

CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA POR MEIO DA ANÁLISE DE POÇOS TABULARES NO CENTRO NORTE PARANAENSE

Karine Bueno VARGAS¹

Edison FORTES²

RESUMO

O Centro Norte Paranaense é marcado pela abundante geodiversidade geológica e geomorfológica, por estar localizado numa área de borda planáltica, que marca a transição do Segundo para o Terceiro Planalto Paranaense. Nessa região afloram rochas que datam do Paleozoico ao Mesozoico, as quais estruturam as superfícies geomorfológicas da área, bem como suas geoformas. Afim de reconhecer o contexto litológico da área de estudo e os possíveis desníveis estruturais, o presente artigo tem como objetivo caracterizar e analisar a geologia em profundidade, tendo como base, dados geológicos de poços tabulares, os quais foram cedidos pelo Instituto das águas do Paraná. A metodologia consistiu na seleção de 14 poços tabulares identificados na área de estudo, sendo estes plotados no mapa geológico, com o intuito de reconhecer a localização de cada ponto e averiguar se os dados descritos em relatório coincidiam com o mapeamento. Posteriormente foram traçados perfis topográficos com informações estratigráficas de subsuperfície, sendo analisado a estruturação geológica por perfis individuais e por secção, os quais proporcionaram a visualização gráfica de subsuperfície, facilitando o entendimento do contexto geológico da área.

Palavras chave: Poços Artesianos. Serra do Cadeado. Bacia Sedimentar do Paraná.

¹ Doutora em Geografia pela Universidade Estadual de Maringá (UEM). Docente do Departamento de Geografia da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ).

² Doutor em Geografia pela Universidade Estadual Paulista (Unesp). Docente do Departamento de Geografia e do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual de Maringá (UEM).

GEOLOGICAL CHARACTERIZATION BY ANALYSIS OF TABULAR WELLS IN NORTH PARANAENSE CENTER

ABSTRACT

The north center of Paraná is marked by great geomorphological and geomorphological geodiversity, being located in a border area of plateau which marks the transition from the Second to the Third Paranaense Plateau. In this area rocks dating from the Paleozoic to the Mesozoic arise, which structure the geomorphological surfaces of the area, as well as their geoforms. In order to recognize the lithological context of the study area and the possible structural differences, the present article aims to characterize and analyze the geology, based on geological data from tabular wells, which were provided by the Paraná Water Institute. The methodology consisted in the selection of 14 tabular wells identified in the study area, these being plotted on the geological map, with the purpose of recognizing the location of each point and verifying if the data described in the report coincided with the mapping. Subsequently, topographic profiles were drawn with stratigraphic subsurface information, and the geological structuring was analyzed by single profiles and by section, which provided the graphic visualization of subsurface, facilitating the understanding of the geological context of the area.

Keywords: Artesian Well. Cadeado Saw. Paraná Sedimentary Basin.

1 INTRODUÇÃO

O Centro Norte Paranaense reflete uma complexidade paisagística, representada pelas variações litológicas de origem sedimentar e magmática, as quais datam do Paleozoico ao Mesozoico. O relevo destaca-se na paisagem pelas diferenças topográficas e variações de declividade, associadas às estruturas geológicas que condicionam diferentes superfícies geomorfológicas e geoformas, destacando-se na paisagem as morfoestruturas de maior resistência litológica.

A caracterização de rochas em subsuperfície torna-se mais complexa na paisagem em áreas de relevos planos a suavemente ondulados, e quando não há cortes na topografia ou diferenças topográficas significativas, dificultando a identificação de áreas de contato litológico e na compreensão da composição litoestratigráfica, sendo utilizadas técnicas de prospecção litológica ou de geofísica para obtenção de tais informações.

No entanto, em áreas de borda de serra, ao longo das escarpas e nos *fronts* de *cuestas* representam os pontos mais didáticos para compreender *in loco* a estruturação litoestratigráfica das bacias sedimentares, como é o caso da Serra do Cadeado no Centro Norte Paranaense (nome regional dado a uma borda da Serra Geral). Tendo como objetivo caracterizar as litoestruturas em subsuperfície desta região, o presente artigo utiliza dados de poços tabulares (poços artesianos), os quais trazem em seus relatórios as descrições geológicas de forma detalhada em profundidade, possibilitando uma melhor compreensão geológica regional de subsuperfície.

De acordo com Milani (2004), o contexto geológico do Centro Norte Paranaense insere-se na Placa Sul-Americana, a qual abrigou a formação da Bacia Sedimentar do Paraná, e exibe forma ovalada e alongada de direção NNE-SSW, caracterizada como uma bacia intracratônica, não apresentando relacionamento direto com as margens desta placa. Os limites orientais da Bacia Sedimentar do Paraná são de natureza erosiva, controlados pelos soerguimentos de arcos tectônicos, como o de Ponta Grossa que exerceu forte influência sobre estes limites, sendo um importante evento tectônico a ser considerado (ZALÁN et al., 1987).

A Bacia Sedimentar do Paraná constitui-se em uma grande área de sedimentação Paleozoico-Mesozoica, iniciada no Neo-Ordoviciano, sobre crosta continental estabilizada pelos processos geotectônicos ligados ao Ciclo Brasileiro. As idades radiométricas das rochas do

embasamento situam-se entre 700 e 450 Milhões de anos, compostas por rochas ígneas e metamórficas (CORDANI et al., 1984).

De acordo com Zalán et al., (1990), na evolução da bacia do Paraná podem ser identificados três períodos de intensificação dos processos de subsidência, resultantes da superposição de três bacias sedimentares distintas. A primeira fase no período Siluro-Devoniano é marcada pelo resfriamento da litosfera com o término da Orogênese Brasileira e a acumulação de sedimentos que se estendem até o soerguimento do Arco de Assunção no Devoniano. A segunda fase ocorre com a sobrecarga de sedimentos glaciais (Grupo Itararé) associados a uma fase de reativação distensional (Permo-Carbonífero). O terceiro e último evento se dá no período Neojurássico-Eocretáceo, relacionado à subsidência pelo peso das lavas da Formação Serra Geral. A contínua subsidência na área da bacia, possibilitou portando, o acúmulo de espessas camadas de sedimentos, lavas de diferentes composições e soleiras de diabásio.

Essa cobertura foi posteriormente erodida, devido ao soerguimento da crosta continental a leste, expondo o embasamento. Sedimentos cretáceos, terciários e quaternários recobrem parcialmente as rochas da bacia e do escudo. No decorrer do Fanerozoico (< 542 Milhões de anos), a Bacia Sedimentar do Paraná foi preenchida com sedimentos marinhos e sedimentos continentais. Nesse último estão incluídas as rochas ígneas, ácidas e básicas (MINEROPAR, 2001).

Os depósitos da Bacia Sedimentar do Paraná podem ser sintetizados em rochas siliciclásticas, constituindo unidades formadas entre o Paleozoico e Mesozoico, com ocorrências subordinadas de rochas carbonáticas, formadas durante o Permiano (ROSTIROLLA, 2000).

A composição litoestratigráfica do Centro Norte Paranaense é composta por rochas magmáticas e sedimentares do Grupo São Bento, de idades Mesozoicas, e rochas sedimentares do Grupo Passa Dois, de idades Paleozoicas, ambas inseridas no contexto da Bacia Sedimentar do Paraná. A fim de reconhecer a disposição litológica de subsuperfície e melhor compreender as relações morfoestruturais e morfotectônicas, a presente pesquisa utiliza-se os dados de poços tabulares, apresentando a forma de obtenção de tais dados e sua metodologia, a fim de contribuir com futuras pesquisas de geografia física aplicada.

Os procedimentos metodológicos apresentam-se de forma descritiva, diante do caráter aplicado da presente pesquisa, a qual utiliza-se dados geológicos de poços tabulares (poços artesianos) registrados na área de estudo, os quais apresentam a descrição geológica detalhada.

Esses dados fazem parte de relatórios técnicos de abertura de poços tabulares, e ficam arquivados no Instituto das Águas do Paraná, sendo necessária a solicitação via ofício de forma justificada para a aquisição dos dados. Os dados apresentados no presente artigo, foram disponibilizados para a realização da tese de doutorado intitulada “Superfícies geomorfológicas do Centro Norte Paranaense e Evolução do Relevo Regional” pelo Programa de Pós Graduação em Geografia da Universidade Estadual de Maringá, pertencente ao primeiro autor desse artigo.

No presente artigo foram analisados 14 poços tabulares (Figura 1), sendo plotados posteriormente a localização deles em um mapa geológico, com o intuito de espacializar e averiguar se os dados descritos no relatório coincidem com os mapeamentos geológicos já realizados, como por exemplo, os da Mineropar, publicado em 2006. Posteriormente foram traçados perfis topográficos com informações estratigráficas de subsuperfície, sendo analisada a estruturação geológica por perfis individuais e por secção, a fim de compreender o comportamento litológico regional, apoiado a bibliografia especializada.

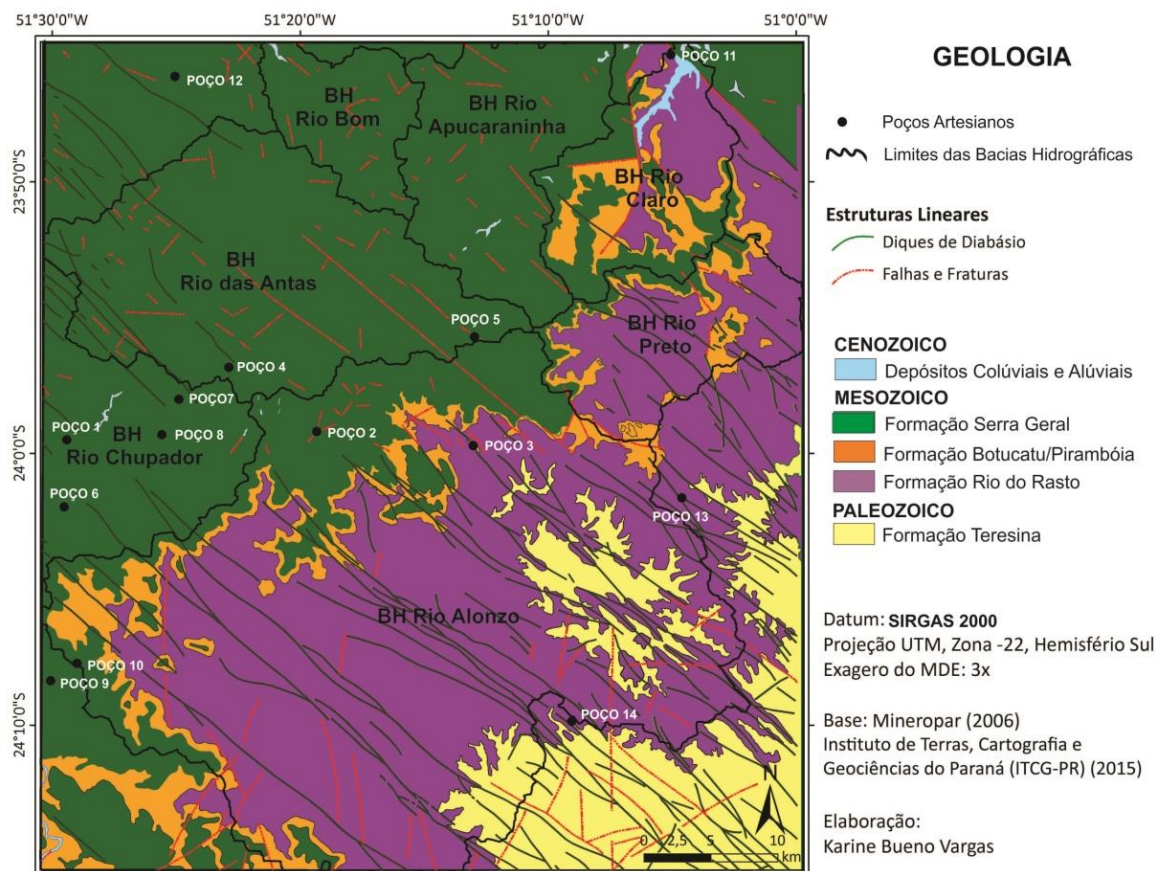


Figura 1: Distribuição espacial dos poços tabulares no Centro Norte Paranaense
 Fonte: Vargas (2017)

2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O recorte geográfico analisado, no Centro Norte Paranaense, compreende a um total de aproximadamente 2.930 km², abrangendo integralmente os municípios de Faxinal e Mauá da Serra e parcialmente, os municípios de Rio Bom, Tamarana, Marilândia do Sul, Nova Itacolomi, Cruzmaltina, Grandes Rios, Rosário do Ivaí e Ortigueira (Figura 2).

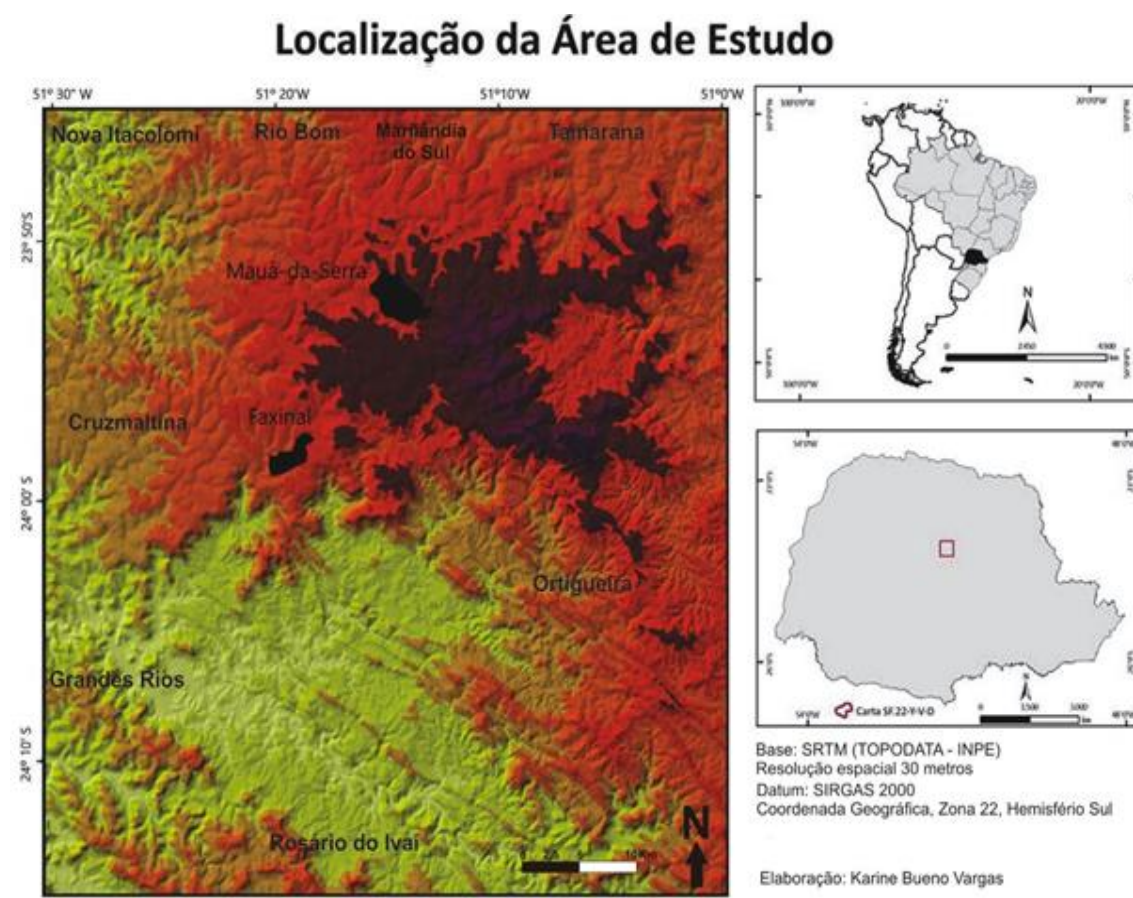


Figura 2: Localização da área de estudo

Fonte: os autores

O Norte Central paranaense conta com dois grandes eixos rodoviários. O primeiro é constituído pela BR-376, que cruza diagonalmente o Estado do Paraná em direção a noroeste na fronteira com Mato Grosso do Sul e é a principal ligação dessa mesorregião com a capital do Estado e com o litoral. O segundo eixo é representado pela junção das rodovias BR-369, PR-317 e BR-158, que promove ligação com o Estado de São Paulo, e oeste paranaense.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO E ANÁLISE DE DADOS GEOLÓGICOS DE PROFUNDIDADE

A geologia da área é constituída em ordem crescente pelas formações: Teresina, Rio do Rasto, Piramboia, Botucatu e Serra Geral (Figura 3). O grupo Passa Dois abrange as formações mais antigas da região, de idade Paleozoica constituído por arenitos, siltitos e argilitos das Formações Rio do Rasto e Teresina, as quais ocorrem em áreas topograficamente mais baixas e depressionárias do Segundo Planalto Paranaense. O Grupo São Bento abrange predominantemente o reverso da Serra Geral, correspondente ao Terceiro Planalto Paranaense, sendo esse formado por arenitos e siltitos com raros conglomerados das Formações Botucatu e Pirambóia e derrames e *sills* de basalto e "andesitos" da Formação Serra Geral.

PERÍODO	GRUPO	FORMAÇÃO
Cretáceo	SÃO BENTO	SERRA GERAL
Jurássico		BOTUCATU
Triássico		PIRAMBÓIA
Permiano	PASSA DOIS	RIO DO RASTO TERESINA

Figura 3: Contexto Litoestratigráfico Regional
Fonte: Strugale (2002)

A sudeste da área de estudo, nas proximidades do município de Ortigueira, aflora a última unidade litoestratigráfica da área, a Formação Teresina, que representa o último pacote sedimentar regional. A Formação Teresina caracteriza-se por rochas siliciclásticas, constituída por sedimentos de fração granulométrica fina, em grande parte, fácies heterolíticas com acamamento lenticular de folhelhos cinza e arenitos muito finos interlaminais, geralmente bioturbados e, às vezes, com gretas de contração, e fácies de arenitos finos com laminações cruzadas por ondas ou estratificação cruzada *hummocky* (ROHN, 2001).

Ao sul da Serra Geral, sobreposta a Formação Teresina, destaca-se a Formação Rio do Rasto, a qual aflora na parte sul da área de estudo, com maior domínio a sudeste, sendo a litologia

que mais se contrasta altimetricamente na região. A Formação Rio do Rasto, encontra-se mais rebaixada que as outras litologias da área, diante da sua composição litológica, composta por siltitos e arenitos finos. A Formação Rio do Rasto é constituída por dois membros, o Morro Pelado e o Serrinha, sendo o primeiro originado de avanços progradacionais marinhos, sendo mais arenoso e o segundo por sedimentação de lagos e planícies de marés, tendo maior concentração de silte (WARREN et al., 2008).

Acima da Formação Rio do Rasto, destacam-se os arenitos da Formação Botucatu e Piramboia. A Formação Piramboia, é constituída de arenitos médios a finos, bem selecionados, arredondamento médio, com intercalação de arenitos argilosos e siltitos de cores esbranquiçadas, avermelhadas quando alterados, apresentando, predominantemente, estruturas plano-paralelas com estratificações cruzadas (ORLANDI FILHO et al., 2002).

A Formação Botucatu, apresentam-se muitas vezes de forma silicificada, tornando-se mais resistentes aos efeitos intempéricos. Os arenitos da Formação Botucatu apresentam-se estratificados de forma cruzada, planar e acanalada, com estruturas de médio a grande porte, depositados em ambiente desértico (ASSINE et al., 2005).

No reverso da Serra Geral, destaca-se a província magmática da Formação Serra Geral, a qual é reconhecida por três tipos litológicos: basaltos e andesitos toleíticos (negros, subfaneríticos, maciços ou vesiculares); riolitos e riolitos do tipo Palmas (afíricos, com textura “sal e pimenta” e matriz granofírica); quartzos latitos e riolitos do tipo Chapecó (porfíricos com textura vitrofírica) (PINESE; NARDY, 2003). A descrição geológica detalhada dessas formações que podem ser visualizados na Figura 4 individualmente. A localização dos poços e das cinco sessões topográficas analisadas podem ser visualizadas na Figura 5.

A secção A-A' (Figura 6) corresponde a um transecto de direção norte/sul, abrangendo quatro perfurações (P1, P6, P9, P10). Os pontos P9 e P10 localizam-se aproximadamente a 3 km de distância, um do outro, e os valores absolutos de espessura nos contatos litológicos entre basaltos e arenitos, neste trecho, variam de forma significativa. No P9, o contato com os arenitos ocorre a 69 m de profundidade e no P10 a 184 m, havendo um desnível de 115 m. Esse desnível ocorre pela posição topográfica da “boca” dos poços, sendo o P9 no reverso e o P10 ao *front* da *Cuesta*. O P9 está localizado a 630 m de altitude (Figura 6), no município de Grandes Rios. O perfil exhibe solos pouco desenvolvidos e um espesso manto de alteração das rochas basálticas, na parte superior. Já os basaltos são encontrados a partir de 18 m de profundidade até os 75 m com

características homogêneas e intensamente fraturada. Entre 75 e 105 m ocorre uma camada de arenito *intertrap*, com intensos fraturamentos, e sotoposto a esta sequência de basaltos fraturados até 160 m de profundidade. O P10 (Figura 6) situa-se a 530 m de altitude e também está localizado no município de Grandes Rios. A sequência estratigráfica é composta por solos rasos e a partir de 10 m de profundidade por basaltos, mantendo-se com características semelhantes até 184 m. A partir de 184 m surgem arenitos maciços rosados, sotopostos por 12 m de areia de granulometria média a grossa (estes provavelmente pertencentes à Formação Piramboia). O P6 (Figura 6) encontra-se a aproximadamente 18 km ao norte do P10, no município de Cruzmaltina, a 450 m de altitude. O perfil possui 140 m de profundidade, sendo 6 m de solo, seguidos por basaltos que se estendem até 96 m, registrando-se camada de basalto com arenito *intertrap* até 108 m. Entre 108 e 132 m afloram basaltos. Na base do perfil ocorre camada de arenito muito fino com 8 m de espessura. Comparando-se P10 com P6 observa-se um desnível de mais de 30 m entre os contatos litológicos com os arenitos. O P1 (Figura 6), cerca de 10 km ao norte do P6, já no município de Faxinal é composto por solos do tipo Latossolo em toda a extensão do perfil, atingindo 55 m de profundidade. Na seção A-A', nos pontos P6, P9 e P10 é possível observar uma diferença significativa na posição estratigráfica dos arenitos *intertrapes*, no P9 ele surge a 69 m de profundidade, no P10 a 184 m, no P6 a 96 m, não apresentando um padrão altimétrico de contato no sentido norte-sul.



Figura 4: Perfis das profundidades dos poços tubulares profundos analisados e respectivas informações litológicas

Fonte: Vargas (2017)

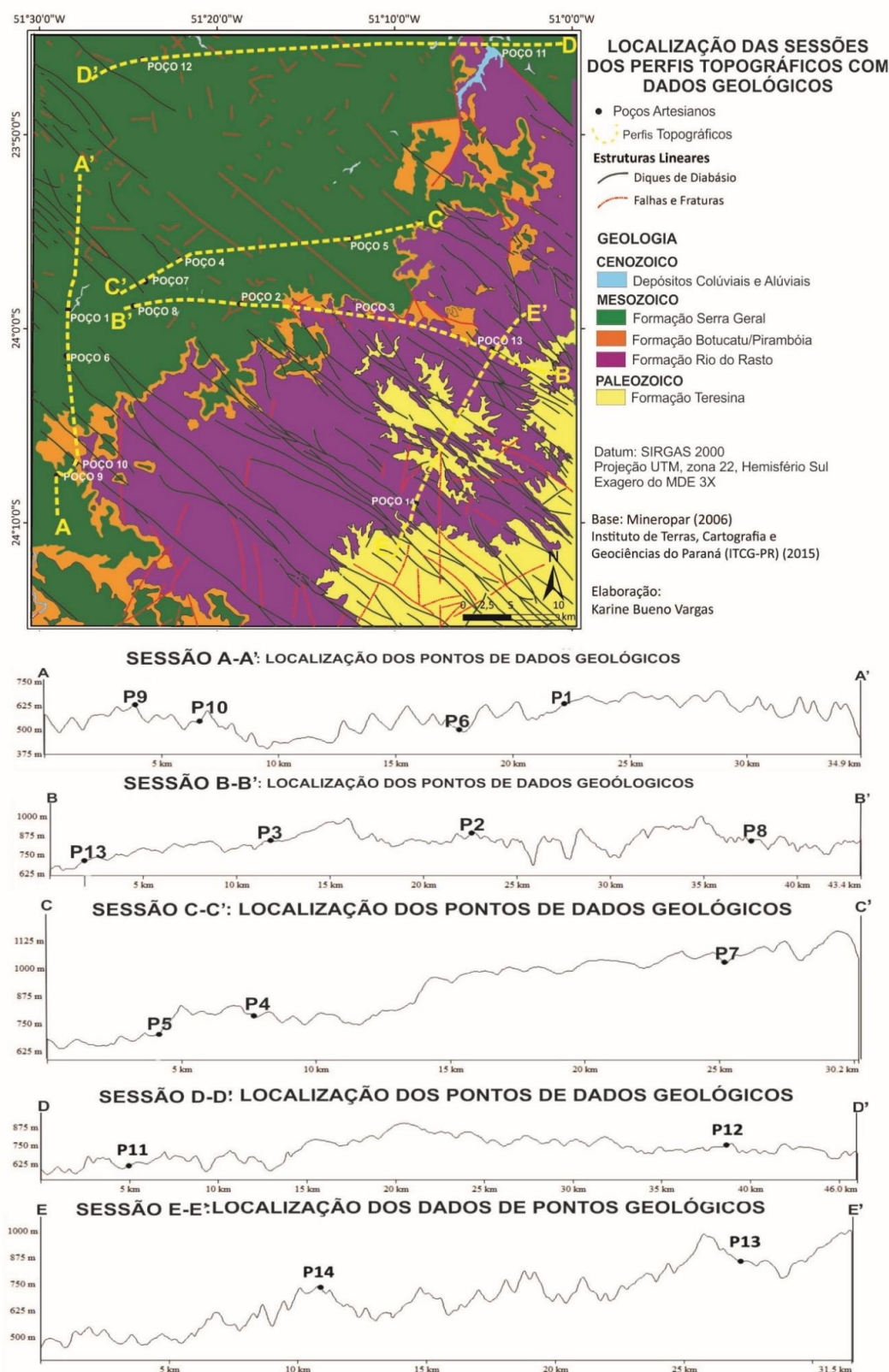


Figura 5: Mapa geológico da área, apresentando as secções topográfico-geológicas balizadas por poços tubulares profundos

Fonte: Vargas (2017)

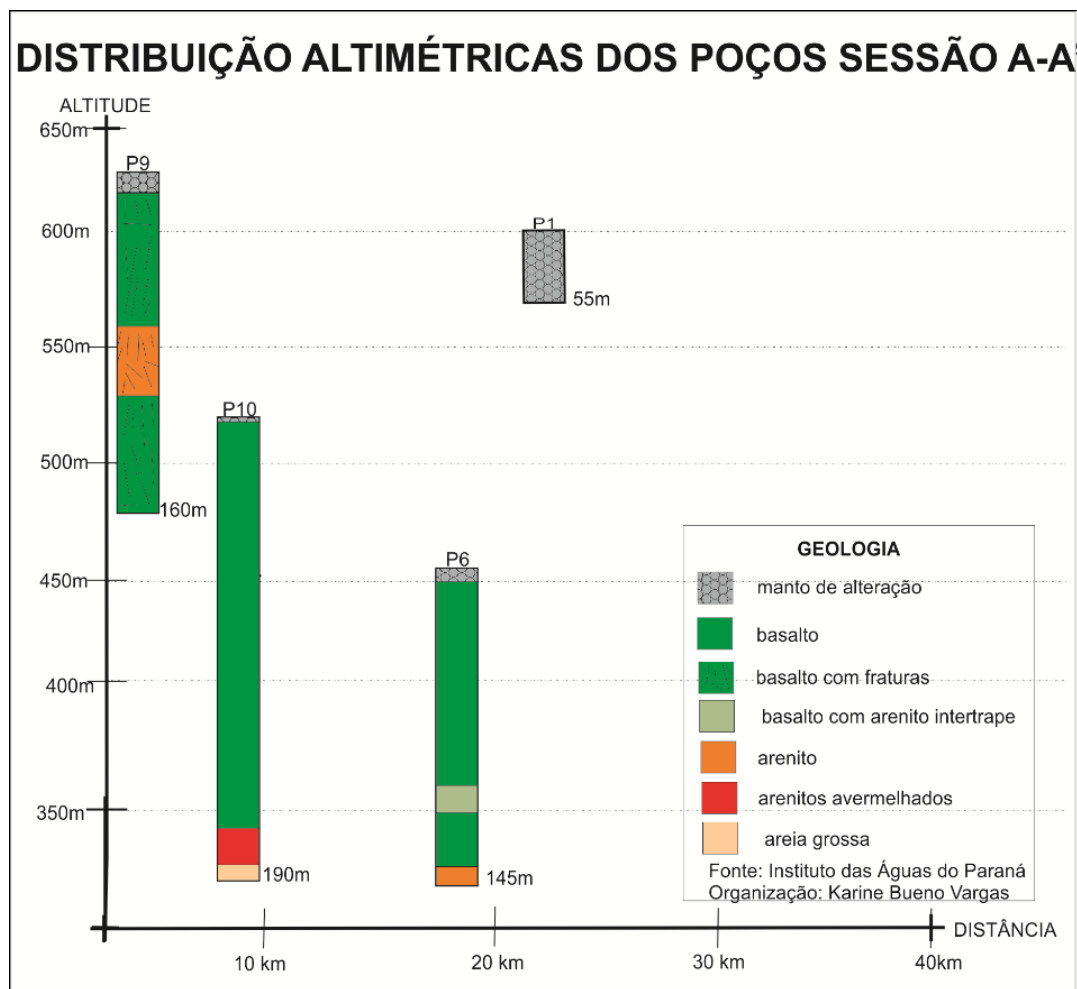


Figura 6: Distribuição altimétrica dos poços tubulares profundos: P1, P6, P9 e P10 na seção A-A' e respectivas informações litológicas

Fonte: Vargas (2017)

Na seção B-B' (Figura 7) são analisados os pontos de sondagens P2, P3, P8 e P13 (Figura 5), onde o perfil topográfico é traçado de leste para oeste, cortando a área central do estudo. O P13 (Figura 7) localiza-se no município de Ortigueira, na cota de 800 m de altitude, sobre a Formação Rio do Rasto, próximo ao contato com a Formação Teresina. O perfil apresenta grande diversidade petrográfica ao longo de seus 300 m de profundidade. O topo apresenta 9 m de argila, seguidos por 3 m de siltitos e 40 m de soleira de rocha básica, inserida entre a Formação Rio Rasto, a qual persiste até 198 m. Após 198 m de profundidade ocorre uma camada de 17 m de basaltos, intercalados por folhelhos e siltitos até 246 m. Nova camada sotoposta de 14 m de basalto é registrada, seguida por camada de siltitos que perduram até a profundidade de 300 m. O poço P3 (Figura 7) localiza-se a menos de 10 km a oeste do P13, situa-se a 875 m de

altitude, sobre as bordas planálticas do município de Faxinal. O perfil possui 200 m de profundidade, iniciando-se com 39 m de solos do tipo Latossolo, sotoposto por basaltos fraturados até o final do perfil.

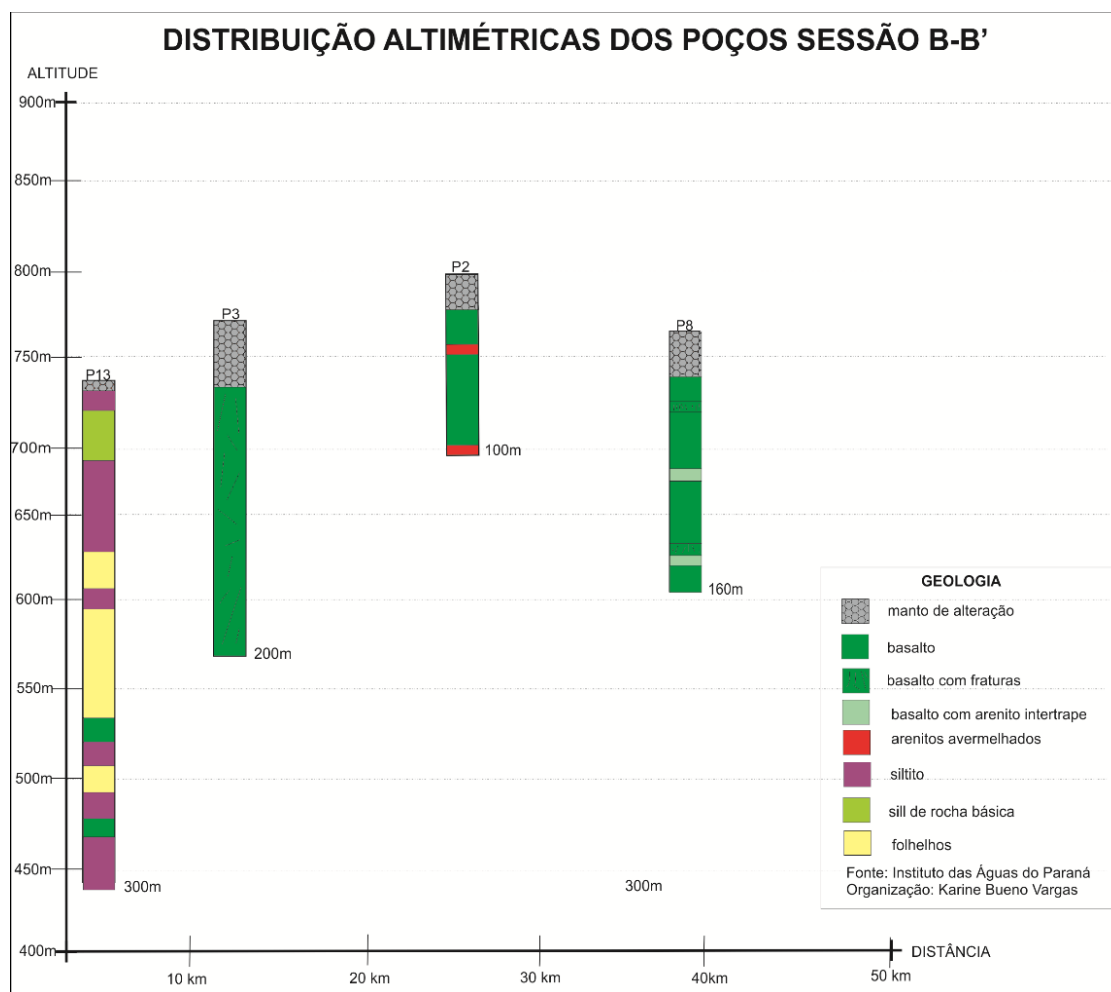


Figura 7 - Distribuição altimétrica dos poços tubulares profundos: P2, P3, P8 e P13 na seção Sessão B-B' e respectivas informações litológicas
Fonte: Vargas (2017)

O poço P2 (Figura 7) localiza-se a menos de 15 km do P3, no município de Faxinal, a uma altitude de 875 m. O poço está no reverso da escarpa, onde aflora a Formação Serra Geral. No topo do perfil ocorrem 20 m de solos (Latossolo). Sotoposto a este, ocorre uma fina camada de manto de alteração. Abaixo ocorre uma camada de aproximadamente 20 m de basalto, intercalada a 5 m de arenito *intertrape*. Os basaltos persistem até 102 metros de profundidade, quando ocorrem arenitos avermelhados.

O poço P8 (Figura 7) localiza-se no município de Cruzmaltina, cerca de 10 km a oeste do poço P2. Encontra-se nos domínios da Formação Serra Geral, a 700 m de altitude. O perfil apresenta 20 m de solo e 5 m de manto de alteração. A camada de basalto se estende de 25 a 80 m, apresentando elevada densidade de fraturas. Entre 80 e 90 m registram-se basaltos vesículo-amigdaloidais (indicativos de topo deste derrame), e entre 90 e 134 novamente afloram os basaltos fraturados. Novamente o contato entre derrames é marcado por uma camada de menos de 10 m de basalto vesículo-amigdaloidal, a 134m e sotopostos a este, basaltos maciços, até 160 m de profundidade.

A secção C-C' é traçada de oeste para leste (Figura 8) onde se localizam os P4, P5 e P7, no setor central da área de estudo, nos domínios da Formação Serra Geral. É possível verificar o aumento de altitude no perfil topográfico, progressivamente, ao se aproximar da borda planáltica.

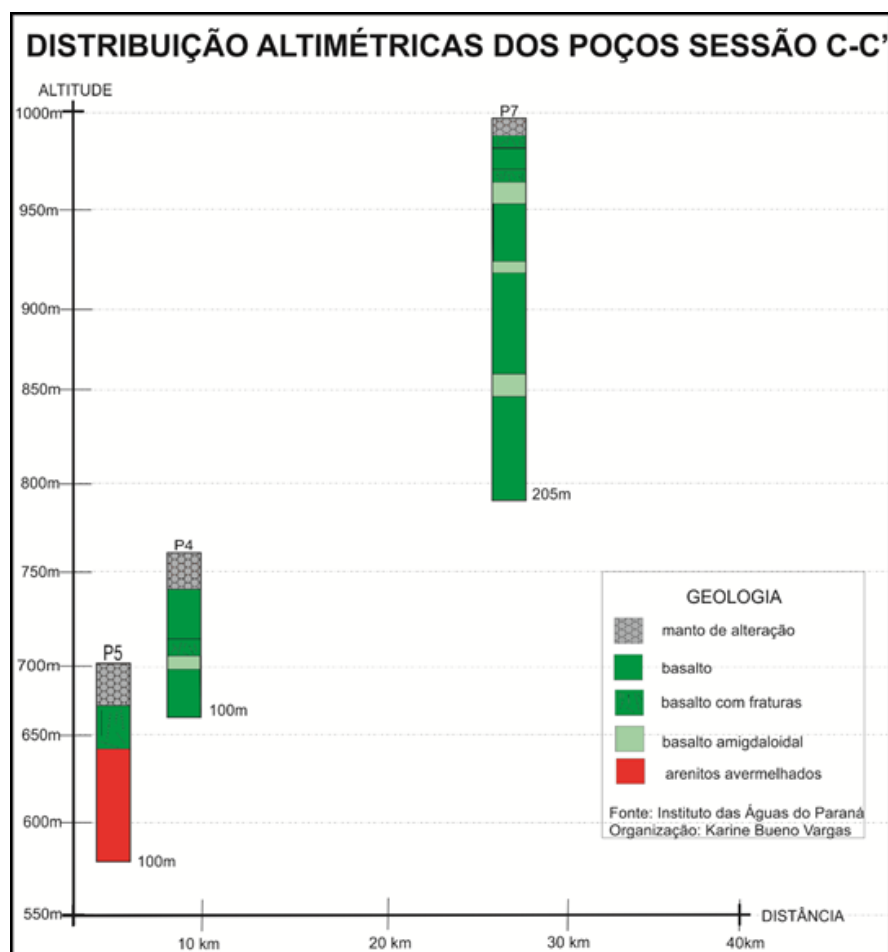


Figura 8 - Distribuição Altimétrica dos poços tubulares profundos: P4, P5, e P7 na secção C-C' e respectivas informações litológicas

Fonte: Vargas (2017)

O poço P5 (Figura 8) está situado acima dos 1000 m de altitude, no município de Faxinal e apresenta 100 m de espessura, sendo que os primeiros 16 m são formados por solos, sotopostos por 20 m de basalto fraturado. A partir dos 36 m de profundidade ocorrem arenitos rosados com matriz argilosa. O poço P4 encontra-se a aproximadamente 20 km a oeste do poço P5 (Figura 8), no município de Faxinal. Situado a mais de 750 m de altitude. Possui 100 m de profundidade. No topo ocorrem 6 m de solo, seguidos por 10 m de argilas e 6 m de basalto alterado. De 22 a 100 m de profundidade os basaltos predominam, apresentando-se em alguns trechos de forma fraturada ou com estrutura vesículo-amigdaloidal.

A aproximadamente 5 km de distância do poço P4, a oeste, o poço P7 (Figura 8) está a 650 m de altitude, no município de Cruzmaltina. A parte superior do perfil é composta por 5 m de espessura de material argiloso, sobrepostos a 5 m de um manto de alteração dos basaltos. Entre 10 e 35 m de profundidade afloram basaltos. A estruturação da camada de basalto não é regular, notando-se camadas de basalto fraturados, zonas visículo-amigdaloidais (17 a 82 m/136 a 148 m) e basaltos maciços que se estendem até 200 m de profundidade.

A secção D-D' (Figura 9) possui 35 km de extensão, com direção oeste para leste e está localizada no extremo norte da área de estudo, onde afloram basaltos da Formação Serra Geral (Figura 5).

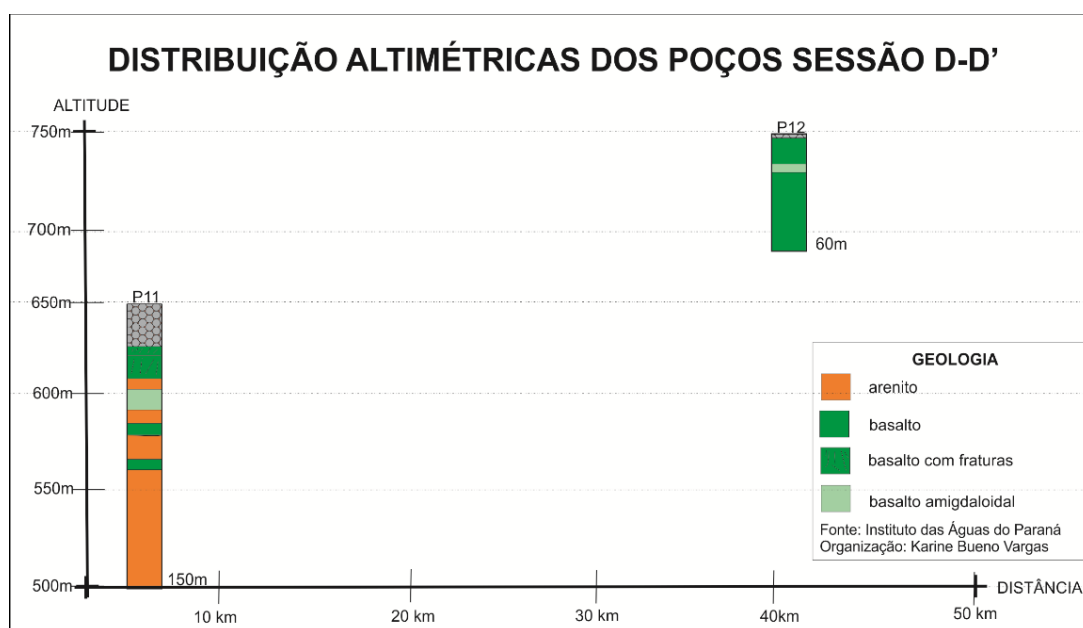


Figura 9 - Distribuição Altimétrica dos poços tubulares profundos: P11 e P12 na secção D-D' e respectivas informações litológicas

Fonte: Vargas (2017)

Notam-se quebras topográficas quando do contato com a Formação Rio do Rasto, nas camadas superiores dos perfis. O poço P11 (Figura 9) está inserido no município de Tamarana, a 600 m de altitude e possui 150 m de profundidade. O início da sondagem registra 22 m de material alterado com textura argilosa, sobreposto a 12 m de basalto fraturado. Abaixo ainda ocorre: camada de 6 m de arenito (34 – 40m); 12 m basalto vesículo amigdaloidal (40 – 52 m); 6 m de basalto maciço (52 – 58m); 12 m de arenito amarelado (58 – 70m); 6 de basalto maciço (70 – 76 m) e, na base, arenitos brancos que se estendem de 76 a 150 m.

O poço P12 (Figura 9) está localizado a 30 km a oeste do poço P11, já no município de Rio Bom, à cota altimétrica da “boca” do poço é de 750 m. Registra-se uma camada superficial com 2 m de solos, que estão sobrepostos a 16 m de basalto alterado, intercalado por faixa vesículo-amigdaloidal de 3 m. Basaltos alterados são registrados em até 60 m de profundidade.

A secção E-E' (Figura 10), de sentido centro-leste, localizada no quadrante sudeste da área de estudo, compõe-se dos pontos P14 e P13. Essa secção, no município de Ortigueira, é dominada por litologias paleozóicas e o terreno exhibe declividades acentuadas. O poço P14 (Figura 10), está situado a 750 m de elevação, exhibe no topo do perfil manto de alteração espesso, de 22 m no topo do perfil. De 22 m até 130 m ocorrem siltitos da Formação Rio do Rasto. O poço P13 (Figura 10), como já mencionado detalhadamente na secção B-B', apresenta siltitos intercalados com folhelhos e basaltos em maior profundidade. A presença de soleiras nesse perfil evidencia a ocorrência de corpos intrusivos no contexto regional em que o Alto Estrutural do Cadeado está inserido, associado a um sistema diaclasamento de direção predominante NW/SE.

Com exceção dos poços P13 e P14, em que afloram rochas da Formação Rio do Rasto, os demais pontos apresentam litologias da Formação Serra Geral, com níveis de arenito intertrapeanos intercalados. O que chama a atenção é que os pontos P13 e P14 estão localizados em cotas altimétricas entre 750 e 800 m, enquanto muitas vezes a Formação Serra Geral encontra-se em cotas altimétricas inferiores a 650 m. Tal desnível indica, possivelmente, que a parte centro-leste está mais elevada altimetricamente que o setor sudeste. O rejeito total seria de cerca de 100 m, sendo visível na secção topográfica E-E' o soerguimento para norte, ficando evidente a influência do Alto Estrutural Mauá da Serra descrito por Vargas (2017) sobre a estruturação litológica do poço P13.

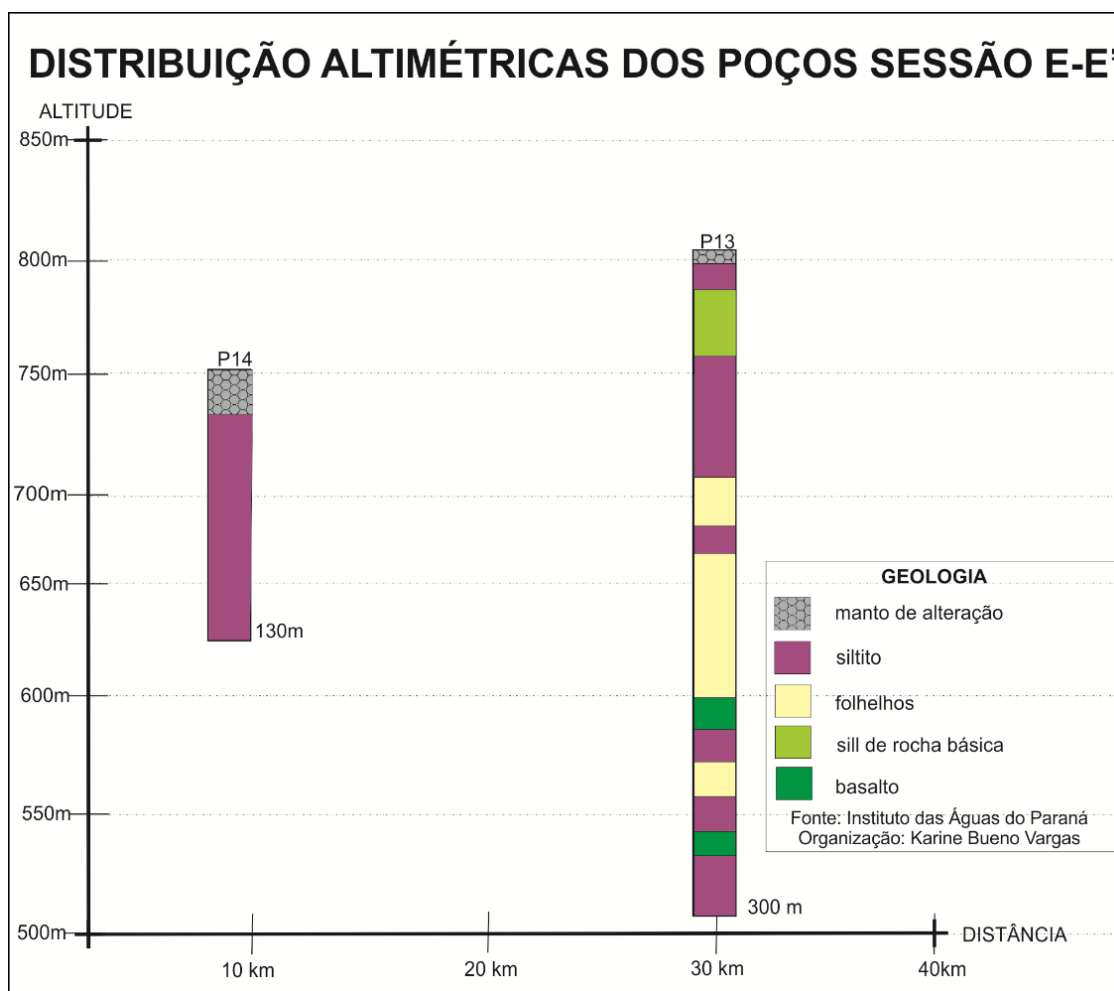


Figura 10 - Distribuição altimétrica dos poços tubulares profundos: P13 e P14 na seção Sessão E-E' e respectivas informações litológicas

Fonte: Vargas (2017)

A presença de soleiras (*sills*) junto à Formação Rio do Rasto no poço P13, a menos de 20 m de profundidade, revela que esses corpos intrusivos podem ocorrer em qualquer posição estratigráfica, desde áreas profundas até áreas próximas à superfície. Da mesma forma, as zonas *intertrapes*, apesar de características da base da Formação Serra Geral, foram registradas nos perfis em profundidades variáveis. As zonas *intertrapes* destacam-se em 3 perfis (P2, P5 e P11) aflorando entre 40 e 50 m de profundidade, mostrando um padrão local. Essa diferenciação indica possível desnivelamento por falhas, porém não há dados suficientes para mensurar o rejeito das falhas.

Dos poços analisados, os poços P2, P7 e P13 estão situados em pontos mais elevados, entre 800 e 1200 m de altitude. Já a maior profundidade de perfuração foi de 300 m, corresponde

ao P13. Os poços P3, P7 e P10 exibem rochas da Formação Serra Geral até a base da perfuração, a aproximadamente 200 m de profundidade, sugerindo continuidade litológica dos derrames em profundidade.

Diante os dados expostos verifica-se que o uso de dados geológicos de poços tabulares apresentam grande potencial para descrição litoestrutural de subsuperfície, sendo um método de baixo custo, já que os dados são adquiridos de forma gratuita. No entanto sua limitação se dá na identificação de desníveis litológicos, quando os poços apresentam profundidades distintas ou apresentam-se muito distantes para a realização de comparação métrica das camadas litológicas.

4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O uso de dados geológicos de poços artesianos já registrados pelos respectivos órgãos regulamentadores surgem como uma possibilidade para pesquisas geológicas, geomorfológicas e na construção de perfis geoecológicos (geoecologia da paisagem), que necessitem de descrições geológicas de subsuperfícies.

Quanto mais poços artesianos registrados em uma determinada região, mais possibilidades de pesquisas e confiabilidade nos resultados descritos se fazem, por haver possibilidade de comparação nas descrições geológicas. Há de se ressaltar que há necessidade de um número significativo de poços artesianos, para uma melhor compreensão da estruturação geológica de subsuperfície em escala regional, e para a compreensão das dinâmicas morfoestruturais e morfotectônicas.

Para identificação de desníveis topográficos sugere-se a escolha de poços com maior profundidade ou em pacotes sedimentares ou derrames espessos, os quais devem apresentar pelo menos duas litologias distintas, a fim de verificar os limites entre os contatos.

Devido à profundidade insuficiente dos poços e a grande espessura das camadas litológicas da área, as possibilidades de correlação morfoestrutural ficaram restritas. No entanto, a análise dos 14 poços artesianos possibilitou uma melhor caracterização geológica e um melhor entendimento litológico das camadas basálticas e sedimentares da Bacia Sedimentar do Paraná, na área compreendida como Centro Norte Paranaense.

A presente pesquisa apresenta portanto os prós e contras da utilização de poços tabulares para análise geológica de subsuperfície, podendo auxiliar pesquisadores na viabilidade da utilização dos dados, como também alertando sobre a deficiência do método para analisar desníveis topográficos em áreas de espeças formações geológicas.

5 REFERÊNCIAS

ASSINE, M. L.; PIRANHA, J. M.; CARNEIRO, C. D. R. Os Paleodesertos Piramboia e Botucatu. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. (Coords.). **Geologia do continente sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2005. p. 77-92.

CORDANI, U. G.; VANDOROS, P. Basaltics rocks of the Paraná Basin: Problems in Brazilian gondwana geology. **Boletim Paranaense de Geografia**, v. 21. 1967. p. 207-231.

MILANI, E. J.; FACCINI, U. F.; SCHERER, C. M.; ARAUJO, L. M.; CUPERTINO J. A. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), southern Brazil. **Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo**. v. 29. 1998. p. 125-173.

MINEROPAR. **Atlas geológico do estado do Paraná**. Curitiba: Universidade Federal do Paraná. 2001.

ORLANDI FILHO, V.; KREBS, A. S. J.; GIFFONI, L. E. **Coluna White Excursão Virtual pela Serra do Rio do Rastro**. Porto Alegre: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2002.

PINESE, J. P. P.; NARDY, A. J. R. **Contexto geológico da Formação Serra Geral no Terceiro Planalto Paranaense**. In: I Encontro Geotécnico do Terceiro Planalto Paranaense. Anais... Maringá: Universidade Estadual de Maringá, 2003.

ROHN, R. A estratigrafia da Formação Teresina (Permiano, Bacia do Paraná) de acordo com furos de sondagem entre Anhembi (SP) e Ortigueira (PR). In: MELO, J. H. G.; TERRA, G. J. S. (Eds.). Correlação de seqüências Paleozóicas Sul-Americanas. **Ciência Técnica-Petróleo**. v. 20. 2001. p. 209-218.

ROSTIROLLA, S. P.; ASSINE, M. L.; FERNANDES, L. A.; ARTUR, P. C. Reativação de Paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - O Exemplo do Domo de Quatiguá. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 30, n. 4, p. 639-648, 2000.

VARGAS, K. B. **Superfícies geomorfológicas do Centro Norte Paranaense e evolução do relevo regional**. Tese (Doutorado em Geografia). Universidade Estadual de Maringá, 2017.

WARREN, L. P.; DE ALMEIDA, R. P.; HACHIRO, J.; MACHADO, R.; ROLDAN, L. F.; STEINER, S. S. ; CHAMANI, M. A. C. Evolução sedimentar da Formação Rio do Rastro (PermoTriássico da Bacia do Paraná) na porção centro sul do estado de Santa Catarina, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**. 38(2). 2008. p. 213-227.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLF, M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. **Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná**. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, III, 1987, Curitiba. Anais. Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 1987. p. 441-473.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. de J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Bacia do Paraná. In: RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (Coords.). **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**. Rio de Janeiro: PETROBRÁS, 1990. p. 135-168.

Data de recebimento: 17 de abril de 2019.

Data de aceite: 02 de maio de 2019.