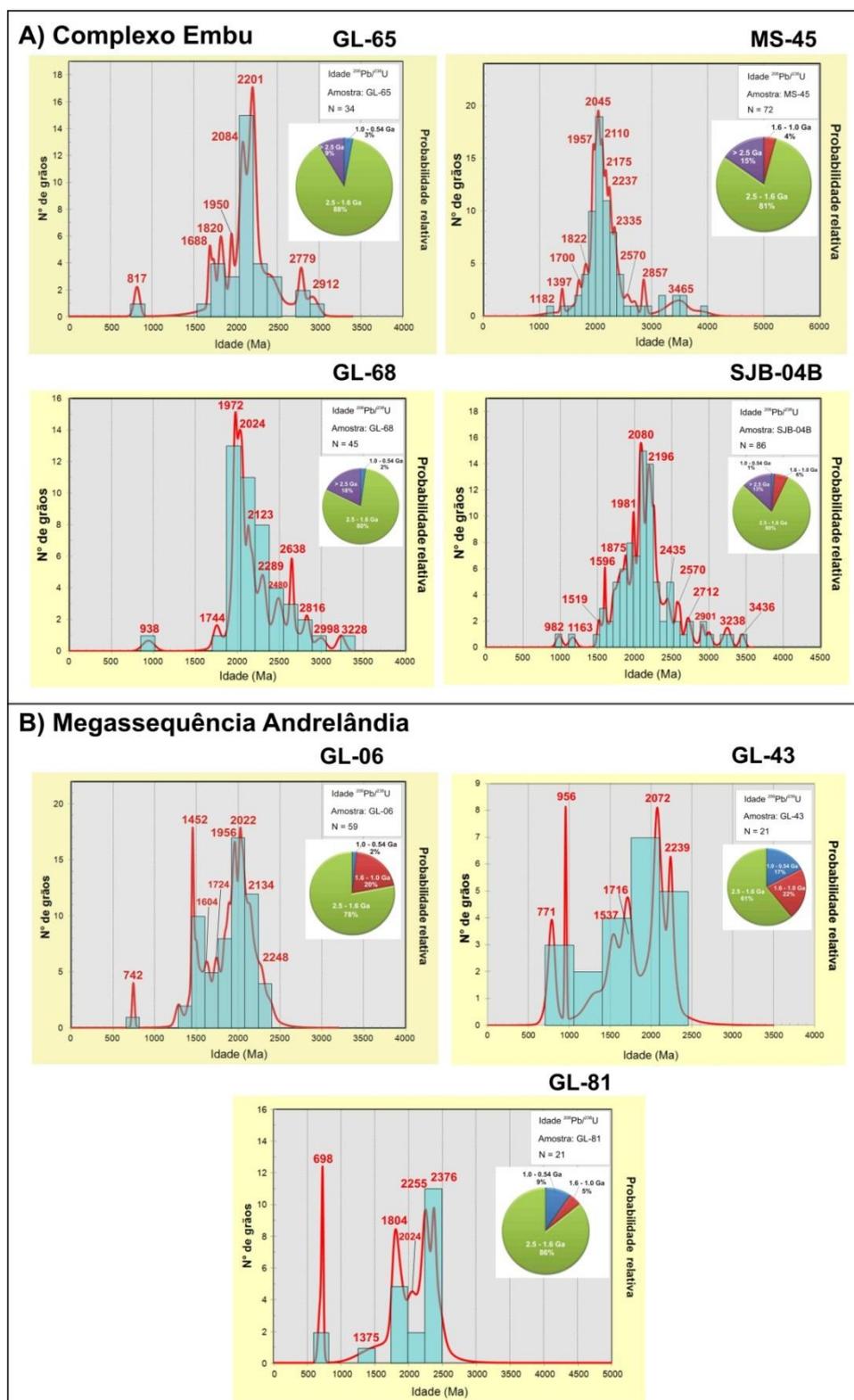


Figura 4.35: Síntese dos dados geocronológicos obtidos, por amostra em cada Terreno.



Legenda: A – Complexo Embu; B – Megassequência Andrelândia.

Fonte: O autor, 2015.

Discussões

As análises geocronológicas dos metassedimentos do Complexo Embu indicam fontes mais antigas, com idades Arqueanas de até 3891 Ma. Nota-se uma grande distribuição de idades Paleoproterozóicas (1689 a 2436 Ma), que correspondem a 60% dos resultados obtidos. As idades mais antigas dos sedimentos do Complexo Embu podem indicar uma fonte cratônica (Cráton do São Francisco?) ou outra fonte antiga (outro continente). Machado *et al.* (1996) e Valladares (1996) obtiveram idades Paleoproterozóicas a Arqueanas em amostras da Suíte Quirino (Terreno Paraíba do Sul), nos arredores das cidades de Paracambi e Getulândia (RJ). O intervalo 2,17 a 2,18 Ga foi interpretado como idade de cristalização dos precursores dos ortognaisses da Suíte Quirino. As idades Arqueanas da Suíte Quirino (2,85 – 2,98 Ga) foram associadas à herança crustal. Estudos complementares tornam-se necessários.

As idades mais recentes do Complexo Embu (817 a 938 Ma) foram obtidas em grãos subarredondados, exibindo sobrecrecimento e razões Th/U 0.07 e 0.08, respectivamente. Estas idades podem ser indicativas de proveniência de Arcos Magmáticos Neoproterozóicos durante a evolução da Orogenia Brasileira e são compatíveis com as idades máximas obtidas por Vieira e Tassinari (1998), Vlach (2001) e Cordani *et al.* (2002).

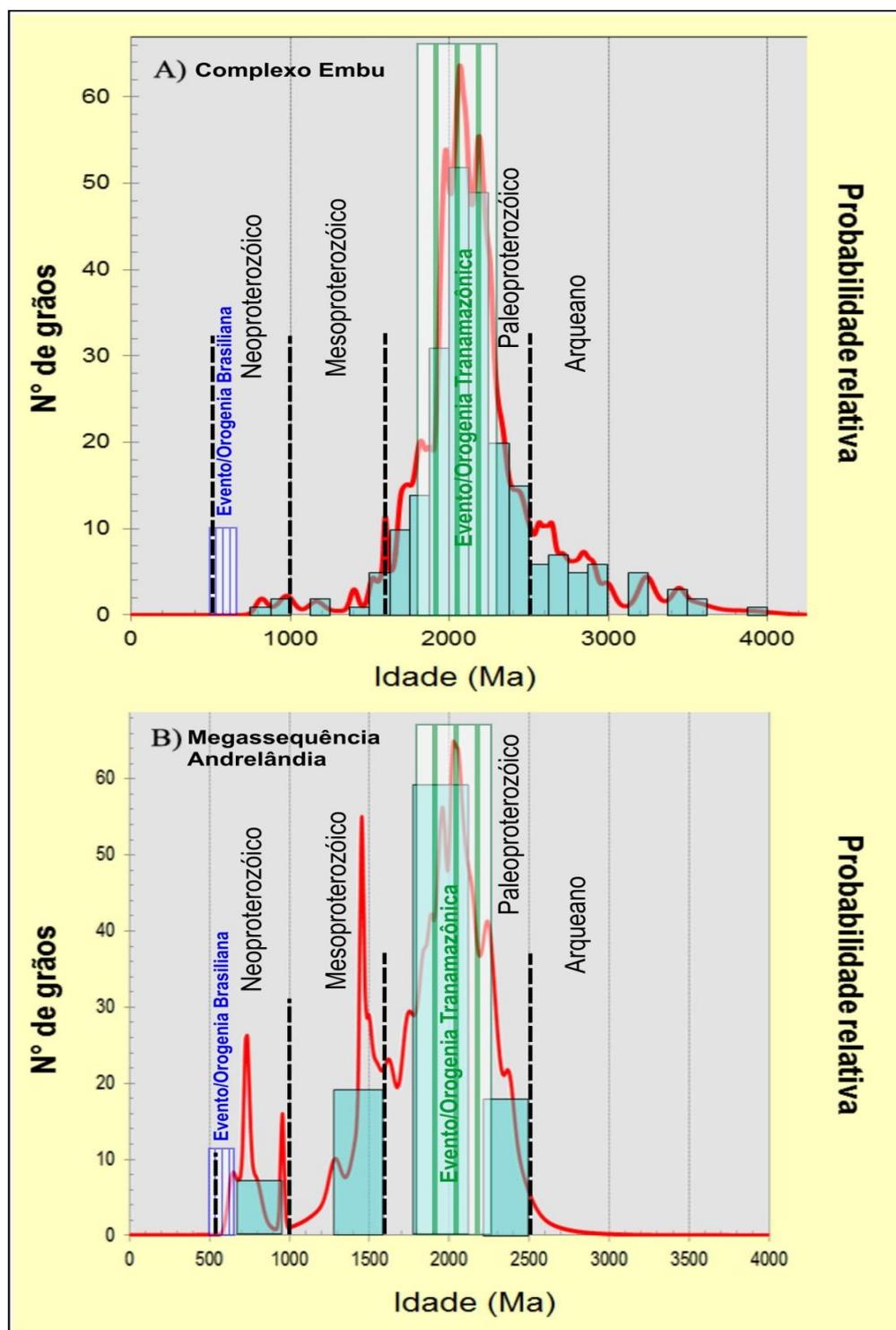
Nas amostras da Megassequência Andrelândia não são encontradas idades Arqueanas. As mais recentes variam entre 698 e 788 Ma, com razões Th/U entre 0.00 e 0.09. Estas idades estão associadas à perda parcial de Pb devido a evento metamórfico ou relacionadas a Arcos Magmáticos Neoproterozóicos gerados durante a evolução Brasileira. As idades Paleoproterozóicas (entre 1622 e 2440 Ma) podem indicar uma contribuição de crosta Transamazônica (Complexos Juiz de Fora e Mantiqueira). As figuras 4.36-A e 4.36-B reúnem as idades obtidas em cada Terreno e os intervalos dos Eventos / Orogenias Brasileira e Transamazônica.

As idades Neoproterozóicas da Megassequência Andrelândia corroboram as obtidas por outros autores (MACHADO *et al.*, 1996;

VALLADARES *et al.*, 2008; BELÉM *et al.*, 2011). Suas fontes de sedimentos possuem idades mais recentes e não são encontradas no Complexo Embu, expondo uma disparidade entre os terrenos. Sugere-se que ambos não estavam geograficamente próximos em toda a evolução Proterozóica, possuindo, portanto, fontes diferentes.

Nas rochas do Complexo Embu quase não ocorrem zircões de idade Mesoproterozóica. Na Megassequência Andrelândia ocorrem mais zircões Mesoproterozóicos. Os zircões mais jovens datados no Complexo Embu (817 Ma) são mais antigos que as idades dos zircões mais jovens da Megassequência Andrelândia (698 Ma) e podem ser provenientes de rochas de Arcos Magmáticos associados à subducção intraoceânica ou cordilheirana.

Figura 4.36: Histogramas de probabilidades de idades $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dos zircões de quatro amostras do Complexo Embu e de três amostras da Megassequência Andrelândia, obtidos através do método U-Pb (ICP-MS-LA).



Legenda: A - Amostras do Complexo Embu; B - Amostras da Megassequência Andrelândia. As áreas hachuradas correspondem aos Eventos / Orogenias Brasileira (0.65 a 0.50 Ma) e Transamazônica (2.25 a 1.85 Ga).

Fonte: O autor, 2015.

5 MAGMATISMO NOS TERRENOS EMBU E OCIDENTAL: GEOQUÍMICA E COMPILAÇÃO GEOCRONOLÓGICA

5.1 Geoquímica das rochas ortoderivadas

Foram analisadas 15 amostras (Tabela 5.1), preparadas fisicamente no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras (LGPA) da Faculdade de Geologia da UERJ. A localização das amostras está no Anexo A.

Tabela 5.1: Amostras ortoderivadas analisadas quimicamente.

Amostra	Litotipo	Terreno	Unidade litológica
GL-88C1	Anfibolito	Embu	Complexo Embu
GL-88D	Anfibolito	Embu	Complexo Embu
GL-88E	Anfibolito	Embu	Complexo Embu
10-10-A	Anfibolito	Embu	Complexo Embu
98-1-M	Anfibolito	Embu	Complexo Embu
98-1-K	Anfibolito	Embu	Complexo Embu
GL-100B	Ortognaisse	Embu	Batólito Lagoinha
GL-100A	Ortognaisse porfírico	Embu	Batólito Lagoinha
MS-43-B	Ortognaisse	Embu	Batólito Lagoinha
MS-48-B	Ortognaisse	Embu	Batólito Lagoinha
GL-81E	Anfibolito	Ocidental	Megassequência Andrelândia
GL-02E	Gnaiss granitóide porfírico	Ocidental	Batólito Natividade da Serra
GL-03	Gnaiss granitóide fino	Ocidental	Batólito Natividade da Serra
GL-02D	Gnaiss granitóide porfírico	Ocidental	Batólito Natividade da Serra
MS-49-D	Gnaiss granitóide porfírico	Ocidental	Batólito Natividade da Serra

Fonte: O autor, 2015.

A concentração dos elementos maiores é apresentada na forma de óxidos e em percentagem, com teores superiores a 1%. A concentração dos elementos-traço e de terras raras é apresentada em ppm. Os resultados das análises químicas estão no Anexo D. Para auxiliar nas interpretações dos dados químicos foram utilizados os *softwares GCDKit (Geochemical Data Toolkit)*, versão 2.2 (JANOUSEK *et al.*, 2006) e *Petrograph* versão 2 (PETRELLI, 2005). As análises foram distribuídas em dois conjuntos: Terreno Embu e Terreno Ocidental. Para as amostras do Batólito Lagoinha, utilizaram-se os diagramas AFM (IRVINE; BARAGAR, 1971), Na₂O-Al₂O₃-K₂O (mol%),

QAP (STRECKEISEN, 1974), $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$ (COX *et al.*, 1979), dos Elementos Terras Raras normalizados ao condrito (MCDONOUGH; SUN, 1989) e dos Elementos-traço normalizados pelo manto primordial (MCDONOUGH; SUN, 1995). Para as amostras de anfibolito, foram gerados os diagramas AFM (IRVINE; BARAGAR, 1971), TAS (COX *et al.*, 1979), Zr/TiO₂ versus Nb/Y (WINCHESTER; FLOYD, 1977), Zr/Ti versus Nb/Y (PEARCE, 1996), Ti-Zr-Y, Ti-Zr-Sr e Ti versus Zr (PEARCE; CAN, 1973) e log Ti/1000 versus log V (SHERVAIS, 1982).

5.1.1 Terreno Embu

As amostras ortoderivadas correspondem a anfibolito e ao ortognaisse Lagoinha (LAG), ambos inseridos nas rochas do Complexo Embu. A estimativa visual dos minerais presentes em cada amostra é exibida na Tabela 5.2.

Tabela 5.2: Estimativa visual (em porcentagem) dos minerais presentes nas amostras ortoderivadas analisadas quimicamente do Terreno Embu.

Amostra	Litotipo	Qz	Kfs	Pl	Bt	Hn	Mu	Op
GL-88C1	Anfibolito	15		10		70		5
GL-88D	Anfibolito	12		12		68		8
GL-88E	Anfibolito	15		10		70		5
10-10-A	Anfibolito	10		14		73		3
98-1-M	Anfibolito	15		10		70		5
98-1-K	Anfibolito	13		15		65		7
GL-100B	Ortognaisse Lagoinha	45	5	18	22		5	5
GL-100A	Ortognaisse Lagoinha (porfirítico)	40	5	28	15		7	5
MS-43-B	Ortognaisse Lagoinha	60	5	20	10		3	2
MS-48-B	Ortognaisse Lagoinha	40	45	4	5		5	1

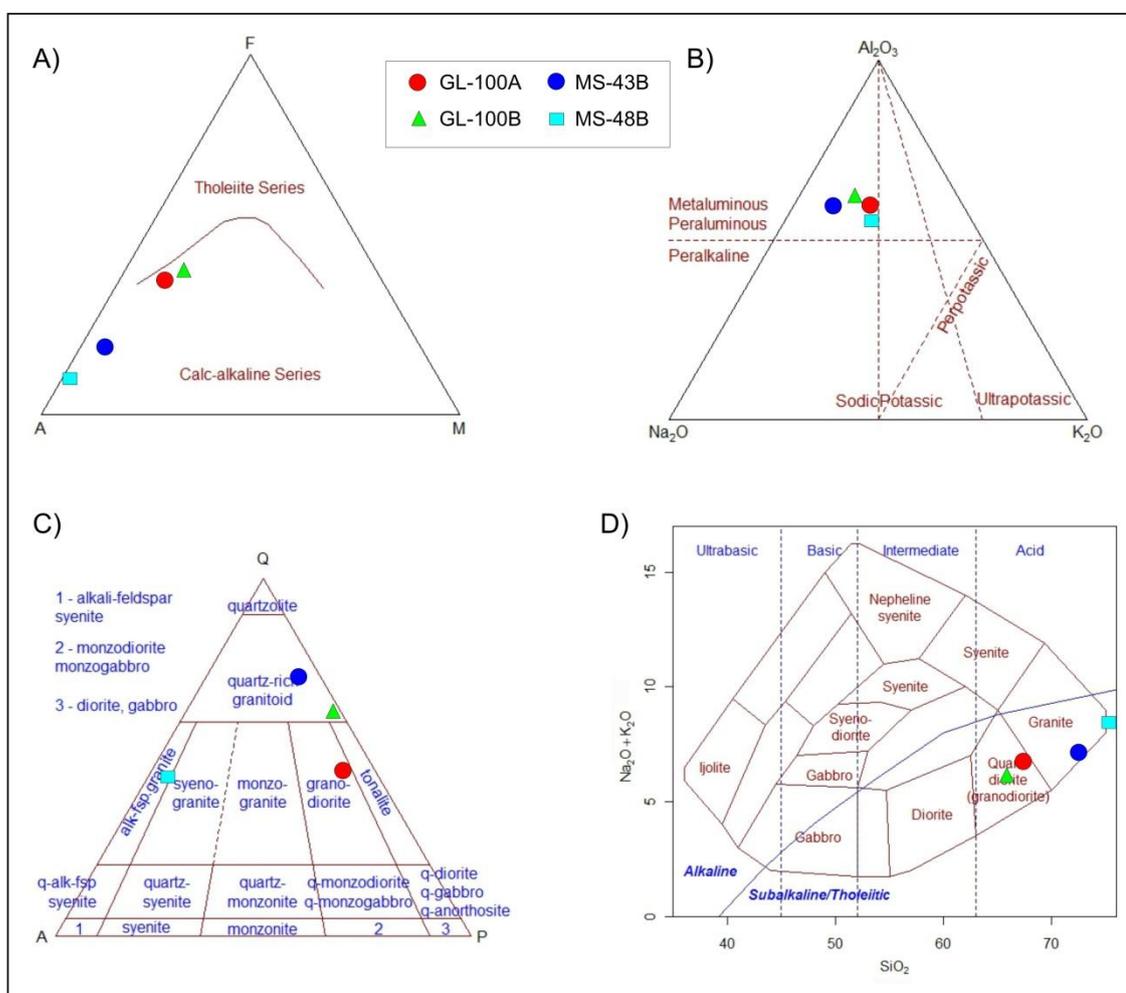
Legenda: Qz: Quartzo; Kfs: K-feldspato; Pl: Plagioclásio; Bt: Biotita; Hn: Hornblenda; Mu: Muscovita; Op: Opacos.

Fonte: O autor, 2015.

Segundo o Diagrama AFM (IRVINE; BARAGAR, 1971), as amostras do ortognaisse Lagoinha são classificadas como rochas da série cálcio-alcalina, com predominância de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Figura 5.1-A). No diagrama NaAlK, as

rochas pertencem a série peraluminosa, com maior contribuição de Na_2O , em concordância com a mineralogia observada, como turmalina, granada e biotita (Figura 5.1-B). Na classificação modal de Streckeisen (1978), as amostras situam-se em granitóide rico em quartzo (com presença de plagioclásio superior a 75%), granodiorito e álcali-feldspato granito (Figura 5.1-C), todas com valores acima de 40% de quartzo. Segundo o diagrama TAS (Figura 5.1-D), as amostras pertencem à série subalcalina/toleítica ácida, distribuídas em granito e granodiorito.

Figura 5.1: Diagramas com análises químicas das amostras ortoderivadas (Batólito Lagoinha) do Terreno Embu.

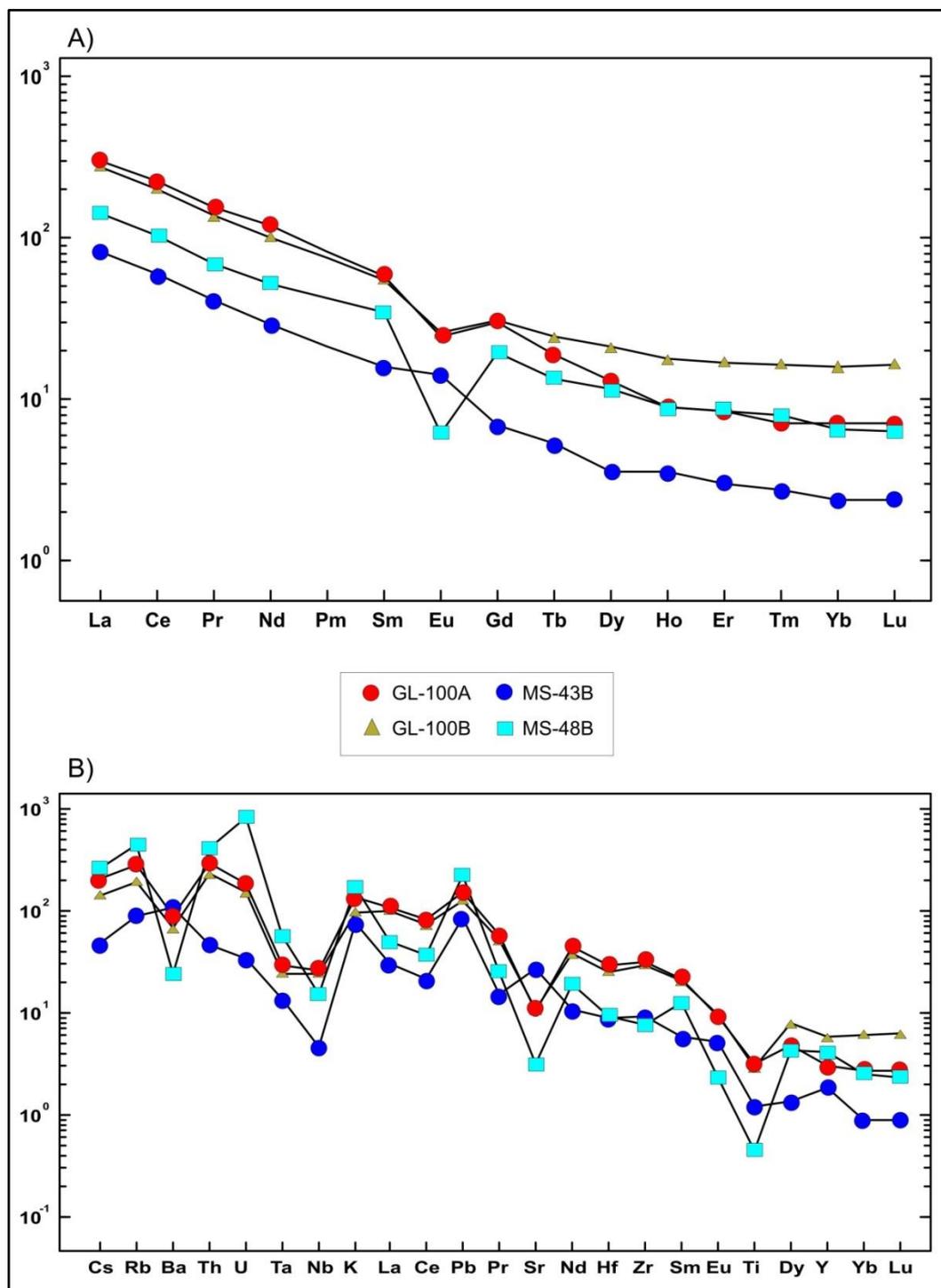


Legenda: Diagramas. A - AFM; B - NaAlK; C - QAP; D - TAS.

Fonte: O autor, 2015.

O diagrama de elementos terras raras normalizado ao condrito mostra enriquecimento em todos os elementos, com destaque para La, Ce, Pr, Nd, Pm e Sm em todas as amostras (Figura 5.2-A). O elemento Eu exibe forte anomalia decrescente, sugerindo um fracionamento do plagioclásio durante a evolução magmática destas rochas. Os elementos Gd, Tb, Dy expõem uma tendência decrescente de seus valores. O diagrama multielementar de elementos-traço, normalizados segundo valores para manto primordial, exibe vértices negativos para Ba, Ta, Nb, Sr e Ti. Na amostra MS-48B, o elemento Ti possui valor abaixo do normalizado para o manto primordial. No diagrama, destacam-se as anomalias positivas para os elementos Rb, Th, U, K e Pb, com valores entre 200 e 900 vezes acima do valor de referência (Figura 5.2-B).

Figura 5.2: Diagramas das amostras ortoderivadas do Batólito Lagoinha (Terreno Embu).

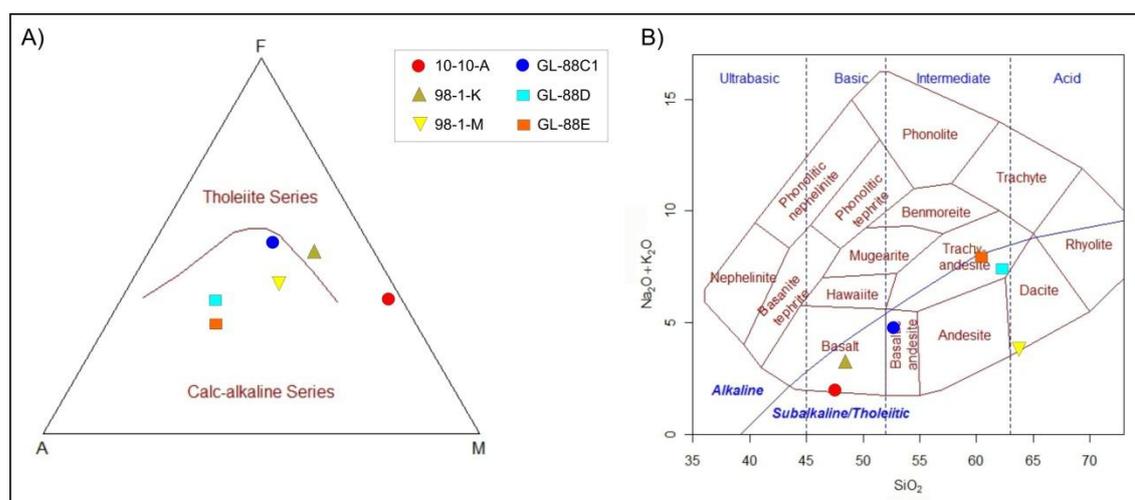


Legenda: A - Padrão de elementos terras raras normalizados ao condrito; B - Diagrama multielementar dos elementos-traço normalizados para manto primordial.

Fonte: O autor, 2015.

Os resultados das amostras do anfibolito estão a seguir. No diagrama AFM (Figura 5.3-A), as rochas estão distribuídas nas séries calci-alcalina e toleítica, com predomínio da primeira. As duas amostras que pertencem à série toleítica possuem baixo teor de álcalis. No diagrama TAS (Figura 5.3-B) as amostras são classificadas como subalcalinas/toleíticas e correspondem a basalto, basalto andesítico, dacito e traqui-andesito.

Figura 5.3: Diagramas dos anfibolitos do Complexo Embu.

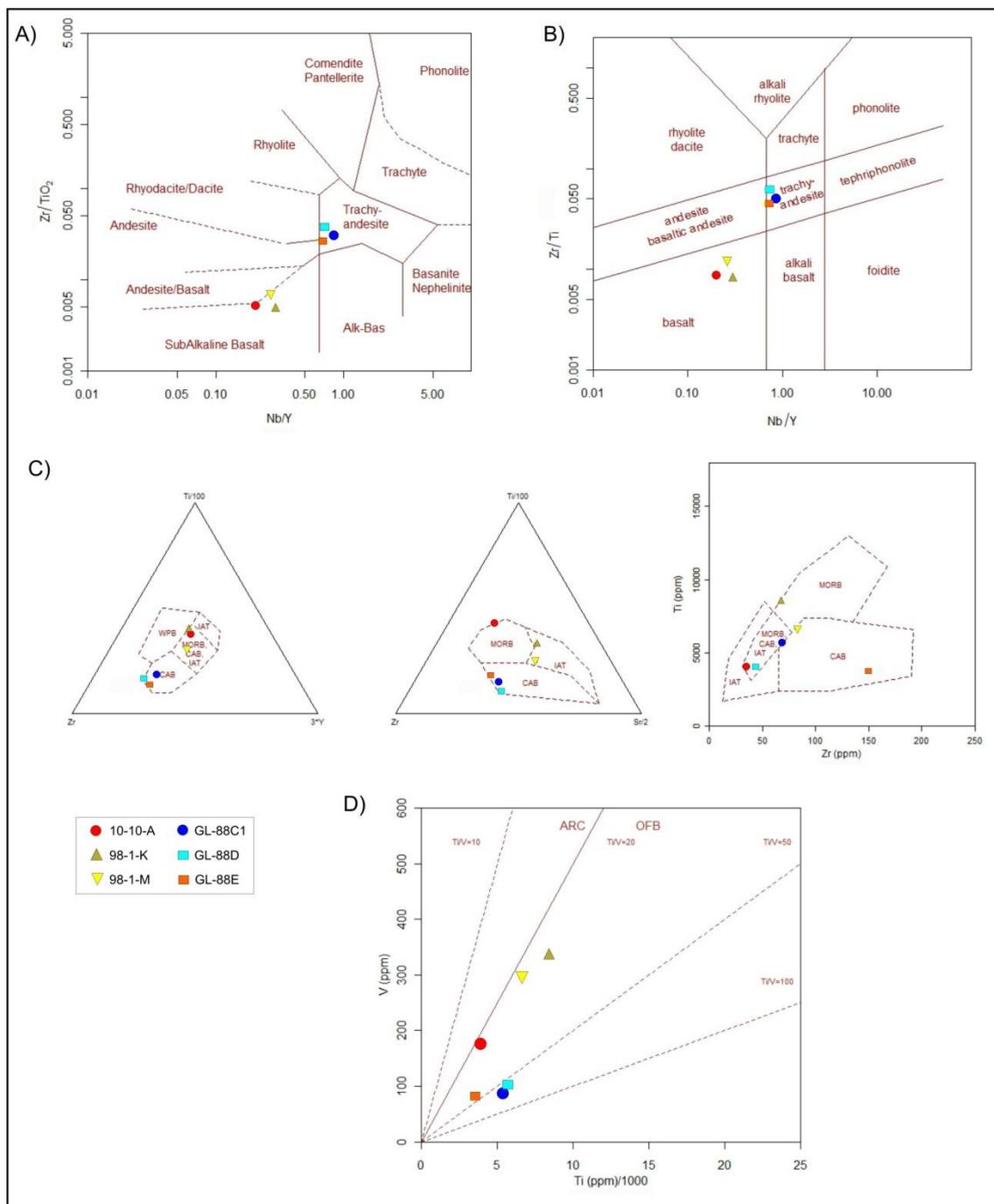


Legenda: Diagramas. A - AFM; B - TAS.

Fonte: O autor, 2015.

No diagrama de Winchester e Floyd (1977; Figura 5.4-A), as amostras são classificadas como basaltos subalcalinos e alcalinos (traqui-andesitos), assim como no gráfico de Pearce (1996; Figura 5.4-B). Nos diagramas de ambiência tectônica de Pearce e Can (1973; Figura 5.4-C), os anfibolitos são definidos como basaltos tipo cadeia meso-oceânica (MORB), basaltos de arco de ilha (IAT) e toleítico de alto alumínio (CAB). Estas diferentes ambiências tectônicas podem representar gerações diferentes de basaltos. O gráfico de Shervais (1982; Figura 5.4-D) para rochas máficas e ultramáficas indica basaltos de fundo oceânico (OFB, Ti/V 20-50) e de ilha oceânica (Ti/V 50-100).

Figura 5.4: Diagrama das amostras dos anfilitos do Terreno Embu.



Legenda: Diagramas. A - Zr/TiO₂ versus Nb/Y; B - Zr/Ti versus Nb/Y; C - Ti-Zr-Y, Ti-Zr-Sr e Ti versus Zr; D - log Ti/1000 versus log V. Basalto tipo cadeia meso-oceânica (MORB); basalto de arco de ilha (IAT); basalto toleítico de alto alumínio (CAB); basalto de fundo oceânico (OFB, Ti/V 20-50) e de ilha oceânica (Ti/V 50-100).

Fonte: O autor, 2015.

5.1.2 Terreno Ocidental

As amostras ortoderivadas representam o Batólito Natividade da Serra e anfibólito. A estimativa visual dos minerais presentes em cada amostra é exibida na Tabela 5.3.

Tabela 5.3: Estimativa visual (em porcentagem) dos minerais presentes nas amostras ortoderivadas analisadas quimicamente do Terreno Ocidental.

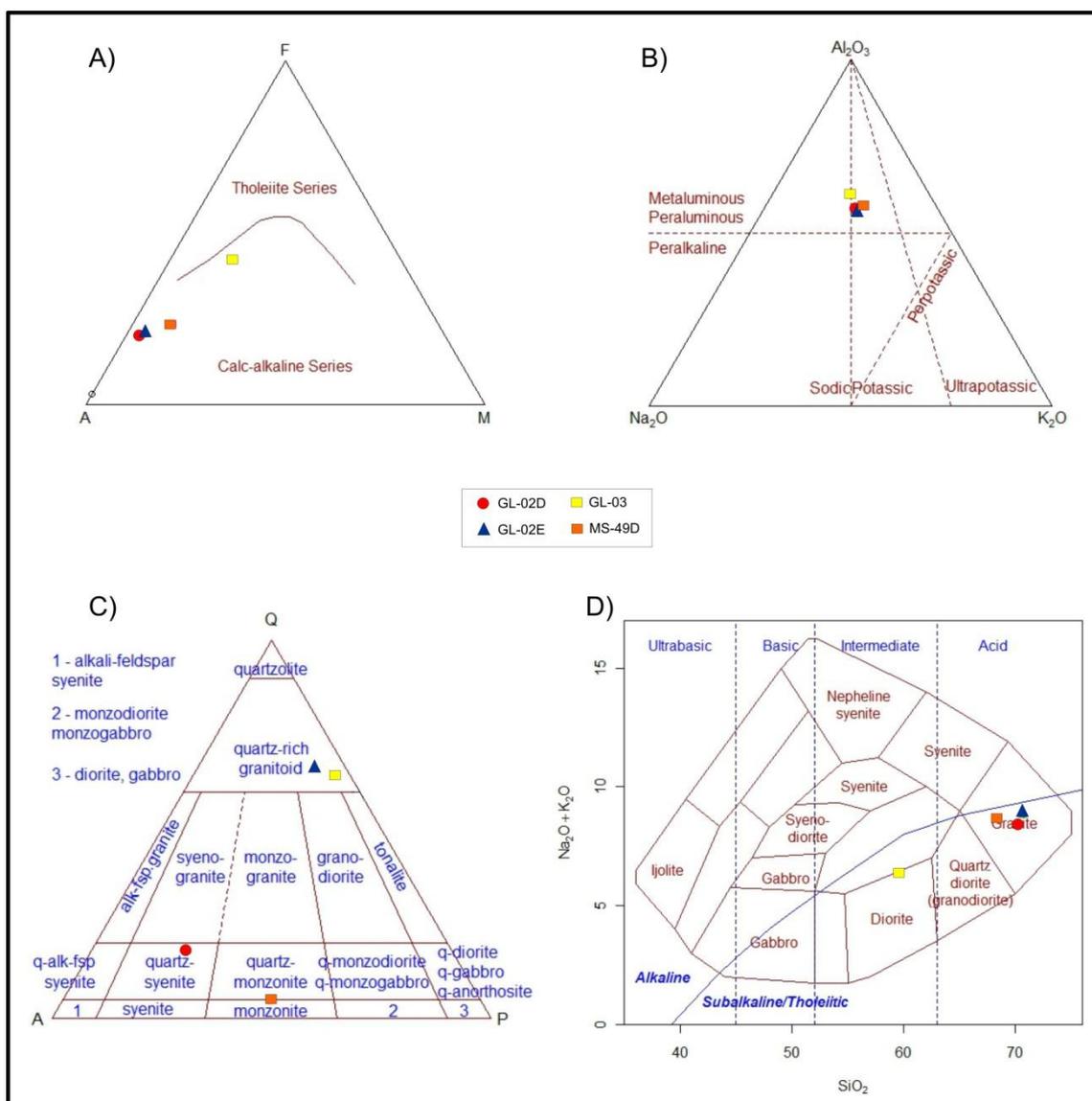
Amostra	Litotipo	Qz	Kfs	Pl	Bt	Hn	Op
GL-81E	Anfibólito	12		18		65	5
GL-02E	Gnaiss granitóide porfirítico (Batólito Natividade da Serra)	15	45	18	15	5	2
GL-02D	Gnaiss granitóide porfirítico (Batólito Natividade da Serra)	18	42	20	20	3	2
MS-49D	Gnaiss granitóide porfirítico (Batólito Natividade da Serra)	4	40	37	15	3	1
GL-03	Gnaiss granitóide fino (Batólito Natividade da Serra)	50	2	25	16	4	3

Legenda: Qz: Quartzo; Kfs: K-feldspato; Pl: Plagioclásio; Bt: Biotita; Hn: Hornblenda; Op: Opacos.

Fonte: O autor, 2015.

As amostras do gnaiss granitóide Natividade da Serra foram classificadas como pertencentes à série cálcio-alcálica, com enriquecimento em Na₂O + K₂O (Diagrama AFM - Figura 5.5-A), peraluminosa e potássica (Figura 5.5-B). Segundo Streckeisen (1978; Figura 5.5-C), o Batólito Natividade da Serra é definido como granitóide rico em quartzo, quartzo sienito a quartzo monzonito. O diagrama TAS (COX *et al.*, 1979) define as amostras como granitos e dioritos pertencentes à série subalcalina/teolítica (Figura 5.5-D).

Figura 5.5: Diagramas com análises químicas das amostras ortoderivadas do Batólito Natividade da Serra (Terreno Ocidental).

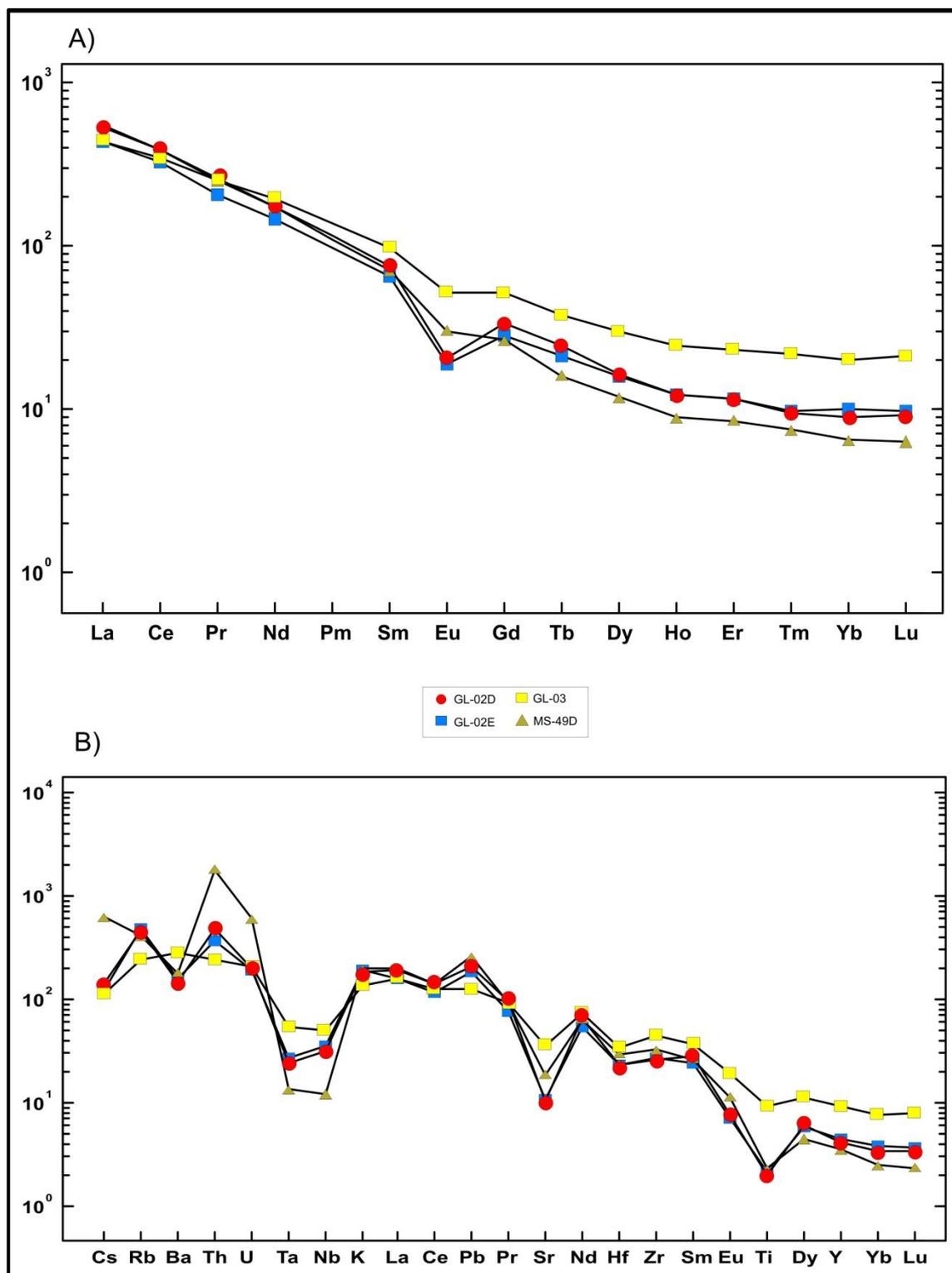


Legenda: Diagramas. A - AFM; B - NaAlK; C - QAP; D - TAS.

Fonte: O autor, 2015.

O diagrama dos elementos terras raras exibe, para La, Ce, Nd e Sm, valores superiores em 100 a 600 vezes ao normalizado ao condrito. O elemento Eu mostra vértice negativo em todas as amostras. O elemento Eu possui anomalia negativa em todas as amostras. Para os elementos terras raras pesados, o padrão observado é constante e, no mínimo, 6 vezes acima do condrito (Figura 5.6-A).

Figura 5.6: Diagramas das amostras ortoderivadas do Batólito Natividade da Serra (Terreno Ocidental).



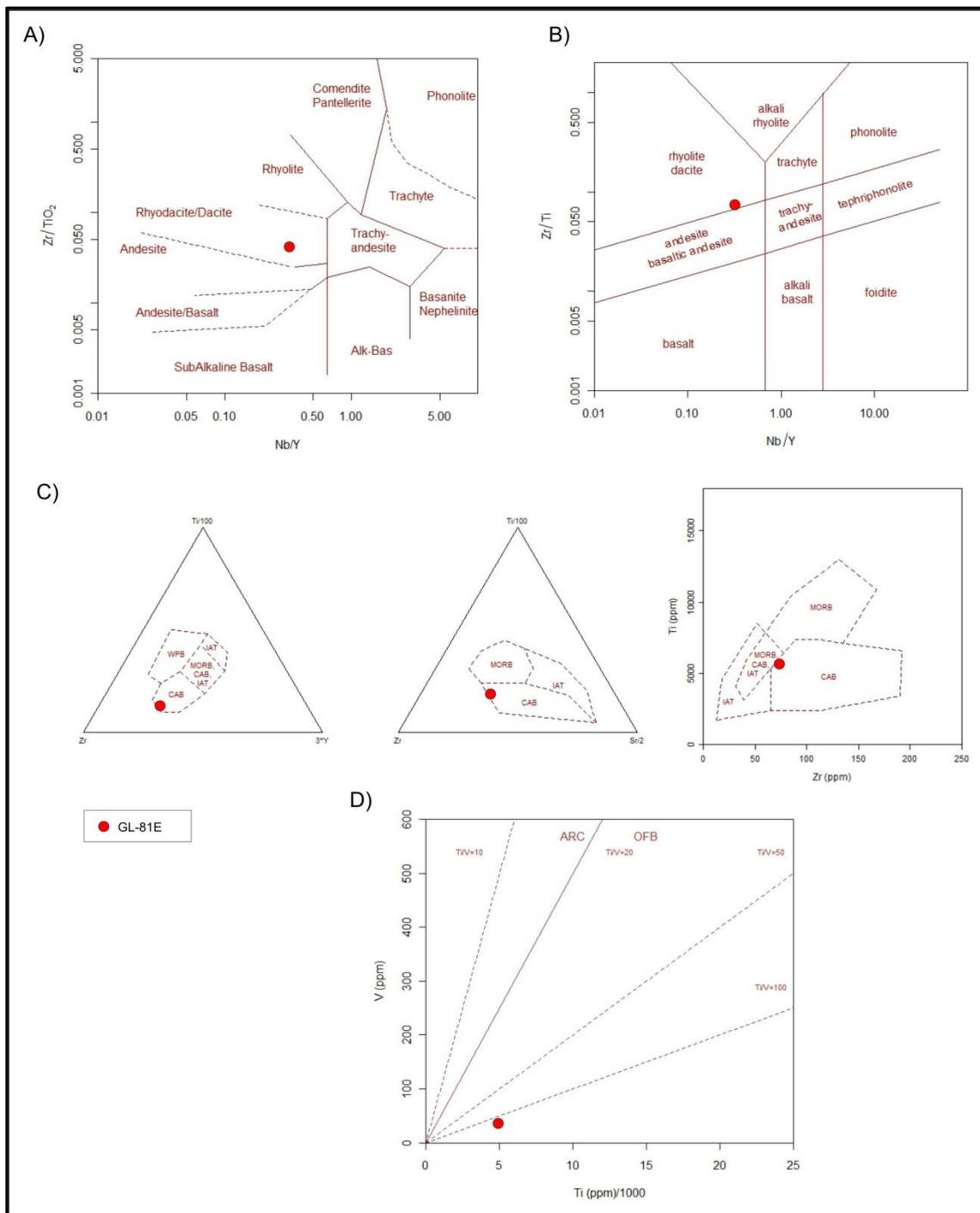
Legenda: Diagramas. A - Padrão de elementos terras raras normalizados ao condrito; B - Diagrama multielementar dos elementos-traço normalizados para manto primordial.

Fonte: O autor, 2015.

Nos elementos-traço, normalizados segundo valores para manto primordial, observam-se anomalias negativas de Ta, Nb, Sr e Ti. Os elementos K, L, e Ce possuem valores 200 vezes acima do manto primordial. Os elementos Dy, Y, Yb e Lu expõem um padrão constante, variando entre 2 e 9 vezes o de referência. Todos os elementos possuem valores acima do manto primordial (Figura 5.6-B).

As ocorrências de anfibólito são raras na área da tese. Segundo os diagramas AFM e TAS, a amostra foi classificada como da série calci-alcalina, ácida (dacito). Nos diagramas de Winchester; Floyd (1977; Figura 5.7-A) e de Pearce (1996; Figura 5.7-B), a análise dos elementos incompatíveis classificam a amostra como basalto subalcalino (dacito). Nos diagramas de ambiência tectônica de Pearce e Can (1973; Figura 5.7-C), o anfibólito é definido como basalto toleítico de alto alumínio (CAB). O gráfico de Shervais (1982; Figura 5.7-D) indica como basalto de ilha oceânica (Ti/V 50-100).

Figura 5.7: Diagramas da amostra de anfibolito no Terreno Ocidental.



Legenda: Diagramas. A - Zr/TiO_2 versus Nb/Y ; B - Zr/Ti versus Nb/Y ; C - Ti-Zr-Y, Ti-Zr-Sr e Ti versus Zr; D - $\log Ti/1000$ versus $\log V$.

Fonte: O autor, 2015.

Discussões

A análise dos dados geoquímicos identificou semelhanças e variações nas características das rochas ortoderivadas presentes nos terrenos Embu e Ocidental. No Terreno Embu, o Batólito Lagoinha exibe caráter peraluminoso sódico, em concordância com outros autores (JANASI *et al.*, 2003; VLACH *et al.*, 2002; CHIODI FILHO *et al.*, 1983), sugerindo um protólito metassedimentar na fonte do magmatismo (granitóide tipo S). Na classificação modal de Streckeisen (1978), as amostras situam-se entre granitóide rico em quartzo (com presença de plagioclásio superior a 75%), granodiorito e álcali-feldspato granito, todas com valores acima de 40% de quartzo.

O anfibolito possui caráter básico a intermediário e as razões dos seus elementos incompatíveis o classificam como basalto andesítico, dacito e traqui-andesito. No diagrama de ambiência tectônica, é definido como basalto tipo cadeia meso-oceânica (MORB), de arco de ilha (IAT) e toleítico de alto alumínio (CAB). Estas ambiências tectônicas podem representar diferentes gerações de basaltos.

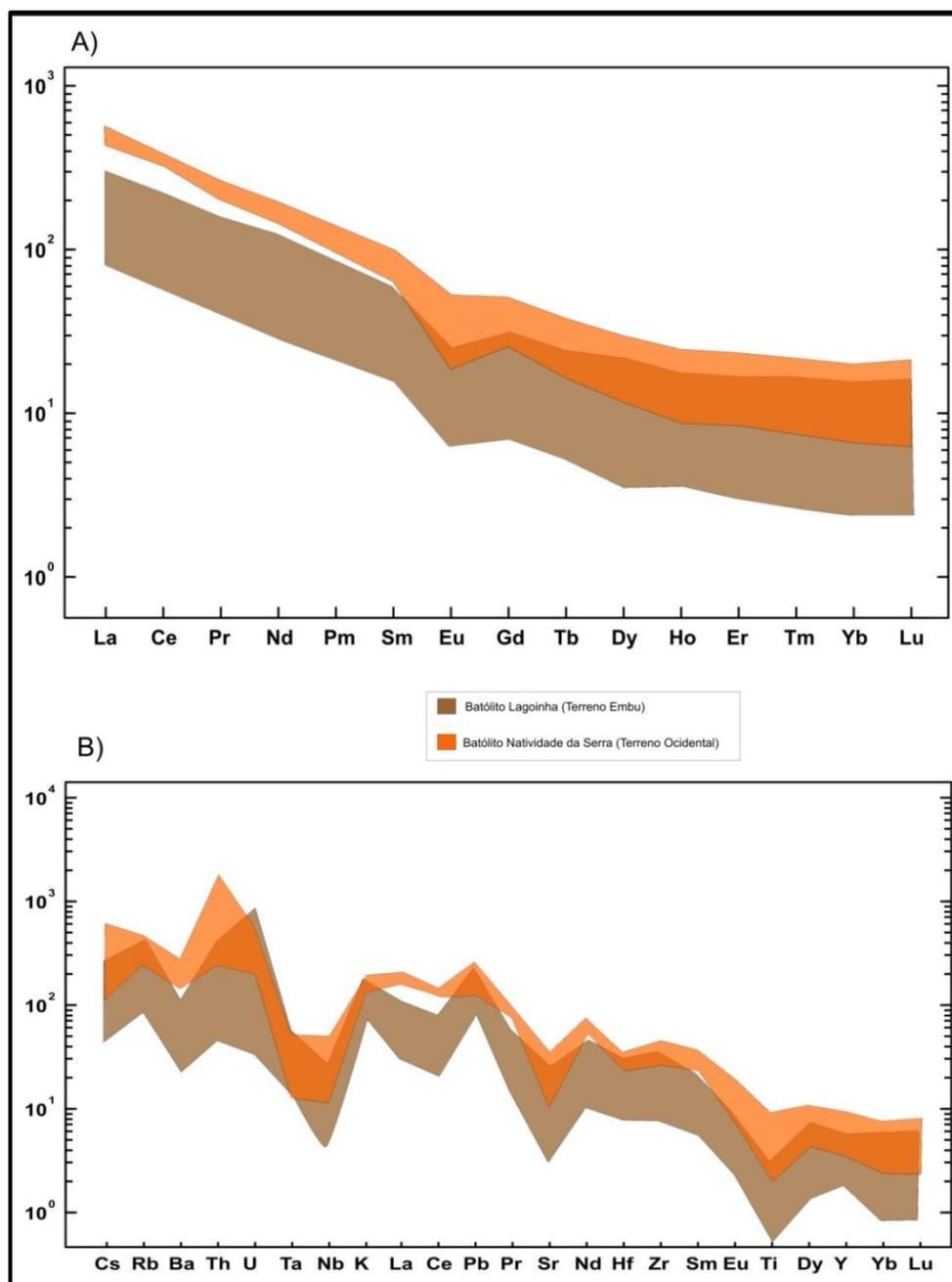
No Terreno Ocidental, o Batólito Natividade da Serra exibe um padrão peraluminoso, calci-alcálico a toleítico, enriquecido em potássio. No diagrama de Streckeisen as amostras são classificadas como granitóide rico em quartzo, quartzo sienito a quartzo monzonito, com presença de quartzo acima de 60% ou abaixo de 30% na rocha. O diagrama TAS (COX *et al.*, 1979) define as amostras como granitos e dioritos pertencentes à série subalcalina/toleítica.

O anfibolito da Megassequência Andrelândia é classificado como basalto subalcalino (dacito), ácido, com enriquecimento em Na₂O + K₂O e ambiência tectônica do tipo intraplaca ou de ilha oceânica. Esta análise corrobora as informações obtidas por Paciullo (1997) e Marins (2000).

A análise dos elementos terras raras expõe um padrão diferenciado entre as amostras ortoderivadas dos terrenos Ocidental e Embu. No Terreno Ocidental, os elementos La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb possuem valores mínimos acima daqueles observados para as amostras do TEM. Para os

demais elementos, há uma sobreposição dos resultados, porém os valores mínimos do Terreno Embu são três vezes inferiores ao do Terreno Ocidental (Figura 5.8-A).

Figura 5.8: Diagramas integrados das amostras ortoderivadas dos Batólitos Lagoinha (Terreno Embu) e Natividade da Serra (Terreno Ocidental).



Legenda: A - Padrão de elementos terras raras normalizados ao condrito; B - Diagrama multielementar dos elementos-traço normalizados para manto primordial.

Fonte: O autor, 2015.

O elemento Eu exibe anomalias mais elevadas nas rochas ortoderivadas do Terreno Ocidental, possivelmente relacionadas à contribuição de material da crosta continental inferior. No diagrama dos elementos-traço, os valores mínimos de Cs, U, Pb, Pr, Hf, Zr, Y, Yb e Lu do Batólito Natividade da Serra são superiores aos observados no LAG. O Batólito Lagoinha é mais rico em RB e Ba, sendo os valores duas a três vezes maiores que os encontrados no Batólito Natividade da Serra. Esta característica é encontrada em granitóides tipo S.

No Batólito Lagoinha somente o elemento Ti possui valor inferior ao padrão normalizado para o manto primordial. Este padrão também foi observado por Alves (2009). Os padrões observados nos elementos terras raras e nos elementos-traço contribuem para uma diferenciação entre os ortognaisses, mostrando valores mais elevados no Batólito Natividade da Serra em relação ao Batólito Lagoinha.

5.2 Acervo geocronológico

Na porção leste do Estado de São Paulo, o magmatismo nos terrenos Embu e Ocidental é representado por expressivos corpos que, em mapa, exibem formato alongado e de direção NE-SW (Figura 5.9). No Terreno Embu as rochas ortoderivadas correspondem ao seu embasamento (Complexo Rio Capivari) e pelos granitóides peraluminosos Lagoinha, Quebra-Cangalha, Santa Branca, Serra do Jambeiro, Serra do Pati e Sabaúna. Apesar da grande extensão destes litotipos (até 7 km no eixo principal), poucos estudos geocronológicos foram realizados.

Fernandes (1991), estudando o Complexo Rio Capivari na região de São José dos Campos (SP), obteve idade Rb-Sr de 2473 ± 46 Ma. Babinski *et al.* (2001), através do método U/PB, registraram idade de 2,0 Ga em zircões presentes em níveis migmatíticos do embasamento do TEM. Recentemente, Meira (2014) obteve idade de cristalização 2153 ± 15 Ma em afloramento

próximo à cidade de Cunha. As rochas granitóides exibem idades Neoproterozóicas. Janasi *et al.* (2003), pesquisando as monazitas do Batólito Quebra-Cangalha na serra homônima, registraram idades de 653 Ma através do método U/Pb. Alves (2009) obteve idade de 580 Ma para o Batólito Lagoinha (método Sm/Nd). Meira (2014), através do método U/Pb, registrou idade de 582 Ma.

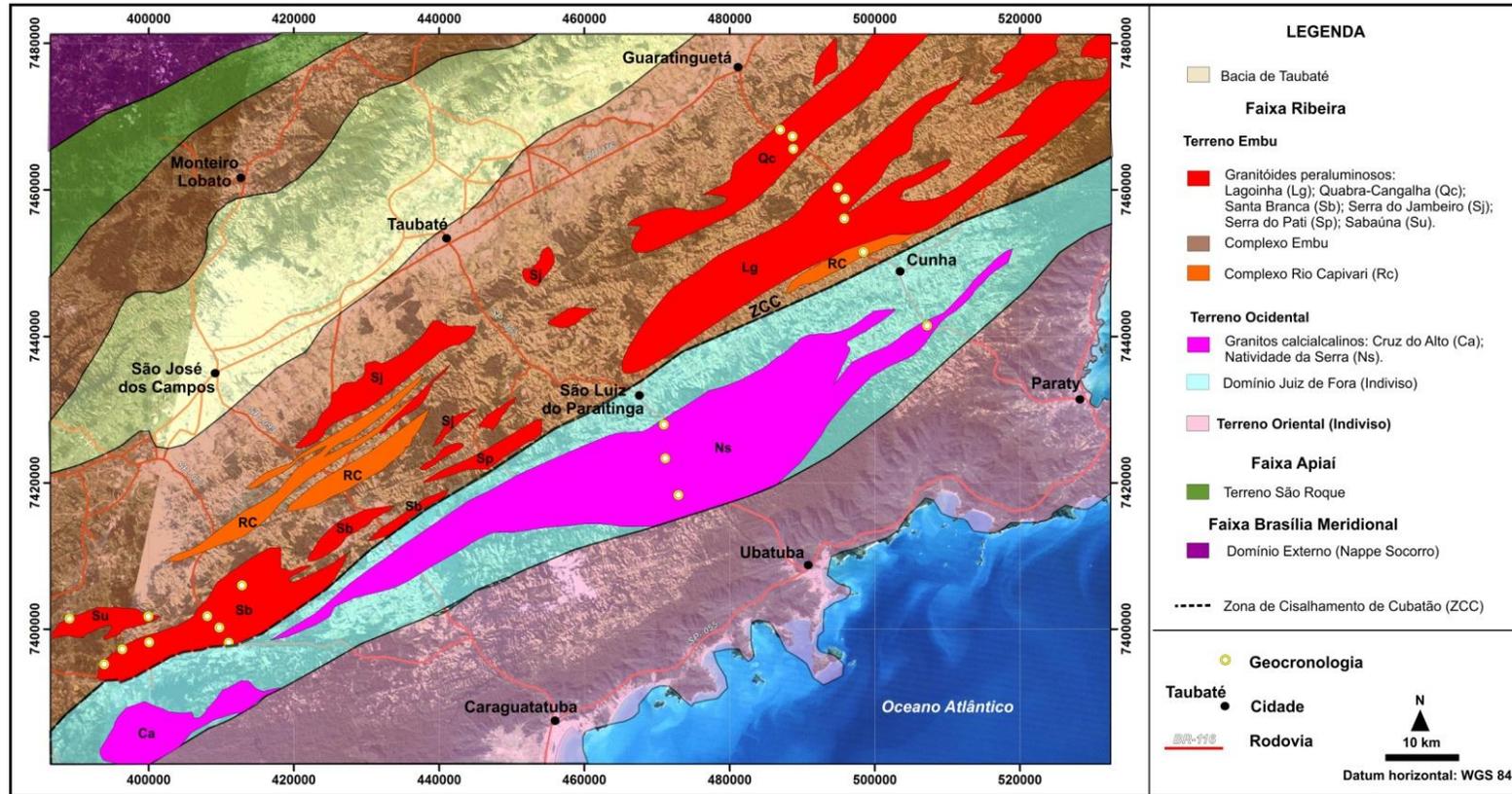
Próximo à cidade de Jacareí (SP) aflora o maior corpo destes granitóides, com aproximadamente 140 km², denominado de granito Santa Branca. Alves (2009), através de análises U/Pb em monazitas, obteve idade de cristalização de 600 Ma. O granitóide Sabaúna registrou idade de 577 Ma pelo mesmo autor. Os demais corpos granitóides (Serra do Jambeiro e Serra do Pati) não possuem dados geocronológicos. Todavia, como observado por Janasi *et al.* (2003), a maioria dos granitos peraluminosos presentes no Terreno Embu foi gerada em um curto intervalo de tempo (entre 600 e 580 Ma), com exceção do Batólito Quebra-Cangalha (653 Ma). Portanto, estudos geocronológicos são necessários.

Os veios pegmatíticos e aplitos podem também contribuir para o entendimento da evolução tectônica dos terrenos Embu e Ocidental. Cordani *et al.* (2002) obteve idade de 666 ± 18 Ma (SHRIMP U/Pb) em zircões de veios pegmatitos intrusivos nos metassedimentos do Complexo Embu, próximo à cidade de São Lourenço da Serra (SP). Estes veios, discordantes com a foliação dos gnaisses, são discretamente deformados e não exibem estruturas planares. Esta idade pode representar a idade de intrusão do pegmatito. Porém os resultados apresentam elevadas quantidades de U em relação ao Pb, além de razões Th/U baixas (<0.10). Logo, esta idade corresponderia ao registro de um evento termal, e os zircões analisados seriam mais antigos.

Meira (2004), pesquisando granada-turmalina-aplitos foliados e granitos com turmalina intensamente deformados (miloníticos), próximos à cidade de Santa Branca (leste do Estado de São Paulo), obteve as idades de 783 ± 6 Ma e 768 ± 8 Ma, respectivamente (SHRIMP U/Pb, em zircões). Suas razões Th/U são acima de 0.10, contribuindo para uma interpretação de idade magmática. Estas informações podem indicar um amplo magmatismo no Terreno Embu,

possibilitando a intrusão de corpos graníticos e pegmatíticos entre 580 e 780 Ma.

Figura 5.9: Mapa geológico simplificado com as principais rochas ortoderivadas presentes nos terrenos Embu e Ocidental, e a localização dos dados geocronológicos expedidos.



Fonte: HEILBRON *et al.*, 2004; PERROTA *et al.*, 2005. Modificado pelo autor, 2015.

No Terreno Ocidental, o magmatismo é representado pelos batólitos Natividade da Serra e Cruz do Alto. O NAS, com eixo maior de aproximadamente 9 km de extensão, foi inicialmente datado por Tassinari (1988), através do método Rb/Sr. O resultado foi a idade de cristalização de 570 ± 50 Ma. Em 2003, Janasi *et al.* registraram idade de 587 ± 7 Ma em monazitas, através de isótopos U/Pb. O Batólito Cruz do Alto foi classificado por Rideg (1974) como um corpo tardi-tectônico. Apesar de não haver dado geocronológico, a idade aproximada de 635 Ma foi atribuída a este granitóide em função da semelhança com outros corpos datados na região. A Tabela 5.4 consolida as idades expeditas para as rochas granitóides dos terrenos Embu e Ocidental.

Tabela 5.4: Consolidação das idades expeditas para as rochas granitóides dos terrenos Embu e Ocidental e presentes na região leste do Estado de São Paulo.

Terreno	Unidade litológica	Idade (Ma)	Método	Referência
Embu	Complexo Rio Capivari	2004 ± 13	U/Pb (zircão)	Babinski <i>et al.</i> , 2001
		2153 ± 15	U/Pb (zircão)	Meira (2014)
Embu	Batólito Lagoinha	580	Sm/Nd (rocha total)	Alves, 2009
Embu	Batólito Quebra-Cangalha	653 ± 5	U/Pb (monazita)	Janasi <i>et al.</i> , 2003
Embu	Granitos (aplitos)	783 ± 6 a 768 ± 8	U/Pb (zircão)	Meira (2014)
Embu	Granito Santa Branca	600	U/Pb (monazita)	Alves, 2009
Embu	Granito Sabaúna	577	U/Pb (zircão)	Alves, 2009
Ocidental	Batólito Natividade da Serra	587 ± 7	U/Pb (monazita)	Janasi <i>et al.</i> , 2003
		570 ± 50	Rb/Sr	Tassinari, 1988

Fonte: O autor, 2015.

No Terreno Embu as idades do embasamento (Complexo Rio Capivari) correspondem ao intervalo 2.0 a 2.15 Ga (Tabela 5.4). Idades obtidas em outros trabalhos exibem idades próximas. Análises geocronológicas realizadas em amostras de ortognaisses do Complexo Taquaral, na região de São José do Barreiro (SP), indicam idades Paleoproterozóicas (HEILBRON *et al.*, 2007), podendo representar o embasamento do Terreno Embu. Na Nappe Socorro, Trouw (2008) obteve idades de 2079 ± 34 , 2080 ± 17 e 2127 ± 34 Ma em ortognaisses na região de Virgínia (MG). Trouw *et al.* (2013), reinterpretando a correlação entre os Terreno Embu e a Nappe Socorro, consideraram que estas idades correspondem ao embasamento da Nappe. Investigações geocronológicas adicionais tornam-se necessárias.

CONCLUSÕES

A Zona de Cisalhamento de Cubatão (ZCC), entre as cidades paulistas de São Luis do Paraitinga e Cunha, corresponde a uma faixa milonítica de médio a alto ângulo de mergulho e movimentação transpressiva. Representa a base do Complexo Embu e constitui o seu limite com o Terreno Ocidental, na porção central da Faixa Ribeira. Seus indicadores cinemáticos são predominantemente dextrais, com lineações de estiramento com baixo caimento para SW, indicando transporte do topo para NE.

A reativação da Zona de Cisalhamento de Cubatão parece estar associada às falhas NW e à intrusão de corpos pegmatíticos e graníticos, cujos fluidos contribuíram para geração de filonitos, espessamento da ZCC e para a deformação das rochas do Terreno Ocidental. O Batólito Natividade da Serra exhibe textura milonítica próximo ao lobo sul da ZCC, indicando uma proximidade da zona de cisalhamento reativada.

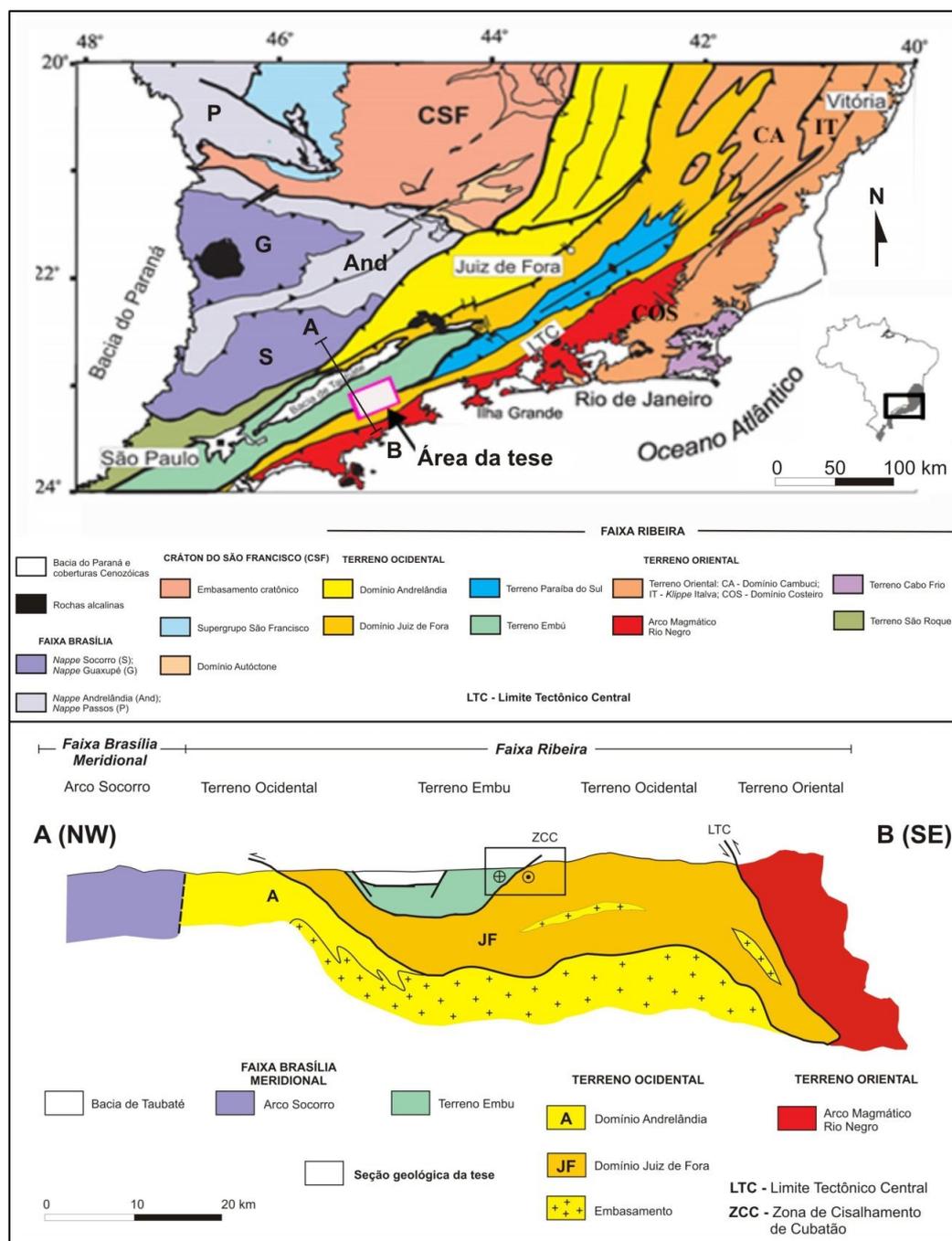
O contato entre os terrenos está obliterado por um processo de filitização gerado em evento deformacional tardio, que incluiu um hidrotermalismo associado à geração de granitos turmaliníferos. Ao longo da área da tese, este conjunto de rochas filitizadas possui espessura aparente entre 500 a 3000 metros, com strike para NE-SW e mergulho acima de 45° para NW.

As foliações dos terrenos adjacentes (Embu e Ocidental), à medida que se aproximam da ZCC, tornam-se subparalelas a esta, consequência da tectônica transpressiva dextral atuante na estruturação da Faixa Ribeira. Notam-se ainda indicadores cinemáticos em porfiroclastos de feldspatos, mica fish e em boudins assimétricos de rochas calcissilicáticas, com movimentação dextral.

As informações produzidas nesta tese podem contribuir para o avanço no entendimento das raízes orogênicas, bem como para a formulação de modelos tectônicos em ambientes colisionais. A complexidade estrutural e litológica do segmento Central da Faixa Ribeira alimenta estas discussões. A

Figura 6.1 exibe a seção geológica simplificada da porção central da Faixa Ribeira, com as informações produzidas na área da tese e outras oriundas de levantamentos bibliográficos.

Figura 6.1: Mapa tectônico e seção estrutural simplificada da porção central da Faixa Ribeira, com a localização da área da tese.



Legenda: A - Mapa tectônico da porção central da Faixa Ribeira; B - Seção estrutural simplificada da porção central da Faixa Ribeira, com a localização da área da tese.

Fonte: HEILBRON *et al.*, 2004. Modificado pelo autor, 2015.

Em subsuperfície, a geometria da ZCC é concordante com as informações estruturais observadas em campo, com mergulho de médio ângulo (40°) para NW. As rochas paraderivadas do Terreno Embu exibem características magnetotelúricas mais resistivas do que os metassedimentos do Terreno Ocidental. As rochas ortognáissicas em ambos os terrenos possuem valores semelhantes de resistividade.

Os resultados litogeoquímicos das rochas paraderivadas dos dois terrenos expõem uma similaridade dos elementos-traço e dos elementos terras raras entre os terrenos. Destacam-se as anomalias negativas dos elementos-traço Nb, Sr, P e Tb e dos elementos terras raras Tb, Ho, Er, Tm, Lu e Eu. A anomalia de Eu pode indicar a atuação de processos de diferenciação crustal nas rochas da área-fonte. A mesma similaridade geoquímica é observada nas amostras da ZCC, contribuindo para o entendimento de que a zona de cisalhamento afetou tanto as rochas do Complexo Embu quanto os metassedimentos da Megassequência Andrelândia.

A análise geoquímica das rochas ortoderivadas de ambos os terrenos identificou semelhanças e variações em suas características. No Terreno Embu, o Batólito Lagoinha exibe caráter peraluminoso sódico, sugerindo um protólito metassedimentar na fonte do magmatismo (granitóide tipo S). O anfibólito possui caráter básico a intermediário. Suas razões dos elementos incompatíveis o classificam como basalto andesítico, dacito e traqui-andesito. No diagrama de ambiência tectônica, é definido como basalto tipo cadeia meso-oceânica, de arco de ilha e toleítico de alto alumínio.

A análise dos elementos terras raras também expõe um padrão diferenciado entre as amostras ortoderivadas. No Terreno Ocidental, os elementos La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb possuem valores mínimos acima daqueles observados para as amostras do Terreno Embu. Para os demais elementos, há uma sobreposição parcial dos resultados, porém os valores mínimos do Terreno Embu são três vezes inferiores aos encontrados no Terreno Ocidental. O elemento Eu exibe anomalias mais elevadas no Batólito Natividade da Serra, possivelmente relacionadas à contribuição de material da crosta continental inferior. O Batólito Natividade da Serra possui valores

mínimos dos elementos-traço Cs, U, Pb, Pr, Hf, Zr, Y, Yb e Lu superiores aos observados no Batólito Lagoinha. Este é mais rico em Rb e Ba, sendo os valores duas a três vezes maiores que os encontrados no batólito Natividade da Serra. Esta característica é encontrada em granitóides tipo S.

No Terreno Ocidental, o Batólito Natividade da Serra exhibe um padrão peraluminoso, calci-alcálico a toleítico, enriquecido em potássio. É classificado como granitóide rico em quartzo, quartzo sienito a quartzo monzonito, com presença de quartzo acima de 60% ou abaixo de 30% na rocha. O anfibolito é classificado como basalto subalcalino (dacito), ácido, com enriquecimento em $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ e ambiência tectônica do tipo intraplaca ou de ilha oceânica.

Os dados geocronológicos marcam diferentes proveniências de sedimentos para os dois terrenos. O Complexo Embu exhibe fontes mais antigas, com idades Arqueanas de até 3891 Ma. Nota-se uma grande distribuição de idades Paleoproterozóicas, que correspondem a 60% dos resultados obtidos. As idades mais antigas podem indicar uma fonte cratônica (Craton do São Francisco?) ou outras fontes (continentes, terrenos, crátons; Terreno Curitiba? Craton Paranapanema?). As idades mais recentes (817 a 938 Ma) são indicativas de contribuição de Arcos Magmáticos (subducção intraoceânica ou cordilheirana) antigos da Faixa Ribeira ou da Zona de Interferência entre as Faixas Brasília e Ribeira. Nas amostras da Megassequência Andrelândia, não são encontradas idades Arqueanas. As idades obtidas estão distribuídas em Neoproterozóica a Paleoproterozóica (máxima de 2440 Ma), esta última podendo indicar uma contribuição de crosta Transamazônica. As mais recentes variam entre 698 e 788 Ma e estão associadas à perda parcial de Pb devido à Orogênese Brasileira ou a Arcos Magmáticos (subducção intraoceânica ou cordilheirana; pré-colisional) antigos.

As idades obtidas por Heilbron *et al.* (2013) e Heilbron (2003) para o Arco Magmático Serra da Bolívia evidenciam um intervalo entre 574 e 623 Ma. Ebert *et al.* (1996) registrou idade de 650 Ma para o Arco de Socorro. Nalini-Junior *et al.* (2000, 2005) obtiveram o intervalo de 590 a 623 Ma para o Arco de Galiléia, na Faixa Araçuaí. Estes arcos, desenvolvidos em ambiente cordilheirano, são intrusivos no paleocontinente formado pelo embasamento do

Terreno Embu-Paraíba do Sul. Trouw *et al.* (2013) registraram idade de 640 Ma para o Arco Magmático cordilherano da Nappe Socorro-Guaxupé (Batólito Serra da Água Limpa) que intrude os metassedimentos do Terreno Embu.

As fontes de sedimentos possuem idades mais recentes na Megassequência Andrelândia e não são encontradas no Complexo Embu, expondo uma disparidade entre os terrenos. Portanto, ambos não estavam geograficamente próximos em toda a evolução Proterozóica, correspondendo a bacias sedimentares com áreas-fonte distintas. A Tabela 6.1 exibe uma síntese das diferenças entre os Terrenos Embu e Ocidental.

Tabela 6.1: Síntese das diferenças entre os Terrenos Embu e Ocidental.

Análise	Terreno Embu	Terreno Ocidental
Litológica	Presença de mármore dolomítico	Sillimanita mais frequente
Estrutural	Foliação N40-75E e mergulho variando de 30° a 60°, preferencialmente para NW. Lineações minerais de estiramento (quartzo e feldspato) são comuns e possuem baixo caimento para SW e NE (fase de deformação F2). Deformação milonítica com contribuição hidrotermal (Zona de Cisalhamento de Cubatão); milonitização sem hidrotermalismo nas áreas mais distantes da ZCC (até 3 km).	Foliação com mergulho de alto ângulo (75°-80°) para NW e lineação mineral para SW. Indicadores cinemáticos observados nos porfiroclastos de feldspato exibem movimento sinistral, com topo para SW. Difícil perceber a deformação, uma vez que possui características miloníticas pretéritas.
Magmatismo	Predomínio entre 600 e 653 Ma	Entre 570 e 587 Ma
Geocronológica	Fonte mais antiga de idade Arqueana; Idade mais recente: 817 Ma	Sem fonte Arqueana Idade mais recente: 698 Ma
Geofísica magnetoterúrica	Metassedimentos mais resistentes	Metassedimentos menos resistentes

Fonte: O autor, 2015.

A análise e a comparação dos dados litológicos, estruturais, geoquímicos, geofísicos magnetotelúricos e geocronológicos obtidos nos terrenos Embu e Ocidental corroboram a ideia de que a Zona de Cisalhamento de Cubatão representa o contato entre domínios litológicos distintos (terrenos Embu e Ocidental), que possuem evolução tectônica Brasileira e magmatismo próprios. O Terreno Embu-Paraíba do Sul pode corresponder ao paleocontinente Paranapanema (placa superior), que foi ajustado à borda sul do Cráton do São Francisco na zona de interferência entre as Faixas Brasília e Ribeira. As idades mais recentes podem representar um Arco Magmático Cordilheirano.