

A EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO SOBRE A PROVÍNCIA ÍGNEA DO PARANÁ – DOS PRIMÓRDIOS ATÉ 1950

Otávio Augusto Boni LICHT

RESUMO

O presente artigo resgata as pesquisas pioneiras sobre a Província Ígnea do Paraná e mostra que a acumulação do conhecimento científico foi iniciada de forma sólida a partir da metade do século XIX, quando estudos de campo identificaram a distribuição geográfica e a espessura do conjunto de rochas extrusivas, a faciologia dos derrames, a presença de rochas intrusivas, o contato transicional entre os primeiros derrames com os arenitos Botucatu, o modelo de vulcanismo fissural e a presença de rochas piroclásticas. Estudos de laboratório (geoquímica e petrografia) identificaram a presença de rochas de filiação básica e ácida, a zonalidade dos teores de ferro e do conteúdo em magnetita, eventos hidrotermais sin- e pós-magmáticos e seus produtos como zeólitas, pedras coradas e cobre. Com base nestas descobertas foi experimentada a correlação entre as províncias basálticas austrais para recompor o mosaico da “Terra de Gondwana”.

Palavras-chave: Grupo Serra Geral, Província Ígnea do Paraná, vulcânicas, vulcanoclásticas, intrusivas, pesquisas pioneiras.

ABSTRACT

EVOLUTION OF KNOWLEDGE ABOUT THE PARANÁ IGNEOUS PROVINCE – FROM THE BEGINNING TO THE EARLY 1950’S. This article reviews the pioneering research on the Paraná Igneous Province beginning with field studies in the middle of the 19th century which identified the distribution of the volcanic rocks, the thickness of the extrusive sequence, the flow faciology, the presence of intrusive rocks, the transitional contact between the first flows and the Botucatu sandstones, the model of fissure volcanism and the presence of pyroclastic rocks. Laboratory studies (geochemistry and petrography) identified the presence of basic and acidic rocks, the regional trend in the iron and magnetite contents, sin- and post-magmatic hydrothermal events and also their products like chloritization, zeolites, gemstones and copper. Based on these discoveries, first attempts were made to correlate the austral basaltic provinces to solve the “Gondwanaland” puzzle.

Keywords: Serra Geral Group, Paraná Igneous Province, volcanic, volcanoclastics, intrusive, pioneering researches.

1 INTRODUÇÃO

A existência de rochas basálticas no centro-sul da América do Sul é conhecida em referências esparsas feitas por missionários jesuítas e arquitetos das reduções guaranis, que foram implantadas em meados do século XVI e resistiram até o início do século XVIII em territórios atualmente pertencentes ao Brasil, Argentina e Paraguai. Outras referências são encontradas até meados do século XIX

nos relatos de viajantes, exploradores e naturalistas europeus. As pesquisas de cunho científico foram iniciadas apenas no final do século XIX e, até a atualidade, compõem uma extensa bibliografia que ultrapassa 800 títulos.

Considerando esse enorme volume, este artigo foi elaborado com o objetivo de recuperar grande parte do conhecimento publicado até o início da década de 1950, sem ter a pretensão de esgotar o

assunto. Esse limite temporal justifica-se por vários motivos. O primeiro é a impossibilidade de sintetizar num único artigo o volume de publicações que cresceu exponencialmente a partir da década de 1960. O segundo é que as publicações recentes podem ser encontradas com facilidade em bibliotecas físicas e virtuais. O terceiro é o limite que separa os trabalhos desses pioneiros, baseados principalmente em observações de campo, dos desenvolvidos pelos pesquisadores subsequentes com produção de grande volume de dados. O quarto é apresentar os conceitos e motivos que levaram os pioneiros a adotar certas definições, que, com o passar do tempo, foram sendo modificadas. Finalmente, o quinto e que considero mais importante, é dar o devido crédito e assegurar a primazia das observações e conclusões aos primeiros pesquisadores no que diz respeito à distribuição geográfica, o posicionamento das rochas intrusivas, os estilos eruptivos, a morfologia dos derrames, a petrografia, a geoquímica, a geologia estrutural, as mineralizações e as correlações estratigráficas na “Terra de Gondwana”. As pesquisas desses pioneiros, realizadas sob as mais duras condições, com uma base científica precária, e apoiadas em técnicas analíticas incipientes, foram fundamentais para estabelecer as bases do conhecimento sobre essa província magmática. Como esses artigos são de difícil obtenção, apresentamos uma síntese das principais observações, conclusões e pequenas transcrições, que podem ser úteis para que os pesquisadores de hoje revejam os pontos iniciais do processo de acumulação desse conhecimento científico e lhes deem o devido crédito. Alguns conceitos podem soar hoje como obsoletos ou com a terminologia ultrapassada, mas isso é totalmente compreensível dado o estágio inicial das pesquisas e do próprio conhecimento científico da época. É oportuno lembrar que em meados do século XIX, a definição de alguns termos importantes mostrava alguma superposição, como é o caso de “geologia” e “geogenia”. “Geologia é então o conhecimento sobre a origem, a natureza, a superposição e o modo de deposição das camadas terrestres com o auxílio da organização dos seres que contém” (LAMBERT 1867, p. 2). Já o termo “geogenia” aplicava-se ao conhecimento da origem da terra – “Geogenia (origem da terra; do grego geos: terra; genia: origem)” (LAMBERT 1867, p. 78).

Nas transcrições (que estão entre aspas), foram preservados o vocabulário e a ortografia utilizada pelos autores, para enfatizar os conceitos da época e as transformações que as ciências

geológicas sofreram desde então. Algumas notas e pequenos esclarecimentos necessários estão entre colchetes.

2 CONSIDERAÇÕES INICIAIS

A Província Ígnea do Paraná contém 95% das rochas da Província Magmática Paraná-Etendeka e é uma das maiores províncias ígneas do planeta, cujos limites atuais ultrapassam 1.200.000 km² (1.860 km no sentido N-S e 650 km no E-W), com uma espessura máxima de rochas extrusivas de 1.722,9 m no poço 2-CB-001A-SP, perfurado em Cuiabá Paulista, na região sudoeste do Estado de São Paulo. A maior parte dos eventos teria ocorrido no Cretáceo Inferior com o paroxismo situado em 134,7 Ma; as estimativas dos volumes de lava variam entre 1,7 x 10⁶ km³ e 2,35 x 10⁶ km³, com uma taxa média de efusão entre 1,4 e 1,9 km³/ano (GLADCZENKO *et al.* 1997, FRANK *et al.* 2009, THIEDE & VASCONCELLOS 2008, 2010). Para que esse enorme volume de magma alcançasse a superfície, foi necessário que ele atravessasse dezenas de quilômetros de crosta continental rígida e mais a espessa sequência sedimentar que, desde o Devoniano até o final do Jurássico, preencheu a Bacia do Paraná. Nesse longo percurso, interações magma-crosta-geofluidos deram origem a produtos vulcânicos e depósitos vulcanoclásticos muito diversificados, que hoje se encontram à superfície.

Atualmente, a comunidade científica dispõe de uma enorme quantidade de resultados que evidenciam a diversidade geoquímica das rochas da província. A aplicação de novos conceitos e a intensificação de pesquisas no campo da vulcanologia física evidenciam uma faciologia diversificada e complexa nas diversas regiões da província.

Dessa forma, a Província Ígnea do Paraná deve ser entendida como componente de um grande sistema natural aberto e de grande complexidade que é a Bacia do Paraná, esta um verdadeiro sistema vulcano-sedimentar, modelo que já havia sido antecipado por alguns desses pioneiros.

3 A BASE DE CONHECIMENTO

3.1 Os primeiros registros

Referências à existência de rochas vulcânicas, às vezes vesiculares, na porção centro-ocidental da América do Sul, datam dos séculos XVI e XVII e são encontradas nos diários e livros escritos pelos missionários jesuítas, arquitetos e artistas espanhóis, italianos

e alemães como Nicolas Mastrilli, Silvério Pastor, Roque González de Santa Cruz, Ignácio Henardt, Cristóbal de la Torre, Bartolomé Cardenosa, José Brasanelli, Angel Camilo Petrigrasa e Antônio Sepp, que participaram da implantação das reduções jesuítico-guaranis em parte dos territórios do Brasil, Paraguai e Argentina. As missões ou reduções foram cidades meticulosamente planejadas para abrigar centenas ou mesmo milhares de habitantes e faziam parte de um plano de ocupação do território espanhol na América do Sul baseado na catequese católica dos povos indígenas e na “transferência de tecnologia” europeia em artes e ofícios. Entre os materiais locais estava o “itacuru”, termo guarani que significa pedra cupim ou pedra-formigueiro, aplicado ao solo laterítico de aspecto cavernoso, formado às expensas das rochas basálticas, e que era usado como matéria-prima na obtenção do ferro para a produção de ferragens, ferramentas, implementos agrícolas e armas de guerra (CUSTÓDIO 2002, 2010).

3.2 *Trapp*, ofito, meláfiro e basalto

Para facilitar a compreensão das transcrições apresentadas ao longo do presente artigo, foi necessária uma breve revisão de termos frequentemente utilizados nos primeiros trabalhos sobre a Província Ígnea do Paraná. Optamos por revisar apenas “trapp”, “ofito”, “meláfiro” e “basalto”, pois como veremos a seguir, seu uso deu origem a alguns mal-entendidos. É importante salientar que o conjunto das características de cada tipo se baseava em observações de campo e em descrições à vista desarmada ou, no máximo, com auxílio de lupa, uma vez que a petrografia de lâmina delgada ainda não era uma técnica bem estabelecida e restrita a poucos centros de pesquisa da Escócia, da França e da Alemanha.

O termo “trapp”, correntemente usado pelos primeiros pesquisadores da Província Ígnea do Paraná, tem origem na Suécia e significa escadaria, “já que os filões, amas e derrames têm essa forma” (LAMBERT 1867, p. 83). Esse conceito justificava e permitia o uso da expressão “trapp basáltico” para descrever as formas de relevo comuns aos vales encaixados da província. O termo “trapp”, no entanto, era também utilizado para descrever um tipo litológico, o que permitia o uso da expressão “derrames de trapp”, diferente dos “derrames de basalto”.

D’ORBIGNY (1848), visando organizar os termos e conceitos vigentes na primeira metade

do século XIX, propôs um sistema para classificar as rochas a partir de suas características mineralógicas, segundo o método estabelecido por Cordier. Segundo ele, parte dos Trapps definidos por d’Omalius d’Halloy deveriam compor a 1ª Espécie – Mimosite, do 1º Gênero - Agregados, da 2ª Secção – Basálticas, da Décima Família – Rochas Piroxênicas, junto com parte dos Doleritos de d’Omalius d’Halloy e os Doleritos de Brogniart: “Rocha quase negra, granular, com grãos geralmente muito finos, composta por Piroxênio (1/5 a 1/10 da massa), Ferro titanado (1 a 4/100), e o resto de Feldspato vítreo tinto em verde escuro pelo Piroxênio, do qual, malgrado sua pequena abundância, dependem os caracteres da Rocha. O Feldspato perde sua cor e se torna branco à chama, ou quando mergulhado em ácido clorídrico. Esta Rocha, pela redução em volume de suas partes, passa ao Basanita. Ocorrência: faz parte dos terrenos vulcânicos dos períodos cretácicos e *paléothérienne* [Nota: Terciário].” (D’ORBIGNY 1848, p.15).

Segundo o mesmo autor, parte dos *Trapps*, dos *Trappites* e *Cornéennes* de diversos geólogos deveriam compor a 2ª Espécie – *Aphanite*, do 1º Gênero - Agregados, da 1ª Secção – Agregados, da Décima Família – Rochas Piroxênicas.

“*Aphanite* – Massa esverdeada, resultante da diminuição em volume das porções feldspáticas e piroxênicas do *Ophitone*, que no *Aphanite* passam ao estado compacto, o que dá à Rocha uma aparência perfeitamente homogênea. Alguns geólogos consideraram e ainda consideram, equivocadamente, a matéria piroxênica dessa Rocha e da espécie seguinte [Nota: *Ophite*] como Anfibólio. Desde as observações de Cordier, é fácil evitar esse erro, pois o *Aphanite* funde em cor esverdeada, enquanto as Rochas anfibólicas compactas, fundem em marrom-escuro. Mesma ocorrência que o *Ophitone*. (Nota: resultam da efusão, e formam enclaves ou amas transversais nos terrenos do período *phylladienne*.)” (D’ORBIGNY 1848, p.15).

Já para a 2ª Espécie – *Ophite*, do 1º Gênero - Agregados, da 1ª Secção – *Ophitiques*, da Décima Família – Rochas Piroxênicas, D’ORBIGNY (1848) apresenta a seguinte descrição: “*Ophite* (compreende parte do *Mélaphyre* ou Pórfiro negro de M. Brogniart; o *Mélaphyre* de M. d’Omalius d’Halloy; parte do *Ophite* ou Pórfiro verde de M. Al. Brogniart e de outros geólogos; *Ophite* antigo; *Serpentine verde antigo* dos Italianos, etc.). Pasta de *Aphanite* (Piroxênio e Feldspato compactos), dentro do qual estão encravados cristais de Feldspato e às vezes de Piroxênio discerníveis a olho nu. Mesma ocorrência que o *Ophitone*.” (p.15).

Finalmente a 4ª Espécie – Basalto, do 1º Gênero - Agregados, da 1ª Secção – *Basaltiques*, da Décima Família – Rochas Piroxênicas foi assim descrita por D'ORBIGNY (1848): “Basalto (compreende o Basalto e parte do Basanita de M. Brogniart; parte do Basalto de M. d'Omalius d'Halloy) – Mesma composição que o Dolerito, porém no estado compacto ou microscópico. Se distingue do Basanita por sua cor negra e por sua fusão verde escura. É francamente porfiróide, celular e prismática. As vezes contém Peridoto, seja em cristais disseminados, seja na forma de agregados. Mesma ocorrência que o Basanita.” (p.16).

Além das transcrições acima, D'ORBIGNY (1848) faz referência e descreve “*Fritte Basaltique*”, que seria a crosta esponjosa de base e de topo dos derrames das rochas basálticas, “*Brèche Basaltique*” – sem descrição, e “*Cendre Basaltique ou Cinérite*” – cinza composta pelos mesmos componentes mineralógicos das lavas basálticas.

Para HUOT (1852), a Espécie Trapp era parte do Gênero das rochas piroxênicas. “Espécie Trapp (sinônimo *Trappite* – *Cornéenne*). Essa espécie, que deve ser suprimida, compreende uma parte das espécies *Aphanite*, *Mimosite*, *Dioritine*, *Leptinolite* e *Hornfels* de M. Cordier [Nota: por falta de similar no português, foi mantida a grafia original francesa]. Rocha compacta ou quase compacta, de aparência simples, que segundo d'Omalius d'Halloy, parece ser uma mistura íntima de piroxênio e de leptinita ou de eurita. Ela é sólida, dura e muito tenaz quando não está alterada. Sua cor varia entre verde escuro, o negro esverdeado e o negro azulado.” (HUOT 1852, p. 43).

Também para LAMBERT (1867), o termo “trapp” se aplicava a uma “rocha de cor verde escura, às vezes negra esverdeada ou azulada, muito tenaz; com granulometria cerrada e homogênea, contendo feldspato mesclado com piroxênio. O Trapp não tem a forma prismática nem a textura brilhante do basalto, com o qual tem uma grande analogia de composição.” (p. 83).

Por outro lado, LEYMERIE (1879) apresentou um significado um pouco diferente para o termo “trapp” passando a incluir outros detalhes, como a presença de amígdalas.

“Trapp = colocamos aqui como apêndice, sob o nome de trapp. Na origem eram rochas exclusivamente *adelogènes* [Nota: extrusivas] verde escuras ou enegrecidas, cujos resultados de uma mistura tão confusa, tornam impossível distinguir os elementos, mesmo com auxílio da lupa, e para as quais a análise mecânica é impotente. Elas se baseiam em um elemento anfíbólico ou piroxênico

que lhes confere a cor escura, e uma grande semelhança com o basalto. Em virtude dos cristais feldspáticos ou nódulos de diversas naturezas, elas podem assumir a textura porfiróide ou a textura amigdalóide. Elas formam grandes camadas superficiais ou penetram os terrenos aos quais se intercalam paralelamente ou transversalmente.” (LEYMERIE 1879, p. 252).

O termo “meláfiro” foi muito utilizado para descrever derrames compostos por um núcleo maciço à base de plagioclásio, piroxênio e mica, sem olivina e apresentando zonas amigdalóides, vesiculares ou escoriáceas no topo.

Segundo HUOT (1852, p. 43) “meláfiro” também era uma Espécie do Gênero das rochas piroxênicas: “Espécie Meláfiro (sinônimo Pórfiro negro, *Trapporfire*) compreende em parte o Pórfiro sienítico, o *Ophite* e o Pórfiro diorítico de M. Cordier. Rocha com massa de trapp, englobando cristais de feldspato.”

A descrição de “meláfiro” proposta por LEYMERIE (1879) era, em parte, semelhante a do *trapp*, porém a principal diferença está na estrutura amigdalóide e a presença de brechas, que ele considerou como conglomerados.

“Meláfiro (pórfiro negro) = rocha composta por um feldspato que se acredita ser principalmente labradorita, e por um piroxênio (*hedenbergita*) verde escuro – Os elementos são em geral pequenos; porém, no seio da massa, se desenvolvem cristais grandes e brilhantes de piroxênio ou labradorita. Podem ser encontrados diversos minerais acidentais, como a mica, a piritita, porém nunca o quartzo. Esta rocha pode ser algo celular, com células arredondadas preenchidas por minerais concrecionados ou cristalizados (ágata, zeólitas), que assumem, assim, a estrutura amigdalóide. Ela passa a uma espécie de diorito (diorito piroxênico) pela raridade de grandes cristais de labradorita e de piroxênio, e por um tipo de afanita, pela atenuação da mistura íntima dos mesmos elementos. O meláfiro é frequentemente acompanhado por conglomerados formados às suas expensas e das rochas que ele atravessa.” (LEYMERIE 1879, p. 249).

Finalmente, o termo “basalto” era aplicado aos derrames com duas características distintivas: a presença de olivina e da colunata prismática.

HUOT (1852) considerava o “basalto” como uma Espécie do Gênero das Rochas Piroxênicas, e sublinhou a presença de peridoto [Nota: olivina] e da colunata prismática.

“Espécie Basalto (compreende as espécies Basalto e Basanita de M. Cordier). Rocha com

uma aparência simples, composta, segundo M. Cordier, por piroxênio, feldspato, ferro titanífero, e ainda, cristais ou mesmo massas de peridoto. Sua textura é compacta, celular ou escoriácea, a estrutura é maciça; sua tenacidade é considerável; sua cor é negra, escura, acinzentada, amarelada, avermelhada ou esverdeada. O basalto apresenta o mais alto grau de divisão prismática com 3, 4, 5, 6, 7, 8 ou 9 faces; cada prisma é composto por uma sucessão mais ou menos numerosa de diversas peças, que lembram uma colunata, e se ajustam facilmente umas contra outras, de forma que apresentam um lado côncavo e um outro convexo. Outras vezes, ele se divide em pranchas delgadas ou em massas esferoidais com diâmetro mais ou menos considerável.” (HUOT 1852, p. 43).

A definição de LEYMERIE (1879) para “basalto” também sublinhava a presença de olivina, da colunata e das brechas.

“Basalto = rocha vulcânica, negra, composta de augita e de feldspato labradorita. A mesma rocha no estado *fanérogene* [Nota: intrusiva], constitui um tipo de diorito augítico que chamamos de dolerito. Nessas rochas podemos encontrar frequentemente geodos de aragonita, zeólitas, e o magneto titanífero [Nota: *l'aimant titanifère*, no original]. A olivina é encontrada, habitualmente, em nódulos ou grãos disseminados. O basalto forma camadas, filões, que apresentam frequentemente uma estrutura prismática, e contém em seu conjunto os *vakes* (detritos remanescentes de basalto decomposto) e abundantes conglomerados.” (LEYMERIE 1879, p. 250).

Se o critério da escassez em olivina de HUOT (1852) e de LEYMERIE (1879) fosse seguido à risca, apenas uma pequena parcela dos derrames da Província Ígnea do Paraná poderia ser classificada como basalto, sendo a maior parte “trapps” ou “meláfiros”.

Mesmo imprecisas e capazes de produzir alguma confusão, essas definições foram bastante utilizadas pelos primeiros pesquisadores na descrição das rochas extrusivas básicas da Província Ígnea do Paraná, e tiveram grande utilidade para evidenciar a diversidade faciológica decorrente de diferentes taxas de efusão, volumes e composição do magma e quantidade e composição química dos voláteis.

3.3 Ocorrência e distribuição geográfica

Os relatos dos diversos autores mostram que o avanço da exploração do interior da América do Sul foi acompanhado por um aprofundamento das

descrições das litologias e das relações de contato com a sequência sedimentar subjacente.

Valendo-se das anotações do naturalista FRIEDRICH von SELLOW, que passou pelo sul do Brasil no período 1817–1828, WEISS (1827) (Figura 1) fez o primeiro registro da existência de uma grande cadeia de montanhas.

“Aos 30° de latitude sul, estende-se do mar em direção a oeste, alguns graus para sul (na 7ª hora) obliquamente para o interior do continente por mais de 5° de latitude, uma cadeia de montanhas de ‘basalto’, que é composta por pórfiro negro e amigdalóide, ou meláfiro (mas em nenhum lugar a rocha é um basalto verdadeiro)” (WEISS 1827, p. 222). [Nota: A 7ª hora é a medida angular das antigas bússolas dos mineiros alemães, que funcionava como o mostrador de um relógio de 12 horas]. Quando lida à luz dos conceitos vigentes à época (item 3.2), fica justificada a colocação do termo basalto entre aspas e a observação de que nessa porção meridional da província não havia verdadeiros basaltos.



FIGURA 1 – Capa das Memórias da Academia Real das Ciências de Berlim, contendo o artigo de WEISS (1827): “No extremo sul da Cordilheira do Brasil, na Província de S. Pedro do Sul e na Banda Oriental ou estado de Monte Video; segundo as compilações do Senhor von Sellow.”

HART (1870) apenas transcreveu o parágrafo das anotações de FRIEDRICH von SELLOW incluídas na publicação de WEISS (1827), quanto à presença e à distribuição geográfica das montanhas de “basalto”.

DERBY (1878) descreveu a distribuição das rochas extrusivas e suas formas de relevo, onde hoje é o Estado do Paraná, da seguinte maneira:

“Deste nível eleva-se um segundo escarpamento conhecido com o nome de Serra da Esperança, á altura de 1.040 metros. Sobre os declives abruptos desta serra vê-se em ordem ascendente, uma considerável espessura de grés [Nota: arenito] vermelho molle repousando sobre os schistos e grés da segunda região e, acima desta, inicia com 100 metros ou mais em espessura de trapp amygdaloide e porphyritico, aparentemente uma espécie de trachite. (...) Este segundo escarpamento é o começo da terceira região geológica, cujas feições topographicas são muito semelhantes ás da segunda, ou região dos Campos Geraes, isto é, á topografia produzida pela desnudação em leitos horisontaes. O escarpamento estende-se inteiramente atravez da provincia em uma direcção de Norte a Sul e penetra no provincia de S. Paulo, onde reconhecí a mesma rocha na margem do planalto occidental do rio Piracicaba. Ao Sul do rio Iguassú, fui informado pelo Sr. Luiz Cleve, muito competente observador, que este escarpamento curva-se para Oeste, debaixo do nome de Serra do Espigão, e estende-se até á Serra do Mar. O professor Hart já tinha observado que a Serra do Mar, em Santa Catharina, é coberta por trapp porphyritico. É entretanto provável que estas rochas cubram a maior parte do interior desta provincia, assim como a porção circumvizinha do Rio Grande do Sul, na qual o trapp agatifero é commum. Uma parte da Republica do Uruguay pertence provavelmente á mesma formação. A Oeste, o paiz é virgem, porém pelas poucas informações que pude obter, parece-me provável que a formação de trapp estenda-se até o Rio Paraná. A superficie desta região é em geral uma planície coberta de densas florestas; porém com muitos extensos campos, dos quaes os mais importantes são os de Guarapuava, que se unem ao Sul com os extensos campos do Rio Grande do Sul. Parece haver ahi um pequeno declive para o Paraná, e, sendo profundos os valles fluviaes, apresentam-se muitas encostas altas e íngremes que foram honradas pelos geógrafos assim como pelo povo, com o nome de montanhas. De facto, não existem verdadeiras montanhas de sublevação na provincia fora da área metamorphica.” (DERBY 1878, p. 93).

Explorando o interior de São Paulo, FLORENCE (1906) registrou: “Na estrada percorrida, porém, vimos o diábase apontar somente em dous logares, aliás muitissimo limitados: o primeiro já mencionado, é o que representa uma faixa estreita de terra rôxa entre os aluviões do Paraná e a orla do grez. O segundo é apenas o leito do ribeirão S. João, affluente do Dourado, no lugar denominado Virador.” (p. 8).

WHITE (1908) assim descreveu o posicionamento e a estrutura dos derrames na região de Santa Catarina: “Essas camadas eruptivas começam a 748.2 metros acima do nível do mar perto de 20 kilometros de Minas [Nota: as minas de carvão de Santa Catarina] e sucedem-se em lenções alguns exibindo a estrutura columnar de 20 a 50 metros de espessura até 1350 a 1400 metros no alto da Serra Geral a 25 km de Minas.” (p. 218).

OLIVEIRA (1916) mostrou que o alcance geográfico do “plateau triássico” era muito amplo, distribuindo-se por São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul.

“Capeando o arenito do Botucatu, existe um espesso e vasto depósito de rochas eruptivas massiças ou amygdaloides que, na falta de estudos microscópicos detalhados, podem ser englobados sob a denominação geral de trapp do Paraná. Constituem os altos das serras do Espigão e Esperança, prolongando-se para São Paulo pelas serras do Fartura e Botucatu e para Santa Catharina e Rio Grande do Sul pela serra Geral. Estas serras constituem a borda oriental do planalto de trapp que aflora em Curitybanos, Palmas, Guarapuava, São Jeronymo; no rio Iguassú aparece abaixo do Porta União; no Ivahy, nas cachoeiras abaixo de Therezina; aflora também no baixo Tibagy e ao norte de Santo Antonio de Platina. Constitue o sub-sólo dos campos de Curitybanos, Corisco, Guarda-mór, Santa Cecília, Passa Dois, Butiá Verde, Espinilho, Perdizes, São João e os grandes saltos de Iguassú e rio Paraná. A Estrada de Ferro São Paulo-Rio Grande atravessa esta formação desde Legru, poucos quilômetros ao sul do Porto União até o rio Uruguay. O rio do Peixe corre exclusivamente nestas rochas eruptivas. A espessura, na borda das serras é variável; atinge na serra Geral, no valle do Tubarão, a 600 metros; ao sul de Porto União, tem 400 metros; na estrada de Guarapuava, 250 metros. O typo eruptivo mais comum é a diábase-porphyrito, havendo também melaphyro, basalto, etc. (...) As feições topográficas principaes do *plateau* triassico são: a presença de numerosos massiços tabulares de trapp, que se destacam claramente do nível médio dos chapa-

dões pelo que receberam os nomes de serras como por exemplo: serra de São João, Cavernosa, Cantú, Taquaral Verde, etc., e muitas planícies cobertas de campo.” (OLIVEIRA 1916, p. 140).

BRANNER (1919) caracterizou a relação entre os arenitos Botucatu e as rochas extrusivas (Figura 2).

“As rochas Triássicas, até agora reconhecidas no Brasil, são conhecidas como o Botucatu, um nome dado por Gonzaga de Campos para a Serra do Botucatu, no Estado de São Paulo. Elas são arenitos vermelhos e moles, normalmente horizontais, mas mais ou menos falhados e associados com derrames e diques de diabásios eruptivos.”

(p.220). Também deu uma nova dimensão da grande extensão de território coberta pelos derrames: “As rochas eruptivas que cobrem o Triássico no Rio Grande do Sul, fazem parte de uma grande cobertura ou de uma grande quantidade de derrames que estão bastante expostos nos estados brasileiros de Matto Grosso, São Paulo, Paraná, Santa Catharina, Rio Grande do Sul, e em partes do Urugua, Paraguay, e a República Argentina. As rochas são principalmente diabásios porfiríticos, geralmente amigdaloides. Eles aparecem as vezes como diques e as vezes como derrames cujas bordas formam íngremes escarpas montanhosas.” (BRANNER 1919, p. 309).

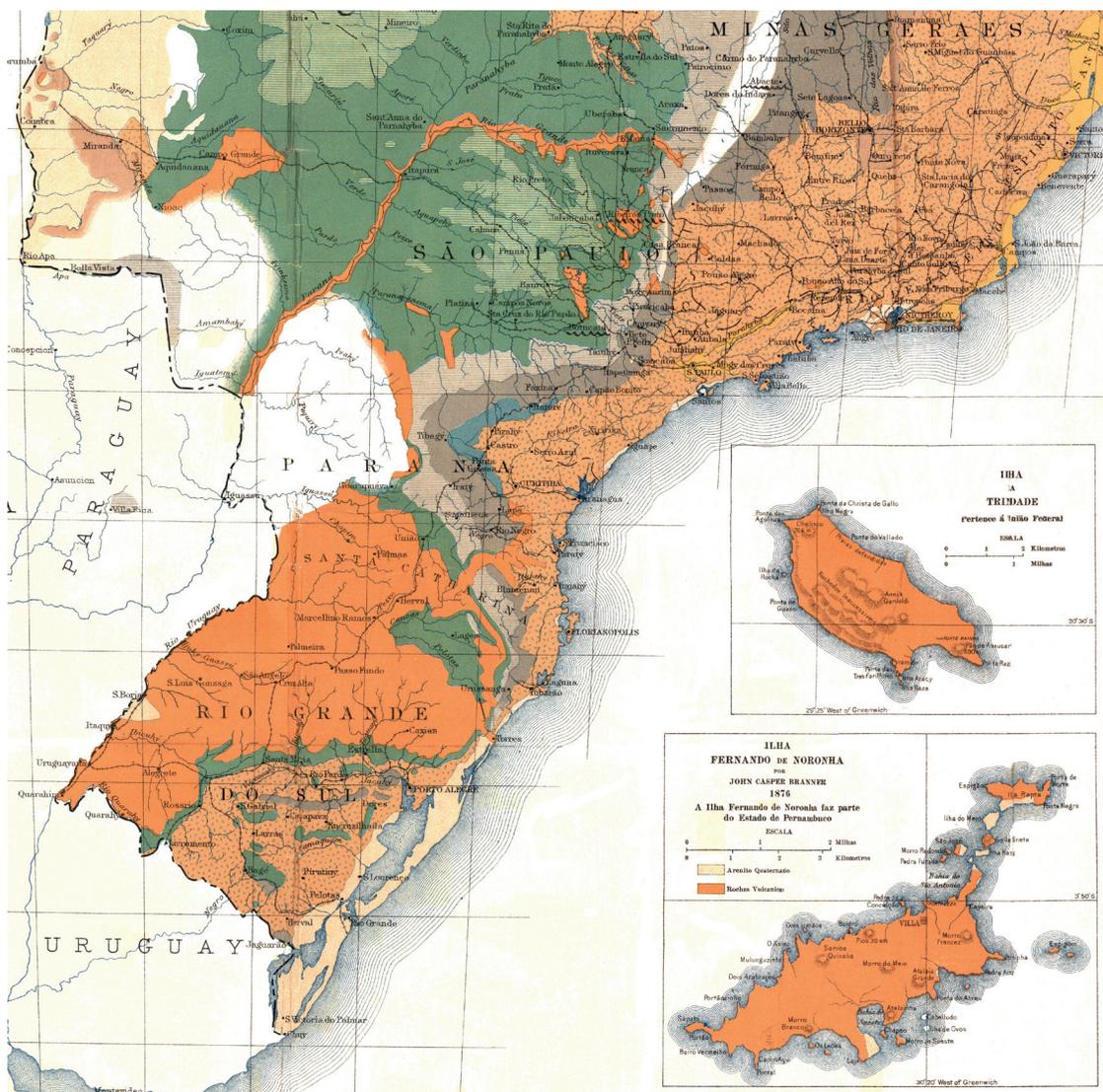


FIGURA 2 – Detalhe do Mapa Geológico do Brasil (BRANNER 1917) com a área de exposição das rochas extrusivas da Serra Geral (em vermelho). Nos quadros, as ilhas oceânicas de Trindade e Fernando de Noronha.

Mesmo considerando a importância dos trabalhos anteriores, “The lava field of the Paraná Basin, South America” (BAKER 1923) foi o mais extenso e aprofundado trabalho até então produzido, baseado nas observações feitas durante uma expedição de sete meses e que percorreu mais de 15.000 km. Esse extenso artigo contém um mapa que abrange toda a Bacia do Paraná e apresenta a distribuição geográfica dos derrames (Figura 3), sem indicar, porém, a presença de rochas básicas intrusivas e, em especial, os diques.

“O Dr. J. C. Branner (1921) teria dito que o campo de ‘trapp’ do Brasil meridional e regiões adjacentes era provavelmente maior que qualquer outro. Os trabalhos de campo mostraram que a área coberta pelos derrames de lava é maior que as áreas somadas dos campos de lava do Columbia River e do Deccan e assim deve ser a maior do mundo. (...) Tanto basaltos quanto diabásios (*doleritos*) são encontrados em praticamente todos os lugares da bacia hidrográfica do rio Paraná, e estendem-se para a região meridional da bacia hidrográfica do Amazonas (Amazonia) e para a porção oriental da bacia de drenagem do rio Paraguai. A bacia de drenagem do Rio Uruguai, com extensas áreas de basalto, foi provavelmente em tempos recentes, um tributário do rio Paraná. Os limites são muito bem definidos por escarpas erosivas proeminentes por todos os lados, exceto na região leste do Paraguai e norte da Argentina, onde os depósitos aluviais mesopotâmicos das terras baixas do rio da Prata e os loess Pampeanos, mascaram ou recobrem totalmente as rochas do substrato [Nota: *bed rock* no original em inglês]. Possivelmente a área de basalto no Paraguai e Argentina é maior que a representada no mapa. (...) Existe pelo menos uma área considerável de basalto no sul do Rio Grande do Sul não incluída nas figuras e no mapa. Uma considerável região em forma de domo nos arredores de Lages o sudeste de Santa Catarina, agora exposta e sem a cobertura de lavas, foi incluída nos cálculos. Os derrames de basalto, como tentativamente mapeados, cobrem agora uma área de 300.000 milhas quadradas (800.000 km²). Assumindo que a espessura média dos derrames basálticos tenha 1.000 pés, seu volume é de aproximadamente 500.000 milhas cúbicas. Isto é da ordem de uma grande cadeia de montanhas. É certo que os basaltos cobriram uma área muito maior, a qual foi removida pela erosão durante o final do Mesozoico e Cenozoico.(...) Combinando a área dos derrames com a área da margem oriental que já foi provavelmente coberta por eles, chegamos ao total de mais de 375.000

milhas quadradas (ou cerca de 1.000.000 km²).” (BAKER 1923, p.66-67).

DU TOIT & REED (1927) apresentaram um mapa geológico da América do Sul, enfatizando a distribuição dos derrames de lava da Bacia do Paraná, sem indicar a presença ou a importância das rochas intrusivas.

Apesar do trabalho de WASHBURNE (1930) ter como objetivo a geologia do petróleo no Estado de São Paulo, ele apresentou importantes observações sobre as rochas vulcânicas, em especial no Estado do Paraná, onde indicou a presença dos riolitos e riodacitos entre Palmas e Guarapuava, aos quais denominou de andesitos cinza: “Numa elevação dentre 900 e 1200 metros, o ‘andesito cinza’ compõe as extensas pradarias ou ‘campos’ próximos de Guarapuava. O solo do ‘andesito’ é menos argiloso e de cor mais clara que a ‘terra roxa’ formada do basalto comum (...)” (p. 245).

Com base em resultados de diversas perfurações, OPPENHEIM (1934) mostrou que a espessura dos derrames era significativa, podendo chegar aos 400 m: “No Uruguai (...) são abundantes as intrusões basálticas; (...). A capa efusiva de diabásios e meláfiros que forma o limite ocidental da bacia sedimentária, estende-se bem para Oeste, até a Província de Entre-Rios, na República Argentina. Na sondagem de Passo Ulestie, no Departamento de Rio Negro (...) a camada intrusiva [sic] 360 m de espessura. (...) a eruptiva está a 213 m abaixo do nível do mar. (...) A sondagem de Paso Ulestie, após atravessar a eruptiva de 260 a 620 m (...)” (p. 146).

MIRANDA (aprox. 1934) descreveu um perfil geológico no município de Taquara, Estado do Rio Grande do Sul, onde se intercalam derrames de basalto com arenitos da Fm. Botucatu: “As rochas eruptivas ocupam a maior área do município e entram na formação da Serra Geral. (...) A estrada de ferro corre através do arenito até um pouco acima de Sander. Ahi, na altitude de 115 metros, aparece a eruptiva nos cortes da estrada para desaparecer pouco depois a 150 metros de altitude, num contacto interessante com o arenito; (...) Dahi por diante até o alto da Serra (Gramado, Canella, etc.) só se vê rocha eruptiva.” (p. 4).

GUIMARÃES (1933) sintetizou as observações de diversos autores e mostrou que a verdadeira dimensão da província ígnea deveria superar os 680.000 km².

“A área de ocorrência de basaltitos e diabásios está limitada a Este pela Serra do Mar, que é um maciço de rochas cristalinas, paralelo à costa do Brasil. (...) A norte e Nordeste se encontram

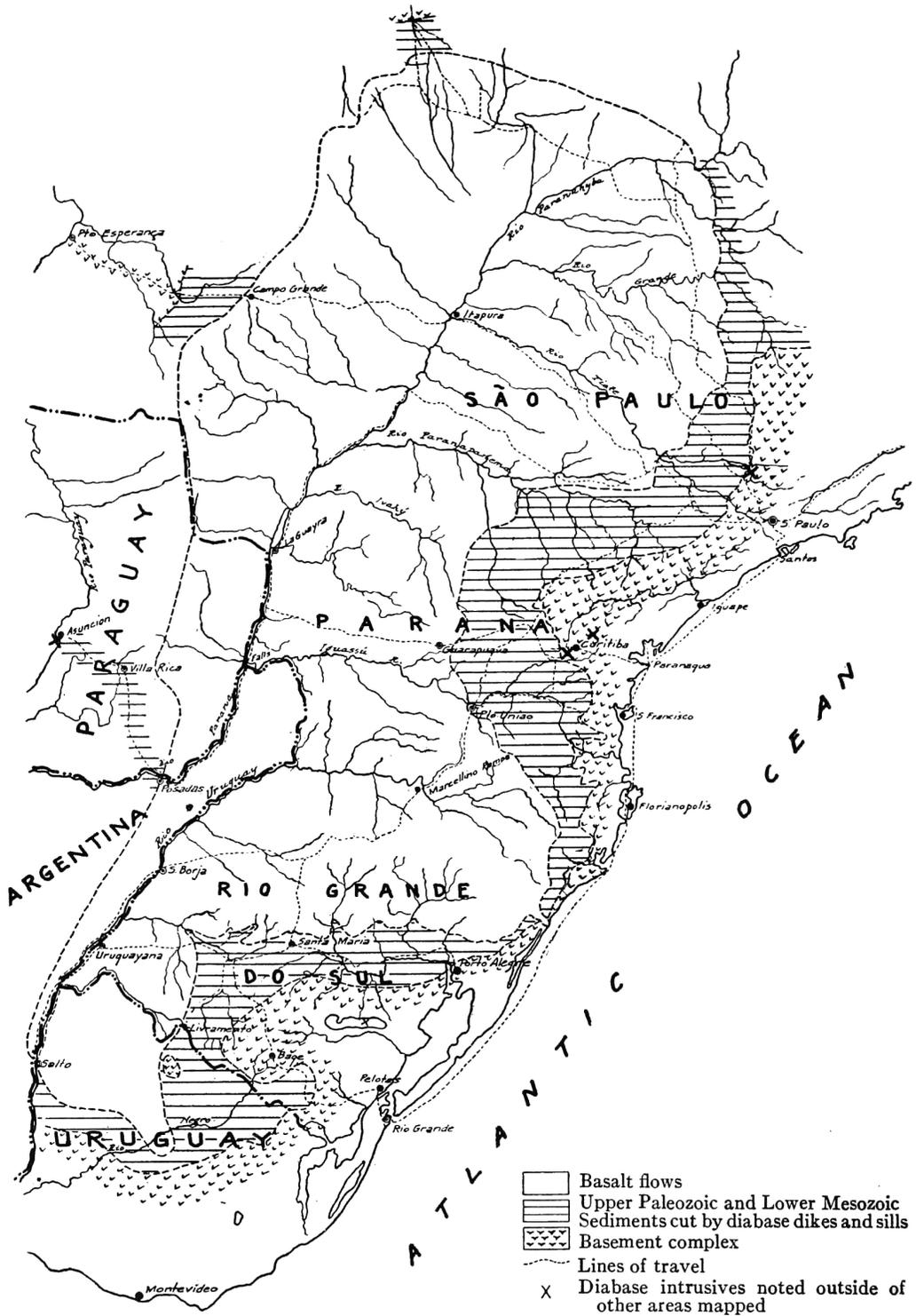


FIG. 1.—Sketch map of Paraná Basin, South America, showing distribution of basalt flows. By Charles Laurence Baker.

Scale 1:10,000. 1" = 160 mi.

FIGURA 3 – Esboço geológico da Bacia do Paraná, América do Sul, com os contornos da Província Ígnea do Paraná (BAKER 1923).

derrames e manifestações vulcânicas no Triângulo Mineiro (Uberaba) e cont. Matto Grosso na Serra do Tapirapuan (E. de Oliveira). A Oeste, M. Arrojado Lisboa assinala rochas do mesmo magma na Serra de Maracaju, Estado do Matto Grosso (460 quilômetros a este do Rio Paraguay). Para o Sul, as ocorrências de rocha basáltica continuam no Uruguay (C. Walther). Euzebio de Oliveira refere-se do seguinte modo sobre a ocorrência de basaltitos na Serra do Tapirapuan: A trinta quilômetros a N.E. do povoado de Tapirapuan acha-se a extremidade da serra do mesmo nome que, topograficamente deve ser considerada como um contraforte da Serra dos Parecis (...) Não entrando em linha de conta com a área de ocorrência dos basaltos em apreço no Estado de Matto Grosso e de Goyaz, tem-se uma superfície de 680.000 quilômetros quadrados entre o Triângulo Mineiro e o Estado do Rio Grande do Sul, onde tem sido assinalados afloramentos de diabásios, basaltitos, espilitos e melaphyros, seja em diques, seja em extensos derrames.” (GUIMARÃES 1933, p. 7).

MAACK (1939) mostrou as relações temporais entre os sedimentos paleozoicos, derrames de basalto e intrusivas alcalinas.

“Com o arenito de São Bento, acabam os sedimentos gonduânicos que se expõem na Serra Geral em Santa Catarina. Superiormente prosseguem as capas, que se fendem em falhas longitudinais, de eruptivas básicas, meláfiro drúsicos grosseiros, diabásios ofíticos e diabásio porfirítico (augita-porfirito e toleito) que abrangem toda a Bacia do Paraná e, em Santa Catarina, em ponto ou outro, alcançam a potência até de 600 – 800 metros. Muitas vezes a espessura do lençol eruptivo no planalto do Paraná e Santa Catarina é medíocre, e além de medidas de 100 até 200 metros, frequentemente tenho encontrado 20 até 50 metros de espessura apenas. No ocidente do Estado do Paraná, medi espessuras inferiores a 400 m na região de Ivaí e Piquiri sem poder ver a base.” (MAACK 1939, p. 39-40).

GORDON Jr. (1947) sugeriu a denominação de Formação Serra Geral para o conjunto de derrames e mostrou que a sequência de derrames poderia ultrapassar os 800 metros.

“As *Eruptivas Serra Geral* de I. C. White (1906, p. 378) constituem a maior massa de rochas vulcânicas conhecidas no mundo. Nos três estados estudados [Nota: Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul], essas rochas eruptivas tem uma espessura geral de no mínimo 400 metros e localmente alcançam 800 metros. Em São Paulo, norte do Paraná e Rio Grande do Sul, os derrames de lavas são localmente separados por corpos len-

ticulares de arenitos com estratificação cruzada, alguns dos quais alcançam 40 metros de espessura. Por esse motivo, é melhor referir essa unidade como formação Serra Geral.” (GORDON Jr. 1947, p. 15).

MAACK (1947) descreveu a paisagem e a geomorfologia do Estado do Paraná indicando que a espessura do conjunto de derrames que compõe o Terceiro Planalto, poderia ultrapassar os 600 m.

“Cinco paisagens principais naturais podem ser distinguidas no Estado do Paraná (...) (5) O Terceiro Planalto ou Planalto de Guarapuava, o qual é separado do segundo planalto pela cuesta marcante das rochas triássicas ou jurássicas da capa - arenitos São Bento com o derrame das rochas eruptivas básicas - mostrando no seu plano de declive (a encosta da escarpa) chapadas e platôs dos lençóis de trapp da bacia do Paraná e as mesetas e suaves ondulações dos arenitos suprabasálticos mais recentes. (...) Os poderosos lençóis de rochas eruptivas básicas alcançam uma espessura medida de 450-600 m, sem, contudo, ter sido observada a base dos mesmos. Estas camadas básicas ocupam toda a extensão do Terceiro Planalto, deixando exposto o arenito Botucatu em alguns vales do bloco norte do planalto de Apucarana.” (MAACK 1947, p. 74).

LEINZ (1949) fez uma revisão da bibliografia sobre espessura e área dos derrames basálticos e as relações de contato desses com as rochas sedimentares sotopostas e sobrepostas a eles. Concluiu pela área de 800.000 a 1 milhão de km² e uma espessura de no mínimo 360 m no sul do país. Com muita reserva, calculou que a massa das efusivas ainda conservadas atingiria no mínimo cerca de 350.000 km³, exceto a massa relativa aos diques e *sills*.

3.4 Estilo eruptivo

Desde os primeiros autores, o modelo proposto para o vulcanismo da Província Ígnea do Paraná sofreu poucas alterações no período abordado pela presente revisão, podendo ser sintetizado da seguinte forma: o magma básico teria ascendido por grandes estruturas profundas de direção NW-SE, chegando à superfície e derramando-se na forma de erupções pacíficas e tranquilas, baseadas em derrames de lava de grande fluidez, os quais teriam tido a capacidade de alcançar e se distribuir por grandes extensões. Esse modelo sofreu pequenas, mas importantes alterações, como a proposta por LEINZ (1949), que destacou uma zona de alimentação paralela ao vale do rio Paraná, isto é, transversal às estruturas tradicionalmente aceitas e que são orientadas segundo NW-SE.

Na sessão da Academia de Ciências de Paris de 24 de junho de 1842 foi apresentada a comunicação de PISSIS (1842) (Figura 4), que contém não só um modelo para o estilo eruptivo dos derrames básicos, como também a observação do soerguimento da Serra do Mar, fenômeno que hoje é considerado de importância fundamental na evolução da Bacia do Paraná e da Província Ígnea do Paraná: “(...) e as camadas de terreno siluriano que se depositaram à oeste, no fundo dos mares que ocuparam o que atualmente são as planícies do São Francisco e do Paraná. Esses primeiros depósitos, que mantêm uma certa organização, foram interrompidos por um novo abalo, que os elevou, em alguns pontos, 1000 ou 1100 metros acima do mar, determinando além disso a formação de grandes fendas orientadas de leste para oeste, por onde escaparam dioritos, à maneira de lavas, alterando as rochas que se encontravam em seu caminho.” (p. 141).

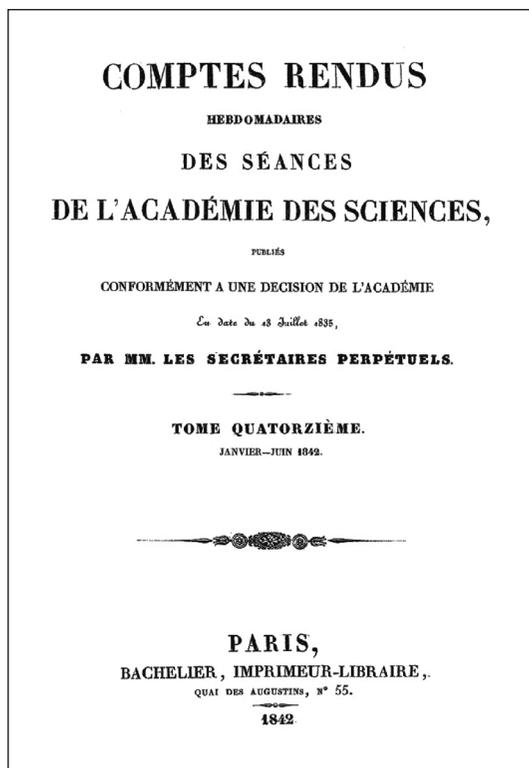


FIGURA 4 – Capa das Memórias da Academia de Ciências de Paris (1848), que contém o artigo de PISSIS (1842), no qual é feita a primeira proposta de modelo de vulcanismo fissural para a região meridional do Brasil e do soerguimento da Serra do Mar.

No Relatório Final da Comissão de Estudo das Minas de Carvão de Pedra do Brasil WHITE

(1908) cunhou a denominação Eruptivas Serra Geral: “Sucedendo a deposição do arenito de S. Bento, acima descrito, e provavelmente numa data subsequente não distante, houve uma época de grande atividade vulcânica sobre uma grande parte da área coberta por essa culminância dos depósitos sedimentares Triássicos. Grande derrames de lavas diabásicas e basálticas surgiram por fissuras e avançaram em grandes derrames tabulares um sobre o outro, ao longo da região da Serra Geral, geralmente recobrando os arenitos São Bento com 600 metros ou mais de eruptivas.” (p. 216).

BRANNER (1919) apresentou um mapa geológico do Brasil, no qual foi delimitada com precisão a extensa área de ocorrência dos derrames de *trapp*, e um resumo da geologia de cada estado brasileiro.

No Rio Grande do Sul: “As rochas eruptivas que cobrem o Triássico no Rio Grande do Sul, são parte de uma grande camada ou de uma quantidade de derrames que são amplamente expostos nos estados brasileiros de Matto Grosso, São Paulo, Paraná, Santa Catharina, Rio Grande do Sul, e partes do Uruguay, Paraguay e a República Argentina. As rochas são principalmente diabásio porfiritos, geralmente amigdaloides. Eles aparecem às vezes como diques e às vezes como derrames cujas margens formam as escarpas íngremes de montanhas.” (BRANNER 1919, p. 308).

Em Santa Catarina: “No topo do Permiano Inferior está o Permiano Superior, em cujo topo estão os arenitos triássico Botucatu, seguidos por derrames” (...) “de trap (diabasio porphyrito). Todos esses sedimentos e os derrames que os acompanham têm um mergulho geral e suave para oeste, enquanto os derrames cobrem aproximadamente toda a metade ocidental do estado.” (BRANNER 1919, p. 314).

No Paraná: “A oeste do Permiano estão os arenitos Triássicos (Botucatu), com os derrames e diques de rochas eruptivas que os acompanham.” (p. 289). Em São Paulo: “Todas as camadas abaixo do Bauru (Cretáceo) são cortadas por diques eruptivos, e os sedimentos Triássicos estão interdigitados com derrames de lava. (...) As terras vermelhas de São Paulo, famosas por sua fertilidade, são formadas pela decomposição das rochas eruptivas, e as áreas das terras vermelhas são realmente muito mais amplas que o mapa geológico permite imaginar.” (BRANNER 1919, p. 317).

BAKER (1923) expandiu o modelo fissural para toda a Bacia do Paraná: “O grande número de diques na área sedimentar situada a leste das escarpas basálticas indica quão disseminadas foram as

fissuras pelas quais as lavas chegaram à superfície, e uma vez que a espessura geral é mantida para além das regiões onde estas fissuras são visíveis, podemos assumir que erupções fissurais foram prevalentes por toda a Bacia do Paraná. Até onde se sabe, este fissuramento não foi acompanhado por grandes falhamentos.” (p. 73).

MIRANDA (aprox. 1934) referiu-se ao contato entre o arenito e os derrames encontrados na escarpa entre as cidades de Taquara e Canela, no Estado do Rio Grande do Sul: “As rochas existentes no alto da Serra, entre 700 e 800 metros de altitude, são eruptivas massiças ou amygdaloides que se derramaram em forma de lençol, sobre os arenitos. (...) No kilometro 21 [Nota: da estrada de ferro para Canela] na altitude de 115 metros se vê a linha de contacto entre a eruptiva diaclasada e o arenito friável não metamorphisado.” (p. 14-15).

MAACK (1939) descreveu a geomorfologia dos derrames e propôs o estilo hawaiano para as erupções.

“Os derrames de eruptivas básicas constituídos em diferentes fases sucessivas formam diversos lençóis diferenciados que se dispõem em terraços.” (p. 41). “O modo de derrame de massas de lava umas sobre as outras e o caráter dos lençóis individuais das eruptivas na bacia do Paraná, produzidos por exaustão do processo de resfriamento e cristalização, francamente sugerem a descrição dos vulcões do tipo Hawaii.” (p. 42). “Os espessos lençóis eruptivos do planalto derivaram de consideráveis falhas longitudinais que percorrem em enorme extensão o litoral e planalto de Santa Catarina e Paraná como filões contínuos de diabásio, dirigindo-se N45°O.” (MAACK 1939, p. 43).

GORDON Jr. (1947) manteve a proposta de estilo fissural: “(...) a extrusão deve ter sido do tipo erupção fissural tranquila.” (p. 16).

MAACK (1947), assim descreveu as rochas extrusivas: “As rochas eruptivas básicas escuras que romperam em fendas a sequência total das camadas gondiônicas, cobrindo-as com lençóis são denominadas lavas da Serra Geral ou trapp do Paraná.” (p. 134).

LEINZ (1949) propôs que os derrames de lava da província ascenderam através de três grandes zonas de alimentação:

“1. transversais ao eixo da bacia do Paraná exemplificadas pela faixa Torres-Posada.

2. longitudinais a esse eixo, como a zona produtora inferida do vale do Uruguai.

3. marginais ao eixo da Bacia do Paraná, encontradas na orla oriental dos derrames no Estado de São Paulo.” (p. 55).

3.5 Rochas intrusivas

As rochas intrusivas (*sills* e diques) que estão colocadas nas rochas do embasamento e na sequência sedimentar paleozoica subjacente e cortando os próprios derrames de basalto, sempre foram e continuam sendo motivo de discussão. Alguns temas referem-se (1) à natureza e inter-relação das três direções principais de diques básicos, (2) às relações temporais entre diques e *sills* e rochas extrusivas, (3) à possibilidade de que diabásios intersectados por poços profundos e intercalados na sequência sedimentar paleozóica não sejam *sills* e sim derrames e (4) à possibilidade de que intervalos espessos de diabásios intersectados por sondagens verticais e que foram considerados como *sills* posicionados na sequência sedimentar paleozóica, sejam na verdade diques sub-verticais.

Na primeira referência à existência de rochas intrusivas na província, WHITE (1908) apresenta um modelo muito pouco examinado mesmo por autores recentes, o qual amplia o campo de existência de rochas intrusivas para além da sequência sedimentar subjacente, ou seja, a própria pilha de rochas vulcânicas: “Possivelmente muitos desses derrames são lacólitos em sua natureza e foram exposto por erosão posterior.” (p. 216).

Um dique contendo xenólitos da sequência sedimentar paleozoica levou WOODWORTH (1912) a propor que essa rocha intrusiva fosse um conduto de ascensão do magma básico: “Um dique a 8 kilometros a norte de Lages [Nota: Santa Catarina], contendo xenólitos de folhelho e de melaphyro, que supõe ser um *neck* de alimentação” (p.96). Trabalhos posteriores mostraram que esses diques fazem parte do complexo alcalino de Lages.

O mapa geológico de BRANNER (1919) não fez menção à presença de rochas intrusivas, porém no texto existem algumas referências. No Rio Grande do Sul: “As rochas são principalmente diabasio porfiritos, geralmente amygdaloides. Eles aparecem as vezes como diques e as vezes como derrames (...)” (p. 308). Em Santa Catarina: “No topo do Permiano Inferior está o Permiano Superior, em cujo topo estão os arenitos triássicos Botucatu, seguidos por derrames e diques do trap (diabasio porphyrito)” (p. 314). No Paraná: “A oeste do Permiano estão os arenitos Triássicos (Botucatu), com os derrames e dikes de rochas eruptivas que os acompanham.” (p. 289).

A verdadeira dimensão e a importância das rochas intrusivas, diques e *sills*, no contexto da província foram bem avaliadas e caracterizadas por BAKER (1923). Em virtude das dificuldades

de acesso, ele não identificou o enxame de diques associado ao Arco de Ponta Grossa no Estado do Paraná: “Toda a região de rochas sedimentares no Brasil meridional é cortada por um número extraordinário de sills e diques de diabásio. Eles são menos numerosos no Rio Grande do Sul, mas nos outros estados do sul do Brasil, seria possível ver muitas intrusivas mais, se o território não fosse tão densamente coberto por florestas. As rochas sedimentares cortadas por diabásios cobrem uma área de aproximadamente 75.000 milhas quadradas (aproximadamente 200.000 km²).” (p. 71).

WALTHER (1927) descreveu os diques e questionou o modelo vigente que os considerava canais alimentadores dos derrames e pela primeira vez estabeleceu uma direção geral para essas intrusivas. Apresenta um modelo interessante de alimentação, composto por diques profundos que emitem canais alimentadores para a superfície, semelhante ao que hoje é conhecido na grande estrutura do Laki na Islândia, onde há uma grande estrutura linear ao longo da qual diversos cones se estabelecem.

“As rochas aparecem na forma de derrames e filões, os últimos, em parte genuínos (diques) e em parte, talvez estratiformes. (...) No Urugua, ainda não se sabe se os numerosos filões fissuriformes e os de secção aproximadamente circular (Spalten- e Stielgänge) que se manifestam em vários departamentos, devem ser interpretados, e em que medida, como canais alimentadores de derrames que foram mais tarde denudados. (...) Nas pedreiras das imediações de Melo, onde o basalto perfura os estratos do Estrada Nova, se observam apófises estratiformes de filões genuínos. É possível que os filões tenham um corte fissuriforme na profundidade, e adelgaçando para cima como hastes (Nota: tallos no original em espanhol) (...). Não é possível indicar uma direção geral para os filões. Suponho que corram de W para E, mas desviando-se para SW e NW (...).” (WALTHER 1927, p. 7).

As diferenças texturais entre extrusivas e intrusivas foram bem caracterizadas por WASHBURNE (1930), contrariando os conceitos de uma similaridade textural que eram vigentes à época.

“Através da área sedimentar do Estado [Nota: São Paulo] existem muitos sills de diabásio e numerosos diques da mesma rocha. Vários pesquisadores escreveram que não existe diferença entre a textura das intrusivas e das extrusivas dessa região. Isso é em parte verdade para os menores diques e sills e para os diques mais espessos, nos locais onde se aproximam da superfície pretérita e com derrames de lava sobre ele. Para mim, no entanto, existe

decididamente uma diferença na granulometria e o estado de cristalinidade da matriz dos dois tipos de rochas ígneas. Os diques mais espessos têm decididamente grão mais grosso que qualquer das efusivas e estou convencido que existe forte diferença no grau de cristalinidade da matriz. As maiores intrusões têm matriz holocristalina, mas as efusivas não são claramente cristalinas. Parece mais provável que as intrusões ocorreram aproximadamente ao mesmo tempo que os derrames de lava. A razão principal é que a composição das efusivas e intrusivas é essencialmente a mesma, não tendo havido diferenciação apreciável dos magmas, de tal modo que eles tenham ocorrido aproximadamente ao mesmo tempo.” (WASHBURNE 1930, p. 69).

MAACK (1939) observou no sul de Santa Catarina, 15 diques paralelos em cerca de 20 quilômetros lineares: “Os espessos lençóis eruptivos do planalto derivaram de consideráveis falhas longitudinais que percorrem em enorme extensão o litoral e planalto de Santa Catarina e Paraná como filões contínuos de diabásio, dirigindo-se N45°O. Essas grandes estruturas filonianas constituem a direção tectônica mais importante da configuração tectônica e morfológica da área dos Estados de Santa Catarina e Paraná.” (p. 43).

Ele observou também a relação temporal entre o maciço alcalino de Lages e outros maciços de Minas Gerais posicionadas ao final da atividade extrusiva da Província Ígnea do Paraná: “A ocorrência do vulcanito alcalino no planalto de Santa Catarina [Nota: em Lages], é de especial interesse porque aí se repetem as relações do oeste de Minas, onde ao final das grandes efusões de trap da bacia do Paraná, ocorrem ao lado de intrusões ultrabásicas de chaminés também injeções magmáticas alcalinas (Araxá, Onças, Cascata e Serra Negra).” (p. 41).

A presença de intrusivas – “sills” – na sequência sedimentar paleozoica foi salientada por GUIMARÃES (1933), que também enfatizou a existência de diques em terrenos arqueanos: “Como já fizemos notar, as sondagens revelaram a presença de *sills* em níveis estratigráficos correspondentes ao permiano inferior. Nas zonas onde a erosão tenha destruído em grande parte esta formação, é claro que as intrusões subterrâneas de basaltito, entre camadas permeanas, fiquem expostas. Os diques são muito frequentes e alguns tem sido assinalados em áreas archeozoicas.” (p. 8).

A posição predominantemente sub-vertical dos diques foi anotada por GORDON Jr. (1947): “Muitos diques alimentadores e sills são encontrados cortando as rochas das formações subjacentes.

Muito raramente os diques são inclinados e são na maioria das vezes verticais.” (p. 16).

MAACK (1947) descreveu os diques e os considerou como os canais alimentadores das rochas extrusivas.

“As lavas ascenderam por fendas de tração que, tanto no litoral como no planalto do interior, cortam, em paralelismo notável, rochas cristalinas e camadas gonduânicas, na direção N40-45°W. Os diques são predominantemente verticais. Raramente ocorrem diques com inclinação oblíqua ou em ziguezague irregular, como geralmente são representados nos perfis esquemáticos (fig. 68). Os plutonitos correspondentes, dos diques e dos lençóis de lava básicos, afloram apenas em casos especiais, como, por exemplo, gabro nos cortes profundos dos vales que levam ao rio Ribeira entre os km 12 e 14,8, ao longo e ao lado da estrada Paranaí - Curitiba (fig. 7a) [Nota: Paranaí é o nome antigo de Adrianópolis, PR] e no ribeirão Laranjal no município de Imbuia (Bocaiúva do Sul), como dioritos no litoral e no primeiro planalto do Paranaí.” (p. 135).

Além de definir duas direções principais para os diques de diabásio e estabelecer que os *sills* se encontram principalmente nas rochas da Formação Iratí, LEINZ (1949) introduziu um conceito moderno para o mecanismo de injeção dos diques, o qual pressupõe um equilíbrio entre a pressão confinante e o empuxo do magma em ascensão pelo conduto: “(...) manifestações importantes da atividade vulcânica são as ocorrências de diques e sills de diabásio, que cortam e se intrometem em sedimentos gonduânicos e em parte o ‘cristalino’. Os diques seguem duas direções principais WNW e NE, as vezes formando ziguezagues, abandonando uma direção para seguir a outra. As espessuras tanto de sill quanto de diques são muito variáveis. Os sills atravessados por sondagens variam de 10 a 180 metros e dos diques de poucos metros a 100 metros. Os sills localizam-se preferencialmente no nível dos sedimentos calcíferos da Formação Iratí. Em 17 sondagens realizadas no sul do Brasil, 11 tem sills no Iratí e 4 no Estrada Nova. (...) Parece mais provável que a preferência seja dependente da carga, isto é resistência do teto e da pressão injetora do magma. Assim a preferência pelo contato das formações Iratí-Tubarão corresponderia à *isobata* do optimum para a injeção magmática.” (LEINZ 1949, p. 53).

3.6 Rochas extrusivas

As rochas extrusivas da província foram descritas por diversos autores, quanto a morfologia

– identificação de lavas *pahoehoe* por BAKER (1923) e WASHBURNE (1930) –, estrutura interna (zona maciça, estrutura colunar, e zona amigdalóide com seus minerais de preenchimento) e estruturas de tração no contato dos derrames com arenitos, indicadoras do sentido de fluxo. Com a identificação de espilitos e sua associação com derrames em corpos d’água no Estado de Minas Gerais, GUIMARÃES (1933) abriu uma possibilidade para variações ambientais dentro de um quadro geral de deserto quente e seco.

OLIVEIRA (1889) descreveu as rochas extrusivas, as camadas de arenito intercaladas e os diques de arenito que preenchem fraturas nas rochas eruptivas.

“Acaba naquelle ribeirão [Nota: Jurumirim] o horizonte dos grez e schistos argilosos horizontaes com pederneiras e o rio corta uma zona de grez vermelhos mais ou menos metamorphisados e intercalados de rochas de augito-porphyrto, que tomam grande desenvolvimento desta corredeira para baixo. Os barrancos do rio que se elevavam apenas acima delle cerca de 10 a 20 metros, attingem perto do Jurumirim a 50 metros e os morros visinhos chegam a 70 e 80 metros.” (OLIVEIRA 1889, p. 9).

“Um dos trechos mais interessantes do rio é o compreendido entre o salto d’Água do Padre e a bacia do Mirante. Logo abaixo do salto apparecem no barranco camadas de grez junto aos augito-porphyrto. Os grez estão inclinados e tem as camadas dirigidas para N 70° L mergulhando de 30° para N.O. Os augito-porphyrto mostram-se em estratos, que acompanham em parte a estratificação dos grez e em parte tem a direção N 15° O e N 30° L.” (OLIVEIRA 1889, p. 10).

“Abaixo n’uma corredeira vêm-se camadas de grez quasi verticaes, dirigidas em todos os sentidos, circumdando uma pequena bacia e formando as paredes lateraes, e, junto dellas, lenções de augito-porphyrto, com textura fina e amygdalas e dispostos em camadas de 5 a 6 centimetros.” (OLIVEIRA 1889, p. 10).

“O primeiro [Nota: rio das Cinzas] tem uma largura de 168 metros na sua confluencia, apresenta na barra uma secção muito encachoeirada e uma rocha que contém olivina, e pôde ser relacionada aos melaphyros.” (OLIVEIRA 1889, p. 12).

BAKER (1923) mostrou que a descrição de seções é uma técnica importante para caracterizar a estrutura interna dos derrames e a taxa de efluência. Com isso, identificou derrames *pahoehoe* com superfície cordada, e salientou a dificuldade de diferenciar *sills* dos primeiros derrames intercalados com os arenitos da Fm. Botucatu.

“A maioria dos derrames inferiores intercalados com camadas relativamente espessas do arenito São Bento não foram incluídas nas espessuras apresentadas acima. São tanto derrames intercalados com os arenitos, ou são intrudidos como sills. Em geral é difícil ou impossível escolher entre essas duas alternativas na medida em que algumas das rochas consideradas como derrames têm uma estrutura tão densa quanto os reconhecidos como intrusivos (...)” (BAKER 1923, p. 72). “Muitos dos derrames são vesiculares, e alguns até cavernosos. Outros são muito densos, em tal caso há uma estrutura colunar.” (BAKER 1923, p. 73).

WALTHER (1927) observou a colunata dos derrames, a esfoliação esférica e a laminação horizontal, a qual se deve, em grande parte, ao movimento do fluxo na base dos derrames: “(...) os derrames por um lado se encontram intercalados no arenito de Botucatú (arenito de São Bento de White) (...) e por outro, formam a cobertura. (...) Abundam as formas Maiores, com aspecto de bancos e de colunas toscas, e todas as formas Menores com segregação concêntrica esférica. Tive a oportunidade de examinar no Uruguai (...) a segregação da rocha em lajes delgadas, que se acentua pela descomposição e confere à mesma, semelhança de um sedimento.” (p. 5-6).

WASHBURNE (1930) afirmou que eram apenas dois os derrames intercalados nos arenitos Botucatú e que a maioria dos derrames eram do tipo “pahoehoe”: “Sobre o arenito Botucatú, existem em geral, dois derrames principais de basalto, similares aos diabásios intrusivos encontrados nos horizontes inferiores. A espessura do derrame inferior na região de Araraquara é cerca de 70 metros, mas tem mais de 100 metros a sul de Torrinhãs. Aproximadamente todos os derrames de lava parecem ter sido do tipo pahoehoe, que é muito móvel.” (p. 63).

Nas cachoeiras de Marimbondo e Sete Quedas o autor descreveu as lavas “pahoehoe” da seguinte forma: “A parte inferior do derrame de lava acima, tem como característica a estrutura amigdalóide por cerca de um metro acima de sua base, acima do que a base é densa e sem amígdalas. O topo da lava subjacente tem muitas vesículas e tem uma notável superfície suavizada do tipo daquelas que James D. Dana atribuiu o nome aplicado pelos nativos do Hawaii a uma lava muito fluida que flui e congela com superfície suave.” (p. 65).

O autor foi o primeiro a identificar as rugas de fluxo impressas pelos derrames no arenito, indicando-as como feições úteis para definir o sentido do fluxo de lava. Em alguns lugares ele pode determi-

nar a direção dos derrames pelas marcas de tração da lava sobre a areia. Em Ferrador, Pirajú o fluxo é para oeste, em Urubupungá tende para sudoeste, em Sete Quedas e Guayra, Paraná, há indicações de fluxo tanto para sul quanto para oeste. “Mesmo que haja poucas observações para determinar com segurança, elas sugerem que a tendência geral é em direção a oeste. Se isso for verdadeiro, espera-se que as lavas sejam mais delgadas próximo do rio Paraná que mais distante a leste.” (p. 69).

GUIMARÃES (1933) descreveu a ocorrência de espilitos e com essa evidência sugeriu que derrames tivessem fluido em contato com corpos d’água. Essa foi uma proposta inovadora, pois era aceito por todos que um ambiente desértico, quente e seco, prevalente na época do *erg* Botucatú, havia se estendido até o final da construção da província ígnea.

“Tanto quanto sabemos, é nos Estados de São Paulo e Minas Geraes onde os espilitos e melaphyros são mais abundantes e justamente em áreas de ocorrência do arenito triássico da formação Botucatú. Esta coincidência nos sugere a hipótese de que a maioria dos derrames destes basaltos sem olivina foram sub-aquáticos. (...) O resfriamento excessivamente rápido dos lençóis sub-aquáticos principalmente junto às superfícies de contacto, teria provocado a consolidação de uma crosta mais ou menos espessa de lava.” (GUIMARÃES 1933, p. 47).

GORDON Jr. (1947) descreveu brevemente a estrutura interna dos derrames: “Alguns derrames de lava são amigdalóides, e se alternam com camadas mais densas com uma estrutura colunar grosseiramente desenvolvida.” (p. 16).

MAACK (1947) assim descreveu as rochas extrusivas:

“As rochas eruptivas básicas escuras que romperam em fendas a seqüência total das camadas gonduânicas, cobrindo-as com lençóis são denominadas lavas da Serra Geral ou trapp do Paraná.” (p. 134). “Entre as rochas eruptivas básicas do grande derrame de trapp do Paraná distinguimos dois tipos principais de rochas, aos quais juntam-se algumas variações, caracterizadas somente pela textura.” (p. 135).

O autor identifica os dois tipos principais como meláfros e diabásios, com as seguintes variações: “Meláfros (a) meláfros com drusas grossas e preenchimento silicoso como ágata, ametista e cristal de rocha, (b) meláfros com drusas finas de calcita e heulandita, (c) espilitos; Diabásios (a) diabásios intersticiais, (b) diabásio-porfiritos (basaltitos ou augita-porfiritos), (c) toleitos.” (p. 135).

Segundo LEINZ (1949), os derrames aconteceram sobre planos praticamente horizontais. Ele usou as amígdalas preenchidas por ágatas com estrutura horizontal (tipo ‘Uruguai’), como níveis de bolha fossilizados e concluiu que os movimentos posteriores não provocaram inclinações sensíveis nos derrames (p.15).

O autor caracterizou texturas fluidais com base na forma e na inclinação das vesículas em diversos derrames, com rumos NE-SW (ligeiramente oblíqua à linha Posadas-Torres) e E-W (no vale do rio Uruguai na fronteira com a Argentina). Essas duas linhas estruturais seriam responsáveis pela alimentação do vulcanismo:

“A linha do vale do Uruguai possivelmente continua rumo norte-sul, ainda pelo vale do Paraná afora. Outra zona produtora é a margem ocidental da escarpa em São Paulo. (...)” (LEINZ 1949, p. 55).

“Em Santa Maria, RS, existem pelo menos 8 derrames sucessivos variando de 8 a 30 metros, separados por intercalações que variam de 30 cm a 7 metros. Na região de Ijuí e São Luiz, RS, perto da vila de Guaramano, encontram-se 3 intercalações areníticas de-cerca-de 3 metros de espessura separando os derrames com 20 metros de espessura cada. (...) Todos os dados sobre a espessura do derrame existentes na literatura referem-se à determinação por meio de intercalações de arenitos, chegando-se assim, às vezes a espessuras de 200 metros para um único derrame, fato jamais observado por nós. (...) Estas variações parecem-nos características de uma corrida de lava. A zona vítrea representa a soleira(*) do derrame com resfriamento rápido devido ao contato com o embasamento ao passo que a faixa *melafírica* é a zona de enriquecimento de gases sob alta pressão conjugada com resfriamento rápido graças ao contato com a atmosfera.” (LEINZ 1949, p. 11).

Na nota de rodapé, ele esclarece o motivo de ter adotado o termo soleira para a porção basal dos derrames: “(*) O termo soleira foi introduzido na literatura geológica por Euzébio de Oliveira para traduzir a palavra inglesa sill. Como este termo não foi usado subsequentemente, aproveitamo-lo para indicar a parte basal de um derrame.”

3.7 Camadas do “Arenito de Botucatu” intercaladas nos derrames

Na base da espessa pilha de rochas vulcânicas, algumas camadas de arenito são encontradas intercaladas nos derrames. Elas podem ter espessuras entre 3 e 20 metros. Por suas características gra-

nulométricas, mineralógicas e texturais e por suas estruturas sedimentares primárias, essas camadas de arenito são consideradas como pertencentes à Fm. Botucatu e teriam sido originadas nos hiatos dos eventos eruptivos, durante os quais, o material transportado pelo sistema eólico do “erg” teria se depositado e formado essas camadas arenosas. São conhecidas como arenitos “inter-trapp”.

FLORENCE (1906) identificou a presença das camadas de arenito intercaladas aos derrames: “Vimos no leito do Tietê alternar o grez inúmeras vezes com lençóis de diabase.” (p. 8).

MIRANDA (aprox. 1934) apontou a ocorrência de hiatos de tempo entre os derrames, que teriam propiciado a deposição de camadas de arenito.

“(…) a cerca de 600 metros além deste ponto, na altitude de 160 metros, o corte da estrada apresenta novo contacto do arenito com a eruptiva. O exemplo aqui citado de intercalação do arenito de Botucatu entre os lençóis de eruptivas foi ainda observado por nós na estrada de rodagem que comunica a cidade de Taquara com a de São Francisco de Paula. Essa observação vem confirmar o facto já muito conhecido de que, no período Triássico, houve vários derrames de eruptivas e que durante os intervalos de tempo deixados entre eles, o arenito de Botucatu continuou a se depositar graças ao trabalho dos agentes eolianos.” (MIRANDA aprox. 1934, p. 4).

GORDON Jr. (1947) descreveu lentes de arenito separando derrames em diversos locais da província ígnea: “Essa formação [Nota: arenito Botucatu], como originalmente descrita em São Paulo por Gonzaga de Campos (1889, p. 33), inclui na sua porção superior, bancos de arenito que estão intercalados com as rochas extrusivas de trap. Na classificação atual, o nome é restrito ao espesso arenito abaixo do derrame de lava inferior.” (p. 14).

LEINZ (1949) identificou essas camadas de arenito “inter-trapp” no noroeste do Rio Grande do Sul: “Na região de Ijuí e São Luiz, RS, perto da vila de Guaramano, há 3 intercalações areníticas de-cerca-de 3 metros de espessura separando os derrames com 20 metros de espessura cada.” (p. 11).

3.8 Arenitos silicificados entre os derrames

Como descrito no item anterior, na base do conjunto de rochas extrusivas existem camadas de arenito branco a rosa escuro intercaladas aos derrames, que constituem evidentes recorrências da Formação Botucatu; em alguns locais, esses arenitos sofreram intensa silicificação. No entanto, há ou-

tras camadas intercaladas aos derrames da porção média e superior e que, em exame expedito, podem ser confundidas com arenitos da Fm. Botucatu. Exames detalhados mostram que têm características diversas.

As primeiras referências a esses depósitos foram feitas no vale do rio Paranapanema por OLIVEIRA (1889): "(...) O Salto das Capivaras, 31 km abaixo da barra do Tibagy, é formado por um grande lageado de grês vermelho duro, compacto em extremo, tendo as camadas horizontais e de aspecto diverso dos outros grez encontrados acima. Este grez está bastante metamorfoisado, talvez por influencia de derramamento de augito-porphyritos" (p. 12).

Nos mesmos locais, SAMPAIO (1889) também descreveu essas camadas: "A cachoeira da Capivara (...) é um dos pontos mais difíceis na navegação desta parte do Paranapanema (...). Uma camada de grez vermelho, duríssimo de grã muito fina, forma um largo travessão quase leste a oeste, oblíquo à direção do rio (...). O lageado de grez vermelho, quase de nível de paredes apuradas, reduz este braço a largura mínima de 15 metros(...)." (p. 261).

Ao descrever a geologia do Estado do Paraná, OLIVEIRA (1916) identificou depósitos semelhantes, sem precisar a localização: "Em muitos lugares há delgadas camadas de arenito vermelho, vitrificado, intercalado no trapp." (p. 140).

BAKER (1923) descreveu camadas de arenito restritas à porção superior do conjunto principal de vulcânicas. Curiosamente ele não encontrou nenhuma exposição no oeste de Santa Catarina e do Paraná, onde essas camadas são frequentes.

"Existem geralmente alguns arenitos intercalados, em proporções relativamente menores, na porção superior da massa principal de lavas, mas em Santa Catarina e oeste do Paraná nenhum arenito intercalado foi encontrado no percurso de mais de 600 milhas. Existe conseqüentemente uma probabilidade de que esses arenitos superiores sejam mais abundantes nas periferias dos campos de lava originais." (BAKER 1923, p. 72).

Em diversas localidades no território de São Paulo, WASHBURNE (1930) descreveu camadas de arenito separando derrames e considerou todas como recorrências do arenito Botucatu que teriam sofrido processos de deposição secundária de sílica.

"A separação da camada superior de lava em derrames distintos é indicado em 'Ferrador', 'Marimbondo', no Rio Grande, pela presença de uma fina camada de arenito silicificado. (...) Geralmen-

te, um derrame composto de lava é separado do inferior por uma fina camada de arenito silicificado. A oeste e sul de Araraquara existem diversas exposições de esse arenito silicificado, todas aproximadamente no mesmo nível, exceto no inferior com um suave mergulho de 3 metros por quilômetro para oeste. Arenitos silicificados podem ser vistos na rodovia a sul de Araraquara, também na pedreira da Fazenda Bela Aliança, 20 km a oeste de Araraquara, onde a silificação é limitada e existe uma areia vermelha escura ainda não consolidada; a 40 km oeste de Araraquara na pedreira Pedra Branca existe uma fina exposição. A silificação em outros locais é acompanhada pela redução e solução do pigmento vermelho, deixando o arenito com cor mais clara e mesmo branca." (WASHBURNE 1930, p. 64).

MIRANDA (aprox. 1934) estudando a geologia do município de Taquara, Rio Grande do Sul, identificou arenitos endurecidos, silicificados, intercalados aos derrames: "(...) aparecem delgadas camadas de arenito vermelho, vitrificado, intercalado ao trapp. Este facto parece contrariar a primeira impressão que se tem quando se examina o corte, isto é, que o depósito de arenito sobrejacente à eruptiva é de idade posterior ao derrame." (p. 15).

A existência de camadas de arenito intercaladas aos derrames superiores, levou MAACK (1947) a correlacioná-las com a permanência do ambiente desértico durante o vulcanismo Serra Geral: "Entre os lençóis eruptivos superiores, acham-se bancos arenosos cozidos, sendo preenchidas muitas fendas da superfície escabrosa do último lençol de lava com areias eólicas, as quais, pela silificação posterior, formam, de certo modo, diques de arenito na capa eruptiva." (p. 138).

3.9 Metamorfismo termal

Foi dominante na literatura o modelo de que a transferência de calor dos derrames de basalto para as camadas de arenito teria sido a responsável pelo endurecimento das mesmas.

No vale do rio Paranapanema, OLIVEIRA (1889) descreveu camadas de arenito avermelhado e duro, apresentando a hipótese de que o metamorfismo termal teria ocorrido no contato com derrames.

"Somente no Funil o rio [Nota: rio Paranapanema], estreitando-se, passa entre grandes blocos de grez vermelho vitreo muito metamorfoisado de fractura conchoidal e tendo visivelmente camadas dirigidas N 70° L., inclinadas de 20° mergulhando para N.O." (p. 9). "O Salto das Capivaras, a 31 kilo-

metros abaixo da barra do Tibagy, é formado por um grande lageado de grez vermelho duro, compacto ao extremo, tendo as camadas horizontais e de aspecto diverso dos outros grez encontrados acima. Este grez está bastante metamorfisado, talvez por influencia de derramamento de augito-phorphyritos.” (OLIVEIRA 1889, p. 12).

BAKER (1923) sugeriu uma hipótese mista para o endurecimento das camadas de arenito, compreendendo o metamorfismo termal e a migração de fluidos pós magmáticos ou então a água subterrânea: “(...) os arenitos silicificados do São Bento, intercalados entre esses derrames inferiores, podem ter sido endurecidos por derrames ou cimentados e parcialmente *metamorfisados* depois do vulcanismo, por exemplo pela mistura de águas subterrâneas”. (p. 72).

WALTHER (1927) sublinhou que os produtos de metamorfismo de contato são praticamente inexistentes na província, referindo-se a “la monotonía de las rocas contactomorfizadas sudamericanas”. Adotou o termo *cocção* para o processo de endurecimento das camadas de arenito. Fez referência à opinião de Hausen de que os basaltos e as camadas de arenito teriam a mesma natureza (“homotáxicos”); não esclarecendo, entretanto, se os arenitos teriam derivado dos basaltos por intemperismo, ou se teriam sido produzidos pelos eventos eruptivos, sendo nesse caso, tufos.

“Resta pouco a acrescentar aos dados bibliográficos referentes ao metamorfismo exercido por nossas rochas eruptivas sobre os sedimentos arenosos e argilosos. Como no Brasil, a *cocção* dos arenitos de Botucatu é muito frequente também nos departamentos uruguaios do noroeste e o quartzito avermelhado, de fratura conchoidal que se originou deste modo, concorda plenamente com os bons exemplares coletados por Flossdorf em Misiones. A opinião de Hausen é que esses arenitos são parcialmente homotáxicos com os derrames. Em favor dessa opinião, cita também os veios quartzíticos descritos por Paula Oliveira em São Paulo, Brasil, e que observei no A. Quebracho próximo de Curtina (departamento de Tacuarembó). Veja mais adiante os resultados microscópicos e os indícios de endometamorfismo e outras observações análogas. Em contraste com o observado nos departamentos a oeste do R. Tacuarembó, devemos esperar mais a leste, ao lado das rochas arenosas, sobretudo rochas argilosas cozidas. São folhelhos argilosos escuros do Itararé-Tubarão, como especialmente do horizonte Iraty, perfurado em muitos lugares por filões basálticos. No campo de Navarrete, 15 km aproximadamente a SE de Melo, Flossdorf coletou

bons exemplares de arenito argiloso limonitizado (Estrada Nova) muito impuro. Está transformado por *cocção* média em uma rocha compacta, violeta avermelhada.” (WALTHER 1927, p. 12).

As observações de MIRANDA (aprox. 1934) mostram que os efeitos de contato entre lavas e arenitos não são homogêneos. Por um lado ele salientou que “(...) salvo raras exceções, são estes morros [Nota: nos arredores de Taquara] capeados pelas eruptivas de derrames que, por ocasião da efusão, endureceram o arenito subjacente pela ação *thermica* do metamorfismo de contato.” (p. 4) e que “Os morros mais altos, como o do Mundo Novo, são justamente aqueles em que o arenito endurecido pelo calor da eruptiva, agora desnudada, resistiu à ação destruidora das águas.” (p. 16). Mas também enfatizou a inexistência de metamorfismo de contato: “(...) a eruptiva situada na parte inferior do contacto está muito alterada e o arenito superior apresenta-se friável. Sem signal de ação *metamórfica thermica* de contacto.” (p. 15).

LEINZ (1949) mostrou que o metamorfismo termal exercido por diques ou *sills* sobre as rochas sedimentares paleozoicas encaixantes é muito reduzido, o que está de acordo com o conhecimento atual sobre a intensidade e alcance do metamorfismo de contato produzido por intrusivas: “O metamorfismo de contato entre os sedimentos e a rocha intrusiva é relativamente insignificante mas bem superior aos produzidos por contactos com os derrames.” (p. 22). “A influência dos derrames basálticos sobre os arenitos subjacentes é insignificante. (...) Parece que a temperatura e a reserva térmica da lava não eram suficientemente elevadas para refundir os arenitos constituídos exclusivamente de quartzo.” (p. 30).

3.10 Brechas (clastos juvenis com matriz sedimentar)

Admite-se atualmente que as camadas de brechas, frequentemente intercaladas com os derrames básicos da Província Ígnea do Paraná, tenham origem variada. Podem representar, por exemplo, (1) facies frontal, basal ou de topo de derrames *slabby* ou *rubbly pahoehoe* ou A’ã, em cujos interstícios infiltrou-se o sedimento transportado pelo vento; (2) peperitos, formados pela interação de fluxos de lava com corpos d’água superficial ou sedimentos úmidos; (3) facies proximais ou médias de depósitos hidrovolcânicos, gerados por eventos explosivos decorrentes da interação do magma em ascensão com sistemas aquíferos profundos. Nos dois primeiros modelos,

os clastos de basalto seriam juvenis, pertencentes ao derrame atual. No terceiro modelo, os clastos de basalto podem ser juvenis, representando o magma em ascensão, mas também de rocha regional, como fragmentos de derrames antigos já consolidados; já a matriz seria constituída predominantemente por material da sequência sedimentar paleozoica subjacente e de lapilli e cinza basáltica ou fragmentos (*shards*) de vidro.

FLORENCE (1906) restringiu-se a descrever as ocorrências de brechas do rio Grande, sem elaborar nenhuma hipótese genética. Descreveu dois tipos: um cujo arcabouço é formado por clastos de basalto e a matriz por material sedimentar e o outro com características inversas.

“Cinco quilômetros abaixo do Salto do Urubupungá estreita-se o rio. Os barrancos de rocha dura levantam-se a prumo à altura de 2 a 3 metros. No rio surgem, sempre mais frequentes rochedos, alcançam a mesma altura e junctam-se de vez em quando em fileiras transversaes, dividindo assim o rio em uma serie de bacias. Quanto mais próxima do salto, tanto mais violenta é a correnteza; mas é possível vencel-a e chegar rente do salto. Vimos repetir-se neste percurso o fenômeno que observá-los no canal da corredeira das Cruzes, e para o qual já demos uma explicação. Porém aqui reproduz-se o fenômeno em escala muito maior: blocos inteiros são formados de grez, de cor parda, com superfície alisada pelas águas e envolvendo fragmentos de porphyrita amygdaloide. Em outros pontos vimos o inverso: predomina a rocha eruptiva, escura e cavernosa, empastando pedaços de grez.” (FLORENCE 1906, p. 7).

WALTHER (1927) descreve as brechas encontradas no Uruguai, mas também sem esboçar uma hipótese genética.

“Entre nós [Nota: no Uruguai] não foram encontradas brechas eruptivas (de injeção) da maneira com que Hausen indica com frequentes. Mas, segundo parece, a julgar pelas amostras coletadas por Flossdorf, em Misiones, o metamorfismo não atingiu uma intensidade como a indicada por du Toit na região de Ladysmith, Natal. Aqui se formou uma brecha de arenito feldspático que, conservando a estratificação original, adotou um hábito microgranítico.” (WALTHER 1927, p. 12).

Ao descrever as brechas encontradas nos leitos dos rios Paraná e Grande, WASHBURNE (1930) sugere que as brechas teriam sido produzidas pelo fluxo de lava deslocando-se sobre areia inconsolidada (*peperitos*) e que a silicificação da matriz seria química, a partir de sílica dissolvida em água.

“Outro tipo de relação íntima entre areia e a lava é observada a jusante das quedas de Urubupungá no rio Paraná (Figuras 61 e 62) onde na base de um fino derrame de lava, o basalto parece estar fragmentado em clastos mais ou menos arredondados os quais rolaram em uma camada de areia, arrastando-a e empurrando-a no basalto por mais de 1 metro. Este fenômeno, descrito pela primeira vez pelo Dr. Guilherme Florence, pode ser acompanhado por mais de 400 metros nas margens do rio Paraná na queda ocidental de Urubupungá. Ele descreveu as mesmas feições em Ferrador e Marimbondo, rio Grande no limite norte do Estado. Em todas essas localidades, a areia está silicificada, numa rocha vermelha, muito dura e quebradiça, ou quartzito. Concordo com o Dr. Florence que a silicificação foi produzida pela água derivada do basalto. O fenômeno é de um derrame deslocando-se sobre a areia inconsolidada. Em alguns lugares, fragmentos arredondados de basalto mostram que houve uma fragmentação do derrame e os blocos caíram e se misturaram com a areia sobre a qual o derrame se deslocava.” (WASHBURNE 1930, p. 62).

PICHLER (1952) salientou as diferenças entre as camadas de brecha e o contato brechado dos derrames com os arenitos Botucatu. Lançou a ideia inovadora de que as brechas seriam semelhantes a tufo vulcânicos grosseiros, ou seja, teriam origem piroclástica.

“Associada a esta modalidade anormal do arenito [Nota: diques de arenito, os quais são abordados no item 3.12] encontra-se uma brecha constituída por fragmentos angulares de basalto ou meláfiro ligados por uma massa do arenito que apresenta caráter idêntico ao observado nos diques. A ocorrência desta brecha é particularmente conspícua na ponte do canal do Inferno, onde adquire o aspecto de um verdadeiro concreto ciclópico que difere com relação ao já mencionado, quando se tratou do arenito inter-trapp, tipo Botucatu, pelo fato de serem aí os fragmentos basálticos angulares envolvidos por arenito ao passo que naquele é o inverso que se observa. (...) A figura 6 apresenta um aspecto da brecha no lugar da ponte, aspecto esse que muito se assemelha a um tufo vulcânico grosseiro. (...) Um aspecto da estrutura desta brecha é apresentado na figura 7. São dois blocos em que os fragmentos claros, constituídos por basaltito em estado de alteração mais ou menos pronunciado, são envolvidos por uma massa mais escura, no caso constituída por arenito. Os fragmentos basálticos são perfeitamente angulosos e não sofreram, evidentemente nenhum transporte. O elemento

arenítico que constitui o cimento é de granulação fina e coloração idêntica à dos diques.” (PICHLER 1952, p. 19).

3.11 Depósitos piroclásticos

Esse é um tema muito controverso, já que alguns autores negam a existência de materiais piroclásticos, enquanto outros descreveram ocorrências ou discutiram a possibilidade de depósitos piroclásticos associados aos derrames de “basalto”. Essa abordagem contrasta fortemente com o modelo de erupções fissurais de baixa energia, que desde PISSIS (1842) tem sido considerado como o único modelo para a província.

Sem dar uma localização precisa, WHITE (1908) cita a ocorrência de camadas de cinza sobrepostas aos derrames básicos, restritas ao Estado de São Paulo: “(...) No Estado de São Paulo, o Dr. Derby encontrou o que ele pensa ser uma série muito mais recente de rochas eruptivas que se assemelham a camadas de cinzas e veem acima dos grandes lençõs de diábase, mas o autor não viu nada disto nos estados do Paraná, Santa Catharina ou Rio Grande do Sul.” (p. 224).

BAKER (1923) nega, com algumas reservas, a existência de material piroclástico: “Não foi encontrado material piroclástico ou qualquer indicação de verdadeiros vulcões, muito embora algumas rochas estejam tão fortemente decompostas que a sua natureza original é desconhecida.” (p. 73).

WALTHER (1927) relata não ter encontrado nenhuma evidência de atividade explosiva: “Segundo Baker, no que diz respeito ao hábito geológico das eruptivas gondwânicas, não foram observados em nenhuma parte, vestígios de atividade vulcânica ejetiva, o que contrasta com o que foi constatado em diversas oportunidades na região dos doleritos sul-africanos (ver Du Toit, pag 164; 51, pag. 26).” (p. 5).

WASHBURNE (1930) caracterizou a existência de cinzas na região do “anticlinal de Jacaresinho”, no Estado do Paraná, e foi o primeiro a identificar e fotografar bombas vulcânicas na região de Botucatu, Estado de São Paulo: “(...) material muito fino, duro e branco que parece uma cinza vulcânica consolidada (...). Na Serra de Botucatu, na rodovia estadual de Botucatu a Tietê, 16 km a leste de Botucatu, pode ser visto o derrame superior remontando colinas de arenito, provavelmente dunas de areia. Nelas, estão incluídos grandes blocos vesiculares de lava basáltica, que parece ter tido a natureza de bombas vulcânicas do tipo *crosta-de-pão* (*bread-crust*)

como denominado por Israel C. Russel (Figura 56).” (p. 68).

GUIMARÃES (1933) confirmou a descrição de Eugene Hussak de tufos palagoníticos e espilitos na região de Uberaba, Estado de Minas Gerais. Essas descrições indicam que as características ambientais vigentes à época do vulcanismo compreenderiam a presença de corpos d’água, necessários para a palagonitização de tufos básicos e para a alteração primária de basaltos e/ou andesitos.

“Quanto às formas ejetivas, Baker afirma não existirem e nisto é aprovado por C. Walther (1927). (...) Entretanto, nas áreas em que a erosão, por qualquer circunstancia, não operou tão intensamente, como na parte menos meridional da área de ocorrência, encontram-se tuffos vulcanicos em relação com espilitos. Assim é que em Uberaba, se conhecem tuffos palagoniticos que descreveremos oportunamente e que já foram examinados por Hussak. Tenho em mãos as proprias preparações de que Hussak se utilizou. (...) Nestas condições [Nota: ‘derrames sub-aquaticos’ segundo uma referência anterior no texto] seriam mais frequentes as formas explosivas e rochas pyroclasticas deveriam se esperar, como aconteceu em Uberaba, onde Hussak já havia assinalado a ocorrência de tufo palagonitico.” (GUIMARÃES 1933, p. 9).

AZAMBUJA JR. (1943) descreveu detalhadamente os aspectos de campo, sedimentológicos e petrográficos do que denominou de “arenito vulcano-clástico”, o qual ocorre intercalado aos derrames básicos da região de Iraí, Estado do Rio Grande do Sul. Esse depósito ocorre principalmente na altitude 250 m, estende-se por algumas dezenas de quilômetros quadrados e “possivelmente muito mais”, com espessura máxima de cinco metros. É composto por esferoides de vidro vulcânico (68,3%), quartzo clástico (6,7%) feldspato (3%) e fragmentos angulosos juvenis e de rocha regional. Propôs que esse depósito teve uma origem piroclástica, baseada em processo de queda de nuvem: “a existência de um sistema vulcânico que, entrando em erupção, lançou sua lava a grande altura; esta, finalmente dividida solidificou-se durante a queda, caindo em forma granular sobre os arredores do sistema vulcânico; os ventos agindo então como agente transportador classificando o material assim como os grãos de outros minerais já existentes, em extensão relativamente pequenas (...).” (p. 364).

GORDON Jr. (1947) sugere a inexistência de depósitos piroclásticos na província: “Parece que há uma ausência completa de rochas piroclásticas.” (p. 16).

Segundo a descrição de MAACK (1947), os bancos de arenito que se alternam com os derrames de basalto, contém bombas vulcânicas, o que confirma as observações de WASHBURNE (1930): “(...) O derrame eruptivo frequentemente inclui ainda grandes chapas ou bancos de arenitos vermelhos, ou lençóis singulares de trapp alternam com bancos de arenito. Tais arenitos incluídos no lençol de trapp são, na capa, fortemente cozidos e contém bombas vulcânicas.” (p. 134).

LEINZ (1949) descreveu depósitos piroclásticos e sugeriu terem sido gerados por explosões locais no interior dos próprios derrames, na forma de “tumuli”. Os fragmentos angulosos, e mesmo a cinza basáltica, combinar-se-iam com os sedimentos não consolidados, constituindo bancos de brechas.

“Muito raras são as observações indicando fenômenos produzidos por fases explosivas. Assim, Washburne (1939) descreve a ocorrência de bombas vulcânicas angulosas de basalto amigdalóide em Botucatu (S.P.). Almeida (no prelo) em Mato Grosso e Plínio de Lima (informação verbal) no município de Guarapuava (Paraná) citam ocorrências semelhantes. Quanto a esta última referência, Lima acredita tratar-se de uma ocorrência de vários quilômetros de extensão. Notam-se nas amostras, fragmentos angulosos de vários centímetros de diâmetro de basalto amigdaloidal cimentado por uma massa finíssima de cor verde escura composta por material cinerítico e argila detrítica parcialmente zeolitizada (Fot.5). São essas as poucas ocorrências conhecidas sobre indícios de atividades explosivas. Maior número de estudos provavelmente ampliarão o número de ocorrências. Nessas três conhecidas há entretanto, um fato comum: a existência exclusiva de material basáltico, vítreo ou amigdalóide como produto explosivo, misturados a areias e argilas clásticas. Indica o fato que as explosões se realizaram não nas regiões profundas e sim nos próprios derrames. (...) É provável que tais produtos piroclásticos provenham de explosões locais dos derrames solidificados na superfície, mas ainda em fusão no centro. O acúmulo de gases represados pela crosta já consolidada teria provocado as explosões, rompendo-se as crostas amigdalóides ou vitreas, assim se originando como que pequenos vulcões embrionários muito conhecidos nas corridas de lava atuais, havendo, por outro lado, mistura de material expulso com o material sedimentar em vias de formação.” (LEINZ 1949, p. 20).

PICHLER (1952) descreve aspectos de campo, macroscópicos e petrográficos de uma brecha vulcânica que ocorre no Salto Grande do rio Pa-

ranapanema, divisa entre os estados de São Paulo e Paraná: “(...) A figura 6 apresenta um aspecto da brecha no lugar da ponte, aspecto esse que muito se assemelha a um tufo vulcânico grosseiro.” (p. 19).

3.12 Diques de arenito

Corpos tabulares verticais (diques) a sub-horizontais (veios-camada) constituídos por ‘arenito’ são muito frequentes na província, seja cortando derrames de basalto ou camadas de brecha. A exemplo das brechas e das camadas de “arenitos”, também os diques de “arenito” receberam interpretações genéticas variadas: ascensão de areia fluidizada pela rede de fraturas dos derrames de basalto; preenchimento de fraturas do topo dos derrames por areia transportada pelo vento; e ascensão de areia forçada pela pressão de fluidos de eventos tardios, pneumatolíticos, preenchendo fraturas nos derrames já consolidados.

Para a formação dos diques de arenito, WASHBURNE (1930) defende as hipóteses de ascensão da areia fluidizada em água e de queda de areia transportada pelo vento, que seriam diferenciados pelo grau de silicificação, maior no primeiro caso.

“Em algumas partes do Estado de São Paulo existe uma curiosa inversão das relações comuns entre rochas sedimentares e ígneas. Aqui muitos diques de arenito estão intrudidos nos derrames de lava que recobrem o arenito Botucatú (fotos 47 a 51). As fotografias mostram claramente que a areia veio de baixo e foi empurrada para cima através do diabásio segundo fraturas de diversas formas. A Figura 51 mostra uma conexão encurvada para baixo de um desses pequenos diques de arenito com um ‘sill de areia’ praticamente horizontal. ‘Sills de areia’ horizontais conectados podem ser vistos na estrada 1 km a NE da estação ferroviária de Pirajú, assim como na estrada Botucatú-Bocaina, onde podem ser observadas apófises de arenito ramificando-se para cima a partir de um dique de arenito principal. É provável que a areia adquiriu mobilidade ao ser misturada com grande quantidade de água, e então ascendeu sob pressão ao longo de juntas e fraturas da mesma maneira que o magma sobe no caso dos diques ígneos. O fenômeno dos diques de arenito indica que em geral eles foram formados pela intrusão de areias inconsolidadas ascendendo pelas fraturas da rocha como demonstrado conclusivamente por J.S. Diller na Califórnia e Oregon (...). Em São Paulo além desse tipo de verdadeiros diques de arenito, existe outro tipo gerado pela queda de areia em fraturas abertas na

superfície do derrame (Figuras 63 a 65). Evidências de campo mostram que não houve fluxos de água sobre os derrames assim como o vento soprou a areia logo depois que as fraturas (de 2 a 30 cm de largura) se abriram, presumivelmente nos últimos estágios de resfriamento da lava; uma fratura de 1,5 m abaixo do topo do derrame é visto na Figura 64. A ausência de clastos das paredes da fratura dentro da areia é uma prova do rápido preenchimento por ação do vento. A posição relativa no topo e na base do derrame são indicações das diferenças de origem, mas não de forma conclusiva. Todos os diques de arenito da base dos derrames são silicificados, quase a um quartzito, o que não acontece com os do topo dos derrames. Curiosamente poucos diques de diabásio foram vistos cortando os arenitos Botucatú, mas existem exemplos incontáveis de diques de arenito que ascendem do arenito Botucatú nos derrames por distâncias consideráveis. (...) São menos abundantes nas lavas examinadas no Paraná. Há bons exemplos na rodovia a leste de Lorangeiras e próximo de Iguassu.” (WASHBURN 1930, p. 60-63).

PICHLER (1952) avança a hipótese de interação à superfície, de derrames de lava com camadas de areia saturada em água (processo clássico para a formação de peperitos), com a possível contribuição de processos tardios, pneumatolíticos, para a gênese dos diques de areia.

“Os diques de arenito ocorrem (...) essencialmente na faixa de perturbação ao longo do Salto Grande [Nota: rio Paranapanema]. Trata-se de diques de arenito de granulação fina e cor quase preta que cortam a rocha basáltica em todos os sentidos. A espessura desses diques varia de uma fração de milímetro a mais de 20 centímetros não ultrapassando em média, porém, 5 cm. O cimento é silico-ferruginoso e apresenta este arenito maior resistência ao intemperismo do que a rocha encaixante, no caso o meláfiro. Devido a esta propriedade sobressaem os esqueletos do arenito em relevo, particularmente no leito do rio, onde a força da erosão da água vai escavando com maior intensidade o material de mais fácil decomposição. (...) A figura 5 mostra a modalidade de apresentação dos diques de arenito que ademais não apresentam orientação privilegiada. São sempre verticais ou quase verticais e não parecem diminuir em espessura com a profundidade. (...)” (PICHLER 1952, p. 19).

“Supõe o autor que durante o derrame, o magma, bastante fluido, tenha coberto uma depressão onde havia uma camada de areia não consolidada e que possivelmente estava saturada de água. A temperatura elevada no plano de contacto entre a areia e magma em estado de consolidação pro-

vocou a formação de grandes pressões que, por conseguinte, causavam a fratura do lençol basáltico provavelmente pouco espesso. Com a abertura das fendas, houve libertação de pressão na camada de areia que imediatamente encheu, de modo semelhante à areia movediça sob pressão em uma sondagem, todas as fendas que encontrou abertas. É possível que este fenômeno tenha sido reforçado com elementos pneumatolíticos. A cimentação dessas areias teve lugar provavelmente, logo após ou mesmo durante a penetração desta areia nos interstícios e fendas abertas. É possível ainda, que elementos magmáticos residuais do próprio magma basáltico tenham tido influência nesta cimentação.” (PICHLER 1952, p. 20).

“Não se restringe esta modalidade de arenitos relativamente comum nos trapps da Série de São Bento, onde são encontrados outros tipos de diques provenientes do enchimento de fendas de cima para baixo.” (PICHLER 1952, p. 22).

3.13 Estudos de petrografia

A maioria dos estudos de petrografia de amostras provenientes de diversos pontos da província foi realizada em rochas extrusivas ou intrusivas, exceção feita aos depósitos piroclásticos de Iraí, no Estado do Rio Grande do Sul.

Ao descrever lâminas delgadas de rochas provenientes do vale do rio Paranapanema HUSSAK (1889), observou que as amostras faziam parte de um mesmo grupo de rochas, contendo augita, plagioclásio, ilmenita e magnetita e apenas uma com olivina. As texturas variaram de hipohialinas porfíricas até faneríticas grossas.

“As amostras examinadas pertencem todas ao mesmo grupo de rochas, sendo compostas dos mesmos minerais: augito, plagioclásio, ferro titanado e magnetita; só uma, como consta mais adiante, particulariza-se pelo conteúdo, não pequeno, de olivina.” (HUSSAK 1889, p. 35).

“No que diz respeito à estrutura destas rochas, e apesar da pouca diversidade de sua composição mineralógica, é ella muito variada. Mas, como todas são rochas típicas de derramamento, não se pôde, só por causa de algumas diferenças, dar-lhes nomes próprios:

1) Uma grande parte das rochas mostra estrutura das diabases normaes; são de cristallisação relativamente grossa e apresentam sempre estrutura ophítica. Ha feldspatho ripiforme irregularmente estratificado e cujos interstícios são occupados por grãos de augito, entre os quaes sempre existe base vitrea, ainda que em pequena quantidade. A estas

pertencem as rochas da fazenda de Joaquim Leonel, no Itapetininga, corredeira do Itapucú, Salto Grande, Saltinho do Pary e as rochas de perto do ribeirão do Bagre.

2) Uma outra parte é de crystallisação mais fina, porém com a mesma estructura ophítica: Sete Ilhas, ribeirão do Raposo, corredeiras do Rebojo da Praia e Tombo do Meio. Estas muitas vezes mostram estructura fluidal e plagioclasio ripiforme. Uma estructura um tanto diversa encontra-se na rocha entre Itararé e Salto Grande, onde os grãos de augito nos interstícios do feldspatho ripiforme são muito pequenos, ao passo que nas outras os referidos grãos são maiores, parecendo que cada individuo tivesse sido apertado entre duas ou tres ripas de feldspatho.

A base (vitrea ?) é muito rara e perto das maiores inclusões de feldspatho apparecem tambeminhos de feldspatho, solitarios e arredondados.

3) A transição para os augito-porphyritos typicos é formada pelas rochas da corredeira do Bufão (ricas em mesostasis), Jurumirim, Monte Alegre, Mirante e Palmital.

4) Augito-porphyritos typicos e ricos em base são os do Palmital, Salto das Aranhas e salto d'Água do Padre; finalmente a rocha do Saltinho da fazenda do Coronel Emygdio, a qual, si já não estivesse decomposta, poderia ser determinada como augito vitrophyrito.

Poder-se-ia por conseguinte classificar uma parte destas rochas (1) como diabases normaes e uma outra (3 e 4) como augito-porphyritos. Estes ultimos deviam-se talvez incluir no typo dos tholeiitos, apesar da ausencia constante da enstatita, característica d'estes porphyritos. Também o typo dos augyto-vitrophyritos teria então representantes e a rocha de perto do rio das Cinzas, rica em base e contendo olivina, seria collocada no grupo dos melaphyros." (HUSSAK 1889, p. 38).

WHITE (1908) apresentou descrições petrográficas de 12 amostras de diques e derrames básicos da região carbonífera de Santa Catarina, realizadas pelo geólogo G. P. MERRIL, todas muito semelhantes e com o traço comum da ausência de olivina: "Todas as rochas são do typo basalto-diabase não apresentando nenhuma diferença essencial a não ser na estrutura; a feição mineralógica mais interessante é sua pobreza em olivina que em muitos casos falta completamente." (p. 220).

Por outro lado, BAKER (1923) encontrou uma ampla variação no conteúdo de olivina: "Na composição, os basaltos e diabásios (*doleritos*) variam de andesitos a augita-porphyritos sem olivina, para típicos limburgitos com olivina abundante." (p. 73).

WALTHER (1927) estudou 81 amostras provenientes do Uruguai, Paraguai, e Brasil dividindo-as em: (A) doleritos (a) de grão fino a grosso, plagioclásio porfirítica intersertal, (b) claramente granular plagioclásio e augito porfirítico, intersertal, (c) fino a afanítico; (B) porfiritos plagioclásicos e augíticos (a) porfirito plagioclásico (augítica) cristais da matriz não se distinguem dos fenocristais, algo fluidal, espilitoide (b) porfirito com fenocristais em parte reconhecíveis macroscopicamente, frequentemente afanítico com estrutura fluidal, (c) vitrophyritos. O autor estudou também os produtos de atividade pneumatólica-hidrotermal identificando celadonita, delessita e opala verde, amarela, parda ou negra, muito rica em água.

Mesmo que as descrições de WASHBURNE (1930) não tenham sido feitas sob microscópio, ele conseguiu caracterizar a mineralogia predominante nas vulcânicas, e não observou traço de olivina em nenhuma das amostras examinadas.

"O derrame inferior de lava tem a mesma composição mineralógica do superior. (...) Amostras frescas dessas lavas mostram fenocristais de plagioclásio, geralmente em ripas finas, e alguns pequenos fenocristais de augita ou algum piroxênio semelhante. Elas contêm muita magnetita ou ilmenita como indica a abundância de areia negra magnética nos cursos d'água." (WASHBURNE 1930, p. 66).

"Os sills e diques consistem essencialmente de ripas de plagioclásio com distribuição tipicamente ofítica acompanhada por pequena quantidade de piroxênio, provavelmente augita, e nenhum outro mineral essencial reconhecível." (WASHBURNE 1930, p. 69).

GUIMARÃES (1933) apresentou uma primeira divisão das rochas dos estados de Minas Gerais, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul com base nas características de campo e na petrografia de lâmina delgada, nos seguintes tipos:

Basaltitos (basaltos porfiríticos sem olivina)

Diabases (minerais observados megascopicamente e com textura semi-ofítica a intersertal)

Doleritos (holocristalinos, granulação media e textura ofítica)

Melaphyros (vesiculares e amigdaloides, inalterados)

Espilitos (feldspatos albitizados e piroxênio mais ou menos alterado)

"Ultimamente o estudo das rochas basálticas, sob o ponto de vista petrogenético, tem preocupado os mais eminentes petrographos do velho e do novo mundo. O assumpto é de facto seductor e encerra

talvez a chave para a solução de grande numero de problemas que o estudo das rochas graníticas e syeníticas nos oferece. De um modo geral, os gabbros, dioritos e mesmo certos tipos de syenito, podem se derivar de massas basálticas submetidas a processos de diferenciação magmática ainda mal conhecidos.” (GUIMARÃES 1933, p. 48).

“No Triangulo Mineiro (Est. de Minas) os espilitos, melaphyros e basaltitos são ricos em magnetita e nas proprias formas vitrophyricas a base vitrea é opaca e negra, devido à predominancia de ferro como elemento constituinte e da magnetita como elemento essencial. De São Paulo para o sul do Brasil estas rochas vão se tornando, em média, menos ricas em magnetita (...). Em toda a serie de rochas examinadas, sobre as quaes fizemos referencia, só encontramos um exemplar contendo olivina; entretanto são frequentes massas viriditicas com apparencia de pseudomorphos da olivina.” (GUIMARÃES 1933, p. 50).

MAACK (1939) descreveu a mineralogia das rochas extrusivas básicas, indicando serem bastante homogêneas sob o ponto de vista composicional, mas com variações texturais vinculadas à estrutura interna dos derrames: “Tratam-se de eruptivas com plagioclásio (andesina-labrador, bitounita mais raramente), augito (predominando diopsídio ou diálagio, raramente enstatita ou hiperstênio) com adição de magnetita, titânio ou apatita, de textura pronunciadamente ofítica ou intersertal, na lapa frequentemente com grandes amígdalas, e no remate extremo da formação porfírica, portanto de meláfiros, diabásios e diabásio-porfírico.” (p. 41).

AZAMBUJA JR. (1943) fez uma detalhada descrição petrográfica do “arenito vulcano-clástico” que encontrou em Iraí, Estado do Rio Grande do Sul. Descreveu a composição, forma, estrutura e relações de contato entre grãos, e compôs curvas de distribuição granulométrica, comparando esses depósitos com o do arenito Botucatu. Pelas similaridades texturais, atribuiu participação eólica na deposição dos piroclastos, mas enfatizou as grandes diferenças composicionais entre os dois “arenitos”, o que o levou a propor uma origem piroclástica.

GORDON Jr. (1947) enfatizou a ausência de olivina nas rochas da província.

MAACK (1947) descreveu a petrografia das rochas básica e intermediárias (andesitos), observando os contrastes texturais nas rochas extrusivas e intrusivas, especialmente nas regiões litorâneas dos estados de Santa Catarina e Paraná.

“Entre as rochas eruptivas básicas do grande derrame de trapp do Paraná distinguimos dois

tipos principais de rochas, aos quais juntam-se algumas variações, caracterizadas somente pela textura. São eles:

1. Meláfiros
variações:
 - a) meláfiros com drusas grossas e preenchimentos silicoso, como ágata, ametista e cristal de rocha
 - b) meláfiros com drusas finas de calcita e heulandita
 - c) espilitos
2. Diabásios
variações :
 - a) diabásios intersticiais
 - b) diabásio-porfíritos (basaltitos e augita profíritos)
 - c) toleitos

Nos preenchimentos de fendas, isto é, das rochas dos diques e sills, predominam diabásios de granulação fina até grosseira; entretanto, também diabásio-porfíritos e andesitos ocorrem frequentemente em diques. Uma diferenciação ácida, com quartzo-(dacito-)porfírito, de granulação grossa, numa extensa dilatação de um dique de andesito, em Fortaleza no município de Tibagi, foi introduzida por Viktor Oppenheim na literatura geológica como sienito-pórfiro de Tibagi (Maack, 1946b). Estes sienitos pórfiros porém, não verificamos na zona mencionada por Oppenheim; procuramos o lugar segundo o mapa de Oppenheim encontrando lá apenas andesitos e quartzo-(dacito) porfíritos. Nas rochas dos diques neo- até post-triássicos, do litoral até os planaltos do Paraná e Santa Catarina, distinguimos também dois tipos de rochas básicas, a saber:

1. Diabásios de granulação fina até grosseira, de textura ofítica ou intersticial
variações: diabásio-porfírico
2. Andesitos de textura porfírica
variações : quartzo-(dacito-)porfíritos
Como rochas plutônicas juntamos:
 1. Gabro de granulação média a gabro-porfíritos
 2. Dioritos e quartzo-dioritos.” (MAACK 1947, p.135-136)

LEINZ (1949) descreveu a petrografia das rochas básicas e identificou a presença de rochas ácidas nas regiões serranas do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. Detalhou com 25 amostras o perfil Tres Forquilhas-Tainhas (RGS) com 12 quilô-

metros de extensão e 900 metros de desnível. Um aspecto interessante e que mereceu a atenção por parte do autor, foi o achado de um xenólito de granito com cerca de 20 cm incluído nos derrames da região de Canela, Rio Grande do Sul, para o qual ele discute duas possíveis origens: ou o xenólito seria um fragmento do embasamento granítico ou parte de um seixo dos depósitos glaciais subjacentes. Em virtude da quase inexistência de xenólitos, o autor concluiu que a contaminação do magma deve ter ocorrido em profundidade e não durante sua ascensão à superfície.

“Assim, o diabásio representa todos os termos intrusivos do magma basáltico como diques, sills, etc. De fato, nossas rochas intrusivas possuem exclusivamente texturas ofíticas exceto em pequenas faixas de contacto onde a textura intersticial pode aparecer. Nenhuma rocha de derrame possui textura ofítica, mesmo no interior de derrames espessos. As rochas de derrames pertencem aos *basaltos* – exceto naturalmente as de composição química diversa e bem por isso mineralogicamente muito diferente, como os leidleitos [Nota: hialodacitos]. Observamos apenas variações nos teores de vidro (de 10 a 70% do volume da rocha) e maior ou menor tendência para textura porfirítica (...). Caracterizam-se, portanto, as rochas efusivas por seu conteúdo de plagioclásio 50-70% An e piroxênio (augita e pigeonita) como elementos principais. Como acessórios, observam-se magnetita, ilmeno-magnetita, e raras vezes apatita. Além desses minerais, ocorre sempre, em quantidades variáveis, material vítreo com índice entre 1,54 e 1,57.” (LEINZ 1949, p. 25).

“Um tipo de rocha diferente foi encontrado no alto de Três Forquilhas (R.G.S.) e em Faxinal (Tainhas, R.G.S.) com várias dezenas de metros de espessura, com composição muito mais ácida e alcalina, similares aos leidleitos de Guimarães (1933) Tem aspecto de vidro vulcânico, fratura conchoidal, cor preta a verde escura, com poucos cristais milimétricos visíveis, Tem entre 50-70% de vidro, de cor acastanhada-esverdeada, com índice de refração 1,52, predominando bastonetes de plagioclásio (50% An) e augita. É muito provável que esse leidleito ou hialo-dacito possua área de ocorrência consideráveis nos Estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina.” (LEINZ 1949, p. 26).

“Achamos no *Salto*, Canela, RGS, nas obras de barragem, uma amostra interessante indicando a insignificância tanto do endomorfismo quanto do exomorfismo. Trata-se de um xenólito anguloso de granito de cerca de 20 cm de diâmetro incluso

no basalto. Sendo a espessura local do basalto de quase 1.000 metros, deve-se encontrar o embasamento cristalino pelo menos a 1.500 - 2.000 metros de profundidade, de onde proveio verossimilmente aquela inclusão de granito. Este xenólito, por outro lado, poderia ter tido origem em um fragmento de seixo glacial, cuja rocha matriz se encontra praticamente a essa mesma profundidade. Pois bem, esse bloco de densidade 2,6 nadando conseqüentemente na lava de densidade 2,8 sofreu pouca influência durante seu percurso. O granito é granular e compõe-se de plagioclásio com 30% An, quartzo, ortoclásio e pouca mica. A granulação oscila de 2 - 3 mm. A aureóla de contacto no granito é perceptível, apenas numa espessura de 1 centímetro. Nessa aureóla de reação, observa-se o seguinte: o plagioclásio, possuindo geminação fina, segundo a lei da albita, se dissolve em forma celular, segundo as duas clivagens principais. O esqueleto das *células* consiste de um vidro claro, ligeiramente castanho, com índice $\pm 1,52$, enquanto que o núcleo continua a ser de plagioclásio. O ortoclásio sofreu o mesmo fenômeno, ao passo que o quartzo exhibe apenas extinção ondulante muito nítida, provocada provavelmente por tensões internas devido ao aumento brusco da temperatura (Fot. 9) O basalto envolvente mostra apenas uma zona vítrea de contacto, coloração castanha mais clara do que o vidro comum a rocha e ausência de quaisquer fenocristais. A aureóla vítrea possui cerca de 2 centímetros de espessura. Deduzimos desses fatos o seguinte: o granito não permaneceu estável no magma e sofreu fusão ao ser assimilado, mas a duração da reação foi insignificante. A assimilação foi ainda dificultada pela formação de uma película protetora, que envolveu a inclusão. Essa película vítrea possui, provavelmente, composição química intermediária caracterizada pelo índice 1,52, mais baixo do que o comum 1,56. Podemos deduzir também, que a subida do magma se realizou tão rapidamente que não houve tempo para a assimilação. Desta forma, naturalmente devemos procurar qualquer assimilação do magma no foco profundo e não no percurso de sua ascensão. Este fato nos leva a admitir que a ausência atual, quase absoluta de xenólitos nas efusivas, é primária e não oriunda de uma digestão completa.” (LEINZ 1949, p. 34).

Na pesquisa realizada no Salto Grande do rio Paranapanema, PICHLER (1952) estudou a petrografia das extrusivas, do arenito “inter-trapp” Botucatu e das brechas que ele considerou semelhante a “(...) uma brecha constituída por fragmentos angulares de basalto ou meláfiro ligado por uma massa de arenito (...) um verdadeiro cimento ciclópico.

(...) Os fragmentos basálticos são perfeitamente angulosos e não sofreram evidentemente nenhum transporte.” (p. 19-20).

3.14 Estudos de geoquímica

As investigações geoquímicas eram bastante incipientes, com poucas análises e todas produzidas em laboratório de via úmida. Mesmo com essas restrições, os pesquisadores conseguiram esboçar importantes conclusões a respeito da tipologia geoquímica e até uma zonalidade regional para a província.

Ao estudar as rochas do vale do Rio Paranapanema, OLIVEIRA (1889), apresentou as primeiras análises químicas da província, realizadas em quatro amostras coletadas nas corredeiras do rio Itapocu (“diábase”), na cachoeira de Sete Ilhas (“diábase”), na barra do rio das Cinzas (“melaphyro”) e no salto do rio Palmital, um “augitoporphyrito” com 78,54% SiO₂ (“com pequenas cavidades cheias de quartzo secundário”), mas com apenas 1,65% MgO. Todas as amostras foram coletadas no vale do rio Paranapanema, a divisa natural entre os estados do Paraná e São Paulo.

WALTHER (1927) ampliou a abrangência da investigação ao analisar 19 amostras de “basaltos, diábases e melaphyros” no Uruguai (10 amostras), Argentina (5), Paraguai (3) e Brasil (1). Ele identificou pontos importantes sobre a característica geoquímica, os processos de contaminação crustal sofridos pelo magma básico e processos hidrotermais pós-magmáticos que ocorreram na província.

“O campo das análises está entre o dacito e o basalto. Portanto, nossas rochas intermediárias, por sua composição química são francamente, andesito-dacitos, andesitos e basaltos com feldspatos andesíticos. (...) Como foi ressaltado várias vezes, a atividade magmática de nossas amostras está em conexão íntima com a pneumatolítica-hidrotermal.” (WALTHER 1927, p. 33).

É conhecida a grande quantidade de massas silicosas de origem hidrotermal que acompanham as eruptivas do Serra Geral.” (WALTHER 1927, p. 9).

GUIMARÃES (1933) apresentou análises químicas de 9 amostras, inclusive do material de preenchimento da amígdala de um “melaphyro”, e propôs a denominação “Província Magmática do Brasil Meridional”. Além disso, ele fez a primeira proposta da regionalização dos teores de ferro e titânio. As amostras com análises químicas foram coletadas na Estação de S. João E.F.S.Paulo, RG-SC; Córrego Jaboticabal, SP; Guayra, Sete Quedas, PR; 1 km antes do Serro das

Pardinhas, RS; Rio Passo do Retiro, PR; Foz do Iguassú, PR; Curral das Pedras ou das Velhas, RS.

“(…) Um dos característicos do magma triasico é a alta percentagem de Fe₂O₃ e TiO₂ em comparação com o magma post-cambriano de Minas e Bahia e o post-turoniano do Nordeste.” (GUIMARÃES 1933, p. 10).

Outro ponto importante é que além das amostras coletadas em afloramentos, GUIMARÃES (1933) apresentou a análise de uma amostra localizada a 449 metros de profundidade, coletada por uma perfuração realizada em Torres, RS. Com esses resultados, ele fez também uma apreciação sobre a forte hidratação das rochas dessa província e a relação dos fluidos pós magmáticos com a formação de amígdalas e seus minerais de preenchimento.

“Os melaphyros do Paraná podem conter mais de 3% de H₂O; alguns vitrophyros que examinamos contêm mais de 5% de H₂O. Um mugearito de Mull, Escóssia dá 4,63% de H₂O. Um diabasio de Torres, Rio Grande do Sul, contém mais de 1% de H₂O. É claro que a proporção de água contida originalmente na rocha ainda em fusão seria muito maior. Como vimos, ella em raros casos ficou occlusa em amygdalas dos melaphyros e estas rochas representam typos holocristallinos em que a maior proporção de água teria sido fixada em alguns dos seus minerais componentes. Admittamos que seja de 6% o teor original em água. Com os dados já fornecidos na primeira parte desta memoria, isto é, área da occurrencia (cerca de 700.000 kilometros quadrados e espessura média de 378 metros) poderemos calcular o volume approximado de lava e seu peso. Adoptando para densidade 2,9 teremos: 895,23 x 10¹² tons. e 53.7138 x 10¹² tons. de água (...) Assim pois, a água contida nas actuaes lavas e a que foi por ellas posta em liberdade é sufficiente para alimentar o rio Amazonas durante 16,3 annos ou o Mississipi durante 100,8 annos. (...) Soluções pneumatolíticas com menos de 700°C teriam migrado desde as amígdalas dos melaphyros, dando origem a uma alteração pervasiva. (...) os fenômenos vulcânicos e a atividade ígnea do magma na lithosphera põem em jogo quantidades formidáveis de água. E, não é extranho que se pretenda encontrar, no fundo de um pequeno cadinho, evidencias de fenômenos que se admitem passar em milhares de kilometros cúbicos de silicatos fundidos sob pressão de centenas de atmosferas e se recuse a vêr o efeito dos gazes e vapores em lavas, ou emissões de vapores, gazes e água, de que são teatro varias regiões atingidas pela atividade magmática terciaria e recente ?” (GUIMARÃES 1933, p. 47-48).

AZAMBUJA JR. (1943) apresentou a composição química do depósito piroclástico (“arenito vulcano-clástico”) de Iraí, Estado do Rio Grande do Sul, que mostra teores elevados de SiO₂ (68,28%), Al₂O₃ (8,96%) e K₂O (5,14%), que ele atribuiu à contribuição dos constituintes siliciclásticos da matriz e à silicificação secundária, que teriam alterado os teores originais dos esferoides de vidro e dos clastos juvenis.

Com base no conteúdo em sílica, LEINZ (1949) identificou dois grupos de rochas extrusivas na província e com base na grande homogeneidade dos produtos da fase vulcânica propôs uma fonte original e de composição homogênea para as lavas.

“Poucas são as análises químicas disponíveis das efusivas basálticas brasileiras. Ademais, boa parte são análises provenientes de sills e diques, e portanto diabásios. No total são apenas 18, das quais 4 novas. A maioria das análises é dada por Guimarães (1933) em seu trabalho pioneiro dos resultados químicos. Observam-se aqui, nitidamente 2 grupos com quimismo diferente. O primeiro com 15 representantes, possui teor em SiO₂ oscilando entre 46% e 55% e o segundo entre 61% e 66%. O primeiro grupo (análises 1-15 na tabela nº3) possui as variações principais dadas na tabela nº4. Pela tabela nº4, ressalta a semelhança das efusivas do sul do Brasil com as do sul da África e com as da Índia, como também sua semelhança com o «basalto» protótipo dado por Tröger (1935). As discrepâncias são insignificantes, facilmente visíveis na tabela dos valores de Niggli.” (LEINZ 1949, p. 28).

“Conclui-se, portanto, que a maior parte das efusivas admitidas como triássicas deve ser incluída entre os basaltos verdadeiros de Tröger (1935) possuindo composição praticamente idêntica à das rochas de outros derrames gondwânicos e aproximadamente sincrônicas.” (LEINZ 1949, p. 29).

3.15 Mineralizações

O primeiro período da colonização alemã na Província de São Pedro, no Brasil meridional, aconteceu no período de 1824-1829. Alguns colonos provenientes do vale do rio Mosel, em especial das cidades de Idar e Oberstein, sede de uma tradicional indústria de lapidação e joalheria, se interessaram pelos geodos de ametista e ágata que eram encontrados na região das escarpas da ‘serra gaúcha’, exportando esses materiais para a terra natal. Assim, esse foi um dos temas de interesse no trabalho pioneiro de WEISS (1827).

“Essa cadeia do amigdalóide é a fonte de grande quantidade de calcedônias, ágatas, corne-

lias, cristais-de-rocha, e ametistas que cobre as margens do Uruguai, a jusante do Rio Negro. Essas cadeias que se unem, dividem o território de maneira natural em uma metade setentrional e outra meridional, enquanto no sul distante, não existe nenhuma cadeia de montanhas, como antes se supunha formar o limite entre as possessões Portuguesas e Espanholas. A formação amigdalóide provavelmente continua a montante do Uruguai, já que ela forma escarpas e penhascos no rio, no Salto Grande e no Salto Chico, também a quatorze léguas da Capella de Belém, e entre outros o mapa de Nunez mostra logo acima dos Saltos Grande e Chico e Monte Grande del Montiel.” (WEISS 1827, p. 223).

HART (1870) apenas transcreveu o parágrafo das anotações de Friedrich von Sellow incluídas na publicação de Weiss (1827), enfatizando a presença de mineralizações de ametista e outras pedras coradas.

Na exploração do vale do rio Tibagi, no Estado do Paraná, DERBY (1878) descreveu: “Deste nível [Nota: proximidades de Ivahy a 850-900 m de altitude] eleva-se um segundo escarpamento conhecido com o nome de Serra da Esperança, á altura de 1.040 metros. Sobre os declives abruptos desta serra vê-se (...) 100 metros ou mais em espessura de trapp amigdalóide e porphyritico, aparentemente uma espécie de trachite. O amigdalóide é cheio de bellas ágatas.” (HART 1870, p. 93-94).

As mineralizações de ametista e de cobre nativo no território da Província do Paraná (atual Estado do Paraná) chamaram a atenção de OLIVEIRA (1916).

“Nas rochas eruptivas existem muitos mineraes acessórios em seus geodos: quartzo, ametista, citrina, heulandite, stilbite, natrelithe, agathas, calcedônias, pyrite de ferro e cobre nativo. Este metal aparece nas cabeceiras do rio do Cobre, afluente do rio Piquiry, no rio Curumbatá, afluente do Ivahy e neste rio. A pequena quantidade do metal e a irregular distribuição na rocha excluem a idéia de uma exploração industrial nas regiões em que sua ocorrência tem sido assignalada até hoje. O metal apresenta-se em palheta ou pequenos nódulos em geodos de quartzo chalcedonio.” (OLIVEIRA 1916, p. 141).

Na nota explicativa que acompanha o mapa geológico do Brasil, BRANNER (1919) fez referência à produção de ágatas da região de Passo Fundo, no Estado do Rio Grande do Sul: “grandes quantidades de ágatas que são expostas pelo intemperismo dos derrames ou são transportadas do plató a sul de Passo Fundo.” (p. 308).

Em seu extenso relato sobre a província ígnea, BAKER (1923) fez uma breve descrição dos minerais de preenchimento dos geodos: “O preenchimento de amígdalas é de quartzo (tanto comum quanto ametistino), ágata, calcedônia, calcita, zeólitas, cobre nativo, minerais de cobre e silicato de ferro verde.” (p. 73).

As descrições de WALTHER (1927) enfatizam as ocorrências de cobre nativo e sua associação com a calcita em superfície e subsuperfície no Uruguai.

“A escassez de zeolitas nas rochas estudadas por Hausen (contrastando com algumas ocorrências de São Paulo e Mato Grosso) também se nota em ocorrências uruguaias. Aqui encontrei esses minerais muito localmente, p.ex., em C. Luján (numa estrada que sai de Tacuarembó em direção à coxilha do Haedo) formando agregados aciculares com até 7 cm de comprimento, significando que, também no Uruguai as zeolitas estão separadas da calcedônia. Hausen descreve um achado de cobre nativo a uma profundidade de 240 metros em uma perfuração de Posadas. Na superfície foi encontrado junto com calcita e esta paragênese (Cu em forma de palhetas sobre uma fissura preenchida por CaCO_3 se observa em um belo exemplar que foi coletado por Folssdorf perto de Santa Ana. Não será um acaso ter sido comprovado que no Uruguai (estação Pampa do trajeto Montevideo – Tacuarembó) pequenas quantidades de cobre ocorrem em perfurações.” (WALTHER 1927, p. 9).

WASHBURNE (1930) introduz a possibilidade de aplicação de um modelo não convencional para a acumulação de óleo em corpos intrusivos ou nas rochas vulcânicas da província: “É provável que, numa distância curta, o calor de uma intrusão ígnea deve ter destruído os hidrocarbonetos dos sedimentos adjacentes, mas o óleo distante da zona super-aquecida pode se acumular depois na estrutura formada pela intrusão, bem como em qualquer espaço aberto na própria rocha ígnea. Isso ocorre nos campos petrolíferos de Fubrero e El Ebano, México, e no campo de Thrall, Texas, todos os quais estão dentro ou ao longo de corpos de rochas ígneas.” (p. 72).

MIRANDA (aprox. 1934) descreve brevemente a mineralogia de preenchimento das amígdalas e geodos das rochas vulcânicas e a forma de ocorrência particular do cobre nativo: “Nas rochas eruptivas existem, em geodos diversos, minerais acessórios. Entre eles determinam-se calcedônias, quartzo hyalino, agathas impuras, e, finalmente, cobre nativo que aparece na colônia São Roque, perto do rio Santa Cruz [Nota: município

de Taquara, Rio Grande do Sul], em palhetas e pequenos nodulos disseminados na rocha.” (p. 16).

A silicificação das camadas de sedimentos e brechas intercaladas aos derrames e das mineralizações de ágata, calcedônia e ametista foram consideradas por LEINZ (1938) como resultado de um fenômeno regional de metassomatismo vinculado à migração de soluções residuais do magmatismo básico.

“Aceitamos como extremamente provável uma origem diversa: a silicificação [Nota: dos sedimentos] foi provocada pelas soluções residuais das enormes erupções e intrusões de diabásio triássico. A teoria de que a sílica juvenil é capaz de produzir rochas silicificadas de distribuição regional por metassomatismo, ainda não tomou a importância que merece na explicação genética da silicificação dos sedimentos. (...) tal silicificação é um fenômeno regional a que tem que corresponder uma origem também regional. (...) Além de se verificar assim uma coincidência regional entre o fenômeno da silicificação e o vulcanismo triássico, considerações petrográficas justificam a probabilidade de ter esse vulcanismo distilado abundantes soluções de sílica que se separavam em consequência da ausência de diferenciação intensa na consolidação do magma vulcânico. (...) A ocorrência de inúmeras amígdalas de ágata, tão comuns nos dois diabásios do Sul do Brasil e do Uruguai, constitui no entanto a prova mais nítida da riqueza em SiO_2 das soluções residuais em questão.” (LEINZ 1938, p. 17).

“A massa de sílica secundariamente infiltrada é enorme (...) um conjunto com espessura da ordem de dez metros e, considerando uma superfície visível de 150.000 km^2 (...) teríamos cerca de mil e quinhentos quilômetros cúbicos de SiO_2 precipitada. Aquela quantidade de SiO_2 é no entanto pequena em relação ao volume dos derrames de basalto que atingiram, segundo D. Guimarães, cerca de duzentos mil quilômetros cúbicos. A quantidade de SiO_2 corresponde aproximadamente a 0,75% do total que foi distilado do magma basáltico.” (LEINZ 1938, p. 19).

Os minerais de preenchimento da zona amigdalóide e dos geodos dos derrames básicos foram brevemente abordados por MAACK (1939), em especial no extremo oeste dos estados do Paraná e de Santa Catarina.

“Da primeira fase de efusão existe um meláfiro típico cheio de cavidades em que foram, em parte, recristalizadas drusas muito grandes entre outros de cristal de rocha, ametista, calcedônia, ágata. Esta parte inferior do derrame estende-se sobre o Peperi-Guassu [Nota: rio que faz a fronteira

entre Brasil (no extremo oeste dos estados de Santa Catarina e Paraná) e Argentina] até a região argentina.” (MAACK 1939, p. 42).

“Agata, ametista, opala e cristal de rocha. Estas pedras ocorrem como drusas no meláfiro, em toda a área de ocorrência do derrame de eruptivas básicas do planalto. Seu valor econômico não tem significação em Santa Catarina, porém é importante no Rio Grande do Sul.” (MAACK 1939, p. 48).

LEINZ (1949) enfatizou o modelo que apresentou em 1938, ao considerar que os minerais de preenchimento de amígdalas e geodos teriam sido produzidos por soluções residuais liberadas pelos próprios derrames, os quais, em razão dessas perdas, teriam originalmente uma composição mais ácida e rica em álcalis que os basaltos encontrados atualmente: “Lembramos por isso, ter-se cautela na interpretação da composição química de um magma, quando baseada apenas no produto *seco* de sua cristalização. As inúmeras ocorrências de ágatas, quartzo e zeolitas nas efusivas vesiculares do sul do Brasil são prova concreta de que o *magma original* era de fato mais rico em sílica e álcalis e talvez em alumina, do que seu precipitado comum, o *basalto*.” (p. 30).

3.16 Geologia estrutural

Os estudos de geologia estrutural foram responsáveis pela identificação e caracterização dos importantes sistemas de lineamentos que hoje, sabe-se, foram responsáveis pela estruturação do assoalho da Bacia do Paraná e em sucessivas reativações afetaram de forma sistêmica a sequência sedimentar paleozoica, o conjunto de derrames Serra Geral e o posicionamento dos diques do sistema do Arco de Ponta Grossa. Os sistemas SE-NW e SW-NE são os mais evidentes, mas feixes de lineamentos NNE-SSW e E-W também compõem esse grande e complexo sistema estrutural.

FLORENCE (1906) identificou uma importante direção do sistema estrutural da província – NW-SE – expressa na forma de vales profundamente entalhados em trechos do rio Paraná.

“Como o salto de Itapurá, tem o de Urubupungá uma grande fenda, cavada pela erosão. Longa e estreita. Em a qual despeja a maior quantidade das águas. Mas essa fenda não tem a direção paralela ao curso do rio [Nota: rio Paraná], a sua posição é transversal; entretanto em ambos os saltos a orientação das fendas é a mesma, de NO a SE. Sendo ambos formados por uma rocha só, pelo mesmo lençol de porphyrita, compreende-se esta coincidência de erosão mais pronunciada em uma

direção determinada; motivam-na talvez rupturas orientadas no mesmo sentido.” (FLORENCE 1906, p. 7).

A estrutura da Bacia do Paraná seria, segundo BAKER (1923), um geossinclinal com *eixo de dobramento* orientado segundo NE-SW, que seria também a direção estrutural mais importante.

“Estruturalmente, toda esta região é um grande e amplo dobramento (geosinclíneo), limitado por todos os lados por afloramentos de rochas pré Cambrianas ou um complexo embasamento eo Paleozóico de rochas metamórficas e plutônicas. Nesse complexo, as tendências estruturais mais importantes são nordeste-sudoeste, paralelas às linhas de costa do Brasil meridional e Uruguai e ao eixo principal de dobramento [Nota: *downfold* no original em inglês].” (BAKER 1923, p. 66).

Pesquisando a geologia do petróleo, especialmente no Estado de São Paulo, WASHBURN (1930) definiu e descreveu os “Anticlinais de Pitanga, Xarqueada, São Pedro, Boa Esperança, Serrote, Bello Monte (Pedra Branca), Ribeirópolis, Ribeirão Claro, Jacarezinho, Capellinha, Rio das Posses, Fartura e Rio do Peixe.” Abordou em detalhe a tectônica rígida, concluindo ser ela inexpressiva na área coberta pelas eruptivas, contrastando com outras áreas semelhantes do planeta, como vales do Connecticut e Newark, USA e a África do Sul, onde as falhas são elementos conspicuos da estrutura geológica. No entanto, salientou que os grandes cursos d’água como o Paraná, Tietê, Grande e Paraíba, estão encaixados em grandes falhamentos.

Em contraste com as conclusões de BAKER (1923), OPPENHEIM (1934, p. 34), considerou que a estrutura geral seria de um grande “rift”, estruturado em falhas paralelas e com escalonamento sucessivo de blocos: “Tal desnível evidentemente não é devido ao mergulho regional, mas sim á estrutura de falhas sucessivas e ao abaixamento do terreno em escalões, que é característico da estrutura fraturada do Gondwana”. Com as atualizações necessárias, essa é a concepção moderna e vigente para a estruturação da Bacia do Paraná, especialmente na sua porção centro-norte.

A concepção moderna de que a Bacia do Paraná é um grande sistema vulcano-sedimentar constituído pela sequência sedimentar paleozóica basal que hospedou e interagiu intensamente com o magmatismo, foi introduzida por LEINZ (1938): “Todo o pacote de sedimentos [Nota: da Bacia do Paraná] está atravessado por intrusões e derrames de diabásio mais recentes que reticulam de tal modo que se poderia comparar toda a bacia gon-

dwanica brasileira como uma enorme brecha em que os blocos de sedimentos fossem os fragmentos e os diques e derrames fossem o cimento.” (p. 17).

MAACK (1939) compreendeu a complexidade do sistema estrutural da Bacia do Paraná que já atuava no embasamento e que em reativações sucessivas, afetou toda a sequência sedimentar e vulcânica.

“(…) consideráveis falhas longitudinais que percorrem em enorme extensão o litoral e planalto de Santa Catarina e Paraná como filões contínuos de diabásio, dirigindo-se N45°O.” (MAACK 1939, p. 43).

“A segunda direção tectônica dominante corre a NE como grandes fraturas marginais e direções antigas de dobramento. (...) Tanto quanto se pode dizer, a conjugação das direções tectônicas N45°O e N50°E determinou quase exclusivamente a topografia do sul do Brasil, especialmente Paraná e Santa Catarina.” (MAACK 1939, p. 44).

O modelo geral concebido por GORDON Jr. (1947) foi baseado nas relações de contato entre derrames, diques e o arenito Botucatu, compreendendo falhas com deslocamentos verticais expressivos, a introdução de diques de diabásio de grande espessura numa fase pós-vulcanismo e uma atividade vulcânica episódica, em cujos intervalos arenitos eólicos teriam se depositado, numa recorrência do ambiente desértico.

“Muitos planos de falhas incluindo alguns ao longo dos quais houve movimento de 50 metros ou mais são preenchidos por diques de diabásio. Um desses, atravessado pela rodovia Santa Clara – Urubici no topo da Serra do Panelão, Mun. Bom Retiro, Santa Catarina, é uma falha de desloca o arenito Botucatu (e aparentemente a porção basal dos derrames sobrejacentes) verticalmente em cerca de 95 metros. O plano de falha está ocupado por um espesso dique de diabásio com mais de 300 metros de espessura. Essa relação exige uma idade posterior para o diabásio do dique que os derrames da base e sugere que devem ter ocorrido interrupções na atividade ígnea extrusiva. A presença de diversos estágios isolados na atividade extrusiva é também sugerida pela deposição de arenitos eólicos entre os derrames em diversas localidades.” (GORDON Jr. 1947, p. 16).

LEINZ (1949) identificou três direções estruturais predominantes, sempre com movimentos normais. Introduziu o conceito de balanço isostático como um componente importante do sistema estrutural e da própria evolução da Bacia do Paraná. É possível que esse mecanismo antecipado pelo autor, tenha desempenhado um papel de destaque

na elevação da Serra do Mar e no quadro atual da Bacia do Paraná. O autor destacou que a verificação do deslocamento é dificultada pela falta de camadas guia. Salientou dois sistemas estruturais principais: (a) planos entre N50W e EW que parece ser a mais importante na área estudada e (b) N10-40E que ‘segue o rumo dos antigos *Brasilides*’. Observou movimentos isostáticos e atribuiu a sua origem ao aumento da espessura dos derrames.

“Todas as falhas observadas foram normais; em nenhum dos casos foi encontrado um espelho de fricção indicador de levantamento ou abaixador dos blocos.” (LEINZ 1949, p. 39).

“Onde se encontra a maior espessura das efusivas, verifica-se também o maior afundamento do embasamento. Parece que a causa do ajustamento deve ser procurada nos movimentos isostáticos post-vulcânicos.(...) Os movimentos isostáticos deveriam ter começado durante as atividades efusivas e terminado não muito tempo depois da fase vulcânica, isto é por volta do Jurássico. (...) cremos que o diaclasamento tectônico das efusivas deve ser relacionado ao ajuste isostático”. (LEINZ 1949, p. 46).

3.17 Correlações estratigráficas e a “Terra de Gondwana”

O primeiro quarto do século XX marcou a grande revolução da geologia em escala global, qual seja a concepção e o início dos trabalhos para estabelecer a correlação entre os continentes pré-deriva continental. Algumas correlações entre os derrames da Província Ígnea do Paraná com os da América do Norte hoje se mostram equivocadas. Coube a WHITE (1908) apresentar a primeira correlação litológica e fossilífera para a “Terra de Gondwana”. Por falta de dados concretos, os mecanismos da deriva ainda não eram compreendidos, porém o contorno em molde-contramolde dos continentes, a similaridade geológica e especialmente do conteúdo fossilífero, compuseram as bases dessas pesquisas.

Datações atuais $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mostram que os eventos extrusivos ocorreram no Eo-Cretáceo, com paroxismo em 134,7 Ma. No entanto, ainda hoje permanece sob discussão o período de tempo em que persistiu o vulcanismo da Província Ígnea do Paraná.

WEISS (1827), a esse respeito, fez as seguintes ponderações: “Na vertente [Nota: encosta abaixo] da formação amigdalóide, existe uma extensa formação de arenito argiloso que se estende por todo o país, e se alça das montanhas costeiras de

granito. É certamente muito jovem, e muito mais jovem que foi imaginada por um explorador (von Sellow), que a colocou principalmente no Permiano (*Rothliegende*). De suas características e especialmente de sua localização, é extremamente provável, mas não podemos dizer com certeza, que é terciária, e pode ser provisoriamente atribuída aos Molasse ou arenito *Braunkohlen*.” (p. 223).

Conforme DERBY (1878): “Nenhuma data definida existe para determinar a idade geológica desta enorme irrupção de trapp. É certamente posterior ao Devoniano, e muito provavelmente mesozóica. Em caracteres lithológicos tanto o trapp, como o grés vermelho, que parece associar-se-lhe e ser distinto da serie devoniana subjacente, assemelham-se de um modo admirável com as rochas triássicas da parte oriental da América do Norte.” (p. 94).

WHITE (1908) fez a primeira referência à “Terra de Gondwana”, correlacionando os depósitos sedimentares, a seqüência vulcânica e as rochas intrusivas do sul do Brasil, com a província do Karoo na África do Sul e com o platô do Deccan na Índia. É interessante notar que como o mecanismo da deriva dos continentes ainda não era conhecido, as porções hoje ocupadas pelo oceano eram consideradas como porções submersas do Gondwana.

“Essa atividade scismica antiga que deram no sul do Brazil estas enormes massas de rochas eruptivas parece ter sido contemporânea dos derrames de diabase doleritica e basalto que penetraram as camadas Triássicas da Africa do Sul, India e onde quer que seja no hemisfério sul e deve ter disso também contemporâneo das grandes erupções que seguiram o fim do periodo Triassico no hemispherio norte.” (WHITE 1908, p. 218).

“Ainda não se sabe se o Karoo médio existe no Brazil ou si suas rochas devem ser representadas pela porção superior da serie Passa Dois ou pela inferior de S. Bento. (...) Esta estreita identidade, não sómente dos fosseis dos systemas de Santa Catharina e Karoo, mas também a semelhança geral da feição estratigráfica e lithologica que se encontram nos dois systemas, bem como no de Gondwana da India quanto ao que se refere aos membros inferior e superior, certamente vem em apoio da grande probabilidade da hypothese que admite que os continentes meridionaes devem ter estado unidos, durante o Permiano e Triassico, por grande porção de terras, agora submersas, a que Suess denominou *Terra Gondwana*.” (WHITE 1908, p. 228).

Valendo-se da correlação estratigráfica, BAKER (1923) propôs às “erupções basálticas” da Província Ígnea do Paraná uma idade Jurássica.

“Assumindo que a idade da porção superior das camadas vermelhas Rio do Rastro [sic] seja aquela das camadas Beaufort do Karoo superior na África do Sul, com os quais foram correlacionados por Smith-Woodward, e que os dinossauros do Bauru pertencem ao Wealden, temos um intervalo entre alguns estágios do Triássico - presumivelmente Triassico tardio - e o começo do Cretáceo, durante o qual houve (1) deposição dos arenitos São Bento, (2) os derrames de basalto, (3) a deformação das lavas e (4) um período subsequente de erosão. Isso pode indicar que as erupções basálticas ocorreram mais provavelmente no Jurássico, possivelmente no Triássico superior. Existe porém uma boa dose de incerteza quanto ao estágio exato do Triássico ocupado pelo Karoo superior na África do Sul e pelo Rio do Rastro [sic] superior na Bacia do Paraná. Num momento mais ou menos concordante com a deformação das lavas e a formação do geossincline Paraná, formaram-se bacias na área cristalina das regiões ocidentais do Brasil que se transformaram em áreas de deposição de sedimentos marinhos Cretáceos e eo-Terciários. Talvez contemporânea foi a formação de uma grande fossa no complexo do embasamento que é paralela à linha de costa do Atlântico desde Campos no estado setentrional do Rio de Janeiro, seguido pelos vales do Parahyba, o alto Tietê, o Iguapé e Ribeira e coberto por depósitos lacustrinos Terciários ao longo dos cursos superiores dos Tietê e Parahyba. Próximo ou contemporâneo com as erupções de basalto formou-se a bacia deposicional pré-Andina e Andina oriental, na qual depositaram-se sedimentos marinhos durante o Jurássico e o Cretáceo, e sedimentos continentais no final do Cretáceo e no Cenozóico. A época em que ocorreram os derrames basálticos coincide ou é muito próxima da quebra da suposta terra de Gondwana e a formação da Bacia do Atlântico Sul.” (BAKER 1923, p. 74).

DU TOIT & REED (1927) propuseram uma ampliação na área de ocorrência dos sistemas magmáticos jurássicos para a Patagônia, a Guiana, o norte do Brasil, a Antártida (Província de Ferrar) e a Tasmânia. Salientaram que em todos esses locais são observadas intercalações de arenitos na base do conjunto de derrames e a existência de diques e “sills” de mesma idade ou mais jovens, introduzidos no embasamento e na seqüência sedimentar.

“Erupções Mesozoicas – Não menos notável é a enorme escala das efusões básicas do fim do Triássico, durante as quais vastos territórios nos dois continentes foram inundados de basaltos com espessuras locais superiores a 1.000 metros, por exemplo a bacia do Paraná, a limitada região

do Maranhão, os testemunhos muito dissecados da Argentina Ocidental, associados a conspícuo extravasamento de caráter ácido dominante, em Neuquen e Patagônia, lavas Stormberg da União Sul-Africana, Lebombo Rodésia Meridional, vale inferior do Zanzezi, e Kaolkoveld. Praticamente em todos os casos, encontram-se, na parte basal dos grupos vulcânicos, delgadas intercalações sedimentares, algumas das quais indicando persistência das condições áridas. Ocorrem também em larga escala e associadamente, sills e diques de doleritos (diabásio) que se ramificam através de camadas gonduânicas fora da região dobrada, ou penetram o embasamento na região do Karoo, vale da Tasmânia, Antártica, bacia do Paraná, e possivelmente Guiana, e que foram injetados durante ou imediatamente após a fase eruptiva, provavelmente durante o Liássico.” (DU TOIT & REED 1927, p. 126).

WASHBURNE (1930) concordou com a idade Jurássica proposta por BAKER (1923) para os derrames basálticos e enfatizou a ausência de registro fóssilífero no arenito Botucatu, nas camadas de arenito intercaladas nos derrames e nos arenitos Caiuá-Bauru.

“A idade das erupções que produziram esses derrames de lava basáltica tem sido considerados como Triássicos, mas eu estou inclinado em favor da opinião de Baker, que sugere a possibilidade de que essas lavas sejam Jurássicas, que ele pensa ser a idade das lavas da África do Sul, que ocupam a mesma posição estratigráfica a julgar pelas características das formações contíguas. Nenhum fóssil foi encontrado nos arenitos entre os derrames de lava, nem nas areias Cayuá, nem nos arenitos massivos superiores do Botucatu. Os fósseis mais próximos sob as lavas são répteis Triássicos encontrados nos Estados de Santa Catarina e Paraná, nos horizontes inferiores dos arenitos Botucatu, lá denominados de camadas Pirambóia.” (WASHBURNE 1930, p. 66).

“O intervalo de tempo entre o último derrame de lava e a deposição da primeira areia Cayuá, deve ter sido muito curto e parece que ambos ocorreram no mesmo período geológico, aqui tentativamente indicado como Jurássico.” (WASHBURNE 1930, p. 68).

Em relação à idade dos derrames, OLIVEIRA (1930) destacou: “Assim a divisão do Triássico que adotamos agora é a seguinte: (...) Rochas eruptivas da Serra Geral sobre Arenito de Botucatu – Rhaetico.” (p. 133).

GUIMARÃES (1936, p. 68) sintetizou no “Quadro Chrono-geológico do Brasil” que os

“Extensos derrames de lavas basálticas, Trapps do Paraná, Intrusões básicas e alcalinas”, pertenceriam à Série de São Bento, Época Rética, Período Jurássico e cujas localidades típicas seriam os territórios do sul do Brasil, compreendidos a oeste da Serra Geral.

MAACK (1939, p. 53) apresentou um Quadro das Linhas Fundamentais da Constituição Geológica de Santa Catarina onde consta que os derrames de eruptivas básicas com 20 até 800 metros de espessura em 3 a 4 fases de extrusão deveriam ser colocados no Post-Triássico (Jurássico) e imediatamente anteriores à *Fragmentação do Continente Gondwana*.

Com base em observações de campo na região de Santa Maria, no Rio Grande do Sul, e em Orleães, no Estado de Santa Catarina, GORDON Jr. (1947) reforçou a proposta de que a maioria, senão todos os derrames da Formação Serra Geral, tivessem sido depositados no Jurássico.

“A formação Serra Geral repousa numa inconformidade com os arenitos Botucatu. Na seção tipo nas vizinhanças de Morro Pelado, Mun. Orleães, Santa Catarina o contato entre o derrame basal e o arenito sobreposto mergulha 19 graus principalmente para oeste e o arenito adelgaça desde aproximadamente 200 metros para menos de 60 metros em poucos quilômetros. Aqui, a lava está preenchendo um vale acanalado no arenito Botucatu. Nas colinas próximas de Alemôa, 3 a 4 km a leste de Santa Maria, Rio Grande do Sul, o derrame basal repousa diretamente sobre camadas da Formação Santa Maria, ocupando a base de um vale (...). Abaixo da lava, existe uma camada cozida de um ou dois centímetros de espessura, acima de um manto de solo de 30 a 40 cm de espessura que contém blocos dispersos de arenito Botucatu.” (GORDON Jr. 1947, p. 16).

“Como o espesso arenito Botucatu e duas inconformidades separam a Formação Serra Geral da Formação Santa Maria que tem idade da base do Triássico Superior, presume-se que a maioria, senão toda, a deposição da Formação Serra Geral aconteceu durante o tempo Jurássico.” (GORDON Jr. 1947, p. 17).

O modelo proposto por MAACK (1947) tem uma concepção bastante moderna, já que compreende a ascensão do magma básico segundo as estruturas abertas pelos esforços distensivos no período que antecedeu a abertura do Oceano Atlântico: “A nosso ver a ascensão dos magmas gabróides e basálticos e as efusões de lençóis básicos estão ligadas à formação de fendas de tração em conexão com a separação da Terra de Gondwana, original-

mente unida, e à formação da fenda atlântica, no início do jurássico.” (p. 141).

4 OBSERVAÇÕES FINAIS

Essa revisão temática sobre os primórdios das pesquisas na Província Ígnea do Paraná deixa evidente a dimensão e a profundidade das investigações realizadas por esses pioneiros, cuja perspicácia foi fundamental para a compreensão de fenômenos e dos processos geológicos numa região de tamanha complexidade e com dimensões continentais. Ao longo desse período de 125 anos, salientam-se as seguintes observações, conclusões, propostas e modelos:

- A descrição de uma cadeia de montanhas composta por pórfiro negro e amigdalóide, ou meláfiro no sul do Brasil e no Uruguai (WEISS 1827);
- As primeiras descrições e o significado econômico das mineralizações de ágatas e outras pedras coradas no sul do Brasil e no Uruguai (WEISS 1827);
- A proposta do estilo eruptivo fissural (PISSIS 1842);
- A identificação do soerguimento da Serra do Mar (PISSIS 1842);
- A identificação das rochas ácidas da Serra da Esperança (DERBY 1878);
- A presença de camadas de arenitos muito duros e compactos intercalados aos derrames (OLIVEIRA 1889, SAMPAIO 1889);
- A divulgação das primeiras análises litogeoquímicas executadas em laboratório de via úmida (OLIVEIRA 1889);
- As primeiras descrições petrográficas de rochas do vale do rio Paranapanema (HUSSAK 1889);
- O contato transicional formado pelos derrames basais intercalados com camadas de arenito (FLORENCE 1906);
- A presença de brechas compostas por clastos de basalto envolvidos em matriz siliciclástica (FLORENCE 1906);
- A denominação *Eruptivas Serra Geral* (WHITE 1908);
- As correlações entre as diversas províncias basálticas austrais (WHITE 1908);
- A identificação de mineralizações à cobre nativo em palhetas e pirita em amígdalas, ou em planos de fraturas dos derrames (OLIVEIRA 1916);
- A constatação de que o campo de lavas do Paraná seria o maior do mundo (BAKER 1923);
- As correlações entre as diversas províncias basálticas austrais (BAKER 1923).
- O conjunto de descrições petrográficas de rochas representativas de grande parte da província (WALTHER 1927);
- A proposta de que importante atividade hidrotermal teria acontecido de forma concomitante com a extrusão das lavas (WALTHER 1927);
- As correlações entre as diversas províncias basálticas austrais (DU TOIT & REED 1927);
- A identificação das rochas ácidas de Guaruapuava (WASHBURNE 1930);
- A identificação de derrames de lavas do tipo *pahoehoe* (BAKER 1923, WASHBURNE 1930);
- A realização de medidas de fluxo dos derrames (WASHBURNE 1930);
- A identificação de material piroclástico contendo bombas crosta-de-pão (WASHBURNE 1930);
- A presença de diques de arenito seccionando os derrames (WASHBURNE 1930);
- A concepção de que na atividade extrusiva esteve envolvida uma enorme quantidade de água externa ao sistema (GUIMARÃES 1933);
- A identificação de uma zonalidade geoquímica baseada na abundância do ferro e da magnetita do norte para o sul da província (GUIMARÃES 1933);
- A denominação de *Província Magmática do Brasil Meridional* (GUIMARÃES 1933);
- A existência de espilitos e tufos sugerindo a ocorrência de derrames sub-aquáticos (GUIMARÃES 1933);
- A identificação das rochas ácidas das serras do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina (LEINZ 1939);
- A concepção sistêmica como se a Bacia do Paraná fosse uma grande brecha com matriz constituída pelo conjunto de diques, sills e derrames e os blocos por grandes fragmentos da sequencia sedimentar (LEINZ 1939);

- A caracterização granulométrica, petrográfica e química de um depósito vulcanoclástico na região de Iraí, Estado do Rio Grande do Sul (AZAMBUJA Jr. 1943);
- A proposta da denominação *Formação Serra Geral* (GORDON Jr. 1947);
- A realização de medidas de fluxo dos derrames e a identificação de zonas de alimentação de lavas (LEINZ 1949);
- A importância dos processos de contaminação e assimilação de material crustal profundo pelo magma em ascensão (LEINZ 1949).

O detalhe dos registros de campo e a precisão das descrições de microscopia de lâmina delgada foram fundamentais para que o conhecimento fosse construído passo a passo e com segurança. Recentemente, trabalhos de campo voltados à vulcanologia física têm levado à proposição de novos modelos eruptivos e alternativas paleoambientais, os quais foram antecipados pelo trabalho desses pioneiros.

5 AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio do CNPq, Conselho Nacional de Pesquisas e Desenvolvimento Tecnológico – Brasil (Bolsa de Pós Doutorado Sênior – Processo 163649/2012-0). Ao geólogo Tarcisio Montanheiro e ao Núcleo Curadoria do Acervo Histórico agradeço o envio de cópia de bibliografia rara existente na Biblioteca do Instituto Geológico da Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo. Ao arquiteto Luiz Custódio, agradeço o envio de itens de seu arquivo pessoal. O autor agradece as sugestões e críticas de dois revisores anônimos da Revista do Instituto Geológico de São Paulo que foram de grande utilidade para o aperfeiçoamento do texto.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AZAMBUJA Jr., J.R.A. 1943. Arenito Vulcano-Clástico intertrapeano de Iraí, R. G do Sul. *Mineração e Metalurgia*, 7(41): 361-364.
- BAKER, C.L. 1923. The lava fields of the Parana Basin, South America. *Journal of Geology*, 31(1): 66-79.
- BRANNER, J.C. 1919. Outlines of the geology of Brazil to accompany the geological map of Brazil. *Bulletin of the Geological Society of America*, 30:189-338.
- CUSTÓDIO, L.A.B. 2002. A Redução de São Miguel Arcanjo: Contribuição ao Estudo da Tipologia Urbana Missioneira. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 199 p.
- CUSTÓDIO, L.A.B. 2010. Ordenamentos Urbanos e Arquitectonicos en el Sistema Reduccional Jesuítico Guarani de la Paracuária: entre su normativa y su Realización. UPO, Sevilla, Tesis Doctoral, 342 p.
- DERBY, O.A. 1878, A geologia da região diamantífera da Província do Paraná no Brasil. Rio de Janeiro. *Archivos do Museu Nacional do Rio de Janeiro*, III (3/4): 87-98.
- D'ORBIGNY, C., 1848. Classification et Principaux caractères minéralogiques des Roches – d'après la Méthode de M. Cordier. Extrait du Dictionnaire universel d'Histoire Naturelle. Paris, L.Martinet. p. 46.
- DU TOIT, A.; REED, F.R.C. 1927. Geological comparison of South America with South Africa. Washington: Carnegie Institution of Washington, (Publ. 381) (reprint 1952).
- FLORENCE, G. 1906. Notas geológicas sobre o rio Paraná no trecho estudado pela turma do rio Tieté no trecho entre a barra do Tieté até a confluência dos rios Grande e Paranyha. São Paulo: Comissão Geográfica e Geológica de São Paulo, p. 7-8.
- 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.
- GLADCZENKO, T.P.; HINZ, K.; ELDHOLM, O.; MEYER, H.; NEBEN, S.; SKOGSEID, J. 1997. South Atlantic volcanic margins. *Journal of Geological Society of London*, 154 (3): 465-470.
- GORDON Jr., M. 1947. Classification of the Gondwanic rocks of Paraná, Santa Catarina and Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro: DNPM, Divisão de Geologia e Mineralogia, 1-19 (Notas Preliminares e Estudos, 38a).
- GUIMARÃES, D. 1933. A província magmática do Brasil meridional. Belo Horizonte, Departamento dos Serviços Geographico e Geologico, Monographia 1, 65 p.

- GUIMARÃES, D. 1936. Quadro chrono-geológico do Brasil. *Mineração e Metalurgia*, 1(2): 65-71.
- HART, C.F. 1870. Geology and Physical Geography of Brazil. In: Agassiz, L., Thayer Expedition. Scientific Results of a Journey in Brazil. Boston, Fields, Osgood & Co., 620 p. Disponível em http://archive.org/stream/cihm_03016#page/n595/mode/2up. Acessado em jun. 2013.
- HUOT, J-J.N. 1852. Nouveau manuel complet de géologie, ou Traité élémentaire de cette Science. Nouvelle édition revue, corrigée et augmentée par M.C. D'ORBIGNY. Paris, Librairie Encyclopédique de Roret, Géologie, 314 p. Disponível em <http://gallica.bnf.fr>. Acessado em fev. 2015.
- HUSSAK, E. 1889. Notas petrográficas sobre os augito-porphyritos do Paranapanema. São Paulo: Comissão Geographica e Geologica da Provincia de São Paulo, 35-39 (Boletim, 2).
- LAMBERT, E. 1867. Géologie. F. Savy Editeur, Paris, 258 p.
- LEINZ, V. 1938. Silicificação nos sedimentos gondwanicos no sul do Brasil e sua origem. Rio de Janeiro: DNPM, Serviço de Fomento da Produção Mineral, 23 p. (Publicação Especial).
- LEINZ, V. 1949. Contribuição à geologia dos derrames basálticos do sul do Brasil. São Paulo: Universidade de São Paulo, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, 61 p. (Boletim 103, Geologia 5-6).
- LEYMERIE, A. 1879. Éléments de minéralogie et de lithologie. Ouvrage complémentaire des Éléments de Géologie. G. Masson, Paris, 4^a ed, 279 p.
- MAACK, R. 1939. Exploração geográfica e geológica em Santa Catarina (Brasil). Traduzido do original Geographische und Geologische Forschungen in Santa Catarina (Brasilien) por Gerson de Faria Alvim. Rio de Janeiro: DNPM, Divisão de Geologia e Mineralogia.
- MAACK, R. 1947. Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. Curitiba: IBPT, p 63-154 (Arquivos de Biologia e Tecnologia, 2).
- MIRANDA, J. 1934 (aprox.). Notas geológicas sobre o Município de Taquara, Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro: Serviço Geologico e Mineralogico, 38 p. (Boletim, 83).
- OLIVEIRA, E.P. de. 1930. Rochas triássicas do Estado do Paraná. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 3(2): 131- 136.
- OLIVEIRA, E.P. 1916. Geologia do Estado do Paraná. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura, Industria e Commercio, 1: p. 67-143 (Boletim, 5)
- OLIVEIRA, F de P. 1889. Reconhecimento geologico do Valle do Rio Paranapanema. São Paulo: Comissão Geographica e Geologica da Provincia de S. Paulo, p. 3-31 (Boletim, 2).
- OPPENHEIM, V. 1934. Sobre a bacia sedimentária gondwanica na Republica do Uruguay. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 3(6): 143-155.
- PICHLER, E. 1952. Diques de arenito em Salto Grande, rio Paranapanema. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 1(1): 15-22.
- SAMPAIO, T. 1889. Relatório sobre os estudos efetuados nos rios Itapetininga e Paranapanema. *Revista do Instituto Geográfico e Geológico*, II(3): 222-271.
- THIEDE, D.S.; VASCONCELLOS, P.M. 2008. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new ⁴⁰Ar/³⁹Ar results. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 44, Curitiba, *Anais*, CD-ROM.
- THIEDE, D.S.; VASCONCELLOS, P.M. 2010. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new ⁴⁰Ar/³⁹Ar results. *Geology*, 38(8): 747-750.
- WALTHER, K. 1927. Contribución al conocimiento de las rocas 'basálticas' de la formacion de Gondwana en la America del Sur. *Boletim del Instituto Geologico y Perforaciones*, 9, 41 p.
- WASHBURNE, Ch. W. 1930. Petroleum geology of the State of São Paulo. São Paulo: Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo, 282 p. (Boletim, 22)

WEISS, C.S. 1827. Über das südlich Ende des Gebirgszuges von Brasilien in der Provinz S. Pedro do Sul und der Banda Oriental oder dem Staate von Monte Video; Nach dem Sammlungen des Herrn Fr. Sellow. Abhandlungen der Königlichen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, aus dem Jahre 1827. (Gelesen in der Akademie Der Wissench, am 9 August 1827, und 5 Juni 1828), 217-293. Disponível em <https://archive.org/details/abhandlungenderk1827deut>. Acessado em set. 2013.

WHITE, I.C. 1908. Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brazil – Relatório Final. Imprensa Nacional, Rio de Janeiro. Re-impressão - Edição Comemorativa: 100 anos do Relatório White, CPRM, 2008, Belo Horizonte, 617 p.

WOODWORTH, J.B. 1912. Geological expedition to Brazil and Chile, 1908-1909. Harvard College, *Bulletin of the Museum of Comparative Zoölogy*, LVI(1), 1-137.

Endereço do autor:

Otávio Augusto Boni Licht – Serviço Geológico do Paraná – MINEROPAR, Rua Máximo João Kopp 274, Bloco B, CEP: 82630-900, Curitiba, PR, Brasil. *E-mail:* otavio@mineropar.pr.gov.br

Artigo submetido em 29 de outubro de 2014, aceito em 9 de março de 2015.