

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOQUÍMICA DE BASALTOS DE DERRAMES E CORPOS INTRUSIVOS DA REGIÃO DE
JACAREZINHO E FARTURA (PR-SP), PROVÍNCIA MAGMÁTICA PARANÁ: UM ENSAIO
DE CORRELAÇÃO

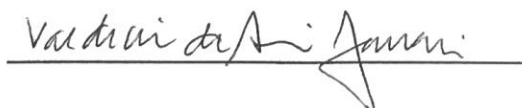
Monografia de Trabalho de Formatura

TF-19/17

Aluna: Júlia Taciro Mandacarú Guerra

Orientador: Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

De acordo:

A handwritten signature in black ink, reading "Valdecir de Assis Janasi", is written over a horizontal line.

São Paulo

2019

AGRADECIMENTOS

Ao Valdecir, meu querido orientador, pela paciência e ajuda durante todo esse ano de trabalho. À Natasha, que foi praticamente minha co-orientadora e grande companheira de campo - eu nem tenho como agradecer o suficiente. Ao André, pela ajuda e companhia em campo também. Ao João, pela ajuda com os basaltos. Muito obrigada por tudo, foi um enorme prazer trabalhar com vocês.

A todos os grandes professores que compartilharam comigo seu conhecimento e serviram de inspiração, desde a escola até a universidade. Isso inclui você, vovó!

A todos meus queridos colegas com quem compartilhei essa etapa de aprendizado e milhares de boas experiências em campo, dentro e fora da sala de aula, em São Paulo e em Edimburgo. Não posso deixar de mencionar aqui: Kef, Bia, Chuca, Brioco, Marina, Tata, Bilbo, Max. Ao Tutu, o amigo e colega que mais compreendeu meu amor pela geologia, e que me acompanhou por todos os altos e baixos da graduação.

Ao pessoal do LCT, que sempre me apoiou durante esse ano intenso de conclusão de curso. Um agradecimento muito especial para o Renato, que não é só meu chefe, mas também um grande amigo e professor. Obrigada pela paciência e por todas as discussões geológicas e não-geológicas maravilhosas que a gente teve esse ano.

Aos meus pais, que desde sempre me mostraram o quão incrível o nosso planeta é, e apoiaram todas minhas decisões de vida. À minha mãe, um agradecimento especial pela inspiração científica. Ao resto da minha família pelo suporte incondicional durante todos esses anos.

Ao Raul, pela companhia e por toda ajuda. Aos meus melhores amigos espalhados pelo mundo, com quem compartilhei os momentos de descanso essenciais para recuperar as energias e concluir o curso e esse trabalho.

Muito obrigada a todos!

RESUMO

As rochas da Formação Serra Geral, predominantemente basálticas de caráter toleítico, fazem parte da Província Magmática Paraná-Etendeka. Elas registram a evolução complexa de uma das maiores *Large Igneous Provinces* do planeta, que originou corpos vulcânicos e intrusivos expressivos na Bacia do Paraná. Apesar de constituírem parte significativa das rochas basálticas da Província e de terem um papel fundamental no deslocamento dos magmas que extravasaram nos derrames, recentemente, as rochas intrusivas não foram tão amplamente estudadas quanto as vulcânicas. Propôs-se, então, um estudo petrográfico e geoquímico focado nas intrusões na área restrita entre os municípios de Jacarezinho (PR) e Fartura (SP), parte do enxame de diques de Ponta Grossa, com o objetivo de caracterizá-las e avaliar se é possível correlacioná-las com os derrames da região. As análises petrográficas realizadas mostram que os sills e diques possuem uma grande variedade de texturas e mineralogia parecida, não sendo possível distingui-los dos derrames apenas por meio da petrografia. Os dados geoquímicos evidenciam que a maioria dos diques da área de estudo são do magma-tipo Paranapanema, enquanto a maioria dos sills é do tipo Pitanga, e só há derrames do tipo Pitanga. A geoquímica de rocha total, assim como as tendências de elementos traço e terras-raras, ressaltam a similaridade entre derrames e intrusivas classificados em um mesmo grupo segundo seus teores de P_2O_5 e TiO_2 , mostrando que as correlações são possíveis, com suas diferenças explicadas por processos de fracionamento, sugerindo fontes comagmáticas para cada classe. A hipótese é favorecida pela distribuição geográfica dos dados, que mostra uma associação entre derrames e sua possível contraparte intrusiva. Com base nas observações de campo, nos dados geoquímicos e em um mapa de contorno estrutural da base do empilhamento de lavas da Formação Serra Geral, foi possível também estabelecer parte da estratigrafia local dos derrames do tipo Pitanga na área de estudo. Os diques e sills do tipo Paranapanema, por sua vez, puderam ser correlacionados com derrames aflorantes a NW da área, próximos do município de Assis. É possível que com o soerguimento do Arco de Ponta Grossa, os derrames do tipo Paranapanema, mais recentes que os Pitanga, tenham sido erodidos da região de estudo, onde atualmente afloram apenas seus condutos. Outra possibilidade seria os diques terem sido os condutos por onde houve fluxo lateral de magma até a região onde as lavas foram extrudidas, e depois terem sido cobertos por essas mesmas lavas.

ABSTRACT

The rocks from the Serra Geral Formation, mostly tholeiitic basalts, are part of the Paraná-Etendeka Magmatic Province. They form the geological record that represents the complex evolution of one of the largest igneous provinces on Earth, which originated expressive volcanic and intrusive bodies in the Paraná Basin. The intrusive rocks have not been as widely studied as the flows, despite playing a fundamental role in their extrusion as conduits and magma chambers. Therefore, this petrographic and geochemical study was proposed, with the objective of characterizing the intrusive rocks and evaluating possible correlations with the lavas in a restricted area between Jacarezinho (PR) and Fartura (SP), part of the Ponta Grossa Dyke Swarm. Petrographic analysis shows a variability in textures and similar mineralogy for both intrusive and extrusive rocks, thus, they cannot be distinguished only by this means. Most of the dykes in the study area correspond to the Paranapanema magma-type, while sills are predominantly Pitanga type and every flow corresponds to the Pitanga type, as demonstrated by geochemical analyses. Whole-rock geochemistry, as well as trace and rare-earth element patterns highlight the similarity between extrusive and intrusive samples classified into same groups by their P_2O_5 and TiO_2 contents, showing that they can be correlated, with differences explained by fractionation processes, suggesting a comagmatic source for each class. This hypothesis is supported by the geographical distribution of the data, which reveals a common association between flows and their possible intrusive counterparts. Based on field observations, geochemical data and a structural contour map of the bottom of the Serra Geral Formation basaltic flows, it was also possible to locally constrain a consistent stacking order of the Pitanga type lava stratigraphy. In addition, sills and dykes from the Paranapanema magma-type could be correlated with outcropping flows NW of the study area, near the city of Assis. It might be possible that after the uplift of the Ponta Grossa Arch, Paranapanema flows previously covering Pitanga flows in the study area were completely eroded, therefore, only its conduits currently outcrop in the area. Another possible explanation is that these dykes and sills were conduits and chambers of a plumbing system through which magma flowed laterally until it reached the region where lavas were extruded, and were covered later by these comagmatic flows.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA	1
3. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA.....	2
3.1 Província Magmática Paraná-Etendeka	2
3.2 Enxame de diques de Ponta Grossa	4
3.3 Estratigrafia química de basaltos.....	6
4. MATERIAIS E MÉTODOS	8
4.1 Compilação de dados geológicos, petrográficos e geoquímicos	8
4.2 Processamento de dados litológicos de poços tubulares	8
4.3 Atividades de campo	10
4.4 Análises petrográficas	12
4.5 Microscopia Eletrônica de Varredura	12
4.6 Análises geoquímicas.....	12
4.6.1 Amostras coletadas em Campo.....	12
4.6.2 Amostras de poço tubular.....	13
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	17
5.1 Atividades de campo	17
5.2 Descrições petrográficas	20
5.3 Microscopia eletrônica de varredura	28
5.4 Processamento de dados litológicos de poços tubulares.....	29
5.5 Análises geoquímicas.....	32
5.5.1 Geoquímica de rocha total.....	32
5.5.2 Estratigrafia química.....	37
5.5.3 Elementos traço e elementos terras-raras.....	48
5.5.4 Amostras de poço tubular.....	51
6. CONCLUSÕES	53
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	55
ANEXOS	59

1. INTRODUÇÃO

A Província Magmática Paraná (PMP) constitui uma unidade de grande importância na geologia brasileira, expressiva em toda a porção central e sul do país. Ela é integrada predominantemente por rochas basálticas toleíticas, subdivididas em de “alto Ti/Y”, que formam a porção norte e oeste da província, e de “baixo Ti/Y”, que ocorrem na porção sudeste (Bellieni et al., 1984; Peate, 1997; Janasi et al., 2011). No estado de São Paulo, essas rochas formam feições geomorfológicas significativas, como a “Serra Geral”, além de condicionar solos férteis e formar o Sistema Aquífero Serra Geral (SASG).

As rochas basálticas extrusivas da PMP são atribuídas à Formação Serra Geral e afloram principalmente numa faixa na região central do estado. Equivalentes intrusivas ocorrem como diques em enxames subparalelos, cortando tanto as unidades sedimentares pré-vulcânicas da Bacia do Paraná quanto o embasamento cristalino (Pinese, 1989; Raposo e Ernesto, 1989), e também como sills, encaixados preferencialmente em zonas de fraqueza das rochas sedimentares e na interface entre elas e seu embasamento cristalino.

O conhecimento estratigráfico do empilhamento de lavas e suas relações com as intrusões basálticas na porção norte da Província (estado de São Paulo e norte do Paraná) é limitado por aspectos como a escassez de afloramentos contínuos e a geometria complexa dos corpos. Estudos recentes foram capazes de individualizar derrames e estabelecer correlações regionais entre eles com base em assinaturas geoquímicas. Os trabalhos de Fernandes et al. (2018) e Machado et al. (2018) com base em amostras de poços tubulares destacam o uso do conteúdo de P_2O_5 como critério efetivo de distinção para diferentes derrames, em escala local e regional.

Os corpos intrusivos constituem parte significativa das rochas basálticas da Província e potencialmente exerceram um papel fundamental na alimentação dos magmas que extravasaram como derrames. No entanto, elas não têm sido, em anos recentes, objeto de estudos detalhados que procurem identificar sua correlação com as extrusivas. Neste trabalho foi feito um estudo petrográfico e geoquímico com ênfase nas intrusões em uma área restrita do Enxame de Diques de Ponta Grossa, onde a relação com os derrames adjacentes foi investigada.

2. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA

Os corpos intrusivos da Formação Serra Geral são importantes para esclarecer uma série de aspectos da PMP, como o modo como os derrames foram alimentados, as relações de corte e temporaneidade entre diferentes corpos intrusivos e extrusivos, a forma como sua composição geoquímica foi afetada por possíveis processos de contaminação e os processos de fracionamento magmático ocorridos em câmaras magmáticas rasas.

Estudos como os de Janasi et al. (2007b) na região oeste e de Machado et al. (2005, 2007) na região nordeste do estado de São Paulo mostraram que nem sempre os diques e sills são meras contrapartes intrusivas dos derrames espacialmente associados, e podem

apresentar assinaturas geoquímicas contrastantes. Os diques de determinado local podem, inclusive, constituir o sistema de alimentação de lavas já erodidas. Isso evidencia a complexidade das relações estratigráficas e da gênese e evolução magmática envolvidos na formação da Província, ainda não esclarecidas.

O presente trabalho teve como objetivo a caracterização petrográfica e geoquímica das intrusões basálticas na região entre Jacarezinho (PR) e Fartura (SP), parte do Enxame de Diques de Ponta Grossa no contexto geotectônico do Lineamento de Guapiara, onde ocorre uma profusão de diques e sills ainda não caracterizada em detalhe sob o ponto de vista petrológico. Na área delimitada, além de as intrusões estarem relativamente bem expostas, há afloramentos em que são observados diques que cortam os próprios derrames, tornando-a adequada para o estudo. Investigou-se se há ou não correlações entre essas rochas e as extrusivas associadas na região, procurando identificar e esclarecer possíveis vínculos genéticos e processos de diferenciação magmática, contribuindo para o avanço dos conhecimentos sobre a estratigrafia local da porção norte da PMP.

3. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Província Magmática Paraná-Etendeka

As rochas que serão estudadas pertencem à Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE), cuja formação imediatamente precedeu a abertura do Oceano Atlântico Sul. Esta província compreende os territórios centro e sul do Brasil, partes do Uruguai, Paraguai e Argentina e sua contraparte africana (Namíbia e Angola). Com um volume estimado de rochas de no mínimo 1.700.000 km³ (Frank et al., 2009), ela é uma das maiores *Large Igneous Provinces* (LIPs) do planeta.

A PMPE abrange, na Bacia do Paraná, um volume preservado de mais de 600.000 km³, sendo 112.000 km³ intrusivas e 450.000 km³ extrusivas, cobrindo cerca de 917.000 km² ± 15.000 Km² (Frank et al., 2009). Datações recentes (Janasi et al., 2011; Thiede e Vasconcelos, 2010) sugerem que a Província se formou num curto intervalo de tempo, de 134 a 131 Ma.

Os derrames de basaltos da PMP são mais comumente encontrados sobrepostos aos arenitos eólicos da Formação Botucatu (Jurássico-Cretáceo), mas também ocorrem sobre o embasamento cristalino no extremo norte da Bacia do Paraná, e sobre os sedimentos da Formação Santa Maria no extremo sul. Na porção norte da bacia, os basaltos são sobrepostos pelas rochas dos grupos da Bacia Bauru e sedimentos da Formação Itaqueri (Neocretáceo) ou por camadas pouco espessas de sedimentos terciários (Fernandes et al., 2010).

As rochas intrusivas da Província incluem corpos de geometria diversa (diques, sills, entre outros) colocados em zonas de fraqueza entre os sedimentos paleozoicos e mesozoicos da Bacia do Paraná e na interface entre eles e o embasamento cristalino. Os afloramentos de sills são mais expressivos na porção leste da bacia, enquanto os diques concentram-se em

três grandes enxames: Ponta Grossa, onde os diques formam enxames de direção preferencial NW-SE; Santos-Rio de Janeiro, com direções preferenciais NE-SW; e Florianópolis, na costa de Santa Catarina, com direção NNE-SSW (Almeida, 1986).

A geoquímica mostrou-se importante para diferenciar as rochas da Província Magmática Paraná. Aproximadamente 97% delas têm caráter básico a intermediário, sendo a maioria delas basálticas toleíticas (Bellieni et al., 1984; Almeida, 1986). As rochas de caráter ácido (riolito e dacitos) concentram-se na parte sul da Bacia do Paraná. Na porção norte da bacia, ocorrem derrames dacíticos do tipo Chapecó como corpos subordinados associados aos basaltos de mais alto Ti/Y na região de Ourinhos – SP (Figura 1).

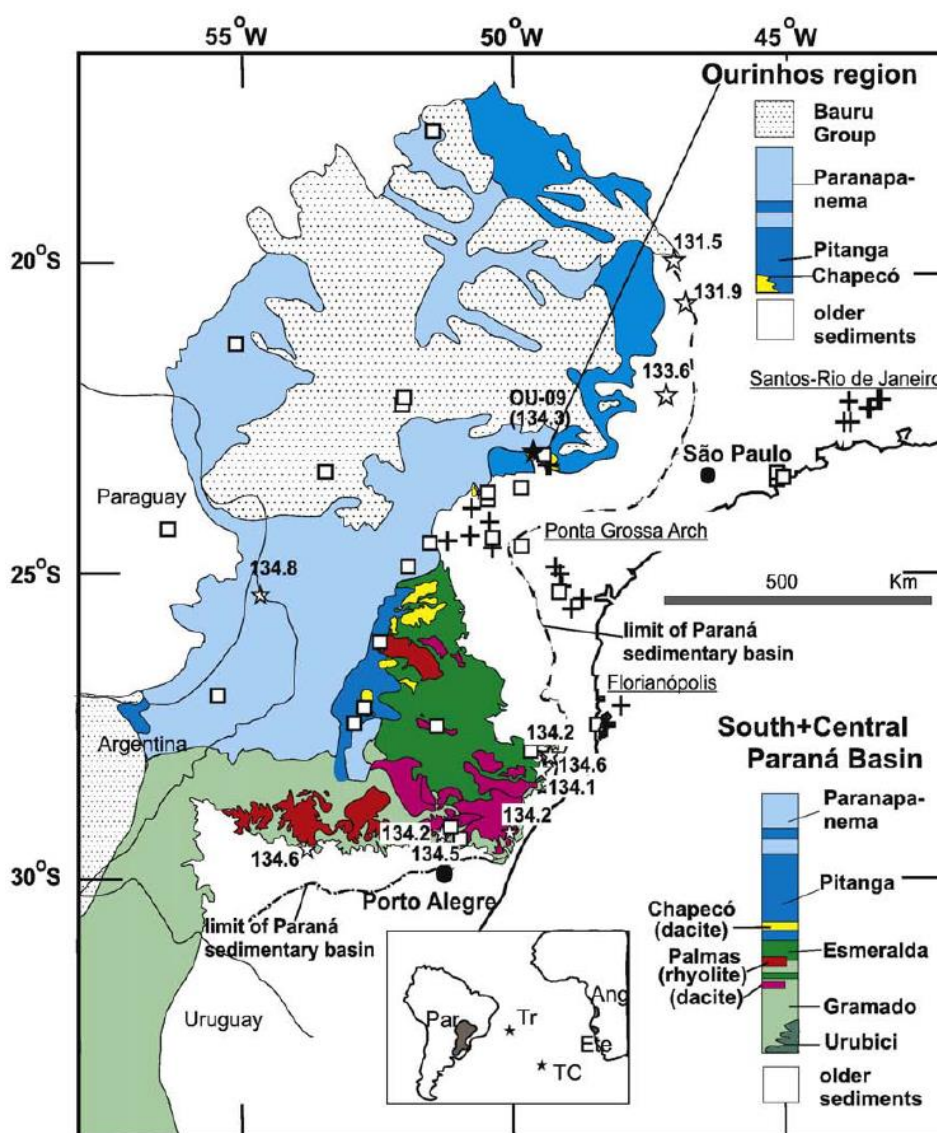


Figura 1: Mapa esquemático da distribuição dos principais litotipos basálticos, dacíticos e riolíticos na Bacia do Paraná (retirado de Janasi et al. 2011). Palmas e Chapecó são os magmas-tipo ácidos; Estrelas brancas: locais onde foram feitas datações do tipo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (*stepped heating*), recalculados posteriormente, em derrames e sills; Estrela preta: localização do dacito datado por método U-Pb em baddeleita/zircão; Quadrados: locais de proveniência de amostras datadas por método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por fusão total; Cruzes: Locais onde foram datados diques por método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (*stepped heating*); Par: Paraná; Ete: Etendeka; Ang: Angola; Tr: Trindade; TC: Tristán da Cunha.

Variações composicionais regionais foram utilizadas no estabelecimento de dois grupos por Bellieni et al. (1984): um de alto titânio ($\text{TiO}_2 > 2\%$) e um de baixo titânio ($\text{TiO}_2 < 2\%$). Posteriormente, Peate et al. (1992) e Peate (1997) propuseram uma classificação em magmas-tipo a partir de análises químicas e razões entre elementos maiores e traços. Peate (1997) também propôs o uso da razão Ti/Y para distinguir litologias dos grupos de alto e baixo Ti, por ela ser menos sensível ao fracionamento, e, portanto, mais adequada que a porcentagem em peso de TiO_2 como critério de divisão. Os magmas-tipo Gramado e Esmeralda foram classificados como de baixo Ti ($\text{Ti/Y} < 310$), enquanto Urubici, Pitanga, Paranapanema e Ribeira foram classificados como de alto Ti ($\text{Ti/Y} > 310$).

Estudos geoquímicos de maior detalhe realizados no estado de São Paulo, em sua porção nordeste (Machado et al., 2007), nos arredores de Ribeirão Preto (Fernandes et al., 2010), e na região de Piraju-Ourinhos (Piccirillo et al., 1987; Janasi et al., 2007b), permitiram traçar feições gerais da sucessão estratigráfica do vulcanismo basáltico. Na área do presente estudo, esta teve início com dacitos do subtipo Ourinhos (Janasi et al., 2007a), sobrepostos por uma sucessão de tipos de basaltos progressivamente mais primitivos e com menores teores de Ti e elementos incompatíveis (magmas-tipo Pitanga e Paranapanema, localmente seguidos por basaltos do tipo Ribeira; Peate, 1997).

3.2 Enxame de diques de Ponta Grossa

Dentre os enxames de diques, destaca-se o de Ponta Grossa, originado por episódios de intrusão relacionados com a evolução geotectônica do Arco de Ponta Grossa, uma megaestrutura marcante com eixo de direção NW e mergulho para o interior da Bacia do Paraná, facilmente visualizada em mapas geológicos do Brasil na forma de uma reentrância na borda leste da bacia (Ferreira, 1982; Almeida, 1986; Raposo, 1995).

Segundo alguns autores, como Zalán et al. (1987) e Strugale et al. (2007), o Arco de Ponta Grossa, assim como os arcos de Goiânia/Alto Paranaíba e do Rio Grande, são uma expressão de falhas profundas e antigas do embasamento cristalino que foram reativadas e sofreram movimentações por serem zonas de fraqueza e favorecerem a dissipação de esforços intra-placa durante a abertura do Oceano Atlântico Sul. As principais estruturas existentes na Bacia do Paraná são um reflexo dessa reativação de zonas de falhas, que possuem caráter bimodal, com direções principais $\text{N}40\text{--}60^\circ\text{W}$ ou NE. As falhas dos dois *trends* apresentam um componente de movimentação vertical e transcorrente, e seus rejeitos verticais são da ordem de poucas centenas de metros (Zalán et al., 1987).

A partir de interpretações de dados aeromagnéticos, Ferreira (1982) propôs uma delimitação do arco por quatro lineamentos de direção NW-SE, com larguras de 20 a 100 km e extensões de mais de 600 km, onde se concentram os diques. Assim, o limite setentrional do arco é dado pelo Lineamento Estrutural de Guapiara, o meridional corresponde ao Lineamento Estrutural do Rio Piquiri, e a região central é limitada pelos Lineamentos São

Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo (Figura 2). Os diques da região de Jacarezinho-Piraju estão inseridos no contexto geotectônico do Lineamento de Guapiara, que se estende desde a costa de Iguape (SP) até a confluência dos rios Paraná e Verde, atravessando terrenos pré-cambrianos e os sedimentos da Bacia do Paraná (Ferreira, 1982). Segundo Strugale et al. (2007), dados aeromagnetométricos comprovam que os enxames de diques se estendem por debaixo das lavas em direção ao depocentro da bacia por mais de 300 km.

Os diques do enxame de Ponta Grossa, que possuem espessuras variáveis de centímetros a dezenas de metros, são mais abundantes nas zonas de falha de direção NW, e têm orientação preferencial N40-60°W (Pinese, 1989; Raposo 1995). Isso se deve à reativação mais significativa dos lineamentos de direção NW durante a ruptura do Gondwana, que também originou novas falhas subordinadas paralelas ao *trend* e condicionou espaço para as intrusões e a extrusão das lavas (Zalán et al., 1987). Apesar disso, Raposo (1995) ressalta a existência de diques subordinados com orientação NE, mesma direção do principal sistema de fraturas do embasamento pré-cambriano relacionados com os cinturões móveis brasileiros (Zalán et al., 1987), comprovando que a colocação desses diques também foi condicionada por outras estruturas pré-existentes. Zalán et al. (1987) também sugerem que os lineamentos de Curitiba/Maringá e Guapiara são provavelmente os principais condutos de lavas, uma vez que o depocentro das lavas está situado entre eles.

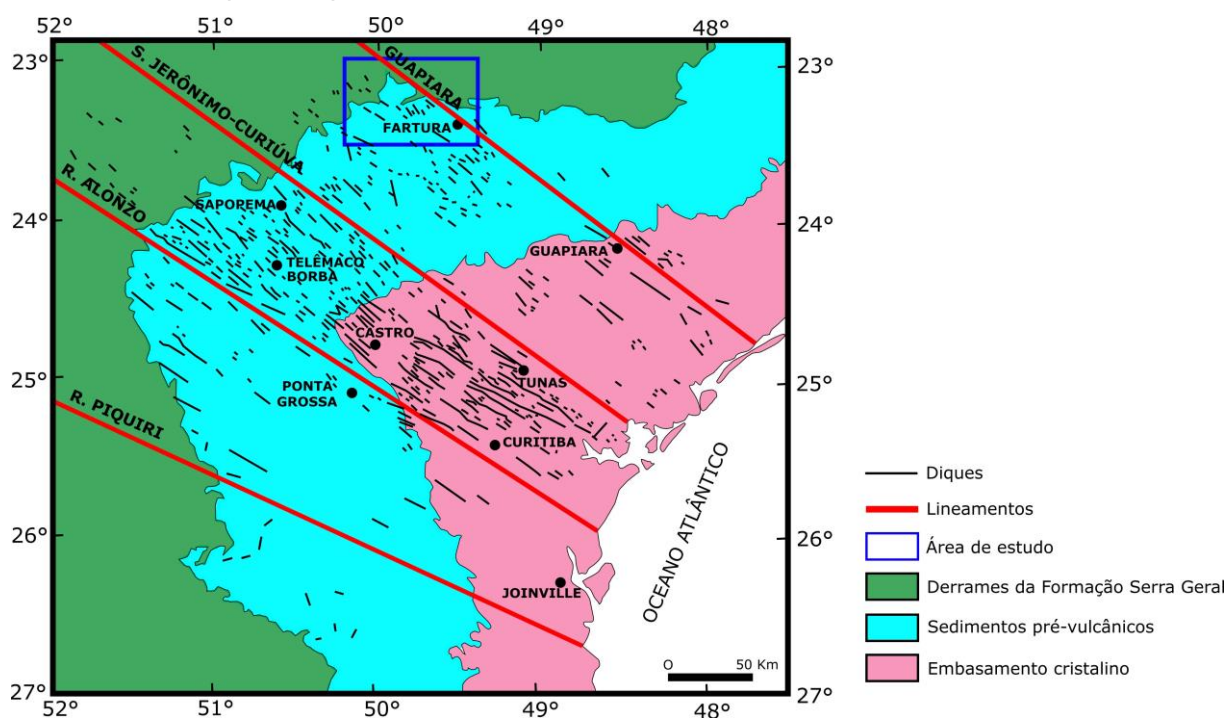


Figura 2: Mapa geológico simplificado da região do Arco de Ponta Grossa com a área de estudo e os principais lineamentos destacados, adaptado de Raposo e Ernesto (1989).

Pinese (1989) propôs uma subdivisão do arco em três setores: um no norte, próximo de Fartura (SP) e Guapiara (SP); um central, próximo de Castro (PR), Morretes (PR) e Cerro Azul (PR); e um ao sul, sendo que este não apresenta grandes concentrações de diques, enquanto os dois primeiros apresentam. Na região de Fartura (SP) e Castro (PR), os diques

estão alojados principalmente nas rochas sedimentares paleozoicas, e têm direção preferencial N40°-50°W, enquanto na região de Guapiara (SP) predominam diques de mesma orientação encaixados em rochas do embasamento cristalino (Pinese, 1989). Nos arredores de Fartura, especificamente, predominam diques de diabásio verticais a subverticais, com sills subordinados, intrudidos principalmente nas formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto, mas também nas Formações Irati, Piramboia e Botucatu, e até nos próprios derrames basálticos (Raposo e Ernesto, 1989; 1995a).

As intrusões e derrames do Arco de Ponta Grossa foram foco de diversos estudos paleomagnéticos que evidenciam a complexidade da evolução e configuração de eventos magmáticos na região. Raposo e Ernesto (1989), por exemplo, comprovaram que os diques são, em parte, mais jovens que os derrames associados espacialmente com eles. Raposo e Ernesto (1995a) identificaram quatro tramas magnéticas primárias diferentes nos diques utilizando a técnica de anisotropia de susceptibilidade magnética, e sugeriram que mais da metade deles foram alimentados lateralmente por fluxos horizontais de magma, provavelmente provenientes de diferentes fontes atuantes na região do Arco.

As investigações também comprovaram que não há relação direta entre direções de magnetização e os grupos definidos com base no conteúdo de TiO₂ por Bellieni et al. (1984) ou as direções estruturais dos diques (Raposo e Ernesto, 1995b). As autoras também constataram que tanto os diques de direção NW quanto os de direção NE possuem distribuições de direções geomagnéticas parecidas, sugerindo que o preenchimento dos sistemas de fraturas distintos foi concomitante.

Raposo (1995) propôs nove episódios intrusivos principais que ocorreram ao longo de um ciclo da variação secular do campo geomagnético, um deles identificado apenas na área de Fartura. O estudo também mostrou que se analisadas em áreas mais restritas, as direções paleomagnéticas dos diques são significativamente diferentes, ou seja, eles provavelmente foram colocados em fases intrusivas distintas localmente. Algumas dessas áreas estiveram ativas concomitantemente (Raposo, 1995).

3.3 Estratigrafia química de basaltos

A geoquímica de rocha é uma ferramenta importante para investigar a correlação entre diferentes derrames basálticos de LIPs. O resfriamento rápido do magma limita as variações composicionais pós-eruptivas, de modo que cada corpo ou derrame basáltico pode ser reconhecido por sua identidade química, indicada por elementos maiores e traço como Ti, Sr e P, sensíveis a variações primárias e pouco afetados por alterações secundárias. Essa estratégia foi aplicada com sucesso em outras províncias basálticas continentais clássicas (e.g., (Wright et al., 1973; Mangan et al., 1986; Bhattacharji et al., 1996) e na porção sul da PMP (Pinto e Hartmann, 2011; Rosenstengel e Hartmann, 2012).

A relação entre corpos intrusivos e extrusivos de uma mesma LIP também foi

investigada utilizando a geoquímica como ferramenta principal, em estudos como Rooney et al. (2018), Bhattacharji et al. (1996), e na porção norte da PMP por Piccirillo et al. (1990), Machado et al. (2005, 2007) e Janasi et al. (2007b). Dentre esses exemplos, Bhattacharji et al. (1996) estudou as intrusões da Província Magmática de Deccan (Índia), e foi capaz de correlacionar, localmente, derrames com seus diques alimentadores com suas diferenças explicadas por cristalização fracionada, utilizando análises geocronológicas e geoquímicas.

No norte da PMP, os estudos estratigráficos são dificultados pela escassez e descontinuidade de afloramentos de rochas. A variação da espessura, forma e mergulho individual dos corpos e o paleorelevo desértico sobre o qual os derrames foram expelidos são outros exemplos de fatores dificultadores (Fernandes et al., 2010). Recentemente, Fernandes et al. (2010, 2018) e Machado et al. (2018) utilizando amostras de poços tubulares perfurados para a captação de águas subterrâneas, usaram análises do conteúdo de P_2O_5 para correlacionar regionalmente derrames distintos nas ocorrências do estado de São Paulo. Notou-se que as variações na quantidade de P_2O_5 das lavas são consistentes com a estratigrafia observada em campo. Os teores são relativamente uniformes dentro de um mesmo derrame, e em geral, contrastantes entre derrames adjacentes, sendo úteis como ferramenta de distinção entre derrames individuais (Fernandes et al., 2018).

Tentativas de correlação devem levar em conta a complexidade estrutural da Bacia do Paraná, bem como a variação da espessura do empilhamento de derrames da Formação Serra Geral de acordo com a localidade. Entretanto, a maior parte dos estudos sobre a espessura dos derrames e/ou sobre a altitude da base do empilhamento de lavas tem caráter regional, e adotam escalas de pouco detalhe, como por exemplo, o mapa de isópacas das rochas extrusivas da Formação Serra Geral de Zalán et al. (1987). Isso também foi um limitante para a estimativa do volume de rochas extrusivas da formação por Frank et al. (2009).

Avanços no conhecimento da geometria da base da Formação Serra Geral foram em parte propiciados por estudos hidrogeológicos focados em delimitar o topo do Aquífero Guarani, coincidente com o topo da Formação Botucatu, e, portanto, com a base da Formação Serra Geral em boa parte de sua extensão. Dentre eles, o mapa de contorno estrutural do topo do Aquífero Guarani apresentado na nota explicativa do Mapa de Águas Subterrâneas do Estado de São Paulo Escala 1:1.000.000 (DAEE, IG, IPT e CPRM, 2005) foi retirado de Silva (1983), que utilizou um cadastro de 179 poços provenientes do DAEE-SABESP e da PETROBRAS-PAULIPETRO perfurados no Aquífero Botucatu para elaborar o mapa de contorno estrutural da Formação Botucatu para todo o Estado de São Paulo.

Strugale et al. (2002) elaborou um mapa da superfície potenciométrica do aquífero inteiro a partir de dados da Sanepar e da Petrobrás, que inclui também a cota do topo da Formação Botucatu. Esse mapa, apesar de ter uma escala de pouco detalhe, mostra uma grande variabilidade na altitude do topo da Formação Botucatu nas proximidades do Arco de Ponta Grossa, com valores de 700 m na proximidade imediata do arco a cotas menores que

-100 metros na região de Londrina. Soares et al. (2007) também apresentam um mapa de contorno estrutural da Formação Botucatu, levando em consideração a influência dos principais lineamentos que a cortam em toda sua extensão. Contudo, esses estudos adotam também uma escala continental. A atualização e complementação desses dados em uma escala de maior detalhe poderia contribuir para um melhor entendimento da geometria e estratigrafia do empilhamento de basaltos nos arredores do Arco de Ponta Grossa.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Compilação de dados geológicos, petrográficos e geoquímicos

A primeira etapa desse estudo consistiu numa revisão e compilação de dados para montar uma base de dados unificada e georreferenciada. Utilizando o *software* ArcMap, um mapa geológico único foi elaborado a partir do Mapa Geológico do Estado de São Paulo (Perrotta et al, 2005) e das Folhas Cornélio Procópio, Londrina, Marília e Presidente Prudente (MINEROPAR, 2005a, 2005b, 2005c, 2005d) combinados com dados de projetos desenvolvidos pelo orientador desse estudo e pelo Instituto Geológico, imagens de satélite e um modelo digital de terreno SRTMGL1 v.003 (*NASA Shuttle Radar Topography Mission Global 1* arco segundo), disponível para *download* no site *EarthExplorer*, do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS). A partir de foto-interpretação e do modelo digital de terreno, foram demarcados lineamentos que poderiam potencialmente corresponder a diques na área de estudo, muitos deles não mapeados anteriormente. Esse mapa também foi complementado com temas geográficos (topografia, hidrografia, vias de transporte). A base de dados preparada foi utilizada para planejar as etapas de campo.

As rochas basálticas da região já foram objeto de estudos anteriores do orientador, como Janasi et al, (2007b), e estudos em parceria com o Instituto Geológico (IG) que não foram publicados. Também há dados referentes ao trabalho desenvolvido por Isquierdo (2008), que definiu o empilhamento de derrames no vale do Rio Pardo, nas proximidades de Santa Cruz do Rio Pardo. Assim, resultados de 141 análises químicas de rocha total por fluorescência de raios X foram compilados e classificados novamente segundo os critérios de Peate et al (1992) e Peate (1997), sendo 117 delas amostras de derrames e 24 de intrusões. Esses dados também foram georreferenciados e plotados no ArcMap. Além das análises químicas, 14 lâminas delgadas provenientes das amostras desses estudos anteriores foram descritas novamente, sendo seis delas de derrames, duas de sills e seis de diques.

4.2 Processamento de dados litológicos de poços tubulares

Um trabalho extenso de compilação de dados litológicos de estudos de poços profundos da CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Serviço Geológico do Brasil), disponibilizados *online*, e dados provenientes de sondagens de poços do Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE) foi feito com o objetivo de esclarecer com maior detalhe a geometria do empilhamento de derrames na área de estudo e suas

redondezas. Esse detalhamento se mostrou importante, tendo em vista a escala de caráter regional dos mapas da base da Formação Serra Geral/topo da Formação Botucatu disponíveis até então, como os de Silva (1983), Zalán et al. (1987) e Strugale et al. (2002).

Para isso, utilizou-se dados de poços da DAEE (SIDAS) e o banco de dados Siagasweb da CPRM. Primeiramente, uma lista dos poços disponíveis no Siagasweb dentro e nos arredores da área de estudo foi exportada na forma de uma planilha, incluindo detalhes como a localidade, profundidade, coordenadas UTM, e dados hidrogeológicos de cada poço. No entanto, nem todos os poços possuem descrições litológicas, e o site não permite exportá-las diretamente. Assim, a lista serviu como guia para consultar as litologias no site. Cada poço da lista foi consultado individualmente no Siagasweb, e foram selecionados apenas os poços com descrições litológicas concisas e completas, anotadas uma por uma em uma planilha.

Os dados obtidos foram georreferenciados utilizando o *software* ArcMap. As cotas altimétricas dos locais onde os poços foram perfurados foram conferidas utilizando um modelo digital de elevação (MDE). Grande parte desses poços nem possui a altitude anotada, e muitos deles possuem cotas sem precisão - os valores anotados diferiam dos valores do MDE por mais de 50 metros, em alguns casos. Para garantir que os dados estivessem concisos entre si, as altitudes desses poços foram extraídas do MDE. Após isso, calculou-se, a partir das profundidades de cada litologia descrita dos poços, as cotas altimétricas correspondentes ao topo e à base do empilhamento de derrames da Formação Serra Geral.

Para conferir novamente se os dados obtidos são confiáveis, após o georreferenciamento, comparou-se as descrições litológicas dos poços com os mapas geológicos da região estudada. Também foi conferido se as descrições de poços próximos entre si são concordantes.

A maior parte dos poços não perfurou toda a espessura dos derrames. Em muitos casos também foi descrita a presença de arenito embaixo das lavas, mas com uma espessura muito pequena, que poderia indicar que ainda correspondem a arenitos intertrapp. Para estabelecer uma espessura aceitável de arenito abaixo das lavas de modo a considerar seguro o valor da cota da base da Formação Serra Geral, foram plotados no mapa os poços que reportavam a existência de arenitos intertrapp e suas respectivas espessuras, e foram calculadas média e mediana desses valores. Apesar de a maioria dos intertrapps descritos no siagasweb terem, em média, 16 metros, há algumas descrições de poços que reportam a existência de arenitos de até 42 metros entre pacotes de derrames. Assim, optou-se pela seleção apenas de poços que perfuraram o empilhamento de lavas e mais de 30 metros de arenito embaixo ao menos, que equivale à média mais o desvio padrão das espessuras reportadas, como valores confiáveis para a base dos derrames.

Num primeiro momento, foram pesquisados poços em uma área que cobria apenas as redondezas da área de estudo. No entanto, os dados obtidos evidenciaram a existência de uma divisão significativa entre a região NW e SE dessa área, e optou-se por expandi-la

bastante, com o objetivo de procurar mais poços com dados da base dos derrames e confirmar a existência dessa divisão. A compilação final de poços foi utilizada para produzir alguns mapas utilizando a ferramenta *topo to raster* do ArcMap. Essa ferramenta utiliza um método de interpolação de superfícies hidrológicas que cria modelos digitais de terreno a partir de dados pontuais de elevação. A Tabela 1 resume os números finais de poços avaliados e selecionados nessa pesquisa.

Tabela 1: Quantidade de poços tubulares presentes na região de estudo selecionados da base de dados da CPRM e DAEE que foram compilados de acordo com suas descrições litológicas.

Tipo de poço	Nº de Poços tubulares
Poços com descrição litológica	3241
Poços que perfuraram derrames	1978
Poços que perfuraram intrusões	145
Poços que perfuraram apenas rochas sedimentares	1118
Poços que perfuram a base dos derrames	257

Versões dos mapas de contorno estrutural da base e de espessura da Formação Serra Geral também foram confeccionados considerando os principais lineamentos que cortam a região de estudo, com base no estudo de Soares et al. (2007). O Mapa regional dos autores foi georreferenciado e a posição dos lineamentos foi comparada com os dados dos poços tubulares selecionados. As estruturas coincidiram com as quebras observadas entre valores da cota altimétrica da base do empilhamento de derrames, com pequenas divergências. O traçado dos lineamentos, então, foi ajustado considerando os dados de poços que interceptam a base dos derrames em cotas diferentes. Novos mapas foram gerados utilizando a ferramenta *spline with barriers* do ArcMap.

4.3 Atividades de campo

As atividades de campo realizadas tiveram ênfase nos corpos intrusivos da região de estudo, na região ao redor de Jacarezinho (PR) e Fartura (SP), encaixados no intervalo estratigráfico entre as rochas do Subgrupo Itararé e a Formação Serra Geral, incluindo os próprios derrames. Elas foram feitas duas etapas: a primeira, realizada entre os dias 30 de maio e 3 de junho, foi focada nas intrusões que cortam as rochas sedimentares na porção SE da área de estudo, e a segunda, realizada entre os dias 19 e 23 de julho, nos diques que cortam os derrames basálticos na porção NW da área. A geologia e localização da área de estudo e principais rodovias de acesso estão representadas na Figura 3.

A geometria, estrutura, textura, mineralogia, zonalidades internas desses corpos e sua relação com as rochas encaixantes foram investigadas, e foram coletadas amostras para confecção de seções delgadas e análises químicas. Além disso, alguns pontos já visitados em outros estudos foram amostrados novamente com o objetivo de comparar as descrições e análises anteriores com as feitas durante esse estudo.

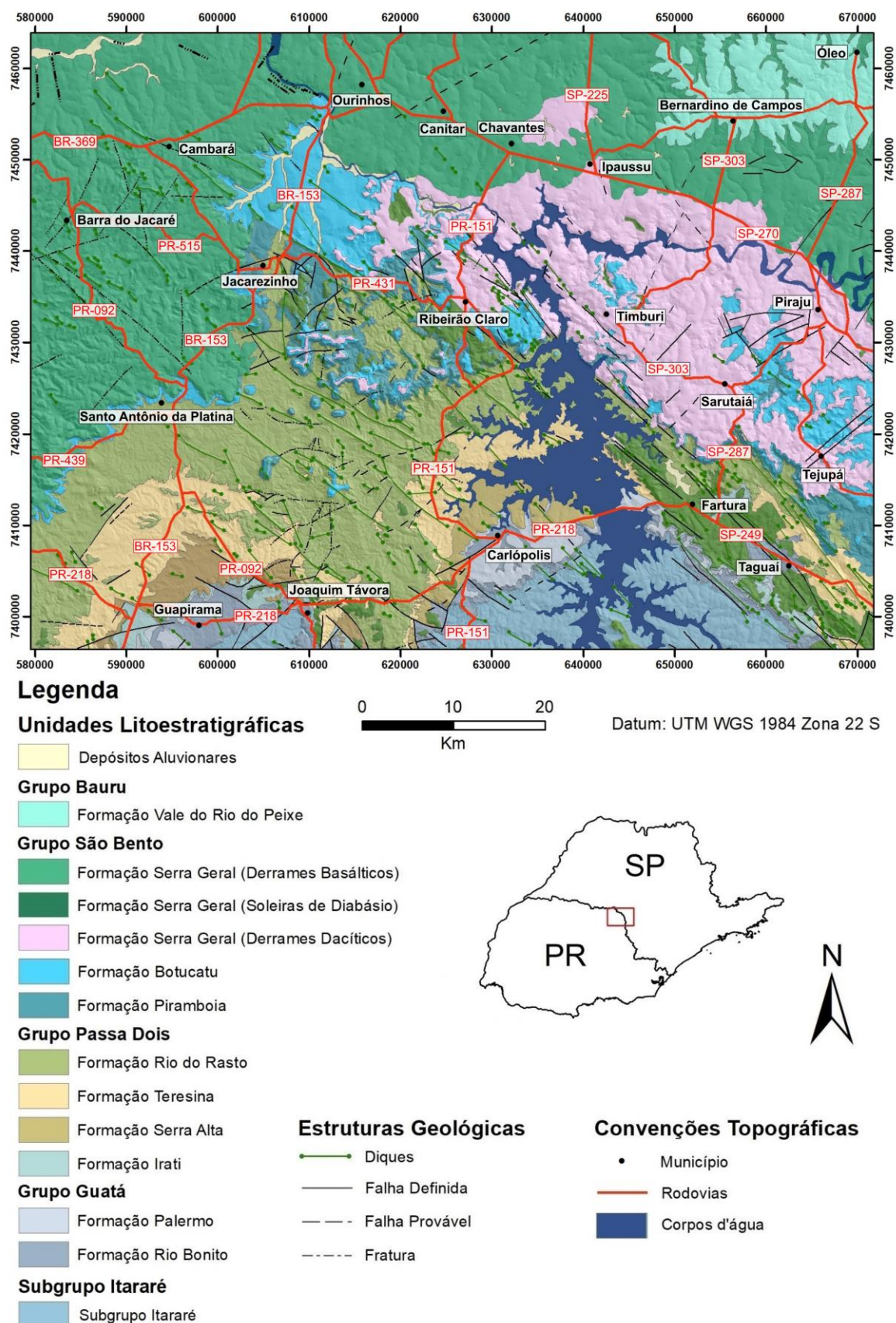


Figura 3: Localização e geologia da área de estudo com destaque para os principais municípios e estradas de acesso. Mapa produzido com base na integração dos mapas geológicos do Estado de São Paulo (Perrotta et al., 2005), da Folha de Cornélio Procópio (MINEROPAR, 2005) e dados de campo inéditos de projetos desenvolvidos pelo Instituto Geológico – Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo e pelo orientador desse estudo. Modelo digital de elevação: SRTMGL1 v003, NASA Shuttle Radar Topography Mission Global 1 arco segundo.

4.4 Análises petrográficas

Após as etapas de campo, foram selecionadas 25 amostras para confecção de lâminas delgadas, 20 delas fornecidas pelo Instituto de Geociências da USP (IGc) como parte da disciplina do Trabalho de Formatura, e as demais custeadas por projeto do orientador. As 25 amostras escolhidas referem-se a 19 diques, 4 sills e 2 derrames. Essas lâminas foram descritas utilizando microscópio petrográfico de luz transmitida em conjunto com mais 14 lâminas delgadas provenientes de amostras de estudos anteriores do orientador, sendo seis delas de derrames, duas de sills e sete de diques. As fotomicrografias foram obtidas no Laboratório de Microscopia Petrográfica (LPM), utilizando câmera Olympus C5050 acoplada a um microscópio Olympus BPX50 e um Zeiss Axioplan.

4.5 Microscopia Eletrônica de Varredura

Análises expeditas de quatro amostras por microscopia eletrônica de varredura (MEV) foram feitas no Laboratório de Caracterização Tecnológica (LCT) da Escola Politécnica da USP, com o objetivo de avaliar a textura e identificar os principais minerais presentes. O equipamento utilizado é do modelo Stereoscan S440-LEO, com sistema de microanálise INCA de EDS da marca Oxford. As condições analíticas foram: 20kV de tensão, 100 nA de corrente e 2,5 mm de *Work Distance*.

4.6 Análises geoquímicas

4.6.1 Amostras coletadas em Campo

Para verificar se há correlação entre diferentes corpos, foi utilizada a geoquímica de rochas como ferramenta principal. O banco de dados de 141 análises químicas anteriores das rochas basálticas da região estudada foi complementado com determinações geoquímicas de óxidos maiores, menores e de elementos traço feitas por fluorescência de raio X (FRX) de mais 21 amostras de diques, sills e derrames coletadas em campo. A distribuição geográfica das amostras que foram submetidas a análises químicas em estudos anteriores e das amostras coletadas durante os campos na área de estudo foi utilizada como critério para selecionar quais amostras foram analisadas por geoquímica de rocha total. Dados de elementos-traço incompatíveis (elementos terras-raras, U, Th e outros) também foram obtidos para 8 amostras selecionadas por espectrometria de massa por plasma acoplado indutivamente (ICP-MS). As análises foram feitas pelo laboratório do Núcleo de Apoio à Pesquisa (NAP) Geoanalítica do IGc-USP.

A preparação das amostras foi feita no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) do Instituto de Geociências da USP, e teve início com o corte das amostras para reduzi-las a fragmentos de aproximadamente 10x4 cm no máximo. Esses fragmentos foram prensados utilizando uma prensa hidráulica, tiveram suas porções alteradas cuidadosamente removidas e passaram a ter a dimensão de grânulos menores que 2 mm. Após isso, cada amostra foi

moída no moinho de anéis de ágata, reduzindo mais ainda sua granulometria, que passou a ser argilosa. O pó produzido foi dividido para a confecção de pastilhas fundidas para análise de elementos maiores e menores, para a confecção de pastilhas prensadas para análise de elementos traços, ambas por FRX, e para as análises de ICP-MS.

O pó reservado para confecção de pastilhas prensadas foi primeiramente micronizado no LTA por 25 minutos em recipientes com cadinhos de ágata cilíndricos. Após secarem em uma estufa, elas foram misturadas com cera (ligante) para a confecção das pastilhas prensadas. As pastilhas fundidas, por sua vez, foram produzidas no laboratório de química do IGc-USP. O procedimento detalhado para a confecção dos dois tipos de pastilha é descrito em Mori et al. (1999).

As análises de ICP-MS, por sua vez, foram feitas segundo o procedimento descrito em Navarro et al. (2008). Os resultados dessas análises de elementos traço e terras-raras foram analisados em conjunto com os dados publicados em Janasi et al. (2007b), totalizando 18 amostras, sendo 7 de derrames, 3 de sills e 8 de diques.

Durante todas as etapas de preparação de amostras tomou-se muito cuidado para evitar que as amostras fossem contaminadas, adotando métodos de higienização adequados para garantir a confiabilidade dos resultados.

4.6.2 Amostras de poço tubular

Além das amostras coletadas em campo, foram analisadas, por FRX, sete amostras de basaltos de diferentes intervalos de profundidades de um poço de água profundo localizado no município de Cerqueira César (SP), na forma de *chip* de rocha, fornecidas pelo DAEE. Esse poço está localizado a 18 km do limite leste da área de estudo. O código desse poço é D-5, ele possui uma profundidade de 114 metros e as litologias perfuradas foram amostradas de 2 em 2 metros, totalizando 57 amostras. Uma quantidade limitada de amostra de cada intervalo foi cedida para esse estudo (entre 15 e 20g aproximadamente).

As análises desse material são potencialmente esclarecedoras para o estabelecimento de uma sequência estratigráfica local dos derrames, visto que o poço perfura uma espessura significativa do empilhamento de lavas, servindo como controle. No entanto, existem algumas ressalvas. Dentre elas, as amostras de *chip* de rocha de um determinado intervalo de profundidade podem ter sido contaminadas com argilas, solo e pedaços de basalto vindos de outros intervalos de profundidade durante sua coleta no poço. Além disso, a maior parte das amostras do poço específico apresenta granulometria muito fina e alto grau de alteração. Espera-se que, com a preparação adequada, as análises dessas amostras revelem de maneira geral o empilhamento original de deposição das lavas, apesar de possivelmente não expressarem sua composição química com precisão.

A coluna estratigráfica do poço foi elaborada a partir da descrição das amostras, e as sete amostras para análise foram selecionadas de acordo com critérios como seu grau de

alteração, granulação e posição estratigráfica, como pode-se observar na Figura 4 a seguir. O número relativamente pequeno de análises se deve ao elevado grau de alteração das amostras e de sua granulometria muito fina – só foram selecionadas aquelas que estavam melhor preservadas, de modo que os resultados das análises não fossem comprometidos por alterações secundárias e contaminação por partículas de outros intervalos de profundidade.

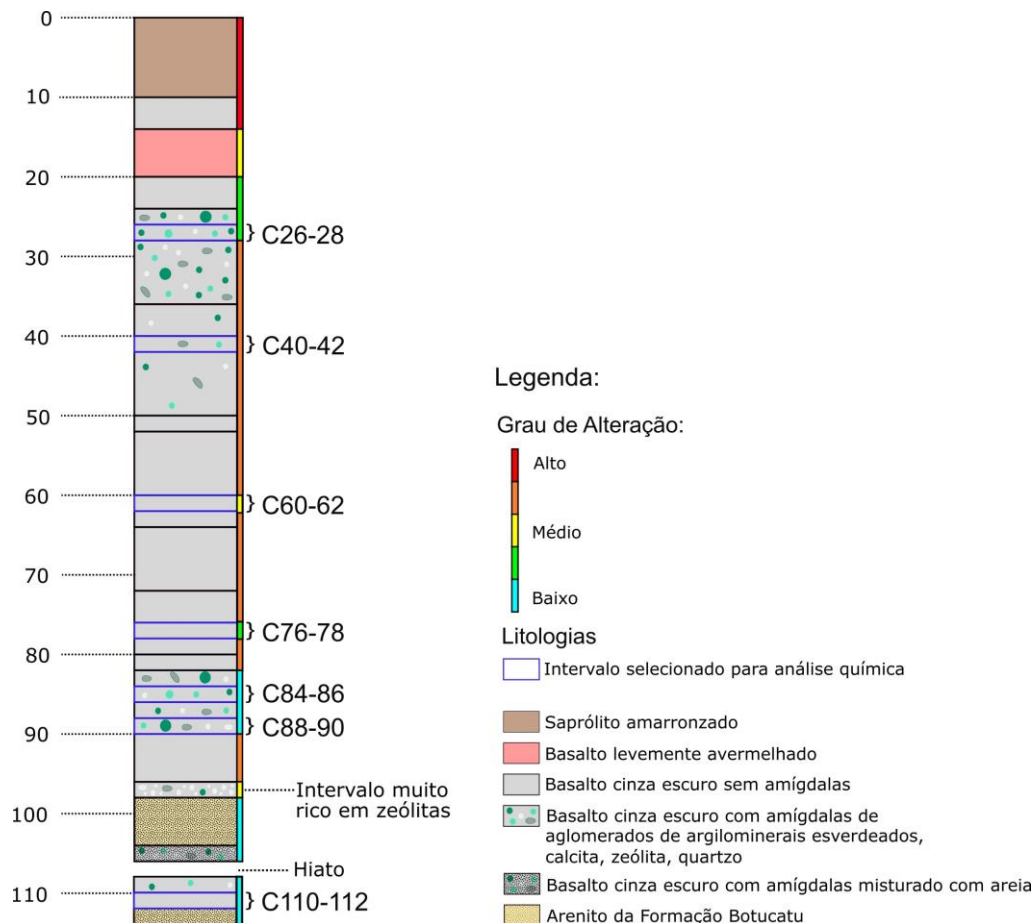


Figura 4: Coluna estratigráfica esquemática das litologias perfuradas no poço tubular D-5 de Cerqueira César, esboçada a partir das amostras cedidas pelo DAEE. As sete amostras selecionadas para análise química por FRX estão destacadas em azul.

O empilhamento de basaltos perfurado por esse poço apresenta alguns níveis com maior concentração de materiais que provavelmente constituíam amígdalas, e alguns níveis relativamente mais oxidados, com fragmentos de coloração avermelhada, mas não possui indicativos muito claros de onde poderia ser o início e o fim de cada derrame individual. É comum também a presença de fragmentos finos de calcita e/ou zeólitas, mesmo em níveis com ausência de amígdalas, que poderiam ser preenchimentos de fraturas.

A preparação dessas amostras para análise química de elementos maiores por fluorescência de raios X se deu em etapas adaptadas da metodologia de Machado *et al.* (2018). Primeiramente, optou-se por peneirar as amostras a seco usando uma peneira com abertura de 0,59 mm, separando a parte do material coletado que era muito fina. Após isso, com auxílio de uma lupa e pinça, separou-se os grânulos menos alterados e mais homogêneos retidos na peneira para fazer as análises, retirando minerais secundários (Figura

5). Essa etapa foi importante para tirar dessas amostras pequenos fragmentos de quartzo, calcita, argilominerais e grãos muito oxidados, garantindo que os resultados da análise fossem mais fiéis à composição dos basaltos perfurados. As massas do material selecionado são apresentadas na Tabela 2 a seguir.

Tabela 2: Quantidade de amostra peneirada e selecionada com auxílio de lupa e pinça para as análises químicas do poço tubular D-5, localizado no município de Cerqueira César.

Amostra	Massa total (g)	Granulometria <0,59 mm (g)	Granulometria >0,59 mm (g)	
			Selecionado para análise (g)	Restante (grãos alterados, amígdalas, calcita, quartzo) (g)
C26-28	16,56	4,75	10,13	1,68
C40-42	17,64	8,47	8,70	0,47
C60-62	17,12	12,05	4,73	0,34
C76-78	15,84	4,34	10,49	1,01
C84-86	18,95	3,20	8,96	6,79
C88-90	18,41	1,46	12,03	4,92
C110-112	20,85	0,17	12,74	7,94

A segunda etapa de preparação das amostras foi um banho ultrassônico, com o objetivo de eliminar resquícios de lama e outras partículas finas acumuladas durante a perfuração do poço. Para isso, colocou-se cada amostra em béqueres com 100 ml de água destilada dentro do equipamento de ultrassom, e foram feitas várias lavagens consecutivas, cada uma com 10 minutos de duração, trocando a água até que ela ficasse límpida após o procedimento. A quantidade de lavagens variou de 8 a 30 – em média foram feitas em torno de 20 lavagens. As amostras foram levadas para a estufa até secarem completamente, e foram retiradas no dia seguinte e deixadas no dessecador por cerca de meia hora para esfriarem.

Em seguida, no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) as amostras foram moídas manualmente até atingirem a granulação de silte fino a argila, utilizando um pistilo de ágata para evitar contaminação e perda de massa, já que a quantidade de amostra era bastante limitada. A limpeza do pistilo entre a moagem de diferentes amostras foi feita cautelosamente, também para evitar contaminação. Em seguida, as amostras moídas foram micronizadas por 25 minutos cada, para que sua granulometria fosse reduzida e homogeneizada, em recipientes com cadinhos de ágata cilíndricos, seguindo os mesmos passos descritos para as amostras coletadas em campo. Novamente elas ficaram na estufa por 48 h, até secar completamente.

Devido à quantidade muito pequena de massa selecionada de cada amostra (4-12 g), foram confeccionadas apenas pastilhas fundidas para análise de óxidos maiores, o suficiente para obter os conteúdos de P_2O_5 , TiO_2 e MgO , que são essenciais para discriminar derrames adjacentes. A medida de perda ao fogo e a produção das pastilhas fundidas foi feita novamente no laboratório de fluorescência de raios X do NAP Geoanalítica, seguindo os mesmos procedimentos para as amostras coletadas em campo, detalhados na seção anterior.



Figura 5: Fotos obtidas por lupa das amostras do poço tubular D-5 selecionadas para análise química (apenas dos grãos retidos na peneira de abertura 0,59 mm). À esquerda, os grãos menos alterados e mais homogêneos, selecionados para serem analisados. À direita, os restos de cada amostra, retirados utilizando lupa e pinça, que incluem minerais secundários (calcita, agregados de argilominerais esverdeados, quartzo e zeólitas) e grãos muito alterados.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Atividades de campo

A localização dos pontos descritos no campo é representada na Figura 6.

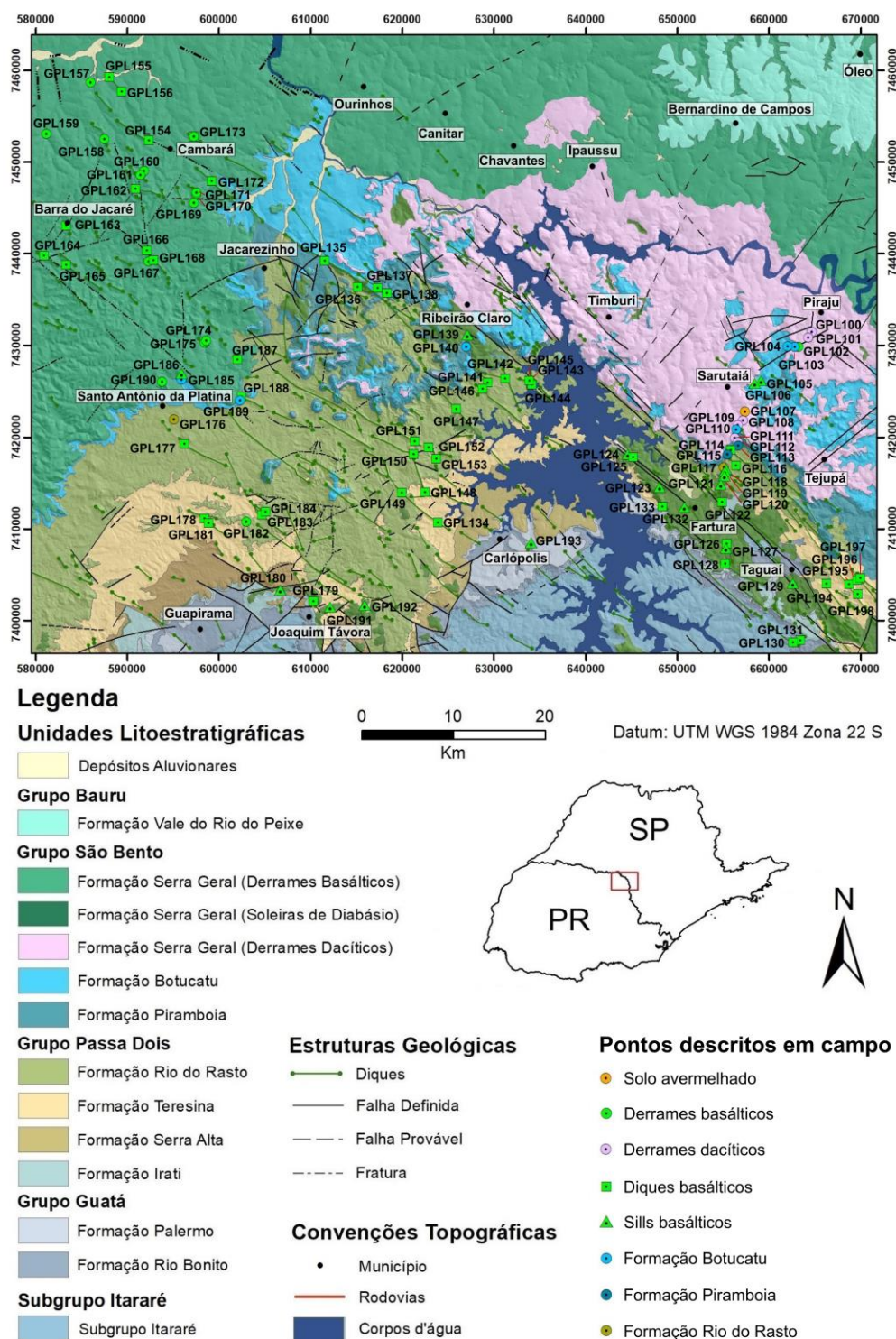


Figura 6: Localização dos pontos visitados durante as duas etapas de campo e geologia da área de estudo com destaque para os principais municípios. Mapa produzido com base na integração dos mapas geológicos do Estado de São Paulo (Perrotta et al., 2005), da Folha de Cornélio Procópio (MINEROPAR, 2005) e dados de campo inéditos de projetos desenvolvidos pelo Instituto Geológico – Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo e pelo orientador desse estudo. Modelo digital de elevação: SRTMGL1 v003, *NASA Shuttle Radar Topography Mission Global* 1 arco segundo.

Durante a primeira etapa de campo foi feito um perfil entre Piraju e Fartura (SP), visitando os principais afloramentos da rodovia SP-287, com o objetivo de estabelecer um controle para comparação com análises químicas prévias. Além disso, o sill de Fartura foi visitado e amostrado, e outros dois dias foram dedicados exclusivamente para a amostragem de diques na região de Jacarezinho e Carlópolis (PR). A maioria dos afloramentos visitados eram em cortes de estrada, mas também foram descritos muitos matacões onde não havia boas exposições.

No perfil Piraju-Fartura, observou-se parte dos derrames dacíticos e alguns corpos intrusivos basálticos. Os dacitos observados são maciços, por vezes bastante fraturados, e apresentam coloração cinza clara, com cor de alteração roxa. Frequentemente têm textura porfirítica com fenocristais de feldspato, além de amígdalas e vesículas de alguns milímetros a alguns centímetros de diâmetro. Zeólitas, quartzo, e carbonato estão entre os minerais que preenchem as amígdalas, que assim como as vesículas, apresentam geometria variável, mas predominantemente simétrica e arredondada. Na porção sul desse perfil afloram diques e sills basálticos intrudidos nas rochas sedimentares. Nessa região foi amostrado um dos maiores diques visitados, o do ponto GPL115, que possui aproximadamente 100 metros de espessura. Nota-se um aumento da granulação do diabásio das bordas para o centro do corpo.

Na região do sill de Fartura os afloramentos eram mais escassos, e foram descritos e amostrados muitos matacões, comumente sendo alterados por esfoliação esferoidal. O sill é cortado por lineamentos que podem ser identificados com auxílio do modelo digital de terreno. Por fim, na região entre Carlópolis e Jacarezinho, diversos diques que cortam as rochas sedimentares foram amostrados. Os diabásios amostrados são maciços e têm textura fanerítica inequigranular fina a média, com algumas ocorrências mais grossas em corpos mais espessos. Em alguns pontos observou-se fenocristais de plagioclásio de até 0,8 cm, como no ponto GPL123.

Nas redondezas de Jacarezinho e Carlópolis há uma grande densidade de diques bem marcados no relevo. Os diabásios amostrados possuem as mesmas características dos coletados na região do sill de Fartura, e apresentam textura média a grossa localmente, principalmente em corpos mais espessos. Os padrões de faturamento das rochas variam de acordo com o afloramento, e foram observadas feições como disjunções colunares (Figura 7), alguns contatos entre diques e encaixantes sedimentares cozidas, e mais raramente, xenólitos das encaixantes.

A segunda etapa de campo foi realizada nas redondezas de Cambará e Santo Antônio da Platina (PR). Nos arredores de Cambará os afloramentos são mais escassos – as camadas de solo são muito espessas e não há muitas quebras de relevo. Já em Santo Antônio da Platina existe uma grande quebra de relevo entre a frente de erosão das lavas e as rochas sedimentares. Não foram observados diretamente contatos entre os diques e os derrames, principalmente devido ao intemperismo, mas foram amostrados afloramentos de derrames

nas proximidades dos diques. Os diques observados se diferenciam dos derrames por serem maciços, com textura fanerítica fina a grossa dependendo da localidade, e não apresentarem vesículas na maioria dos casos. Eles apresentam disjunção colunar ocasionalmente.

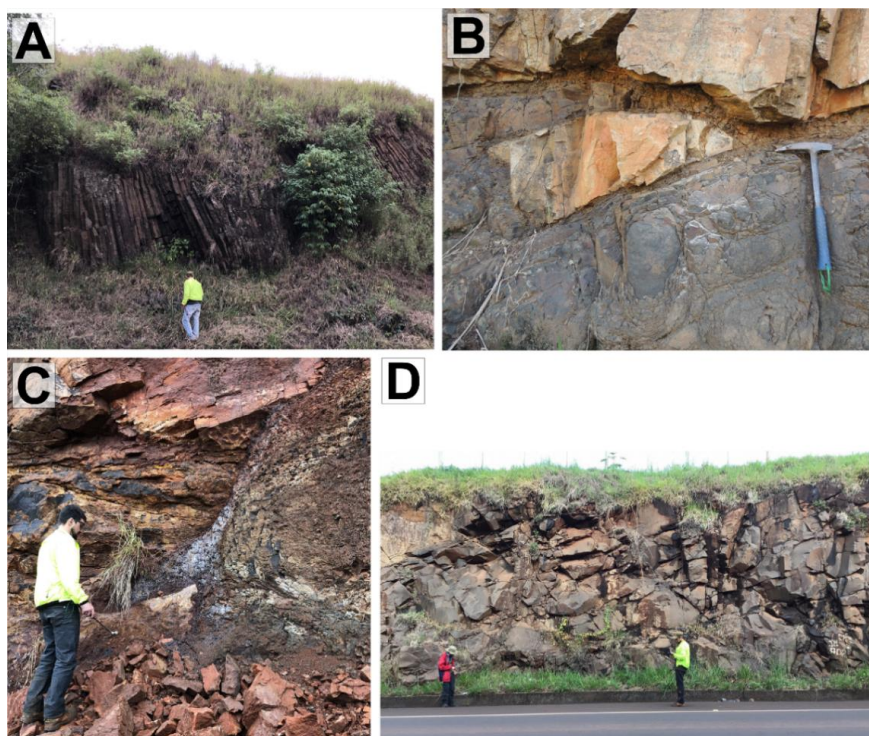


Figura 7: Fotos de algumas das feições comumente observadas durante as etapas de campo realizadas nesse estudo. A – Disjunções colunares observadas no ponto GPL106; B- Contato entre arenito e sill, com presença de um xenólito do arenito (GPL121); C – Contato entre arenito cozido e dique de diabásio no ponto GPL138; D – Afloramento de parte de um dique no corte de estrada no ponto GPL132.

As rochas que compõem os derrames frequentemente apresentam vesículas e amígdalas preenchidas por quartzo, zeólitas, carbonato e argilominerais esverdeados. Uma grande variedade de feições foi observada em diferentes pontos amostrados (Figura 8). Dentre elas, níveis de entablamento nos pontos GPL159 e GPL160 e algumas porções com alta densidade de vesículas e amígdalas, incluindo geodos de até 20 cm preenchidos por calcedônia e quartzo. No ponto GPL160, localizado na pedreira da Cambará Empresa de Mineração, observou-se uma camada de ~ 5 cm de espessura muito rica em amígdalas arredondadas e simétricas de 0,4 a 10 cm, preenchidas por um argilomineral esverdeado, feição que parece ser produto de realimentação do derrame através de vesículas de *pipe*. Na mesma pedreira, as rochas encontram-se bastante hidrotermalizadas, com presença de calcita e quartzo preenchendo veios irregulares de espessura milimétrica e formando alguns bolsões centimétricos. Lobos de lava com as bordas vítreas salientes e o interior bastante alterado foram observadas em uma cota altimétrica um pouco maior que a da pedreira no ponto GPL161, indicando um provável topo de derrame. No mesmo afloramento, acima da porção com os lobos preservados, observa-se geodos de calcedônia de até 10 cm entre as rochas muito alteradas. No ponto GPL157 foi encontrado um bloco solto vítreo, muito vesiculoso, com aspecto de escória.

Na área ao norte de Santo Antônio da Platina, onde começa a aflorar a Formação Serra Geral mapeada como derrames pela MINEROPAR, observou-se diabásio maciço de granulação média, com ausência de vesículas e amígdalas, sugerindo a existência de um sill. À leste do município já afloram as rochas sedimentares da Bacia do Paraná, onde foram amostrados mais diques, inclusive um que aparenta terminar no derrame/possível sill e potencialmente poderia ser o alimentador dessa porção (ponto GPL188). Um dique de rocha porfirítica foi amostrado no ponto GPL194, e outro com textura inequigranular média a grossa e com fenocristais foi amostrado no ponto GPL196.

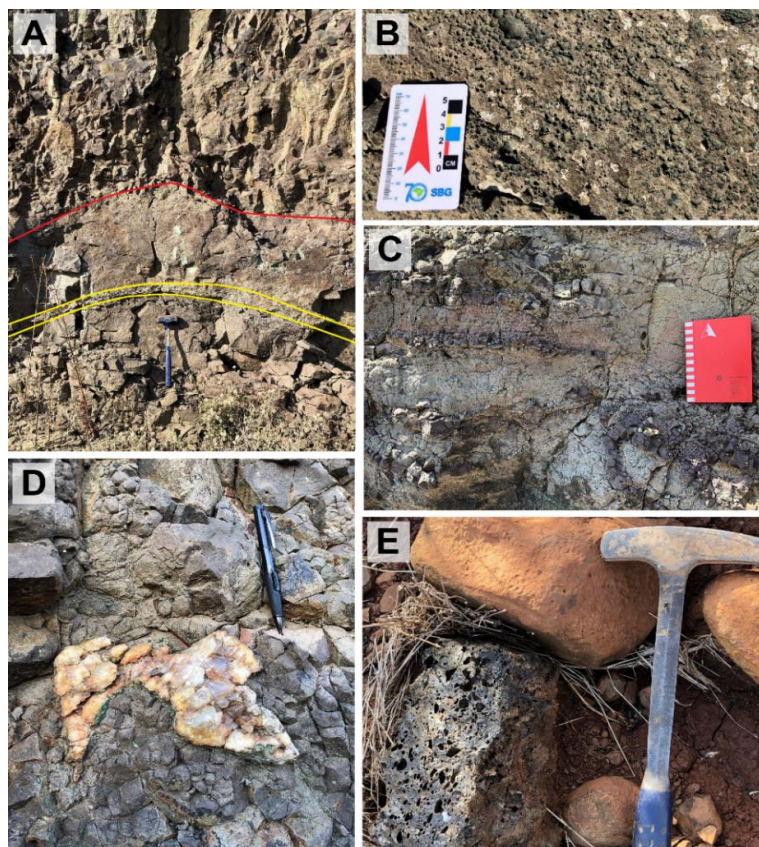


Figura 8: Fotos de algumas das feições observadas nos derrames durante a segunda etapa de campo realizadas nesse estudo. A – Afloramento de basalto do ponto GPL160, com nível de entablamento na porção superior e um nível mais maciço na base com uma possível feição de vesículas de pipe destacada em amarelo; B – Detalhe da possível feição de vesículas de pipe, um nível rico em vesículas e amígdalas preenchidas por argilominerais verdes; C – Lavas lobadas muito alteradas observadas no ponto GPL161; D – Geodo preenchido por quartzo observado no ponto GPL159; E- Bloco de basalto vítreo extremamente vesiculado encontrado no ponto GPL157.

5.2 Descrições petrográficas

As descrições petrográficas feitas nesse estudo incluíram 14 lâminas de trabalhos anteriores e 25 lâminas de amostras coletadas no campo. Sua localização é ilustrada no Anexo 12. Pretendia-se descrever mais exemplares de amostras coletadas durante a segunda etapa de campo, mas isso não foi possível devido a uma grande demanda de confecção de lâminas no IGc-USP – elas não ficariam prontas a tempo de serem descritas e incluídas nesse trabalho.

No total, foram descritas 8 lâminas de derrames, 25 de diques e 6 de sills. Elas possuem algumas características em comum entre si, como por exemplo o fato de serem maciças. Sua mineralogia também é bem parecida, composta principalmente por proporções variáveis de plagioclásio (An40-60) e piroxênio (dominantemente augita e por vezes pigeonita), além de minerais opacos (ilmenita e magnetita, 3-8%). Além disso, elas apresentam os mesmos tipos de alterações dos minerais para argilominerais, clorofaeíta, óxido/hidróxido de ferro, sericita e clorita, que podem constituir até aproximadamente 15% de algumas amostras. A sericita ocorre principalmente alterando plagioclásio, assim como os óxidos/hidróxidos de ferro alteram mais frequentemente os minerais opacos. O mineral acessório mais comum é a apatita, que ocorre principalmente como cristais finos e aciculares na mesóstase.

As lâminas de derrames basálticos da região possuem granulação relativamente mais fina (0,01-0,3 mm a maioria, algumas menos finas com cristais de 0,1-0,8 mm), e são inequigranulares seriadas a porfiríticas, com baixa densidade de fenocristais de plagioclásio idiomórfico e piroxênio granular de até 0,8 mm (Figura 9). Elas tipicamente apresentam textura intergranular, com piroxênios e minerais opacos granulares em meio a plagioclásios euedrais em formato de ripas. A maioria das amostras não possui vidro, mas as que possuem têm textura localmente intersertal, com bolsões devitrificados entre os cristais de plagioclásio e piroxênio. As porções que apresentam vidro ou que foram devitrificadas são alteradas por argilominerais mais intensamente que o resto da matriz.

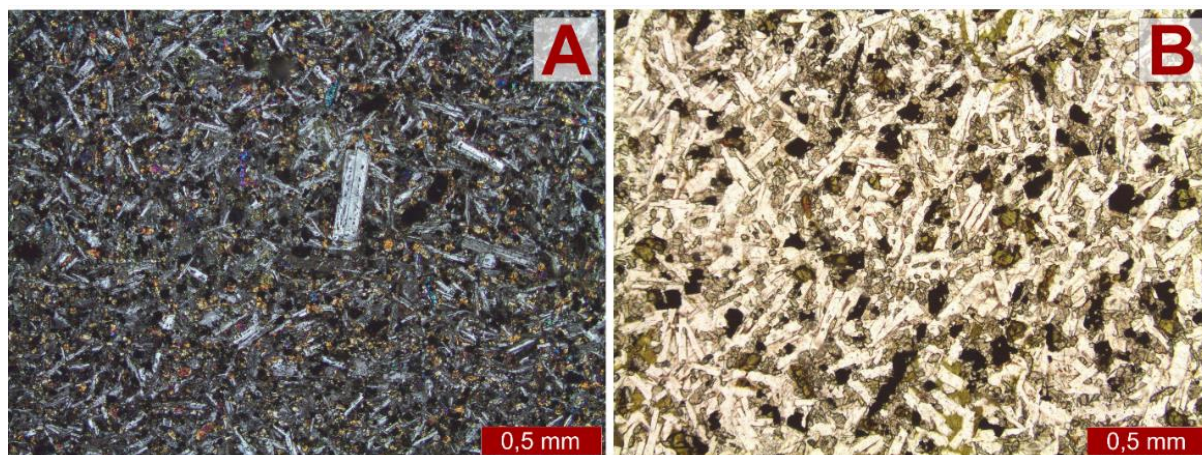


Figura 9: Fotomicrografias exemplificando a granulação fina e textura intergranular típica observada nas amostras de derrames basálticos descritas. A – amostra OU-214 com nicóis cruzados; B – amostra AS-57 sem nicóis cruzados.

As amostras de sill (Figura 10) são inequigranulares finas em sua maioria (cristais de 0,1-0,4 mm na matriz) e possuem textura intergranular predominantemente. Há duas amostras médias (0,2-1,2 mm) com textura subofítica. Fenocristais ocasionais são frequentes (ocorrem em 4 das 6 lâminas de sills) e comumente zonados, e por vezes possuem bordas levemente irregulares. Uma das lâminas apresenta textura porfirítica e glomeroporfirítica com fenocristais de plagioclásio idiomórfico e de piroxênio granular de até 1,75-2,3 mm (OU-358).

Os plagioclásios ocorrem sempre em formato de ripa, euedrais a subeuedrais, enquanto predominam cristais granulares de piroxênio. Chama a atenção também a presença marcante de apatita acicular ($\sim 0,1$ mm) nas amostras de sills, mais abundante que nas demais. Na amostra GPL120 observa-se intercrescimentos de augita, plagioclásio e minerais opacos, sendo estes esqueletais em algumas porções. A amostra GPL139 apresenta $\sim 25\%$ de vidro em sua matriz, mas o vidro não é recorrente nas demais.

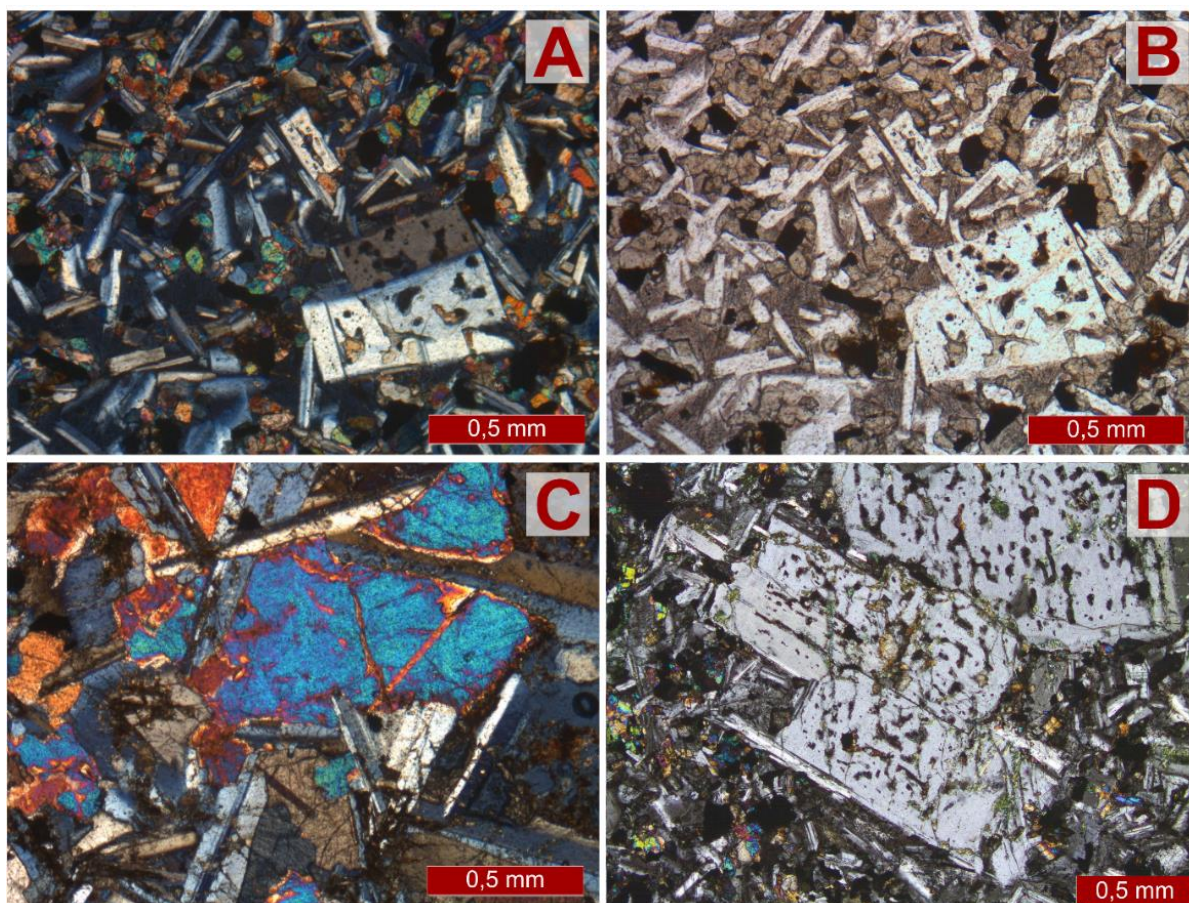


Figura 10: Fotomicrografias exemplificando as texturas observadas em amostras de sills. A – textura intergranular típica observada na amostra GPL139 com presença de um cristal maior na matriz, possivelmente de uma geração anterior, com nicóis cruzados; B – Mesma fotomicrografia que A, mas com nicóis paralelos, destacando a presença de vidro amarronzado intersticial na matriz; C – textura subofítica observada na amostra GPL120 com nicóis cruzados; D – textura glomeroporfírica formada por fenocristais de plagioclásio com inclusões de vidro na amostra OU-358, com nicóis cruzados.

As lâminas de diques descritas foram divididas em cinco grupos de acordo com suas principais características texturais e mineralógicas. A primeira distinção e a mais óbvia foi feita entre amostras de granulação relativamente mais fina (Grupo I) e as amostras de granulação relativamente maior, ainda fina a média (Grupo II), ilustrada pela Figura 11. Apenas 6 amostras de diques foram classificadas como parte do Grupo I. Já os 19 exemplares de diques do Grupo II apresentam uma maior variabilidade de texturas e feições, então foram subdivididos em mais quatro grupos, denominados II-A, II-B, II-C e II-D.

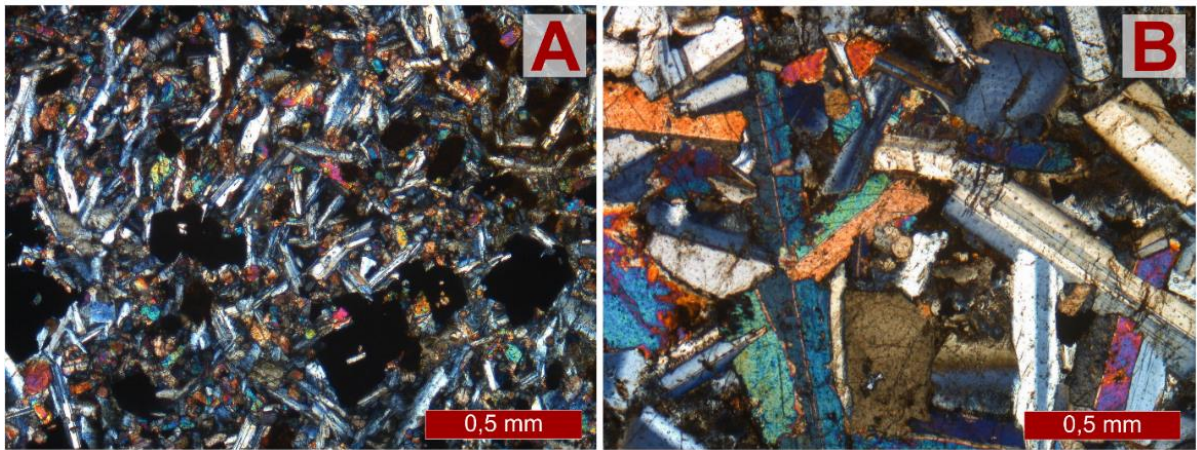


Figura 11: Fotomicrografias exemplificando a diferença granulométrica entre amostras do Grupo I (A) e do Grupo II (B). A – amostra OU-251 com granulação fina e textura intergranular; B – amostra GPL134, de granulação fina a média, com textura subofítica e cristais eudrais de plagioclásio e piroxênio prismáticos. Ambas com nicóis cruzados.

As amostras do Grupo I (Figura 12) são inequigranulares finas a médias, sendo que duas possuem na matriz cristais de 0,03-0,6 mm (OU251 e GPL141), e as demais têm cristais de 0,05-1 mm (GPL114, GPL125, GPL153A e GPL173A). Nota-se que a textura intergranular só ocorre nas amostras mais finas desse grupo. A amostra GPL125 apresenta um arranjo mais aleatório dos cristais, mas os minerais não estão distribuídos uniformemente em sua matriz - há algumas porções com concentrações de plagioclásio, e pouco piroxênio. As outras amostras possuem textura localmente subofítica. Duas amostras do grupo I apresentam material devitrificado intersticial na matriz (GPL114 e GPL141, 10 e 13% respectivamente). A amostra GPL114 também possui plagioclásios com feições de *swallow tail* e amígdalas arredondadas preenchidas por carbonato, de 1,25 a 3 mm de diâmetro, com uma porção devitrificada também arredondada ao seu redor. As ripas de plagioclásio ao redor das amígdalas se orientam paralelas às bordas da feição. Novamente é comum a presença de fenocristais ocasionais tanto de plagioclásio (até 2 mm) quanto de piroxênio (até 1,25 mm), frequentemente zonados, e de alguns aglomerados. Há também amostras com uma geração de cristais relativamente maiores que o resto da matriz, mas que não atingiram proporções 5 vezes maiores que os demais, não podendo ser chamados de fenocristais. Outra característica em comum dessas rochas é o hábito predominantemente granular do piroxênio em sua matriz. Suas proporções de plagioclásio variam de 40 a 55%, de piroxênio de 30 a 40% e minerais opacos de 5 a 7%.

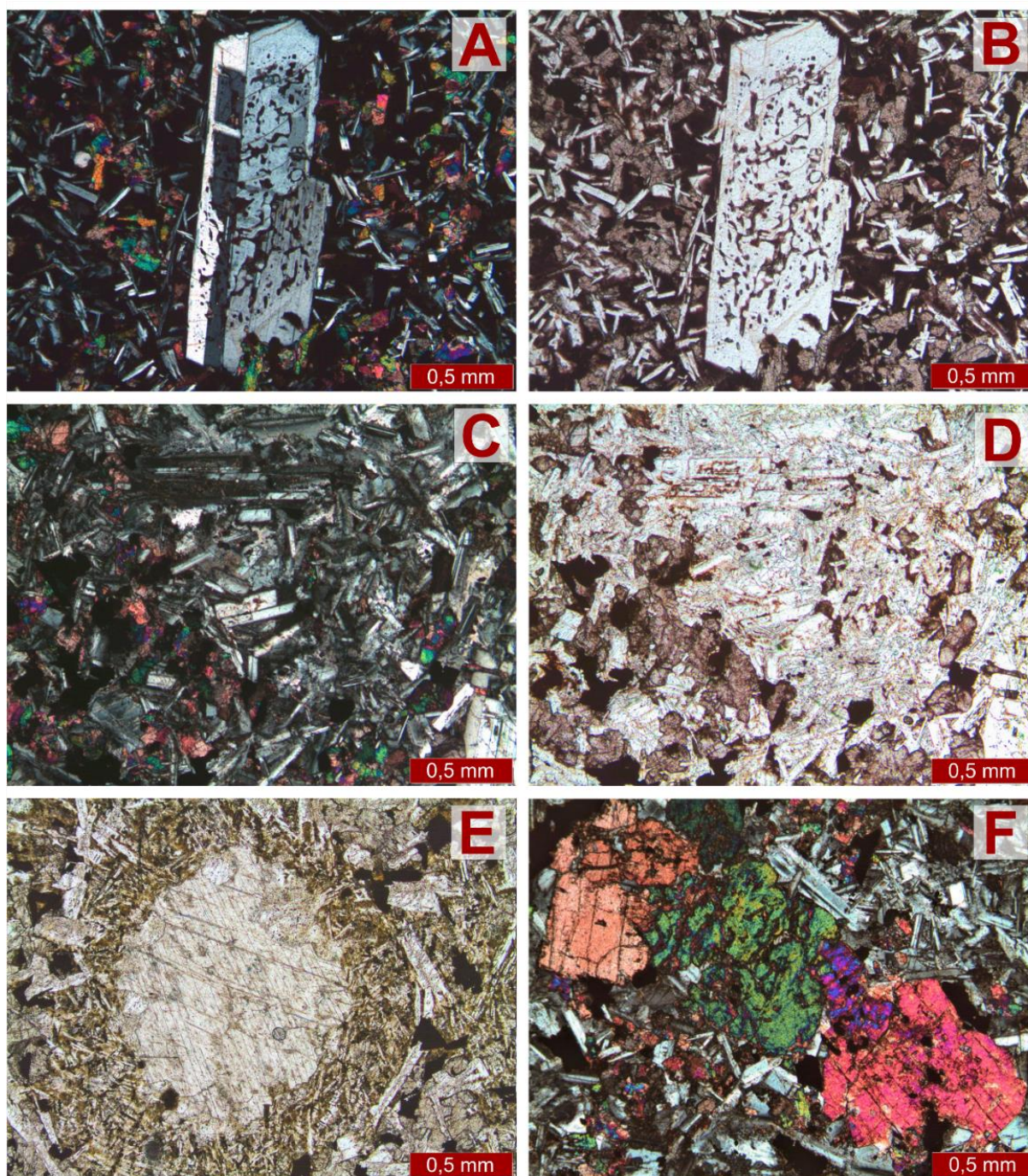


Figura 12: Exemplos da variedade de feições e texturas observadas nas amostras de diques do Grupo I. A - textura intergranular típica observada na amostra GPL141, com presença de um fenocristal de plagioclásio com inclusões de vidro, com nicóis cruzados; B – mesma fotomicrografia que A, mas com nicóis descruzados, destacando a presença de vidro marrom escuro nos interstícios; C - matriz da amostra GPL125, com uma porção mais rica em plagioclásio à direita, mostrando a distribuição heterogênea dos minerais na lâmina, com nicóis cruzados; D – mesma fotomicrografia que C, mas com nicóis descruzados, destacando também a presença de argilominerais e sericita alterando o plagioclásio; E – amígdala preenchida por carbonato observada na amostra GPL114, com nicóis descruzados; F – textura localmente glomeroporfírica observada na amostra GPL 125, com nicóis cruzados.

O Grupo II-A (Figura 13) inclui as amostras relativamente mais grossas que são hipocristalinas, contendo vidro ou material devitrificado intersticial em sua matriz e ausência de fenocristais. As amostras são inequigranulares, mais frequentemente com cristais de 0,1-3,5 mm, mas há algumas com granulação menor, como a OU-637 (0,1-1,5 mm). Sua textura

é predominantemente subofítica a ofítica, e localmente intersertal. Muitas lâminas possuem um predomínio de augita com hábito prismático (0,1-3 mm), euedral a subeuedral, num arranjo aleatório com as ripas de plagioclásio, mas também há algumas com piroxênio granular (0,1-1,75 mm). A proporção de piroxênio varia de 30 a 38% dependendo da amostra. Os cristais de plagioclásio (35-52%) ocorrem como ripas bem formadas que podem apresentar zoneamentos, e encontram-se comumente geminados. Os minerais opacos (3-7%, de 0,05 a 0,75 mm) são subeuedrais a xenomórficos, e frequentemente apresentam seções típicas de magnetita e ilmenita. O vidro (5-30%) ocorre principalmente na forma de bolsões intersticiais entre os minerais, configurando textura intersertal, e possui coloração marrom clara e cristais muito finos e esqueletais de minerais opacos, apatita e plagioclásio em seu interior. Porções devitrificadas frequentemente possuem coloração mais escura ou quase preta, bastante alterada para argilominerais amarronzados ou clorofaeíta.

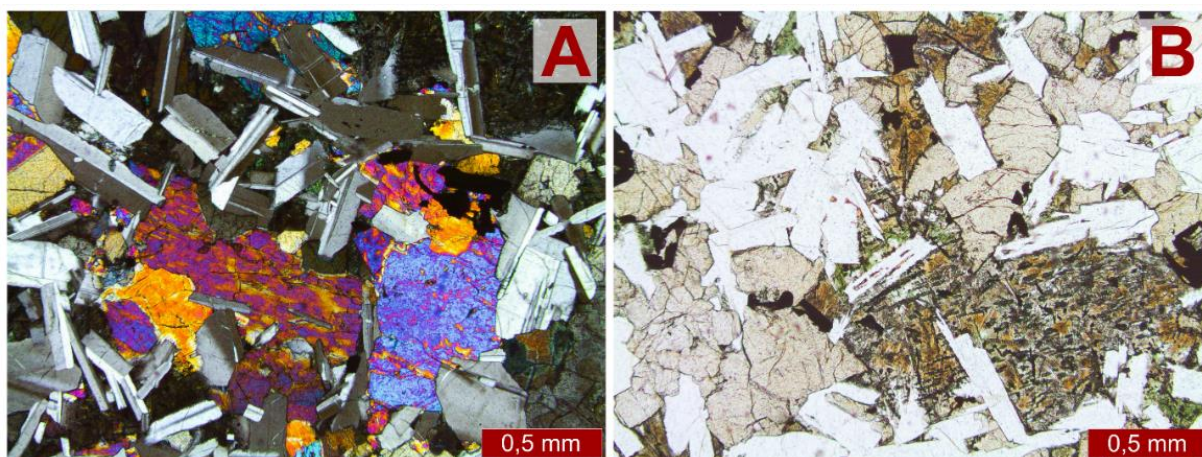


Figura 13: Fotomicrografias de amostras do Grupo II-A, exemplificando suas principais características. A – textura subofítica e ofítica observada na amostra OU-27, com nicóis cruzados; B – fotomicrografia da amostra OU-27 com nicóis paralelos, destacando a presença de vidro amarronzado na matriz, com cristais muito finos de minerais opacos esqueletais e plagioclásio.

A amostra GPL115A corresponde a uma porção mais próxima da borda do mesmo dique que a OU-50. Ambas possuem as mesmas características texturais e se enquadraram no mesmo grupo (II-A), mas a GPL115A tem a granulação um pouco menor (0,25-2,5 mm) do que a OU-50 (0,5-3 mm), como esperado para suas respectivas localizações no corpo. Ambas apresentam bastante vidro em sua matriz (~15%), e a amostra OU-50 parece possuir um zoneamento mais marcante em seus cristais de plagioclásio que a GPL115A, além de conter minerais opacos com aspecto esquelético que a outra amostra não possui.

As amostras pertencentes ao Grupo II-B (Figura 14) são aquelas relativamente mais grossas que são holocristalinas e afíricas. Elas apresentam as mesmas características das do Grupo II-A, mas não possuem vidro nem material devitrificado. A textura predominante é subofítica, e há também uma amostra (GPL147) que apresenta porções compostas predominantemente por plagioclásio, em vez de uma distribuição homogênea de plagioclásio e piroxênio por toda a lâmina. Predomina augita granular, mas há alguns cristais prismáticos.

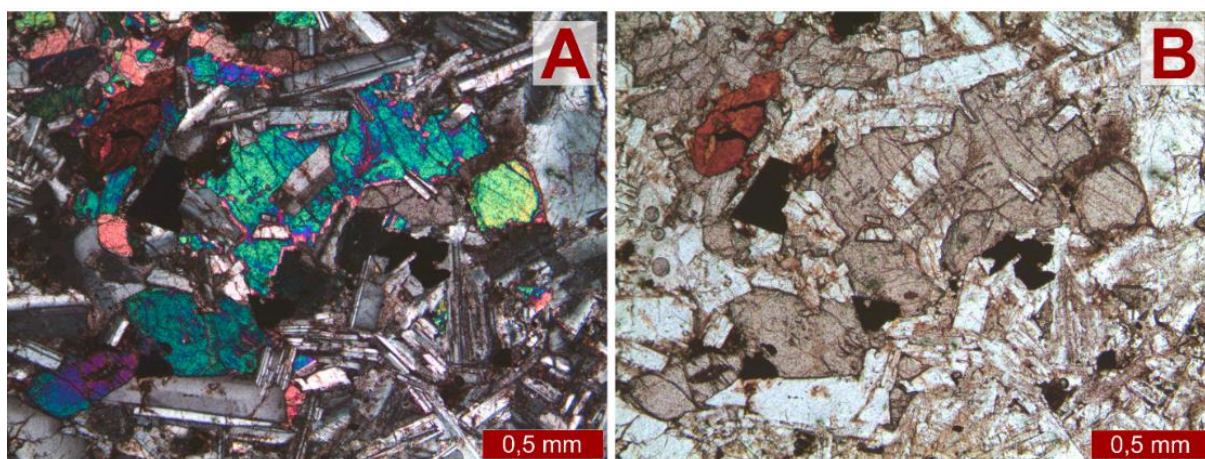


Figura 14: Fotomicrografias de um exemplo de amostra do Grupo II-B (GPL147) mostrando sua textura subofítica típica com nicóis cruzados (A) e paralelos (B).

O Grupo II-C (Figura 15) refere-se às amostras relativamente mais grossas que possuem alguns fenocristais de plagioclásio e/ou piroxênio (<10% da amostra). São apenas duas amostras que se encaixam nessa categoria: AS107A e GPL128.

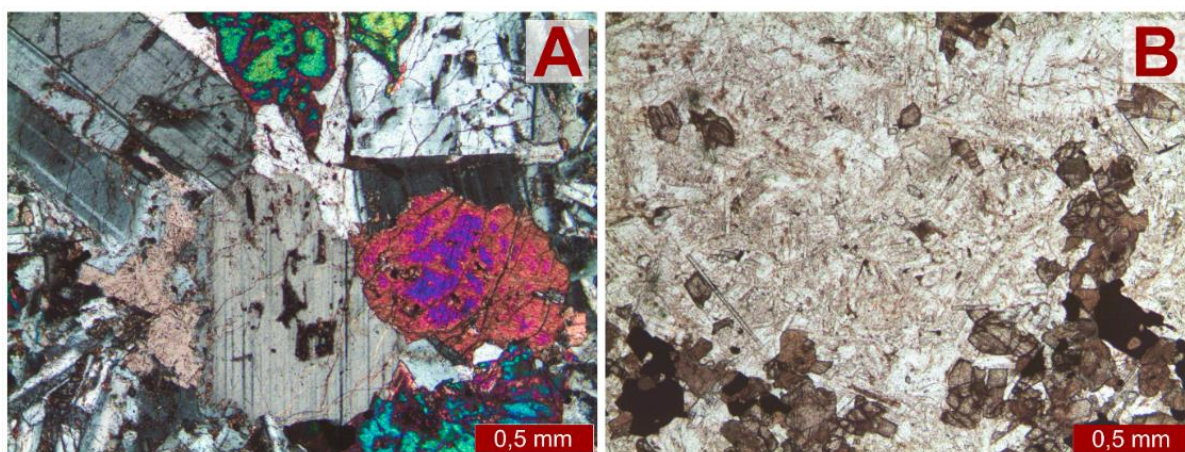


Figura 15: Fotomicrografias da amostra GPL128, ilustrando as características do Grupo II-C. A – textura localmente glomeroporfírica, com um aglomerado de plagioclásios e piroxênios, com nicóis cruzados; B – matriz com distribuição heterogênea dos minerais, com uma porção muito mais rica em plagioclásio e quase sem augita, com nicóis paralelos.

Ambas são inequigranulares finas a médias (0,1-1,5 mm) e apresentam textura subofítica. A primeira possui bolsões devitrificados intersticiais que compõem até 20% de sua matriz, e textura localmente glomeroporfírica, com fenocristais de plagioclásio de até 5 mm, zonados, idiomórficos e com inclusões de *melt*. Sua textura é localmente intersertal, e os cristais de plagioclásio da matriz (40%) são euedrais e apresentam zoneamentos, enquanto a augita (32%) é granular, de 0,2-1 mm, e os minerais opacos ocorrem como prismas alongados de 0,1-0,75 mm por toda a lâmina. A amostra GPL128, por sua vez, é holocristalina e apresenta fenocristais de plagioclásio idiomórficos (1,5-3 mm), zoneados e com inclusões de *melt* e de piroxênio granular (1,25 mm), localmente aglomerados. Sua matriz possui algumas porções com maiores concentrações de plagioclásio, quase sem piroxênio. O plagioclásio (56%) ocorre como ripas de 0,1-1 mm euedrais a subeuedrais e frequentemente

sericitizado, e o piroxênio (35%) de 0,1-0,9 mm é predominantemente granular, com alguns cristais subeudrais prismáticos, e bastante alterado por argilominerais (2%). Seus minerais opacos (7%), de 0,05-1,5 mm, frequentemente possuem inclusões de piroxênio e plagioclásio e ocorrem preferencialmente associados ao piroxênio na matriz.

O Grupo II-D inclui amostras com texturas de intercrescimento mais peculiares entre plagioclásio e augita. Elas são inequigranulares finas a médias (0,05-2 mm) e possuem piroxênio predominantemente prismático, eudral a subeudral (30-40%, cristais de 0,05-2 mm). O plagioclásio (40-50%, 0,5-2 mm) novamente ocorre como ripas eudrais e comumente zonados. As texturas de intercrescimento observadas consistem em muitos cristais de augita e plagioclásio geminados e intercrescidos entre si em um arranjo quase radial (Figura 16). Os minerais opacos (4-5%) são subeudrais a eudrais e tem granulação de 0,1 a 1 mm. As duas amostras desse grupo possuem material intersticial devitrificado em suas matrizes, de coloração preta (4-25%), e todas são afíricas.

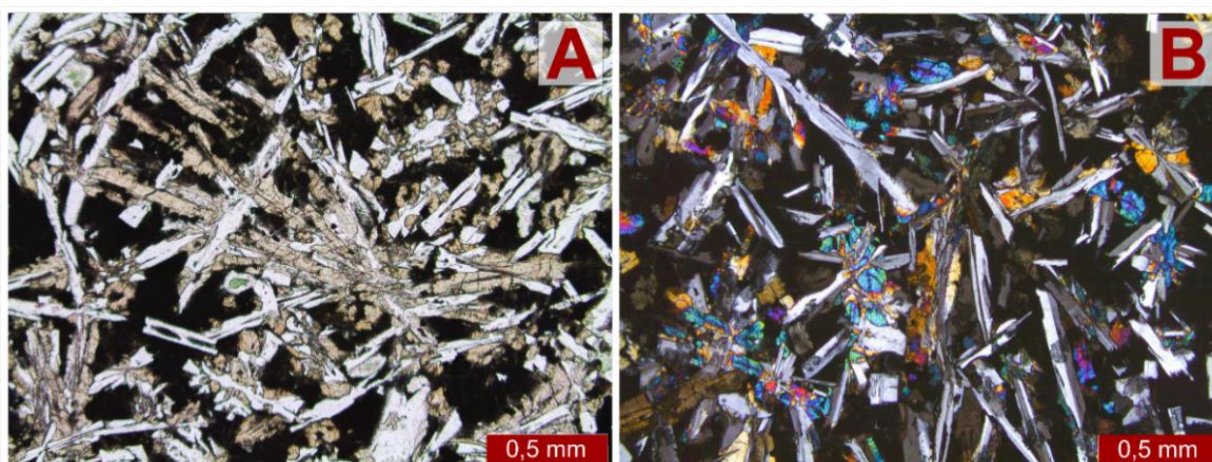


Figura 16: Fotomicrografias da amostra OU-273, ilustrando as texturas de intercrescimento de plagioclásio e piroxênio típicas do Grupo II-D. A – com nicóis descruzados; B – com nicóis cruzados.

Algumas observações importantes podem ser feitas a respeito da petrografia. Os derrames são os que possuem as menores granulações, mas há tanto amostras de sills quanto de diques que apesar de estarem em menor número, também são tão finas quanto, e apresentam os mesmos aspectos mineralógicos e texturais. Há também um exemplar de dique com amígdalas preenchidas por carbonato, e a presença de vidro ou de porções devitrificadas é muito comum nas intrusivas também. Assim, não é possível distinguir corpos extrusivos e intrusivos apenas por meio da petrografia.

É claro um predomínio de textura intergranular nas amostras de granulação mais fina, enquanto nas mais grossas, predomina a textura subofítica. Além disso, as amostras que possuem cristais de piroxênio prismático eudrais têm em comum o fato de não apresentarem fenocristais, assim como as amostras do grupo II-D.

Além disso, há uma diversidade significativa de feições texturais e mineralógicas apresentadas pelos diques, e não é possível estabelecer relações entre suas características petrográficas e seus magmas-tipo – tanto diques do tipo Pitanga quanto do tipo

Paranapanema apresentam essa variabilidade. Os grupos também apresentam variabilidades internas importantes, e acabam servindo apenas como um recurso descritivo.

5.3 Microscopia eletrônica de varredura

As análises de MEV confirmaram a presença de pigeonita além da augita em todas amostras. Elas mostram também que a ilmenita é mais comum dentre os minerais opacos do que a Ti-magnetita, e que os cristais de Ti-magnetita costumam ocorrer associados com os de ilmenita, além de frequentemente apresentar lamelas de exsolução. Os minerais opacos frequentemente estão intercrescidos com augita e plagioclásio, englobando os cristais parcialmente ou completamente (Figura 17). Nas lâminas GPL125 e GPL128 observa-se zoneamentos inversos nos fenocristais de piroxênio, com um aumento do teor de Ca e Ti em direção às bordas, e diminuição do Fe. Nos fenocristais de plagioclásio observa-se zoneamentos normais, com diminuição do teor de anortita em direção às bordas. Em todas as lâminas analisadas há intercrescimentos de quartzo e feldspato potássico intersticiais, configurando textura granofírica. Na amostra GPL134, todos os piroxênios encontram-se fortemente zonados, com aumento do Ca, Ti e Fe do centro para as bordas.

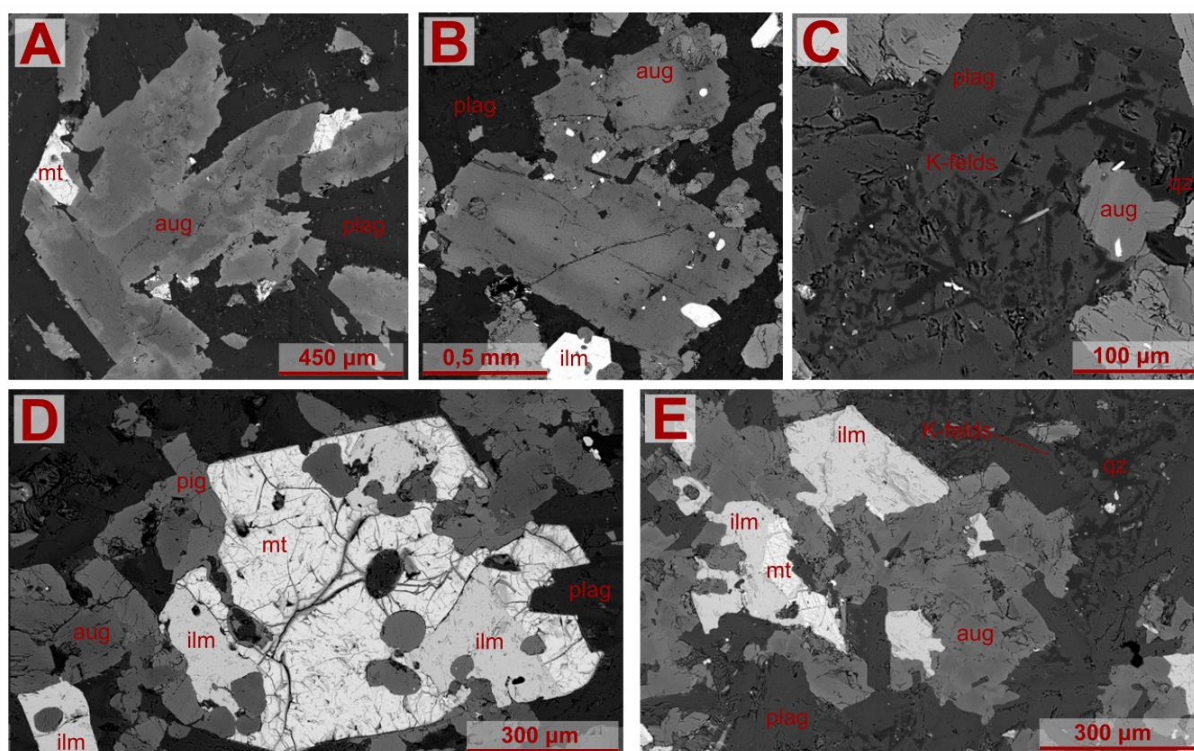


Figura 17: Imagens de *backscatter* obtidas por microscopia eletrônica de varredura. A – cristais de augita com forte zoneamento normal na amostra GPL134. B – fenocristais de augita com zoneamento inverso e inclusões de plagioclásio e ilmenita na amostra GPL128. A ilmenita parece mais clara que nas outras imagens por causa do contraste elevado, usado para ressaltar o zoneamento na figura. C – textura granofírica na amostra GPL128. D – Ti-magnetita associada com ilmenita englobando cristais de plagioclásio, augita e pigeonita. A diferença de tom de cinza entre pigeonita e augita é sutil, sendo esta um pouco mais escura que aquela. E – textura geral da amostra GPL125, mostrando as associações de ilmenita, Ti-magnetita, plagioclásio e augita e a textura granofírica. Abreviações: augita = aug; pigeonita = pig; ilmenita = ilm; Ti-magnetita = mt; plagioclásio = plag; feldspato potássico = K-felds; quartzo = qz.

5.4 Processamento de dados litológicos de poços tubulares

Os mapas produzidos a partir da compilação de dados litológicos de poços revelam aspectos importantes da geometria do empilhamento de derrames da Formação Serra Geral na região de estudo, com uma escala de maior detalhe que os mapas apresentados em estudos prévios em escala mais ampla, para áreas maiores ou para toda a Bacia do Paraná. Os primeiros produtos gerados pelo processamento desses dados foram os mapas de contorno estrutural da base (Anexo 1) e um mapa de isópacas (Anexo 2).

Observa-se no mapa de contorno estrutural da base a existência de dois domínios: um a SE, onde as cotas altimétricas da base do empilhamento de derrames da Formação Serra Geral são positivas, e um a NW, onde essas cotas passam a ser negativas, separados por uma feição linear bem marcada, de direção N40-50°E. Existe uma grande quebra nos valores da base nos poços próximos dessa feição: na porção SE, as cotas variam de 70 a 400 metros, enquanto na porção NW variam de -135 a -369 metros.

A diminuição pronunciada na cota da base para NW se dá junto com um aumento expressivo da espessura do pacote de lavas, como pode-se observar no mapa de isópacas (Anexo 2). No domínio NW as espessuras variam de aproximadamente 500 a 1300 metros, enquanto no domínio SE, variam de menos de 4 a 500 metros. Tanto o mapa da base quanto o de espessuras ressaltam a presença de um baixo estrutural na região entre Piraju e Santa Cruz do Rio Pardo e de um alto estrutural na região de Piratininga.

Um mapa de declividades para a base da Formação Serra Geral também foi produzido, e é apresentado no Anexo 3. Ele ressalta a existência de um gradiente maior no limite regional entre o domínio SE e o domínio NW da área, enquanto a maior parte da área estudada apresenta gradientes pequenos, de 0 a 1,11 graus. Variações locais na declividade são mais evidentes no domínio SE. Isso provavelmente se deve, em parte, ao fato de haver muito mais poços tubulares que perfuraram toda a espessura da Formação Serra Geral neste domínio que no outro e, portanto, essa variabilidade estaria melhor representada nele.

Um mapa de contorno estrutural do topo da Formação Serra Geral também foi produzido e é apresentado no Anexo 4. Observa-se que os contornos correspondem principalmente à superfície erodida desses derrames. Como esperado, o topo dos derrames está em cotas mais altas nas regiões em que o próprio relevo atual é mais elevado, e em cotas mais baixas nas regiões em que o relevo é mais baixo.

Algumas limitações do método adotado para produzir os mapas precisam ser discutidas. A primeira é a pequena quantidade de poços que perfura todo o empilhamento de derrames no seu domínio NW. Isso se dá porque as espessuras do empilhamento de derrames na porção NW são muito mais significativas, de modo que apenas poços muito profundos, pouco comuns, perfuraram todo o pacote. Outra limitação é o método simples adotado para produzir tais mapas – como as ferramentas utilizadas são básicas, os algoritmos do programa não consideram, por exemplo, dados parciais de espessura de poços que

contêm basalto, mas que não chegaram a atingir a base do empilhamento. Isso provoca problemas de extrapolação, por exemplo, da espessura dos derrames, já que a superfície do topo é calculada de acordo com poucos dados que não estão distribuídos uniformemente no espaço, resultando em um mapa de espessuras que não considera significativamente as variabilidades da superfície erosiva dos derrames. Mesmo assim, pode-se afirmar que o tratamento simples dos dados compilados foi capaz de esclarecer linhas gerais da geometria das lavas na região de estudo.

Quanto à geologia estrutural, os mapas geológicos de escala 1:250.000 da região não apresentam nenhuma estrutura significativa que pudesse explicar a divisão observada entre domínio NW e SE, apenas pequenas fraturas e/ou falhas definidas por foto-interpretção, subparalelas ao limite entre os domínios. Entretanto, notou-se que mais dois grandes lineamentos que cortam a Bacia do Paraná destacados por Soares et al. (2007) cortam a região de estudo, além do Lineamento de Guapiara, sendo um deles identificado como a zona de falha Guaxupé em Zalán et al. (1987), coincidente com a principal feição linear que separa os domínios NW e SE da região estudada.

O estudo de Soares et al. (2007) avaliou a reprodutibilidade dos traços desses principais lineamentos, comparando dados provenientes de aeromagnetometria, gravimetria, sensoriamento remoto e elementos morfológicos como o relevo e as drenagens, e mostrou que os lineamentos reportados com maior frequência nas mesmas posições em diversos estudos são os de direção NE e NW. A partir disso, os autores delimitaram grandes blocos estruturais nos contornos das Formações Irati, Piramboia e Botucatu. Strugale et al. (2007) também discutem a segmentação da Formação Botucatu em blocos morfotectônicos delimitados pelas falhas de direção NE e NW.

Tendo isso em vista, novos mapas foram elaborados (Anexos 5 e 6), dessa vez considerando os principais lineamentos presentes na região de estudo segundo a análise de Soares et al. (2007). Esses produtos mostram que há uma forte compartimentação entre os blocos a NW e os blocos a SE, e que os lineamentos coincidem com as feições que dividiam esses domínios em porções com declividades mais acentuadas nos outros mapas confeccionados neste trabalho. A importância dos lineamentos na configuração atual do pacote de lavas é evidente, e claramente a segmentação com movimento vertical mais importante se dá na direção NE. Para facilitar a descrição dos novos mapas, cada bloco delimitado foi nomeado com uma letra, de A a F.

Observa-se que não há grandes diferenças entre a configuração dos blocos D, E e F, tanto em termos do contorno estrutural da base quanto de espessura. As diferenças existentes, nesse caso, poderiam ser causadas pela interpolação realizada ao produzir os mapas. O término brusco das feições que delimitam um alto estrutural nas redondezas de Piratininga e do baixo estrutural da região de Piraju e Santa Cruz do Rio Pardo também pode ser apenas um artefato da interpolação. Outra feição que provavelmente é problemática é a

diferença significativa de espessura e inclinação do bloco A com relação ao bloco B, já que na porção central da área, suas cotas da base são praticamente iguais, e há um único poço utilizado para delimitar o aumento pronunciado da profundidade para NW, que está localizado no extremo norte do bloco A. Acredita-se que esse mesmo mergulho poderia ocorrer no bloco B, mas não há poços perfurando todos os derrames seu extremo NW. Apesar dessas incertezas, esses mapas são úteis por ressaltarem ainda mais a divisão clara entre domínios NW e SE, que provavelmente não é gradual, mas sim tectônica.

Uma representação 3D do mapa de contorno estrutural da base e do topo do empilhamento de derrames é apresentada na Figura 18, para facilitar a visualização dos blocos segmentados e ilustrar o posicionamento dos poços tubulares.

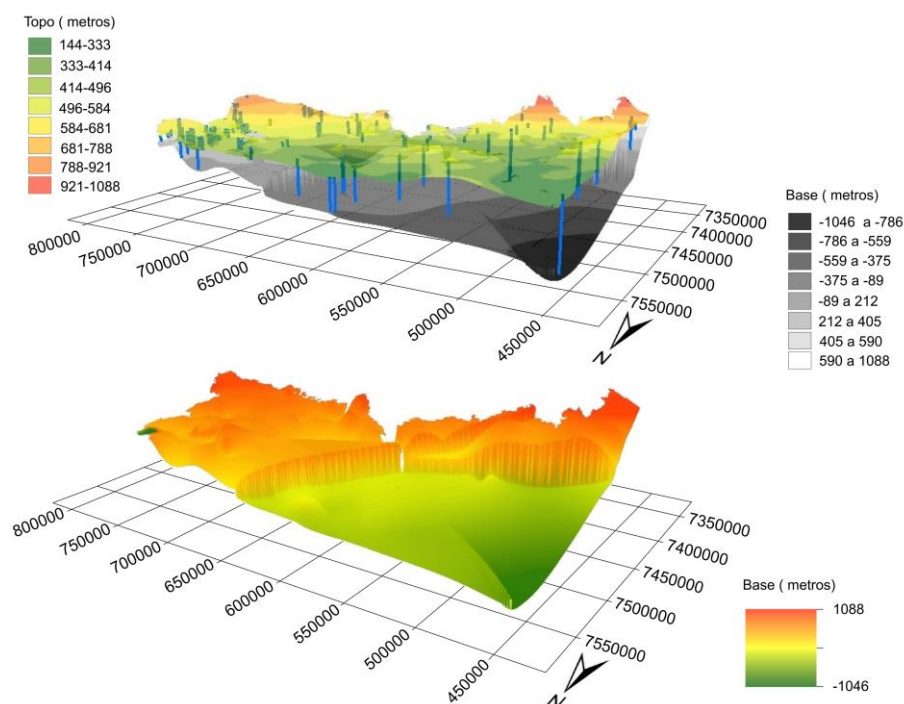


Figura 18: Modelos 3D simplificados elaborados a partir dos mapas de contorno estrutural da base e do topo do empilhamento de lavas da Formação Serra Geral. A – topo (colorido) e base (escala de cinza) do empilhamento, com a espessura de basaltos perfurada pelos poços destacada em azul; B – detalhe da base do empilhamento, mostrando o possível deslocamento vertical na direção NE que segmenta o pacote de derrames.

Segundo Zalán et al. (1987), a evolução estrutural e estratigráfica da Bacia do Paraná foi fortemente controlada por *trends* herdados do embasamento cristalino. Os lineamentos NE estão relacionados com orógenos neoproterozoicos, associando-se também à Faixa Paraguai-Araguaia e ao Lineamento Transbrasiliiano na porção noroeste da bacia (Zalán et al., 1987). Strugale et al. (2007) sugerem que as principais falhas NE-SW são extensões de falhas transcorrentes do Cinturão Ribeira, e que a reativação dessas zonas de fraqueza se deu pela propagação de estresse durante eventos orogênicos nas bordas de placas. Strugale et al. (2007) também mostram que em sua área de estudo, que fica nas proximidades do eixo do Arco de Ponta Grossa (a SW da área desse estudo), a extensão da zona de falha pré-cambriana Guaxupé forma uma zona de aproximadamente 10 km de espessura, e que nos

derrames basálticos essas falhas são retilíneas e de orientação N40-50°E, condizente com o observado neste trabalho.

Zalán et al. (1987) afirmam que durante a fase de efusão das lavas, o Arco de Ponta Grossa foi coberto sem influenciar sua geometria interna, numa fase praticamente sem soerguimento. Já durante o Neocretáceo, teve início um novo pulso de soerguimento, quando as lavas e rochas sedimentares foram alçadas e erodidas de seu núcleo. Sabe-se que após a fase final do estágio rifte da separação entre América do Sul e África, a bacia continuou sendo influenciada pelo soerguimento costeiro no sudeste do Brasil e com movimentos verticais ao longo de lineamentos de direção NW, como as zonas de falha Curitiba/Maringá e Guapiara. Por exemplo, a distribuição do Grupo Bauru é evidentemente influenciada pela zona de falha de Guapiara, e o soerguimento de sua borda oriental está relacionada com a ascensão da Serra do Mar. Essa dinâmica, assim como a subsidência devido ao peso das lavas, resultou na configuração atual da frente de lavas soerguida e menos espessa com aumento da profundidade e espessura das camadas em direção ao depocentro das lavas e da bacia, observada nos mapas elaborados durante esse estudo.

5.5 Análises geoquímicas

5.5.1 Geoquímica de rocha total

Os dados geoquímicos prévios foram complementados com os resultados das análises realizadas durante esse estudo. A amostra GPL115A, coletada no mesmo dique que a amostra OU-50, foi utilizada como controle para fins de comparação das análises anteriores com as feitas neste trabalho. Ambas correspondem a um corpo grande, que poderia apresentar diferenciação interna significativa, mas a variabilidade dos valores obtidos por FRX é condizente com a esperada para um mesmo corpo, garantindo que as diferenças analíticas não são significativas, e, portanto, que os dados podem ser tratados em conjunto.

Como já mencionado anteriormente, o conhecimento da geoquímica de rochas é essencial para o estabelecimento de uma sequência estratigráfica do empilhamento de derrames basálticos na região norte da PMP, onde os afloramentos de derrames são descontínuos e escassos. Estudos como os de Fernandes et al. (2018) e Machado et al. (2018) evidenciaram a eficácia do teor de P_2O_5 como parâmetro para diferenciar derrames individuais. A utilização de critérios geoquímicos como este para estabelecer uma sequência estratigráfica é possível pois o resfriamento das lavas é rápido, limitando processos de diferenciação pós-eruptivos que pudessem alterar significativamente sua composição. Assim, cada derrame basáltico pode ser reconhecido por sua identidade química, indicada por elementos menores e traço como Ti, Sr e P, sensíveis a variações primárias e pouco afetados por alterações secundárias. No entanto, no caso das rochas intrusivas, é preciso levar em conta um maior potencial de diferenciação, uma vez que um resfriamento mais lento pode permitir processos de fracionamento magmático *in situ*, principalmente em corpos com

grandes dimensões. É importante também levar em conta que os sills (e mesmo alguns diques) podem ter sido realimentados, comportando magmas com características diferentes.

As amostras foram divididas segundo seus magmas-tipo de acordo com a classificação de Peate et al. (1992) e Peate (1997). A maioria das amostras possui razão Ti/Y maior que 310, sendo classificadas como de Alto Titânio, com exceção de três. Entretanto, essas três amostras apresentam valores de TiO_2 (% peso) maior que 3, se diferenciando das demais apenas por maiores concentrações de Y (61-130 ppm) e, portanto, também foram consideradas de Alto Ti. Para diferenciar as amostras dos magmas-tipo Pitanga e Paranapanema, utilizou-se o teor de TiO_2 , maior que 2,9 para os do tipo Pitanga, e menor para os do tipo Paranapanema. Como os teores de TiO_2 desses dois magmas-tipo podem se sobrepor (>2,9 para o tipo Pitanga e de 1,7-3,2 para o tipo Paranapanema), verificou-se a eficácia da classificação plotando os dados nos diagramas da Figura 19, utilizados por Peate et al. (1992) e Peate (1997) para evidenciar as diferenças entre os magmas-tipo Paranapanema, Pitanga e Urubici.

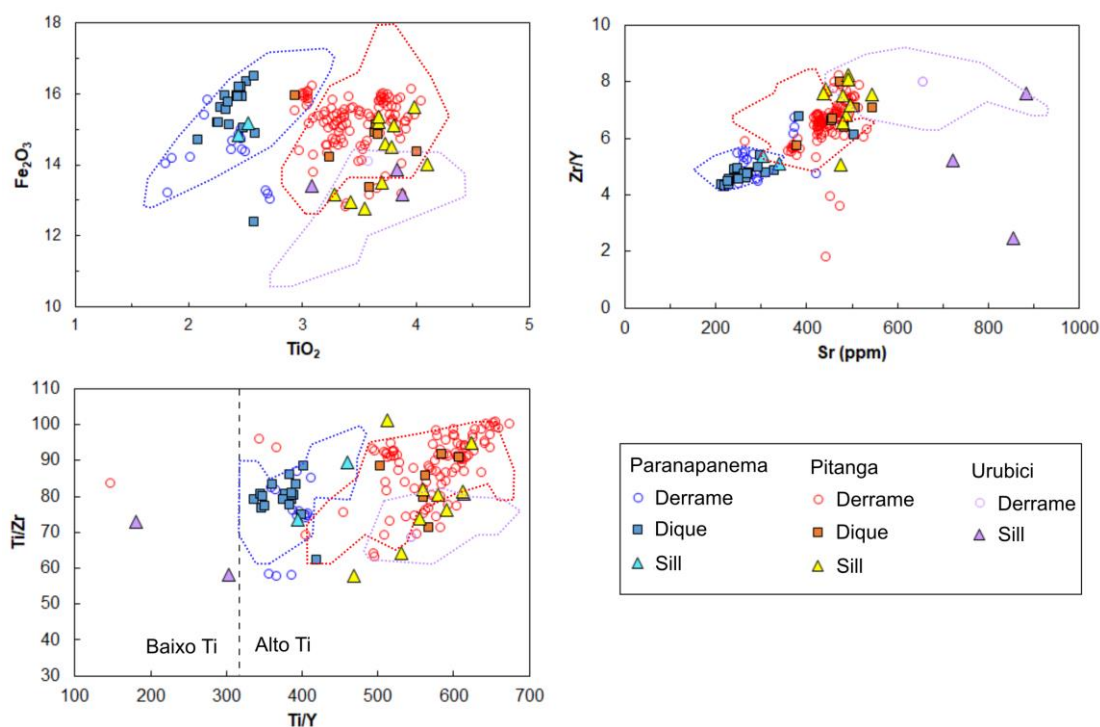


Figura 19: Diagramas binários das amostras analisadas quimicamente utilizados para classificar os basaltos de alto Ti/Y de acordo com seus respectivos magmas-tipo. Os campos composicionais foram desenhados a partir da distribuição de dados de Peate et al. (1992) e Peate (1997), sendo o azul correspondente ao tipo Paranapanema, o vermelho ao Pitanga e o lilás ao Urubici.

Algumas amostras correspondem ao magma-tipo Urubici, que se diferenciam do tipo Pitanga por possuírem $\text{Sr} > 550$ ppm e Fe_2O_3 menor que 14,5 (% peso), segundo o critério de Peate et al. (1992) e Peate (1997). Destas, três são de sills e uma de derrame. Como já foi comentado, em sills, os processos de diferenciação magmática podem ocorrer com maior intensidade devido ao tempo mais longo de resfriamento com relação aos derrames – seu magma-tipo poderia ser originalmente Pitanga, e ter se diferenciado o suficiente para alcançar

concentrações mais altas de Sr e mais baixas de Fe_2O_3 . Muitas amostras do tipo Pitanga satisfazem o critério do Fe_2O_3 relativamente baixo típico do tipo Urubici, mas não chegam a atingir os 550 ppm de Sr, com valores entre 441 e 547. Essas amostras do tipo Pitanga mais evoluídas, quando plotadas nos diagramas da Figura 19, sobrepõem o campo do magma-tipo Urubici em alguns casos.

Segundo Peate et al. (1992) existem algumas possíveis explicações para algumas amostras não sobreporem nenhum dos campos típicos de classificação dos magmas-tipo. Dentre elas, a provável existência de derrames com características particulares resultantes de processos de fracionamento, hibridização ou contaminação locais. Outra limitação da classificação apontada pelos autores é o fato de a amostragem utilizada para definir os magmas tipo ter sido feita em uma região geográfica relativamente restrita com relação ao tamanho da província como um todo, podendo não ser representativa de toda sua variabilidade composicional.

Diagramas de variação foram elaborados para todas as amostras analisadas (Figuras 20 e 21).

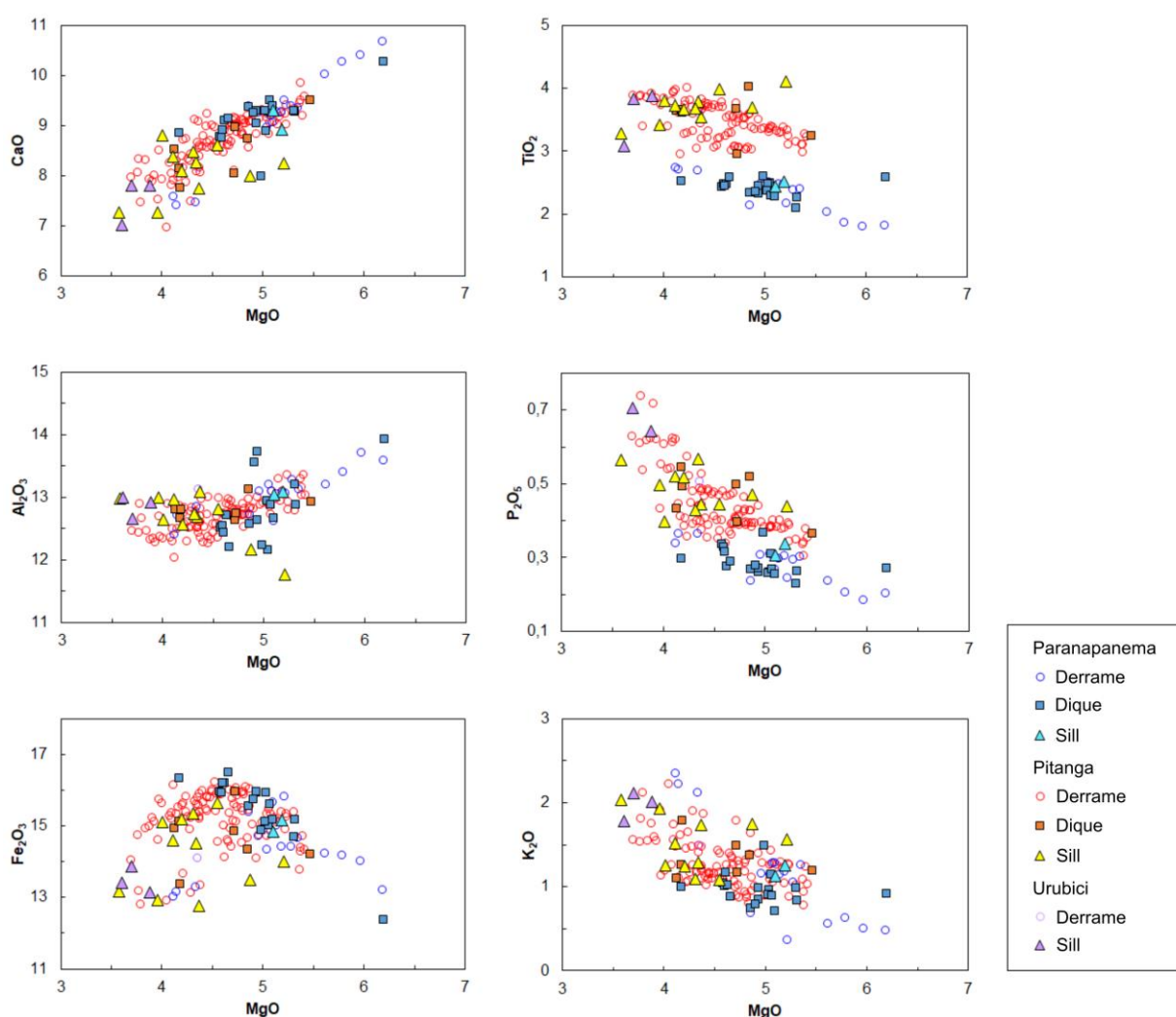


Figura 20: Diagramas de variação de óxidos (% em peso) usando MgO como índice de diferenciação para as amostras basálticas da região de estudo.

Nota-se que que, de modo geral, as amostras de diques se encontram próximas ou sobrepostas aos campos ocupados pelos derrames, com poucas exceções. Já os sills encontram-se relativamente mais espalhados e distantes dos campos onde os derrames se concentram. Há também uma maior quantidade de sills do tipo Pitanga, e eles comumente são distribuídos nas regiões correspondentes às amostras mais diferenciadas, próximas ou sobre o campo do magma-tipo Urubici. Essa distribuição dos dados de rochas intrusivas reflete a variabilidade esperada devido a resfriamentos mais lentos que propiciam maior diferenciação, principalmente no caso dos sills.

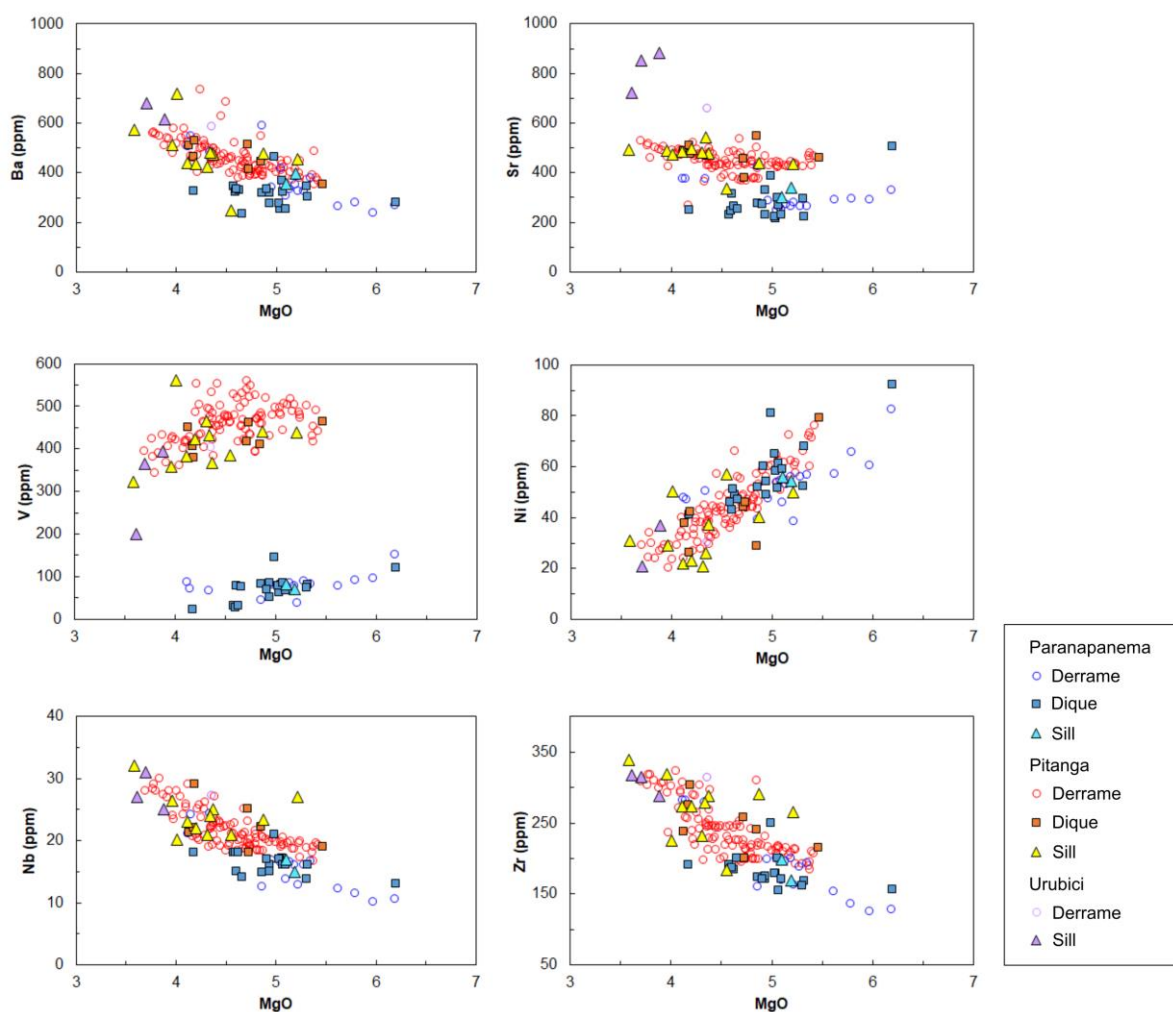


Figura 21: Diagramas de elementos traço (ppm) usando MgO como índice de diferenciação para as amostras basálticas da região de estudo.

Nota-se que a grande maioria dos derrames dentro da área de estudo (Figura 22) foi classificada como do tipo Pitanga, enquanto as amostras do tipo Paranapanema são mais frequentes na forma de intrusões.

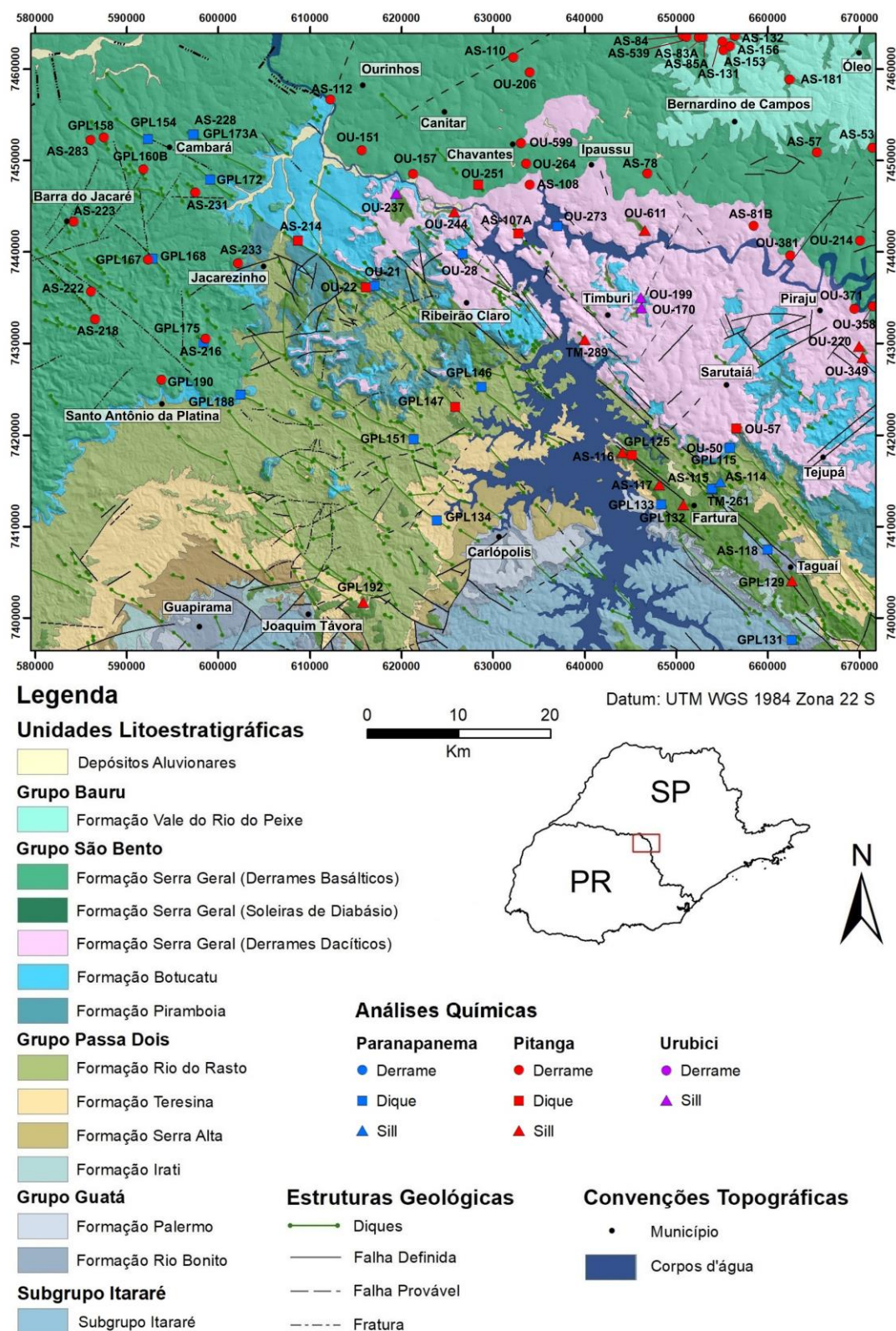


Figura 22: Distribuição geográfica dos pontos correspondentes aos resultados das análises químicas prévias e das realizadas durante esse estudo sobre o mapa geológico da área de estudo, destacando a classificação das amostras em magmas-tipo segundo os critérios de Peate et al. (1992) e Peate (1997). Mapa produzido com base na integração dos mapas geológicos do Estado de São Paulo (Perrotta et al., 2005), da Folha de Cornélio Procópio (MINEROPAR, 2005) e dados de campo inéditos de projetos desenvolvidos pelo Instituto Geológico – Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo e pelo orientador desse estudo. Modelo digital de elevação: SRTMGL1 v003, NASA Shuttle Radar Topography Mission Global 1 arco segundo.

No entanto, existiam duas amostras provenientes de levantamentos anteriores descritas como de derrames classificadas como do tipo Paranapanema (AS-228 e AS-216). Essas duas ocorrências, investigadas durante a segunda etapa de campo, estão próximas de Cambará e de Santo Antônio da Platina (PR). Os afloramentos foram visitados e amostrados novamente com o intuito de conferir se elas são mesmo correspondentes a derrames ou não. Nos pontos GPL 174 e 175 observou-se um pacote maciço de basalto fino com disjunção colunar. Sem características diagnósticas de derrame ou de intrusão, a dúvida persistiu. Para conferir a análise anterior, foi analisada a amostra GPL175. Ela possui características geoquímicas muito diferentes da AS-216, e foi classificada como do tipo Pitanga. Acredita-se que poderia haver uma intrusão ao longo do afloramento da estrada, de onde foi retirada a amostra AS-216, do tipo Paranapanema. Porém, os cortes dessa estrada nas proximidades do ponto antigo estavam cobertos por redes de contenção e bastante mato. Seria necessário visitar novamente o afloramento para confirmar essa hipótese.

Já no caso do ponto GPL 173, observou-se em campo tanto uma rocha com porções vesiculadas, provavelmente correspondente a um derrame, quanto uma ocorrência de diabásio fino, provavelmente parte de uma intrusão. Seu contato não estava exposto – a porção entre o diabásio e o basalto vesiculado estava coberta por vegetação e solo. A análise química do diabásio fino é extremamente semelhante à do ponto AS-228, que provavelmente se trata de uma intrusão do tipo Paranapanema, e não de um derrame. Portanto, as observações feitas durante esse estudo indicam que muito provavelmente não existem derrames do tipo Paranapanema na área de estudo.

Apesar de terem sido identificados derrames apenas do tipo Pitanga, há uma clara predominância de diques do tipo Paranapanema com relação aos do tipo Pitanga na área de estudo (13 e 7 diques respectivamente). Ambos cortam tanto as rochas sedimentares quanto os próprios derrames. Já as ocorrências de sills são em sua maioria do tipo Pitanga, e há 3 exemplares de sills com características típicas do magma-tipo Urubici. A complexidade do sill de Fartura é evidente, já que suas amostras apresentam uma grande variabilidade geoquímica, e foram classificadas tanto como do tipo Pitanga quanto como Paranapanema, indicando que ele foi construído por mais de uma fase de intrusão. As amostras do tipo Paranapanema concentram-se no setor NE do corpo, que também é cortado por diques do tipo Paranapanema.

5.5.2 Estratigrafia química

O tratamento dos dados geoquímicos também foi feito com o objetivo de estabelecer linhas gerais da divisão estratigráfica local. Tendo em vista o maior potencial de diferenciação das rochas intrusivas, primeiramente foram definidas classes de P_2O_5 a partir dos dados de derrames, elaborando um gráfico de porcentagem acumulada do teor de P_2O_5 e um da razão TiO_2/MgO pelo teor de P_2O_5 (Figura 23), seguindo a metodologia de Fernandes et al. (2018).

A partir das quebras naturais das curvas desses gráficos, foram definidas 12 classes de derrames.

Em seguida, essas classes foram subdivididas de acordo com seus teores de TiO_2 . Algumas variações nos teores de outros óxidos maiores foram utilizadas também para subdividir os derrames, como por exemplo, a classe PT47/36LI e a PT47/37HI (a primeira com teores menores que 15 % em peso de Fe_2O_3 , e a segunda com maiores), e a classe PT54/34K, diferenciada da PT54/38 pelos seus teores maiores que 2% em peso de K_2O , resultando numa divisão em 19 classes, como pode-se observar na Figura 24. A nomenclatura utilizada tem início com siglas para os magmas-tipo correspondentes (PP=Paranapanema, PT=Pitanga, U=Urubici), seguidas pelo teor de P_2O_5 /teor de TiO_2 .

A partir das classes definidas para os derrames, foi feita uma tentativa de classificação das rochas intrusivas nos grupos que possuíam as características mais próximas delas. Assim, os dados das intrusões foram plotados no diagrama P_2O_5 vs TiO_2 e em diagramas de variação utilizando MgO como índice de diferenciação para compará-las com os campos delimitados a partir das classes de derrames identificadas (Figuras 25 a 27). A amostra OU-237, de um sill, foi a única excluída desse processo, pois possui um teor de P_2O_5 muito destoante do das demais (1,12 % em peso), não podendo ser classificada em nenhuma das classes. Ela possui características típicas do magma-tipo Urubici, com 722 ppm de Sr e 13,42 % em peso de Fe_2O_3 .

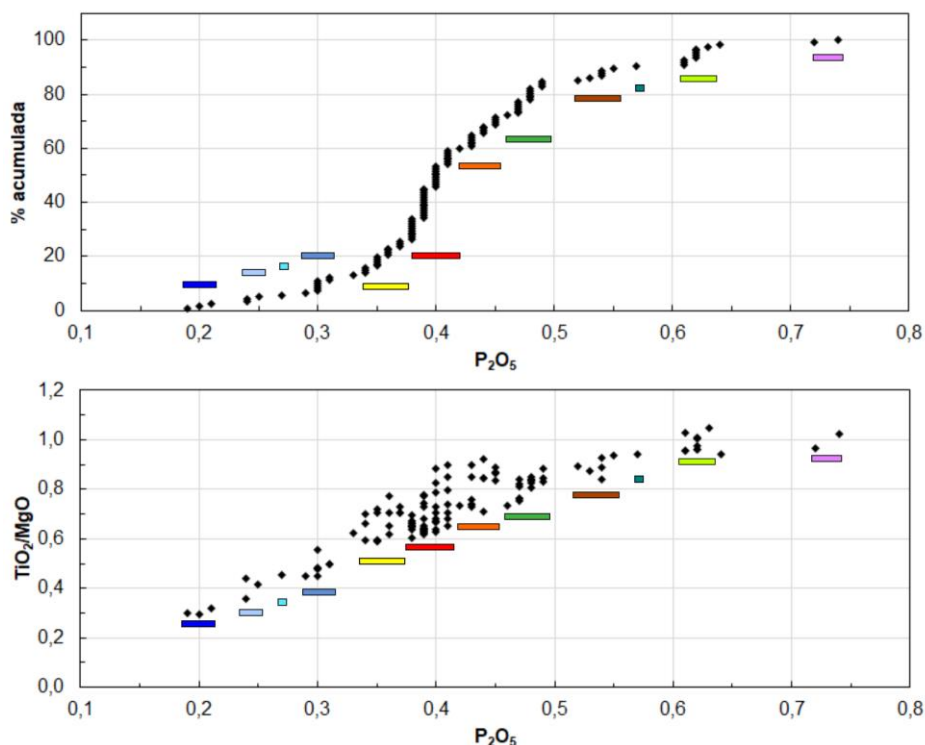


Figura 23: A - Gráfico de porcentagem acumulada dos teores de P_2O_5 dos dados tratados de derrames basálticos na área de estudo e seu arredor. B – Gráfico da razão TiO_2/MgO , utilizado como normalizador para ressaltar as quebras naturais da concentração de P_2O_5 . Cores diferentes indicam agrupamentos diferentes de acordo com as quebras naturais das tendências dos gráficos.

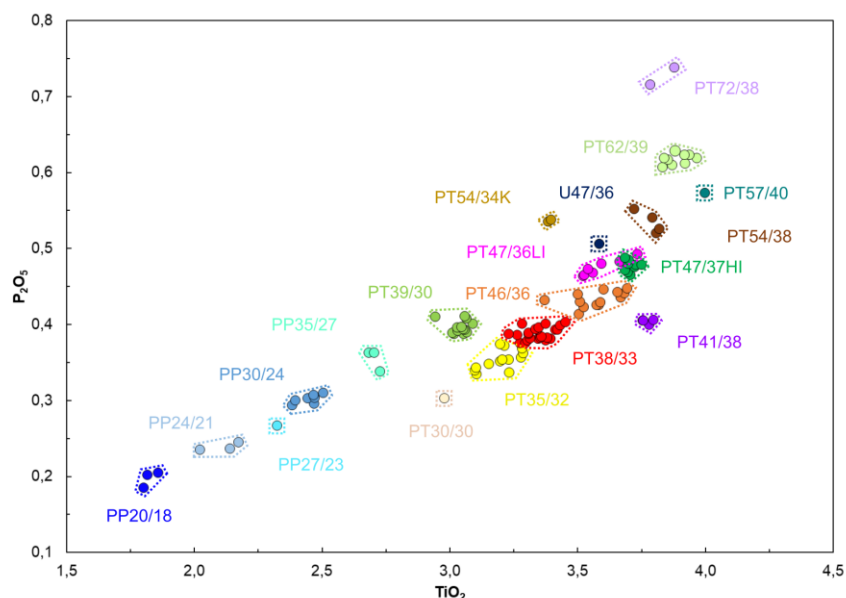


Figura 24: Diagrama P_2O_5 versus TiO_2 com as diferentes classes de derrames identificadas delimitadas a partir dos dados da região de estudo. Cores diferentes referem-se a classes distintas.

É importante ressaltar que há diferenças significativas entre o número de amostras de magmas-tipo distintos nos arredores da região de estudo (Tabela 3), o que afeta diretamente a delimitação de campos a partir da distribuição de pontos correspondentes a derrames de cada classe. Há muito menos amostras correspondentes ao magma-tipo Paranapanema do que ao magma-tipo Pitanga. Além disso, a maioria dos diques corresponde ao tipo Paranapanema, e a maioria dos sills, ao tipo Pitanga. A quantidade limitada de derrames do tipo Paranapanema faz com que seus campos definidos a partir da distribuição de dados nos diagramas sejam mais restritos. A classe PP27/23 de derrame do tipo Paranapanema, inclusive, foi definida com base em apenas uma amostra de derrame com características distintas das demais, e maioria dos diques do mesmo magma-tipo se assemelha a essa classe. O mesmo ocorre para algumas classes de derrames do tipo Pitanga.

Há maior confiabilidade na delimitação de campos no caso de derrames do tipo Pitanga que foram definidas por várias amostras, mas estes apresentam poucos diques e sills correspondentes. A amostragem e análise de mais rochas intrusivas contribuiria muito para aprimorar esse estudo, assim como uma amostragem mais extensa de derrames do tipo Paranapanema, que começam a aflorar a NW da área de estudo, nos arredores do município de Assis.

Tabela 3: Número de amostras de derrames, diques e sills analisadas quimicamente e classificadas de acordo com cada magma-tipo segundo a classificação de Peate et al. (1992) e Peate (1997).

Tipo	Nº de Amostras	Magma Tipo		
		Paranapanema	Pitanga	Urubici
Derrame	117	19	97	1
Dique	20	13	7	-
Sill	16	3	10	3
Total	153	35	116	4

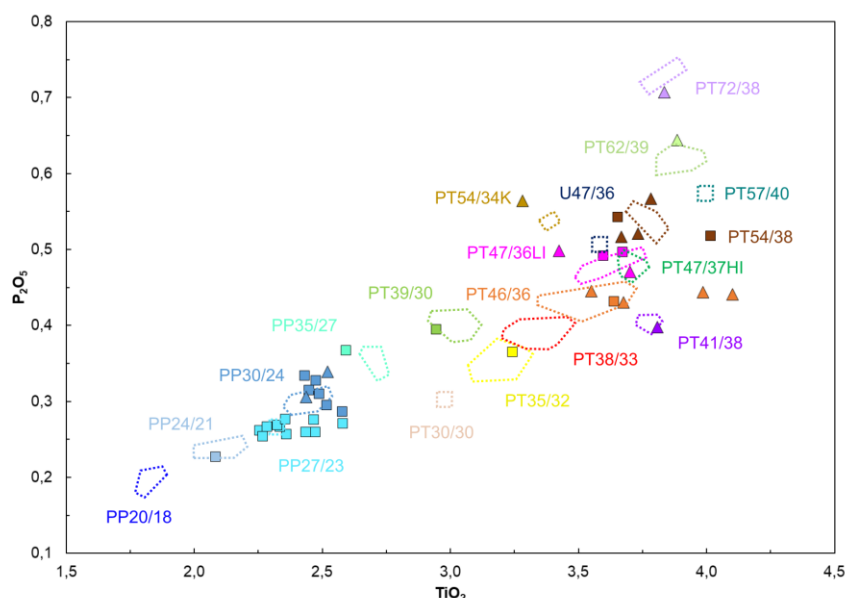


Figura 25: Diagrama P_2O_5 versus TiO_2 com os dados de intrusões plotados sobre os campos definidos para as diferentes classes de derrames identificadas. As amostras são representadas com as cores da classe de derrames com que elas mais se assemelham. Quadrados correspondem a diques, e triângulos a sills.

No diagrama da Figura 25, os dados correspondentes aos diques, em sua maioria, sobrepõem os campos delimitados a partir da distribuição das classes de derrames e seguem a sua tendência, ou são plotados imediatamente ao redor dos campos. O mesmo ocorre para alguns sills, mas eles encontram-se, em sua maioria, mais espalhados com relação aos *trends* definidos através da distribuição das amostras extrusivas do que os diques.

Como pode-se observar na Figura 26, o P_2O_5 apresenta uma tendência de aumento consistente ao longo da diferenciação do magma. Já o TiO_2 , apesar de também apresentar uma correlação negativa com o teor de MgO , apresenta praticamente um patamar em sua curva de tendência com o aumento da diferenciação. Essa diferença provavelmente se deve ao início de fracionamento de óxidos de Fe-Ti nos basaltos, de modo que uma amostra relativamente mais evoluída pode apresentar teores de TiO_2 menores que o que ocorreria em um comportamento incompatível (Peate et al, 1992; Fernandes et al., 2018). Assim, espera-se que ao longo do resfriamento dos corpos intrusivos em questão, o teor de P_2O_5 aumente conforme avançam os processos de diferenciação, enquanto o teor de TiO_2 irá aumentar até certo ponto, e quase não sofrerá alteração ou pode até diminuir após os teores de MgO atingirem cerca de 4,5% em peso.

Na Figura 27, nota-se que alguns diques continuam distribuídos sobre ou nas proximidades dos campos das classes de derrames correspondentes. Porém, uma grande parte deles encontra-se deslocada para a esquerda dos campos, ou seja, eles tendem a ser mais empobrecidos em MgO com relação aos derrames. Na maioria dos casos, seus teores de P_2O_5 são parecidos ou ligeiramente maiores que as dos derrames correspondentes, e os teores de TiO_2 também são. Apesar disso, há também casos de diques que caem sobre os campos de derrames e possuem teores de MgO mais altos (um PT35/32 e um PT39/30),

sendo, portanto, relativamente mais primitivos. Há também alguns diques mais distantes dos campos de derrames, como por exemplo, o dique da classe PP30/24 com teor de MgO 4,18 (% em peso), um da classe PP27/23 com 6,20% MgO, o único da classe PP35/27 e um PT54/38 com 4,85% MgO. A dispersão de dados de intrusões de uma determinada classe, tanto em direção a teores de MgO mais baixos quanto em direção a teores mais altos é esperada para corpos diferenciados, já que, por meio do fracionamento, um magma que origina uma diversidade de composições mais evoluídas sempre irá gerar também uma contraparte mais primitiva.

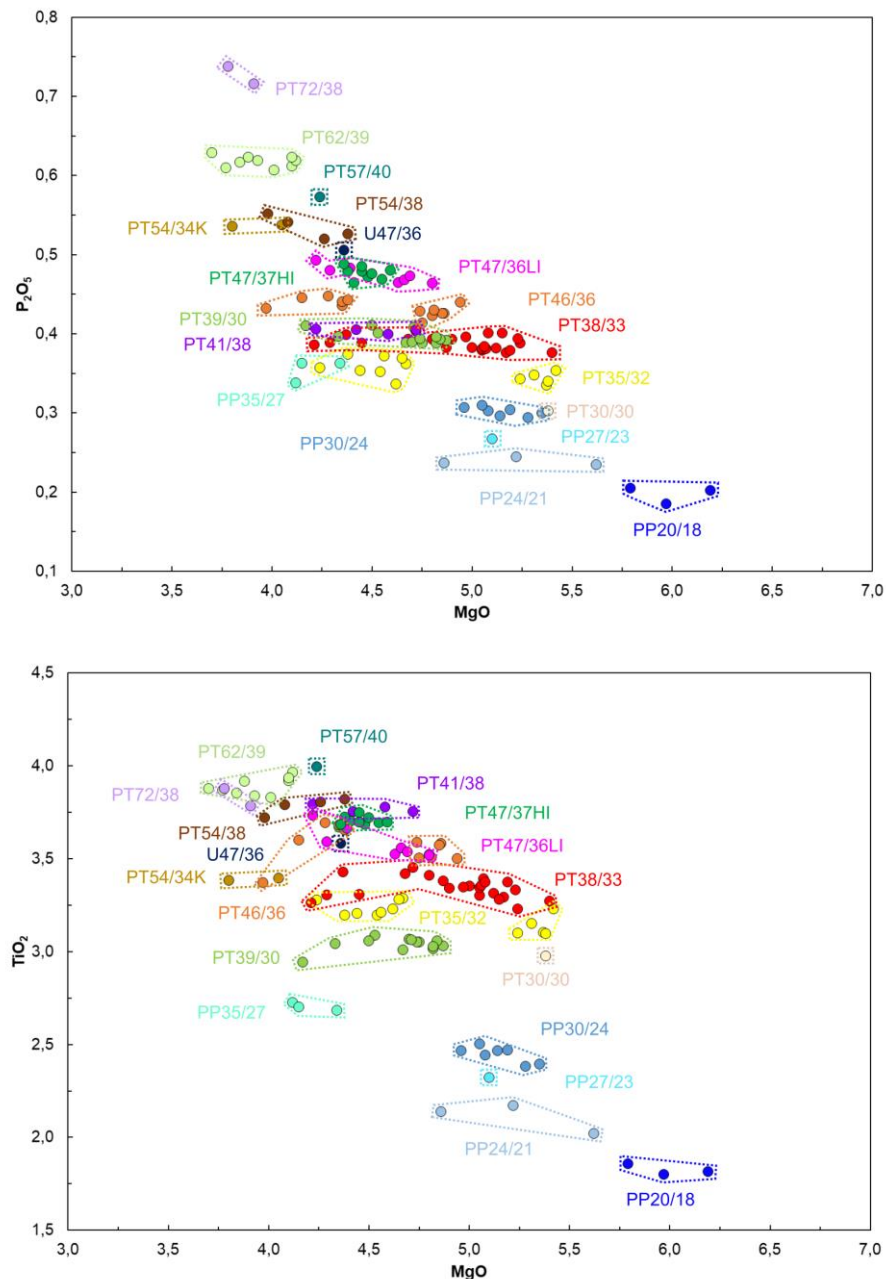


Figura 26: Diagrama P₂O₅ versus MgO e TiO₂ versus MgO com as diferentes classes de derrames identificadas delimitadas a partir dos dados de lavas da região de estudo.

foi retirada de uma porção mais próxima da borda e a OU-50 do centro do dique. Nota-se que eles apresentam teores de MgO diferentes (4,66 e 5,04 % em peso), e se assemelham mais com classes de derrames diferentes (PP27/23 e PP30/24). A amostra da borda do corpo possui teor de MgO maior e de P_2O_5 e TiO_2 menores que a amostra do centro, o que é esperado no caso da diferenciação a partir de um mesmo magma, levando em conta um provável resfriamento mais rápido das bordas. Levando em conta as grandes dimensões do dique em questão, é possível que a diferenciação do magma que gerou a composição amostrada na borda do corpo tenha se diferenciado a ponto de gerar, por fracionamento, uma composição diferente na porção central do dique. Outra possibilidade seria esse dique ter sido formado por mais de uma injeção de diabásio distinta.

As composições das amostras de sills, por sua vez, encontram-se mais espalhados que os diques com relação à tendência de distribuição dos derrames (Figura 27), refletindo em geral um grau de diferenciação ainda maior que na maioria dos diques. Apesar disso, em muitos casos eles se encontram próximos os nos campos delimitados a partir das classes de derrames correspondentes, assim como os diques. Mas, novamente, assim como no caso dos diques, é preciso tomar cuidado com sills muito distantes das classes de derrame correspondentes, sejam mais ou menos fracionados que seus possíveis derrames correlatos. É preciso ter mais cautela ainda, visto que sills podem ser câmaras magmáticas próximas da superfície e registrar múltiplos eventos magmáticos, como no caso do sill de Fatura. A maioria dos pontos correspondentes a sills se concentra nas extremidades com teores de MgO menores que os derrames correspondentes (<4,5% em peso), e com teores de P_2O_5 iguais ou um pouco mais elevados que os derrames. Atribui-se essa tendência à maior diferenciação das intrusões. Já o teor de TiO_2 dos sills é mais próximo do dos derrames da mesma classe do que os de P_2O_5 . Isso pode ser explicado pelo fato de a maioria dos sills ter um teor relativamente baixo de MgO, já sob influência do fracionamento de óxidos de Ti-Fe.

Os dois exemplares de sills classificados como PT62/39 e PT72/38 foram considerados do tipo Urubici por seus teores relativamente mais enriquecidos em Sr e mais baixos de Fe_2O_3 . Os diagramas mostram que essas intrusões poderiam, de fato, ser exemplares do magma-tipo Pitanga que se diferenciaram a ponto de adquirir características típicas do Urubici.

Outros diagramas de variação também foram elaborados, porém, eles não ressaltam as diferenças entre as classes definidas, e devido a uma grande sobreposição de campos de classes diferentes, acabam não sendo úteis para avaliar possíveis correlações entre intrusivas e extrusivas. Porém, nos diagramas de Sr e de TiO_2 por MgO (Figura 28), nota-se que entre as tendências que separam as amostras de magmas-tipo distintos, parece haver uma terceira tendência, intermediária entre os dois, composta por derrames das classes PT39/30 e PP35/27.

Nota-se que uma grande parte dessas amostras de rochas intrusivas foram plotadas

sobre os campos das classes de derrames correspondentes ou bem próximos deles, com suas diferenças explicadas por fracionamento magmático. Portanto, parece ser possível correlacioná-los. No caso de amostras mais distantes dos campos delimitados para os derrames nos diagramas de diferenciação, a correlação é mais incerta. Estudos mais detalhados, como modelamentos, poderiam ajudar a esclarecer se elas são possíveis nesses casos ou não.

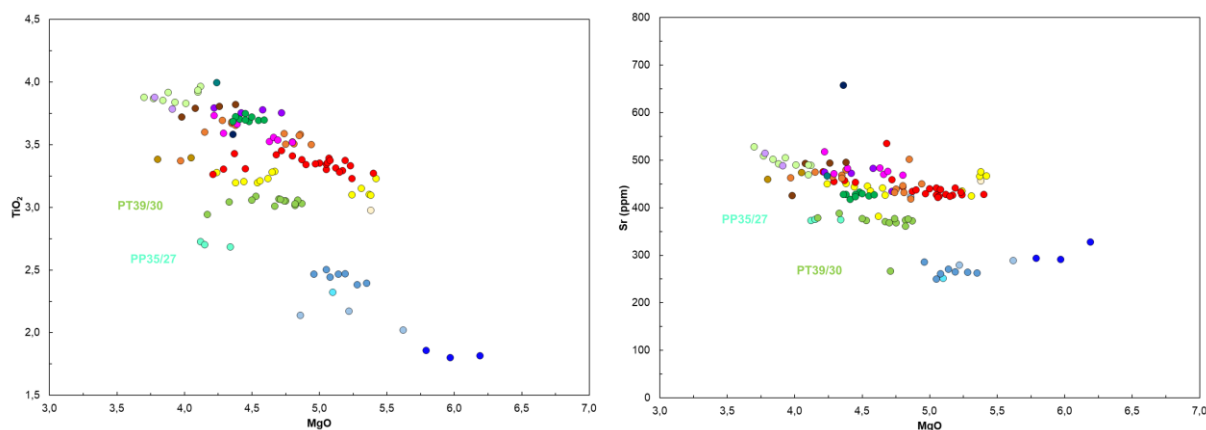


Figura 28: Diagrama TiO₂ versus MgO e Sr versus MgO com as diferentes classes de derrames identificadas delimitadas a partir dos dados da região de estudo.

Com o intuito de avaliar a classificação e a distribuição geográfica das diferentes classes de derrames e intrusivas, plotou-se os dados novamente no mapa da área de estudo (Figura 29).

É interessante notar que diques classificados numa mesma classe de derrames não estão distribuídos igualmente por toda a área. Eles parecem ocupar fraturas alinhadas na direção NW-SE, em zonas com no máximo 10 km de espessura, como por exemplo, os PP27/23, os PT54/38 (OU-22 e AS-214) e os PP30/24 na região dos pontos GPL134, GPL151 E GPL168. Isso é um indicativo de que esses corpos de mesma classe provavelmente estão correlacionados entre si.

Observa-se que todas as classes do magma-tipo Paranapanema, predominantes nos diques, assim como a classe PT39/30, não ocorrem na forma de derrames na área de estudo, aflorando apenas à NW da região. Alguns dos diques e sills do tipo Pitanga, por sua vez, ocorrem nas regiões ao redor de onde afloram derrames de classes correspondentes. Por exemplo, na porção NE da área de estudo há sills e derrames da classe PT54/38. Há também um dique da classe PT46/36, cortando o corpo dacítico, não muito distante das ocorrências de derrames da mesma classe. O dique da classe PT35/32 também ocorre próximo de um derrame da mesma classe.

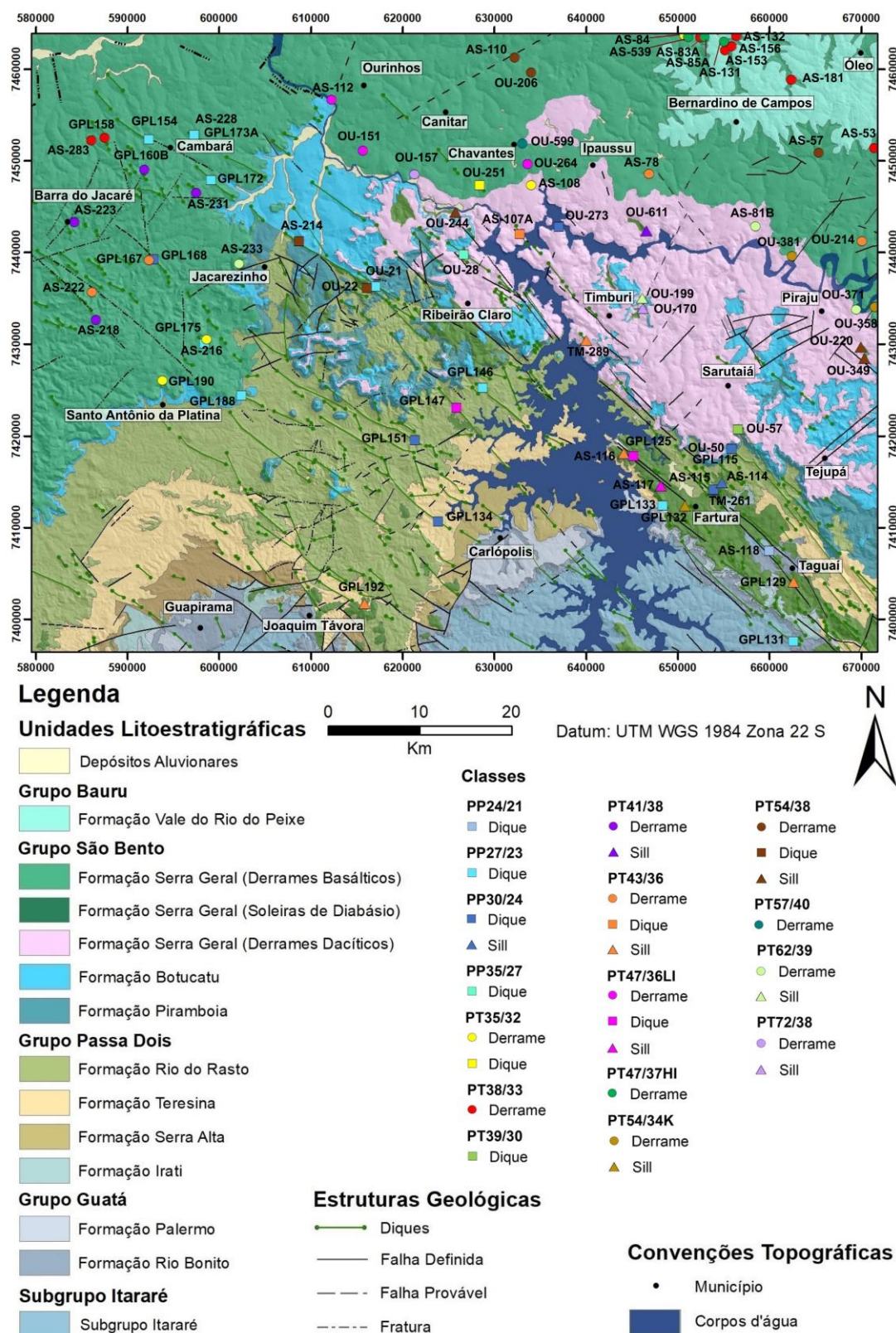


Figura 29: Distribuição geográfica dos pontos correspondentes aos resultados das análises químicas prévias e das realizadas durante esse estudo sobre o mapa geológico da área de estudo, destacando a tentativa de classificação das amostras de acordo com as classes de derrames definidas a partir dos teores de P_2O_5 e TiO_2 . Mapa produzido com base na integração dos mapas geológicos do Estado de São Paulo (Perrotta et al., 2005), da Folha de Cornélio Procópio (MINEROPAR, 2005) e dados de campo inéditos de projetos desenvolvidos pelo Instituto Geológico – Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo e pelo orientador desse estudo. Modelo digital de elevação: SRTMGL1 v003, NASA Shuttle Radar Topography Mission Global 1 arco segundo.

Novamente, a associação espacial entre as lavas e sua provável contraparte intrusiva é sugestiva de que esses corpos potencialmente estão correlacionados. É possível que esses derrames tenham sido alimentados na região de estudo, por condutos e câmaras representadas pelas intrusivas. Raposo e Ernesto (1995a) mostram que nos arredores de Curitiba, os planos de fluxo de magma são mais inclinados que nas outras regiões, sugerindo proximidade de uma fonte magmática, mas ressaltam que provavelmente houve mais de uma fonte atuando na região. Entretanto, as autoras também interpretam que as áreas de Fartura e Guapiara provavelmente estiveram ativas ao mesmo tempo, mas o fluxo magmático tende a ser mais inclinado em Guapiara do que em Fartura, o que sugere que a fonte de magma deveria estar mais próxima de Guapiara. Em contraste, os diques de Guapiara, que cortam o embasamento pré-cambriano, afloram em um nível crustal que deveria estar mais próximo da fonte, enquanto os de Fartura cortam as rochas sedimentares e deveriam estar mais distantes dela (Raposo e Ernesto, 1995a). Assim, outra possível explicação para a associação das intrusivas e extrusivas correlatas na área de estudo seria os diques e sills terem servido como condutos onde houve fluxo lateral de magma até sua área fonte. Os derrames de mesma classe, por sua vez, teriam se deslocado da área fonte até a região de estudo.

Chama a atenção também o fato de as amostras mais diferenciadas de sills e derrames, das classes PT62/39 e PT72/38, se concentrarem nas proximidades dos corpos dacíticos presentes na área de estudo. Segundo Janasi et al. (2007b), a presença desses corpos intrusivos no contato entre os arenitos da Formação Botucatu e os primeiros derrames dacíticos é comum. Esses derrames parecem ser os primeiros na sucessão estratigráfica deduzida, e estão próximos ao contato com a Formação Botucatu e/ou com os dacitos. Sua associação espacial sugere que esses corpos podem estar correlacionados, sendo originários de magmas que, ao ascender, ficaram parcialmente retidos embaixo do corpo dacítico, que é anterior aos derrames basálticos, formando os sills e os derrames observados. Para isso ser possível, o corpo dacítico teria que ser consideravelmente espesso e maciço sobre a região em que os sills se formaram para servir como obstáculo para a erupção das lavas. Entretanto, é possível também que esses sills sejam, na verdade, porções mais grossas e profundas dos primeiros derrames da região, que podem ter ocupado depressões no relevo e se cristalizado mais lentamente.

As análises químicas classificadas em magmas-tipo também foram plotadas sobre o mapa da base dos derrames da Formação Serra Geral (Figuras 30 e 31). É clara a predominância de amostras do tipo Paranapanema no domínio NW da região, e de amostras do tipo Pitanga na porção SE.

As amostras do tipo Pitanga que estão no domínio NW estão todas em cotas altimétricas mais baixas, sugerindo que os derrames do tipo Paranapanema que provavelmente estavam sobrepostos já foram erodidos. Os derrames da classe PT39/30 são os primeiros a aflorar logo abaixo dos primeiros do tipo Paranapanema, e parecem ser de um

grupo intermediário entre os dois magmas-tipo, como mencionado anteriormente. Nota-se que as amostras deste derrame ocorrem tanto nos blocos mais rebaixados (A e B) quanto no bloco C. Há uma escassez de dados de espessura da Formação Serra Geral coincidente com a área ocupada por essas amostras no bloco, e não há amostras de derrames do tipo Paranapanema aflorantes nesse bloco. Isso pode ser um indicativo de que esse bloco esteja relativamente mais abatido nessa região, e que isso não esteja bem representado no mapa justamente pela ausência de poços na localidade.

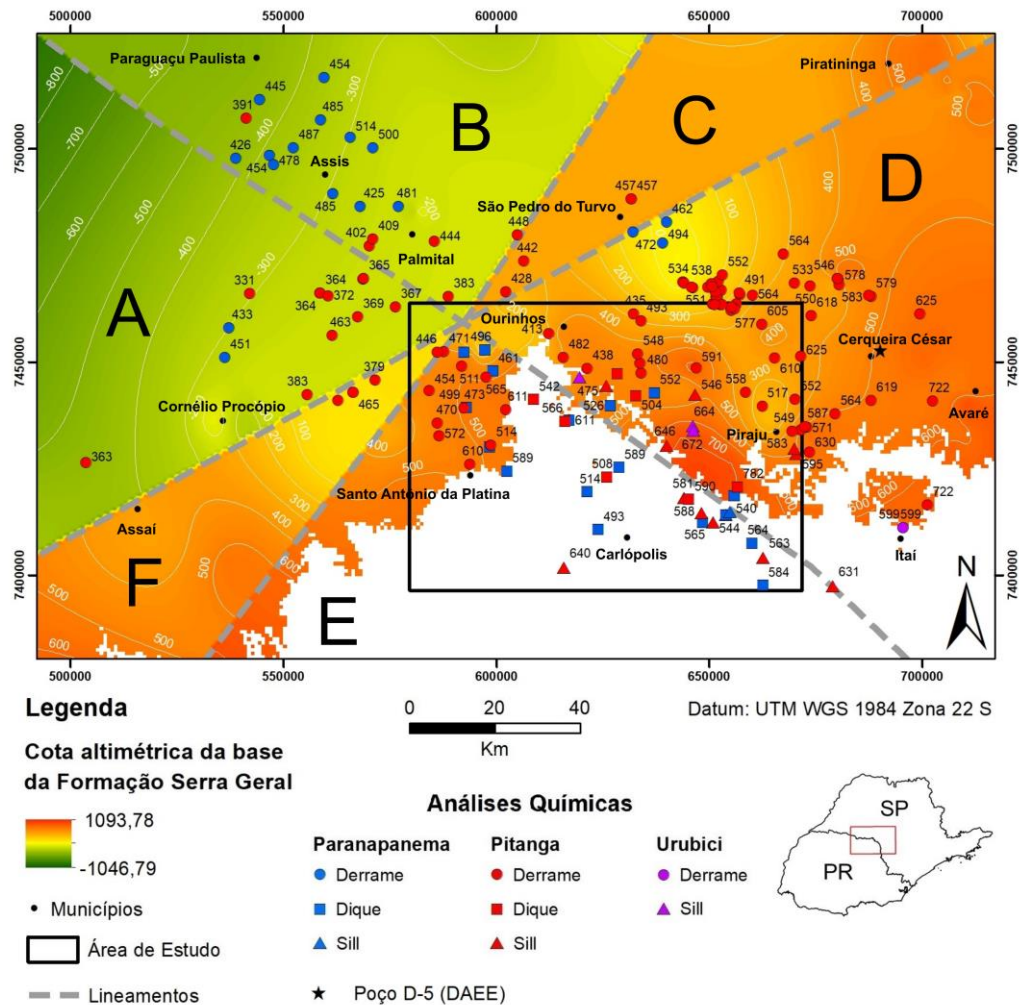


Figura 30: Localização e cotas altimétricas dos pontos correspondentes às análises químicas sobre o mapa da altimetria da base do empilhamento de lavas da Formação Serra Geral, destacando a posição do poço D-5 do DAEE de onde também foram analisadas 7 amostras.

Além dessa classe, concentram-se no mesmo grupo intermediário os derrames da classe PP35/27, que ocorrem apenas nos arredores de São Pedro do Turvo (SP). Estes, por sua vez, se assemelham ao tipo Paranapanema por seus teores baixos de TiO_2 (2,58 a 2,73 % em peso). Sua classificação, no entanto, é ambígua, pois elas são mais diferenciadas, apresentando teores mais altos do que os comuns de K_2O (2,11 a 2,34 % peso), Zr (278-281 ppm), Y (42-46 ppm), entre outros. Com cotas altimétricas de 461 a 490 metros e espacialmente restritas, elas provavelmente correspondem a um derrame individual local com características específicas. A classificação desses derrames é condizente com essa hipótese,

visto que somente essas 3 amostras nas redondezas de São Pedro do Turvo foram agrupadas na classe PP35/27.

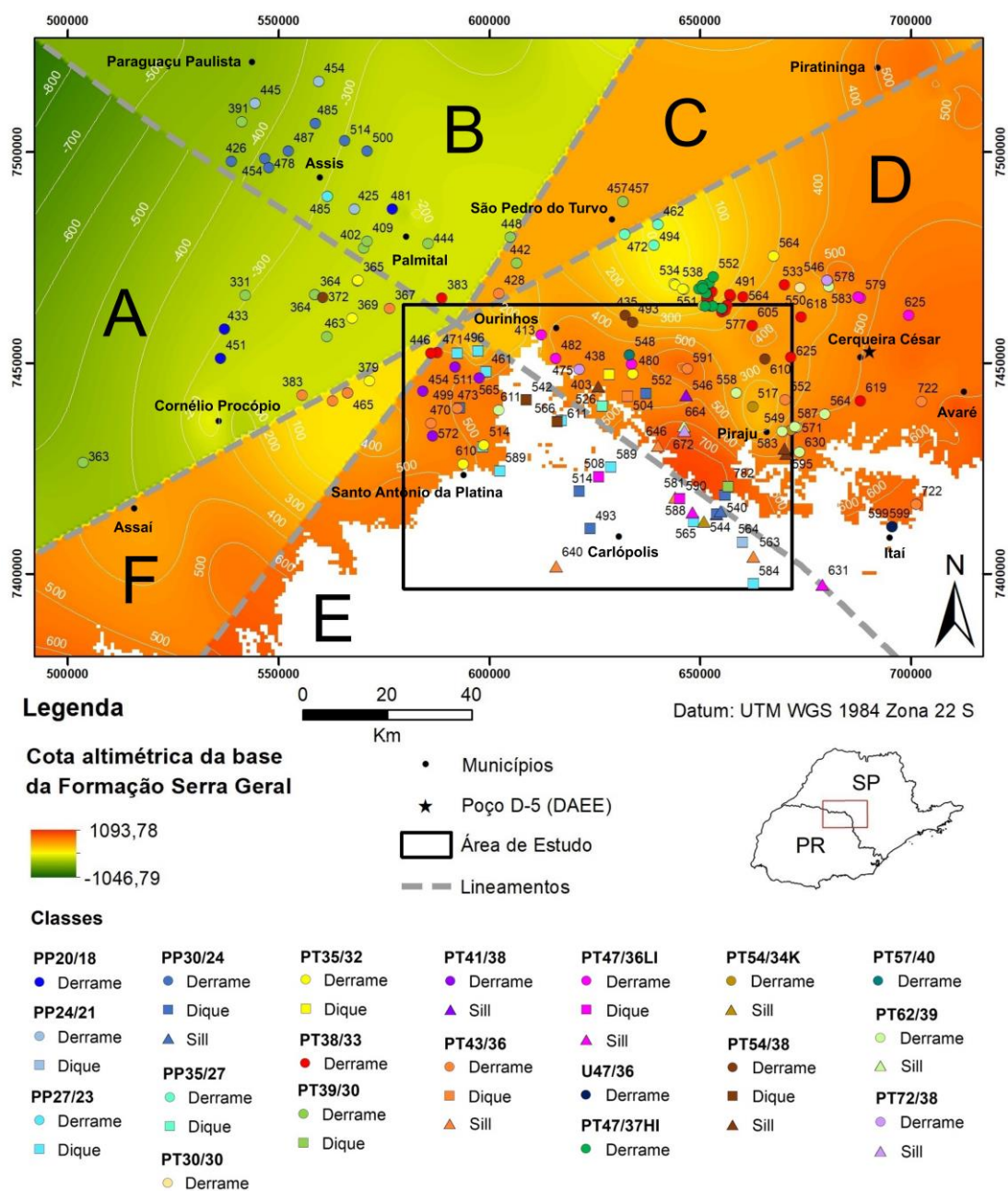


Figura 31: Distribuição geográfica dos pontos correspondentes aos resultados das análises químicas prévias e das realizadas durante esse estudo sobre o mapa da altimetria da base do empilhamento de lavas da Formação Serra Geral, destacando a tentativa de classificação das amostras de acordo com as classes de derrames definidas a partir dos teores de P_2O_5 e TiO_2 . Destaca-se também a posição do poço D-5 do DAEE de onde foram analisadas 7 amostras.

5.5.3 Elementos traço e elementos terras-raras

Os resultados das análises de elementos traço e terras-raras são apresentados nas Figuras 32 e 33 a seguir.

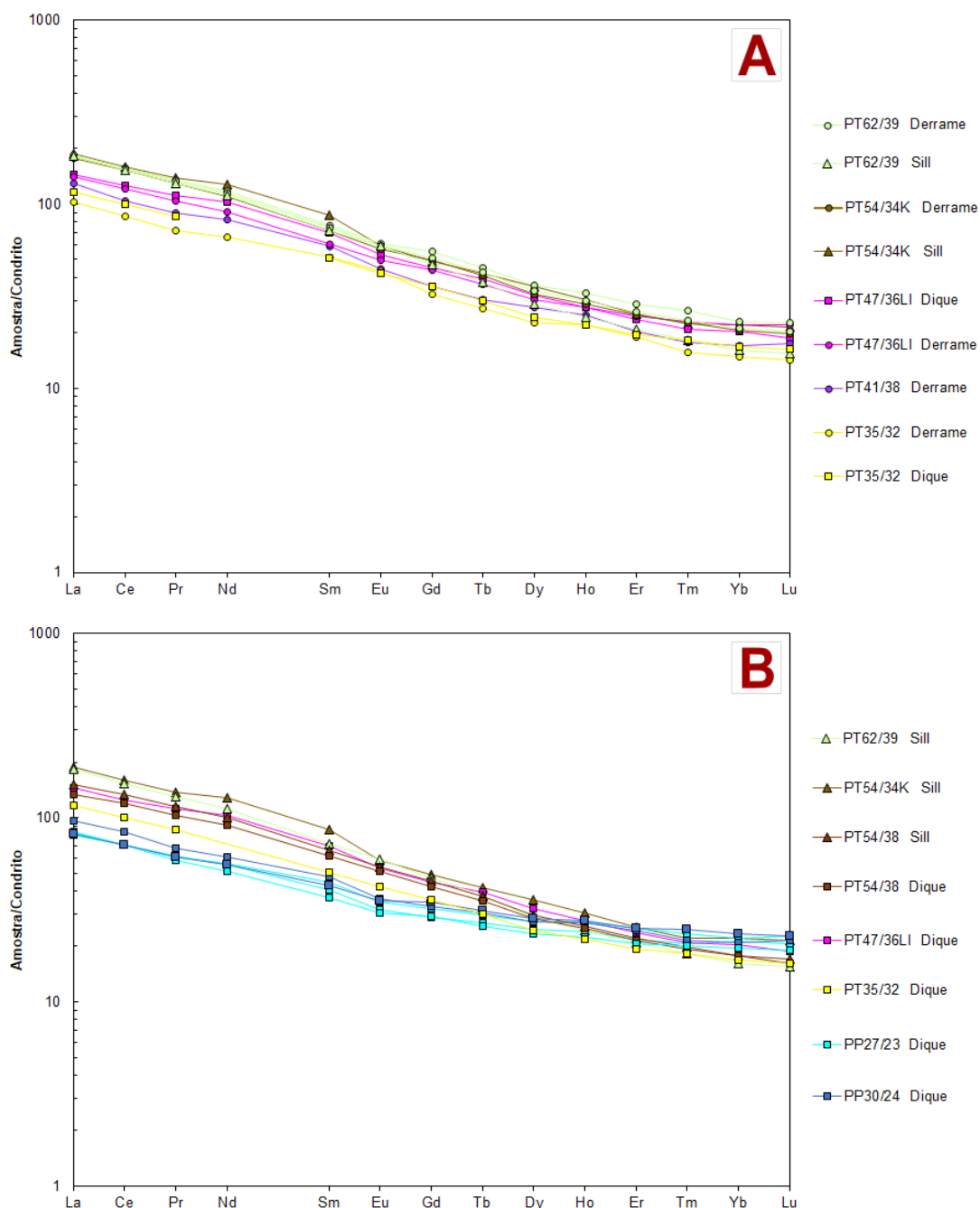


Figura 32: Padrões de elementos terras-rara normalizados por condrito (McDonough e Sun, 1995) para as rochas basálticas da região de estudo. A – comparação entre derrames e intrusivas de mesma classe de P_2O_5 . B – comparação entre rochas intrusivas de mesma classe. A única amostra sem correspondente intrusivo nesses diagramas é a PT41/38, e um ponto da curva do dique PT35/32 está faltando pois o valor está ausente no artigo de Janasi et al. (2007b).

Nos diagramas de elementos terras-raras, com concentrações normalizadas pelo condrito, observa-se que os elementos são fracamente fracionados, praticamente sem anomalias de Eu (os valores de Eu/Eu^* variam de 0,90 a 1,06), com a exceção apenas da amostra OU-199, que possui um padrão mais fracionado, com razões $(La/Yb)_N = 11,3$ e $(Tb/Yb)_N = 2,3$, como Janasi et al. (2007b) já haviam mencionado. O diagrama ressalta a diferença entre as amostras do magma-tipo Pitanga e do tipo Paranapanema, sendo que estes últimos apresentam padrões menos fracionados, com razões $(La/Yb)_N$ mais baixas (3,6-

4,6, versus 6,4-8,6). As razões $(Tb/Yb)_N$, que medem o fracionamento entre terras raras médios e pesados, também são contrastantes para os dois magmas-tipo, variando de 1,3-1,4 para Paranapanema e de 1,7 a 2,1 para Pitanga.

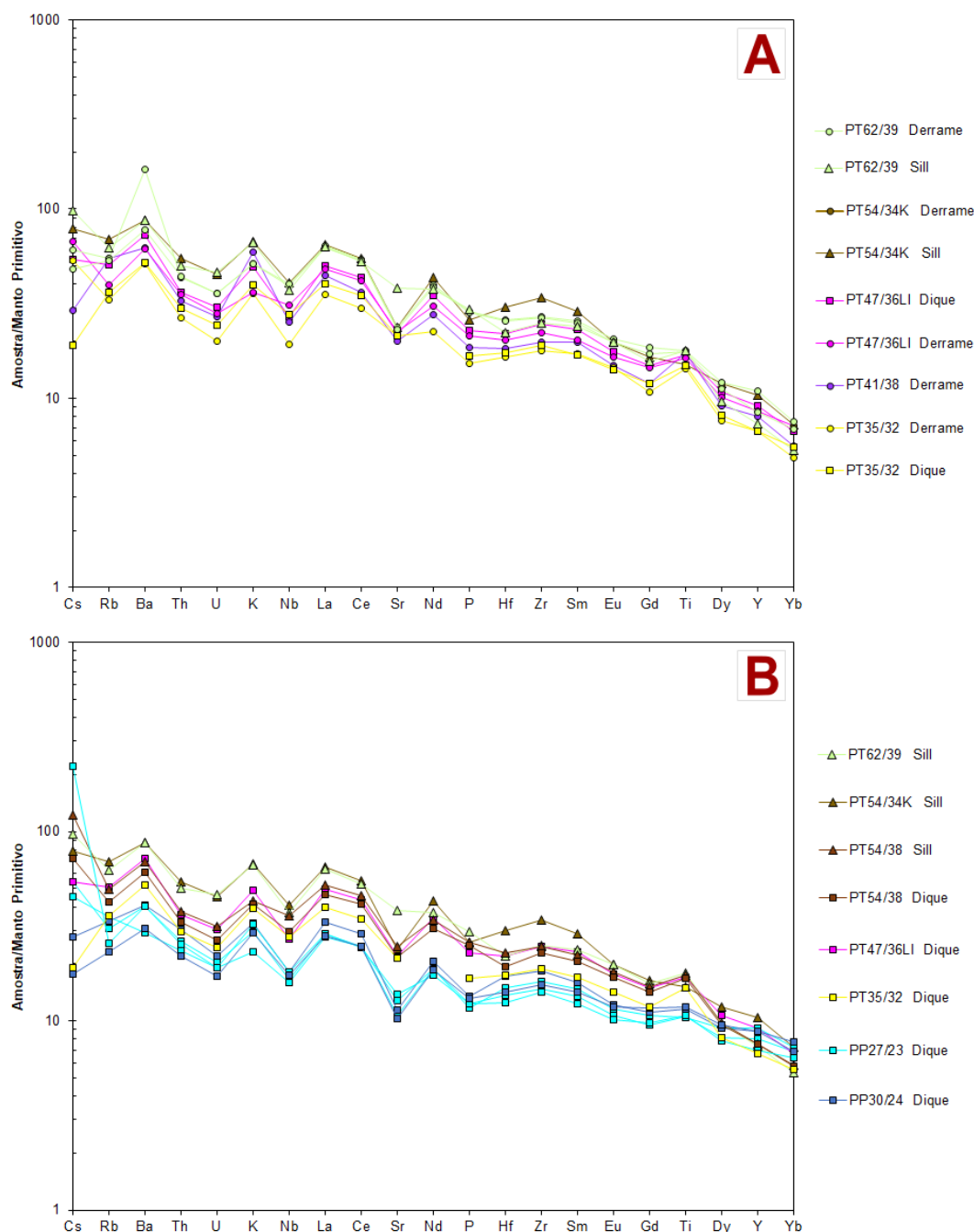


Figura 33: Padrões de elementos incompatíveis normalizados por manto primitivo (Sun e McDonough, 1989) para as rochas basálticas da região de estudo. A – comparação entre derrames e intrusivas de mesma classe de P_2O_5 . B – comparação entre rochas intrusivas de mesma classe. Um ponto da curva do dique PT35/32 está faltando pois o valor está ausente no artigo de Janasi et al. (2007).

Nos *spidergrams* (Figura 33), nota-se a presença de duas anomalias negativas importantes, de Nb e Sr. O comportamento do Sr, P e Ti das amostras ressaltam as diferenças utilizadas para classificar os derrames e tentar correlacioná-los com as intrusivas – a diferença entre amostras de mesma classe é bem delimitada. As amostras de mesma classe de P_2O_5 encontram-se novamente bem agrupadas, com diferenças no seu comportamento apenas

para elementos mais móveis, como o Cs e o K.

Todas as figuras mostram que as tendências de derrames e intrusivas de uma mesma classe de P_2O_5 são bem parecidas, mostrando que a classificação feita foi eficaz. O diagrama da Figura 33A, em especial, ressalta essa similaridade entre derrames e intrusivas. Nota-se que as intrusões são mais enriquecidas em muitos dos elementos mais incompatíveis com relação aos derrames correspondentes, ou seja, tendem a ser mais diferenciadas. Alguns pontos se distanciam mais do padrão, como a amostra OU-362, de derrame PT62/39, que possui uma concentração mais elevada de Ba, e a OU-199, sill da mesma classe, que tem um valor mais alto de Sr. Os padrões observados, portanto, mostram que a correlação entre intrusivas e extrusivas de uma mesma classe de P_2O_5 é possível.

5.5.4 Amostras de poço tubular

As 7 amostras analisadas por FRX do poço D-5 do DAEE, perfurado no município de Cerqueira César (SP), foram todas classificadas como do tipo Pitanga por seus teores maiores que 2,9% de TiO_2 . Apesar das evidências de um certo grau de alteração e da presença de minerais secundários, a perda ao fogo das amostras foi baixa para a maioria das amostras, e não ultrapassou 2,27 %. Elas puderam ser classificadas em 4 classes distintas de P_2O_5 (Figura 34). Infelizmente não há indicativos claros de topo que possam ser utilizados para estimar a espessura desses derrames.

Nota-se que há dois derrames da classe PT46/36 com um da classe PT41/38 entre eles. Apenas pelos óxidos maiores, não é possível diferenciar essas duas ocorrências. Além disso, há um derrame relativamente mais diferenciado na base do poço (PT62/39) entre duas camadas de arenito. Como já mencionado, isso é muito comum no contato com a Formação Botucatu, e nas proximidades dos corpos dacíticos da região. Sills com características geoquímicas parecidas também ocorrem preferencialmente nesse contato. Essa mesma amostra de classe PT62/39 é a mais bem preservada de todas, com grãos mais grossos e muito menos alterados. Ela também quase não possuía minerais secundários, e não apresentou vestígios de presença de vesículas ou amígdalas. Mas sua granulação ainda é fina, e não é possível concluir se ela poderia ser um sill ou não.

Na porção NW da área de estudo foi possível deduzir uma sucessão estratigráfica parecida com a do poço (Figura 34). Para isso, foram utilizados os dados geoquímicos, as observações de campo e o mapa de contorno estrutural da base da Formação Serra Geral. Todas as comparações entre as cotas altimétricas em que os derrames afloram foram feitas sempre levando em conta as variações na cota da base do empilhamento de lavas. A diferença entre as cotas em que afloram as classes de derrames na porção NW da área e no poço é consistente com a diferença aproximada entre as cotas da base do empilhamento nas duas localidades. Portanto, a base da estratigrafia do empilhamento de derrames deduzida para essa região da área de estudo parece ser compatível com a obtida com as análises do

poço tubular, apesar do distanciamento de aproximadamente 100 km.

Na porção NE da área, não foi possível estabelecer com clareza a sequência estratigráfica, pois há uma maior variabilidade da geometria da base do empilhamento de derrames. Ainda assim, foi possível identificar que os derrames mais próximos da base parecem ser os das classes mais diferenciadas, incluindo o PT62/39, que também foi encontrado na base do poço. A sequência nas redondezas de Santa Cruz do Rio Pardo, onde existe um baixo estrutural, foi definida por Isquierdo (2008), e consiste, da base para o topo, nos derrames PT35/32, PT38/33 e PT47/37HI. É provável que as extrusivas aflorantes nessa região onde a base do empilhamento está em cotas mais baixas estejam estratigraficamente acima dos derrames observados no poço e na porção NW da área de estudo.

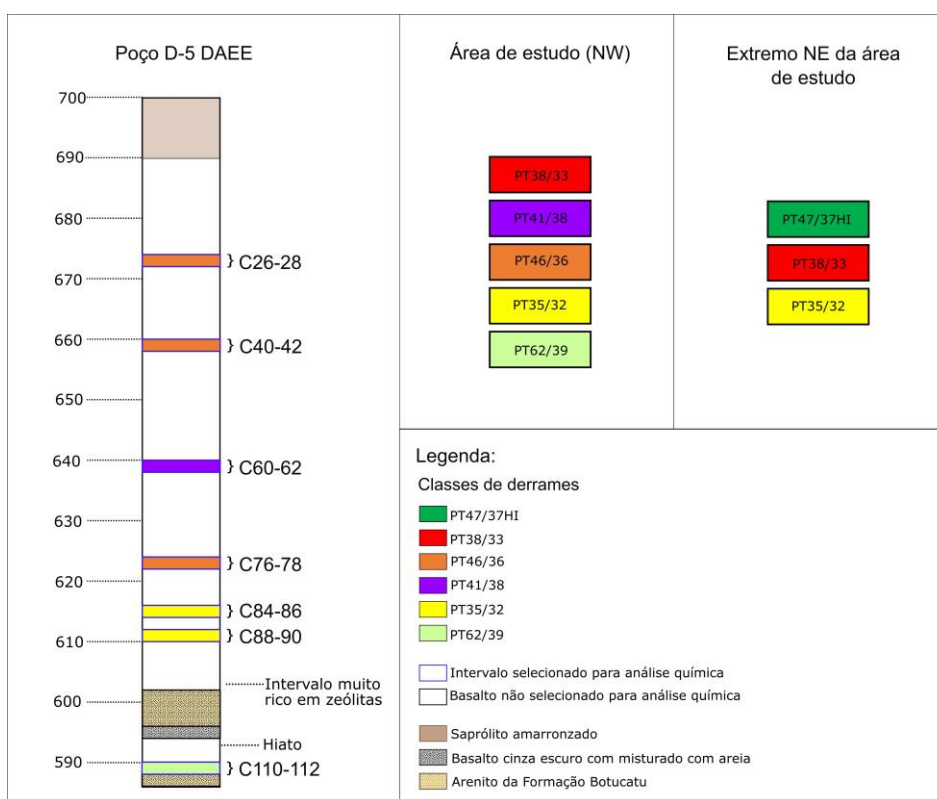


Figura 34: Coluna estratigráfica esquemática das litologias perfuradas no poço tubular D-5 de Cerqueira César e respectivas cotas altimétricas em metros, esboçada a partir da descrição e das análises químicas de amostras cedidas pelo DAEE, e sucessão estratigráfica delimitada para a porção NW da área de estudo e do extremo NE da área de estudo, nas proximidades de Santa Cruz do Rio Pardo. As sete amostras do poço analisadas por FRX estão representadas nas cores de suas respectivas classes de derrames de acordo com seus teores de P_2O_5 e TiO_2 .

O fato de as mesmas sequências estratigráficas terem sido identificadas na porção NW da área de estudo e no poço em Cerqueira César sugere que existe uma continuidade expressiva dos derrames na região. Essa sequência pode estar ausente na região NE da área de estudo devido aos baixos estruturais, nos quais elas se encontrariam em cotas altimétricas mais baixas, e portanto, não aflorantes. Outra possibilidade para a variação observada na sucessão estratigráfica da região NE seria ela ter sido interrompida por fluxos de outras classes de derrames, já que o espalhamento das lavas pode configurar geometrias lineares e

não se espalhar como camadas por toda a área.

6. CONCLUSÕES

Conclui-se que os dados analisados para as rochas intrusivas da área de estudo e seus arredores mostram que elas possuem uma composição razoavelmente próxima da dos derrames individuais classificados em uma mesma classe de P_2O_5 , e que uma parte considerável delas poderia ser correlacionada com sucesso, já que as diferenças geoquímicas apresentadas podem ser explicadas por diferenciação magmática, o que sugere origens comagmáticas, com algumas ressalvas.

Dentre essas ressalvas, é essencial ter conhecimento da dimensão dos corpos e da existência de indícios de ocorrência de fracionamento magmático. Quanto menor o corpo e sua diferenciação, maior a confiabilidade de sua correlação com o derrame de características geoquímicas diagnósticas (como teor de P_2O_5 e TiO_2) mais semelhantes. Corpos de dimensões muito grandes, como diques muito espessos e sills como o de Fartura podem apresentar uma evolução extremamente complexa, com fases diferentes de atividade magmática, ou ter um grau de diferenciação muito alto, que faça com que sua composição se distancie significativamente daquela do magma original. Amostras muito distantes dos campos ocupados por derrames nos diagramas de diferenciação de P_2O_5 e TiO_2 por MgO também não podem ser correlacionadas com segurança. Nesse tipo de caso, seriam necessários estudos de maior detalhe para esclarecer sua relação com derrames de composições parecidas.

No caso de sills, é preciso levar em conta seu maior potencial para diferenciação e ter mais cautela na tentativa de correlação do que no caso da maioria dos diques, como evidenciado pelo maior espalhamento dos dados de sills com relação ao *trend* de diferenciação dos derrames do que dos diques. A natureza multi-intrusiva do sill de Fartura, já reportada por Janasi et al. (2007b) é clara, já que ele apresenta composições do tipo Paranapanema e Pitanga, e inclusive variações internas, com classes diferentes de P_2O_5 do tipo Pitanga.

A hipótese de que a correlação é possível em alguns casos é reforçada pela distribuição geográfica dos corpos intrusivos do tipo Pitanga na área de estudo, que parecem estar associados espacialmente com derrames de mesma classe de P_2O_5 e TiO_2 . Se esses corpos realmente tiverem uma origem em comum, esses derrames poderiam ter sido alimentados na região de estudo, por um sistema de condutos e câmaras representadas pelas intrusivas, ou ter sido alvo de fluxos horizontais de magma até a região em que esses derrames foram extrudidos.

As intrusões do tipo Paranapanema, por sua vez, são muito mais abundantes na área de estudo, apesar da ausência de derrames do mesmo tipo nas suas proximidades. Sabe-se que a região foi fortemente soerguida sob influência da evolução geotectônica do Arco de

Ponta Grossa, e que as lavas e rochas sedimentares foram alçadas e erodidas do núcleo do arco (Zalán et al., 1987). Espera-se, portanto, que o empilhamento de lavas fosse originalmente mais espesso, como evidenciado também pelo mapa de contorno estrutural da base dos derrames produzido. As observações e análises feitas, portanto, reforçam a hipótese levantada anteriormente por Janasi et al. (2007b) e por Machado et al. (2005, 2007), de que os derrames do tipo Paranapanema, mais recentes que os Pitanga e alimentados pelos diques que agora afloram na região, provavelmente já foram erodidos nessa área. Outra possibilidade, menos provável, seria esses diques terem sido importantes condutos de deslocamento lateral de magma até a localidade onde eles foram extrudidos, que poderia ser nas proximidades do município de Assis.

Além disso, o mapa da base dos derrames da Formação Serra Geral elaborado durante esse estudo evidencia a complexidade estrutural da configuração atual do pacote vulcânico, e a grande variabilidade de sua espessura dependendo da localidade mostra que é preciso ter cautela ao tentar correlacionar derrames distantes. Os mapas produzidos também evidenciam a forte influência da reativação de zonas de falha de direção NE do embasamento cristalino, como a de Guaxupé, sobre o empilhamento de lavas, e seu importante papel na compartimentação tectônica da Formação Serra Geral, que influencia diretamente quaisquer tentativas de estudos estratigráficos das lavas aflorantes. Os derrames do tipo Paranapanema afloram apenas nos blocos rebaixados e mais espessos, a NW da área de estudo, próximos de Assis.

Os resultados do trabalho com os poços mostram que uma metodologia relativamente simples já foi capaz de esclarecer significativamente a distribuição e geometria do empilhamento de derrames, inclusive de sua estratigrafia, apesar de possuir algumas limitações, como a confiabilidade de algumas das descrições litológicas consultadas, descrições muito simplificadas em alguns pontos, e a quantidade relativamente pequena de poços que perfuram toda a espessura da Formação Serra Geral numa área tão grande e o fato de sua distribuição geográfica não ser homogênea.

O mapa de contorno estrutural da base da Formação Serra Geral se mostrou muito importante para avaliar se é possível estabelecer as relações estratigráficas entre pontos de derrames distantes ou não, tendo em vista as variações importantes de espessura demonstradas. Algumas regiões, como a porção NW da área de estudo, que possui as maiores espessuras, apresentam poucos poços que perfuram a totalidade da espessura de derrames, o que resulta em uma extrapolação dos dados e em imprecisões nas áreas mais distantes dos poços tubulares. Portanto, o mapa é qualitativamente satisfatório, mas quantitativamente inexato, a não ser nas proximidades de poços tubulares utilizados para elaborá-lo. Estudos geofísicos e estruturais de maior detalhe são essenciais para melhor delimitar essa divisão, e um estudo geoestatístico mais completo da região poderia ser promissor, apesar de não ser o foco deste trabalho.

A confiabilidade desse estudo de correlação entre derrames e intrusivas na região poderia ser aumentada através de uma amostragem mais extensa de derrames do tipo Paranapanema a NW da área de estudo, já que um adensamento dos dados proporcionaria uma maior confiabilidade para a delimitação dos campos ocupados pelas diferentes classes de derrames nos diagramas de P_2O_5 e TiO_2 por MgO . Estudos de modelamento de fracionamento magmático também poderão esclarecer se as correlações são mesmo adequadas ou não, já que uma das principais limitações dessas tentativas de correlação é não ser possível avaliar com maior detalhe o quão intensos e significativos os processos de diferenciação poderiam ter sido em um mesmo corpo intrusivo. A amostragem e estudo, no futuro, de mais rochas intrusivas da região também contribuiria muito para testar as hipóteses aqui levantadas.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M. (1986). Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozoico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(4), 325-349.
- Bellieni, G., Brotzu, P., Comin-Chiaramonti, P., Ernesto, M., Melfi, A., Pacca, I. G., Piccirillo, E. M. (1984). Flood Basalt to Rhyolite Suites in the Southern Paraná Plateau (Brazil): Palaeomagnetism, Petrogenesis and Geodynamic Implications. *Journal of Petrology*, 25(3), 579-618.
- Bhattacharji, S., Chatterjee, N., Wampler, J. M., Nayak, P. N., Deshmukh, S. S. (1996). Indian Intraplate and Continental Margin Rifting, Lithospheric Extension, and Mantle Upwelling in Deccan Flood Basalt Volcanism near the K/T Boundary: Evidence from Mafic Dike Swarms. *The Journal of Geology*, 104, 379-398.
- DAEE, IG, IPT, CPRM. (2005). *Mapa de águas subterrâneas do Estado de São Paulo: Nota explicativa*. Escala 1:1.000.000. São Paulo: Departamento de Águas e Energia Elétrica, Instituto Geológico, Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, Serviço Geológico do Brasil.
- Fernandes, A. J., Maldaner, C. A., Azevedo Sobrinho, J. M., Pressinotti, M. M. N., Wahnfried, I. (2010). Estratigrafia dos derrames de basaltos da Formação Serra Geral (Ribeirão Preto - SP) baseada na geologia física, petrografia e geoquímica. *Geologia USP: Série Científica*, 10(2), 73-99.
- Fernandes, A. J., Negri, F. A., Azevedo Sobrinho, J. M., Janasi, V. A. (2018). Local geological sections and regional stratigraphy based on physical geology and chemical stratigraphy of the Serra Geral Group from Araraquara to Avaré, SP. *Brazilian Journal of Geology*, 48(2), 243-261.
- Ferreira, F. J. F. (1982). *Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa*. Tese (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências/Universidade de São Paulo.

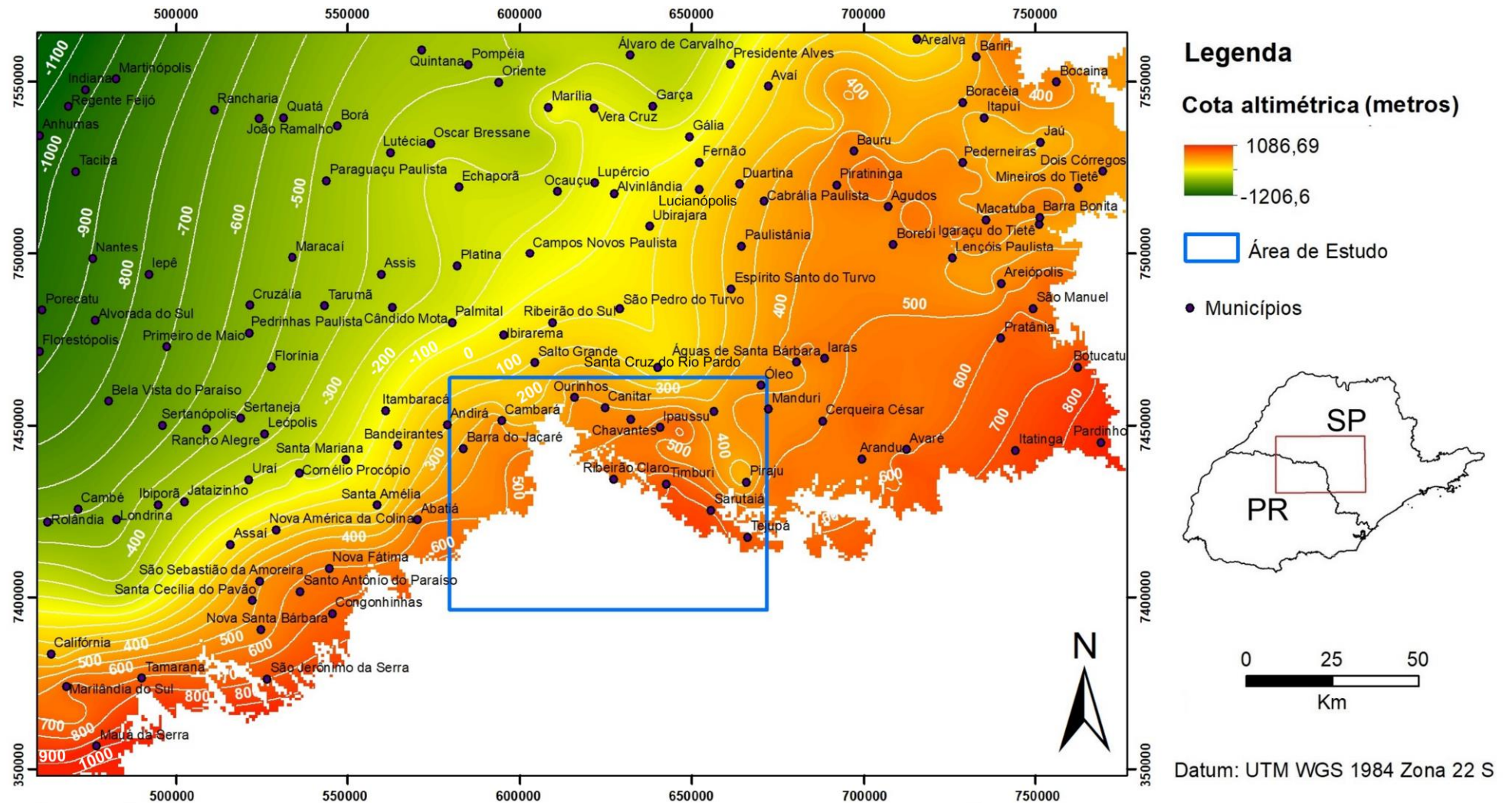
- Frank, H. T., Gomes, M. E. B., Formoso, M. L. L. (2009). Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America. *Pesquisas em Geociências*, 36(1), 49-57.
- Isquierdo, F. A. (2008). *Estratigrafia de basaltos na região de Santa Cruz do Rio Pardo (SP): uma abordagem geoquímica*. Tese (Trabalho de Formatura). São Paulo: Instituto de Geociências/Universidade de São Paulo.
- Janasi, V. A., de Freitas, V. A., Heaman, L. H. (2011). The onset of flood basalt volcanism, Northern Paraná Basin, Brazil: A precise U-Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. *Earth and Planetary Science Letters*, 302(1-2), 147-153.
- Janasi, V. A., Montanheiro, T. J., Freitas, V. A., Reis, P. M., Negri, F. A., Dantas, F. A. (2007a). Geology, petrography and geochemistry of the acid volcanism of the Paraná Magmatic Province in the Piraju-Ourinhos region, SE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4), 745-759.
- Janasi, V. A., Negri, F. A., Montanheiro, T. J., Freitas, V. A., Rocha, B. C., Reis, P. M. (2007b). Geochemistry of the eocretacic basalt magmatism in the Piraju-Ourinhos region, SE Brazil, and implications to the stratigraphy of the Serra Geral Formation. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(1), 148-162.
- Machado, F. B., Nardy, A. J. R., Melo, R. P., Oliveira, M. A. F., Squisato, E. (2005). As rochas intrusivas da Formação Serra Geral na porção leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo: Aspectos petrográficos e geoquímicos – Resultados Preliminares. *Geociências*, 24(1), 5-17.
- Machado, F. B., Nardy, A. J. R., Oliveira, M. A. F. (2007). Geologia e aspectos petrológicos das rochas intrusivas e efusivas mesozóicas de parte da borda leste da bacia do Paraná no estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(1), 64-80.
- Machado, F. B., Rocha-Júnior, E. R. V., Marques, L. S., Nardy, A. J. R., Zezzo, L. V., Marteleto, N. S. (2018). Geochemistry of the Northern Paraná Continental Flood Basalt (PCFB) Province: implications for regional chemostratigraphy. *Brazilian Journal of Geology*, 48, 177-199.
- Mangan, M. T., Wright, T. L., Swanson, D. A., Byerly, G. R. (1986). Regional correlation of Grande Ronde Basalt flows, Columbia River Basalt Group, Washington, Oregon, and Idaho. *Geological Society of America Bulletin*, 97(11), 1300-1318.
- McDonough, W. F., Sun, S. -s. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- MINEROPAR. (2005a). *Mapa Geológico da Folha de Cornélio Procópio*. Escala 1:250.000. Curitiba: Governo do Estado do Paraná/Minerais do Paraná S/A.
- MINEROPAR. (2005b). *Mapa Geológico da Folha de Londrina*. Escala 1:250.000. Curitiba: Governo do Estado do Paraná/Minerais do Paraná S/A.
- MINEROPAR. (2005c). *Mapa Geológico da Folha de Marília*. Escala 1:250.000. Curitiba:

- Governo do Estado do Paraná/Minerais do Paraná S/A.
- MINEROPAR. (2005d). *Mapa Geológico da Folha de Presidente Prudente*. Escala 1:250.000. Curitiba: Governo do Estado do Paraná/Minerais do Paraná S/A.
- 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, Sao Paulo University. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(3), 441-446.
- Navarro, M. S., Andrade, S., Ulbrich, H. H., Gomes, C. B., Girardi, A. V. V. (2008). The Direct Determination of Rare Earth Elements in Basaltic and Related Rocks using ICP-MS: Testing the efficiency of microwave oven sample decomposition procedures. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 32(2), 167-180.
- Peate, D. W. (1997). The Paraná-Etendeka Province. In: Mahoney, J.J., Coffin, M.F. (Eds.), *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism* (v. 100, 217-245). Washington D.C.: AGU.
- Peate, D. W., Mantovani, M. S. M., Hawkesworth, C. J. (1988). Geochemical stratigraphy of the Paraná continental flood basalts: borehole evidence. *Revista Brasileira de Geociências*, 18, 212-221.
- Peate, D. W., Hawkesworth, C. J., Mantovani, M. S. M. (1992). Chemical stratigraphy of the Parana lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, 55(1-2), 119-139.
- Piccirillo, E. M., Bellieni, G., Cavazzini, G., Comin-Chiaramonti, P., Petrini, R. Melfi, A. J., Pinese, J. P. P., Zantadeschi, P., De Min, A. (1990). Lower Cretaceous tholeiitic dyke swarms from the Ponta Grossa Arch (southeast Brazil): Petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with the Paraná flood volcanics. *Chemical Geology*, 89, 19-48.
- Piccirillo, E. M., Raposo, M. I. B., Melfi, A. J., Comin-Chiaramonti, P., Cordani, U., Kawashita, K. (1987). Bimodal fissural volcanic suites from the Paraná Basin (Brazil): K-Ar ages, Sr isotopes and geochemistry. *Geochimica Brasiliensis*, 1(1), 55-69.
- Pinese, J. P. P. (1989). *Caracterização Petrológica e Geoquímica dos Diques do Arco de Ponta Grossa*. Tese (Mestrado). São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo.
- Pinto, V. M., Hartmann, L. A. (2011). Flow-by-flow chemical stratigraphy and evolution of thirteen Serra Geral Group basalt flows from Vista Alegre, southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 83, 425-440. Acesso em 20 de março de 2011, <<http://www.scielo.br/pdf/aabc/v83n2/v83n2a06.pdf>>
- Perrotta, M. M., Salvador, E. D., Lopes, R. C., D'Agostino, L. Z., Peruffo, N., Gomes, S. D., Sachs, L. L. B., Meira, V. T., Garcia, M. G., Lacerda Filho, J. V. (2005). *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. Escala 1:750.000. São Paulo: Serviço Geológico do Brasil (CPRM).
- Raposo, M. I. B. (1995). Episódios Intrusivos no Arco de Ponta Grossa, determinados através

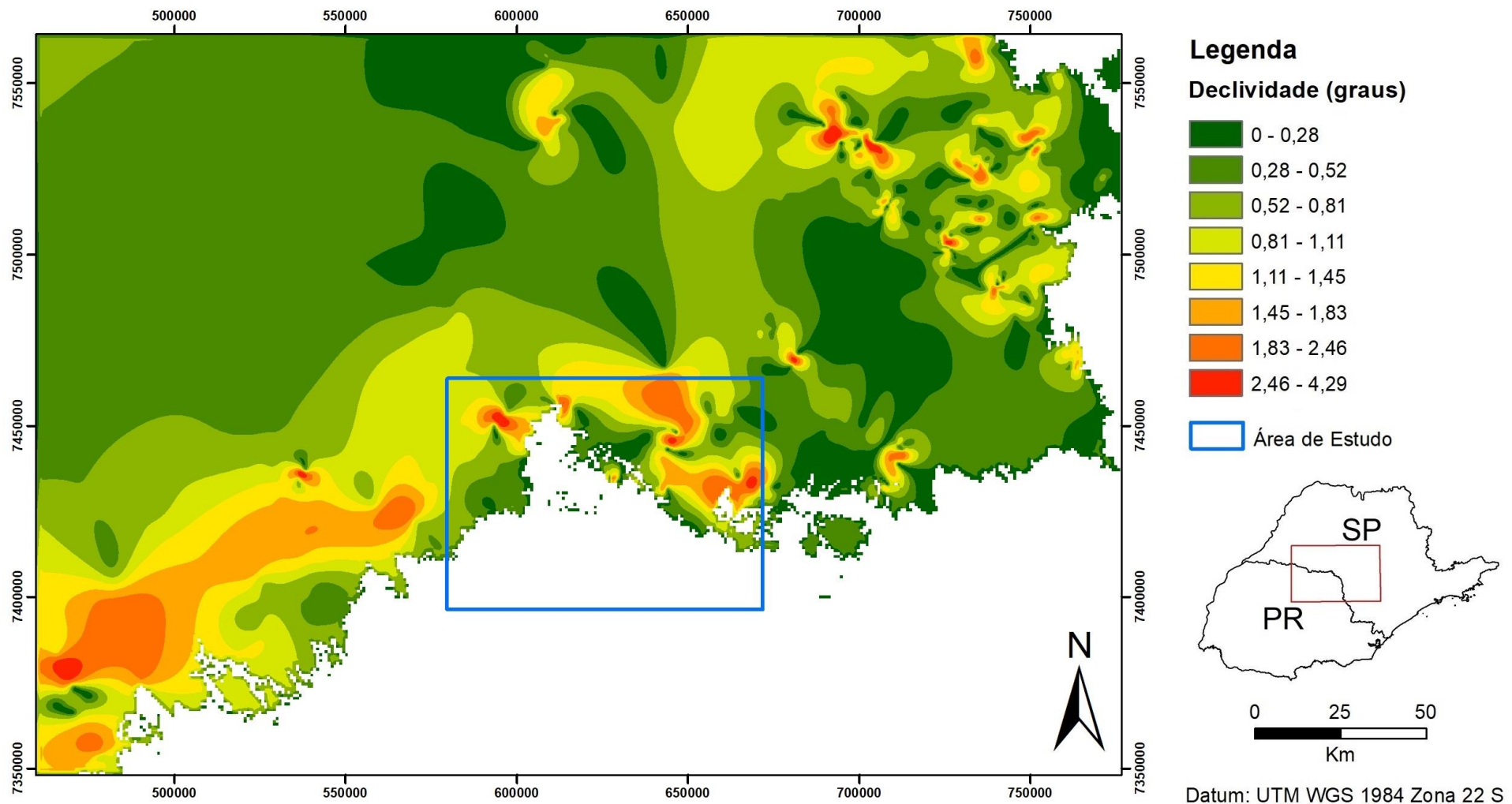
- de um estudo paleomagnético. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(1), 3-19.
- Raposo, M. I. B., Ernesto, M. (1989). Rochas intrusivas básicas do Arco de Ponta Grossa: resultados paleomagnéticos preliminares. *Revista Brasileira de Geociências*, 19(3), 393-700.
- Raposo, M. I. B., Ernesto, M. (1995a). Anisotropy of magnetic susceptibility in the Ponta Grossa dyke swarm (Brazil) and its relationship with magma flow direction. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 87, 183-196.
- Raposo, M. I. B., Ernesto, M. (1995b). An early Cretaceous paleomagnetic pole from Ponta Grossa dikes (Brazil): Implications for the South American Mesozoic apparent polar wander path. *Journal of Geophysical Research*, 100(10), 20.095-20.109.
- Rosenstengel, L. M., Hartmann, L. A. (2012). Geochemical stratigraphy of lavas and fault-block structures in the Ametista do Sul geode mining district, Paraná volcanic province, southern Brazil. *Ore Geology Reviews*, 48, 332-348.
- Silva, R. B. G. (1983). *Estudo hidroquímico e isotópico das águas subterrâneas do Aquífero Botucatu no Estado de São Paulo*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências/Universidade de São Paulo.
- Soares, A. P., Soares, P. C., Bettú, D. F., Holz, M. (2007). Compartimentação estrutural da Bacia do Paraná: a questão dos lineamentos e sua influência na distribuição do Sistema Aquífero Guarani. *Geociências*, 26(4), 297-311.
- Strugale, M., Rostirolla, S. P., Filho, E. F. R., Hindi, E. C., Mancini, F., Ferreira, F. J. F., Freitas, R. C. (2002). Arcabouço estrutural do Arco de Ponta Grossa na Região Centro-Norte do Estado do Paraná (Brasil): Implicações na hidrodinâmica do Sistema Aquífero Guarani. *XII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas*. 1-19. Florianópolis: ABAS.
- Strugale, M., Rostirolla, S. P., Mancini, F., Filho, C. V. P., Ferreira, F. J. F., Freitas, R. C. (2007). Structural framework and Mesozoic-Cenozoic Evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 24, 203-227.
- Sun, S. -s., McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society London Special Publications*, 42, 313-345.
- 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(8), 747-750.
- Wright, T. L., Grolier, M. J., Swanson, D. A. (1973). Chemical Variation Related to the Stratigraphy of the Columbia River Basalt. *Geological Society of America Bulletin*, 84(2), 371-386.
- Zalán, P. V., Wolff, S., Conceição, J. C. J., Astolfi, M. A. M., Vieira, I. S., Appi, V. T., Zanotto, O. A. (1987). Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. *Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, v. 1, 441-447. Curitiba: SBG.

ANEXOS

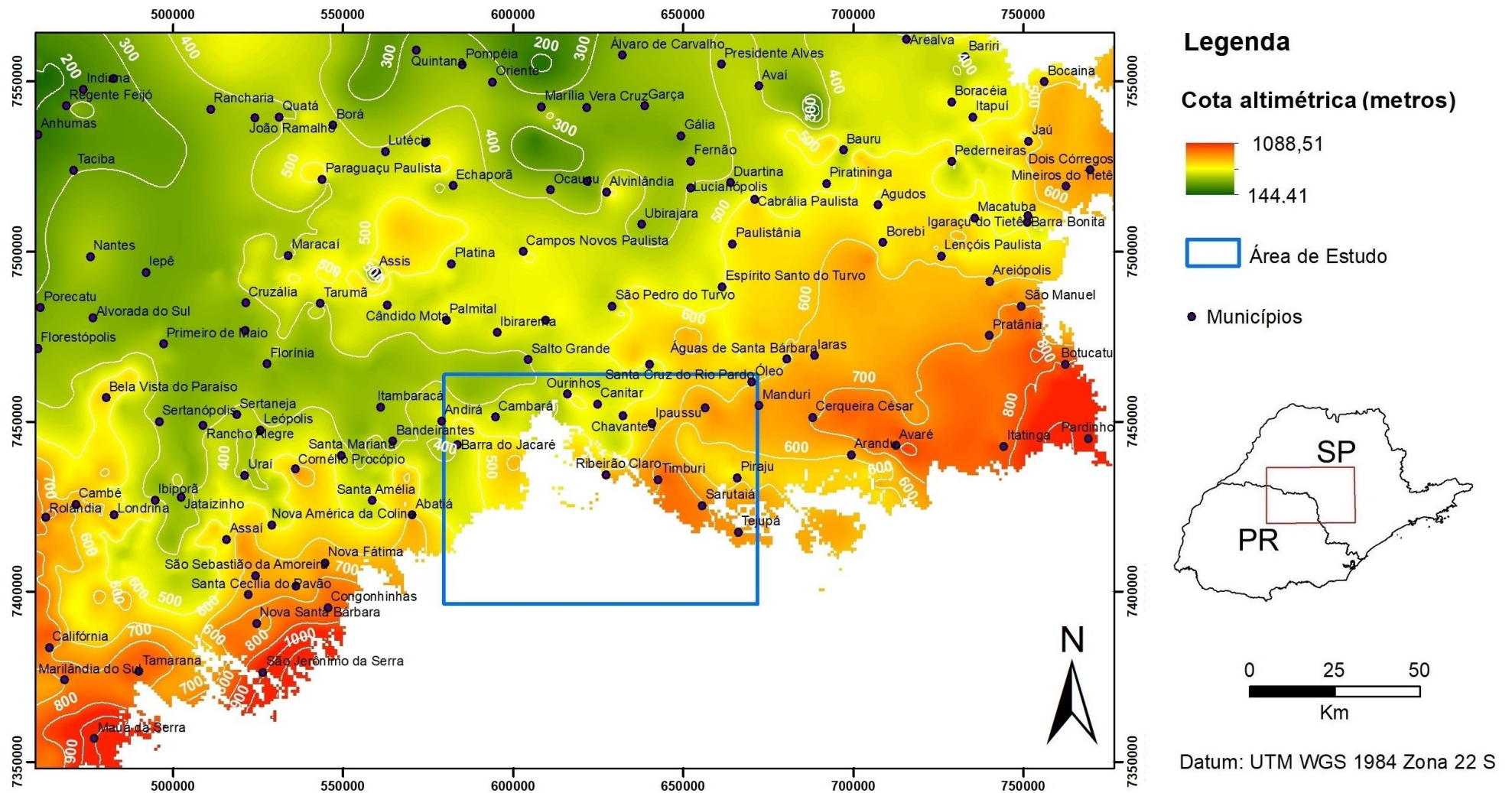
ANEXO 1 - Mapa de contorno estrutural da base do empilhamento de derrames da Formação Serra Geral na região centro-sul do estado de São Paulo e norte do Paraná.



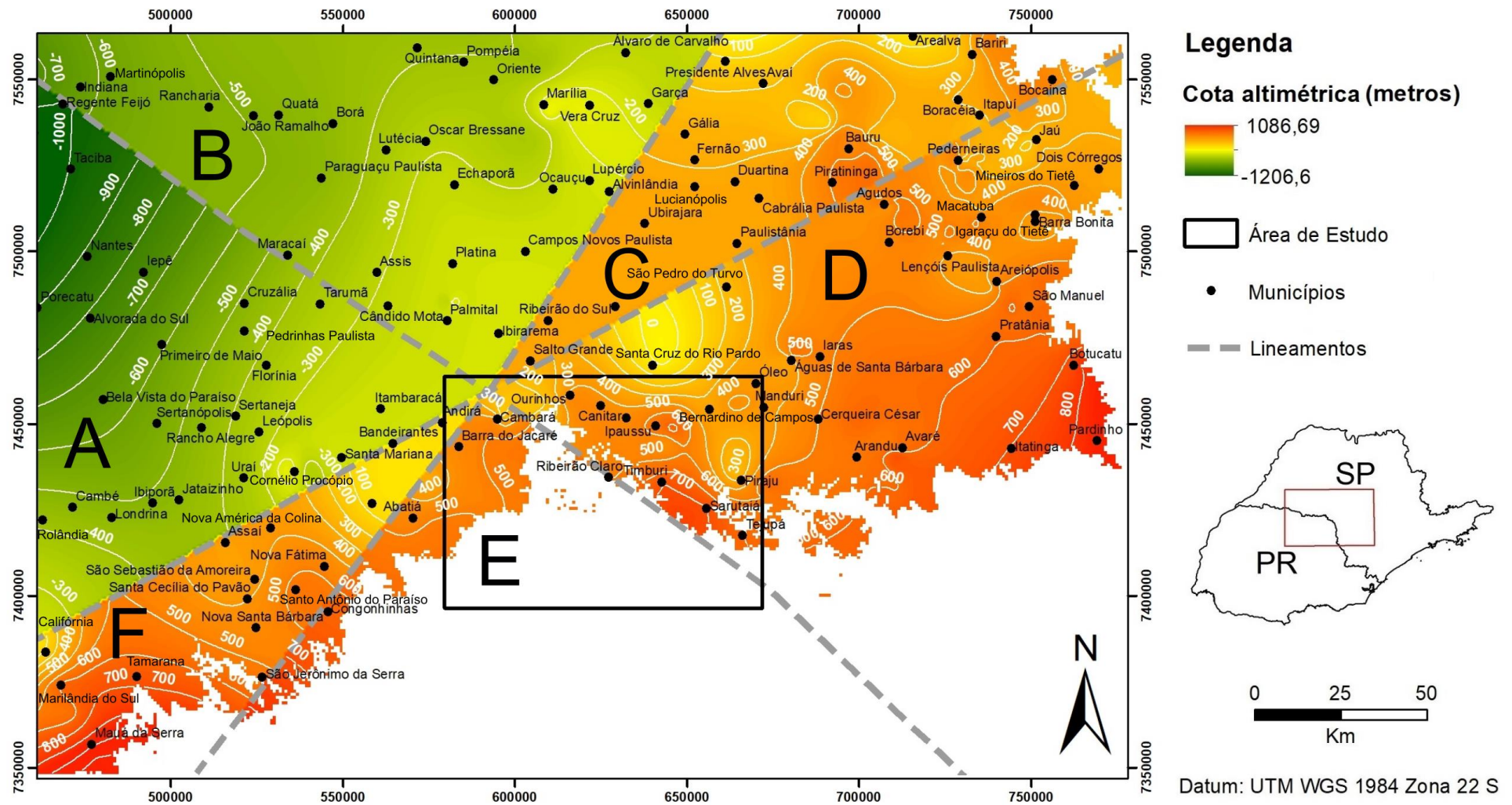
ANEXO 3 – Mapa de declividade da base do empilhamento de lavas da Formação Serra Geral



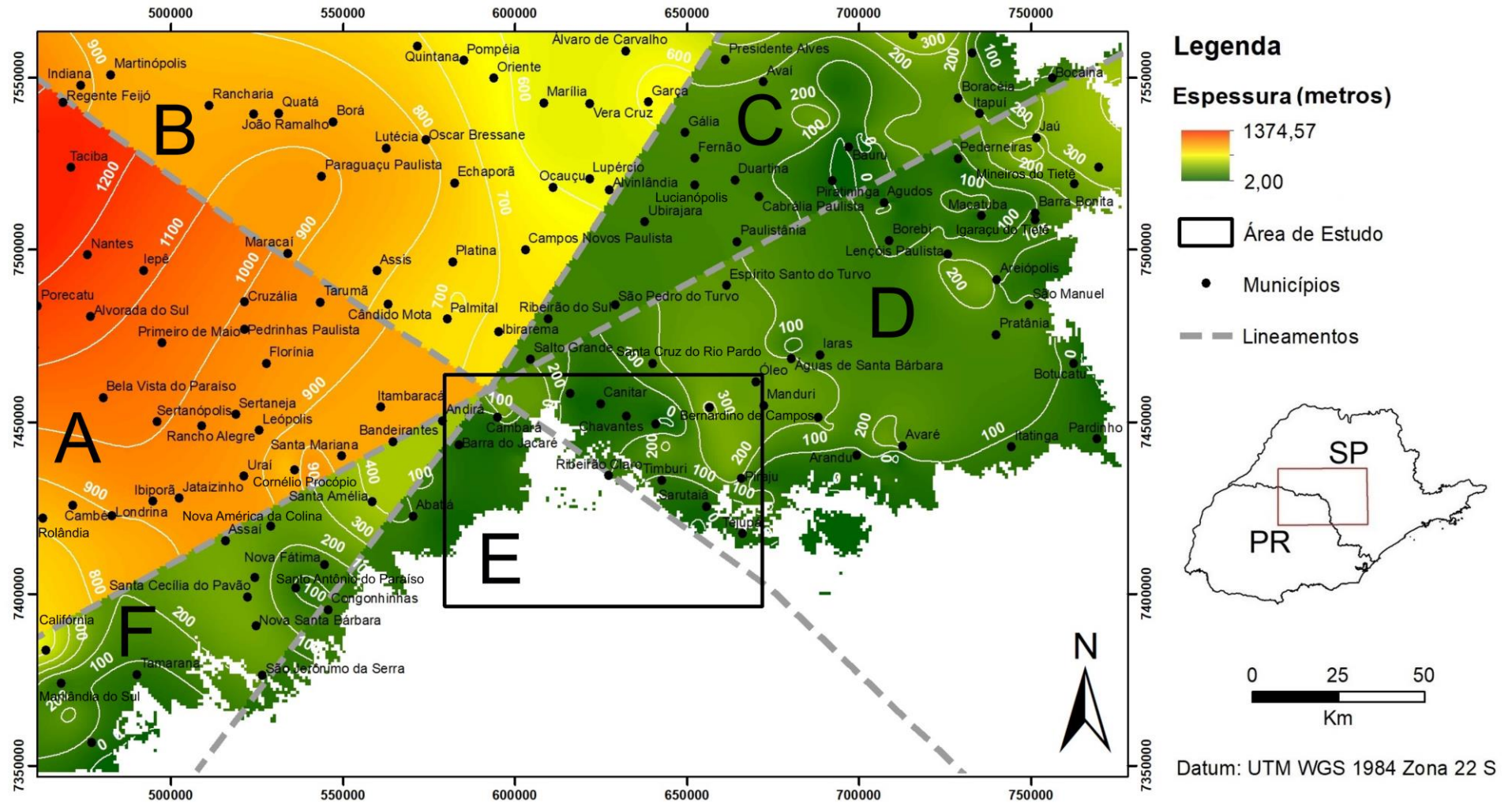
ANEXO 4 – Mapa de contorno estrutural do topo do empilhamento de lavas da Formação Serra Geral



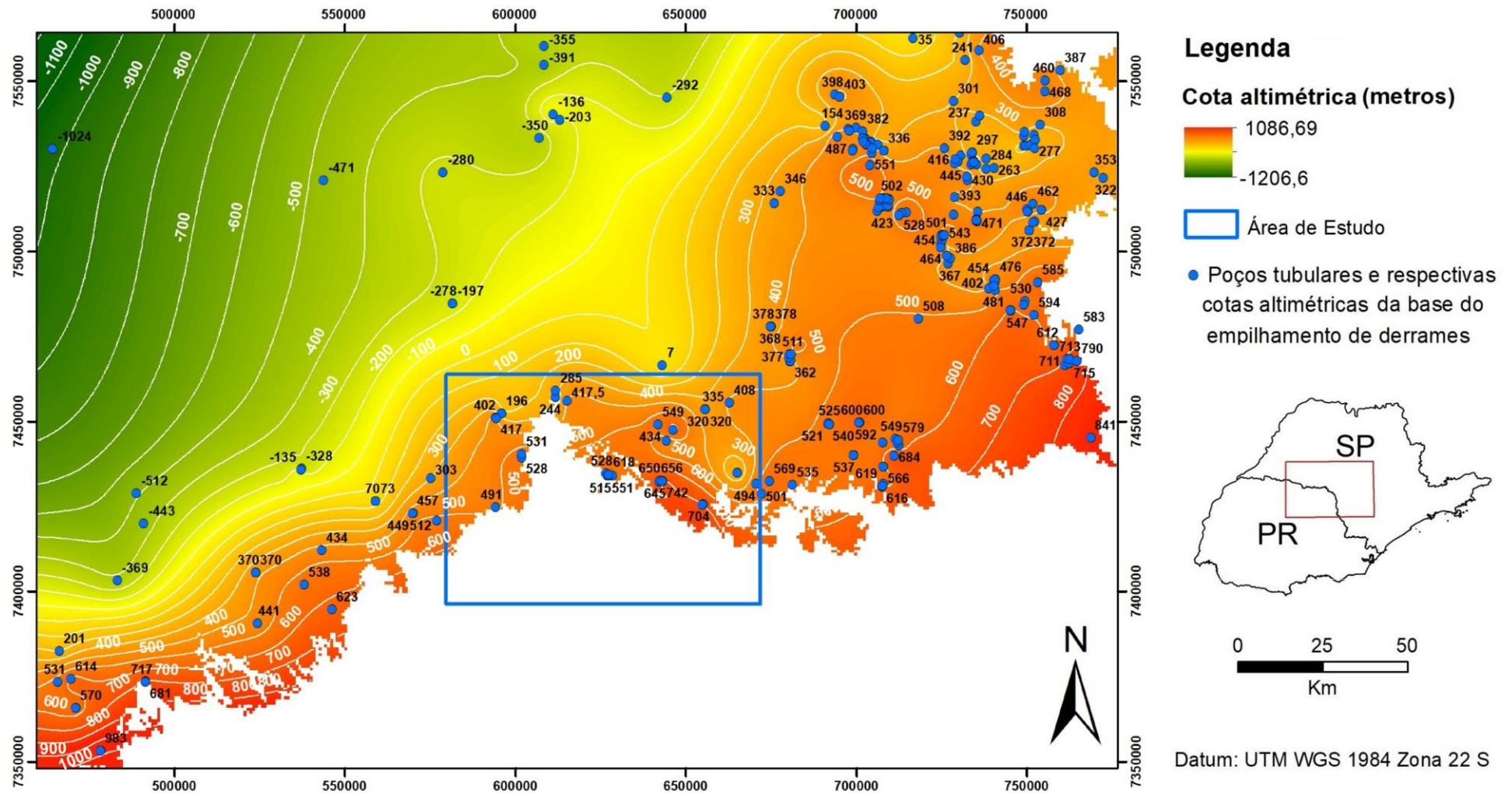
ANEXO 5 - Mapa de contorno estrutural da base da Formação Serra Geral considerando a presença de grandes lineamentos na região de estudo, que configuram a compartimentação de blocos estruturais.



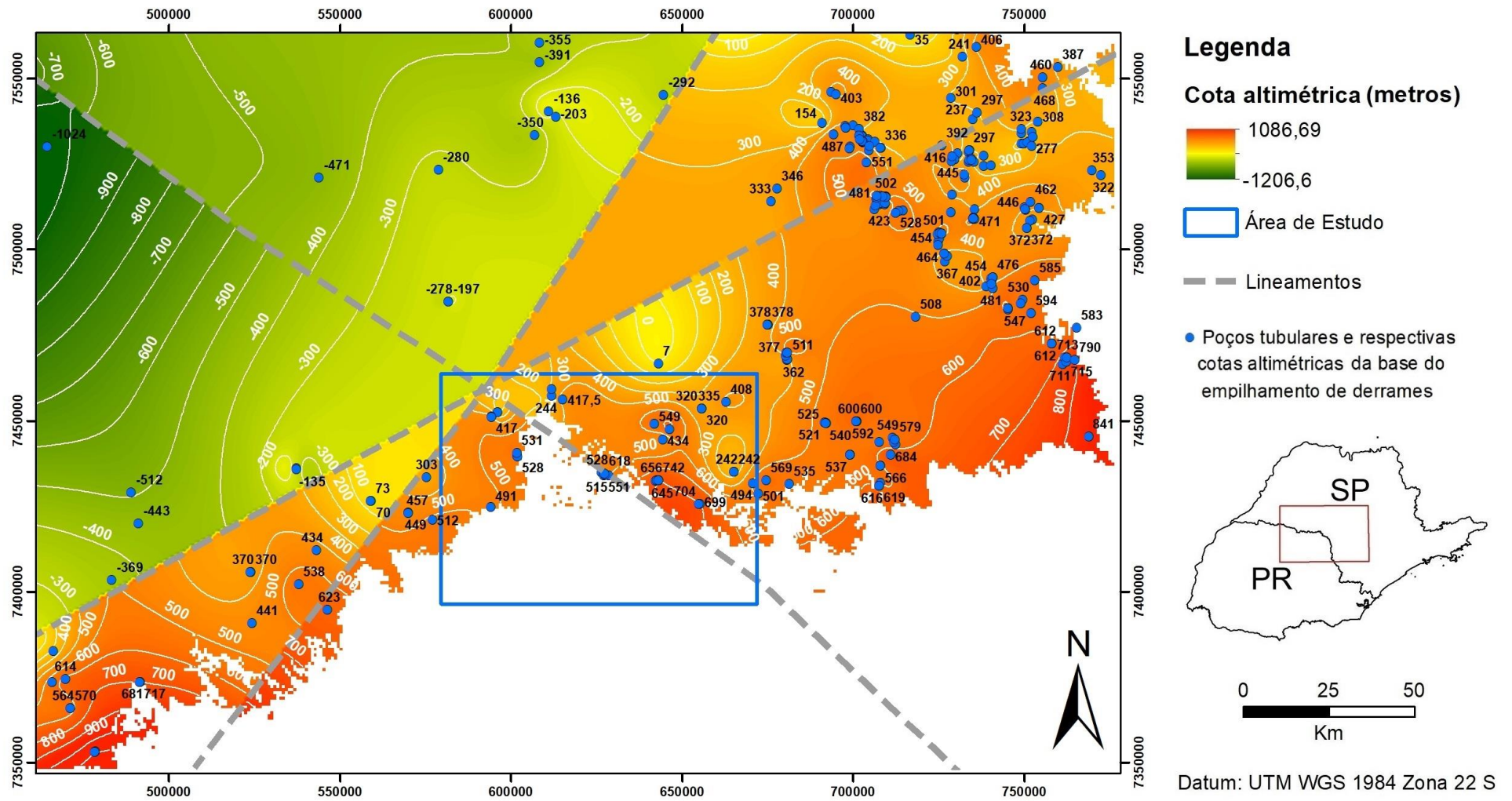
ANEXO 6 - Mapa de isópacas da Formação Serra Geral considerando a presença de grandes Lineamentos na região de estudo, que configuram a compartimentação de blocos estruturais.



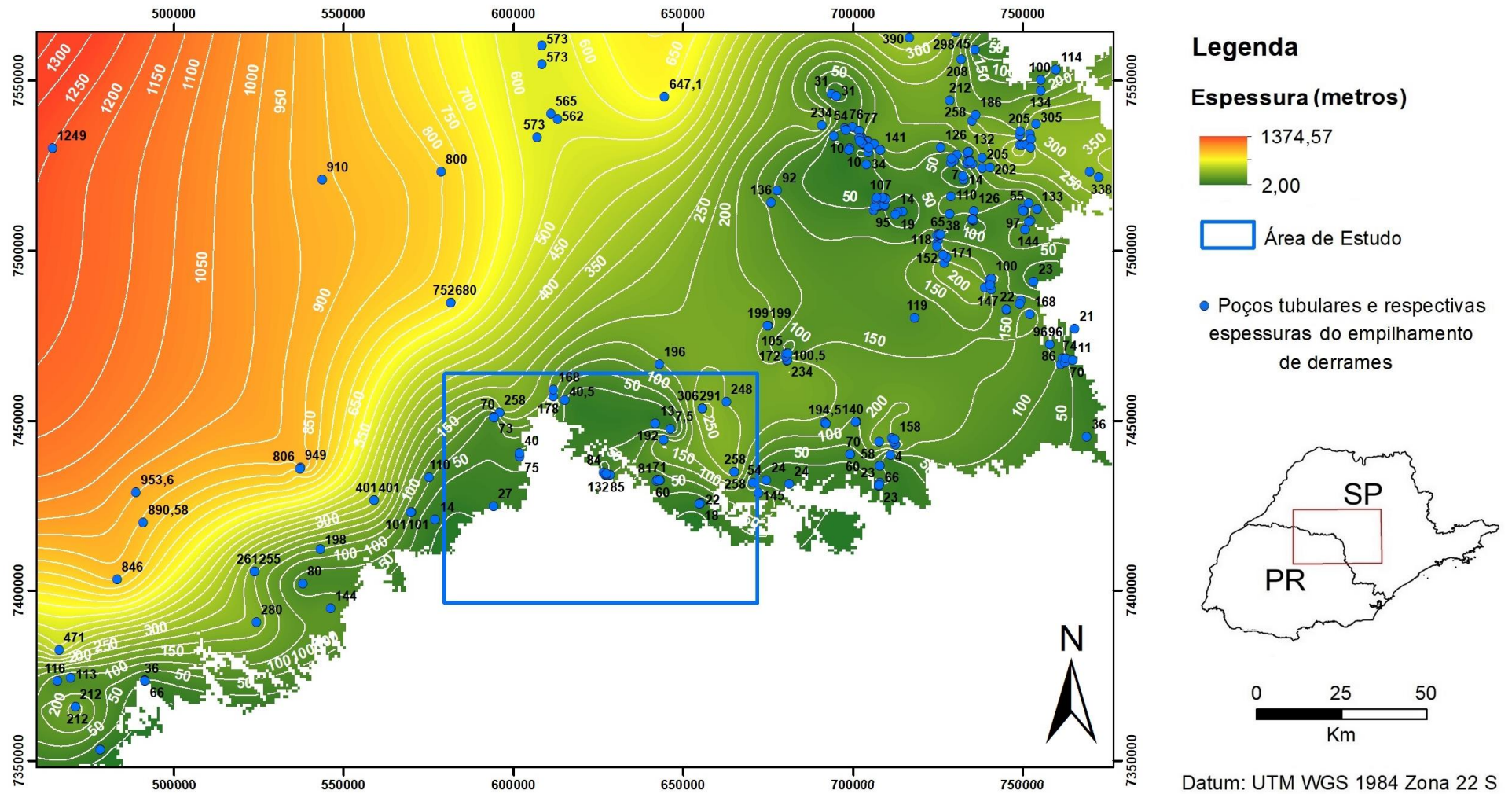
ANEXO 7 – Localização dos poços tubulares utilizados para confeccionar o mapa de contorno estrutural da base do empilhamento de lavas da Formação Serra Geral



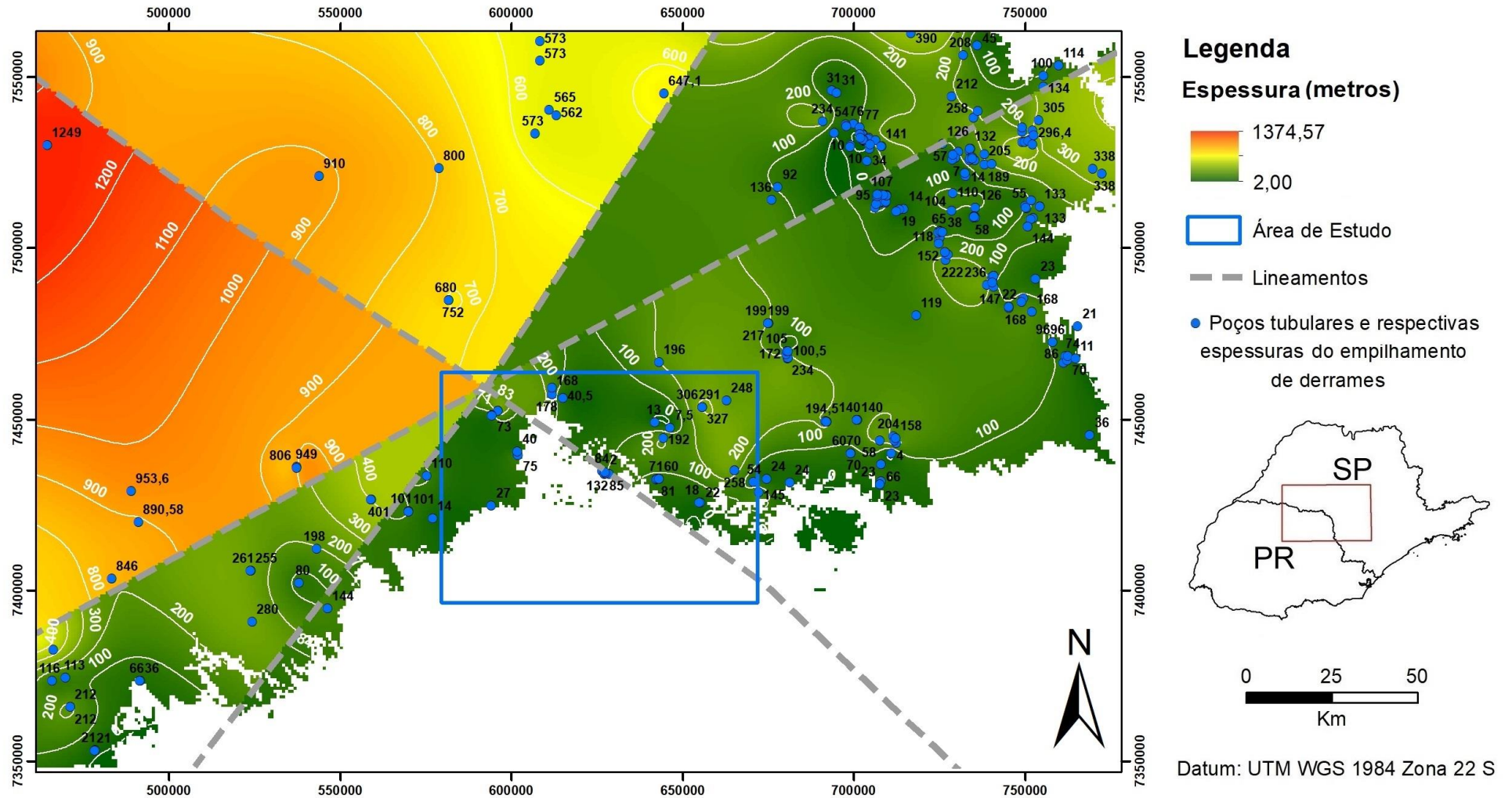
ANEXO 8 – Localização dos poços tubulares utilizados para confeccionar o mapa de contorno estrutural da base do empilhamento de lavas da Formação Serra Geral considerando os principais lineamentos que cortam a área de estudo como *break lines*



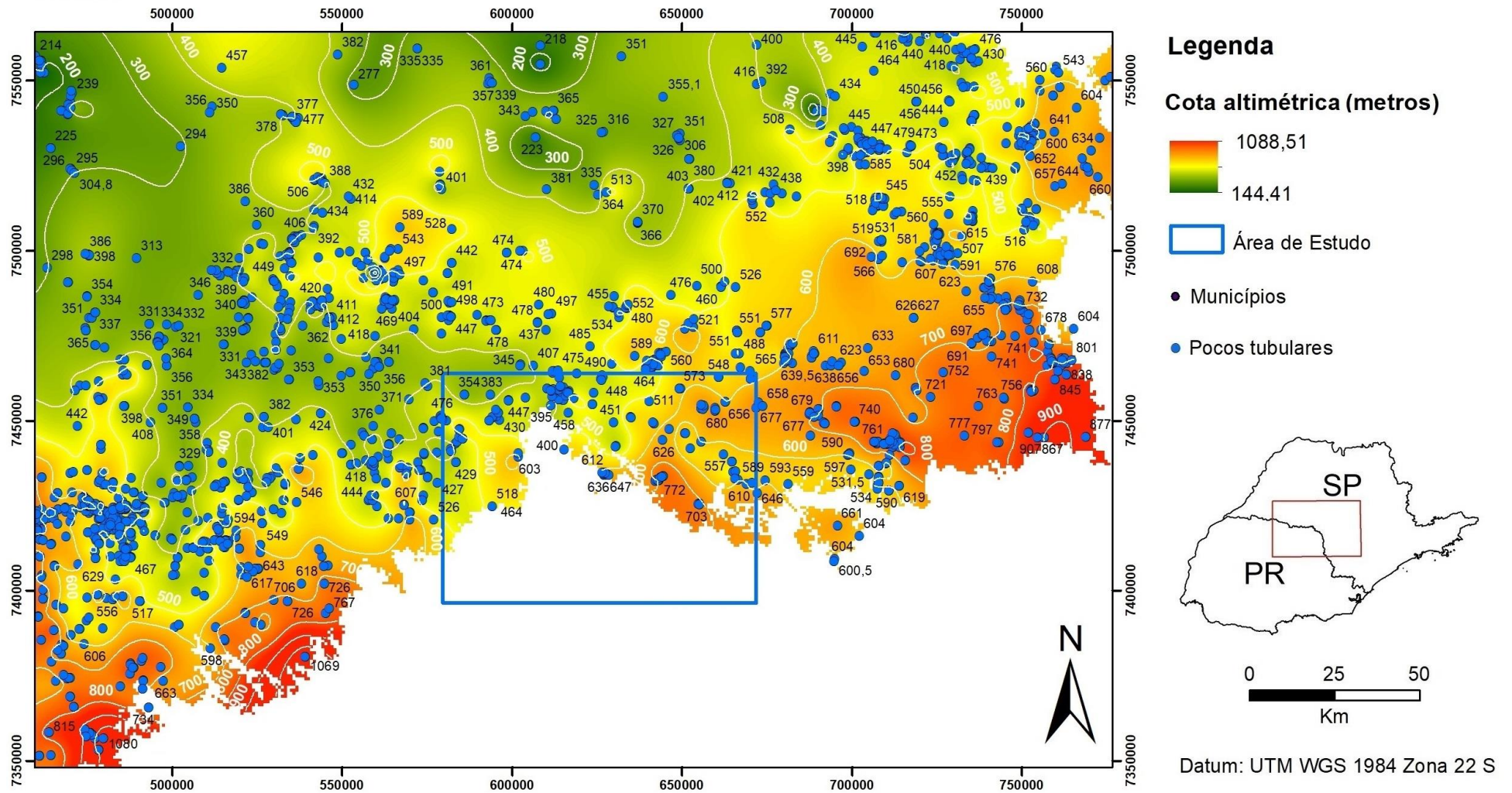
ANEXO 9 – Localização dos poços tubulares utilizados para confeccionar o mapa de isópacas do empilhamento de lavas da Formação Serra Geral



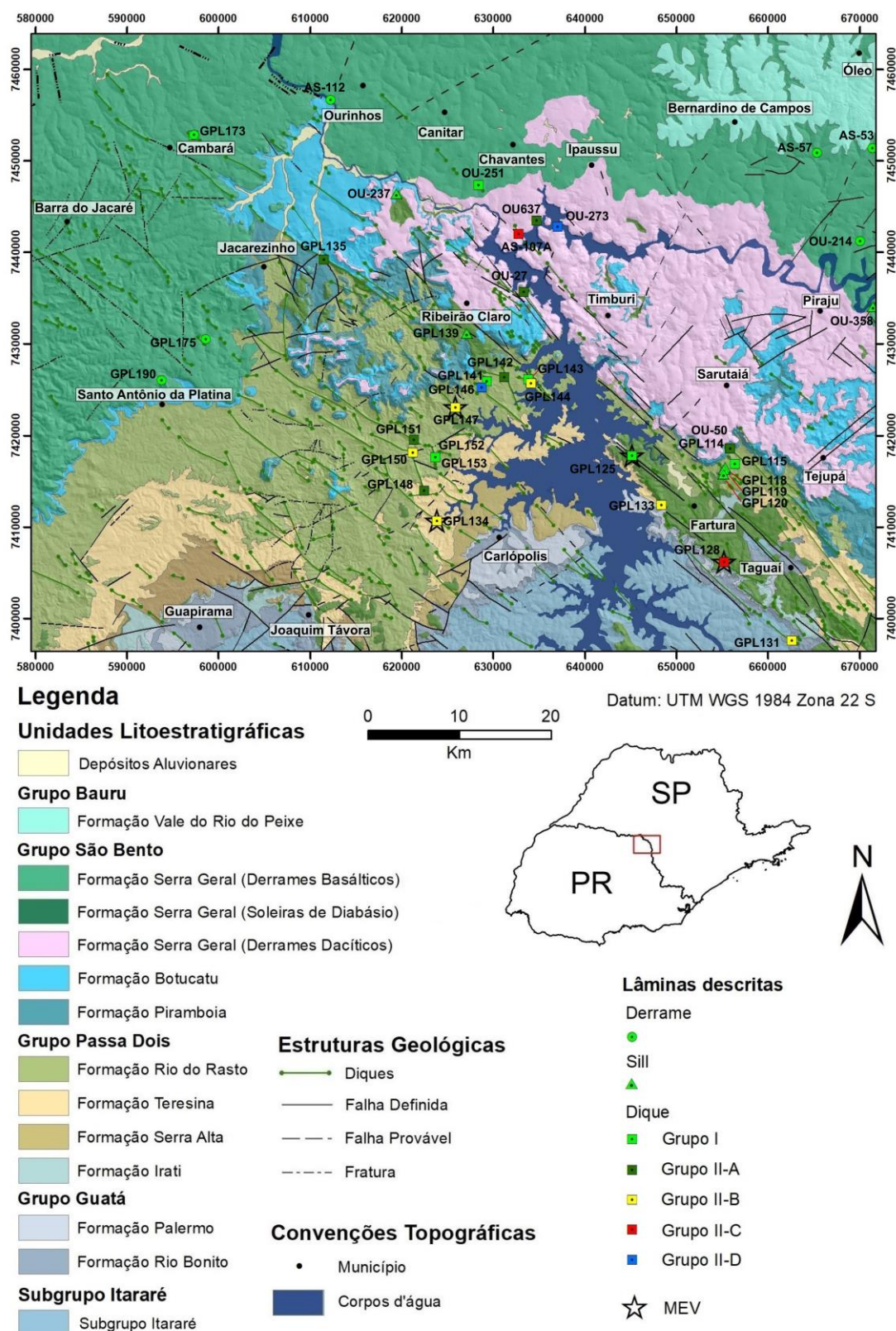
ANEXO 10 – Localização dos poços tubulares utilizados para confeccionar o mapa de isópacas da base do empilhamento de lavas da Formação Serra Geral considerando os principais lineamentos que cortam a área de estudo como *break lines*



ANEXO 11 – Localização dos poços tubulares utilizados para confeccionar o mapa de contorno estrutural do topo do empilhamento de lavas da Formação Serra Geral



ANEXO 12 – Distribuição geográfica dos pontos correspondentes às análises petrográficas e de MEV realizadas sobre o mapa geológico da área de estudo



Mapa produzido com base na integração dos mapas geológicos do Estado de São Paulo (Perrotta et al., 2005), da Folha de Cornélio Procópio (MINEROPAR, 2005) e dados de campo inéditos de projetos desenvolvidos pelo Instituto Geológico – Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo e pelo orientador desse estudo. Modelo digital de elevação: SRTMGL1 v003, NASA Shuttle Radar Topography Mission Global 1 arco segundo.