

SECÇÃO GEOLÓGICA DE CAPELA DA RIBEIRA A CURITIBA

Luiz Flores de Moraes Rego

e

Fernando Flávio Marques de Almeida

Em princípios de 1940 realizei uma viagem de automóvel a Santa Catarina em companhia do Prof. Moraes Rego, durante a qual tivemos ocasião de efetuar observações geológicas na série Assunguí. De volta a São Paulo Moraes Rego propoz-me que escrevessemos os resultados de nossos estudos na secção Capela da Ribeira — Curitiba, o que foi logo iniciado. Seu falecimento em Junho daquele ano veio interromper nosso trabalho, cujo texto já se achava bastante adiantado. Hoje, terminando-o e dando-lhe publicidade, sinto cumprir um dever para com a memória do saudoso mestre. A maior parte do trabalho foi redigida por Moraes Rego, como aliás perceberá quem estiver habituado com o seu estilo, e procurei conservá-la o mais possível. Cabem-me as descrições petrográficas e algumas alterações e acréscimos no restante do texto, feitas em face de dados mais recentes. O Prof. Octávio Barbosa, melhor conhecedor da região que os autores, teve a gentileza de rever essas notas e prestar-me valiosas informações.

Fernando Flávio Marques de Almeida

INTRODUÇÃO

A abertura da nova estrada de rodagem entre Capela da Ribeira e Curitiba facultou boas exposições em seus cortes, o estudo das quais permitiu estabelecer secção geológica bastante minuciosa.

Afloram ao longo da secção estudada formações que se dividem, "ab initio", em duas grandes categorias: de um lado rochas cristalinas metamórficas ou eruptivas, de outro sedimentos muito modernos, pouco consolidados, que não sofreram perturbações, referíveis ao terciário superior e ao quaternário.

As rochas cristalinas representam o escudo brasileiro na região, só encobertas em áreas restritas pelas aludidas formações modernas. Nos seus traços dominantes não diferem das observadas na região contígua do Estado de São Paulo. Incluem-se na série metamórfica chamada em São Paulo de São Roque, a que antes já Orville Derly (1878) chamava de Assunguí no Paraná. Às estruturas dessa série associam-se granitos posteriores, que se expõem em grandes superfícies. Por outro lado repousam, a este e sudeste, sobre rochas mais antigas, do Complexo brasileiro.

Quiz o acaso que o traçado da nova estrada passasse em Pedra Preta, onde surgem rochas sieníticas que atravessam a série metamórfica

Além do rio Capivarí, ao mesmo tempo que o relevo se suaviza tornando-se quase numa planície, surgem as camadas terciárias da bacia de Curitiba, recobertas no vale do rio Palmital por formações quaternárias, e repousando sobre gnaisses.

Pareceu preferível, ao invés de descrição itinerária da geologia observada, agrupar em itens separados as diversas formações registradas.

O traçado da estrada, "grosso modo" norte-sul, inclina-se relativamente à direção geral das camadas. É-lhe paralela em muitos trechos. Dest'arte as extensões observadas das diferentes formações não são proporcionais às respectivas espessuras (*).

(*) — Nota: No mapa anexo, ao par de observações realizadas pelos autores na estrada nova, foram incluídas as que fizeram na velha os engenheiros Estevam Alves Pinto e Paulino Franco de Carvalho (1937). É possível verificar a continuação das formações nas duas estradas.

COMPLEXO BRASILEIRO

O Complexo brasileiro constitui a maior parte da serra do Mar no Paraná; estende-se daí para o interior, perdendo importância devido ao recobrimento pela série Assunguí. Na secção estudada, nos arredores de Curitiba, ocorrem gnaisses desde o rio Capivarí para o sul, que Euzébio de Oliveira (1927, p. 17), Paulino Franco de Carvalho e Estevam Alves Pinto (1937, p. 6) colocaram no Complexo brasileiro. Todavia, o Prof. Octávio Barbosa (*) julga-os antes termos da série Assunguí, tendo provas de tal em exposições ao longo da rodovia de Curitiba a Timbutuva e na própria secção em estudo. O batolito do granito Marumbí seria responsável pela feldspatização da série Assunguí.

São esses afloramentos de gnaisses em geral muito decompostos, o que não permite bem julgar as estruturas. Nota-se, contudo, gnaiss facoidal e biotita-gnaiss num ou noutro local, orientados pròximamente segundo os paralelos. Cortam-nos, além de pegmatitos, frequentes veios de quartzo. Surgem da topografia terciária sem formar relevo muito acidentado. Encobrem-nos as argilas pliocênicas no vale do rio Palmital, ao passo que no vale do Capivarí repousam sobre eles os xistos.

SÉRIE ASSUNGUÍ

Constituem a secção estudada termos da série Assunguí; são principalmente xistos e calcários, com intercalações menos extensas de quartzitos. Toda a série mostra-se muito perturbada, e atravessada por diques de rochas eruptivas diversas. Compõe ela a região acidentada que se estende desde o vale do Capivarí até o rio Ribeira. Para leste estende-se até a região arqueana que de Curitiba se dirige para o litoral paulista. Para oeste desenvolve-se amplamente, para mergulhar sob os sedimentos devonianos do segundo degrau paranaense. Nossas observações comprovam, mais uma vez, a perfeita continuidade entre a série de São Roque, do sul paulista, e a série Assunguí.

Xistos.

Entre as rochas metamórficas dominam sem dúvida os termos xistosos, que afloram em longos trechos. Ocupam a extensão que vai desde o fim do calcário da Ribeira até o do córrego Paióis, já na subida da serra da

(*) — Comunicação verbal.

Terra Boa, formada de granitos, além do qual reaparecem e continuam até o dolomito de Pulador, afloramentos interrompidos apenas pelas intrusões sieníticas. Depois deste dolomito novamente se mostram os xistos, para cederem lugar aos quartzitos da serra de Sant' Ana; além dela reaparecem, atravessados por granitos e intrusões básicas, até o vale do Capivarí.

Como acontece em geral, os xistos raramente se apresentam nas exposições sem fenômenos de decomposição pronunciados. Apresentam massas de argila vermelha que todavia guardam a estrutura, mostrando ainda os leitos de xistosidade bastante nítidos, sempre inclinados e quase sempre coincidentes com a estratificação. Acrescem-lhes com frequência sistemas de superfícies de ruptura dirigidas normalmente aos leitos de xistosidade. Por vezes exibem leitos separados, de comprimento centimétrico. Outras vezes os leitos se aproximam e a rocha toma nítido caráter xistoso.

Dado o estado de alteração das rochas torna-se difícil sua taxinomia. Perduram muitas vezes palhetas de mica na massa de argila, posto que o mineral esteja sempre em adiantado estado de alteração. Nesses casos dado é coligir que originariamente, quando inalterada, fosse a rocha constituída de palhetas microscópicas de mica. Cabe-lhes então a classificação de mica-xistos. Difícil porém decidir a espécie original da mica, se muscovita ou sericita. Ambas hidratam-se profundamente em produtos análogos. Em uma e outra das alternativas caberiam as classificações de muscovita-xistos ou sericita-xistos.

Outras vezes, porém, faltam completamente os termos alterados de mica. Seria possível a hipótese da rocha ter sido constituída desses minerais em estado microscópico. Essa estrutura facilitou a transformação integral em argila. A rocha deveria então receber a classificação de filito.

Por essas razões não pareceu prudente tentar discriminar, nas vastas exposições, os muscovita-xistos, os sericita-xistos e os filitos. As rochas receberam indiscriminadamente a qualificação de xistos. Não obstante convém notar que em sua maioria não exibem tais rochas palhetas macroscópicas de mica, a não ser de maneira muito local. Por isso ha a suspeita de serem em grande maioria filitos. A predominância dos filitos e a falta de muscovita inalterada no seio das rochas xistosas faz pensar que além dos filitos só existam sericita-xistos.

Associam-se aos xistos, de maneira subordinada, quartzitos micáceos, que não pareceu conveniente discriminar na secção, dada sua distribuição restrita. Assumem maior importância na serra da Sant' Ana. Na serra do Pulador, próximo à rodovia, Octávio Barbosa estudou ocorrência de itabirito.

Calcários de dolomitos.

Os calcários e dolomitos afloram reiteradas vezes na secção examinada.

Convém distinguir os seguintes horizontes:

- a) Calcário da Ribeira.
- b) Calcário do Paióis.
- c) Dolomito do Pulador.

Todos esses horizontes calcários estão intercalados em xistos.

O calcário da Ribeira, bem conhecido, inclina-se fortemente para o noroeste; tem a cor cinzenta clara a escura, e estrutura em leitos grossos. Forma as elevações que se erguem em frente à vila da Capela da Ribeira, do outro lado do rio, no Estado do Paraná, e bem assim os morros que circundam, em São Paulo, essa vila.

O calcário do Paióis aflora na subida da serra. São dois horizontes separados por certa espessura de xistos. Estendem-se para NE, aflorando na mina de chumbo de Panelas.

O calcário do Pulador está inclinado para este-sudeste.

Ocorrem calcários associados a xistos do quilômetro 105, com afloramentos importantes, exibindo mergulho forte para SE, em Bacaetava,

Esses calcários e dolomitos representam sedimentação organógena no mar proterozóico. A ação de organismos na sua gênese é indicada pela frequente associação de grafita, dando-lhes coloração cinzenta às vezes acentuada, como na mina de chumbo de Panelas. Processo que acompanhou a sedimentação foi a dolomitização, que por vezes transformou grandes massas calcárias em puros dolomitos, rochas conspícuas no sul paulista.

CORRELAÇÕES E CRONOLOGIA DA SÉRIE ASSUNGUÍ

Bastante tem sido escrito sobre as rochas metamórficas do sul do Brasil. Reconheceram-na em São Paulo os geólogos que iniciaram o estudo sistemático da geologia desse Estado. Deram ao conjunto a denominação série de São Roque. No Paraná Orville Derby (1878) empregou a denominação Assunguí para formação metamórfica inteiramente análoga à de São Paulo.

Dizem menos de perto ao assunto as formações metamórficas de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, plenamente equiparáveis às precedentes.

Costumavam opor às séries metamórficas do sul do País a formação observada no centro Minas, grandemente estudada, interessantíssima por suas ocorrências minerais, a série de Minas. Difícil explicar a razão do afastamento. Há, impossível negar, diferenças litológicas sensíveis: menor importância dos itabiritos, com grande desenvolvimento nas séries meridionais, e o caráter subordinado que aí têm os quartzitos, salvo raras exceções.

Outro fato que solicita a atenção é a conexão invariável entre as rochas metamórficas das séries meridionais e batolitos de granito de granulação volumosa. Ao contrário, raramente se observam os granitos em contacto com a série de Minas, pelo menos em sua área de ocorrência típica: o quadrilátero central de Minas. Manda a verdade dizer que não são muito claros os contactos dessa formação com gnaisses quase sempre granitóides.

Ha ainda notar, na série de Minas, termos adstritos a zonas de metamorfismo bastante profundo, posto que às vezes transformados em rochas produzidas em condições menos severas, mediante fenômenos de retro-metamorfismo.

Esses caracteres diferenciais não excluem de maneira alguma o sincronismo, pelos menos aproximado, da deposição inicial da série de Minas e das séries metamórficas do sul do País. A escassez de itabiritos nas últimas implica tão somente em diferenças de ambiente de sedimentação. Claro que a posição da costa de então se modificou durante a sedimentação, acarretando a superposição de termos indicativos de diversos ambientes numa mesma coluna. A série Iporanga, que o Prof. Octávio Barbosa afirma pertencer à série Assunguí, (*) marca a orla oriental do mar em determinado momento da sedimentação proterozóica, quando se depositaram termos clásticos grosseiros, conglomerados. Fato análogo observa-se em algumas regiões de Minas Gerais.

Todas essas razões autorizam a comparar as séries de São Roque e Assunguí à série de Minas, apenas com a restrição do grau de metamorfismo.

Na secção estudada possível constatar a identidade e a continuidade entre a série metamórfica de São Roque e a do Paraná, Assunguí.

A cronologia da série Assunguí oferece dificuldades análogas à da série de Minas. Em ambas faltam documentos paleontológicos. Em São Paulo e no Paraná a discordância angular entre as formações metamórficas e as camadas devonianas não deixa absolutamente lugar a dúvidas, o que assegura idade pre-devoniana para a série metamórfica.

(*) — Comunicação verbal.

Diversos fatos: diferenças litológicas, menor movimentação, menor metamorfismo, presença de fósseis, ainda que escassos, fazem separar a série de Minas da de Bambuí. Conquanto nem sempre se apresentem claras as relações das duas formações, admitem por esses mesmos motivos ser a série de Minas a mais antiga. Daí atribuírem-lhe idade pre-ordoviciano. Ao mesmo tempo comparações com fenômenos da América Septentrional têm feito que considerem a série de Minas proterozóica. Porém nenhum argumento de valor impede a série de Minas ter idade eo-paleozóica, cambriana (*).

Sem tomar partido nessas questões tão árduas, para cuja solução completa faltam ainda os dados, prudente dizer a série Assunguí pre-devoniana. O Dr. Euzébio de Oliveira em seus trabalhos sobre a geologia do Paraná, adoptou para a série Assunguí idade ordoviciano. Fê-lo por motivos de ordem estratigráfica e para distingui-la da série de Minas, que admitia proterozóica. Possivelmente a concordância observada em outros países da América do Sul entre camadas sincrônicas do devoniano do Paraná e sedimentos gotlandianos exclui a idade desses últimos. Ficou assim com alternativa entre as idades combriana e ordoviciano. Preferiu talvez a segunda por encarar sub-concientemente ser a série de Minas combriana.

TECTÔNICA GERAL

A direcção geral da estrada não se afasta muito da das rochas. De Ribeira até a garganta do Barro Vermelho é em média NNE, direcção geral da formação metamórfica. Dessa garganta até Atuba segue a estrada a direcção NS, ao passo que as rochas metamórficas mergulham para SE. Por isso estão expostas ao longo dos cortes grandes extensões de rochas metamórficas desproporcionais às respectivas possanças.

A orientação dos leitos das rochas metamórficas varia localmente, como natural, mas em grande maioria dos casos é sensivelmente NE. Suas inclinações mais frequentes acham-se entre 40° e 60°.

Chama a atenção o fato da inclinação se dirigir para o quadrante NW da Capela da Ribeira até Pedra Preta, onde aparecem as rochas sieníticas. Depois da serra de Sant' Ana as inclinações são dirigidas no quadrante SE.

Esta observação sugere a conformação de vasto anticlinal com eixo dirigido para NE, em cujo núcleo se collocaram as eruptivas sieníticas.

(*) — Cumpre lembrar que um dos autores encontrou recentemente, nos dolomitos da zona sul de São Paulo, estruturas organógenas. Estes fósseis constituem um forte apoio à idade proterozóica que vem sendo atribuída à série Assunguí, mas certamente não a positiavam. (Almeida, 1944).

Essa estrutura já foi assinalada anteriormente por Alves Pinto e Franco de Carvalho (1937, p. 5).

Os granitos, quer os do Alto da Serra, quer os de Bocaiuva, são intercalados a xistos, com a inclinação no mesmo sentido.

As grandes extensões de afloramentos de xistos, mesmo levada em conta a exageração devida ao traçado da estrada, sugerem fortemente formarem as rochas metamórficas de um e outro lado das sieníticas estruturas isoclinais, talvez falhadas. A reiteração dos horizontes calcários colabora nessa suspeita.

GRANITOS

Afloram granitos na secção na garganta do Facão, onde formam relevo bastante acidentado, e entre a serra de Sant' Ana e Bocaiuva e nas vertentes do rio Capivarí.

Na secção estudada não ha, força confessar, exposições que possam elucidar a questão importante do contacto entre os xistos e os granitos.

O observador, depois de constatar exposições de xistos, só depara as de granito após trechos nos quais faltam exposições claras.

Todavia a pequena distância do início da série descrita, em Capela da Ribeira, estão localizadas as exposições que talvez forneçam a melhor contribuição para o assunto. A estrada que sai da Ribeira em demanda de Apiaí deixa o calcário da Ribeira, que aliás figura na secção estudada, e atravessa espessura apreciável de xistos, os quais passam aos granitos. O contacto acompanha mais ou menos a estrada pela encosta do vale aproveitado para o traçado; umas exposições são de xistos, outras de granito. Em algumas as duas rochas inalteradas mostram o respectivo contacto. Não ha grandes variações petrográficas; o granito exhibe as características do tipo Pirituba, e os xistos estão pouco modificados. O fato importante é a penetração do granito entre os leitos de xistos para formar como que dedos de espessura reduzida. Essa observação mostra que o magma do granito encontrou os xistos dobrados, com os quais ficou em contacto, e consolidou-se aí sem exhibir constantemente diferenciações importantes. A localização do granito derivou dos mesmos fenômenos tectônicos que dobraram os xistos, o magma ascendendo grandemente a proporção que o dobramento se processava, mercê do alívio da pressão. Pelo favor de fenômenos locais formou os dedos mencionados.

Esses fenômenos gerais não excluem porém, em determinadas condições, variações petrográficas do granito e diferenciações dos xistos, fenômenos verificados em outras localidades de São Paulo.

De acordo com as considerações expostas as massas de granito constatadas na secção descrita merecem ser consideradas afloramentos de batólitos, cupulas, recobertos originariamente por estruturas de xistos. As eruptivas só estão expostas hoje pelo favor da erosão.

Como se viu, a disposição dos leitos de xistos sugere estruturas anticlinais, para recobrir os maciços graníticos.

O granito(*) da garganta do Facão, no alto da serra da Terra Boa, é uma rocha de cor branca com pontos negros de biotita e vermelhos, de granada. Tem granulação média a fina, uniforme. Além dos minerais referidos não são perceptíveis outros, a vista desarmada, que feldspato e quartzo.

Ao microscópio identificam-se microclina, quartzo e plagioclásio, e acessoriamente granada, apatita, zirconita, magnetita, pirita e alanita. Os produtos secundários são: clorita, muscovita, sericita, coalinita (?), epidoto, clinozoizita, quartzo, calcita e limonita.

A microclina, com sua macla polisintética típica, é o mineral mais abundante. Apresenta-se em cristais inteiramente alotriomorfos, algo maiores que os de plagioclásio. Acha-se inalterada, e mostra inclusões de quartzo, plagioclásio, e mais raramente calcita, epidoto e outros minerais secundários ou acessórios da rocha. Não se notam, em suas relações com a quartzo e o plagioclásio, estruturas de intercrescimento; contudo é bem evidente que ela cresceu à custa da substituição do plagioclásio, cujos restos incompletamente substituídos ela ainda inclui, juntamente com quartzo e calcita como produtos da substituição. Esforços desenvolveram dois sistemas de fraturas, nos cristais de microclina; essas fraturas encurvam-se em torno das saliências dos grãos vizinhos e das inclusões mais resistentes. Elas foram preenchidas com albita, por soluções que agiram igualmente nos contactos de grãos vizinhos de microclina, percebendo-se ter havido, ao longo desses contactos e das fraturas, substituição deste feldspato por albita; esta, num cristal de microclina, mantém, sempre a mesma orientação. Formou-se assim uma estrutura micro-pertítica que os fatos apontam como secundária, mas se esse processo acha-se ligado às fases finais da consolidação magmática — seria micro-pertita deuterítica e as fraturas, de contração — ou se dela está muito afastada no tempo, os fatos de que dispomos não permitem concluir com segurança.

O plagioclásio é oligoclásio-albita. Mostra-se em cristais alotriomorfos, com contornos algo triturados e as usuais maclas, às vezes dobra-

(*) — As determinações dos feldspatos e das constantes óticas dos minerais máficos foram obtidas em platina universal de Fedorow, pelos processos correntes (Nikitin, Berek, Rittmann).

das. São pouco zonados, e sempre têm inclusões secundárias abundantes, principalmente de epidoto, clinozoizita, muscovita, sericita, calcita e quartzo. Sua substituição pela microclina, e em menor escala pelo quartzo, é patente.

O quartzo é abundante nesse granito, e tem origens várias. Em sua maior parte formou-se nos últimos estágios de consolidação do magma, acompanhando e de pouco sucedendo a microclina. Mostra-se em grãos sem forma própria, com inclusões líquidas, gasosas (abundantes) e de minerais preformados. Quartzo de procedência diversa e ocorrendo esporadicamente é o que acompanha a substituição do plagioclásio pela microclina e que ficou incluso nesta, formando gotículas, e ainda o que provem da alteração do plagioclásio e da cloritização da biotita. Soluções que posteriormente atravessaram a rocha também depositaram nela algum quartzo, cimentando produtos de moagem.

Biotita, mostrando-se escassamente, foi o único mineral essencial máfico identificado. É uma variedade pardo-escura, fortemente pleocróica (lepidomelana) ocorrendo em pacotes agregados, quase que por toda parte se achando cloritizada (num produto de forte pleocroismo em tons verdes e birrefringência 0,003). Possui abundantes inclusões de zirconita que lhe emprestam, bem como à clorita dela proveniente, intensos halos pleocróicos pardos. Inclui ainda os demais acessórios da rocha, que em torno dos agregados de biotita são mais numerosos. Sua cloritização foi acompanhada pela formação abundante de epidoto, que se dispõe em faixas paralelas à clivagem da clorita e em seus bordos.

Esse granito possui granada almandina esparsamente, mineral que nos parece ser nesse caso, primário. Alguns cristais são automórficos, mas em geral são irregulares, com poucas faces cristalográficas bem desenvolvidas. É uma variedade sem anomalias óticas, de cor (transmitida) pardo-rosada, e pobre em inclusões. Foi muito fraturada pelos esforços compressores, as fraturas mostrando-se preenchidas por epidoto, clorita e quartzo, substâncias que parecem decorrer de sua alteração.

Os demais minerais acessórios e secundários, já acima referidos, dispensam maior consideração. Chama atenção a escassez da magnetita primária e a relativa abundância de zirconita.

A textura dessa rocha é hipautomórfica granular, com caráter acentuadamente cataclástico, que se faz notar na moagem periférica dos grãos (principalmente nos de quartzo), dobramento e fraturamento dos feldspatos e granada, extinção ondulante do quartzo, etc. Provavelmente essas deformações representam efeito do dinamometamorfismo ao qual devemos

atribuir a epidotização do plagioclásio e a cloritização da biotita, mas a ele julgamos não poder referir o aparecimento da granada.

A composição modal deste granito, obtida em duas lâminas, na platina integradora de Shand, é a seguinte:

| | |
|-----------------------------------|------|
| Quartzo | 38,8 |
| Microclina | 32,0 |
| Oligoclásio-albita | 24,1 |
| Granada almandina | 2,9 |
| Biotita (clorita e epidoto) | 2,1 |
| Zirconita e apatita | 0,1 |

Tem o granito do quilômetro 75 cor cinzenta clara, textura porfírica com matriz de granulação média, notando-se à vista desarmada quartzo, feldspato na matriz e como fenocristais, hornblenda, biotita, magnetita e titanita.

Ao microscópio percebem-se, como minerais essenciais, microclina, plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita, acessoriamente ocorrendo titanita, magnetita, apatita e zirconita. Como minerais secundários observamos turmalina, clorita, pistacita, clinozoizita, calcita, muscovita, sericita, hematita e quartzo.

A microclina ocorre tanto como mineral de cristalização tardia preenchendo os interstícios, como formando fenocristais, que podem ultrapassar 1 centímetro de maior comprimento mas que também se formaram tardiamente. Mostra-se com sua maclação típica, muito alterada e incluindo todos os outros minerais da rocha. Substituiu em escala apreciável os plagioclásios e o quartzo, este mostrando, no contacto com a microclina, estruturas mirmequíticas. A microclina apresenta, pouco desenvolvido, intercrescimento micro-pertítico. Pode-se mostrar ligeiramente turvada por produtos de alteração, não tanto, porém, quanto os plagioclásios.

Os plagioclásios apresentam-se em cristais bem formados, geminados segundo albita, Carlsbad e periclina, principalmente, e com nítida tendência para assumir formas automórficas. Sua composição varia de 12 a 22% de anortita, num zonamento uniforme, raramente reiterado. Acham-se nublados, particularmente nas camadas mais cálcicas, por fina poeira constituída de produtos de alteração entre os quais, com um forte aumento, podem-se perceber quartzo, clinozoizita, calcita, sericita, caolinita e epidoto.

O quartzo de primeira formação é sempre muito límpido, com raras inclusões de minerais preformados e algumas líquidas e gaseosas, em cordões. Tem extinção levemente ondulante. Foi nitidamente o último mi-

neral a se recrystalizar, não assumindo formas próprias. Em relação com a microclina, porém, demonstra cristalização, pelo menos em parte, contemporânea.

A hornblenda ocorre em prismas curtos, maclados segundo (100), automórficos quando em contacto com os plagioclásios. É uma variedade possuindo $Z \wedge c = 19^\circ$, $n_g - n_p = 0,019$, $(-)$ $2V = 71^\circ$ e forte pleocroísmo, com X (verde amarelo) $<$ Y (verde oliva) $<$ Z (verde azulado). Foi bastante transformada em clorita e pistacita.

A biotita e a clorita dela decorrente formam parte reduzida dessa rocha. A biotita tem cor castanha e forte pleocroísmo, perdendo cor e birrefringência de modo mais ou menos gradativo ao passar à clorita verde, muito pleocróica. Esse processo, que se efetuou principalmente ao longo das clivagens e nos bordos da biotita, foi acompanhado pela formação de epidoto.

Dos acessórios chama atenção a titanita, pela abundância, tamanho e perfeito automorfismo de seus cristais, cor de mel claro. Magnetita e apatita são relativamente abundantes, e zirconita muito escassa.

Entre os minerais secundários sobressai a pistacita, verde típico, levemente pleocróica, mostrando-se com habitus granular ou em agregados fibro-divergentes. Formou-se não só à custa dos minerais melanocráticos como também dos plagioclásios em suas zonas mais cálcicas. Um único cristal de turmalina amarela foi notado. Algumas palhetas de muscovita, inclusas nos feldspatos e no quartzo, parecem ter origem secundária, acompanhando a formação da turmalina nas acções pneumatolíticas ligadas às fases residuais da consolidação magmática. A observação dos contornos e conformação mútua dos minerais constituintes dessa rocha mostra terem sido os acessórios os primeiros a se formarem, seguindo-se a biotita e a hornblenda. Os plagioclásios, ao se constituírem, já encontraram todos esses minerais cristalizados. A microclina acompanhada e sucedida pelo quartzo, foram os últimos constituintes a se depositarem. Seguiu-se a formação, por acção pneumatolítica, da turmalina, muscovita e algum quartzo secundário. Fenômenos deuteríticos produziram a descalcificação do plagioclásio, com formação de epidoto e clinozoizita, a cristalização da sericita e a cloritização e epidotização dos minerais ferro-magnesianos.

A textura dessa rocha pode ser dita holocristalina porfírica, com a ressalva que para esse termo fez um dos autores ao estudar o granito tipo Pirituba, dos arredores de São Paulo. O carater porfírico apresenta, nesse caso, só valor morfológico.

ERUPTIVAS SIENÍTICAS

As rochas sieníticas que constituem grande parte do divisor dos ribeirões São Domingos e Pedra Preta, no trecho onde o atravessa a rodovia, incluem dois tipos importantes, que passaremos a descrever detalhadamente, a fim de bem caracterizá-los.

Um desses tipos tem granulação média a grosseira, podendo os cristais de feldspato ultrapassar um centímetro. Tem cor esverdeada, percebendo-se a vista desarmada feldspato, biotita, hornblenda, magnetita e pirita.

Ao microscópio identificam-se, como constituintes originais, feldspatos (ortoclásio e plagioclásio) formando cerca de 85% da rocha, hornblenda, diopsídio, biotita, quartzo, apatita, titanita, magnetita e zirconita, ocorrendo ainda, escassamente, produtos secundários: clorita, epidoto, quartzo, clinozoisita, magnetita, etc.

Dos feldspatos predomina a ortose, mostrando-se em grandes cristais, isolados ou formando um manto em torno dos de plagioclásio, e quase sempre exibindo intercrescimento micro-pertítico com oligoclásio-albita (12% An). Apresenta (—) $2V = 67^\circ$, bastante constante. Inclui frequentemente hornblenda, biotita, clorita, etc., que toldam sua limpidez. Deve sua cor esverdeada (megascópica) à infiltração de clorita em fraturas, processo que também se realizou nos plagioclásios e ao qual é atribuída a cor da rocha. O quartzo intersticial substituiu bastante o ortoclásio, mas não formam estruturas de intercrescimento. Por outro lado é evidente a substituição parcial de plagioclásio pelo ortoclásio que depois dele se formou. O seguinte exemplo merece referência. Há um grande cristal de plagioclásio, zonado de (Ab₆₂ An₃₈) no centro a (Ab₈₃ An₁₇) no bordo. Esse cristal acha-se atravessado por uma fratura transversal, tendo havido pequeno mas sensível deslocamento dos blocos fraturados, como evidencia a não coincidência das lamelas da macla da albita. Essa fratura foi preenchida, com parcial substituição das paredes, por ortoclásio com estrutura micro-pertítica. A albita desta estrutura orienta-se, bem como o ortoclásio, com a face (010) paralela à do plagioclásio encaixante, mas sua composição mais sódica evidencia-se pelo índice de refração menor; além disso sua lamelação polisintética, quando existe, é mais fina e repetida. Devemos notar ainda que ortoclásio micro-pertítico com a mesma orientação existe não só constituindo massas sub-tabulares isoladas no meio do plagioclásio como formando um manto periférico ao redor dele, no contacto havendo evidências, também, de substituição. Torna-se claro que um simples fenômeno de ex-solução não explicaria os fatos apontados. É evidente que, ao se depositar o ortoclásio, a face sólida possuía rigidez

suficiente para se fraturar (não se trata de uma fratura de contração, no caso), e que a fase líquida enriqueceu-se em moléculas de albita pela dissolução dos bordos do plagioclásio. Seguiu-se a deposição de ortoclásio, rico em albita, nas fraturas e mantos do plagioclásio, e depois, a separação da albita, por ex-solução. Parte do epidoto notado na rocha, é possível que então tenha se formado. As lâminas examinadas exibem outros exemplos semelhantes justificando nossa conclusão sobre a origem desta micro-pertita.

O plagioclásio também forma cristais tabulares grandes, bastante zonados sem reiteração, e muito maclados segundo albita, periclina e Carlsbad. Sua composição varia entre $Ab_{62} An_{38}$ no núcleo a cerca de $Ab_{86} An_{14}$, quando surge o intercrescimento com ortoclásio. Além das inclusões dos minerais acessórios e máficos, inclui o plagioclásio os produtos de epidotização incipiente em seu núcleo.

Quartzo mostra-se acessoriamente, como mineral de consolidação final, preenchendo interstícios. É sempre rico em inclusões fluidas. Há ainda algum quartzo secundário resultante das transformações havidas entre minerais ferro-magnesianos e plagioclásios.

O dipsídio é uma variedade de cor verde, na lâmina, mas sem pleocroísmo sensível. Tem $2V = 57^{\circ} 30'$, $Z \wedge c = 36^{\circ} 30'$ e $n_g - n_p = 0,027$. Mostra-se com habitus granular ou como restos da substituição por clorita ou hornblenda. Tem este anfibólio cor marron esverdeada, pleocroísmo X (amarelo) < Y (marron esverdeado) < Z (marron esverdeado escuro), $Z \wedge c = 22^{\circ}$, $n_g - n_p = 0,024$, contornos irregulares e inclui, em alguns lugares, restos de piroxênio. Foi a hornblenda em boa parte cloritizada, transformada em substância verde garrafa ou marron, isotrópica, associada à tremolita. Biotita (lepidomelana), com forte pleocroísmo em tom marron, formou-se em aureolas, principalmente, em torno dos grãos de magnetita. Há também uma variedade de biotita de cor verde grama, aparentemente secundária.

Dos acessórios que ocorrem mais abundantemente nos agregados de mafitos sobressaem belos primas de zirconita, apatita e grânulos de magnetita. Escassamente notamos titanita e perofsquita (?).

Como minerais secundários sobressaem epidoto, clorita, calcita, sericita, quartzo, magnetita, limonita, caolinita e tremolita.

A rocha possui textura hipautomórfica granular, não apresentando outros indícios de ter sofrido esforços importantes que algum fraturamento e formação de clorita, epidoto, etc.

Os caracteres descritos e as proporções relativas dos constituintes mineralógicos indicam ser esta rocha um sienito calco-alcálico normal. Para empregarmos uma designação descritiva chama-la-emos hornblenda-sienito.

O segundo tipo é uma rocha de cor cinza clara, granulação milimétrica, predominando feldspatos de cor branca, com comprimento até 4 mm. Como elementos escuros notam-se biotita, hornblenda e pirita.

Percebe-se, ao microscópio, ser esta rocha holocristalina, composta em cerca de 80% de cristais de ortoclásio, ocorrendo ainda quartzo intersticial (não mais que 5%), plagioclásio, hornblenda, biotita e outros acessórios escassos.

O ortoclásio mostra-se quase sempre com intercrescimento micro ou cripto-pertítico com plagioclásio, cuja composição oscila em torno de $Ab_{90}An_{10}$; este intercrescimento é mais abundante nos bordos dos cristais de ortoclásio. É mais raro intercrescimento micro-pegmatítico com o quartzo intersticial. Apresenta sempre maclado segundo a lei de Carlsbad e raramente Baveno.

O plagioclásio, relativamente escasso, contém cerca de 28% de anortita no núcleo, teor esse que cai a 15% nos bordos dos cristais. Mostra-se sob forma tabular, com as maclas usuais.

O quartzo constitui o preenchimento dos espaços poliédricos deixados pelos feldspatos, que em diminuta escala localmente sofreram substituição. É sempre rico em inclusões líquidas e gasosas.

Hornblenda, o único anfibólio identificado, acompanha biotita e magnetita; e uma variedade de forte pleocroísmo obedecendo à fórmula X (pardo claro) < Y (verde oliva) < Z (verde azulado escuro), e apresentando $(-)$ $2V = 79^\circ$ e $n_g - n_p = 0,021$. Na lâmina a quantidade de hornblenda ultrapassa a da biotita, sendo ainda evidente que boa parte desta provem daquela, subsistindo num núcleo de hornblenda no meio da biotita, ou somente a forma losangular típica, preenchida por grande número de pacotinhos de biotita diversamente orientados e grãos de magnetita. Mostra-se a hornblenda raramente maclada, é sub-automorfa em contacto com o ortoclásio e possui inclusões de biotita, magnetita e de outros acessórios da rocha.

A biotita é uma variedade fortemente pleocróica, com X (vermelho cereja) < Y (verde cromo) = Z (verde cromo), sub-automorfa, ocorrendo em agregados em que são frequentes hornblenda e outros acessórios da rocha. Acha-se parcialmente cloritizada, numa transformação que antes de se completar produz uma clorita verde de birrefringência anormalmente elevada.

Magnetita, apatita escassa, zirconita e titanita formam os acessórios reconhecidos.

Como produtos secundários percebemos calcita, clorita, epidoto, magnetita, caolim e hidróxido férrico, todos eles provenientes da alteração dos minerais originais da rocha. Houve, ainda, evidente introdução de fluorita, calcita e pirita, que substituíram em apreciável escala os feldspatos e a biotita.

A textura desta rocha é hipautomórfica granular, percebendo-se subautomorfismo dos minerais máficos, principalmente da hornblenda, quando em contacto com o ortoclásio. Efeitos cataclásticos, extinção ondulante do quartzo e algum fraturamento, podem ser notados.

Pelo que ficou descrito, merece esta rocha a classificação de hornblenda-quartzo-sienito. Difere da rocha anteriormente descrita na porcentagem sensivelmente menor de plagioclásio e algo maior de quartzo, e na textura.

ERUPTIVAS BÁSICAS

Com estruturas em diques fortemente empinados são frequentes erupções básicas cortando os calcários, os xistos ou os granitos.

Salvo nos calcários da Ribeira, em todos os outros afloramentos de calcário foi constatada a presença de diques dessas rochas. Assim, perto de José Fernandes, no segundo afloramento de calcários, no Arroio dos Patos, no dolomito do Pulador.

Depois dos quartzitos da serra de Sant'Ana repetem-se os diques básicos no meio do granito. A presença de intrusivas básicas nas formações metamórficas de série Assuguí é um fenômeno bastante comum.

A origem dessas rochas dá lugar a um problema interessante. Constatou-se que a sua distribuição está, de alguma maneira, relacionada com os horizontes calcários, posto que cortem não só essas rochas como também os xistos.

Pertencem essas intrusivas a atividades magmáticas diversas. Umas, mais antigas, foram profundamente transformadas em sua constituição; tais por exemplo, as que cortam os xistos nos arredores de Pedra Preta. São rochas de constituição idêntica às que o Dr. Djalma Guimarães (1933) descreveu do norte de Minas Gerais, representantes intrusivas de um magma basáltico que aquele petrografo julga ter idade entre as séries Bambuí e Itacolomí. Outras representam uma atividade antiga (paleozóica?) de magma gábrico com caráter alcalino, como por exemplo o monzonito do quilômetro 14, no córrego dos Paióis, que o Prof. Octávio Barbosa (1942)

descreveu, considerando como de provável idade cambriana, e que se caracterizam pela associação de abundante microclina à labradorita e à augita; mostram efeitos de metamorfismo, se bem que menos marcados que os exibidos pelas rochas antes citadas. Cabe aqui referência às rochas que Gutmans (1943) refere dos arredores de Bocaiuva, monzonitos com anortoclásio denominados por esse autor bocaiuvitos. Finalmente devemos referir a existência de diques de diabásio que demonstram caracteres petrográficos idênticos aos dos que se ligam à atividade do magma basáltico rético. Não apresentam efeitos de metamorfismo, e sua idade rética e fortemente sugerida.

Uma intrusiva basáltica constitui dique atravessando xistos entre os quilômetros 79 e 80. É uma rocha de granulação média a fina, de cor cinzenta. Ao microscópio percebe-se ser ela constituída por plagioclásio, clinopiroxênio, magnetita titanífera, apatita, quartzo e pirita, além de produtos secundários. É holocristalina, não se observando matéria vítrea, semi-vítrea ou produtos de devitrificação, salvo possivelmente em menores inclusões nos plagioclásios. A textura é inequigranular, com raros fenocristais de plagioclásio e de clinopiroxênio em matriz formada por um agregado de taboinhas de plagioclásio não preferencialmente orientadas, entre as quais, e em boa parte nelas inclusas, se dispõem granulos de clinopiroxênio, magnetita e quartzo; este forma sempre intercrescimento mirmequítico com os bordos do plagioclásio. Em resumo, tem a rocha textura porfírica com matriz intergranular. Os maiores fenocristais de plagioclásio atingem cerca de 4 mm; os plagioclásios da matriz têm em média cerca de 1 mm de maior dimensão, e os clinopiroxênios, 0,2 a 0,5 mm.

Os fenocristais de plagioclásio possuem, no centro, cerca de 58% An, caindo esse teor gradualmente até 42%. Nos cristais da matriz, o teor no centro é da mesma ordem, porém nos bordos ele cai até oligoclásio-albita, quando surge invariavelmente intercrescimento mirmequítico, formando um manto de franjas em torno dos cristais. Têm maclas albita, Carlsbard e periclina, como as mais comuns, e inclusões primárias de clinopiroxênio, magnetita e apatita, esta mais abundante em seus bordos. Como produtos secundários, muito abundantes, que os turvam completamente, anotamos epidoto, clinozoizita, sericita, caolinita (?), clorita, quartzo e calcita.

O clinopiroxênio é uma variedade parda clara (em secção delgada e luz transmitida) de augita, não sensivelmente pleocróica em lâmina, e com as seguintes constantes óticas: $2V = 45^\circ$, com pequenas variações em torno desse valor, que se mantem não só nos fenocristais como nos indivíduos da matriz; $n_g - n_p = 0,031$; $Z \wedge c = 43^\circ$. Mostra-se ma-

clado segundo (100) e tem forma prismática curta, mas na matriz é alotriomorfo, granular. Os fenocristais, automorfos, apresentam bem desenvolvidas as faces (100), (0 10) e (1 10) e menos perfeitas as terminações prismáticas. Acha-se comumente transformado nos bordos em hornblenda, esta com X (marron claro) < Y (marron escuro) < Z (marron esverdeado). Acha-se, hornblenda e augita, transformadas parcialmente numa variedade de clorita verde grama, pleocróica com birrefringência (anomala) azul (peninita), e que inclui, como produtos também secundários, epidoto e magnetita. Como inclusões primárias, frequentes na augita, notam-se quase que tão somente grãos de magnetita titanífera, sendo as inclusões secundárias bastante escassas. Não foram notados pigeonita (em sua moderna acepção) ou ortopiroxênios.

A magnetita titanífera ocorre abundantemente, com formas octaédrica, esqueletiforme ou irregular. Acha-se algo transformada em hematita, e as partes mais titaníferas, em leucoxênio.

Apatita, em prismas longos e diminutas agulhas, é abundante, como inclusões no quartzo e nos plagioclásios, principalmente nos bordos destes.

Quartzo, como produto final de consolidação, mostra-se com certa frequência. Embora seja raro como cristais isolados, percebe-se que intercrescido com os bordos do plagioclásio ele quase sempre se mostra.

Como primeiro mineral a se cristalizar coloca-se a apatita, mas o certo é que o grande volume desse mineral só tardiamente se depositou, quando já os bordos mais ácidos dos plagioclásios se formavam. A magnetita teve evolução análoga. É difícil dizer se o plagioclásio ou a augita começou a se depositar antes, mas é fato que na matriz a maior parte do primeiro precedeu, em sua deposição, a do último. O quartzo foi o produto final.

Classificaremos esta rocha como diabásio porfírico, uma vez que as denominações augito-porfirítico e basaltito são obsoletas, e preferimos conservar as designações basalto e diabásio respectivamente para os tipos extrusivos e hipábissais do magma basáltico.

As características descritas aproximam muito esta rocha das ligadas à atividade rética do magma basáltico, mas não temos razões que permitam positivar tal correlação.

No quilômetro 55 os xistos são cortados por um dique de rocha escura, em que a vista desarmada somente identifica hornblenda, em cristais com 2 a 3 mm de maior diâmetro.

Vê-se, ao microscópio, ser esta rocha um interessante amfibolito proveniente do metamorfismo de um diabásio.

A porcentagem de hornblenda ultrapassa um pouco a do plagioclásio. Como acessórios da eruptiva original subsistem apatita e magnetita titanífera. Diversos minerais secundários, provenientes do metamorfismo, mostram-se além da hornblenda: epidoto, calcita, quartzo e actinote.

A hornblenda mostra-se em grandes cristais irregulares com bordos fibrosos; é incolor, mas mantendo algumas zona pardas. Foi visivelmente substituída ao longo das clivagens, de fraturas ou na superfície, por outra variedade de hornblenda com X verde azulado, Y e Z verde garrafa, substituição que se deu com aumento de índice de refração e pequena queda de birrefringência; produziu-se, além disso, abundante epidoto verde. A hornblenda incolor possui (—) $2V = 77^\circ$, $Z \wedge c = 21^\circ$ (valor que se mantém mesmo nas partes verdes e pardas) e $n_g - n_p = 0,029$, caindo a 0,019 nas partes esverdeadas e mais ricas em epidoto.

Nota-se, ainda, uma grande irregularidade no crescimento dos cristais de hornblenda, com intercrescimento irregular de dois ou mais indivíduos diversamente orientados. A hornblenda nessa rocha formou-se, não só à custa do piroxênio original, cuja disposição ofítica ainda em parte se mantém, como também do plagioclásio, e talvez de clorita cujos restos muito escassos se percebem nela inclusos.

O plagioclásio encontrado nesse anfibolito, em porcentagem sensivelmente menor que o anfibolito, é labradorita com 69% An no núcleo. Acha-se saussuritizado e os produtos desse processo turvam-no completamente; a maclação foi em grande parte destruída. São cristais zonados, de forma tabular, e seus contactos com a hornblenda são muito irregulares. Inclui, como produtos de sua alteração, epidoto e clinozoizita (os mais abundantes), calcita, quartzo, clorita e actinote.

Ha algum quartzo e calcita, que claramente provêm das transformações por que passaram os minerais originais. Não notamos titanita.

A rocha conserva relíquias da textura de origem ígnea, e pode ser dita blastofítica.

Os caracteres descritos indicam ser esta rocha o produto de metamorfismo regional, em condições moderadas, sobre uma intrusiva basáltica. Devemos classificá-la como anfibolito diabasóide.

No granito dos quilômetros 82-83, perto de Campo Novo, existem diques de uma rocha cinza escura, esverdeada, algo xistosa, que a vista desarmada nada percebe, devido a finura da granulação. O microscópio permite verificar ser ela constituída essencialmente de clorita, calcita, plagioclásio e quartzo, e acessoriamente, de magnetita transformada parcialmente em hematita, epidoto, zoizita, titanita e zirconita.

A clorita é uma variedade fibrosa, pouco pleocróica entre verde amarelado e verde pálido, e de birrefringência 0,003. Além de formar massas mais puras, de granulação sensivelmente maior que o restante da rocha, penetra em todas as fraturas dos demais minerais e forma ainda faixas alongadas paralelamente.

O plagioclásio é oligoclásio-andesina, com 35% de anortita em sua molécula. É pouco zonado, pouco maclado e acha-se relativamente fresco. Está bastante fraturado, com epidoto, clorita e calcita nessas fraturas. Foi grandemente substituído por calcita, e bem pouco dele resta.

A calcita mostra-se abundantemente, em cristais muito maclados que alcançam um milímetro. Substitui não só os plagioclásios como a clorita e o quartzo.

O quartzo, escasso, mostra-se irregularmente distribuído pela rocha, não só em cristais com alguns décimos de milímetro de diâmetro como criptocristalino.

Irregularmente espalha-se pela rocha titanita granular leucoxenizada, epidoto, zoizita em grãos maiores, hematita proveniente da magnetita, zirconita e relíquias de biotita.

A estrutura é xistosa, não havendo relíquias da textura original, mas os indícios de cataclase são patentes.

Esta rocha pode ser classificada como calcita-clorita-xisto, e possivelmente provem do dinamometamorfismo de uma rocha eruptiva básica.

DEPÓSITOS TERCIÁRIOS

De ha muito conhecem em Curitiba e seus arredores, cabeceiras do rio Iguassú, sedimentos inconsistentes sem fósseis, maiormente argilosos, que se caracterizam pelas cores vivas e variegadas nas superfícies de alteração.

Aproximam-se esses sedimentos, de maneira completa, da formação chamada "argilas de São Paulo", presente nos arredores da capital paulista.

A comparação com os fenômenos de sedimentação no vale do Paraíba e também com a exposição generalizada no norte do País, da série dos Tabuleiros, creou para as argilas de São Paulo a cronologia pliocênica, posto que com apoio de documentos paleontológicos pouco decisivos. Como natural, estenderam essa cronologia para as argilas de Curitiba, caracterizadas pela primeira vez pelo Dr. Euzébio de Oliveira.

A estrada, logo que desce as elevações graníticas que constituem o divisor Ribeira e Iguassú, passa a correr em país cujo modelado difere essencialmente do prèviamente atravessando. À topografia aspera sucede uma planície que mal se pode dizer ondulada. Maior atenção será prestada depois a esses aspectos geomorfológicos. Agora toca frisar que logo depois do divisor não mais se expõem as rochas proterozóicas, recobrendo-se o Complexo brasileiro com um manto bastante espesso de depósitos inconsistentes. Dividem-se esses depósitos em duas categorias: os mais antigos, principalmente argilas de cores vivas, e os mais modernos, argilas pálidas frequentemente com certa proporção de material carbonoso.

As camadas mais antigas estão expostas em cortes mais profundos da estrada e nas encostas dos vales que se traçam na planície.

As exposições não são muito boas nem frequentes. Mostram espessuras de poucos metros. Mesmo assim denunciam as camadas idênticas que afloram nos arredores de Curitiba. Tudo leva a crer que essas camadas começam logo que se penetra na planície do vale do Iguassú e que se prolonguem continuamente até Curitiba e além, recobertas pelas mais modernas, e que delas só localmente se elevam ilhas do Complexo brasileiro.

As camadas inferiores estão expostas mercê da erosão das posteriores.

A comparação das argilas de cores vivas observadas no trajeto, com as congêneres de Curitiba, é flagrante. Não há dúvida que sedimentos da bacia terciária de Curitiba ocorrem desde pouco adiante das elevações que dividem as águas do Ribeira e do Iguassú.

As exposições da estrada não permitem descrição minuciosa do conjunto. Todavia apresentam seus aspectos caraterísticos: argilas horizontais, bastante plásticas, quase sempre vermelhas, mas também manchadas de verde, branco, roxo ou amarelo, cores todas secundárias. Não faltam de todo termos menos finos, siltes e arenitos, e mesmo conglomerados.

As estruturas sedimentares, com estratificação cruzada e terminação lenticular das unidades litológicas, indicam, sem dúvida, deposição subaquosa, em água corrente ou em planícies aluviais periódicamente inundadas. Repetiu-se, no planalto curitibano, o mesmo processo sedimentar que no planalto paulistano deu origem às argilas variegadas de São Paulo; não se pode deixar de atentar à similitude fisiográfica, desempenhando naquele o rio Iguassú papel homólogo ao do Tietê na capital paulista, e é impossível deixar de atribuir a esses dois cursos d'água o papel de geradores, sob a ação de causas idênticas, dessas duas interessantes bacias sedimentares.

QUATERNÁRIO

Os depósitos quaternários só alcançam desenvolvimento apreciável além de Bocaiuva, entre os quilômetros 115 e 119, no vale do rio Palmital. Nesse trecho, como ficou dito, ocorrem também sedimentos terciários de Curitiba.

O desenvolvimento aí da sedimentação moderna está ligado a fenômenos geomorfológicos que serão versados em seu lugar.

No restante percurso têm os depósitos quaternários desenvolvimento mínimo, a não ser às margens do Ribeira onde abaixo da ponte, além da barra do Ribeirão Grande, se fazem notar depósitos de cascalhos, alguns com seixos de tamanho maior que um punho, e no vale do Capivarí, no quilômetro 104.

Claro que esses depósitos merecem ser havidos como quaternário muito moderno, atual. Sua deposição encontra explicação nas variações de nível dos rios com as cheias e na topografia bastante evoluida das margens. Sofreram ainda esses depósitos grande movimentação pela água corrente.

Nos cursos d'água presentes no trecho acidentado da estrada, todos muito pouco evoluidos, os depósitos quaternários são praticamente nulos.

As camadas quaternárias das planícies que dominam além do quilômetro 115 são maiormente argilas, com pequena proporção de areia, os leitos de cascalho sendo raros.

Constitui característica das argilas quaternárias a presença frequente de proporção apreciável de matéria carbonosa que lhes imprime cores escuras ou que lhes causou descoloramento promovendo a redução dos óxidos férricos. As cores escuras podem ser substituídas por cores palidas, amareladas. Não ha as argilas de cores vivas e variegadas que tão bem caracterizam as camadas terciárias em suas exposições. Distinguem esses caracteres de maneira flagrante os depósitos quaternários dos terciários.

Mesmo ao observador que passa pela estrada sem muito vagar fica patente a discordância erosional entre uma e outra formação. Com efeito, na planície alta domina o quaternário, espesso de menos de uma dezena de metros. Em alguns cortes porém, aparecem camadas terciárias recobertas por uma espessura menor de quaternário. Demonstra o fato a ondulação da superfície de terciário que recebeu os depósitos quaternários.

Vales mais profundos, entretanto, são ocupados pelas camadas quaternárias, posto que nas encostas frequentemente existam os sedimentos terciários. São rios cavados antes da sedimentação quaternária.

Prevalecem porém os mesmos fatores de drenagem que abriram os novos "thalwegs" nas antigas depressões.

Não fornecem esses depósitos fósseis. Sua separação das camadas terciárias conduz imediatamente incluí-las no quaternário. De outro lado a extensão da sedimentação, que frequentemente desobedece à drenagem atual, justifica sua colocação num andar pleistocênico. Desnecessário lembrar a precariedade dessa cronologia. O critério vem sendo seguido no sul do Brasil; admite-se que da época pleistocênica à atual fenômenos epirogênicos modificaram em grande parte a rede de drenagem, posto que alguns coletores permaneceram.

A sedimentação fluvial originada em drenagem diferente da atual deverá ser referida ao pleistoceno, se ainda incluída no quaternário.

Em depósitos nessas condições em Minas Gerais, em São Paulo e norte do Brasil, têm sido encontrados restos de fauna diferente da atual, havida como pleistocênica.

Não obstante, os depósitos atuais quaternários podem adquirir grandes extensões, se bem que nos leitos maiores dos rios modernos. Depósitos nessas condições cabem incontestavelmente no andar holocênico. O mesmo acontece com as formações observadas dos arredores de Curitiba, em particular ao longo do vale do Iguassú, entre essa cidade e São José dos Pinhais. Essas considerações não deixam de crear uma certa dúvida relativamente ao andar quaternário, ao qual pertencem as camadas do Palmital.

FISIOGRAFIA

A estrada estudada desenvolve-se em pequena parte pelo vale do rio Ribeira, em sua margem direita Sai do "thalweg" principal para ganhar o vale do Curumbé e dos Paióis. No quilômetro 23 vence o divisor desse vale secundário com o Ribeirão Grande, representado pelo Rio Salto.

Acompanha depois o divisor entre o vale do Ribeirão Grande e do Ribeirão do Rocha. Perto de Pedra Pedra está a cabeceira do São Domingos com a qual contravertem águas do Pedra Preta, afluente do Ribeirão Grande, o qual se lança no Ribeira.

Continua mais ou menos pelo divisor, deixando do lado esquerdo de quem vai para Curitiba as primeiras cabeceiras tributárias do Ribeirão Grande e depois de formadores do Rio Pardo, e à direita cabeceiras que vão alimentar tributários do alto curso do Ribeira.

Próximo a Bocaiuva, a estrada entra no vale do Capivarí, principal formador do Rio Pardo. Logo depois atravessa o divisor entre o Capi-

vari e o Palmital, o qual já corre para o Iguassú. Deixa quase que insensivelmente o vale do Palmital para ganhar o do Atuba e chegar a Curitiba.

Constrasta o traçado da estrada nova com o da estrada velha. A nova em sua maior parte acompanha os divisores, ao passo que a outra aproveita todo o curso do Ribeirão Grande. Todavia esta última, entre Bocaiva e Passa Vinte, atravessa sucessivamente divisores de tributários do Rio Pardo. De pouco aquém de Bocaiuva até Curitiba os traçados são idênticos. O relevo, excetuados os vales do Palmital e do Atuba, vastas planícies, é moderadamente acidentado.

Do "thalweg" principal do vale do Ribeira até Bocaiuva, exhibe o país topografia muito movimentada, que apresenta ainda sintomas de evolução pouco avançada. Os vales, bastante estreitos, não possuem planícies de deposição. Além de Bocaiuva a topografia já se mostra bastante evoluída, com depósitos modernos e movimentação muito menor.

Mais avançada ainda é a evolução além do vale do Capivarí, já na região drenada para o Iguassú, de relevo insignificante, vastas planícies de formações modernas. Óbvias as consequências a tirar das últimas constatações: a criação do sistema de drenagem do vale do Ribeira muito posterior à drenagem para oeste, através do Iguassú.

Convem salientar que os depósitos terciários presentes no vale desse último certificam a evolução avançada do ciclo geomórfico antes do início do período quaternário, e a retomada da erosão, acompanhada de sedimentação ao longo do curso principal e de seus afluentes mais importantes, durante esse período.

Só então começava a se cavar o sistema de drenagem do vale do Ribeira. Não cabem aqui maiores considerações sobre as causas responsáveis pelo canal principal deste rio. Em geral a muralha de rochas graníticas creada ao longo da costa, a serra do Mar, impede até hoje a ampliação dos vales tributários diretos do oceano, para leste. Progridem, é verdade, porém de maneira vagarosa. Em suas cabeceiras é possível constatar capturas, de pequenas extensões, de torrentes ou cursos d'água dirigidos antes para oeste. Revelam-nas as diferenças de declive. Para que se abrisse um canal da importância que tem o Ribeira, indispensável que aí se fizesse sentir causa não presente alhures. É que as rochas graníticas que estão, na região desse vale, deprimidas, deixaram na superfície de erosão pliocênica grande espessura de rochas metamórficas não granitizadas, xistos e calcários. Essas rochas resistem menos à erosão que as graníticas da Serra do Mar propriamente dita, e permitiram a abertura do vale do Ribeira, em traçado subsequente, adaptado às estruturas e linhas de fraturas antigas.

Com verossimilhança o desgaste do calcário, em um regime cárstico, facilitou grandemente os primórdios dessa erosão, e ainda hoje subsistem vestígios desse regime nas regiões de granito que dificultam a erosão.

Outro fator, quicá decisivo, cooperou para o estabelecimento do vale do Ribeira: a posição relativa a que foram levados os blocos de falha da serra do Mar no litoral sul-paulista. Como se sabe, a permanência elevada desses blocos resistentes, no litoral de Santos e mais ao sul, no Paraná, permitiu a manutenção da drenagem para o interior, em busca do rio Paraná, que desde o cretáceo se havia estabelecido. Fraturada a peneplanície cretácea (ou eocênica, de Moraes Rego) cujos restos são ainda flagrantes nas serras de Paranapiacaba e do divisor dos rios Assunguí e Capivari, no Paraná, foram os blocos de falha, compostos de rochas arqueanas resistentes a erosão, levados a menores alturas na baixa do Ribeira de Iguape. A rede de drenagem que aí se estabeleceu, em busca do oceano, rapidamente recusou para o interior, favorecida pelas razões acima apontadas.

Departamento de Geologia e Minas.

Escola Politécnica.

Universidade de São Paulo.

Abril de 1946.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, Fernando F. M. — (1944) — *Collenia itapevensis* sp. n. — um fóssil pre-cambriano do Estado de São Paulo. Fac. Fil. Cien. Letras Univ. S. Paulo, Bol. XLV. Geologia I, ps. 89-106. S. Paulo.
- BARBOSA, Octavio — (1942) — *Geologia e petrologia da região de Apiaí, Estado de São Paulo*. Tese para concurso da cadeira de Geologia da Escola Politécnica da Universidade de São Paulo.
- CARVALHO, Paulino Franco de — (1941) — *O devoniano do Paraná etc.* Dep. Nac. da Prod. Min., Divisão de Geol. e Min., Bol. n.º 109. Rio de Janeiro.
- CARVALHO, Paulino Franco de e Estevam Alves Pinto — (1937) — *Reconhecimento geológico na série Assunguí*. Brasil, Serviço Geológico e Mineralógico, Boletim n.º 71. Rio de Janeiro.
- DERBY, Orville A. — (1878) — *Geologia da região diamantífera da Província do Paraná no Brasil*. Mus. Nac. do Rio de Janeiro, Arq., vol. III, ps. 89-96. Rio de Janeiro.
- GUIMARÃES, Djalma — (1933) — *Os anfíbolitos da região diamantífera do norte de Minas Gerais*. Esc. de Minas de Ouro Preto. Anais, n.º 24, ps. 3-29. Ouro Preto.
- GUTMANS, M. — (1943) — *Rochas-mater da "terra roxa"* Bragantia, n.º 3, ps. 271-322. Campinas.
- OLIVEIRA, Euzébio de — (1927) — *Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná*. Brasil, Serviço Geológico e Mineralógico. Monografia VI. Rio de Janeiro.