petrogenetic evolution of the ultramafic-alkaline - carbonatitic complex of Sung Valley, Northeastern India. *Canadian Mineralogist* 48, 205–229.
- MENEZES Jr., L.A., MARTINS, J.M., 1984. The Jacupiranga Mine, São Paulo, Brazil. *The Mineralogical Record* 15, 261-270.
- MENEZES, S.G., AZZONE, R.G., ENRICH, G.E.R., RUBERTI, E., CAGLIARANI, R., GOMES, C.B., CHMYZ, L., 2015. The antecryst compositional influence on Cretaceous alkaline lamprophyre dykes, SE Brazil. *Brazilian Journal of Geology* 45, 79-93.

- MITCHELL, R.H., 1978. Manganoan magnesian ilmenite and titanian clinohumite from the Jacupiranga carbonatite, São Paulo, Brazil. *American Mineralogist* 63, 547–547.
- MITCHELL, R.H., 2005. Carbonatites and carbonatites and carbonatites. *Canadian Mineralogist* 43, 2049–2068.
- MORBIDELLI, L., BECCALUVA, L., BROTZU, P., CONTE, A., GARBARINO, C., GOMES, C.B., MACCIOTTA, G., RUBERTI, E., SCHEIBE, L.F., TRAVERSA, G., 1986. Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil, 3. Fenitization of jacupirangite by carbonatite magmas in the Jacupiranga Complex, SP. *Periodico di Mineralogia* 55, 261–95.
- MORBIDELLI, L., GOMES, C.B., BECCALUVA, L., BROTZU, P., CONTE, A.M.M., RUBERTI, E., TRAVERSA, G., MORBIDELLI, L., GOMES, C.B., BECCALUVA, L., BROTZU, P., CONTE, A.M.M., RUBERTI, E., TRAVERSA, G., 1995. Mineralogical, petrological and geochemical aspects of alkaline and alkaline-carbonatite associations from Brazil. *Earth-Science Reviews* 39, 135–168.
- MORBIDELLI, L., GOMES, C.B., BROTZU, P., D'ACQUARICA, S., GARBARINO, C., RUBERTI, E., TRAVERSA, G., 2000. The Paríquera Açú K-alkaline complex and southern Brazil lithospheric mantle source characteristics. *Journal of Asian Earth Sciences* 18, 129–150.
- MORI, P.E., REEVES, S., CORREIA, C.T., HAUKKA, M., 1999. Development of a fused glass disc XRF facility and comparison with the pressed powder pellet technique at Instituto de Geociências, São Paulo University. *Revista Brasileira de Geociências* 29, 441–446.
- MORIYKO, T., HIRANO, H., MATSUHISA, Y., 1987. Carbon and oxygen isotopic composition of the carbonatites from Jacupiranga and Catalão I carbonatite complexes. Brazil. ITIT Project 8316, Report of International Research and Development Cooperation, Japan, 96–111.
- MORIMOTO, N., FABRIES, J., FERGUSON, A.K., GINZBURG, I.V., ROSS, M., SEIFERT, F.A., ZUSSMAN, J, AOKI, K., GOTTARDI, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology* 39, 55–76.
- NELSON D.H., CHIVAS A.R., CHAPPELL B.W., MCCULLOCH M.T., 1988. Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 1–17.
- NIMIS, P., ULMER, P., 1998. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 133, 122–135.
- NORTHFLEET A.A., MEDEIROS R.A., MÜLHMANN H., 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Boletim Técnico da Petrobrás* 12, 291–346.
- NOWELL, G. M., KEMPTON, P. D., NOBLE, S. R., 1998. High precision Hf isotope measurements of MORB and OIB by thermal ionization mass spectrometry: insights into the depleted mantle. *Chemical Geology* 149, 211–33
- NOWELL, G. M., PEARSON, D. G., BELL, D. R., CARLSON, R. W., SMITH, C. B., KEMPTON, P. D., NOBLE, S. R., 2004. Hf isotope systematics of kimberlites and their megacrysts: new constraints on their source regions. *Journal of Petrology* 45, 1583–1612.
- O'BRIEN H. E., IRVING A. J., MCCALLUM I. S. AND THIRLWALL M. F., 1995. Strontium, neodymium, and lead isotope evidence for the interaction of post-subduction asthenospheric potassic mafic magmas of the Highwood Mountains, Montana, USA, with ancient Wyoming craton lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 4539–4556

- OLIVEIRA, S.M.B., 1990. Os depósitos de níquel laterítico do Brasil. Trabalho de livre-docência, Universidade de São Paulo, Brazil.
- OLIVEIRA, S.M.B., MELFI, A.J., CARVALHO, A., FRIEDRICH, G., MARKER, A., KANIG, M., 1988. Lateritic evolution of the Jacupiranga alkaline complex, SP. *Geochimica Brasiliensis* 2, 119-126.
- OMARINI, R. H., GASPARON, M., DE MIN, A., COMIN-CHIARAMONTI, P., 2016. An overview of the Mesozoic-Cenozoic magmatism and tectonics in Eastern Paraguay and central Andes (Western Gondwana): Implications for the composition of mantle sources. *Journal of South American Earth Sciences* 72, 302-314.
- PÁL-MOLNÁR, E., BATKI, A., ALMÁSI, E., KISS, B., UPTON, B.G.J., MARKL, G., ODLING, N., HARANGI, S., 2015. Origin of mafic and ultramafic cumulates from the Ditrău Alkaline Massif, Romania. *Lithos* 239, 1–18.
- PEARSON, D.G., CANIL, D., SHIREY, S.B., 2003. Mantle sample included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds. In: Carlson, R.W. (Ed.), *Treatise on Geochemistry: the Mantle and Core*. Elsevier, pp. 171–276.
- PEARSON, D.G., 1999. The age of continental roots. *Lithos* 48, 171-194.
- PEARSON, D.G.; NOWELL, G.M., 2004. Re–Os and Lu–Hf isotope constraints on the origin and age of pyroxenites from the Beni Bousera peridotite massif: implications for mixed peridotite–pyroxenite mantle sources. *Journal of Petrology* 45, 439–455
- PEATE, D.W., BARKER, A.K., RIISHUUS, M.S., ADREASEN, R., 2008. Temporal variations in crustal assimilation of magma suites in the East Greenland flood basalt province: tracking the evolution of magmatic plumbing systems. *Lithos* 102, 179-197.
- PICCIRILLO, E.M., MELFI, A.J., 1988. The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects. IAG-USP, São Paulo, p 600.
- PUTIRKA, K., 1999. Clinopyroxene + liquid equilibria to 100 kbar and 2450 K. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135, 151–163.
- RAY, J.S., 1998. Trace element and isotope evolution during concurrent assimilation, fractional crystallization, and liquid immiscibility of a carbonated silicate magma. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 3301–3306.
- RENNE, P.R., SWISHER, C.C., DEINO, A.L., KARNER, D.B., OWENS, T.L., DEPAOLO, D.J., 1998. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chemical Geology* 145, 117–152.
- RICCOMINI, C., VELÁZQUEZ, V.F., GOMES, C.B., 2005. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in the central-southeastern Brazilian Platform. In: Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B. (Eds.), *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. Edusp/Fapesp, São Paulo, pp. 31-56.
- RIEDER, M., CAVAZZINI, G., D'YAKONOV, Y.S., FRANK-KAMENETSKII, V.A., GOTTARDI, G., GUGGENHEIM, S., KOVAL, P.V., MÜLLER, G., NEIVA, A.M.R., RADOSLOVICH, E.W., ROBERT, J.-L., SASSI, F.P., TAKEDA, H., WEISS, Z., WONES, D.R., 1999. Nomenclature of the Micas. *Mineralogical Magazine* 63, 267–279.
- ROCHA-JÚNIOR E.R.V., MARQUES L.S., BABINSKI M., NARDY A.J.R., FIGUEIREDO, A.M.G., MACHADO, F.B., 2013. Sr-Nd-Pb isotopic constraints on the nature of the mantle sources involved in the genesis of the high-Ti tholeiites from Northern Paraná Continental Flood Basalts (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences* 46, 9-25
- RODEN, M.F., MURTHY, V.R., GASPAR, J.C., 1985. Sr and Nd Isotopic Composition of the Jacupiranga Carbonatite. *The Journal of Geology* 93, 212–220.

- RUBERTI, E., CASTORINA, F., CENSI, P., COMIN-CHIARAMONTI, P., GOMES, C.B., ANTONINI P., ANDRADE, F.R.D., 2002. The geochemistry of the Barra do Itapirapuã carbonatite (Ponta Grossa Arch, Brazil): a multiple stockwork. *Journal of South America Earth Sciences* 15, 215-228.
- RUBERTI, E., ENRICH, G.E.R., AZZONE, R.G., COMIN-CHIARAMONTI, P., DE MIN, A., GOMES, C.B., 2012. The Banhadão alkaline complex, southeastern Brazil: source and evolution of potassic SiO₂-undersaturated high-Ca and low-Ca magmatic series. *Mineralogy and Petrology* 104, 63-80.
- RUBERTI, E., GOMES, C., COMIN-CHIARAMONTI, P., 2005. The alkaline magmatism from the Ponta Grossa Arch. In: Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B. (Eds.), *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. Edusp/Fapesp, São Paulo, pp. 473-522.
- RUBERTI, E., MARGUTI, R.L., GOMES, C.B., 1992. O Complexo Carbonatítico de Jacupiranga, SP: informações gerais. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 37, 1992, São Paulo. Roteiro de excursões. São Paulo: SBG, 16 p.
- RUDNICK, R.L., MCDONOUGH, W.F., CHAPPELL, B.W., 1993. Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrographic and geochemical characteristics. *Earth and Planetary Science Letters* 114, 463-475.
- SAITO M. M., BARROS T.B., BETTENCOURT J. S., 2004. Mapeamento geológico de detalhe da mina de Cajati (SP): modelo conceitual e aplicação à lavra, produção e beneficiamento. In: SBG-MG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 42, Araxá, Anais, CD-Rom.
- SORENSEN, H. 1974. *The Alkaline Rocks*. Wiley, London, 538 p.
- SALTERS, V. J., MALLICK, S., HART, S. R., LANGMUIR, C. E., STRACKE, A., 2011. Domains of depleted mantle: New evidence from hafnium and neodymium isotopes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 12, <http://dx.doi.org/10.1029/2011GC003617>.
- SALVIOLI-MARIANI, E., TOSCANI, L., BERSANI, D., ODDONE, M., CACCELLIERE, R., 2012. Late veins of C3 carbonatite intrusion from Jacupiranga complex (Southern Brazil): fluid and melt inclusions and mineralogy. *Mineralogy and Petrology* 104, 95–114
- SATO, K., TASSINARI, C.C.G., BASEI, M.A.S., SIGA JÚNIOR, O., ONOE, A.T., SOUZA, M.D., 2014. Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe / MC) of the Institute of Geosciences of the University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results. *Revista do Instituto de Geociências - USP* 14, 3–18.
- SCHERER, E.E., MÜNKER, C., MEZGER, K., 2001. Calibration of the Lutetium–Hafnium Clock. *Science* 293, 683–687
- SIGA JR., O., BASEI, M.A.S., SATO, K., PASSARELLI, C.R., NUTMAN, A., MCREATH, I., PRAZERES FILHO, H.J., 2011. Calymmian (1.50-1.45 Ga) magmatic records in Votuverava and Perau sequences, south-southeastern Brazil: Zircon ages and Nd-Sr isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 301-308.
- SIMON, N.S.C., CARLSON, R.W., PEARSON, D.G., DAVIES, G.R., 2007. The origin and evolution of the Kaapvaal cratonic lithospheric mantle. *Journal of Petrology* 48, 589–625.
- SONOKI, I.K., GARDA, G.M., 1988. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil meridional e Paraguai oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. *Boletim do IG-USP, Série Científica* 19, 901-910.
- SORENSEN, H. 1974. *The Alkaline Rocks*. Wiley, London. 622p.
- SPINELLI, F.P., GOMES, C.B., 2009. A ocorrência alcalina de Cananéia, litoral sul do estado de São Paulo: química mineral. *Geologia USP, Série Científica* 9, 1-13.

- SRIVASTAVA, R.K., HEAMAN, L.M., SINHA, A.K., SHIHUA, S., 2005. Emplacement age and isotope geochemistry of Sung Valley alkaline – carbonatite complex, Shillong Plateau, northeastern India: implications for primary carbonate melt and genesis of the associated silicate rocks. *Lithos* 81, 33-54.
- SRIVASTAVA, R.K., SINHA, A.K., 2004. Early Cretaceous Sung Valley ultramafic-alkaline-carbonatite complex, Shillong Plateau, Northeastern India: petrological and genetic significance. *Mineralogy and Petrology* 80, 241-263.
- STORMER, J.C., 1973. Calcium zoning in olivine and its relationship to silica activity and pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37, 1815–1821.
- STRACKE, A., 2012. Earth's heterogeneous mantle: a product of convection-driven interaction between crust and mantle. *Chemical Geology* 330-331, 274–299.
- STRECK, M.J., 2008. Mineral textures and Zoning as evidence for Open System Processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69, 595–622.
- STRECKEISEN, A., 1976. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition. *Neues Jahrb. Mineral., Monatsh.*, 1-15.
- SUN, S.S., MCDONOUGH, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Oceanic Basalts*. Geological Society Special Publication, pp. 313–345.
- SWEENEY, R.J., 1994. Carbonatite Melt Compositions in the Earth's Mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 128, 259–270.
- TAPPE, S., FOLEY, S.F., KJARSGAARD, B.A., ROMER, R.L., HEAMAN, L.M., STRACKE, A., JENNER, G.A., 2008. Between carbonatite and lamproite – Diamondiferous Torngat ultramafic lamprophyres formed by carbonate-fluxed melting of cratonic MARID-type metasomes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72, 3258-3286.
- THIBAULT, Y., EDGAR, A.D., LLOYD F.E., 1992. Experimental investigation of melts from a carbonated phlogopite lherzolite: implications for metasomatism in the continental lithospheric mantle. *American Mineralogist* 77, 784–794.
- THIEDE, D.S., VASCONCELOS, P.M., 2010. Parana flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. *Geology* 38, 747–750.
- THOMPSON, R.N., GIBSON, S.A., MITCHELL, J.G., DICKIN, A.P., LEONARDOS, O.H., BROD, J.A., GREENWOOD, J.C., 1998. Migrating Cretaceous-Eocene magmatism in the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brazil: melts from the deflected Trindade mantle plume? *Journal of Petrology* 39, 1493–1526.
- THOMPSON, R.N., MORRISON, M.A., HENDRY, G.L., PARRY, S.J., 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philos Trans R Soc Lond* 310, 549–590.
- THOMPSON, R.N., SMITH, P.M., GIBSON, S.A., MATTEY, D.P., DICKIN, A.P., 2002. Ankerite carbonatite from Swartbooisdrif, Namibia: the first evidence for magmatic ferrocarbonatite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143, 377-395.
- VAN ACHTERBERGH, E., RYAN, C.G., JACKSON, S.E., GRIFFIN, W.L., 2001. Data reduction software for LA-ICP-MS: appendix. In: Sylvester, P.J. (Ed.), *Laser Ablation-ICP- Mass Spectrometry in the Earth Sciences: Principles and Applications*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, Ottawa, Ontario, Canada, vol. 29, pp. 239-243.
- VASCONCELOS, C.S DEHLER, N.M., YAMATO, A., LOPES Jr, I., 1999. Projeto Jacupiranga-Rio Guaraú: mapeamento geológico na escala 1:50.000. Relatório final, CPRM/Secretaria de Energia, São Paulo, 233 p.

- VEKSLER, I. V., PETIBON, C., JENNER, G. A., DORFMAN, A. M., DINGWELL, D. B., 1998. Trace element partitioning in immiscible silicate–carbonate liquid systems: an initial experimental study using a centrifuge autoclave. *Journal of Petrology* 39, 2095–2104.
- VERHULST, A., BALAGANSKAYA, E., KIRNARSKY, Y., DEMAÏFFE, D., 2000. Petrological and geochemical (trace elements and Sr–Nd isotopes) characteristics of the Paleozoic Kovdor ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion (Kola Peninsula, NW Russia). *Lithos* 51, 1–25.
- VERVOORT, J. D., PATCHETT, P. J., BLICHERT-TOFT, J., ALBARÈDE, F. 1999. Relationships between Lu–Hf and Sm–Nd isotopic systems in the global sedimentary system. *Earth and Planetary Science Letters* 168, 79–99.
- WALLACE, M. E., GREEN, D. H., 1988. An experimental determination of primary carbonatite magma composition. *Nature* 335, 343–346.
- WOOLLEY, A., 2003. Igneous silicate rocks associated with carbonatites: their diversity, relative abundances and implications for carbonatite genesis. *Periodico di Mineralogia* 72, 9–17.
- WOOLLEY, A., KEMPE, D., 1989. Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution, in: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, pp 1–14.
- WYLLIE, P. J., LEE, W. J., 1998. Model system controls on conditions for formation of magnesiocarbonatite and calciocarbonatite magmas from the mantle. *Journal of Petrology* 39, 1885–1893.

ANEXOS – TABELAS DE ANÁLISES QUÍMICAS EM MINERAIS

Tabela A1 – Composição química (porcentagem peso) de cristais de clinopiroxênio das rochas do Complexo de Jacupiranga. Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios e 4 cátions. Abreviações: WEH – wehrlitos; N – núcleo do cristal.

Amostra	JAC220	JAC220	JAC243	JAC220	JAC220	JAC220	JAC220	JAC220	JAC243	JAC220	JAC220	JAC220	JAC220	JAC220	JAC220	JAC243	JAC220
Litotipo	WEH	WEH	WEH	WEH	WEH	WEH	WEH	WEH	WEH	WEH	WEH	WEH	WEH	WEH	WEH	WEH	WEH
Local	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N
SiO ₂	52,45	52,43	52,31	52,67	52,70	51,71	52,45	52,88	52,71	52,97	52,74	52,59	52,84	52,91	53,04	52,31	53,40
TiO ₂	0,71	0,66	0,67	0,74	0,74	1,22	0,74	0,69	0,73	0,73	0,78	0,68	0,68	0,71	0,73	0,81	0,62
Al ₂ O ₃	1,72	1,66	1,59	1,76	1,70	2,29	1,68	1,78	1,64	1,65	1,66	1,64	1,75	1,67	1,68	2,02	1,55
Cr ₂ O ₃	0,70	0,68	0,73	0,70	0,73	0,59	0,70	0,68	0,74	0,75	0,68	0,76	0,73	0,72	0,72	0,71	0,63
FeO	3,15	3,25	3,43	3,22	3,35	3,73	3,47	3,23	3,66	3,28	3,14	3,27	3,06	3,22	3,42	3,69	3,34
MnO	0,04	0,05	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,05	0,04	0,07	0,04	0,06	0,05	0,08	0,06
MgO	15,57	15,72	15,66	15,44	15,41	15,16	15,70	15,54	15,89	15,60	15,59	15,68	15,63	15,89	15,80	15,53	15,69
CaO	24,90	24,89	24,82	24,83	24,69	24,82	24,68	24,78	24,25	24,67	25,17	25,21	25,19	24,83	24,77	24,91	25,16
Na ₂ O	0,41	0,47	0,58	0,44	0,51	0,42	0,51	0,40	0,46	0,46	0,47	0,44	0,44	0,49	0,45	0,56	0,46
K ₂ O											0,01						
Total	99,65	99,81	99,84	99,86	99,89	100,01	99,98	100,04	100,15	100,17	100,27	100,33	100,37	100,48	100,66	100,62	100,89
Si _T	1,926	1,921	1,916	1,932	1,932	1,898	1,919	1,936	1,926	1,936	1,925	1,918	1,926	1,925	1,928	1,903	1,937
Al _T	0,074	0,072	0,068	0,068	0,068	0,099	0,072	0,064	0,071	0,064	0,071	0,070	0,074	0,071	0,072	0,087	0,063
Fe ³⁺ _T		0,008	0,016			0,003	0,009		0,003		0,004	0,011	0,004	0,004		0,010	
T _{subtotal}	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al _{M1}	0,001	0,000	0,000	0,008	0,005			0,013		0,007			0,001		0,000		0,003
Fe ³⁺ _{M1}	0,043	0,057	0,068	0,030	0,037	0,048	0,056	0,022	0,045	0,027	0,046	0,053	0,045	0,050	0,043	0,071	0,040
Ti _{M1}	0,020	0,018	0,018	0,021	0,020	0,034	0,020	0,019	0,020	0,020	0,022	0,019	0,019	0,019	0,020	0,022	0,017
Cr _{M1}	0,020	0,020	0,021	0,020	0,021	0,017	0,020	0,020	0,021	0,022	0,020	0,022	0,021	0,021	0,021	0,021	0,018
Mg _{M1}	0,852	0,858	0,855	0,844	0,842	0,830	0,856	0,848	0,866	0,850	0,848	0,852	0,850	0,862	0,857	0,842	0,848
Fe ²⁺ _{M1}	0,054	0,035	0,021	0,068	0,065	0,064	0,041	0,077	0,048	0,073	0,046	0,035	0,048	0,044	0,060	0,031	0,061
Mn _{M1}	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002		0,002	0,001	0,002	0,001	0,002		0,002	0,002
M1 _{subtotal}	0,991	0,990	0,985	0,993	0,994	0,994	0,996	1,000	1,000	1,001	0,982	0,983	0,985	0,997	1,000	0,989	0,990
Mg _{M2}																	
Fe ²⁺ _{M2}									0,016						0,002		
Mn _{M2}									0,002						0,002		
Ca _{M2}	0,980	0,977	0,974	0,975	0,970	0,976	0,968	0,972	0,949	0,966	0,984	0,986	0,984	0,968	0,965	0,971	0,978
Na _{M2}	0,029	0,033	0,041	0,031	0,037	0,030	0,036	0,028	0,033	0,033	0,033	0,031	0,031	0,035	0,032	0,039	0,032
K _{M2}							0,000					0,000				0,000	
M2 _{subtotal}	1,009	1,010	1,015	1,007	1,006	1,006	1,004	1,000	1,000	0,999	1,018	1,017	1,015	1,003	1,000	1,011	1,010
Jd	2,2	2,5	3,1	2,5	2,9	2,3	2,7	2,4	2,4	2,7	2,5	2,3	2,4	2,6	2,4	3,0	2,5
Ae	1,4	1,7	2,0	1,2	1,6	1,5	1,8	0,8	1,6	1,3	1,7	1,6	1,5	1,7	1,6	2,0	1,4
Es	0,7	1,2	1,3	0,3	0,3	0,9	1,0	0,3	0,6	0,1	0,6	1,1	0,8	0,8	0,6	1,6	0,6
CaTiTs	2,0	1,8	1,8	2,1	2,0	3,4	2,0	1,9	2,0	2,0	2,2	1,9	1,9	1,9	2,0	2,2	1,7
CaTs	0,3	0,1	0,0	0,2	0,0	0,1	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,1	0,3	0,0	0,0	0,1	0,0
Wo	47,5	47,3	47,1	47,5	47,3	46,6	46,9	47,2	46,2	47,2	47,8	47,7	47,7	47,0	47,0	46,6	47,8
En	42,6	42,9	42,7	42,2	42,1	41,5	42,8	42,4	43,3	42,5	42,4	42,6	42,5	43,1	42,8	42,1	42,4
Fs	2,7	1,8	1,1	3,4	3,3	3,2	2,1	3,8	3,2	3,6	2,3	1,7	2,4	2,2	3,1	1,5	3,0
mg#	89,8	89,6	89,0	89,5	89,1	87,9	89,0	89,6	88,5	89,5	89,8	89,5	90,1	89,8	89,2	88,2	89,3

Tabela A1 – Composição química (porcentagem peso) de cristais de clinopiroxênio das rochas do Complexo de Jacupiranga. Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios e 4 cátions. Abreviações: WEH – wehrlito; CPX – magnetita clinopiroxenito; N – núcleo do cristal; B – borda do cristal.

Amostra	JAC243	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45
Litotipo	WEH	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX
Local	N	N	B	N	B	B	N	B	N	B	N	B	B	B	N	N	N
SiO ₂	53,58	46,06	47,82	46,06	47,84	47,35	46,15	48,20	46,54	47,26	46,47	47,76	48,17	47,31	46,72	46,43	47,40
TiO ₂	0,65	2,84	2,63	2,95	2,48	2,60	2,90	2,20	2,86	2,72	2,90	2,26	2,13	2,58	2,76	3,04	2,66
Al ₂ O ₃	1,33	5,79	5,60	5,71	5,16	5,42	5,87	4,91	5,72	5,83	5,97	5,13	4,90	5,73	5,71	6,10	5,66
Cr ₂ O ₃	0,74	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
FeO	3,44	6,59	4,78	6,71	5,60	5,75	6,55	5,24	6,52	5,57	6,56	5,36	5,09	5,23	6,15	5,88	5,82
MnO	0,07	0,09	0,07	0,08	0,07	0,06	0,08	0,05	0,08	0,05	0,08	0,05	0,05	0,06	0,07	0,07	0,06
MgO	15,91	12,82	13,69	13,01	13,79	13,38	12,96	14,05	13,10	13,47	12,98	13,70	13,82	13,62	13,13	13,30	13,42
CaO	24,79	24,61	24,81	24,58	24,89	24,87	24,61	24,99	24,72	24,76	24,71	25,00	24,96	24,84	24,56	24,72	24,80
Na ₂ O	0,55	0,42	0,36	0,38	0,35	0,41	0,36	0,40	0,41	0,35	0,39	0,38	0,36	0,38	0,40	0,38	0,39
K ₂ O																	
Total	101,07	99,24	99,77	99,47	100,20	99,86	99,49	100,06	99,96	100,01	100,08	99,65	99,50	99,75	99,52	99,93	100,22
Si _T	1,939	1,723	1,769	1,720	1,764	1,754	1,722	1,776	1,727	1,748	1,723	1,769	1,786	1,751	1,740	1,720	1,750
Al _T	0,057	0,255	0,231	0,251	0,224	0,237	0,258	0,213	0,250	0,252	0,261	0,224	0,214	0,249	0,251	0,266	0,246
Fe ³⁺ _T	0,004	0,022		0,029	0,011	0,009	0,020	0,011	0,022		0,016	0,007	0,000		0,010	0,013	0,004
T _{subtotal}	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al _{M1}			0,013						0,002					0,001			
Fe ³⁺ _{M1}	0,042	0,147	0,098	0,142	0,123	0,130	0,141	0,130	0,142	0,124	0,142	0,131	0,121	0,131	0,134	0,137	0,130
Ti _{M1}	0,018	0,080	0,073	0,083	0,069	0,072	0,081	0,061	0,080	0,076	0,081	0,063	0,059	0,072	0,077	0,085	0,074
Cr _{M1}	0,021	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg _{M1}	0,858	0,715	0,755	0,724	0,758	0,739	0,721	0,772	0,725	0,742	0,717	0,757	0,764	0,751	0,729	0,735	0,739
Fe ²⁺ _{M1}	0,058	0,037	0,050	0,038	0,039	0,039	0,044	0,020	0,038	0,048	0,046	0,028	0,037	0,031	0,048	0,032	0,046
Mn _{M1}	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
M1 _{subtotal}	1,000	0,983	0,991	0,989	0,991	0,983	0,990	0,985	0,987	0,994	0,990	0,981	0,983	0,988	0,991	0,991	0,991
Mg _{M2}																	
Fe ²⁺ _{M2}																	
Mn _{M2}																	
Ca _{M2}	0,961	0,987	0,983	0,983	0,983	0,987	0,984	0,986	0,983	0,981	0,982	0,992	0,991	0,985	0,980	0,981	0,981
Na _{M2}	0,038	0,031	0,026	0,027	0,025	0,030	0,026	0,028	0,029	0,025	0,028	0,027	0,026	0,027	0,029	0,027	0,028
K _{M2}																	
M2 _{subtotal}	1,000	1,017	1,009	1,011	1,009	1,017	1,010	1,015	1,013	1,006	1,010	1,019	1,017	1,012	1,009	1,009	1,009
Jd	2,9	2,3	2,2	2,1	1,9	2,2	2,0	2,1	2,2	1,9	2,1	2,0	1,9	2,1	2,2	2,0	2,1
Ae	1,9	1,5	0,6	1,4	1,3	1,5	1,3	1,4	1,5	1,2	1,4	1,3	1,3	1,3	1,4	1,4	1,4
Es	0,2	5,8	4,2	5,7	4,9	5,0	5,7	5,1	5,6	5,0	5,7	5,2	4,8	5,3	5,3	5,5	5,1
CaTiTs	1,8	8,0	7,3	8,3	6,9	7,2	8,1	6,1	8,0	7,6	8,1	6,3	5,9	7,2	7,7	8,5	7,4
CaTs	0,0	3,2	3,6	2,9	3,1	3,1	3,5	3,1	3,1	3,9	3,5	3,5	3,5	4,0	3,3	3,5	3,5
Wo	47,1	40,8	41,6	40,7	41,8	41,7	40,5	42,2	40,8	40,8	40,4	42,1	42,5	41,0	40,8	40,4	41,1
En	42,9	35,8	37,7	36,2	37,9	37,0	36,1	38,6	36,2	37,1	35,9	37,8	38,2	37,6	36,4	36,7	36,9
Fs	2,9	1,9	2,5	1,9	1,9	2,0	2,2	1,0	1,9	2,4	2,3	1,4	1,8	1,5	2,4	1,6	2,3
mg#	89,2	77,6	83,6	77,6	81,4	80,6	77,9	82,7	78,2	81,2	77,9	82,0	82,9	82,3	79,2	80,1	80,4

Tabela A1 – Composição química (porcentagem peso) de cristais de clinopiroxênio das rochas do Complexo de Jacupiranga. Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios e 4 cátions. Abreviações: CPX – magnetita clinopiroxenito; N – núcleo do cristal; B – borda do cristal.

Amostra	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45
Litotipo	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX
Local	N	B	B	B	B	B	B	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N
SiO ₂	47,63	46,26	47,70	46,57	47,42	47,08	47,15	46,90	46,72	46,39	46,88	46,85	47,04	47,16	47,52	46,96	48,38
TiO ₂	2,45	2,96	2,51	3,01	2,66	2,81	2,78	2,87	2,88	2,88	2,92	2,91	2,84	2,83	2,60	2,72	2,43
Al ₂ O ₃	5,42	5,87	5,49	6,14	5,52	5,68	5,56	5,85	5,85	5,69	5,66	5,76	5,99	5,74	5,48	5,41	4,83
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04	0,06
FeO	5,59	6,47	5,54	6,25	5,84	6,26	6,37	6,88	6,81	6,81	6,69	6,03	5,82	5,88	5,38	5,93	5,67
MnO	0,07	0,09	0,07	0,07	0,05	0,05	0,09	0,08	0,09	0,09	0,07	0,05	0,06	0,07	0,05	0,06	0,06
MgO	13,60	12,86	13,54	12,85	13,46	13,17	13,36	12,99	12,96	13,04	12,92	13,37	13,27	13,51	13,72	13,55	13,75
CaO	24,84	24,86	24,69	24,79	24,81	24,66	24,85	24,76	24,67	24,62	24,75	24,87	24,92	24,96	25,09	24,81	24,97
Na ₂ O	0,41	0,40	0,39	0,43	0,38	0,41	0,40	0,40	0,38	0,39	0,32	0,38	0,38	0,42	0,38	0,36	0,39
K ₂ O																	
Total	100,02	99,77	99,97	100,12	100,17	100,12	100,57	100,75	100,36	99,93	100,21	100,21	100,32	100,58	100,23	99,85	100,54
Si _T	1,759	1,722	1,764	1,726	1,752	1,743	1,738	1,730	1,730	1,724	1,740	1,732	1,736	1,735	1,751	1,741	1,780
Al _T	0,236	0,257	0,236	0,268	0,240	0,248	0,242	0,254	0,255	0,249	0,247	0,251	0,260	0,249	0,238	0,236	0,209
Fe ³⁺ _T	0,005	0,021	0,000	0,006	0,007	0,008	0,021	0,016	0,015	0,026	0,013	0,018	0,003	0,016	0,011	0,023	0,011
T _{subtotal}	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al _{M1}			0,003														
Fe ³⁺ _{M1}	0,134	0,141	0,120	0,136	0,127	0,129	0,136	0,139	0,137	0,142	0,120	0,133	0,133	0,138	0,131	0,133	0,112
Ti _{M1}	0,068	0,083	0,070	0,084	0,074	0,078	0,077	0,080	0,080	0,080	0,081	0,081	0,079	0,078	0,072	0,076	0,067
Cr _{M1}	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002
Mg _{M1}	0,749	0,713	0,746	0,710	0,741	0,727	0,734	0,714	0,715	0,722	0,715	0,737	0,730	0,741	0,753	0,749	0,754
Fe ²⁺ _{M1}	0,034	0,039	0,051	0,052	0,046	0,056	0,039	0,057	0,059	0,043	0,075	0,036	0,043	0,026	0,024	0,028	0,052
Mn _{M1}	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
M1 _{subtotal}	0,987	0,980	0,994	0,985	0,990	0,992	0,990	0,993	0,994	0,991	0,993	0,988	0,987	0,986	0,982	0,988	0,988
Mg _{M2}																	
Fe ²⁺ _{M2}																	
Mn _{M2}																	
Ca _{M2}	0,983	0,992	0,978	0,984	0,982	0,978	0,981	0,978	0,979	0,980	0,984	0,985	0,985	0,984	0,991	0,985	0,984
Na _{M2}	0,030	0,029	0,028	0,031	0,027	0,029	0,028	0,029	0,027	0,028	0,023	0,027	0,027	0,030	0,027	0,026	0,028
K _{M2}																	
M2 _{subtotal}	1,013	1,020	1,006	1,015	1,010	1,008	1,010	1,007	1,006	1,009	1,007	1,012	1,013	1,014	1,018	1,012	1,012
Jd	2,2	2,2	2,2	2,3	2,1	2,2	2,1	2,2	2,0	2,1	1,7	2,0	2,0	2,2	2,0	2,0	2,1
Ae	1,5	1,4	1,2	1,5	1,4	1,5	1,4	1,4	1,3	1,4	1,1	1,3	1,4	1,5	1,3	1,3	1,4
Es	5,2	5,6	4,8	5,3	5,0	5,0	5,4	5,5	5,5	5,7	4,9	5,3	5,3	5,4	5,2	5,3	4,2
CaTiTs	6,8	8,3	7,0	8,4	7,4	7,8	7,7	8,0	8,0	8,0	8,1	8,1	7,9	7,8	7,2	7,6	6,7
CaTs	3,5	3,2	3,6	3,5	3,2	3,1	3,0	3,3	3,4	3,0	3,1	3,1	3,8	3,1	3,3	2,9	2,4
Wo	41,4	41,1	41,2	40,7	41,3	41,0	41,0	40,5	40,5	40,6	41,1	41,0	40,8	41,0	41,7	41,4	42,6
En	37,4	35,7	37,3	35,5	37,1	36,3	36,7	35,7	35,8	36,1	35,7	36,8	36,5	37,0	37,7	37,4	37,7
Fs	1,7	2,0	2,6	2,6	2,3	2,8	2,0	2,8	3,0	2,1	3,7	1,8	2,2	1,3	1,2	1,4	2,6
mg#	81,3	78,0	81,3	78,5	80,4	78,9	78,9	77,1	77,2	77,3	77,5	79,8	80,3	80,4	82,0	80,3	81,2

Tabela A1 – Composição química (porcentagem peso) de cristais de clinopiroxênio das rochas do Complexo de Jacupiranga. Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios e 4 cátions. Abreviações: CPX, magnetita clinopiroxenito; OLCPX, clinopiroxenito com olivina; NECPX, clinopiroxenito com nefelina.

Amostra	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45	JAC45	JAC13	JAC13	JAC18	JAC18	JAC18	JAC18	JAC18	JAC18	JAC18	JAC18	JAC18	JAC18
Litotipo	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	OLCPX	OLCPX	NECPX	NECPX	NECPX	NECPX	NECPX	NECPX	NECPX	NECPX	NECPX	NECPX
Local	N	N	N	N	N	N	N	B	B	N	B	B	N	B	N	B	B
SiO ₂	47,52	46,96	48,38	47,75	47,44	49,21	50,41	48,68	48,18	49,28	48,44	48,47	48,78	48,41	48,81	48,97	48,84
TiO ₂	2,60	2,72	2,43	2,57	2,69	2,04	1,32	1,80	2,13	1,79	2,03	1,92	2,01	2,04	2,17	1,72	1,72
Al ₂ O ₃	5,48	5,41	4,83	5,15	5,54	4,88	3,28	3,97	4,37	3,90	4,39	4,17	4,32	4,41	4,43	3,82	3,78
Cr ₂ O ₃	0,02	0,04	0,06	0,05	0,07	0,08	0,10	0,02	0,02	0,03	0,02	0,04	0,03	0,01	0,03	0,03	0,02
FeO	5,38	5,93	5,67	5,66	5,59	7,22	6,54	7,23	6,34	5,41	6,66	6,04	5,79	5,95	5,96	7,29	7,08
MnO	0,05	0,06	0,06	0,07	0,06	0,15	0,12	0,14	0,10	0,06	0,12	0,07	0,07	0,08	0,08	0,14	0,13
MgO	13,72	13,55	13,75	13,52	13,50	12,18	13,31	13,23	13,44	14,16	13,17	13,49	13,79	13,52	13,77	13,02	12,87
CaO	25,09	24,81	24,97	24,85	24,72	23,41	23,71	24,39	24,53	24,92	24,32	24,44	24,56	24,69	24,54	24,47	24,25
Na ₂ O	0,38	0,36	0,39	0,39	0,39	0,82	0,62	0,51	0,48	0,48	0,60	0,62	0,40	0,55	0,52	0,56	0,63
K ₂ O																	
Total	100,23	99,85	100,54	100,02	99,99	99,99	99,41	99,98	99,59	100,03	99,75	99,25	99,76	99,67	100,32	100,00	99,31
Si _T	1,751	1,741	1,780	1,766	1,755	1,830	1,878	1,807	1,791	1,816	1,800	1,804	1,807	1,795	1,798	1,819	1,825
Al _T	0,238	0,236	0,209	0,224	0,242	0,170	0,122	0,174	0,191	0,169	0,192	0,183	0,189	0,193	0,192	0,167	0,166
Fe ³⁺ _T	0,011	0,023	0,011	0,009	0,003			0,019	0,017	0,015	0,008	0,013	0,004	0,012	0,010	0,014	0,008
T _{subtotal}	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al _{M1}						0,044	0,022										
Fe ³⁺ _{M1}	0,131	0,133	0,112	0,117	0,121	0,068	0,068	0,129	0,124	0,119	0,130	0,131	0,109	0,131	0,118	0,125	0,123
Ti _{M1}	0,072	0,076	0,067	0,072	0,075	0,057	0,037	0,050	0,060	0,050	0,057	0,054	0,056	0,057	0,060	0,048	0,048
Cr _{M1}	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,003	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001
Mg _{M1}	0,753	0,749	0,754	0,746	0,744	0,675	0,739	0,732	0,745	0,778	0,729	0,749	0,762	0,747	0,756	0,721	0,717
Fe ²⁺ _{M1}	0,024	0,028	0,052	0,048	0,048	0,153	0,131	0,077	0,056	0,033	0,069	0,044	0,067	0,042	0,056	0,087	0,090
Mn _{M1}	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002			0,004	0,003	0,002	0,004	0,002	0,002	0,003	0,002	0,004	0,004
M1 _{subtotal}	0,982	0,988	0,988	0,987	0,992	1,000	1,000	0,993	0,988	0,982	0,989	0,981	0,996	0,979	0,994	0,986	0,983
Mg _{M2}																	
Fe ²⁺ _{M2}						0,003	0,005										
Mn _{M2}						0,005	0,004										
Ca _{M2}	0,991	0,985	0,984	0,985	0,980	0,933	0,946	0,970	0,977	0,984	0,968	0,975	0,975	0,981	0,969	0,974	0,971
Na _{M2}	0,027	0,026	0,028	0,028	0,028	0,059	0,045	0,037	0,035	0,034	0,043	0,044	0,029	0,040	0,037	0,040	0,045
K _{M2}																	
M2 _{subtotal}	1,018	1,012	1,012	1,013	1,008	1,000	1,000	1,007	1,012	1,018	1,011	1,019	1,004	1,021	1,006	1,014	1,017
Jd	2,0	2,0	2,1	2,1	2,1	5,5	3,9	2,8	2,6	2,6	3,3	3,3	2,2	3,0	2,8	3,0	3,4
Ae	1,3	1,3	1,4	1,4	1,4	0,7	1,1	1,8	1,7	1,7	2,2	2,2	1,4	2,0	1,9	2,0	2,3
Es	5,2	5,3	4,2	4,5	4,7	2,7	2,3	4,6	4,5	4,2	4,3	4,3	4,0	4,5	4,0	4,2	3,9
CaTiTs	7,2	7,6	6,7	7,2	7,5	5,7	3,7	5,0	6,0	5,0	5,7	5,4	5,6	5,7	6,0	4,8	4,8
CaTs	3,3	2,9	2,4	2,7	3,2	2,0	1,3	1,8	1,9	1,8	1,8	1,5	2,4	2,0	1,7	1,5	1,2
Wo	41,7	41,4	42,6	42,1	41,3	41,4	43,7	42,8	42,7	43,7	42,5	43,1	42,8	42,9	42,5	43,4	43,6
En	37,7	37,4	37,7	37,3	37,2	33,8	37,0	36,6	37,2	38,9	36,5	37,4	38,1	37,4	37,8	36,0	35,9
Fs	1,2	1,4	2,6	2,4	2,4	7,8	6,8	3,8	2,8	1,7	3,4	2,2	3,3	2,1	2,8	4,4	4,5
mg#	82,0	80,3	81,2	81,0	81,1	75,1	78,4	76,5	79,1	82,3	77,9	79,9	80,9	80,2	80,5	76,1	76,4

Tabela A1 – Composição química (porcentagem peso) de cristais de clinopiroxênio das rochas do Complexo de Jacupiranga. Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios e 4 cátions. Abreviações: NECPX, clinopiroxenito com nefelina; IJO, ijolito; MDIO, meladiorito; N, núcleo do cristal; B, borda do cristal.

Amostra	JAC18	JAC18	JAC29,2	JAC29,2	JAC29,2	JAC29,2	JAC29,2	JAC29,2	JAC29,2	JAC29,2	JAC29,2	JAC29,2	JAC29,2	JAC29,2	JAC29,2	JAC22	JAC22
Litotipo	NECPX	NECPX	IJO	IJO	IJO	IJO	IJO	IJO	IJO	IJO	IJO	IJO	IJO	IJO	IJO	MDIO	MDIO
Local	N	B	N	B	B	N	N	N	B	N	B	N	B	B	B	N	N
SiO ₂	48,50	49,08	48,88	49,81	49,83	49,72	49,11	48,80	48,41	49,15	48,78	49,52	49,16	49,36	48,83	52,06	52,00
TiO ₂	2,07	1,77	2,02	1,56	1,88	1,96	2,02	2,19	2,30	1,99	2,11	1,91	2,09	2,17	2,05	0,46	0,58
Al ₂ O ₃	4,40	3,68	4,36	3,47	3,05	3,43	3,37	3,59	4,04	3,30	3,87	3,18	3,71	3,93	3,80	1,67	1,95
Cr ₂ O ₃	0,05	0,03	0,03	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
FeO	5,85	7,24	5,90	7,05	7,04	7,09	7,07	7,19	7,37	7,14	7,21	7,06	7,27	7,28	7,20	8,26	8,34
MnO	0,10	0,15	0,10	0,15	0,11	0,15	0,12	0,11	0,14	0,14	0,12	0,13	0,14	0,12	0,13	0,49	0,52
MgO	13,69	13,00	13,72	13,28	13,37	13,13	13,27	13,00	12,92	13,23	12,96	13,23	13,00	13,07	12,88	13,34	13,20
CaO	24,54	24,40	24,65	24,28	24,45	24,40	24,03	24,42	24,15	24,40	24,48	24,54	24,14	24,47	24,04	23,36	23,33
Na ₂ O	0,49	0,58	0,56	0,57	0,57	0,66	0,54	0,54	0,61	0,58	0,51	0,52	0,54	0,60	0,58	0,77	0,76
K ₂ O																	
Total	99,67	99,91	100,21	100,18	100,31	100,55	99,53	99,83	99,97	99,93	100,05	100,11	100,06	101,02	99,51	100,42	100,69
Si _T	1,798	1,825	1,801	1,845	1,845	1,836	1,832	1,818	1,801	1,827	1,813	1,838	1,827	1,817	1,824	1,926	1,921
Al _T	0,192	0,161	0,190	0,152	0,133	0,149	0,148	0,158	0,177	0,145	0,170	0,139	0,163	0,171	0,167	0,073	0,079
Fe ³⁺ _T	0,010	0,014	0,009	0,004	0,022	0,014	0,019	0,024	0,022	0,029	0,017	0,022	0,010	0,013	0,008	0,001	0,000
T _{subtotal}	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al _{M1}															0,000	0,000	0,005
Fe ³⁺ _{M1}	0,121	0,118	0,126	0,108	0,091	0,101	0,093	0,098	0,114	0,103	0,106	0,092	0,094	0,106	0,102	0,103	0,096
Ti _{M1}	0,058	0,049	0,056	0,044	0,052	0,054	0,057	0,061	0,064	0,056	0,059	0,053	0,059	0,060	0,058	0,013	0,016
Cr _{M1}	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg _{M1}	0,756	0,720	0,754	0,733	0,738	0,723	0,738	0,722	0,717	0,733	0,718	0,732	0,721	0,717	0,717	0,736	0,727
Fe ²⁺ _{M1}	0,051	0,093	0,047	0,106	0,105	0,103	0,108	0,101	0,093	0,090	0,101	0,105	0,122	0,105	0,114	0,148	0,156
Mn _{M1}	0,003	0,005	0,003	0,005	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
M1 _{subtotal}	0,990	0,986	0,986	0,996	0,990	0,987	1,000	0,986	0,993	0,987	0,988	0,987	1,000	0,992	0,996	1,000	1,000
Mg _{M2}																	
Fe ²⁺ _{M2}																0,003	0,006
Mn _{M2}																0,015	0,016
Ca _{M2}	0,975	0,972	0,974	0,963	0,970	0,966	0,961	0,975	0,962	0,972	0,975	0,976	0,961	0,965	0,962	0,926	0,923
Na _{M2}	0,035	0,042	0,040	0,041	0,041	0,047	0,039	0,039	0,044	0,041	0,037	0,037	0,039	0,043	0,042	0,055	0,054
K _{M2}																	
M2 _{subtotal}	1,010	1,014	1,014	1,004	1,010	1,013	1,000	1,014	1,007	1,013	1,012	1,013	1,000	1,008	1,004	1,000	1,000
Jd	2,7	3,1	3,0	3,0	3,0	3,5	2,9	2,9	3,3	3,1	2,8	2,8	2,9	3,2	3,1	4,1	4,2
Ae	1,8	2,1	2,0	2,0	2,0	2,3	2,0	2,0	2,2	2,1	1,8	1,9	1,9	2,1	2,1	2,8	2,4
Es	4,3	3,8	4,3	3,4	2,5	2,7	2,7	3,0	3,5	3,1	3,4	2,7	2,8	3,2	3,0	2,4	2,4
CaTiTs	5,8	4,9	5,6	4,4	5,2	5,4	5,7	6,1	6,4	5,6	5,9	5,3	5,9	6,0	5,8	1,3	1,6
CaTs	2,1	1,0	1,9	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,7	0,0	0,3	0,4	0,5	0,0	0,0
Wo	42,7	43,7	42,8	43,7	44,6	44,2	43,8	44,2	43,0	44,3	43,7	44,8	43,6	43,5	43,5	44,5	44,2
En	37,8	36,0	37,7	36,7	36,9	36,2	36,9	36,1	35,8	36,7	35,9	36,6	36,0	35,8	35,9	36,8	36,3
Fs	2,5	4,7	2,3	5,3	5,2	5,2	5,4	5,1	4,7	4,5	5,1	5,3	6,1	5,3	5,7	7,6	8,1
mg#	80,7	76,2	80,6	77,0	77,2	76,8	77,0	76,3	75,8	76,8	76,2	77,0	76,1	76,2	76,1	74,2	73,8

Tabela A1 – Composição química (porcentagem peso) de cristais de clinopiroxênio das rochas do Complexo de Jacupiranga. Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios e 4 cátions. Abreviações: MDIO, meladiorito; MSY, melassienito; N, núcleo do cristal; B, borda do cristal.

Amostra	JAC22	JAC22	JAC22	JAC22	JAC22	JAC22	JAC22	JAC22	JAC22	JAC31	JAC31	JAC31	JAC31	JAC31	JAC31	JAC31	JAC31
Litotipo	MDIO	MDIO	MDIO	MDIO	MDIO	MDIO	MDIO	MDIO	MDIO	MSY	MSY	MSY	MSY	MSY	MSY	MSY	MSY
Local	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N
SiO ₂	51,84	51,64	51,41	52,02	51,87	52,27	51,78	51,40	51,05	50,93	50,30	50,87	50,73	50,83	51,03	50,66	51,65
TiO ₂	0,57	0,66	0,71	0,80	0,68	0,63	0,65	0,63	0,71	0,78	1,79	1,15	1,12	1,04	0,87	1,19	1,03
Al ₂ O ₃	1,72	1,86	2,63	2,19	1,96	1,71	1,70	1,89	2,47	2,45	2,86	2,74	2,67	2,49	2,30	2,54	2,46
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01									0,30
FeO	8,52	8,71	8,84	7,88	8,84	8,74	8,23	8,37	8,86	10,95	7,57	9,13	9,34	10,58	10,15	10,48	7,14
MnO	0,50	0,55	0,48	0,53	0,54	0,53	0,56	0,51	0,52	0,47	0,31	0,37	0,38	0,41	0,42	0,41	0,31
MgO	13,59	13,43	13,10	14,23	13,27	13,69	13,78	13,16	12,72	10,74	12,73	11,96	11,72	11,01	11,38	11,03	13,43
CaO	22,81	22,83	22,94	22,62	22,73	22,88	22,09	22,58	22,70	21,99	23,41	22,63	22,65	22,28	22,38	22,29	21,60
Na ₂ O	0,69	0,62	0,61	0,60	0,67	0,64	0,58	0,58	0,70	1,68	1,07	1,35	1,32	1,57	1,47	1,75	1,51
K ₂ O											0,01	0,01				0,02	
Total	100,23	100,31	100,73	100,88	100,56	101,10	99,37	99,12	99,72	99,98	100,04	100,20	99,94	100,21	99,99	100,37	99,43
Si _T	1,922	1,916	1,902	1,911	1,921	1,924	1,936	1,931	1,909	1,908	1,867	1,891	1,894	1,899	1,907	1,887	1,915
Al _T	0,075	0,081	0,098	0,089	0,079	0,074	0,064	0,069	0,091	0,092	0,125	0,109	0,106	0,101	0,093	0,111	0,085
Fe ³⁺ _T	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002				0,000	0,008					0,002	
T _{subtotal}	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al _{M1}	0,000	0,000	0,016	0,006	0,007	0,000	0,011	0,015	0,018	0,016	0,000	0,011	0,011	0,009	0,009	0,000	0,022
Fe ³⁺ _{M1}	0,095	0,091	0,086	0,081	0,082	0,087	0,058	0,060	0,084	0,154	0,110	0,131	0,128	0,147	0,142	0,174	0,105
Ti _{M1}	0,016	0,018	0,020	0,022	0,019	0,017	0,018	0,018	0,020	0,022	0,050	0,032	0,031	0,029	0,024	0,033	0,029
Cr _{M1}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000								0,009
Mg _{M1}	0,751	0,743	0,722	0,780	0,733	0,751	0,768	0,737	0,709	0,600	0,705	0,663	0,652	0,613	0,634	0,612	0,742
Fe ²⁺ _{M1}	0,137	0,147	0,155	0,111	0,159	0,144	0,144	0,170	0,169	0,189	0,116	0,152	0,164	0,183	0,175	0,151	0,093
Mn _{M1}										0,015	0,010	0,012	0,012	0,013	0,013	0,013	
M1 _{subtotal}	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,996	0,991	1,001	0,999	0,995	0,997	0,983	1,000
Mg _{M2}																	
Fe ²⁺ _{M2}	0,029	0,030	0,032	0,050	0,032	0,035	0,055	0,033	0,024								0,024
Mn _{M2}	0,016	0,017	0,015	0,017	0,017	0,017	0,018	0,016	0,016								0,010
Ca _{M2}	0,906	0,908	0,909	0,890	0,902	0,902	0,885	0,909	0,909	0,882	0,931	0,901	0,906	0,892	0,896	0,889	0,858
Na _{M2}	0,049	0,045	0,044	0,043	0,048	0,046	0,042	0,042	0,050	0,122	0,077	0,097	0,096	0,113	0,107	0,126	0,108
K _{M2}							0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
M2 _{subtotal}	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,004	1,009	0,999	1,001	1,005	1,003	1,017	1,000
Jd	3,7	3,3	3,7	3,4	3,8	3,4	3,4	3,5	4,2	9,5	5,8	7,6	7,5	8,7	8,2	9,5	8,7
Ae	2,5	2,2	1,4	1,8	2,1	2,3	1,6	1,4	1,6	5,3	3,9	4,3	4,2	5,2	4,9	6,4	4,3
Es	2,3	2,3	2,9	2,2	2,0	2,1	1,4	1,6	2,6	2,4	1,6	2,2	2,2	2,1	2,2	2,3	0,9
CaTiTs	1,6	1,8	2,0	2,2	1,9	1,7	1,8	1,8	2,0	2,2	5,0	3,2	3,1	2,9	2,4	3,3	2,9
CaTs	0,0	0,0	1,6	0,4	0,0	0,0	0,0	0,3	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Wo	43,4	43,3	42,2	42,1	43,1	43,2	42,7	43,6	42,7	41,8	43,2	42,3	42,6	42,1	42,5	41,6	41,0
En	37,6	37,2	36,1	39,0	36,6	37,5	38,4	36,8	35,4	30,0	35,2	33,1	32,6	30,7	31,7	30,6	37,1
Fs	8,3	8,9	9,4	8,1	9,6	9,0	9,9	10,1	9,6	9,4	5,8	7,6	8,2	9,2	8,7	7,6	5,8
mg#	74,0	73,3	72,5	76,3	72,8	73,6	74,9	73,7	71,9	63,6	75,0	70,0	69,1	65,0	66,6	65,2	77,0

Tabela A1 – Composição química (porcentagem peso) de cristais de clinopiroxênio das rochas do Complexo de Jacupiranga. Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios e 4 cátions. Abreviações: MSY, melassienito; AFS, álcali-feldspato sienito; LAMP, lamprófito; N, núcleo do cristal; B, borda do cristal.

Amostra	JAC31	JAC31	JAC31	JAC31	JAC31	JAC31	32	32	32	32	32	32	32	32	32	JAC46.1	JAC46.1
Litotipo	MSY	MSY	MSY	MSY	MSY	MSY	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS	LAMP	LAMP
Local	B	N	N	B	B	N	B	B	B	B	B	B	N	N	N	N	N
SiO ₂	50,78	51,37	51,39	50,77	52,21	51,87	52,63	48,73	51,04	51,04	48,43	49,89	51,41	51,44	50,92	52,26	49,95
TiO ₂	1,05	0,64	0,60	1,13	0,55	0,75	0,31	0,56	0,96	0,70	0,67	0,50	1,04	1,10	1,08	0,59	1,50
Al ₂ O ₃	2,55	1,96	2,17	2,62	1,45	2,05	1,80	3,11	2,37	2,36	2,96	2,35	2,35	2,73	2,74	2,08	3,41
Cr ₂ O ₃	0,03	0,04	0,15	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01			0,02	0,03
FeO	10,00	10,57	11,57	8,29	7,86	8,31	9,07	16,88	8,89	10,36	18,01	16,83	7,96	7,83	8,83	9,27	8,81
MnO	0,41	0,46	0,44	0,37	0,53	0,45	0,45	0,69	0,46	0,48	0,75	0,70	0,46	0,40	0,44	0,34	0,30
MgO	11,10	11,11	10,35	12,17	12,97	12,30	11,89	6,72	11,91	10,93	6,00	6,96	12,52	12,78	11,88	12,11	12,02
CaO	22,10	21,83	21,16	22,80	23,00	22,69	22,37	20,53	22,66	22,30	19,65	20,66	22,64	23,15	22,87	22,57	22,64
Na ₂ O	1,52	1,72	1,98	1,25	1,15	1,30	1,34	2,21	1,32	1,52	2,53	1,99	1,29	1,05	1,30	1,35	1,38
K ₂ O																	
Total	99,53	99,70	99,80	99,43	99,73	99,74	99,86	99,46	99,61	99,70	99,01	99,88	99,66	100,49	100,06	100,59	100,05
Si _T	1,908	1,925	1,930	1,898	1,942	1,932	1,963	1,877	1,909	1,916	1,880	1,918	1,914	1,901	1,895	1,934	1,857
Al _T	0,092	0,075	0,070	0,102	0,058	0,068	0,037	0,123	0,091	0,084	0,120	0,082	0,086	0,099	0,105	0,066	0,143
Fe ³⁺ _T																	
T _{subtotal}	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al _{M1}	0,020	0,012	0,026	0,014	0,005	0,022	0,042	0,018	0,013	0,020	0,016	0,024	0,017	0,019	0,016	0,025	0,006
Fe ³⁺ _{M1}	0,123	0,150	0,149	0,114	0,106	0,097	0,075	0,237	0,120	0,135	0,255	0,178	0,103	0,094	0,122	0,104	0,152
Ti _{M1}	0,030	0,018	0,017	0,032	0,015	0,021	0,009	0,016	0,027	0,020	0,020	0,014	0,029	0,031	0,030	0,017	0,042
Cr _{M1}	0,001	0,001	0,004	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
Mg _{M1}	0,621	0,621	0,579	0,678	0,719	0,683	0,661	0,386	0,664	0,612	0,347	0,399	0,695	0,704	0,659	0,668	0,666
Fe ²⁺ _{M1}	0,192	0,182	0,214	0,145	0,139	0,162	0,208	0,307	0,158	0,190	0,330	0,363	0,145	0,148	0,152	0,183	0,122
Mn _{M1}	0,013	0,015	0,014	0,012	0,017	0,014	0,014	0,023	0,015	0,015	0,025	0,023	0,014	0,013	0,014	0,011	0,010
M1 _{subtotal}	1,000	0,998	1,005	0,996	1,001	1,000	1,009	0,988	0,997	0,992	0,992	1,001	1,004	1,008	0,994	1,008	0,999
Mg _{M2}																	
Fe ²⁺ _{M2}																	
Mn _{M2}																	
Ca _{M2}	0,889	0,877	0,851	0,913	0,916	0,906	0,894	0,847	0,908	0,897	0,818	0,851	0,903	0,917	0,912	0,895	0,902
Na _{M2}	0,111	0,125	0,144	0,091	0,083	0,094	0,097	0,165	0,096	0,111	0,190	0,148	0,093	0,075	0,094	0,097	0,100
K _{M2}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
M2 _{subtotal}	1,000	1,002	0,995	1,004	0,999	1,000	0,991	1,012	1,003	1,008	1,008	0,999	0,996	0,992	1,006	0,992	1,001
Jd	8,8	9,7	11,5	7,2	6,3	7,6	8,3	12,8	7,5	8,8	14,7	11,7	7,4	6,1	7,4	7,9	7,6
Ae	4,5	5,6	5,9	3,9	3,9	3,6	2,7	7,3	4,1	4,5	8,7	6,2	3,8	2,8	3,9	3,6	4,7
Es	1,6	1,9	1,6	1,9	1,4	1,3	1,0	4,5	1,8	2,2	4,0	2,7	1,4	1,9	2,2	1,6	2,9
CaTiTs	3,0	1,8	1,7	3,2	1,5	2,1	0,9	1,6	2,7	2,0	2,0	1,4	2,9	3,1	3,0	1,7	4,2
CaTs	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Wo	42,2	42,0	40,9	43,2	44,4	43,6	43,8	39,3	43,1	42,7	37,9	40,5	43,0	43,3	43,0	43,1	41,5
En	31,1	31,1	29,0	33,9	35,9	34,2	33,1	19,3	33,2	30,6	17,4	19,9	34,8	35,2	33,0	33,4	33,3
Fs	9,6	9,1	10,7	7,2	6,9	8,1	10,4	15,4	7,9	9,5	16,5	18,2	7,2	7,4	7,6	9,2	6,1
mg#	66,4	65,2	61,5	72,4	74,6	72,5	70,0	41,5	70,5	65,3	37,3	42,4	73,7	74,4	70,6	70,0	70,8

Tabela A1 – Composição química (porcentagem peso) de cristais de clinopiroxênio das rochas do Complexo de Jacupiranga. Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios e 4 cátions. Abreviações: LAMP, lamprófito; N, núcleo do cristal; B, borda do cristal.

Amostra	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1
Litotipo	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP
Local	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	B	B	N	B	N	B	N
SiO ₂	50,91	49,99	51,85	49,59	51,25	50,60	52,09	51,44	51,30	51,20	50,16	51,69	51,14	51,40	48,47	52,00	51,93
TiO ₂	1,21	1,59	1,05	1,79	0,95	1,26	1,32	1,37	1,38	1,19	1,61	1,40	1,42	1,43	2,16	1,31	1,23
Al ₂ O ₃	2,67	3,42	2,12	4,05	2,31	2,92	2,23	2,20	2,59	2,71	3,53	2,25	2,38	2,27	4,70	2,07	2,12
Cr ₂ O ₃	0,04	0,05	0,01	0,01	0,02	0,02	0,55	0,56	0,53	0,02	0,03	0,56	0,02	0,57	0,02	0,61	0,60
FeO	8,26	8,32	8,43	8,35	8,75	8,19	5,21	5,88	5,51	7,85	8,39	5,40	6,91	4,57	9,06	4,34	5,26
MnO	0,35	0,27	0,33	0,34	0,41	0,30	0,22	0,20	0,19	0,31	0,34	0,20	0,26	0,11	0,28	0,11	0,21
MgO	12,81	12,64	12,80	12,44	12,70	12,67	14,46	14,37	14,22	12,85	12,44	14,55	13,81	15,36	11,51	15,55	14,46
CaO	22,73	23,12	22,61	22,51	22,80	22,50	23,78	23,75	23,79	22,90	22,82	24,00	22,91	24,15	22,41	24,14	23,65
Na ₂ O	0,95	1,04	1,18	1,13	0,93	1,06	0,77	0,78	0,80	1,03	1,03	0,72	0,89	0,26	1,24	0,36	0,76
K ₂ O																	
Total	99,93	100,44	100,39	100,19	100,11	99,52	100,62	100,56	100,32	100,07	100,35	100,76	99,75	100,12	99,85	100,49	100,22
Si _T	1,894	1,850	1,919	1,840	1,907	1,889	1,908	1,888	1,885	1,899	1,860	1,892	1,896	1,890	1,811	1,902	1,910
Al _T	0,106	0,149	0,081	0,160	0,093	0,111	0,092	0,095	0,112	0,101	0,140	0,097	0,104	0,098	0,189	0,089	0,090
Fe ³⁺ _T		0,001							0,017	0,002		0,011		0,012		0,009	
T _{subtotal}	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al _{M1}	0,011	0,000	0,011	0,017	0,008	0,017	0,004	0,000		0,018	0,015		0,000		0,018		0,002
Fe ³⁺ _{M1}	0,095	0,134	0,096	0,124	0,099	0,099	0,054	0,076	0,080	0,091	0,109	0,066	0,088	0,033	0,139	0,034	0,058
Ti _{M1}	0,034	0,044	0,029	0,050	0,026	0,035	0,036	0,038	0,038	0,033	0,045	0,039	0,040	0,039	0,061	0,036	0,034
Cr _{M1}	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,016	0,015	0,001	0,001	0,016	0,001	0,017	0,000	0,018	0,017
Mg _{M1}	0,711	0,697	0,706	0,688	0,704	0,705	0,790	0,786	0,779	0,711	0,688	0,794	0,763	0,842	0,641	0,848	0,793
Fe ²⁺ _{M1}	0,149	0,122	0,157	0,121	0,162	0,142	0,100	0,083	0,087	0,147	0,143	0,086	0,109	0,069	0,140	0,065	0,097
Mn _{M1}																	
M1 _{subtotal}	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Mg _{M2}																	
Fe ²⁺ _{M2}	0,014	0,000	0,008	0,014	0,011	0,014	0,006	0,004	0,000	0,006	0,008	0,002	0,018	0,027	0,004	0,025	0,007
Mn _{M2}	0,011	0,009	0,010	0,011	0,013	0,010	0,007	0,006	0,006	0,010	0,011	0,006	0,008	0,003	0,009	0,004	0,006
Ca _{M2}	0,906	0,917	0,897	0,895	0,909	0,900	0,933	0,934	0,937	0,910	0,907	0,941	0,910	0,951	0,897	0,946	0,932
Na _{M2}	0,069	0,075	0,085	0,081	0,067	0,077	0,054	0,056	0,057	0,074	0,074	0,051	0,064	0,019	0,090	0,026	0,054
K _{M2}																	
M2 _{subtotal}	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Jd	5,4	5,6	6,7	6,5	5,2	6,2	4,2	4,2	4,3	6,0	5,9	3,8	4,8	1,4	7,2	1,9	4,1
Ae	2,9	3,7	3,7	3,2	3,0	3,0	2,5	2,8	2,9	2,8	3,0	2,5	3,2	0,9	3,6	1,3	2,6
Es	1,9	3,0	1,1	3,0	2,0	2,0	0,2	1,0	1,1	1,7	2,5	0,8	1,2	0,7	3,4	0,4	0,2
CaTiTs	3,4	4,4	2,9	5,0	2,6	3,5	3,6	3,8	3,8	3,3	4,5	3,9	4,0	3,9	6,1	3,6	3,4
CaTs	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Wo	42,7	42,1	42,8	40,7	43,1	42,2	44,8	44,3	44,4	43,0	41,9	44,7	42,9	45,2	40,1	45,3	44,8
En	35,5	34,9	35,3	34,4	35,2	35,3	39,5	39,3	39,0	35,5	34,4	39,7	38,2	42,1	32,1	42,4	39,6
Fs	8,1	6,1	8,3	6,7	8,6	7,8	5,3	4,4	4,4	7,7	7,6	4,4	6,3	4,8	7,2	4,5	5,2
mg#	73,4	73,0	73,0	72,6	72,1	73,4	83,2	81,3	82,1	74,5	72,6	82,8	78,1	85,7	69,4	86,5	83,1

Tabela A1 – Composição química (porcentagem peso) de cristais de clinopiroxênio das rochas do Complexo de Jacupiranga. Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios e 4 cátions. Abreviações: LAMP, lamprófito; N, núcleo do cristal; B, borda do cristal.

Amostra	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC39	JAC39	JAC39	JAC39	JAC39
Litotipo	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP
Local	N	N	B	N	N	N	N	B	N	N	N	B	N	N	N	N	N
SiO ₂	52,03	51,50	49,51	50,87	50,44	51,38	52,32	49,56	50,34	50,07	49,39	49,61	49,20	51,63	52,73	54,40	50,58
TiO ₂	1,18	0,97	1,86	1,13	1,26	1,09	1,06	1,69	1,48	1,65	1,89	1,73	0,76	0,19	0,16	0,14	1,86
Al ₂ O ₃	2,10	2,40	4,06	2,78	2,87	2,35	1,77	3,82	3,02	3,55	2,97	3,76	4,22	1,45	1,16	0,36	2,57
Cr ₂ O ₃	0,67	0,03	0,02	0,02			0,73	0,03					0,02	0,02	0,08	0,10	0,36
FeO	4,96	8,57	8,29	8,69	8,54	8,60	4,18	8,47	7,82	8,01	8,77	8,38	10,21	10,50	9,64	6,53	4,89
MnO	0,18	0,41	0,27	0,37	0,31	0,34	0,08	0,30	0,29	0,26	0,28	0,27	0,30	0,34	0,28	0,24	0,06
MgO	14,71	12,70	12,29	12,49	12,60	12,81	16,08	12,22	13,14	12,71	12,82	12,34	10,94	11,65	12,03	14,66	14,93
CaO	24,07	22,51	22,59	22,65	22,82	22,43	23,80	22,63	22,11	22,78	22,56	22,60	23,42	22,95	22,89	22,72	24,71
Na ₂ O	0,66	1,15	1,10	1,02	1,03	1,13	0,34	1,01	1,10	0,86	1,00	1,01	0,77	1,10	1,22	1,06	0,19
K ₂ O									0,02								
Total	100,57	100,24	99,99	100,03	99,86	100,13	100,36	99,72	99,33	99,90	99,67	99,71	99,84	99,82	100,19	100,21	100,16
Si _T	1,905	1,910	1,842	1,894	1,879	1,907	1,912	1,851	1,878	1,864	1,845	1,852	1,849	1,936	1,964	1,998	1,864
Al _T	0,091	0,090	0,158	0,106	0,121	0,093	0,076	0,149	0,122	0,136	0,131	0,148	0,151	0,064	0,036	0,002	0,112
Fe ³⁺ _T	0,004						0,012				0,025						0,024
T _{subtotal}	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al _{M1}		0,014	0,020	0,015	0,005	0,010	0,000	0,019	0,011	0,020		0,017	0,036	0,000	0,014	0,013	
Fe ³⁺ _{M1}	0,057	0,104	0,113	0,101	0,120	0,104	0,033	0,108	0,110	0,085	0,122	0,107	0,127	0,132	0,099	0,054	0,036
Ti _{M1}	0,033	0,027	0,052	0,032	0,035	0,030	0,029	0,048	0,041	0,046	0,053	0,049	0,022	0,005	0,004	0,004	0,051
Cr _{M1}	0,020	0,001	0,001	0,001			0,021	0,001					0,000	0,001	0,002	0,003	0,011
Mg _{M1}	0,803	0,702	0,682	0,693	0,700	0,709	0,876	0,680	0,731	0,705	0,714	0,687	0,613	0,652	0,668	0,803	0,820
Fe ²⁺ _{M1}	0,088	0,151	0,133	0,158	0,140	0,147	0,042	0,145	0,108	0,143	0,111	0,140	0,193	0,197	0,201	0,123	0,082
Mn _{M1}													0,009	0,011	0,009		
M1 _{subtotal}	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,001	0,998	0,998	1,000	1,000
Mg _{M2}																	
Fe ²⁺ _{M2}	0,003	0,010	0,012	0,011	0,005	0,016	0,042	0,012	0,027	0,021	0,016	0,014				0,023	0,009
Mn _{M2}	0,006	0,013	0,008	0,012	0,010	0,011	0,002	0,009	0,009	0,008	0,009	0,009				0,007	0,002
Ca _{M2}	0,945	0,894	0,900	0,903	0,911	0,892	0,932	0,905	0,884	0,909	0,903	0,904	0,943	0,922	0,913	0,894	0,976
Na _{M2}	0,047	0,083	0,079	0,074	0,074	0,081	0,024	0,073	0,080	0,062	0,073	0,073	0,056	0,080	0,088	0,076	0,013
K _{M2}						0,000			0,001	0,000							
M2 _{subtotal}	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,999	1,002	1,002	1,000	1,000
Jd	3,5	6,6	6,4	5,9	5,7	6,4	1,8	6,0	6,3	5,2	5,5	5,9	5,1	6,0	7,0	6,0	1,0
Ae	2,3	3,4	3,0	2,9	3,5	3,6	1,2	2,7	3,5	2,1	3,6	2,8	1,0	4,0	3,7	3,3	0,7
Es	0,5	1,8	2,7	2,1	2,5	1,6	0,4	2,7	2,0	2,2	2,5	2,6	5,4	2,6	1,3	0,0	1,1
CaTiTs	3,3	2,7	5,2	3,2	3,5	3,0	2,9	4,8	4,1	4,6	5,3	4,9	2,2	0,5	0,4	0,4	5,1
CaTs	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	4,4	0,0	0,0	0,0	0,0
Wo	45,3	42,5	41,1	42,5	42,5	42,3	44,9	41,6	41,1	42,0	41,3	41,5	41,2	44,5	44,8	44,5	45,7
En	40,2	35,1	34,1	34,6	35,0	35,4	43,8	34,0	36,5	35,3	35,7	34,3	30,6	32,6	33,4	40,1	41,0
Fs	4,5	8,1	7,3	8,5	7,3	8,2	4,2	7,9	6,7	8,2	6,4	7,7	9,7	9,9	10,1	6,9	4,5
mg#	84,1	72,5	72,6	71,9	72,5	72,7	87,3	72,0	75,0	73,9	72,3	72,4	65,6	66,4	69,0	80,0	84,5

Tabela A1 – Composição química (porcentagem peso) de cristais de clinopiroxênio das rochas do Complexo de Jacupiranga. Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios e 4 cátions. Abreviações: LAMP, lamprófito; N, núcleo do cristal; B, borda do cristal.

Amostra	JAC39	JAC39	JAC39	JAC39	JAC39	JAC39	JAC39	JAC39	JAC39	JAC39	JAC39	JAC39	JAC39	JAC39	JAC39	JAC39	JAC39
Litotipo	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP
Local	B	B	N	B	N	B	N	N	N	N	N	N	B	B	B	N	N
SiO ₂	52,07	49,74	51,39	51,89	51,98	51,97	52,36	51,55	43,00	51,82	50,77	50,65	50,70	50,55	54,75	54,83	55,08
TiO ₂	1,29	1,74	1,67	0,19	1,35	0,23	0,14	0,42	2,85	1,22	1,93	1,82	1,76	1,78	0,31	0,27	0,17
Al ₂ O ₃	1,48	3,24	1,98	1,52	1,57	1,30	1,17	2,15	10,18	1,57	1,78	1,81	2,07	1,80	0,09	0,02	0,05
Cr ₂ O ₃	0,44	0,00	0,20	0,30	0,45	0,02	0,00	0,15	0,05	0,06	0,06	0,07	0,53	0,06	0,03	0,02	0,02
FeO	4,40	7,97	5,05	9,88	4,69	10,54	9,93	8,59	13,66	5,07	5,32	5,46	4,88	5,25	3,24	3,19	2,50
MnO	0,07	0,21	0,10	0,28	0,11	0,33	0,32	0,30	0,27	0,09	0,10	0,09	0,06	0,08	0,12	0,10	0,10
MgO	15,46	12,62	15,21	11,91	15,00	11,60	11,88	12,32	13,17	14,79	14,85	15,06	14,58	14,40	16,29	16,46	16,91
CaO	24,53	23,99	24,73	23,01	24,74	23,02	22,66	23,74	13,25	24,51	24,17	24,42	24,48	24,24	24,99	25,04	25,53
Na ₂ O	0,17	0,55	0,23	1,17	0,29	1,15	1,33	0,79	0,66	0,27	0,22	0,23	0,28	0,28	0,54	0,43	0,29
K ₂ O																	
Total	99,91	100,07	100,55	100,15	100,17	100,16	99,80	100,01	97,08	99,39	99,20	99,60	99,33	98,45	100,36	100,34	100,66
Si _T	1,919	1,854	1,885	1,935	1,914	1,943	1,958	1,922	1,655	1,923	1,892	1,877	1,886	1,898	1,990	1,994	1,992
Al _T	0,064	0,142	0,085	0,065	0,068	0,057	0,042	0,078	0,345	0,069	0,078	0,079	0,091	0,080	0,004	0,001	0,002
Fe ³⁺ _T	0,017	0,004	0,030		0,018					0,008	0,030	0,044	0,023	0,022	0,006	0,006	0,006
T _{subtotal}	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al _{M1}				0,002		0,000	0,009	0,016	0,117								
Fe ³⁺ _{M1}	0,009	0,088	0,033	0,127	0,018	0,126	0,121	0,091	0,111	0,026	0,014	0,036	0,020	0,019	0,030	0,021	0,019
Ti _{M1}	0,036	0,049	0,046	0,005	0,037	0,007	0,004	0,012	0,082	0,034	0,054	0,051	0,049	0,050	0,008	0,007	0,005
Cr _{M1}	0,013	0,000	0,006	0,009	0,013	0,000	0,000	0,004	0,001	0,002	0,002	0,002	0,015	0,002	0,001	0,000	0,000
Mg _{M1}	0,850	0,701	0,832	0,662	0,823	0,647	0,662	0,685	0,688	0,818	0,825	0,832	0,809	0,806	0,883	0,892	0,912
Fe ²⁺ _{M1}	0,093	0,157	0,083	0,181	0,108	0,204	0,189	0,177		0,120	0,105	0,079	0,107	0,122	0,062	0,070	0,051
Mn _{M1}		0,007		0,009		0,011	0,010	0,010							0,004	0,003	0,003
M1 _{subtotal}	1,000	1,002	1,000	0,996	1,000	0,994	0,996	0,995	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,988	0,994	0,990
Mg _{M2}			0,000						0,067								
Fe ²⁺ _{M2}	0,017	0,000	0,009		0,000				0,328	0,003	0,016	0,011	0,002	0,002			
Mn _{M2}	0,002	0,000	0,003		0,003				0,009	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003			
Ca _{M2}	0,969	0,958	0,972	0,920	0,976	0,922	0,908	0,948	0,546	0,975	0,965	0,970	0,976	0,975	0,973	0,975	0,989
Na _{M2}	0,012	0,040	0,016	0,085	0,020	0,083	0,096	0,057	0,049	0,019	0,016	0,017	0,020	0,020	0,038	0,030	0,021
K _{M2}																	
M2 _{subtotal}	1,000	0,998	1,000	1,004	1,000	1,006	1,004	1,005	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,012	1,006	1,010
Jd	0,9	3,0	1,2	6,4	1,5	6,2	7,4	4,7	4,9	1,4	1,2	1,3	1,5	1,5	2,9	2,3	1,5
Ae	0,7	2,0	0,8	4,1	1,1	4,1	4,3	2,0	0,0	1,0	0,8	0,8	1,0	1,0	2,1	1,7	1,1
Es	0,0	2,4	0,9	2,3	0,0	2,2	1,7	2,5	5,6	0,3	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaTiTs	3,6	4,9	4,6	0,5	3,7	0,7	0,4	1,2	8,2	3,4	5,4	5,1	4,9	5,0	0,8	0,7	0,5
CaTs	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	12,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Wo	46,6	44,2	45,9	44,6	46,9	44,7	44,3	45,2	14,2	46,9	45,5	45,5	46,3	46,2	48,2	48,4	49,2
En	42,5	35,1	41,6	33,1	41,2	32,3	33,1	34,2	34,4	40,9	41,2	41,6	40,4	40,3	44,1	44,6	45,6
Fs	5,3	7,8	4,6	9,0	5,3	10,2	9,5	8,8	16,4	6,2	6,0	4,5	5,4	6,2	2,7	3,1	2,5
mg#	86,2	73,8	84,3	68,2	85,1	66,2	68,1	71,9	63,2	83,9	83,3	83,1	84,2	83,0	90,0	90,2	92,3

Tabela A1 – Composição química (porcentagem peso) de cristais de clinopiroxênio das rochas do Complexo de Jacupiranga. Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios e 4 cátions. Abreviações: LAMP, lampróiro; N, núcleo do cristal; B, borda do cristal.

Amostra	JAC39	JAC39	JAC39	JAC39	JAC39	JAC39	JAC39	JAC39	JAC39	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2
Litotipo	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP
Local	N	N	N	N	N	N	N	B	B	N	B	B	N	N	B	N	N
SiO ₂	50,38	51,47	51,89	52,01	50,83	50,86	49,92	50,21	49,79	46,90	52,05	51,76	51,48	48,06	48,42	48,60	50,71
TiO ₂	0,50	0,24	0,21	0,25	0,41	1,70	2,08	1,93	2,11	2,43	0,95	1,05	0,98	2,09	1,98	1,98	1,47
Al ₂ O ₃	3,24	2,04	1,29	1,56	3,12	1,88	3,12	2,61	2,73	7,33	2,85	3,28	3,13	6,25	6,32	6,10	3,11
Cr ₂ O ₃	0,06	0,02	0,02	0,03	0,00	0,15	0,23	0,19	0,31	0,01	0,49	0,19	0,18	0,36	0,11	0,39	0,13
FeO	9,60	9,89	10,84	9,47	9,76	5,10	5,42	5,35	6,30	8,22	6,67	7,87	8,03	7,70	8,17	7,81	6,79
MnO	0,30	0,32	0,32	0,28	0,30	0,09	0,11	0,09	0,15	0,16	0,13	0,19	0,21	0,17	0,17	0,14	0,13
MgO	11,51	11,74	11,14	12,10	11,69	15,19	14,12	14,68	14,07	11,69	16,23	15,69	16,19	13,36	13,30	13,50	14,67
CaO	23,21	23,09	21,92	22,47	23,27	24,37	24,74	24,66	24,00	21,67	20,63	20,21	19,51	21,01	21,33	21,13	22,98
Na ₂ O	0,78	0,97	1,54	1,27	0,87	0,24	0,30	0,24	0,38	1,43	0,37	0,46	0,46	0,71	0,72	0,66	0,29
K ₂ O																	
Total	99,57	99,79	99,17	99,45	100,25	99,58	100,04	99,95	99,85	99,85	100,37	100,71	100,16	99,72	100,50	100,32	100,27
Si _T	1,893	1,929	1,958	1,948	1,895	1,883	1,847	1,856	1,849	1,740	1,906	1,895	1,891	1,785	1,785	1,795	1,871
Al _T	0,107	0,071	0,042	0,052	0,105	0,082	0,136	0,114	0,120	0,260	0,094	0,105	0,109	0,215	0,215	0,205	0,129
Fe ³⁺ _T						0,035	0,016	0,030	0,031								
T _{subtotal}	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al _{M1}	0,037	0,019	0,016	0,017	0,032					0,060	0,030	0,037	0,027	0,059	0,060	0,061	0,006
Fe ³⁺ _{M1}	0,097	0,109	0,126	0,113	0,113	0,034	0,052	0,049	0,051	0,167	0,023	0,037	0,056	0,079	0,093	0,069	0,058
Ti _{M1}	0,014	0,007	0,006	0,007	0,011	0,047	0,058	0,054	0,059	0,068	0,026	0,029	0,027	0,059	0,055	0,055	0,041
Cr _{M1}	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,004	0,007	0,005	0,009	0,000	0,014	0,005	0,005	0,011	0,003	0,011	0,004
Mg _{M1}	0,645	0,656	0,627	0,675	0,650	0,838	0,779	0,809	0,779	0,647	0,886	0,857	0,885	0,740	0,731	0,744	0,807
Fe ²⁺ _{M1}	0,205	0,201	0,216	0,184	0,192	0,076	0,100	0,084	0,102	0,058	0,020	0,035		0,053	0,058	0,060	0,084
Mn _{M1}	0,010	0,010	0,010	0,009	0,009		0,003										
M1 _{subtotal}	1,008	1,002	1,001	1,006	1,007	1,000	0,998	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Mg _{M2}													0,001				
Fe ²⁺ _{M2}						0,013	0,000	0,003	0,012	0,031	0,161	0,169	0,191	0,107	0,101	0,112	0,067
Mn _{M2}						0,003	0,000	0,003	0,005	0,005	0,004	0,006	0,007	0,005	0,005	0,004	0,004
Ca _{M2}	0,935	0,927	0,886	0,902	0,930	0,967	0,981	0,977	0,955	0,861	0,810	0,793	0,768	0,836	0,843	0,836	0,909
Na _{M2}	0,057	0,071	0,113	0,093	0,063	0,017	0,021	0,017	0,028	0,103	0,026	0,033	0,033	0,051	0,051	0,047	0,021
K _{M2}																	
M2 _{subtotal}	0,992	0,998	0,999	0,994	0,993	1,000	1,002	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Jd	5,2	5,8	8,8	7,4	5,5	1,3	1,6	1,3	2,1	9,3	2,6	3,3	3,2	5,1	5,1	4,7	1,7
Ae	1,0	2,6	4,8	3,8	1,6	0,8	1,1	0,9	1,4	2,1	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,7
Es	3,8	2,8	1,5	1,9	4,1	0,9	1,5	1,6	1,2	6,2	1,2	1,8	2,5	4,0	4,6	3,5	2,2
CaTiTs	1,4	0,7	0,6	0,7	1,1	4,7	5,8	5,4	5,9	6,8	2,6	2,9	2,7	5,9	5,5	5,5	4,1
CaTs	2,9	0,3	0,0	0,0	2,5	0,0	0,0	0,0	0,0	4,1	2,2	2,5	2,4	5,3	5,7	5,4	1,7
Wo	42,7	44,4	43,3	43,8	42,6	45,5	45,4	45,4	44,2	34,5	37,5	36,0	34,6	34,3	34,2	34,6	41,5
En	32,2	32,8	31,3	33,8	32,5	41,9	38,9	40,4	39,0	32,3	44,3	42,8	44,3	37,0	36,5	37,2	40,3
Fs	10,2	10,1	10,8	9,2	9,6	4,4	5,0	4,3	5,7	4,4	9,0	10,2	9,6	8,0	7,9	8,6	7,6
mg#	68,1	67,9	64,7	69,5	68,1	84,1	82,3	83,0	79,9	71,7	81,3	78,1	78,2	75,6	74,4	75,5	79,4

Tabela A1 – Composição química (porcentagem peso) de cristais de clinopiroxênio das rochas do Complexo de Jacupiranga. Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios e 4 cátions. Abreviações: LAMP, lamprófire; N, núcleo do cristal; B, borda do cristal.

Amostra	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2
Litotipo	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP
Local	N	N	B	B	N	B	N	N	B	B	N	N	B	N	N	B	N
SiO ₂	45,22	51,07	46,41	49,36	51,63	55,13	47,03	50,71	51,31	50,64	48,95	49,12	46,19	46,61	48,99	47,40	47,17
TiO ₂	3,70	1,29	2,83	1,46	1,01	0,04	2,55	1,49	1,22	1,55	1,79	1,74	3,07	2,59	1,68	2,43	2,64
Al ₂ O ₃	7,41	3,43	7,01	5,51	3,79	0,33	7,34	3,66	2,96	3,40	6,28	5,51	6,71	7,35	5,60	6,11	6,87
Cr ₂ O ₃	0,02	0,10	0,01	0,46	0,24	0,03	0,26	0,10	0,14	0,05	0,55	0,50	0,06	0,32	0,33	0,01	0,23
FeO	9,27	7,26	8,78	7,17	6,81	5,34	8,62	7,35	6,87	7,25	7,38	6,94	8,24	8,60	7,80	8,64	8,62
MnO	0,15	0,16	0,15	0,15	0,17	0,25	0,15	0,19	0,17	0,14	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16	0,12	0,13
MgO	11,41	14,54	11,95	14,30	15,62	15,61	12,94	14,55	15,03	14,46	14,55	14,21	12,13	12,88	13,92	12,60	12,82
CaO	22,62	21,75	22,45	21,11	20,92	23,35	21,01	22,04	22,42	22,35	20,79	21,42	22,75	21,00	21,20	22,55	21,04
Na ₂ O	0,57	0,78	0,66	0,60	0,67	0,97	0,61	0,61	0,33	0,32	0,64	0,62	0,61	0,60	0,64	0,42	0,61
K ₂ O																	
Total	100,37	100,39	100,23	100,13	100,86	101,06	100,51	100,70	100,45	100,17	101,07	100,20	99,91	100,09	100,32	100,27	100,12
Si _T	1,691	1,876	1,728	1,819	1,879	1,997	1,740	1,861	1,886	1,873	1,786	1,809	1,725	1,732	1,806	1,763	1,754
Al _T	0,309	0,124	0,272	0,181	0,121	0,003	0,260	0,139	0,114	0,127	0,214	0,191	0,275	0,268	0,194	0,237	0,246
Fe ³⁺ _T																	
T _{subtotal}	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al _{M1}	0,017	0,025	0,036	0,058	0,042	0,011	0,060	0,019	0,015	0,021	0,056	0,049	0,020	0,054	0,049	0,031	0,055
Fe ³⁺ _{M1}	0,125	0,081	0,124	0,072	0,063	0,057	0,094	0,079	0,051	0,042	0,089	0,075	0,124	0,103	0,087	0,099	0,081
Ti _{M1}	0,104	0,036	0,079	0,040	0,028	0,001	0,071	0,041	0,034	0,043	0,049	0,048	0,086	0,072	0,047	0,068	0,074
Cr _{M1}	0,001	0,003	0,000	0,014	0,007	0,001	0,007	0,003	0,004	0,001	0,016	0,014	0,002	0,009	0,010	0,000	0,007
Mg _{M1}	0,636	0,796	0,663	0,785	0,848	0,843	0,714	0,796	0,824	0,797	0,790	0,781	0,675	0,713	0,765	0,699	0,711
Fe ²⁺ _{M1}	0,117	0,059	0,097	0,031	0,012	0,087	0,054	0,062	0,073	0,095		0,033	0,092	0,048	0,041	0,102	0,073
Mn _{M1}																	
M1 _{subtotal}	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Mg _{M2}											0,001						
Fe ²⁺ _{M2}	0,048	0,083	0,052	0,119	0,132	0,018	0,119	0,084	0,088	0,087	0,136	0,106	0,041	0,116	0,111	0,067	0,114
Mn _{M2}	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,008	0,005	0,006	0,005	0,004	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,004	0,004
Ca _{M2}	0,906	0,856	0,896	0,833	0,816	0,906	0,833	0,866	0,883	0,886	0,813	0,845	0,910	0,836	0,837	0,899	0,838
Na _{M2}	0,041	0,056	0,047	0,043	0,047	0,068	0,043	0,043	0,024	0,023	0,045	0,044	0,044	0,043	0,046	0,030	0,044
K _{M2}																	
M2 _{subtotal}	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Jd	3,5	4,8	4,5	4,3	4,6	5,4	4,3	3,7	2,2	2,3	4,5	4,4	3,8	4,3	4,6	3,0	4,4
Ae	1,2	1,6	0,6	0,0	0,3	2,9	0,0	1,2	0,4	0,1	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0
Es	5,0	2,5	5,6	3,6	2,9	0,0	4,7	2,7	2,1	2,0	4,4	3,8	5,0	5,2	4,4	5,0	4,1
CaTiTs	10,4	3,6	7,9	4,0	2,8	0,1	7,1	4,1	3,4	4,3	4,9	4,8	8,6	7,2	4,7	6,8	7,4
CaTs	3,9	1,1	5,1	5,8	3,0	0,0	6,7	1,6	1,8	1,9	6,3	4,9	3,9	6,7	5,2	5,1	5,5
Wo	35,7	39,3	35,5	35,0	36,5	45,2	32,4	39,1	40,5	40,2	32,8	35,5	36,7	32,3	34,8	36,5	33,4
En	31,8	39,8	33,2	39,3	42,4	42,2	35,7	39,8	41,2	39,9	39,5	39,0	33,8	35,7	38,3	34,9	35,5
Fs	8,2	7,1	7,5	7,5	7,2	5,2	8,6	7,3	8,0	9,1	6,8	6,9	6,6	8,2	7,6	8,5	9,3
mg#	68,7	78,1	70,8	78,0	80,3	83,9	72,8	77,9	79,6	78,1	77,9	78,5	72,4	72,8	76,1	72,2	72,6

Tabela A1 – Composição química (porcentagem peso) de cristais de clinopiroxênio das rochas do Complexo de Jacupiranga. Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios e 4 cátions. Abreviações: LAMP, lamprófito; N, núcleo do cristal; B, borda do cristal.

Amostra	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2	JAC46.2
Litotipo	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	MDIO
Local	B	B	B	N	B	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N
SiO ₂	48,42	48,38	46,43	48,78	46,60	49,71	46,50	47,97	48,17	45,22	50,24	49,67	47,36	50,44	50,14
TiO ₂	2,18	1,92	2,67	1,86	2,87	1,77	3,12	2,19	2,24	3,47	1,56	1,90	2,71	1,67	1,68
Al ₂ O ₃	6,14	5,27	6,62	5,86	6,75	3,72	6,54	5,26	4,62	7,63	3,68	4,37	6,16	4,19	4,13
Cr ₂ O ₃	0,47	0,56	0,01	0,36	0,43	0,03	0,15	0,30	0,00	0,17	0,04	0,02	0,09	0,02	0,02
FeO	7,64	7,43	8,76	7,17	7,54	7,70	8,38	7,82	8,74	8,51	8,28	7,66	7,54	7,38	7,09
MnO	0,14	0,14	0,16	0,16	0,18	0,17	0,13	0,12	0,15	0,13	0,18	0,24	0,16	0,20	0,22
MgO	13,50	13,62	12,07	12,56	11,92	14,09	12,43	13,24	12,93	11,65	14,51	12,78	12,34	13,79	13,59
CaO	21,48	22,27	22,57	22,11	22,48	22,71	22,65	22,83	22,54	22,49	21,25	22,04	22,98	21,97	22,03
Na ₂ O	0,62	0,47	0,64	1,35	1,33	0,36	0,42	0,43	0,37	0,81	0,41	1,50	0,96	1,07	1,25
K ₂ O															
Total	100,59	100,05	99,91	100,21	100,11	100,27	100,31	100,15	99,78	100,06	100,16	100,18	100,31	100,73	100,15
Si _T	1,785	1,794	1,734	1,798	1,727	1,840	1,732	1,781	1,802	1,687	1,860	1,832	1,753	1,848	1,845
Al _T	0,215	0,206	0,266	0,202	0,273	0,160	0,268	0,219	0,198	0,313	0,140	0,168	0,247	0,152	0,155
Fe ³⁺ _T															
T _{subtotal}	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al _{M1}	0,052	0,024	0,025	0,052	0,021	0,002	0,019	0,011	0,006	0,023	0,020	0,022	0,022	0,030	0,024
Fe ³⁺ _{M1}	0,073	0,093	0,137	0,133	0,175	0,085	0,101	0,107	0,092	0,148	0,061	0,148	0,140	0,105	0,126
Ti _{M1}	0,061	0,053	0,075	0,052	0,080	0,049	0,087	0,061	0,063	0,097	0,044	0,053	0,076	0,046	0,046
Cr _{M1}	0,014	0,016	0,000	0,011	0,013	0,001	0,004	0,009	0,000	0,005	0,001	0,000	0,003	0,001	0,001
Mg _{M1}	0,742	0,753	0,672	0,690	0,659	0,778	0,690	0,733	0,721	0,648	0,801	0,703	0,681	0,753	0,746
Fe ²⁺ _{M1}	0,059	0,060	0,090	0,062	0,052	0,086	0,098	0,079	0,117	0,079	0,073	0,075	0,079	0,066	0,057
Mn _{M1}															
M1 _{subtotal}	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Mg _{M2}															
Fe ²⁺ _{M2}	0,103	0,077	0,046	0,025	0,006	0,068	0,062	0,057	0,064	0,038	0,122	0,014	0,015	0,056	0,035
Mn _{M2}	0,004	0,004	0,005	0,005	0,006	0,005	0,004	0,004	0,005	0,004	0,006	0,007	0,005	0,006	0,007
Ca _{M2}	0,848	0,885	0,903	0,873	0,893	0,900	0,904	0,908	0,904	0,899	0,843	0,871	0,911	0,862	0,869
Na _{M2}	0,044	0,034	0,046	0,097	0,096	0,026	0,030	0,031	0,027	0,058	0,029	0,108	0,069	0,076	0,089
K _{M2}															
M2 _{subtotal}	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Jd	4,4	3,1	4,1	8,5	7,7	2,0	2,8	2,6	2,2	4,9	2,7	8,6	5,7	6,4	7,3
Ae	0,0	0,5	1,1	2,2	3,7	1,2	0,6	1,0	1,0	1,8	0,5	4,3	2,3	2,3	3,2
Es	3,6	4,2	5,8	4,4	5,0	3,0	4,5	4,4	3,6	5,7	2,6	3,1	4,6	2,9	3,1
CaTiTs	6,1	5,3	7,5	5,2	8,0	4,9	8,7	6,1	6,3	9,7	4,4	5,3	7,6	4,6	4,6
CaTs	5,1	4,5	4,7	2,7	1,9	1,9	4,1	3,9	2,5	4,1	2,2	0,0	2,4	0,7	0,0
Wo	35,0	37,2	36,1	37,5	37,1	40,1	36,5	38,2	39,0	35,2	37,6	39,4	38,2	39,0	39,6
En	37,1	37,7	33,6	34,5	32,9	38,9	34,5	36,7	36,1	32,4	40,0	35,1	34,1	37,7	37,3
Fs	8,1	6,9	6,8	4,4	2,9	7,7	8,0	6,8	9,1	5,8	9,8	4,4	4,7	6,1	4,6
mg#	75,9	76,6	71,1	75,7	73,8	76,5	72,6	75,1	72,5	70,9	75,8	74,8	74,5	76,9	77,4

Tabela A2 - Composição química (porcentagem peso) de cristais de biotita/flogopita das rochas do Complexo de Jacupiranga. Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios. Abreviações: OLCPX, clinopiroxenito com olivina; NECPX, clinopiroxenito com nefelina; MDIO, meladiorito; MON, monzonito.

Amostra Litotipo	JAC13 OLCPX	JAC18 NECPX	JAC18 NECPX	JAC18 NECPX	JAC18 NECPX	JAC18 NECPX	JAC18 NECPX	JAC18 NECPX	JAC18 NECPX	JAC22 MDIO	JAC22 MDIO	JAC22 MDIO	JAC22 MDIO	JAC22 MDIO	JAC22 MDIO	JAC25 MON	JAC25 MON	JAC25 MON
SiO ₂	37.46	35.90	35.70	37.22	36.46	36.24	36.47	36.51	37.03	36.14	36.39	36.27	36.92	36.52	36.49	34.91	36.78	37.50
TiO ₂	6.89	4.13	3.00	2.56	2.87	2.51	2.38	2.47	2.27	6.28	5.88	5.95	6.07	6.06	6.19	5.26	3.63	3.14
Al ₂ O ₃	15.05	15.01	15.42	15.62	15.47	15.17	15.85	15.48	15.72	13.49	13.86	13.91	14.10	13.87	14.32	12.28	12.74	12.23
FeO	13.17	12.40	12.05	12.04	11.87	11.42	11.39	11.46	10.78	17.50	17.53	17.48	17.19	16.76	15.34	22.40	21.60	21.49
MnO	0.05	0.14	0.13	0.14	0.15	0.13	0.11	0.15	0.13	0.23	0.21	0.18	0.17	0.18	0.18	0.45	0.40	0.44
MgO	14.12	17.16	17.61	17.97	18.26	18.52	18.65	18.77	19.04	12.19	12.70	12.82	12.81	12.83	13.06	9.94	10.97	11.30
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.01	0.10	0.06	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	1.84	1.86	1.48	1.46	1.94	1.94	1.58	1.39	0.21	0.57	0.76	0.66	0.58	0.57	1.49	0.37	0.00
Na ₂ O	0.10	0.11	0.10	0.15	0.18	0.10	0.19	0.09	0.17	0.89	0.31	0.34	0.40	0.21	0.76	0.19	0.10	0.10
K ₂ O	10.54	9.91	9.74	10.21	10.10	9.57	9.97	9.84	10.18	8.97	9.93	9.91	10.16	10.12	9.03	9.06	10.11	10.14
Total	97.39	96.60	95.62	97.40	96.84	95.60	96.97	96.35	96.71	96.00	97.39	97.62	98.49	97.23	96.00	95.99	96.71	96.34
Si _T	5.464	5.345	5.356	5.454	5.382	5.413	5.374	5.399	5.432	5.471	5.454	5.431	5.464	5.467	5.467	5.489	5.659	5.765
Al _T	2.536	2.634	2.644	2.546	2.618	2.587	2.626	2.601	2.568	2.406	2.449	2.455	2.459	2.447	2.528	2.275	2.311	2.216
Mg _T	0.000	0.021	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.123	0.096	0.114	0.077	0.087	0.005	0.236	0.031	0.019
Al _M	0.051	0.000	0.081	0.152	0.073	0.083	0.128	0.097	0.150	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti _M	0.756	0.462	0.339	0.282	0.318	0.282	0.264	0.275	0.250	0.714	0.663	0.671	0.676	0.683	0.698	0.622	0.420	0.364
Fe ²⁺ _M	1.606	1.544	1.512	1.475	1.465	1.426	1.404	1.417	1.322	2.214	2.197	2.189	2.128	2.099	1.922	2.945	2.779	2.762
Mn _M	0.006	0.018	0.017	0.018	0.019	0.016	0.014	0.018	0.016	0.030	0.027	0.023	0.022	0.022	0.023	0.060	0.052	0.058
Mg _M	3.071	3.787	3.938	3.926	4.017	4.124	4.098	4.139	4.164	2.628	2.743	2.748	2.750	2.777	2.913	2.094	2.486	2.570
Ca _i	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016	0.000	0.000	0.002	0.016	0.009	0.001	0.000	0.000
Ba _i	0.000	0.108	0.109	0.085	0.085	0.114	0.112	0.092	0.080	0.012	0.033	0.044	0.038	0.034	0.034	0.092	0.023	0.000
Na _i	0.029	0.032	0.030	0.042	0.051	0.029	0.054	0.025	0.049	0.262	0.091	0.097	0.114	0.061	0.220	0.057	0.029	0.031
K _i	1.962	1.882	1.863	1.909	1.902	1.822	1.874	1.856	1.905	1.732	1.898	1.893	1.918	1.933	1.726	1.817	1.983	1.989
Total	15.482	15.833	15.890	15.890	15.931	15.896	15.949	15.918	15.936	15.609	15.652	15.666	15.647	15.624	15.544	15.688	15.772	15.773

Tabela A2 - Composição química (porcentagem peso) de cristais de biotita/flogopita das rochas do Complexo de Jacupiranga. Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios. Abreviações: MON, monzonito; IJO, ijolito; MSY, melassienito; AFS, álcali-feldspato sienito.

Amostra Litotipo	JAC25 MON	JAC25 MON	JAC25 MON	JAC25 MON	JAC25 MON	JAC25 MON	JAC25 MON	JAC25 MON	JAC29 IJO	JAC29 IJO	JAC29 IJO	JAC29 IJO	JAC29 IJO	JAC29 IJO	JAC31 MSY	JAC31 MSY	JAC31 MSY	JAC32 AFS
SiO ₂	37.82	38.19	38.31	37.37	37.38	37.73	37.80	37.59	35.24	35.67	35.86	36.50	36.34	36.14	36.88	36.77	37.15	36.03
TiO ₂	3.30	3.05	2.34	3.24	2.78	2.55	3.01	2.65	5.29	5.28	4.65	5.13	5.23	4.82	4.81	4.70	4.32	4.29
Al ₂ O ₃	12.07	12.39	12.58	12.28	12.01	12.28	12.00	12.05	15.80	15.78	15.61	16.05	15.82	15.65	13.76	13.44	13.41	13.15
FeO	21.44	21.12	20.18	20.55	20.78	20.71	20.64	20.28	12.70	12.51	12.26	12.00	12.12	12.02	16.76	16.51	15.90	17.71
MnO	0.41	0.38	0.53	0.34	0.36	0.38	0.38	0.41	0.10	0.08	0.11	0.08	0.10	0.09	0.38	0.37	0.39	0.50
MgO	11.49	11.46	11.02	11.63	11.82	11.87	12.04	12.01	15.37	16.03	16.13	16.01	16.23	16.73	13.25	14.04	14.41	12.84
CaO	0.00	0.03	0.09	0.04	0.10	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.61	1.92	2.21	1.91	2.07	2.53	0.17	0.02	0.00	0.20
Na ₂ O	0.12	0.16	0.10	0.16	0.10	0.12	0.10	0.07	0.09	0.02	0.04	0.04	0.04	0.12	0.38	0.30	0.30	0.39
K ₂ O	10.18	10.18	9.83	10.06	9.87	10.24	10.21	9.67	9.27	10.13	9.89	10.14	10.08	9.75	9.92	10.29	9.78	9.91
Total	96.84	96.97	94.97	95.68	95.21	95.91	96.17	94.73	97.46	97.43	96.77	97.86	98.06	97.87	96.32	96.46	95.67	95.02
Si _T	5.780	5.810	5.911	5.759	5.792	5.803	5.796	5.828	5.260	5.272	5.334	5.342	5.321	5.314	5.551	5.529	5.593	5.547
Al _T	2.174	2.190	2.089	2.230	2.194	2.197	2.168	2.172	2.740	2.728	2.666	2.658	2.679	2.686	2.441	2.382	2.380	2.386
Mg _T	0.046	0.000	0.000	0.011	0.015	0.000	0.035	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.089	0.028	0.067
Al _M	0.000	0.031	0.198	0.000	0.000	0.030	0.000	0.029	0.040	0.021	0.070	0.111	0.051	0.026	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti _M	0.379	0.349	0.272	0.376	0.324	0.295	0.347	0.309	0.594	0.586	0.520	0.564	0.576	0.533	0.544	0.531	0.489	0.496
Fe ²⁺ _M	2.739	2.686	2.603	2.648	2.693	2.664	2.646	2.629	1.585	1.546	1.525	1.468	1.483	1.478	2.109	2.076	2.001	2.280
Mn _M	0.054	0.049	0.069	0.045	0.048	0.049	0.049	0.053	0.012	0.010	0.014	0.010	0.012	0.011	0.049	0.047	0.049	0.065
Mg _M	2.570	2.599	2.535	2.662	2.716	2.722	2.717	2.775	3.419	3.533	3.577	3.493	3.544	3.668	2.964	3.060	3.206	2.879
Ca _i	0.000	0.004	0.015	0.007	0.016	0.005	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.005	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000
Ba _i	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.211	0.111	0.129	0.110	0.118	0.146	0.010	0.001	0.000	0.012
Na _i	0.037	0.048	0.029	0.048	0.029	0.036	0.030	0.022	0.025	0.007	0.012	0.010	0.010	0.034	0.111	0.088	0.087	0.117
K _i	1.985	1.976	1.934	1.978	1.951	2.010	1.997	1.913	1.764	1.910	1.877	1.893	1.883	1.830	1.905	1.973	1.879	1.947
Total	15.765	15.742	15.654	15.763	15.778	15.811	15.786	15.730	15.651	15.725	15.722	15.661	15.684	15.729	15.692	15.779	15.711	15.796

Tabela A2 - Composição química (porcentagem peso) de cristais de biotita/flogopita das rochas do Complexo de Jacupiranga. Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios. Abreviações: AFS, álcali-feldspato sienito; LAMP, lamprófito, CPX, clinopiroxenito.

Amostra Litotipo	JAC32 AFS	JAC39 LAMP	JAC39 LAMP	JAC39 LAMP	JAC39 LAMP	JAC39 LAMP	JAC39 LAMP	JAC39 LAMP	JAC39 LAMP	JAC39 LAMP	JAC39 LAMP	JAC39 LAMP	JAC39 LAMP	JAC39 LAMP	JAC45 CPX	JAC46.1 LAMP	JAC46.1 LAMP	JAC46.1 LAMP	JAC46.1 LAMP
SiO ₂	36.87	37.72	35.77	35.49	35.78	35.78	35.77	34.98	36.40	35.86	36.04	35.76	36.55	38.52	35.71	36.13	36.81	36.45	
TiO ₂	4.03	2.96	3.27	2.81	2.78	3.11	2.90	2.89	2.81	2.72	2.26	2.07	3.16	2.35	6.70	6.34	6.77	6.50	
Al ₂ O ₃	13.40	14.61	14.43	14.34	14.43	14.06	13.87	13.88	14.07	13.49	13.72	13.73	13.38	16.93	14.00	14.05	13.57	14.07	
FeO	17.05	15.77	15.21	15.70	15.56	15.09	15.45	15.42	15.65	15.15	15.29	15.57	14.79	4.61	15.39	15.38	15.01	14.93	
MnO	0.48	0.31	0.29	0.29	0.26	0.27	0.32	0.35	0.28	0.27	0.28	0.30	0.29	0.01	0.26	0.27	0.26	0.27	
MgO	13.88	14.84	14.47	15.11	15.06	14.85	15.24	15.22	15.81	15.80	16.06	16.85	16.29	23.14	13.21	14.05	14.01	13.98	
CaO	0.00	0.29	0.23	0.25	0.27	0.24	0.14	0.17	0.27	0.56	0.60	0.18	0.20	0.01	0.00	0.02	0.04	0.00	
BaO	0.11	0.12	0.81	0.29	0.12	0.68	0.10	0.27	0.10	0.04	0.01	0.14	0.05	0.68	1.62	0.74	0.25	0.47	
Na ₂ O	0.36	0.18	0.21	0.11	0.14	0.14	0.19	0.20	0.29	0.19	0.18	0.11	0.21	1.15	0.42	0.45	0.36	0.40	
K ₂ O	9.75	7.97	7.45	7.45	7.06	6.84	7.64	8.05	5.85	5.45	5.56	6.94	7.40	9.25	9.41	10.00	10.18	10.07	
Total	95.93	94.76	92.13	91.84	91.47	91.07	91.62	91.42	91.52	89.54	90.01	91.64	92.34	96.65	96.72	97.42	97.26	97.14	
Si _T	5.577	5.650	5.541	5.511	5.547	5.579	5.558	5.484	5.595	5.619	5.621	5.537	5.601	5.427	5.378	5.378	5.456	5.414	
Al _T	2.388	2.350	2.459	2.489	2.453	2.421	2.442	2.516	2.405	2.381	2.379	2.463	2.399	2.573	2.485	2.465	2.370	2.463	
Mg _T	0.035	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.137	0.156	0.174	0.122	
Al _M	0.000	0.228	0.175	0.134	0.183	0.162	0.099	0.049	0.144	0.110	0.142	0.044	0.017	0.238	0.000	0.000	0.000	0.000	
Ti _M	0.458	0.333	0.381	0.329	0.324	0.364	0.338	0.340	0.325	0.321	0.265	0.241	0.365	0.249	0.759	0.709	0.755	0.726	
Fe ²⁺ _M	2.157	1.975	1.971	2.039	2.017	1.968	2.007	2.021	2.011	1.985	1.994	2.016	1.895	0.544	1.939	1.914	1.861	1.855	
Mn _M	0.061	0.039	0.039	0.037	0.034	0.035	0.042	0.047	0.037	0.036	0.037	0.039	0.038	0.001	0.033	0.034	0.032	0.034	
Mg _M	3.095	3.312	3.341	3.497	3.481	3.452	3.530	3.557	3.623	3.691	3.733	3.889	3.721	4.860	2.830	2.962	2.922	2.974	
Ca _i	0.000	0.047	0.037	0.041	0.046	0.041	0.024	0.028	0.044	0.094	0.101	0.030	0.033	0.002	0.000	0.004	0.007	0.000	
Ba _i	0.007	0.007	0.049	0.018	0.007	0.041	0.006	0.016	0.006	0.003	0.001	0.008	0.003	0.037	0.096	0.043	0.015	0.027	
Na _i	0.106	0.053	0.063	0.034	0.042	0.043	0.058	0.060	0.085	0.058	0.054	0.033	0.064	0.315	0.123	0.130	0.103	0.115	
K _i	1.881	1.522	1.472	1.474	1.397	1.361	1.515	1.609	1.146	1.089	1.106	1.371	1.447	1.663	1.807	1.899	1.926	1.909	
Total	15.765	15.516	15.528	15.603	15.530	15.468	15.620	15.728	15.421	15.388	15.433	15.671	15.582	15.908	15.586	15.694	15.619	15.640	

Tabela A2 - Composição química (porcentagem peso) de cristais de biotita/flogopita das rochas do Complexo de Jacupiranga. Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios. Abreviações: LAMP, lamprófiro; CCap, calcita carbonatito com apatita.

Amostra Litotipo	JAC46.1 LAMP	JAC46.1 LAMP	JAC46.2 LAMP	JAC46.2 LAMP	JAC46.2 LAMP	JAC42 CCap	JAC42 CCap	JAC42 CCap	JAC42 CCap	JAC42 CCap	JAC42 CCap	JAC42 CCap	JAC42 CCap	JAC42 CCap	JAC42 CCap	JAC42 CCap	JAC42 CCap	JAC42 CCap
SiO ₂	36.48	36.87	34.82	35.61	39.25	41.21	41.33	41.07	41.87	41.46	38.82	39.62	39.24	39.68	39.94	39.47	39.83	40.22
TiO ₂	6.23	5.65	7.37	6.34	2.32	0.50	0.48	0.47	0.38	0.58	0.72	0.60	0.73	0.69	0.70	0.76	0.61	0.64
Al ₂ O ₃	14.03	14.21	14.68	15.20	14.37	13.71	13.40	13.59	13.30	13.15	14.17	14.40	14.38	14.43	14.50	14.59	14.24	14.36
FeO	14.79	13.56	18.38	16.09	12.36	3.87	3.41	3.21	3.19	2.95	3.67	3.63	3.62	3.59	3.58	3.55	3.50	3.50
MnO	0.28	0.27	0.18	0.19	0.16	0.02	0.04	0.04	0.02	0.03	0.05	0.06	0.04	0.04	0.03	0.04	0.05	0.05
MgO	14.49	15.44	11.72	12.59	16.59	25.77	26.06	26.08	26.34	26.12	24.36	25.02	25.06	24.94	25.15	25.02	25.01	25.27
CaO	0.00	0.02	0.02	0.01	0.08	0.04	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
BaO	0.58	1.01	1.48	1.91	0.00	0.71	0.65	0.50	0.46	0.39	1.36	1.00	1.15	1.22	0.88	1.27	0.97	0.98
Na ₂ O	0.40	0.33	0.27	0.44	0.44	1.12	1.14	0.79	0.93	0.91	0.25	0.20	0.24	0.25	0.22	0.23	0.18	0.17
K ₂ O	10.00	10.12	9.49	9.57	10.23	9.37	9.49	9.98	9.75	9.91	9.70	10.77	10.33	10.36	10.68	10.18	10.78	10.74
Total	97.28	97.47	98.41	97.96	95.80	96.33	96.01	95.74	96.25	95.49	93.10	95.29	94.78	95.21	95.69	95.11	95.18	95.92
Si _T	5.410	5.440	5.225	5.319	5.771	5.794	5.820	5.799	5.864	5.854	5.688	5.681	5.654	5.688	5.689	5.661	5.710	5.716
Al _T	2.453	2.470	2.596	2.675	2.229	2.206	2.180	2.201	2.136	2.146	2.312	2.319	2.346	2.312	2.311	2.339	2.290	2.284
Mg _T	0.137	0.090	0.179	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al _M	0.000	0.000	0.000	0.000	0.260	0.066	0.044	0.061	0.059	0.042	0.135	0.114	0.096	0.127	0.123	0.127	0.117	0.120
Ti _M	0.694	0.627	0.832	0.712	0.256	0.053	0.051	0.050	0.040	0.061	0.079	0.065	0.079	0.074	0.075	0.082	0.066	0.068
Fe ²⁺ _M	1.834	1.673	2.306	2.009	1.520	0.455	0.402	0.379	0.374	0.348	0.450	0.435	0.436	0.430	0.427	0.425	0.419	0.416
Mn _M	0.035	0.034	0.023	0.024	0.020	0.002	0.005	0.005	0.002	0.003	0.006	0.007	0.005	0.005	0.003	0.005	0.006	0.006
Mg _M	3.068	3.305	2.444	2.797	3.636	5.403	5.471	5.489	5.499	5.498	5.321	5.349	5.383	5.330	5.340	5.350	5.346	5.353
Ca _i	0.000	0.003	0.004	0.002	0.012	0.005	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000
Ba _i	0.034	0.058	0.087	0.112	0.000	0.039	0.036	0.028	0.025	0.021	0.078	0.056	0.065	0.069	0.049	0.071	0.054	0.055
Na _i	0.115	0.094	0.079	0.129	0.126	0.305	0.312	0.217	0.251	0.249	0.071	0.054	0.066	0.068	0.062	0.065	0.051	0.046
K _i	1.891	1.904	1.817	1.823	1.919	1.681	1.705	1.797	1.743	1.784	1.814	1.970	1.899	1.894	1.940	1.863	1.972	1.946
Total	15.672	15.698	15.592	15.608	15.751	16.010	16.025	16.026	15.995	16.007	15.952	16.050	16.028	16.000	16.020	15.988	16.032	16.010

Tabela A2 - Composição química (porcentagem peso) de cristais de biotita/flogopita das rochas do Complexo de Jacupiranga. Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios. Abreviações: CCap, calcita carbonatito com apatita; CCMg, calcita carbonatito com magnetita; DC, dolomita carbonatito.

Amostra Litotipo	JAC42 CCap	JAC42 CCap	JAC42 CCap	JAC08 CCMg	JAC08 CCMg	JAC08 CCMg	JAC08 CCMg	JAC08 CCMg	JAC08 CCMg	JAC08 CCMg	JAC09 DC	JAC09 DC	JAC09 DC
SiO ₂	40.07	40.36	40.35	42.06	41.90	40.81	41.25	40.76	41.11	38.72	39.58	38.27	38.66
TiO ₂	0.54	0.63	0.64	0.03	0.04	0.09	0.10	0.11	0.09	0.04	0.05	0.03	0.06
Al ₂ O ₃	14.43	14.54	14.01	13.81	13.87	13.89	13.89	13.97	14.01	14.43	15.44	16.37	16.39
FeO	3.46	3.41	3.39	2.30	2.33	1.70	2.03	1.82	2.28	5.07	2.44	2.43	2.44
MnO	0.03	0.07	0.06	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01
MgO	25.00	25.25	25.25	26.82	26.89	26.87	26.86	26.89	26.71	26.71	25.70	25.28	25.80
CaO	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.04	0.02	0.01	0.02	0.03	0.00	0.00	0.03
BaO	0.98	0.94	0.72	0.94	0.93	2.60	1.56	2.23	1.24	1.54	1.96	3.13	2.16
Na ₂ O	0.15	0.43	0.23	1.77	1.62	1.64	1.37	1.32	1.38	1.57	0.26	0.22	0.27
K ₂ O	10.79	10.29	10.69	8.38	8.64	8.04	8.99	8.80	8.91	6.96	10.33	10.07	9.57
Total	95.46	95.93	95.33	96.17	96.21	95.68	96.08	95.93	95.77	95.09	95.79	95.82	95.39
Si _T	5.722	5.718	5.754	5.857	5.839	5.771	5.794	5.756	5.783	5.542	5.635	5.498	5.518
Al _T	2.278	2.282	2.246	2.143	2.161	2.229	2.206	2.244	2.217	2.434	2.365	2.502	2.482
Mg _T	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.023	0.000	0.000	0.000
Al _M	0.149	0.145	0.108	0.124	0.117	0.085	0.093	0.082	0.105	0.000	0.226	0.270	0.274
Ti _M	0.058	0.067	0.068	0.004	0.004	0.010	0.010	0.011	0.009	0.005	0.006	0.003	0.007
Fe ²⁺ _M	0.413	0.403	0.404	0.268	0.272	0.201	0.238	0.215	0.269	0.607	0.291	0.292	0.291
Mn _M	0.004	0.008	0.007	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.002	0.004	0.004	0.003	0.001
Mg _M	5.323	5.334	5.369	5.569	5.587	5.665	5.623	5.662	5.602	5.677	5.454	5.416	5.490
Ca _i	0.000	0.003	0.000	0.006	0.000	0.006	0.002	0.002	0.004	0.005	0.000	0.000	0.004
Ba _i	0.055	0.052	0.040	0.052	0.051	0.144	0.086	0.123	0.068	0.086	0.109	0.176	0.121
Na _i	0.043	0.119	0.063	0.478	0.437	0.450	0.374	0.362	0.376	0.436	0.071	0.060	0.076
K _i	1.966	1.860	1.944	1.489	1.535	1.450	1.611	1.585	1.599	1.270	1.876	1.845	1.742
Total	16.011	15.991	16.005	15.990	16.004	16.012	16.038	16.043	16.035	16.089	16.037	16.065	16.006

Tabela A3 - Composição química (porcentagem peso) de cristais de olivina das rochas do Complexo de Jacupiranga. Fórmula estrutural calculada na base de 4 oxigênios e 3 cátions. Abreviações: WEH, wehlito; DUN, dunito.

Amostra	JAC243	JAC243	JAC243	JAC243	JAC243	JAC243	JAC243	JAC243	JAC220	JAC220	JAC220	JAC220	JAC220	JAC220	JAC220	JAC220	JAC220	JAC248	JAC248
Litotipo	WEH	WEH	WEH	WEH	WEH	WEH	WEH	WEH	WEH	WEH	WEH	WEH	WEH	WEH	WEH	WEH	WEH	DUN	DUN
SiO ₂	40,24	40,14	40,39	40,64	40,38	40,51	40,32	40,52	40,03	40,20	39,88	40,24	40,12	40,48	40,47	40,47	40,49	39,92	40,30
TiO ₂	0,01	0,01	0,02	0,01	0,04	0,02	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
Al ₂ O ₃	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00
FeO	14,86	14,98	15,14	14,93	15,10	14,84	14,94	15,04	15,13	15,10	15,07	14,85	15,19	14,84	15,08	15,27	15,08	14,89	14,92
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
MnO	0,24	0,27	0,27	0,24	0,25	0,22	0,24	0,24	0,25	0,28	0,26	0,26	0,26	0,28	0,22	0,27	0,25	0,28	0,26
NiO	0,29	0,31	0,29	0,28	0,32	0,32	0,33	0,29	0,30	0,27	0,32	0,29	0,33	0,28	0,28	0,29	0,27	0,25	0,22
MgO	44,20	44,25	44,12	44,26	44,23	44,56	44,66	44,48	43,89	44,16	44,70	44,77	44,57	44,61	44,64	44,53	44,58	43,96	44,12
CaO	0,26	0,17	0,25	0,14	0,26	0,25	0,27	0,22	0,27	0,29	0,18	0,14	0,24	0,24	0,25	0,08	0,27	0,37	0,41
Na ₂ O	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,12	100,18	100,51	100,53	100,60	100,76	100,79	100,85	99,90	100,36	100,46	100,56	100,72	100,76	100,93	100,94	100,96	99,71	100,26
Si	1,009	1,007	1,010	1,014	1,008	1,009	1,005	1,009	1,008	1,007	0,999	1,004	1,002	1,008	1,007	1,007	1,007	1,006	1,009
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,312	0,314	0,317	0,311	0,315	0,309	0,311	0,313	0,318	0,316	0,316	0,310	0,317	0,309	0,314	0,318	0,314	0,314	0,312
Mn	0,005	0,006	0,006	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,006	0,006	0,005	0,005	0,006	0,005	0,006	0,005	0,006	0,006
Mg	1,652	1,654	1,644	1,646	1,647	1,654	1,659	1,651	1,647	1,649	1,669	1,666	1,660	1,656	1,656	1,653	1,653	1,652	1,647
Ca	0,007	0,005	0,007	0,004	0,007	0,007	0,007	0,006	0,007	0,008	0,005	0,004	0,006	0,006	0,007	0,002	0,007	0,010	0,011
Ni	0,006	0,006	0,006	0,006	0,007	0,006	0,007	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,007	0,006	0,006	0,006	0,005	0,005	0,004
Na	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cátions	2,991	2,993	2,990	2,986	2,991	2,991	2,995	2,990	2,993	2,993	3,001	2,995	2,998	2,992	2,993	2,993	2,993	2,993	2,991
Fa	0,159	0,160	0,161	0,159	0,161	0,157	0,158	0,159	0,162	0,161	0,159	0,157	0,160	0,157	0,159	0,161	0,160	0,160	0,159
Fo	0,841	0,840	0,839	0,841	0,839	0,843	0,842	0,841	0,838	0,839	0,841	0,843	0,840	0,843	0,841	0,839	0,840	0,840	0,841
mg#	84,133	84,037	83,856	84,086	83,928	84,257	84,198	84,059	83,798	83,900	84,094	84,314	83,951	84,274	84,065	83,868	84,050	84,032	84,055

Tabela A3 - Composição química (porcentagem peso) de cristais de olivina das rochas do Complexo de Jacupiranga. Fórmula estrutural calculada na base de 4 oxigênios e 3 cátions. Abreviações: WEH, wehlrito; DUN, dunito.

Amostra Litotipo	JAC248 DUN	JAC248 DUN	JAC248 DUN	JAC248 DUN	JAC248 DUN	JAC248 DUN	JAC248 DUN	JAC248 DUN	JAC248 DUN	JAC248 DUN	JAC248 DUN	JAC248 DUN
SiO ₂	40,17	40,29	40,38	40,48	40,20	40,13	40,37	40,27	40,42	40,32	40,20	40,69
TiO ₂	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
FeO	14,92	14,99	15,04	14,90	15,12	15,16	15,17	15,30	15,13	15,10	15,06	15,01
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01				
MnO	0,27	0,28	0,26	0,24	0,30	0,28	0,27	0,27	0,27	0,29	0,27	0,28
NiO	0,23	0,23	0,24	0,24	0,19	0,20	0,21	0,20	0,21	0,21	0,21	0,21
MgO	44,37	44,35	44,41	44,54	44,52	44,73	44,50	44,83	44,06	44,37	44,31	44,56
CaO	0,32	0,48	0,47	0,40	0,48	0,42	0,44	0,50	0,54	0,44	0,47	0,50
Na ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00				
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Total	100,31	100,64	100,82	100,82	100,83	100,94	101,01	101,39	1,35	1,34	1,34	1,35
Si	1,006	1,006	1,007	1,008	1,003	1,000	1,005	1,000	1,009	1,006	1,005	1,009
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,312	0,313	0,313	0,310	0,316	0,316	0,316	0,318	0,316	0,315	0,315	0,311
Mn	0,006	0,006	0,005	0,005	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006
Mg	1,656	1,651	1,650	1,653	1,656	1,662	1,651	1,659	1,640	1,650	1,651	1,647
Ca	0,009	0,013	0,013	0,011	0,013	0,011	0,012	0,013	0,015	0,012	0,013	0,013
Ni	0,005	0,005	0,005	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Na	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	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	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cátions	2,994	2,994	2,993	2,992	2,997	3,000	2,995	3,000	2,990	2,994	2,995	2,991
Fa	0,159	0,159	0,160	0,158	0,160	0,160	0,161	0,161	0,162	0,160	0,160	0,159
Fo	0,841	0,841	0,840	0,842	0,840	0,840	0,839	0,839	0,838	0,840	0,840	0,841
mg#	84,132	84,059	84,038	84,194	83,993	84,023	83,950	83,928	83,845	83,968	83,987	84,107

Tabela A4 – Composição química (porcentagem peso) de cristais de anfibólio das rochas do Complexo de Jacupiranga.

Amostra	JAC25	JAC25	JAC25	JAC25	JAC25	JAC25	JAC25	JAC25	JAC25	JAC25	JAC25	JAC25	JAC25	JAC32
Ponto	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Litotipo	Monzonito	Monzonito	Monzonito	Monzonito	Monzonito	Monzonito	Monzonito	Monzonito	Monzonito	Monzonito	Monzonito	Monzonito	Monzonito	AFS
SiO ₂	45,23	51,74	45,65	47,51	47,62	45,57	46,18	53,13	49,04	47,05	47,63	47,17	47,49	40,94
TiO ₂	1,38	0,57	1,25	0,93	1	1,11	1,38	0,34	0,64	0,91	0,9	0,99	0,96	2,87
Al ₂ O ₃	6,88	1,52	6,55	5,48	5,58	6,53	6,65	1,23	4,44	5,56	5,22	5,73	5,49	11,15
MnO	0,71	0,58	0,69	0,65	0,73	0,79	0,62	0,49	0,79	0,71	0,73	0,71	0,74	0,55
FeO	18,8	9,1	19,06	18,11	18,94	20,13	18,16	10,13	18,41	18,24	18,24	19,14	18,25	15,84
MgO	10,17	13,53	9,96	11,15	10,63	9,53	10,89	13,66	11,19	11,03	11,12	10,47	11,03	10,84
CaO	11,09	20,51	10,95	11,14	11,23	11,19	11,29	19,51	11,38	11,31	11,14	11,1	11,19	11,03
Na ₂ O	1,98	0,71	1,8	1,87	1,84	1,78	1,87	0,57	1,32	1,81	1,77	1,89	1,81	3,06
K ₂ O	1,07	0,005	0,99	0,77	0,8	1,01	1,02	0,05	0,644	0,79	0,75	0,83	0,79	1,79
Total	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fórmula estrutural calculada na base de 23 oxigênios														
Si	6,886	7,534	6,968	7,139	7,13	6,946	6,937	7,652	7,316	7,102	7,166	7,098	7,133	6,176
Al	1,114	0,261	1,032	0,861	0,87	1,054	1,063	0,209	0,684	0,898	0,834	0,902	0,867	1,824
Ti		0,062						0,037						
Fe ³⁺														
T subtotal	8	7,857	8	8	8	8	8	7,898	8	8	8	8	8	8
Ti	0,158		0,144	0,105	0,113	0,127	0,156		0,072	0,103	0,102	0,112	0,108	0,326
Al	0,12		0,146	0,109	0,115	0,119	0,115		0,097	0,091	0,092	0,114	0,105	0,158
Fe ³⁺	0,125		0,137	0,123	0,112	0,141	0,122		0,191	0,122	0,134	0,128	0,123	0,23
Mn ²⁺	0,02	0,072	0,011	0,013	0,029	0,022	0,009	0,06	0,045	0,021	0,017	0,017	0,024	0,07
Fe ²⁺	2,268	1,108	2,296	2,153	2,259	2,425	2,159	1,22	2,106	2,181	2,162	2,28	2,169	1,769
Mg	2,308	2,937	2,266	2,498	2,373	2,166	2,439	2,933	2,489	2,482	2,494	2,349	2,47	2,438
C subtotal	4,999	4,117	5	5,001	5,001	5	5	4,213	5	5	5,001	5	4,999	4,991
Mn ²⁺	0,071		0,078	0,07	0,064	0,08	0,07		0,055	0,069	0,076	0,073	0,07	
Fe ²⁺														
Mg														
Ca	1,809	2	1,791	1,793	1,802	1,828	1,817	2	1,819	1,829	1,796	1,79	1,801	1,783
Na	0,12		0,131	0,137	0,134	0,092	0,113		0,126	0,101	0,128	0,137	0,129	0,217
B subtotal	2	2	2	2	2	2	2	2	2	1,999	2	2	2	2
Ca		1,2						1,011						
Na	0,465	0,2	0,401	0,408	0,4	0,434	0,432	0,159	0,255	0,428	0,388	0,414	0,398	0,678
K	0,208	0,001	0,193	0,148	0,153	0,196	0,195	0,009	0,123	0,152	0,144	0,159	0,151	0,344
A subtotal	0,673	1,401	0,594	0,556	0,553	0,63	0,627	1,179	0,378	0,58	0,532	0,573	0,549	1,022
Total de Cátions	15,672	15,375	15,594	15,557	15,554	15,63	15,627	15,29	15,378	15,579	15,533	15,573	15,548	16,013
Classificação	magnesio hastingsite	edenite	ferro-pargasite	edenite	edenite	hastingsite	magnesio-hastingsite	edenite	actinolite	edenite	edenite	edenite	edenite	magnesio-hastingsita Rica em Ti

Tabela A4 – Composição química (porcentagem peso) de cristais de anfibólio das rochas do Complexo de Jacupiranga.

Amostra	JAC32	JAC32	JAC32	JAC32	JAC32	JAC32
Ponto	15	1	2	3	4	5
Litotipo	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS
SiO ₂	40,26	40,5	39,95	40,55	40,87	40,64
TiO ₂	3,07	2,92	2,65	11,12	2,87	2,92
Al ₂ O ₃	11,03	11,31	11,18	2,98	10,94	11,15
MnO	0,55	0,56	0,58	0,56	0,53	0,53
FeO	16,67	16,87	17,28	16,5	16,5	16,56
MgO	10,29	10,11	9,92	10,17	10,54	10,46
CaO	11,07	10,77	10,99	10,88	10,58	10,78
Na ₂ O	2,9	3,11	3,07	3,11	3,16	3,13
K ₂ O	1,76	1,75	1,73	1,74	1,74	1,79
Total	0	0	0	0	0	0
Fórmula estrutural calculada na base de 23 oxigênios						
Si	6,133	6,144	6,1	6,288	6,19	6,15
Al	1,867	1,856	1,9	0,545	1,81	1,85
Ti				1,167		
Fe ³⁺						
T subtotal	8	8	8	8	8	8
Ti	0,352	0,333	0,304	0,13	0,327	0,332
Al	0,114	0,166	0,112		0,143	0,139
Fe ³⁺	0,242	0,272	0,425		0,297	0,297
Mn ²⁺	0,071	0,072	0,075	0,074	0,06	0,068
Fe ²⁺	1,882	1,868	1,782	2,14	1,793	1,799
Mg	2,337	2,286	2,258	2,351	2,38	2,36
C subtotal	4,998	4,997	4,956	4,695	5	4,995
Mn ²⁺					0,008	
Fe ²⁺						
Mg						
Ca	1,807	1,751	1,798	1,808	1,717	1,748
Na	0,193	0,249	0,202	0,192	0,275	0,252
B subtotal	2	2	2	2	2	2
Ca						
Na	0,664	0,665	0,707	0,743	0,653	0,666
K	0,342	0,339	0,337	0,344	0,336	0,346
A subtotal	1,006	1,004	1,044	1,087	0,989	1,012
Total de Cátions	16,004	16,001	16	15,782	15,989	16,007
Classificação	magnesio-hastingsita Rica em Ti	magnesio-hastingsita Rica em Ti	magnesio-hastingsita Rica em Ti	edenite	magnesio-hastingsita Rica em Ti	magnesio-hastingsita Rica em Ti

Tabela A5 – Composição química (porcentagem peso) de cristais de feldspato das rochas do Complexo de Jacupiranga. Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios. Abreviações: MDIO, meladiorito; MON, monzonito.

Amostra Litotipo	JAC22 MDIO	JAC22 MDIO	JAC22 MDIO	JAC22 MDIO	JAC22 MDIO	JAC25 MON	JAC25 MON	JAC25 MON	JAC25 MON	JAC25 MON	JAC25 MON	JAC25 MON	JAC25 MON	JAC25 MON	JAC25 MON	JAC25 MON	JAC25 MON
SiO ₂	60,91	54,35	56,59	55,28	59,47	58,22	51,24	59,68	64,78	64,56	60,75	64,85	46,51	57,77	50,71	52,88	59,50
Al ₂ O ₃	25,47	29,44	27,65	28,37	25,95	26,19	32,57	25,74	22,23	18,79	24,92	19,07	37,46	27,82	32,38	31,81	23,61
TiO ₂	0,03	0,09	0,06	0,10	0,06	0,01	0,09	0,05	0,02	0,02	0,07	0,02	0,02	0,02	0,06	0,05	0,01
FeO	0,13	0,19	0,17	0,19	0,12	0,09	0,11	0,13	0,17	0,09	0,13	0,13	0,17	0,09	0,16	0,10	0,07
MnO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			0,01	0,00	0,02	0,00	0,00					
CaO	6,06	11,35	8,70	9,95	6,94	0,14	8,48	6,90	3,13	0,16	5,81	0,10	10,41	4,91	9,61	7,35	0,07
Na ₂ O	7,11	5,09	6,28	5,85	7,14	1,27	6,88	7,42	9,26	2,04	7,96	1,48	5,21	9,06	6,34	7,39	2,21
K ₂ O	0,29	0,17	0,31	0,18	0,34	13,66	0,18	0,24	0,40	13,51	0,27	15,49	0,19	0,21	0,24	0,22	14,39
SrO	0,29	0,14	0,26	0,21	0,23	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,02	0,26	0,08	0,00
BaO	0,11	0,09	0,11	0,07	0,08	0,40	0,17	0,09	0,10	0,29	0,22	0,13	0,03	0,09	0,17	0,10	0,14
Total	100,40	100,90	100,14	100,21	100,36	99,98	99,95	100,28	100,11	99,47	100,23	101,27	100,00	100,00	99,92	99,98	100,00
Si	10,781	9,751	10,167	9,959	10,586	10,763	9,298	10,618	11,410	11,917	10,798	11,856	8,468	10,324	9,236	9,538	11,053
Al	5,314	6,225	5,855	6,024	5,445	5,707	6,966	5,398	4,615	4,089	5,220	4,110	8,039	5,860	6,950	6,761	5,169
Ti	0,004	0,012	0,009	0,013	0,008	0,001	0,012	0,007	0,003	0,002	0,009	0,002	0,003	0,002	0,008	0,007	0,001
Fe ²⁺	0,020	0,028	0,026	0,029	0,018	0,014	0,017	0,020	0,026	0,014	0,019	0,020	0,026	0,014	0,024	0,015	0,011
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,007	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,149	2,183	1,675	1,921	1,323	0,027	1,648	1,315	0,591	0,031	1,107	0,020	2,030	0,940	1,876	1,421	0,015
Na	2,439	1,769	2,188	2,042	2,465	0,454	2,420	2,561	3,162	0,729	2,742	0,524	1,838	3,140	2,239	2,584	0,796
K	0,066	0,038	0,070	0,041	0,077	3,222	0,041	0,054	0,091	3,181	0,061	3,614	0,043	0,049	0,055	0,050	3,411
Sr	0,030	0,014	0,027	0,022	0,024	0,000	0,023	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,002	0,027	0,008	0,000
Ba	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,003	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001
Total	19,804	20,021	20,018	20,052	19,947	20,193	20,426	19,978	19,899	19,972	19,970	20,148	20,447	20,332	20,416	20,385	20,456
An	31,5	54,7	42,6	48,0	34,2	0,7	40,1	33,5	15,4	0,8	28,3	0,5	51,9	22,8	45,0	35,0	0,3
Ab	66,7	44,3	55,6	51,0	63,8	12,3	58,9	65,2	82,3	18,5	70,1	12,6	47,0	76,1	53,7	63,7	18,8
Or	1,8	1,0	1,8	1,0	2,0	87,0	1,0	1,4	2,4	80,7	1,6	86,9	1,1	1,2	1,3	1,2	80,8

Tabela A5 – Composição química (porcentagem peso) de cristais de feldspato das rochas do Complexo de Jacupiranga. Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios. Abreviações: MON, monzonito; AFS, álcali-feldspato sienito; LAMP, lamprófiro.

Amostra Litotipo	JAC25 MON	JAC25 MON	JAC32 AFS	JAC32 AFS	JAC32 AFS	JAC32 AFS	JAC32 AFS	JAC39 LAMP	JAC39 LAMP	JAC39 LAMP	JAC39 LAMP	JAC39 LAMP	JAC39 LAMP	JAC39 LAMP	JAC46.1 LAMP	JAC46.1 LAMP	JAC46.1 LAMP
SiO ₂	55,16	61,47	64,80	65,13	65,91	64,63	64,30	51,37	63,45	63,39	63,12	66,44	63,30	63,84	68,55	65,29	65,55
Al ₂ O ₃	29,43	24,71	20,12	19,84	20,32	19,55	19,95	1,65	19,73	19,29	19,67	20,42	19,53	19,37	19,26	19,59	19,65
TiO ₂	0,03	0,02	0,03	0,01	0,03	0,01	0,05	0,30	0,02	0,04	0,01	0,02	0,02	0,04	0,00	0,11	0,11
FeO	0,13	0,14	0,17	0,19	0,15	0,01	0,09	12,38	0,15	0,13	0,12	0,14	0,13	0,27	0,07	0,12	0,13
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,34	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01
MgO			0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	10,38	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
CaO	6,31	1,75	0,28	0,39	0,49	0,02	0,37	21,86	0,13	0,09	0,17	0,87	0,08	0,06	1,17	0,34	0,44
Na ₂ O	8,27	10,75	5,92	5,66	6,39	0,68	3,89	1,66	2,77	2,85	2,80	10,58	2,79	3,08	10,51	5,20	6,39
K ₂ O	0,26	0,97	8,02	8,59	7,37	15,69	11,16	0,00	12,28	12,64	12,36	0,30	12,28	12,21	1,07	9,30	7,63
SrO	0,14	0,00	0,54	0,31	0,31	0,00	0,38	0,00	0,63	0,50	0,73	0,26	0,63	0,50	0,04	0,35	0,42
BaO	0,23	0,04	0,66	0,51	0,53	0,90	0,62	0,00	1,62	1,45	1,67	0,07	1,63	1,50	0,04	0,40	0,39
Total	99,97	99,85	100,54	100,63	101,52	101,48	100,83	99,94	100,77	100,41	100,67	99,11	100,38	100,89	100,72	100,71	100,71
Si	9,938	10,946	11,710	11,756	11,734	11,827	11,705	10,453	11,697	11,734	11,676	11,766	11,716	11,744	11,962	11,792	11,782
Al	6,248	5,187	4,285	4,220	4,264	4,215	4,281	0,395	4,286	4,209	4,287	4,262	4,260	4,199	3,961	4,171	4,162
Ti	0,004	0,002	0,004	0,001	0,004	0,001	0,007	0,046	0,003	0,005	0,002	0,002	0,002	0,006	0,000	0,015	0,014
Fe ²⁺	0,020	0,021	0,026	0,029	0,023	0,001	0,014	2,106	0,023	0,019	0,019	0,021	0,021	0,042	0,010	0,018	0,019
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001	3,150	0,000	0,005	0,000	0,004	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001
Ca	1,218	0,333	0,054	0,076	0,094	0,004	0,072	4,766	0,025	0,018	0,033	0,165	0,016	0,013	0,218	0,065	0,085
Na	2,890	3,713	2,074	1,980	2,206	0,240	1,374	0,656	0,991	1,022	1,005	3,633	1,001	1,097	3,557	1,819	2,226
K	0,061	0,220	1,850	1,978	1,674	3,663	2,592	0,000	2,888	2,986	2,916	0,067	2,901	2,866	0,239	2,143	1,749
Sr	0,014	0,000	0,057	0,032	0,032	0,000	0,040	0,000	0,067	0,053	0,078	0,027	0,067	0,053	0,004	0,036	0,044
Ba	0,001	0,000	0,004	0,003	0,003	0,006	0,004	0,000	0,011	0,009	0,011	0,000	0,011	0,010	0,000	0,003	0,003
Total	20,395	20,422	20,063	20,079	20,035	19,957	20,090	21,580	19,990	20,062	20,027	19,947	19,995	20,032	19,953	20,061	20,084
An	29,2	7,8	1,4	1,9	2,4	0,1	1,8	87,9	0,6	0,4	0,8	4,3	0,4	0,3	5,4	1,6	2,1
Ab	69,3	87,0	52,1	49,1	55,5	6,1	34,0	12,1	25,4	25,4	25,4	94,0	25,6	27,6	88,6	45,2	54,8
Or	1,5	5,2	46,5	49,0	42,1	93,8	64,2	0,0	74,0	74,2	73,7	1,7	74,1	72,1	6,0	53,2	43,1

Tabela A5 – Composição química (porcentagem peso) de cristais de feldspato das rochas do Complexo de Jacupiranga. Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios. Abreviações: LAMP, lampróiro.

Amostra	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.1	JAC46.2	JAC46.2
Litotipo	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP	LAMP
SiO ₂	68,55	64,87	65,07	61,57	61,13	60,80	61,79	62,15	63,51	64,61	55,09
Al ₂ O ₃	20,14	21,29	21,29	22,87	22,28	24,04	22,98	22,70	22,56	22,71	26,43
TiO ₂	0,01	0,08	0,09	0,11	0,07	0,10	0,10	0,10	0,12	0,02	0,01
FeO	0,06	0,11	0,13	0,56	0,12	0,29	0,15	0,20	0,22	0,12	0,13
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
CaO	0,20	1,90	1,72	2,99	1,96	4,31	3,05	2,83	2,68	2,20	0,52
Na ₂ O	11,29	9,58	9,55	7,80	5,99	7,88	8,10	8,38	8,83	9,92	9,32
K ₂ O	0,19	0,77	0,92	1,45	5,13	0,78	1,15	1,26	1,03	0,68	8,02
SrO	0,24	0,74	0,91	2,28	2,81	2,21	2,06	2,20	1,28		0,16
BaO	0,01	0,39	0,37	0,52	0,80	0,31	0,44	0,46	0,37	0,08	0,19
Total	100,69	99,73	100,05	100,15	100,29	100,74	99,81	100,30	100,61	100,36	99,87
Si	11,909	11,533	11,543	11,104	11,180	10,889	11,128	11,162	11,275	11,362	10,255
Al	4,124	4,462	4,450	4,862	4,801	5,075	4,877	4,804	4,719	4,708	5,798
Ti	0,001	0,011	0,012	0,015	0,009	0,013	0,013	0,014	0,016	0,003	0,001
Fe ²⁺	0,008	0,017	0,020	0,085	0,018	0,044	0,023	0,029	0,033	0,018	0,021
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,003	0,001	0,005	0,000
Ca	0,038	0,361	0,328	0,579	0,384	0,828	0,588	0,545	0,511	0,414	0,104
Na	3,802	3,303	3,285	2,726	2,122	2,737	2,827	2,918	3,041	3,381	3,363
K	0,043	0,175	0,208	0,333	1,197	0,178	0,265	0,288	0,233	0,153	1,904
Sr	0,025	0,076	0,093	0,238	0,298	0,230	0,215	0,229	0,132	0,000	0,017
Ba	0,000	0,003	0,002	0,003	0,005	0,002	0,003	0,003	0,002	0,001	0,001
Total	19,950	19,940	19,942	19,946	20,017	19,996	19,939	19,995	19,963	20,043	21,465
An	1,0	9,4	8,6	15,9	10,4	22,1	16,0	14,5	13,5	10,5	1,9
Ab	97,9	86,0	86,0	74,9	57,3	73,1	76,8	77,8	80,4	85,6	62,6
Or	1,1	4,6	5,4	9,1	32,3	4,8	7,2	7,7	6,1	3,9	35,5