

**Secretaria de Estado da Indústria, do Comércio e Assuntos do Mercosul
Serviço Geológico do Paraná - MINEROPAR**

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DO PARANÁ



**Curitiba
Maio de 2015**

GOVERNO DO ESTADO DO PARANÁ

Carlos Alberto Richa
Governador

Secretaria de Estado do Meio Ambiente e Recursos Hídricos SEMA

Ricardo José Soaviski
Secretário

Serviço Geológico do Paraná MINEROPAR

José Antonio Zem
Diretor Presidente

Marcos Vitor Fabro Dias
Diretor Técnico

Sérgio Roberto Pegoraro
Diretor Administrativo-Financeiro

Organização

Edir Edemir Arioli
Gerente de Geologia Básica e Temática

Oscar Salazar Jr.
Assessor Técnico

SUMÁRIO

Apresentação

1 - INTRODUÇÃO

- 1.1 - Organização do texto
- 1.2 - Mapa Geológico do Paraná
- 1.3 - Domínios tectônicos do Embasamento Cristalino

2 - ARQUEANO

- 2.1 - Complexo Granulítico Serra Negra

3 - PROTEROZÓICO INFERIOR

- 3.1 - Complexo Máfico Ultramáfico de Piên
- 3.2 - Complexo Gnáissico Migmático Costeiro
- 3.3 - Suíte Gnáissica Morro Alto
- 3.4 - Formação Rio das Cobras
- 3.5 - Suíte Granítica Foliada

4 - PROTEROZÓICO MÉDIO

- 4.1 - Complexo Apiaí-Mirim
- 4.2 - Grupo Setuva
 - 4.2.1 - Formação Perau
 - 4.2.2 - Formação Água Clara
 - 4.2.3 - Complexo Turvo-Cajati

5 - PROTEROZÓICO SUPERIOR

- 5.1 - Grupo Açungui
 - 5.1.1 - Formação Votuverava
 - 5.1.2 - Formação Capiçu
 - 5.1.3 - Seqüência Abapã
 - 5.1.4 - Formação Itaiacoca
 - 5.1.5 - Seqüência Antinha

6 - PROTEROZÓICO - PALEOZÓICO

- 6.1 - Migmatitos e Granitos de Anatexia Brasileiros
- 6.2 - Suíte Granítica e Cornubianítica Brasileira
 - 6.2.1 - Granitos Porfíricos
 - 6.2.1.1 - Três Córregos
 - 6.2.1.2 - Cunhaporanga
 - 6.2.2 - Granitos Alaskitos
 - 6.2.3 - Granitos e Sienogranitos
 - 6.2.4 - Granitos Subalcalinos e Alcalinos

6.3 - Formação Camarinha

7 - PALEOZÓICO

7.1 - Formação Guaratubinha

7.2 - Grupo Castro

7.3 - Grupo Paraná

7.3.1 - Formação Furnas

7.3.2 - Formação Ponta Grossa

7.4 - Grupo Itararé

7.4.1 - Formação Campo do Tenente

7.4.2 - Formação Mafra

7.4.3 - Formação Rio do Sul

7.5 - Grupo Guatá

7.5.1 - Formação Rio Bonito

7.5.2 - Formação Palermo

7.6 - Grupo Passa Dois

7.6.1 - Formação Irati

7.6.2 - Formação Teresina

7.6.3 - Formação Rio do Rasto

7.6.4 - Formação Pirambóia

8 - MESOZÓICO

8.1 - Formação Botucatu

8.2 - Formação Serra Geral

8.3 - Intrusivas Alcalinas

8.4 - Grupo Bauru

8.4.1 - Formação Caiuá

8.4.2 - Formação Santo Anastácio

8.4.3 - Formação Adamantina

9 - TERCIÁRIO - QUATERNÁRIO

9.1 - Formação Alexandra

9.2 - Formação Guabirotuba

10 - QUATERNÁRIO

10.1 - Sedimentos Recentes

11 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

APRESENTAÇÃO

Temos a satisfação de trazer a público mais uma contribuição ao desenvolvimento das geociências e da mineração paranaense, divulgando a síntese da Geologia e dos Recursos Minerais do Estado do Paraná. Embora a missão da MINEROPAR tenha incorporado recentemente a execução de mapeamentos geológicos básicos, a capacitação técnica e o acervo de informações resultantes de inúmeros projetos, executados em mais de 30 anos de atuação, têm-nos permitido produzir documentos de caráter sistemático e abrangente sobre o meio físico e os recursos naturais do Paraná. Por outro lado, numerosos estudos e projetos executados nas universidades, centros de pesquisa e empresas fornecem um volume notável de dados e informações sobre o arcabouço tectônico, litoestratigráfico e mineral do território paranaense.

A presente síntese descreve, portanto, as assembléias litológicas representadas no Mapa Geológico do Estado do Paraná, na escala de 1:650.000, enriquecidas com informações sobre os recursos minerais do nosso território. Para subsidiar estudos mais avançados, cuidamos de incluir no texto os autores que contribuíram mais significativamente tanto para a construção do conhecimento geológico sistemático quanto para a produção de dados localmente relevantes, na faixa de afloramento de cada unidade.

Com esta edição, esperamos facilitar a profissionais e estudantes a análise da geologia paranaense, bem como contribuir para a qualidade de relatórios técnicos nas empresas privadas, organizações de governo e instituições de pesquisa. Esperamos que a publicação da informação geológica assim organizada promova economia de recursos, transparência da informação e incentivo ao conhecimento das riquezas naturais do nosso Estado.

José Antonio Zem
Diretor Presidente

1. INTRODUÇÃO

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - Organização do texto

Esta síntese descreve as unidades litoestratigráficas representadas no Mapa Geológico do Estado do Paraná, editado pela MINEROPAR em 1989 e atualizado em 2013, na escala de 1:650.000. Muitas alterações foram introduzidas na cartografia geológica do Paraná, desde a edição do mapa até os dias de hoje, as quais foram incorporadas aos arquivos geoprocessados na atualização concluída em 2013. Entretanto, para facilitar ao leitor o uso conjunto desses documentos, a estrutura do texto obedece a legenda original do mapa, registrando as alterações posteriores dentro da descrição de cada unidade.

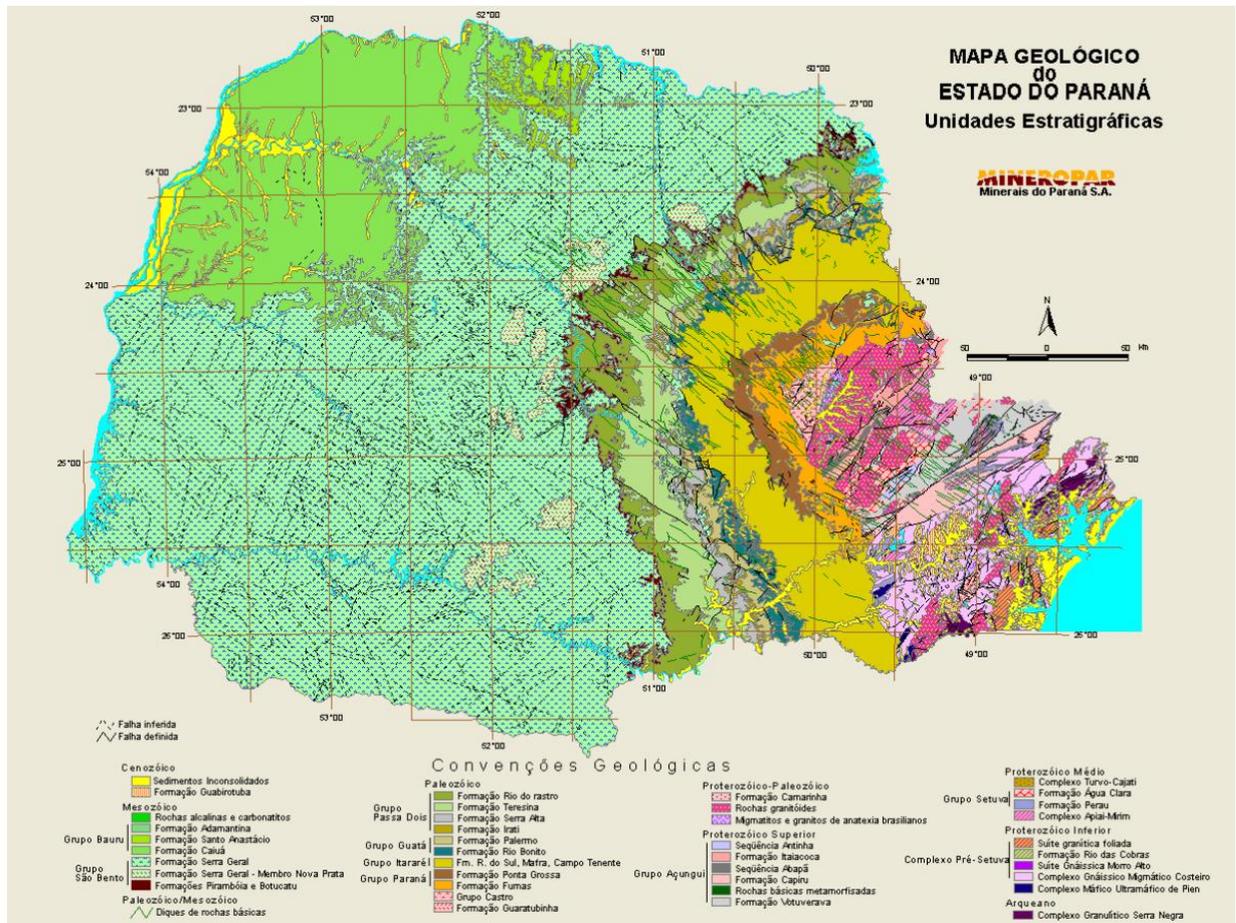
Como as alterações mais complexas ocorreram no Embasamento Cristalino, principalmente no que diz respeito à sua compartimentação tectônica, acrescentamos a seguir uma seção que sintetiza os conceitos mais recentes, segundo alguns autores selecionados. Por se dirigir ao leitor não-especialista neste campo da geologia, o texto não explora o tema em profundidade, tratando-o de forma introdutória. Deve ser considerado, ainda, que o mapa que serve de referência a esta síntese é essencialmente litoestratigráfico, com indicação das estruturas regionais dominantes, não tendo a finalidade de cartografar a organização tectônica do nosso território. Conseqüentemente, a sua descrição deve ater-se às associações litológicas, às relações de idade e à estruturação interna de cada unidade.

As informações sobre os recursos minerais não pertencem ao escopo do mapa em questão, mas foram acrescentadas pela sua importância intrínseca e utilidade prática para o estudo da geologia e mineração do Paraná. Elas foram associadas às respectivas unidades hospedeiras e priorizaram o registro das pesquisas mais importantes realizadas sobre eles, a localização das áreas pesquisadas e os dados econômicos mais genéricos. Preocupamo-nos, de forma especial, em localizar no território paranaense as pesquisas compiladas, de modo a facilitar ao leitor o conhecimento da distribuição regional da informação e a busca de dados mais precisos, quando necessário.

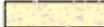
Onde a informação disponível justificou destaque, foram utilizados intertítulos para facilitar ao leitor a consulta de dados específicos, tais como os referentes aos temas Geoquímica, Estruturas e Geocronologia. As referências bibliográficas inseridas no texto não obedecem à norma NBR 6023/2002 porque este documento foi elaborado em 1997, com atualizações periódicas. Assim, mantivemos a citação nominal de até três autores, generalizando com *et al.*, acrescido ao nome do primeiro autor, apenas nas referências que contêm quatro ou mais autores. Da mesma forma, não está atualizada na versão atual do texto a ortografia dos termos técnicos, o que será feito oportunamente.

1.2 - Mapa Geológico do Estado do Paraná

O Mapa Geológico do Estado do Paraná, na escala de 1:650.000, é reproduzido abaixo, a título de ilustração, acompanhado da legenda completa, para orientar a consulta às unidades litoestratigráficas descritas neste volume.

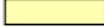


QUATERNÁRIO HOLOCENO

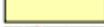
 Aterro - Aterros e modificações antrópicas.

Sedimentos Recentes

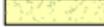
 QAr - Areias marinhas atuais (fundos rasos).

 QAp - Areias de praias atuais.

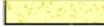
 Qha - Sedimentos de deposição fluvial (aluviões), com areias, siltes, argilas e cascalhos, depositados em canais, barras e planícies de inundação. Aluviões indiferenciados (areias, argilas e cascalhos).

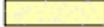
 QHa1 - Aluviões antigos.

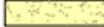
 QHa2 - Aluviões recentes.

 QHmg - Sedimentos flúvio marinhos, associados à manguezais.

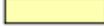
 QHmo - Sedimentos argilo-siltico-arenosos, paleoestuarinos.

 Qm - Sedimentos marinhos de planície costeira indiferenciados, com cordões litorâneos.

 Qm1 - Sedimentos marinhos de planície costeira indiferenciados, com cordões litorâneos. Fase antiga.

 Qm2 - Sedimentos marinhos de planície costeira indiferenciados, com cordões litorâneos. Fase intermediária

 Qm2_1 - Sedimentos marinhos de planície costeira indiferenciados, com cordões litorâneos. Fase intermediária antiga.

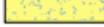
 Qm3 - Sedimentos marinhos de planície costeira indiferenciados, com cordões litorâneos. Fase recente.

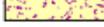
 Qhc - Argila, silte e areia, seixos e blocos. Depósitos de colúvio e talus. Depósito de colúvio associados à depósitos de talus, com argila, silte, areias e seixos.

 QHcs - Cascalheiras continentais retrabalhadas.

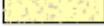
 Qt - Depósitos de talus, blocos em matriz argilosa.

 Qa - Aluviões atuais dispostos em planícies ao longo das drenagens e em pequenas depressões alveolares fechadas. Apresentam constituição variada, predominando depósitos homogêneos areno-argilosos, com intercalações de bancos arenosos.

 Qa,t - Aluviões atuais e subatuais dispostos em planícies e terraços ao longo das drenagens principais, apresentando constituição variada, predominando depósitos areno-argilosos, com intercalações de bancos arenosos.

 Qal - Aluviões recentes recobrindo planícies de inundação marginais aos rios, constituídos de material argilo-silto-arenoso, argiloso e/ou arenoso, dependendo da situação em um sistema meandrante.

 Qal+TQt - Qal: Aluviões recentes recobrindo planícies de inundação marginais aos rios, constituídos de material argilo-silto-arenoso, argiloso e/ou arenoso, dependendo da situação em um sistema meandrante. São aluviões em terraços (desde alguns metros até desníveis superiores a uma dezena de metros) em relação ao leito atual das drenagens. TQt: Sedimentos inconsolidados ou parcialmente consolidados, com estruturas sedimentares representadas por acamamentos alternados de siltitos e arenitos friáveis laminados e lavados. Nos rios principais, geralmente são recobertos por aluviões recentes ou colúvio, nos limites com terras altas. Indivisos.

 Qc - Depósitos sedimentares continentais inconsolidados: Colúvios arenosos a areno-argilosos derivados dos Arenitos Caiuá e Santo Anastácio, dispostos sobre espigões ou rampas a meia encosta. Apresentam ampla distribuição sobre a área de ocorrência dos Arenitos Caiuá e Santo Anastácio, estando porém assinalados no mapa somente as ocorrências destes colúvios situados diretamente sobre o embasamento basáltico.

 Qhi - Depósitos aluvionares indiferenciados

 QHi - Aluviões recentes recobrindo planícies de inundação marginais aos rios, constituídos de material argilo-silto-arenoso, argiloso e/ou arenoso, dependendo da situação em um sistema meandrante. Indiferenciado.

QUATERNÁRIO PLEISTOCENO

Formação Guabirota

 QPg - Argilas, arcósios, areias e cascalhos.

TERCIÁRIO MIOCENO

Formação Alexandra

 Ta - Conglomerados, arcósios, areias e argilitos.

 Ta1 - Sedimentos areno argilosos estratificados.

 TQt - Sedimentos inconsolidados ou parcialmente consolidados, com estruturas sedimentares representadas por acamamentos alternados de siltitos e arenitos friáveis laminados e lavados. Nos rios principais, geralmente são recobertos por aluviões recentes ou colúvio, nos limites com terras altas. Indivisos. São aluviões em terraços (desde alguns metros até desníveis superiores a uma dezena de metros) em relação ao leito atual das drenagens.

 TQt2 - Mais antigos em relação a TQt1.

 TQt1 - Mais antigos em relação a TQt.

MESOZÓICO

Grupo Bauru

-  Ka - FORMAÇÃO ADAMANTINA - Depósitos sedimentares continentais fluviais, constituídos predominantemente por arenitos muito finos, quartzosos, medianamente selecionados, de coloração rosada com estratificação plano paralela demarcada por lâminas milimétricas de diferentes camadas. Subordinadamente constitui-se de siltitos vermelhos pouco arenosos, com intercalações métricas a submétricas de arenitos finos, quartzosos, medianamente a bem selecionados, com coloração cinza esbranquiçada. Cimentação Ferruginosa.
-  Ksa - FORMAÇÃO SANTO ANASTÁCIO - Arenitos predominantemente finos a médios com porcentagens variadas de grãos bem arredondados, medianamente a mal selecionados, com pouca matriz argilosa. Apresentam feldspatos calcedônia e opacos, exibindo frequentemente caráter subarcoziano.
-  Kc - FORMAÇÃO CAIUÁ - Depósitos sedimentares continentais constituídos predominantemente por arenitos médios à finos, quartzosos, com feldspato, calcedônia e opacos, com tendência para apresentar termos mais finos na porção inferior do pacote, e termos mais grossos nas porções superiores. Os arenitos apresentam-se cimentados por pequenas quantidades de hidróxidos de ferro e argila, podendo ocasionalmente apresentar intensa cimentação por sílica, originando variedades duras e resistentes. Os arenitos apresentam estratificação cruzada tabulares ou acanaladas de grande porte, ocorrendo subordinadamente bancos maciços, mais comumente nas porções basais do pacote. A maior parte das áreas de ocorrência do Arenito Caiuá apresenta-se coberto por espessura variável (até duas dezenas de metros) de coluviões arenosos a areno-argilosos de idade quaternária.
-  Ka4 - Depósitos fluviais constituídos por arenitos finos quartzosos, com intercalações de siltitos a arenitos muito finos, com estratificação plano paralela incipientes e subordinadamente estratificações cruzadas de pequeno e médio porte, cimentados com sílica.

Intrusivas Alcalinas

-  Kb - Maciço alcalino do Banhadão - nefelina sienitos, foiaitos, malignitos, ijolitos, essexitos e urtilos (K - Ar - 68 Ma.)
-  Kf - Fonolitos, tinguaitos e nefelina sienitos.
-  Kt - Maciço alcalino de Tunas - sienito alcalino (predominante) na porção externa das estruturas anelares. Na parte interna há gabros de filiação alcalina, dioritos e sienodioritos, envolvidos por pulasquitos. Diques estreitos de microsienito, traquito e bostonito cortam as rochas do maciço, com restritas brechas magmáticas, de fase tardia (K - Ar 110 Ma.).
-  JKf - Complexo gabrico do Bairro da Cruz, constituído predominantemente de fonolito e olivina-gabro.
-  JKjf - Gabro José Fernandes.

Grupo São Bento

-  JKsg - Derrames de basalto. Entre dois derrames consecutivos, geralmente há intercalações de material sedimentar- arenitos e siltitos- ditos intratrapianos. Representados por basalto amigdaloidal de base, basalto compacto, basalto amigdaloidal, basalto vesicular e brecha basáltica e/ou sedimentar.
-  JKsg - Soleira diabásio
-  JKnp - Lavas ácidas e intermediárias.
-  JKdb - Diques básicos em geral, incluindo basaltos, diabásios, gabros e dioritos pórfiros, associadas a Formação Serra Geral.
-  JKl - Corpos de arenito intertrapps.
-  JKb - Formação Botucatu - Arenitos eólicos róseo-avermelhados, com típica estratificação cruzada tabular de grande porte. Apresentam alternâncias de lâminas com granulação média e fina, com boa seleção em cada lâmina e grãos bem arredondados em ambas as frações. Frequentemente apresentam-se silicificados.
-  Jp - Formação Pirambóia - Arenitos de granulação muito fina a grosseira, níveis conglomeráticos, estratificação cruzada. Níveis de argilito (lamito).

PERMIANO-DEVONIANO

Grupo Passa Dois

-  Prr - Formação Rio do Rasto - Siltitos e argilitos intercalados de arenitos finos, cores esverdeadas, avermelhadas e arroxeadas, níveis ocasionais de calcário e sílex. Laminações paralelas, por vezes cruzadas.
-  Pt - Formação Teresina - Alternância de argilitos, folhelhos e siltitos de cor cinza médio esverdeada, freqüentes níveis de sílex e calcários esbranquiçados.
-  Psa - Formação Serra Alta - Lamitos e folhelhos cinza escuro a esverdeado.
-  Pi - Formação Irati - Argilitos e folhelhos pirobetuminosos, cinza escuro a preto, intercalações de lentes de calcário cinza claro.
-  Pi+Psa - Formação Irati: Argilitos e folhelhos pirobetuminosos, cinza escuro a preto, intercalações de lentes de calcário cinza claro. Formação Serra Alta: Lamitos e folhelhos cinza escuro a esverdeado.
-  Prr+Pc - Formação Rio do Rasto: Siltitos e argilitos intercalados de arenitos finos, cores esverdeadas, avermelhadas e arroxeadas, níveis ocasionais de calcário e sílex. Laminações paralelas, por vezes cruzadas. Formação Corumbataí: Siltitos e argilitos esverdeados e avermelhados, ocasionais níveis de arenito cinza médio, laminações paralelas inclinadas, lenticulares, convolutas. Calcilitos com lâminas argilosas.
-  Ps - Formação Rio do Rasto - Siltitos e argilitos de cores esverdeadas, avermelhadas e arroxeadas, níveis de calcários oolíticos, de sílex e de coquinas. (Membro Serrinha).
-  Pmp - Formação Rio do Rasto - Argilitos e siltitos avermelhados com intercalações de arenitos finos, estratificação cruzada acanalada, laminações cruzadas e paralelas. (Membro Morro Pelado).

Grupo Guatá

-  Pp - Formação Palermo - Siltitos cinzentos, predominantemente bioturbados e laminações inclinadas.
-  Prb - Formação Rio Bonito - Porção basal arenosa (Membro Triunfo) e porção superior de siltitos esverdeados (Membro Paraguauçu).
-  Prb+Pp - Formação Rio Bonito: Arenitos siltitos e folhelhos cinzas, esverdeados e marrons, intercalações de níveis de calcários, cinza claro; laminação paralela, ondulada, cruzada e inclinada. Níveis ocasionais de conglomerado e camadas de carvão. Formação Palermo: Siltitos cinzentos, predominantemente bioturbados e laminações inclinadas.
-  Prbt - Formação Rio Bonito: Arenitos siltitos e folhelhos cinzas, esverdeados e marrons, intercalações de níveis de calcários, cinza claro; laminação paralela, ondulada, cruzada e inclinada. Níveis ocasionais de conglomerado e camadas de carvão.

Grupo Itararé

-  Pc - Formação Corumbataí - Siltitos e argilitos esverdeados e avermelhados, ocasionais níveis de arenito cinza médio, laminações paralelas inclinadas, lenticulares, convolutas. Calcilitos com lâminas argilosas. Ocasionais níveis limonitizados.
-  PCI - Grupo Itararé Indiviso - Conjunto heterogêneo de rochas sedimentares, incluindo: arenitos, siltitos, folhelhos, argilitos, diamictitos, tilitos e ocasionalmente níveis de carvão.
-  Pm - Formação Mafra - Arenito finos/médio esbranquiçados, laminações paralelas, acanaladas subordinadas, diamictita, conglomerados, ritmitos e argilitos com estruturas de escorregamento.
-  PCI/Pm - Grupo Itararé indiviso - Conjunto heterogêneo de rochas sedimentares, incluindo arenitos, siltitos, folhelhos, argilitos, diamictitos, tilitos e ocasionalmente níveis de carvão. Formação Mafra: Arenito finos/médio esbranquiçados, laminações paralelas.
-  PCia - Arenitos.
-  PCis - Siltitos, folhelhos, varvitos e conglomerados.

Grupo Paraná

-  Dpg - Formação Ponta Grossa - Folhelhos e siltitos cinza escuros, muito micáceos, laminados, com arenitos intercalados.
-  Df - Formação Furnas - Arenitos brancos, de granulação média a grossa, micáceos, feldspáticos, de matriz caulínica e estratificação cruzada com níveis conglomeráticos.

ORDOVICIANO-CAMBRIANO

Grupo Castro

	OiCsi - Arenitos arcossianos, siltitos e lamitos de planície de inundação, preenchimento de canais e fácies lacustres.
	OiCcs - Conglomerados polimiticos de leques aluviais.
	OiCva1 - Riolitos
	OiCva2 - Quartzos latitos, brechas, tufos, ignimbritos.
	OiCvi1 - Riolitos
	OiCvi2 - Andesitos, tufos, ignimbritos e conglomerados subordinados.

Formação Guaratubinha

	Cg - Granitos, quartzo-monzonitos e granodioritos.
	Cga - Sequencia vulcânica ácida: riolitos, tufos e brechas.
	Cgg - Diques de riolito pórfiro, felsito e microgranito.
	Cgi - Sequência vulcânica intermediária: andesitos e dacitos.
	Cgm - Granófiros, granitos pórfiros, quartzo pórfiros, e microgranitos.
	Cgs - Sequência sedimentar: arcossios, siltitos, argilitos e conglomerados.

PROTEROZÓICO SUPERIOR-CAMBRIANO

Formação Camarinha

	PCcg - Conglomerados polimiticos com matriz arcossiana e arenitos arcossianos.
	PCcs - Siltitos, siltitos argilosos, argilitos e arenitos arcossianos.

Suíte Sieno Granitos

	PC _{sg} 1 - Granito Cerne.
	PC _{sg} 2 - Granito Passa Três.
	PC _{sg} 3 - Granito Chacrinha.
	PC _{sg} 4A - Granito Piedade.
	PC _{sg} 4B - Granito Piedade.
	PC _{sg} 5 - Granito Rio Abaixo.
	PC _{sg} 6 - Granito Pula Sapo.
	PC _{sg} 7 - Granito Itaoca.

Suíte Álcali-Granitos

	PC _g 1 - Granito Anhangava.
	PC _g 2 - Granito Graciosa.
	PC _g 3 - Granito Alto Turvo.
	PC _g 4 - Granito Rio do Salto.
	PC _g 5 - Granito Morro Redondo.
	PC _g 6 - Granito Marumbi.
	PC _g 7 - Granito Serra da Igreja.
	PC _g 8 - Granito Agudos do Sul.

Suíte Monzo Granitos

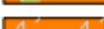
	PC _{gc} 1A - Granito Varginha.
	PC _{gc} 1B - Granito Varginha.
	PC _{gc} 1C - Granito Varginha.
	PC _{gc} 1D - Granito Varginha.
	PC _{gc} 1E - Granito Varginha.
	PC _{gc} 2 - Granito Taici.
	PC _{gc} 3 - Granito Banhado.
	PC _{gc} 4 - Granito Estrela.
	PC _{gc} 5A - Granito Morro Grande.
	PC _{gc} 5B - Granito Morro Grande.
	PC _{gc} 5C - Granito Morro Grande.
	PC _{gc} 5D - Granito Morro Grande.
	PC _{gc} 5E - Granito Morro Grande.

Fácies Hornblenda hornfels

	PC _{hf} - Rochas de face Hornblenda hornfels com diopsídio hornfels, microclina-quartzo-amfibólio hornfels e escarnitos com magnetita.
---	---

PROTEROZÓICO SUPERIOR

Suíte Monzo Granitos e Granodioritos Porfiróides

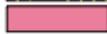
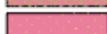
	PS _{sp1} - Granito Três Córregos.
	PS _{sp2} - Granito Cunhaporanga.
	PS _{2bbv} - Domínio petrográfico Biscaia- Boa Vista: hornblenda biotita monzogranitos porfiríticos (fenocristais de FK 1-5 cm) cinzentos (M 10-20).
	PS _{2c} - Setores indiferenciados (áreas sem afloramento ou sem controle de campo)
	PS _{2cap} - Domínio petrográfico Arroio das Pedrinhas: biotita monzogranitos a granodioritos equigranulares cinzentos (M 5-15) e raros muscovita biotita granitóides quartzosos róseos (M<5).
	PS _{2cea} - Domínio Petrográfico Espigão Alto: hornblenda biotita monzogranitos inequigranulares cinzentos (M-10).
	PS _{2ceb} - Domínio petrográfico Espalha Brasa: biotita granitóides avermelhados (M 5-7) cataclásticos, inequigranulares, fluorita como acessório.
	PS _{2cjp} - Domínio Petrográfico Jutubá Pitangui: Hornblenda biotita monzogranitos a granodioritos cinzentos (M 10-20), maciços ou foliados, fortemente porfiríticos (fenocristais >= 3 cm e matriz média- grossa) e, subordinadamente, equigranulares.
	PS _{2cl} - Domínio petrográfico Limeira: muscovita biotita granitos claros (M 0-15), estrutural e texturalmente variados, raros hornblenda biotita monzogranitos a granodioritos inequigranulares foliados (M 10-20), além de quartzitos e quartzo muscovita biotita gnaisse.
	PS _{2cov} - Domínio petrográfico Ouro Verde- Patrimônio Santo Antônio: biotita monzo/sieno granitos creme- acinzentados (M10-15), porfiríticos (fencristais de FK, 1-3 cm e palgoclásio, 1 cm).
	PS _{2cps} - Domínio petrográfico Paredão da Santa: biotita monzogranitos equigranulares médios cinzentos (M-10).
	PS _{2csa1} - Domínio Petrográfico Serra Abaixo- Alagados: Hornblenda biotita granodiorito a monzogranitos cinzentos (M10-20).equigranulares ou fortemente porfiríticos com matriz fina a muito fina.
	PS _{2csaa} - Domínio Petrográfico Serra Abaixo- Alagados: Hornblenda biotita granodiorito a monzogranitos cinzentos (M10-20).
	PS _{2csc1} - Granito Serra do Carambel: biotita álcali -feldspato granito avermelhados índice de cor M<=3), equigranulares finos a grossos, fluorita como acessório.
	PS _{2csc2} - Granito Serra do Carambel: biotita sieno granitos ? fortemente alterados, M 5-10, equigranulara a porfiríticos.
	PS _{2csr} - Domínio petrográfico Santa Rita: biotita monzogranitos foliados, branco-acinaentados a róseos (M<=7), equigranulares finos à médios.
	PS _{2cv} - Domínio Petrográfico Varginha. Biotita granitos porfiríticos cinza-claros à esbranquiçados (M5-10)
	PS _{2fs} - Domínio Petrográfico Francisco Simas. Muscovita biotita (clorita) sieno a monzogranitos equigranulares médios, M>5, localmente com veios pegmatóides com muscovita.
	PS _{2jm} - Granito Joaquim Murinho: hematita álcali feldspato granitos (raros sienitos) marrom-avermelhados (M <=3), equigranulares finos a grossos, cataclásticos, fluorita como acessório.
	PS _{2pac} - Domínio petrográfico Passo da Anta- Água Clara: (muscovita biotita monzo granitos à granodioritos cinzentos (M-5) a róseos (M<= 2) equigranulares finos a médios.
	PS _{2pc} - Domínio petrográfico Piral do Sul: hornblenda biotita monzogranito a biotita hornblenda dioritos inequigranulares a equigranulares médios cinzentos (M 10-15).
	PS _{2sd} - Granito São Domingos: biotita granitos alterados (7-10), localmente róseos, com veios de quartzo, sulfetos e/ou fluorita.
	PS _{2sj} - Granito Serra do Jacuzal. Biotita monzo granitos a granodioritos inequigranulares foliados, M5-7.
	PS _{2vb} - Domínio Petrográfico Vila Branca.
	PS _{2casq} - Domínio petrográfico Abapã- Santa Quitéria: hornblenda biotita granodioritos a monzogranitos cinzentos (M 7-25), levemente foliados, inequigranulares a porfiríticos (fenocristais de FK 1-2cm).

Metabasitos

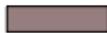
	PS _m - Metabasitos, anfíbolitos e anfíbólio xistos.
---	--

GRUPO AÇUNGUI

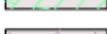
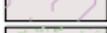
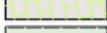
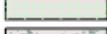
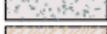
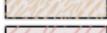
Formação Antinha

-  PSaaA1 - Metassiltitos ritmicos, cinza claro a escuro, localmente maciços.
-  PSaaA2 - Metassiltitos intercalados com metassiltitos nodulosos, de cor cinza, associados a niveis de metaconglomerados e metarenitos finos, esbranquiçados.
-  PSaaA3 - Metaarenitos róseo-cinza, hornféisicos.
-  PSaaA4 - Metarritmitos piritosos.
-  PSaaB - Metarritmitos silticoarenosos, metaarenitos finos a microconglomerados, avermelhados, com niveis e/ou, camadas de metaconglomerados.
-  PSaaC - Metacalcários calcíticos cinza claros e escuros.

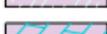
Formação Votuverava

-  PSavs - Metasedimentos siltico-argilosos, incluindo metassiltitos, micaxistos, filitos grafitosos, metarritmitos, ardósias, sericita xistos, quartzo xistos, com intercalações de lavas e tufo básicos metamorfisados.
-  PSavc - Mármore impuros, metacalcários calcíticos, filitos e metasedimentos clásticos não diferenciados.
-  PSavc1 - Rochas calciossilicáticas, xistosas, cor verde escura, com bandas mais claras, granulação fina a média.
-  PSavc2 - Metacalcários calcíticos, metadolomitos e rochas calciossilicáticas.
-  PSavc3 - Metacalcários calcíticos cinza claro à escuro, intercalados com material impuro.
-  PSavc4 - Metacalcários calcíticos ritmicos, acinzentados com intercalação de metapelitos.
-  PSavc5 - Metasedimentos siltico-argilosos, com intercalações frequentes de epicalcários e cálcio xistos.
-  PSavq - Quartzitos, as vezes micáceos, metaarenitos e metarcósios, com frequentes intercalações de metassiltitos e metarritmitos.
-  PSavq1 - Quartzitos maciços, brancos, puros, friáveis, de granulação fina aspecto sacaroidal e por vezes ferruginosos.
-  PSavg - Metaconglomerados.
-  PSavf - Filitos e xistos.
-  PSavgv - Metagrauvas com seixos elipsoidais alinhados segundo a xistosidade, quartzo azulado, imersos em matriz clorítica de granulação fina a média.
-  PSavx - Intercalações de estaurólita-muscovita-biotita xistos e micaxistos.

Formação Itaiacoca

-  PSaim - Metasedimentos siltico-argilosos, incluindo metarritmitos, ardósias e quartzo-sericita xistos.
-  PSaid - Mármore dolomíticos e metadolomitos, com intercalações de metacherts e metacalcários calcíticos cinzas.
-  PSaix - Migmatitos estromáticos de paleossoma de mica xisto predominantes.
-  PSaiq - Quartzitos.
-  PSaic - Metacalcários.
-  PSaian - Anfibolitos para e/ou orto derivados.
-  PSaima - Metarcósio e metasubarcósios.
-  PSaimb - Metabásicas.
-  PSaiv - Filitos de origem vulcânica.
-  PSaiz - Rochas metamórficas diversas (xistos, metassiltitos, raros metadolomitos, etc.).

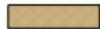
Formação Capiru

-  PSacm - Metasedimentos siltico-argilosos, incluindo metassiltitos, filitos, filitos grafitosos, metarritmitos, ardósias, sericita xistos, quartzo-sericita xistos.
-  PSacd - Mármore dolomíticos e metadolomitos com finas intercalações de quartzitos e metacherts.
-  PSacq - Quartzitos, metarenitos e metarcósios.

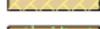
PROTEROZÓICO MÉDIO

GRUPO SETUVA

Formação Água Clara

-  PMSax - Fácies vulcano-sedimentar (São Silvestre): quartzo-mica xistos (Biotita, clorita, muscovita), quartzitos, metamargas, mármore impuros, metandesitos, metatufitos básicos, metabasitos e xistos manganíferos.
-  PMSaq - Quartzitos cinza-esbranquiçados, calcíferos e com flogopita e/ou epidoto.
-  PMSac - Fácies carbonático (Serrinha): cálcio xistos (clorita, biotita, flogopita, muscovita, tremolita, actinolita), mármore puros e impuros e micaxistos.

Formação Perau

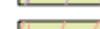
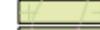
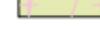
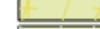
-  PMSpx - Quartzio-biotita-muscovita xistos e sercicitas xistos, com intercalações de xistos com plagioclásio, granada e amfibólio.
-  PMSpx1 - Xistos terrígenos de cores escuras, com intercalações de cálcio xistos, quartzitos micáceos e xistos carbonozos.
-  PMSpx2 - Biotita-sercicitas xistos, clorita-sercicitas xistos, clorita-biotita-sercicitas xistos e cálcio xistos.
-  PMSpx3 - Biotita xistos, amfibólio xistos, quartzo xistos e sercicitas xistos grafitosos, com intercalações de quartzitos.
-  PMSpc - Intercalações de metacalcários calcíticos, metadolomitos e cálcio xistos com biotita, muscovita e tremolita.
-  PMSpc1 - Mármore calcítico silicosos de cor cinza a preta com ocorrências de formações terríferas, metavulcânicas félsicas e metacherts, sotopostos a cálcio xistos e biotita-cálcio xistos.
-  PMSpc2 - Metacalcários calcíticos e rochas calciossilicáticas de cor cinza clara a esverdeada.
-  PMSpq - Quartzitos finos equigranulares, brancos laqueados ou xistosos, por vezes micáceos.
-  PMSpq1 - Quartzitos puros, quartzitos micáceos e quartzo xistos, com frequentes impregnações de óxido de ferro, de granulometria média a fina, mal selecionados.
-  PMSpq3 - Quartzitos de granulação fina, bem recristalizados, normalmente de coloração clara, estrutura maciça, textura granoblástica e equigranular, podendo gradar para quartzo xistos ou apresentando bolsões de quartzo remobilizado.

Complexo Turvo Cajati

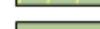
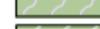
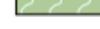
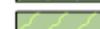
-  PMTc - Granada-silimanita-biotita-quartzo xistos, actinolita-biotita xistos albitizados, xistos claciosilicáticos, mármore dolomíticos, muscovita-biotita-quartzo xistos, omblenda, quartzo gnáisses subordinados.

ARQUEANO - PROTEROZÓICO INFERIOR

Complexo Granítico-Gnáissico

-  APlg1 - Pedra Branca de Araraquara. Monzogranitos e granodioritos gnáissicos, porfiróides e equigranulares.
-  APlg2 - Guajuvira. Monzogranitos e granodioritos gnáissicos, porfiróides e equigranulares.
-  APlg3 - Miringuava ou São José dos Pinhais. Monzogranitos e granodioritos gnáissicos, porfiróides e equigranulares.
-  APlg4 - Areia Branca. Monzogranitos e granodioritos gnáissicos, porfiróides e equigranulares.
-  APlg5 - Vaguaçu. Monzogranitos e granodioritos gnáissicos, porfiróides e equigranulares.
-  APlg6 - Nagib Silva. Monzogranitos e granodioritos gnáissicos, porfiróides e equigranulares.
-  APlg7 - Faxinal. Monzogranitos e granodioritos gnáissicos, porfiróides e equigranulares.
-  APlg8 - Granito Serra Canaveieira. Monzogranitos e granodioritos gnáissicos, porfiróides e equigranulares.
-  APlg9 - Quitandinha. Monzogranitos e granodioritos gnáissicos, porfiróides e equigranulares.
-  APlg10 - Serra da Botija. Monzogranitos e granodioritos gnáissicos, porfiróides e equigranulares.
-  APlg11 - Granito Tagaça. Monzogranitos e granodioritos gnáissicos, porfiróides e equigranulares.

Complexo Gnáissico-Migmatítico

-  APlgf - Noritos, enderbitos, charno enderbitos, gnáisses, meta-quartzo dioritos, metadioritos, metagabros, incluindo subordinadamente serpentinitos e esteatitos.
-  APImge - Migmatitos estromáticos com paleosoma de biotita-hornblenda gnáisse, mica-quartzo xisto, ultrabásito, metabásito e amfibólito.
-  APImgm - Migmatitos oftálmicos, com paleosoma de biotita gnáisse, biotita-hornblenda gnáisse e hornblenda gnáisse, localmente com quartzitos.
-  APImgr - Granitos gnáissicos e anatexitos, incluindo biotita-anfibólio tolanitos e biotita anfibólio granodioritos.
-  APImgg - Migmatitos homogêneos constituídos por rochas de granulação grossa, essencialmente feldspáticas, de aspecto granitóide, com paleosoma de gnáisses graníticos.
-  APImgb - Gnáisses leucocráticos fitados e bandados.
-  APImgc - Gnáisses cataclásados, rosados com variações locais para gnáisses graníticos e migmatitos cataclásados.
-  APImga - Gnáisses oclares, interdigitados com migmatitos estromáticos, com ocorrência de gnáisses fitados e leucocráticos e xistos feldspáticos.
-  APImgl - Migmatitos leptiniticos.
-  APImgi - Migmatitos indiferenciados, com amfibólitos e veios quartzo-feldspáticos associados a migmatitos "dent de cheval", localmente pegmatitos e aplo-granitos.
-  APImmd - Mármore dolomíticos.
-  APIsgf - Suite granítica foliada, granitos metassomáticos ou de anatexia, indiferenciados.

Complexo Cachoeira

-  APIcmq - Magnetita quartzitos.
-  APIcq - Muscovita-biotita quartzitos, fuchsite quartzitos, quartzo xistos, metarenitos e metarcósios, com intercalções de magnetita-micas-quartzo xistos, micas-quartzo xistos e metacherts.
-  APIcca - Anfibolitos, metabasitos e metaultrabasitos, hornblenda gnaisses indiferenciados.
-  APIcxm - Xistos magnesianos, anfibolitos, metabasitos, metaultrabasitos, gnaisses e ecnitos parcialmente migmatizados.
-  APIcgm - Sericita- biotita- clorita- quartzo xistos, quartzo xistos e quartzitos, parcialmente migmatizados.

Complexo Metamórfico Indiferenciado

-  APIrmx - Biotita-muscovita xistas e clorita-biotita-muscovita xistos, com ocorrências locais de quartzo xistos e quartzitos.
-  APIrms - Serpentina talco xistos, peridotitos serpentinizados e noritos.
-  APIrmq - Quartzitos de coloração clara, granulometria fina a grossa, com intercalações de finas bandas ferríferas.
-  APIrmt - Metacherts de coloração branca a negra, textura sacaroidal, com bandas ferruginosas.
-  APIrmg - Gnaisses fitados dominantes, xistos feldspáticos com gradação para quartzitos, anfibolitos e metabasitos.
-  APIrmh - Anfibolitos e anfibolios gnaisses.
-  APIrmv - Quartzitos indivisos.
-  APIrmf - Microgranitos leucocráticos e provável metavulcânica félsica recrystalizada.

Complexo Serra Negra

-  APIsn - Enderbitos, Opdalitos, granulitos gnáissicos, charnockitos, granada piroxênio- biotita gnaisses, biotita gnaisses, kinzigitos, dioritos, tonalitos e granodioritos gnáissicos indiferenciados, retrometamorfizados e localmente migmatizados.

PROTEROZÓICO INDIVISO

Complexo Máfico Ultramáfico de Piên

-  PCxmm - Metaperidotitos, metapiroxenitos, metanoritos.
-  PChmaga - Hornblenda metagabros, hornblenditos, anfibolitos e hornblenda gnaisses.
-  PCtx - Talco xistos.

1.3 - Domínios tectônicos do Embasamento Cristalino

A compartimentação do Embasamento Cristalino é aqui resumida, indicando-se a correlação existente entre as unidades antigas dos terrenos cristalino de alto grau metamórfico e os domínios tectônicos que regem a nomenclatura e divisão atual do Leste Paranaense, com base nas teses de doutoramento de SIGA Jr. (1995) e HARARA (1996). De acordo com estes autores, os terrenos cristalinos de alto grau metamórfico podem ser divididos em três domínios, englobando as seguintes unidades litoestratigráficas:

Domínio Luís Alves, que abrange as bacias vulcano-sedimentares e o Complexo Gnáissico Migmático Costeiro, na região a leste do lineamento de Piên - Tijucas do Sul.

Domínio Curitiba, que contém o Complexo Máfico Ultramáfico de Piên, o Complexo Gnáissico Migmático Costeiro, na região situada entre o limite oriental da Formação Votureva e o lineamento de Piên - Tijucas do Sul e a Suíte Granito-Milonítica Rio Piên (também denominada Suíte Gnáissica Morro Alto).

Domínio Paranaguá, que engloba o Complexo Granulítico Serra Negra, o Complexo Gnáissico Migmático Costeiro, na região a leste do lineamento Serra Negra e dos granitos Serra da Igreja, Marumbi, Anhangava e Graciosa) e os Granitóides Cálcio-Alcalinos do Leste do Paraná.

Domínio Luís Alves

Este domínio é constituído essencialmente por rochas gnáissicas, foliadas a bandadas, leuco a mesocráticas e de textura fina a média. Associam-se a elas, na forma de enclaves e diferenciando o domínio em relação aos demais, rochas básicas e ultrabásicas: piroxenitos, metagabronoritos, anfibolitos e xistos magnesianos. Associam-se também charnoquitos, enderbitos, granulitos e gnaisses cataclásticos e milonitos, menos abundantemente quartzitos, magnetita-quartzitos, formações ferríferas e gnaisses kinzigíticos. As assembléias litológicas de Morretes, Antonina e Guaraqueçaba (Cacatu e Serra Negra) pertencem a este domínio.

As paragêneses minerais normalmente ricas em hiperstênio, plagioclásio antiperitítico e biotita titanífera, bem como as texturas granoblásticas poligonizadas, indicam que estas rochas foram submetidas a metamorfismo de alto grau, correspondente ao fácies granulito. Por outro lado, associações paragenéticas (relictos de piroxênios dentro de anfibólios) e feições metamórficas de baixo grau indicam a ação de retrometamorfismo, atribuído à extensa granitização brasileira.

Geocronologia. Cerca de 250 determinações feitas pelos métodos K-Ar (minerais e rocha total), Rb-Sr (rocha total), U-Pb (minerais), Pb-Pb (rocha total) e Sm-Nd (minerais e rocha total) indicam a presença de núcleos gnáissico-granulíticos com idades da faixa 2.800 - 2.400 Ma, bem como de rochas datadas na faixa de 2.200 - 2.000 Ma. Os teores de Rb são geralmente baixos e os de Sr são relativamente altos, gerando valores normalmente abaixo de 1 para a razão Rb^{87}/Sr^{86} .

Domínio Curitiba

O domínio Curitiba constitui uma faixa com extensão entre 50 a 60 km e alongada segundo a direção NE, que faz limite no setor NW com as seqüências metassedimentares dos grupos Açungui e Setuva e a SE com os gnaisses granulíticos do domínio Luís Alves, através de importantes zonas de cisalhamento.

Este domínio consiste em uma seqüência de rochas que perderam suas características originais, sendo então designadas tectono-fácies, tendo sido formadas em diversos ambientes sedimentares. Corresponde à base das rochas da Faixa Apiaí, grupos Setuva e Açungui, deslocadas sobre o domínio Luís Alves. Predominam as rochas gnáissicas (biotita-anfibólio-gnaisses e migmatíticas) com mesossoma de biotita-anfibólio gnaisses e leucossoma de composição tonalítico-granodiorítica, associadas a anfibolitos, gnaisses graníticos, núcleos de gnaisses granulíticos e rochas máfico-ultramáficas toleióticas: metaperidotitos, serpentinitos, xistos magnesianos, metapiroxenitos e corpos de gabros. A foliação NE-SW constitui o principal padrão estrutural, marcado pelo achatamento e estiramento dos minerais. Compreende os complexos Apiaí-Mirim, Turvo-Cajati e Pré-Setuva. O Complexo Apiaí-Mirim ocorre na porção mais basal do Proterozóico Médio. O Complexo Pré-Setuva é subdividido em Suíte Granítica Foliada, Formação Rio das Cobras, Suíte Gnáissica Morro Alto e Complexo Gnáissico-Migmatítico Costeiro.

Os metassedimentos do Grupo Açungui, em contato com as rochas do domínio Curitiba, estão afetados por importantes zonas de cisalhamento de direção NE com transporte para SE sobre as rochas ortognáissicas do domínio, que apresentam uma forte foliação milonítica NE-SW. Este contato é balizado nas proximidades de Curitiba por um corpo de rochas graníticas hololeucocráticas, que se estendem por mais de 20 km de comprimento por 5 a 10 km de largura. Apresentam-se quase sempre alteradas, de granulação média a grossa e tonalidades branco-rosadas, a quartzo e feldspato e fortemente foliadas. Nesta porção do domínio, nos arredores de Campo Largo e em direção a Colombo, ocorrem corpos de

dimensões desconhecidas, representadas por rochas gnássico-granulíticas, de granulação média e tonalidades cinza-esverdeadas de composições mangeríticas a noríticas (PERROTA e MORAIS, 1992). A composição mineralógica compreende plagioclásio (andesina labradorita), microclínio, quartzo, hornblenda, piroxênios (diopsídio e hiperstênio) e granada. A foliação é definida por forte estiramento e achatamento mineral.

Na porção centro-norte do domínio Curitiba, a sudeste de Bocaiúva do Sul até Araucária, predominam gnaisses bandados, migmatíticos com mesossoma de biotita-anfibólio gnaisses e leucossoma de composição tonalito-granodiorítica. Na porção meridional do domínio predominam gnaisses migmatíticos bandados, de composição granítico-granodiorítica. São frequentes as intercalações de corpos anfibolíticos, por vezes granatíferos, bem como de xistos magnesianos, desde lentes centimétricas até corpos métricos. São comuns feições relacionadas a uma segunda fase de migmatização, com mobilizados róseos (feldspato), concordantes ou não ao bandamento gnássico. Estes gnaisses limitam-se na porção meridional através de uma zona de cisalhamento (lineamento Mandirituba - Piraquara) com uma suíte de granitóides heterogeneamente deformados, designados por MACHIAVELLI (1991) de Suíte Granítico Milonítica Rio Piên. Estes granitóides balizam o limite sul-sudeste do domínio Curitiba e foram interpretados como pertencentes às raízes de um arco magmático do Proterozóico Superior

Assim como acontece no domínio Luís Alves, a presença de relictos de hiperstênio, internos aos anfibólios, sugere que o metamorfismo de grau médio impresso nestas rochas tenha se desenvolvido sobre rochas de alto grau metamórfico, localmente de fácies granulito. Um retrometamorfismo em grau baixo é sugerido pela presença de clorita, zoisita e epidoto.

Geocronologia. Existem poucos dados geocronológicos disponíveis neste domínio, limitados a apenas sete análises de minerais pelo método K-Ar e oito de rocha total pelo método Rb-Sr. Algumas amostras de gnaisses e migmatitos dos arredores de Curitiba acusaram uma isócrona de 1.400 Ma, para uma razão inicial igual a 0,75, enquanto outras indicaram idades de 2.220 a 2.010 Ma, para uma razão inicial de 0,706 a 0,702, pelo método Rb-Sr. Análises de biotitas e anfibólios de gnaisses produziram idades brasileiras, dentro do intervalo de 650 a 560 Ma.

Domínio Paranaguá

Os terrenos deste domínio foram reconhecidos inicialmente por BIGARELLA (1965), FUCK, TREIN e MURATORI (1968), FUCK *et al.* (1969b, c e d) e descritos em parte por LOPES (1987). Este último autor identificou na Serra da Prata e arredores cinco variedades graníticas, denominadas Morro Inglês, Rio Canasvieiras, Cubatãozinho, Rio do Poço e Estrela, para os quais atribuiu idade arqueana, juntamente com os metasedimentos encaixantes. SIGA Jr. (1995) manteve o uso das denominações desta variedades graníticas, estendendo-as para os setores a norte e a sul da Serra da Prata. Os limites destes terrenos com o Domínio Luís Alves se dá por falhas de cavalgamento a norte e oeste que colocam este domínio por sobre o do Luís Alves e a sul e sudoeste por expressivas zonas de cisalhamento dos lineamentos Palmital, Alexandra e Garuva.

A designação de batólito Paranaguá e Cinturão Granitóide Costeiro deve-se a vários autores: BASEI, SIGA JR. e KAWASHITA (1990); SIGA JR., BASEI e MACHIAVELLI (1990); BASEI *et al.* (1992); e SIGA JR. (1995). De acordo com estes autores, trata-se de um complexo granítico polifásico distribuído ao longo de uma faixa oriental, com mais de 100 km de extensão da Ilha de São Francisco do Sul - SC ao sul de Itatins - SP, tendo em média cerca de 30 km de largura.

Entre os seus litotipos predominam anfibólio-biotita granitóides porfiríticos, tendo como encaixantes xistos aluminosos, seqüências paragnáissicas com biotita-gnaisses, mica-xistos, quartzitos, com frequentes intercalações de anfibolitos e unidades de ortognaisses. Faixas miloníticas espessas são frequentes em meio aos granitóides. O tipo mais comum é um granitóide à base de quartzo, plagioclásio, microclíneo, biotita e/ou hornblenda. Opacos, zircão, apatita e titanita são os principais minerais acessórios.

Estes granitóides mostram-se heterogeneamente deformados, com os megacrístais, principalmente de feldspato potássico, na forma de *augen*. Em certos locais observa-se uma fina clivagem, subordinada às feições de fluxo magmático. Faixas miloníticas desenvolvidas a partir de zonas de cisalhamento são frequentes e estão relacionadas a falhas transcorrentes ou de cavalgamento, com sentido de transporte para oeste.

Geocronologia. Segundo TEIXEIRA (1982), KAUL e TEIXEIRA (1982), BASEI *et al.* (1992), SIGA Jr. *et al.* (1994) e SIGA Jr. (1995), as determinações radiométricas Rb-Sr em rocha total e U-Pb em zircões, de anfibólio-biotita-granitóides, definiram idades entre 620 e 570 Ma e razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} entre 0,707 e 0,708. Estas idades são interpretadas como relativas à época de período principal da formação e deformação destas rochas e a razão inicial é considerada como alta demais para representar derivação mantélica. Datações pelo modelo Sm-Nd em rochas do setor ocidental deste domínio (tipo Rio Canasvieiras e Estrela) indicaram idades entre 2,6 e 2,7 Ga, distintas das observadas para os granitóides da porção centro oriental (tipo Morro Inglês) de intervalo 2,2 - 1,9 Ga. Tal padrão sugere épocas distintas para a derivação mantélica dos precursores crustais dessas rochas. As idades K-Ar em biotitas e anfibólios destes granitóides concentram-se entre 560 e 480 Ma e caracterizam o resfriamento regional deste domínio.

Mais recentemente, HASUI (2010) publicou síntese da evolução geotectônica do Sudeste Brasileiro e áreas adjacentes, onde caracterizou dois sistemas orogênicos dentro do Embasamento Cristalino do Paraná, ilustrados na Figura 1, que constituem o arcabouço para os domínios litoestruturais apresentados na Figura 2. Estes domínios foram estruturados a partir de uma grande colisão pré-cambriana, que se seguiu a uma série de episódios de distensão e convergência, no Neoproterozóico, responsáveis pela colisão dos blocos Brasília, São Paulo, Paraná, Araguacema e outro ainda sem designação no Mato Grosso. As estruturas geradas tiveram papel fundamental no controle dos eventos fanerozóicos, que incluíram os estágios de estabilização ordoviciano-jurássica, de reativação cretácio-paleogênica e de estabilização pós-neogênica. O limite estrutural destes sistemas orogênicos é marcado pela falha transcorrente da Lancinha, feição tectônica mais conspícua do Embasamento Cristalino do Paraná e do Sudeste Brasileiro.

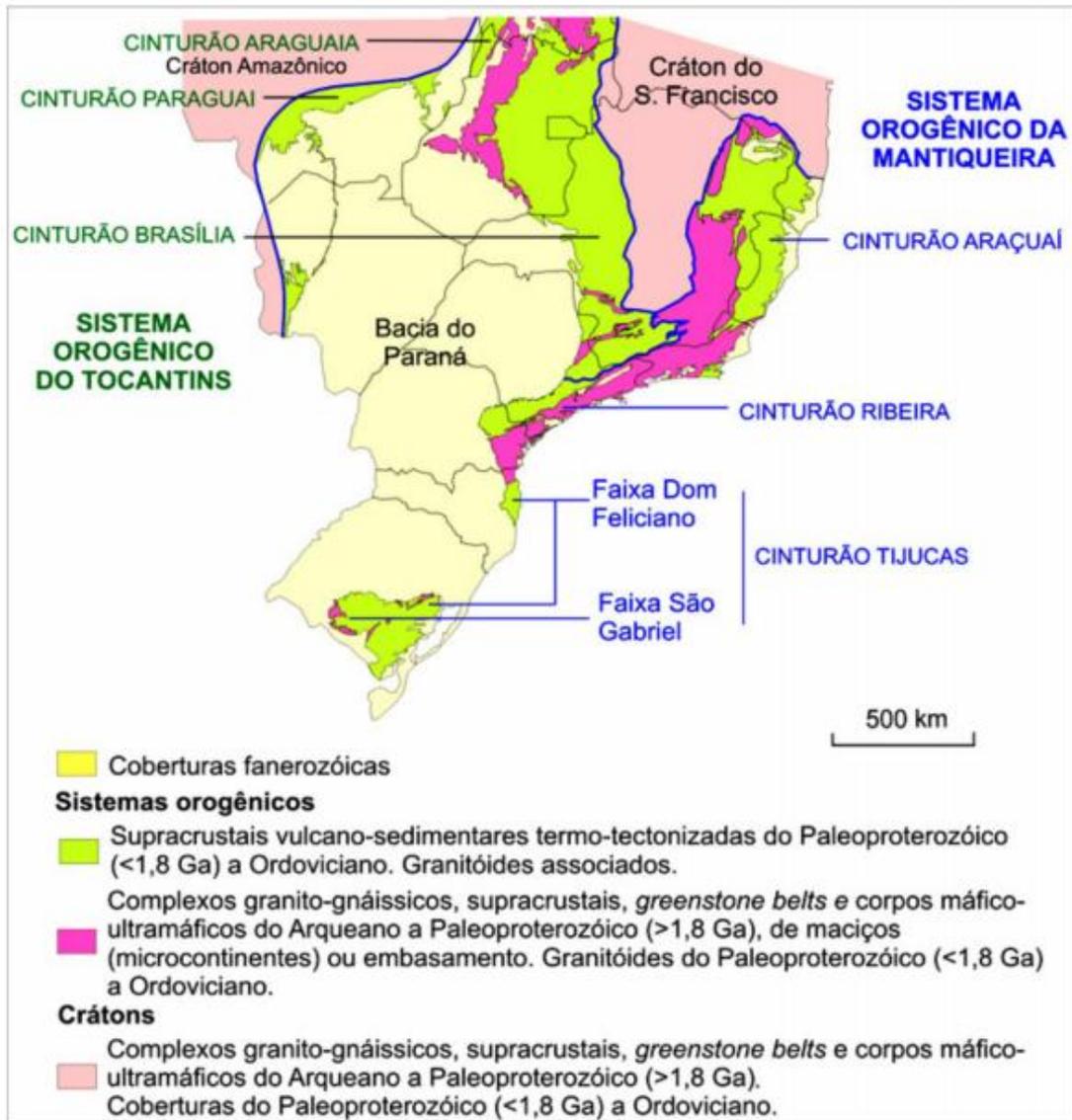


Figura 1. Sistemas orogênicos do Sudeste Brasileiro e áreas adjacentes (HASUI, 2010).

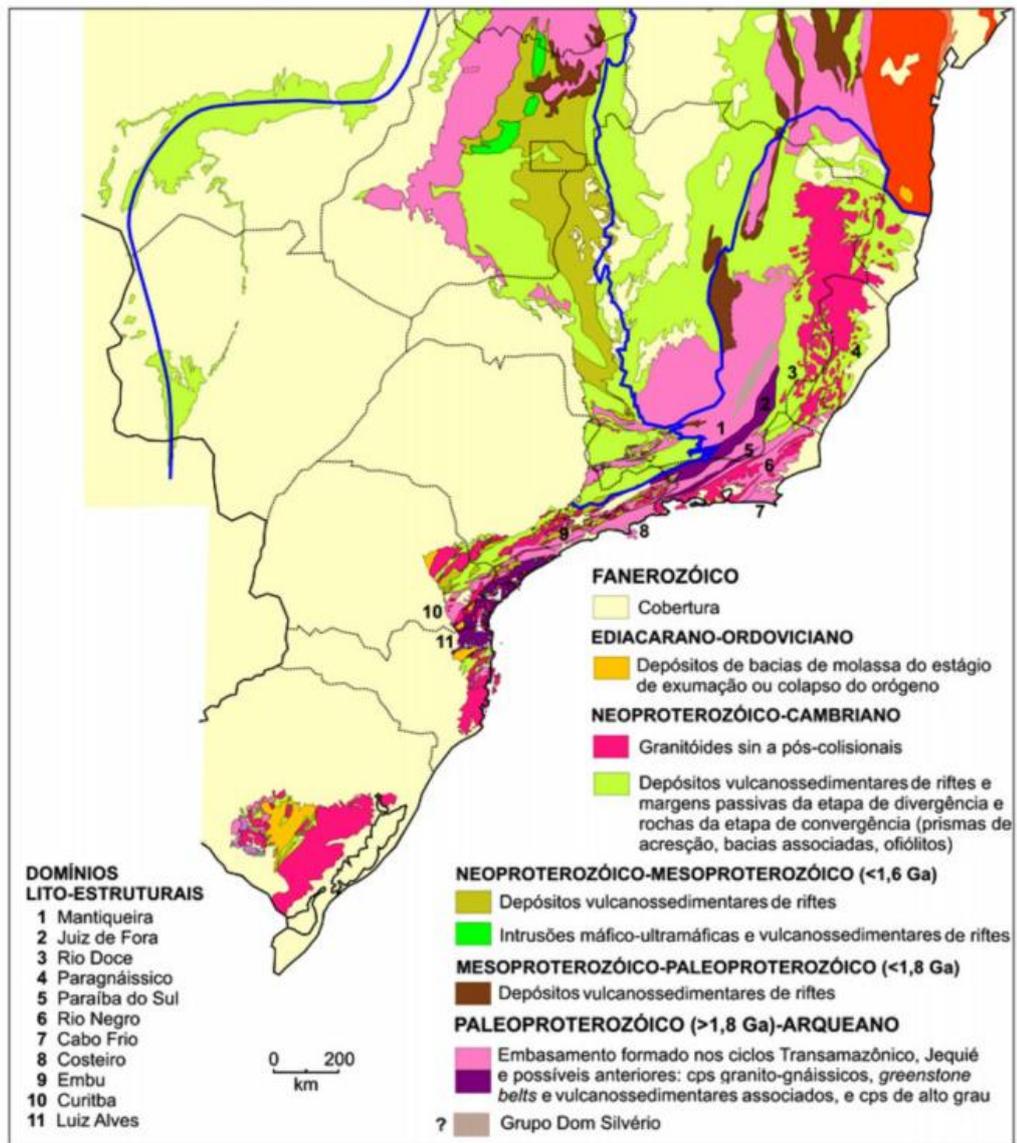


Figura 2. Domínios litoestruturais do Sudeste Brasileiro e áreas adjacentes (HASUI, 2010).

2. ARQUEANO

2 - ARQUEANO

2.1 - Complexo Granulítico Serra Negra

O Complexo Serra Negra é representado por rochas de alto grau metamórfico, tendo como litotipo principal gnaisses granulíticos, bandados a maciços, de composição tonalito-granodiorítica, com frequentes variações a granulitos básicos. Inclui seqüências de natureza básica a ultrabásica, constituindo em alguns locais a litologia predominante como em Piên e Tijucas do Sul. De acordo com SIGA JR. (1995), as rochas metabásicas dos arredores de Tijucas do Sul e Piên constituem um verdadeiro balizamento entre os domínios Curitiba e Luís Alves, sendo referidos na literatura ora como associados à evolução de um desses compartimentos, ora de outro.

As associações litológicas registradas no Mapa Geológico do Estado do Paraná, dentro do Complexo Serra Negra, são as seguintes:

- a) sericita-biotita-clorita-quartzo xistos, muscovita-quartzo xistos, metargilitos e quartzitos com intercalações subordinadas de anfibolitos, metabasitos, metapiroxenitos, hornblenda-gnaisses e localmente milonitos, tremolita-actinolita xistos e magnetita-xistos;
- b) xistos magnesianos indiferenciados, anfibolitos, metabasitos e hornblenda-gnaisses;
- c) muscovita-biotita quartzitos, magnetita-quartzitos, fuchcita-quartzitos, quartzo-xistos, metarenitos e metarcósios com intercalações subordinadas de magnetita-quartzo xistos, mica-quartzo xistos e metacherts;
- d) enderbitos, opdalitos, granulitos gnáissicos, granada-piroxênio-biotita gnaisses, biotita-gnaisses, kinzigitos, dioritos, tonalitos e granodioritos gnáissicos indiferenciados, normalmente retrometamorfizados e localmente migmatizados por injeção, com idade K-Ar de 2.530-2.710 Ma;
- e) noritos, enderbitos e charnoenderbitos associados a biotita-hornblenda gnaisses, metaquartzo-dioritos, metadioritos e metagabros, ocasionalmente serpentinitos e esteatitos.

As rochas gnáissico-granulíticas que caracterizam fortemente o Complexo Serra Negra são gnaisses bandados a foliados, caracterizados pela alternância de níveis quartzo-feldspáticos e de minerais máficos (anfíbólios, piroxênios e biotitas). Apresentam tonalidade cinza-esverdeada, normalmente leuco a mesocráticas e granulação variando de fina a média. Normalmente contêm hiperstênio, caracterizando o grau de metamorfismo alto. É comum a presença de granulitos básicos, principalmente como bandas centimétricas boudinadas, ou ainda como formas angulosas ou manchas difusas em meio aos litotipos ácido-intermediários. Ocorrem ainda porções de aspecto ígneo e composições enderbíticas a charnoenderbíticas, que constituem em alguns locais, tais como no rio Cacatu e na Serra Negra, os litotipos principais.

Gnaisses cataclásticos ou miloníticos foram observados ao longo de inúmeras zonas de cisalhamento que rasgam esse domínio, em direções WNW-ESE e NE-SW. Essas feições ocorrem notadamente nas proximidades das zonas de contato com os domínios adjacentes. Subordinadamente ocorrem rochas quartzíticas, às vezes portadoras de magnetita, formações ferríferas, gnaisses cálciossilicáticos e gnaisses kinzigíticos, normalmente sob a forma de pequenas lentes, intercaladas aos granulitos.

Uma característica marcante em todo o Complexo Serra Negra é a presença de rochas de natureza básica e ultrabásica, que ocorrem associadas aos gnaisses, sob a forma de enclaves de dimensões e formas variadas. Trata-se principalmente de piroxenitos, metagabro noritos, anfíbolitos e xistos magnesianos, com dimensões de poucos decímetros a dezenas de metros de largura, atingindo algumas centenas de metros de comprimento. Seus limites são concordantes com as estruturas dos gnaisses granulíticos, em relação aos quais mostram muitas vezes passagens gradacionais.

Na região de Morretes-Antonina, os trabalhos de CORDANI e GIRARDI (1967), GIRARDI (1969, 1971), RUBERTI (1977) e RUBERTI e GOMES (1977), registraram a presença de quartzitos, magnetita-quartzitos, xistos magnesianos, gonditos e anfíbolitos, com lentes de espessura variável entre centimétrica e decimétrica, intercaladas concordantemente aos gnaisses regionais. Estes autores sugerem origem ortometamórfica para os anfíbolitos e retrometamorfismo para o fácies anfíbolito e xisto verde.

A mineralogia dos gnaisses granulíticos compreende: quartzo intersticial e xenomórfico, plagioclásio subidiomórfico, oligoclásio a andesina, feldspato potássico, hornblenda límpida ou com restos de piroxênio no seu interior, hiperstênio subidiomórfico a xenomórfico, diopsídio e biotita, subordinadamente ocorrem minerais opacos, apatita, zircão, epidoto, esfero e granada. Carbonato e talco podem ocorrer como minerais de alteração. GIRARDI (1974) menciona a presença de safirina em gnaisses granulíticos dos arredores de Piên.

Petrologia. No diagrama QAP (Q = quartzo; A = feldspato alcalino; P = plagioclásio) de STRECKEISEN (1976), esses gnaisses distribuem-se nos campos das rochas enderbíticas, charnoquíticas, charnoenderbíticas, noríticas, quartzo-jotuníticas e quartzo-mangeríticas. São citadas duas tendências cálcio-alcálicas, uma tonalítica (norito-enderbítica) e outra norito-jotunito-opdalito-charnoquítica. Em termos metamórficos, ocorre um evento de recristalização no fácies granulito com temperaturas na ordem de 800°C. GIRARDI e ULBRICH (1980) estimaram pressões de 5 a 7 kb nos granulitos próximos a Piên. Feições de retrometamorfismo para os fácies anfíbolitos e xisto verde são descritas em diversos locais desse domínio.

Geoquímica. Em termos geoquímicos, observa-se uma afinidade cálcio-alcálica para o conjunto. Os piroxenitos de Barra Velha têm padrões compatíveis com cumulados de piroxênio. Estas feições sugerem uma gênese envolvendo fusão parcial do manto e posterior diferenciação deste magma por cristalização fracionada.

Geocronologia. O quadro abaixo sintetiza os dados existentes sobre a geocronologia das rochas granitóides e granulíticas da região.

Quadro 1. Síntese dos dados geocronológicos do Complexo Serra Negra.

Evolução tectônica	Efeitos regionais	Idade (Ga)
Diferenciação manto/crosta	Acreção de material do manto (idades Sm-Nd).	>2,6
Metamorfismo regional do fácies granulito	Desenvolvimento das paragêneses a ortopiroxênios.	2,6 ± 0,2
Metamorfismo regional do fácies anfibolito	Metamorfismo de fácies anfibolito com migmatização e desenvolvimento do bandamento gnáissico. Possível adição de material juvenil à crosta.	2,0 ± 0,2
Estabilização tectônica	Alçamento e resfriamento regional.	1,9 ± 0,2
Reativações	Próximo às zonas de contato com os domínios Curitiba, Paranaguá e Cinturão Dom Feliciano e em zonas de falhas.	0,6 ± 0,1

Recursos Minerais

Ferro. ARIOLI e FALCADE (1980) executaram para a MINEROPAR uma avaliação da potencialidade da Serra do Mar e do litoral paranaense para depósitos de ferro. Das ocorrências avaliadas, apenas a jazida de quartzito magnetítico de Antonina mereceu avaliação sistemática, com descrição e amostragem de 754 m de testemunhos de sonda, coleta de 164 amostras, análise química de 58 amostras e 67 lâminas petrográficas. A empresa Pittsburgh Pacific Company bloqueou na década de 1960 um total de 39.815.000 t e implantou uma lavra com capacidade anual de 1 milhão de toneladas, que se inviabilizou por falta de tecnologia de beneficiamento adequada. As demais ocorrências da região foram consideradas sem potencial econômico, devido à pequena expressão em superfície.

Metais básicos. FRITZSONS Jr. (1980) realizou uma avaliação do potencial da região do rio Serra Negra, no município de Guaraqueçaba, para metais básicos (Cu, Pb e Zn) e preciosos (Au e Ag), com base em critérios geológicos e geoquímicos (amostras de sedimentos de corrente e concentrados de bateia). Os biotita-xistos e charnoquitos acusaram os teores mais elevados de metais básicos (até 406 ppm de Cu, 17 ppm de Pb e 67 ppm de Zn em 22 amostras) e revelaram-se desinteressantes para metais preciosos. Posteriormente, o mesmo autor efetuou prospecção de detalhe na região, que acusou a presença de hidrotermalismo e teores elevados de ítrio, mas sem confirmação de interesse econômico. Na região dos rios Capivari e Pardo, FALCADE (1982) relatou teores de até 3.400 ppm de Pb, 126 ppm de Cu, 2.600 ppm de Cr, 1.060 ppm de La, 420 ppm de Nb e 8,5 ppm de Au em concentrados de bateia. As melhores dosagens de ouro foram obtidas nas cabeceiras dos rios Capivari e Tagaçaba, ao sul da Serra da Virgem Maria.

Ouro. SALAZAR Jr. (1988) efetuou para a MINEROPAR avaliação preliminar das ocorrências de ouro em gnaisses ácidos e magnetíticos, com quartzo, forte lenticularização e dobramento superimposto. A mineralização é provavelmente hidrotermal, contendo parte sulfetada e parte oxidada, com o ouro associado a Cu, Pb, Hg e F. Detectado por geoquímica de sedimentos de drenagem e delimitado por geoquímica de solo e mapeamento geológico, o alvo teve avaliada uma reserva de 614 kg de ouro contido com teor médio de 2,8 g/t. Alguns km a nordeste, ao longo da mesma zona de cisalhamento, o prospecto São João foi pesquisado por OLIVEIRA (1988), que comprovou a continuidade das mineralizações do mesmo tipo, aplicando métodos geológicos, geoquímicos e geofísicos de prospecção.

3. PROTEROZÓICO INFERIOR

3 - PROTEROZÓICO INFERIOR

3.1 - Complexo Máfico Ultramáfico de Piên

O Complexo de Piên compreende as seguintes associações litológicas:

- a) cataclasitos gnáissicos, rosados, com variações locais para gnaisses graníticos e migmatitos cataclasados;
- b) rochas calcossilicáticas anfibolíticas com intercalações de mármore e gnaisses;
- c) microgranito félsico foliado;
- d) migmatitos leptiníticos;
- e) serpentinitos, talco-xistos, peridotitos serpentinizados e metanoritos;
- f) anfibolitos e anfibólio-gnaisses.

Estas rochas estão distribuídas próximo ao contato dos gnaisses granulíticos pertencentes ao Domínio Luís Alves e aos litotipos gnáissico-migmatíticos do Domínio Curitiba. Alguns destes corpos, tais como Campina dos Crispins, Piên, Ribeirão do Meio e Tijucas do Sul, parecem balizar o limite NW dos gnaisses granulíticos, enquanto outros, a exemplo de Campina dos Maias e Trigolândia, distribuem-se mais a sul, internos ao Domínio Luís Alves. Na região do rio Cacatu, em Antonina, ocorrem xistos magnesianos dentro do complexo gnáissico-migmatítico, próximo ao contato com rochas do Domínio Curitiba.

Estas rochas ocorrem sob a forma de pequenas lentes, centimétricas a decamétricas, ou constituindo corpos que atingem no máximo 10 km de extensão por 2 km de largura. Trata-se de rochas de coloração cinza-escuro, granulação fina a média. Variedades composicionais podem ser observadas onde níveis centimétricos ricos em piroxênios (olivina-websteritos) alternam-se com níveis a piroxênio e olivinas (lherzolitos ou harzburgitos), e níveis essencialmente olivínicos (dunitos). Tanto nos arredores de Piên como em Tijucas do Sul são comuns exposições de serpentinitos, sugerindo porções mais ricas em olivinas. Nestas rochas foram observadas estruturas nodulares centimétricas de composição piroxenítica, caracterizadas por aglomerados de piroxênios em meio aos serpentinitos.

Na região de Piên, Campina dos Crispins, Campina dos Maias e Trigolândia, ocorrem três grupos principais de rochas: dois deles referem-se a seqüências metaultrabásicas de composição peridotítica (dunitos, harzburgitos e lherzolitos) e piroxenítica (olivina-piroxenito, olivina-websteritos e piroxenitos). O terceiro grupo engloba rochas portadoras de plagioclásio, caracterizando a presença de litotipos metabásicos de composição gabronorítica (clinopiroxênio-noritos). Nos metaperidotitos, predominam ortopiroxênios e olivinas, além de serpentinas, de modo subordinado clinopiroxênio, espinélio, opacos e raramente anfibólio. Ocorrem ainda clorita, flogopita, anfibólios (pargasita e tremolita-actinolita), carbonatos e opacos. REIS NETO *et al.* (1993) advogam, principalmente a partir de texturas cumuláticas, onde cristais de piroxênio e olivinas crescem até praticamente se tocarem, uma origem ígnea para os corpos básicos e metabásicos.

GIRARDI (1969) e GIRARDI e ULBRICH (1980) estudaram detalhadamente os corpos básicos e ultrabásicos de Piên, principalmente os corpos de Campina dos Maias e Campina dos Crispins. Esses autores atribuem estes litotipos ao Complexo Básico Ultrabásico de Piên, sugerindo origem magmática, recristalização em condições do fácies anfibolito alto a granulito e posterior retrometamorfismo no fácies xisto verde. Indicam pressões de cristalização de 5 a 7 kb e temperaturas da ordem de 880 a 750°C. Englobam este corpos

juntamente com corpos de natureza básica que ocorrem nas proximidades (hornblenda-metagabros, anfíbolitos e gnaisses anfíbolíticos). Porém MACHIAVELLI (1991) contesta esta afinidade genética, sugerindo que os corpos básicos tenham uma associação com os gnaisses granulíticos.

SIGA Jr., BASEI e MACHIAVELLI (1990), SIGA Jr. *et al.* (1994), MACHIAVELLI (1991) e BASEI *et al.* (1992) mencionam a possibilidade das rochas metabásicas e metaultrabásicas de Piên representarem restos de um fundo oceânico obduzido no Proterozóico Superior, definindo assim uma possível sutura entre os domínios Luís Alves e Curitiba. RIBAS (1993) descreve a ocorrência de testemunhos de rochas metasedimentares, na forma de lentes de magnetita-quartzitos, de caráter itabirítico, granada-quartzitos e granada-sillimanita-quartzitos.

Petroquímica. Registram-se concentrações de MgO entre 39 e 37% (peridotitos), 36 e 30% (piroxenitos), 21 e 17% (gabronoritos) e padrões similares aos encontrados por GIRARDI (1974) e RIBAS (1993) em seqüências básicas de Tijucas do Sul. As rochas de composição piroxenítica e perididotítica apresentam anomalias negativas de Eu, denotando a menor afinidade das olivinas e dos piroxênios por este elemento. As rochas básicas e ultrabásicas indicam um enriquecimento em elementos de terras raras (ETR) que as distingue do padrão observado para as rochas toleíticas de fundo oceânico do tipo N-MORB. Tais características sugerem proveniência de um manto enriquecido em ETR, do tipo E-MORB, segundo WILSON (1989).

Estruturas. As rochas metabásicas e metaultrabásicas apresentam uma foliação NE, por vezes com características dúcteis, subparalela ao bandamento composicional, que se mostra em alguns afloramentos situar-se no plano axial de dobras isoclinais. Ocorre também uma clivagem oblíqua, com desenvolvimento de talco, serpentinas, cloritas, tremolita-actinolita, associada a dobras métricas, abertas, bem visíveis na pedreira de serpentinito de Piên.

Geocronologia. Idades Sm-Nd que permitem inferir a época de diferenciação desse material do manto distribuem-se entre 2.500 e 3.650 Ma. Idade modelo de 2.750 Ma representa o valor médio, mais próximo a realidade quanto à época de derivação desse material do manto. Processos de recristalização metamórfica em alto grau (colocação a níveis crustais superiores) teria ocorrido durante o Ciclo Transamazônico. Padrão similar ocorre nas rochas gnáissico-granulíticas adjacentes. Idades K-Ar, obtidas por GIRARDI (1974): 1.866 ± 56 Ma em anfíbolios e 1.018 ± 23 Ma em plagioclásio foram obtidos para o corpo de hornblenda metagabro nos arredores de Campina dos Crispins; e 583 - 456 Ma (biotitas e plagioclásios) para os corpos localizados a NE de Piên, relacionados ao metamorfismo do fácies xisto verde.

Recursos Minerais

Talco. As ocorrências mais importantes são as lentes de talco-xistos situadas nas localidades de Campina dos Maias e Ribeirão Poço Frio, próximo à divisa Paraná - Santa Catarina. Outra ocorrência menor situa-se próximo à localidade de Trigolândia, onde lentes de talco-xistos ocorrem associadas aos xistos magnesianos, inseridos nas seqüências básica-ultrabásicas. O talco foi formado por processos de esteatização dos piroxênios.

Metais especiais. RIBAS (1993) executou para a MINEROPAR pesquisa para metais na região de Piên, tendo detectado anomalias geoquímicas em sedimentos de corrente e concentrados de bateia com Cr, Ni, Co, Zn e Cu. Esta associação, típica dos complexos ultrabásicos, levou à seleção de alvos para pesquisa de detalhe. Dois deles foram pesquisados

por meio de geologia, geoquímica de solos, magnetometria e escavações. As concentrações anômalas de Cr, Ni e Co são essencialmente litológicas, refletindo lentes de rochas serpentinizadas e mais ricas em cromita, magnetita e hematita do que as rochas básicas encaixantes, chegando a 20% do volume dos serpentinitos. O Ni parece associar-se à estrutura das olivinas e, assim como o Co, mostra teores dentro da faixa normal das rochas ultrabásicas. Ouro foi detectado em concentrados de bateia, na localidade de Trigolândia, sem avaliação exploratória posterior.

Caulim. Uma ocorrência de caulim situa-se próximo a Trigolândia e trata-se de um bolsão pegmatóide alterado, limitado por falha no contato com rochas micáceas ferromagnesianas. Passa lateralmente para rocha quartzo-feldspática alterada. O contexto geológico é representado por migmatitos e provavelmente as rochas quartzo feldspáticas representam o neossoma de injeção. A análise deste caulim, feita no Tecpar, indicou excelente qualidade para ser usado na cerâmica branca. Foi delimitada uma extensão superficial de 750 m². Não foram feitas avaliações em subsuperfície.

Amianto. Ocorre na forma de veios finos de crisotilo, raramente atingindo 5 mm de espessura, provavelmente de geração tardia de serpentina. Os veios cortam irregularmente as rochas ultramáficas serpentinizadas.

Ferro. Diversas ocorrências de ferro foram assinaladas por TREIN, MURATORI e FUCK (1969) em toda a faixa do Complexo Cristalino Brasileiro, durante os trabalhos da Comissão da Carta Geológica do Paraná. De modo geral, são lentes e camadas de magnetita-quartzitos, com ocasionais bolsões de magnetita compacta, intercalados em migmatitos e anfibolitos. Foi assinalada uma ocorrência de formação ferrífera (hematita e quartzo) na localidade de Lagoa dos Pretos.

Ouro. A ocorrência de Trigolândia é conhecida há bastante tempo, principalmente de ouro secundário em aluviões. São reportados também veios de quartzo com sulfetos auríferos. Em Trigolândia ocorre um veio de quartzo-pirita aurífero, concordante com foliação dos gnaisses anfibolíticos encaixantes e de direção N60°W com mergulho de 35° para SW.

3.2 - Complexo Gnáissico Migmático Costeiro

O Complexo Gnáissico Migmático Costeiro é constituído por migmatitos estromatíticos, *augen*-gnaisses, gnaisses graníticos, gnaisses fitados, rochas meta-ultrabásicas, metabasitos, anfibolitos e quartzitos. As associações litológicas cartografadas no Mapa Geológico do Estado do Paraná são as seguintes:

- a) granito Cachoeira, granitos indiferenciados, granito-gnaisses e anatexitos, incluindo biotita-anfibólio tonalitos e biotita-anfibólio granodioritos;
- b) migmatitos oftalmíticos e embrechíticos com paleossoma de biotita-gnaiss, biotita-hornblenda gnaiss e hornblenda-gnaiss, com quartzitos locais, datados pelo método Rb-Sr em 2.200 Ma;
- c) migmatitos estromáticos com paleossoma de biotita-hornblenda gnaiss, mica-quartzo xistos, ultrabasitos, metabasitos e anfibolitos.

A SE de Bocaiúva do Sul até Araucária, predominam gnaisses bandados, migmatíticos com mesossoma de biotita-anfibólio gnaisses e leucossoma de composição tonalito-granodiorítica. Na porção meridional do domínio são mais abundantes os gnaisses migmatíticos bandados, de composição granítico-granodiorítica. São frequentes as

intercalações de corpos anfíbolíticos, por vezes granatíferos, bem como de xistos magnesianos, desde lentes centimétricas até corpos métricos. São comuns feições relacionadas a uma segunda fase de migmatização, com mobilizados de feldspato róseo, concordantes ou não ao bandamento gnáissico.

A foliação NE-SW constitui o principal padrão estrutural, marcado pelo achatamento e estiramento dos minerais. Estes gnaisses limitam-se na porção meridional através de uma zona de cisalhamento (lineamento Mandirituba - Piraquara) com uma suíte de granitóides heterogeneamente deformados, designados por MACHIAVELLI (1991) de Suíte Granítica Milonítica Rio Piên. Estes granitóides balizam o limite sul-sudeste do complexo e foram interpretados como pertencentes às raízes de um arco magmático do Proterozóico Superior.

A presença de relictos de hiperstênio, internos aos anfibólios, sugere que o metamorfismo de grau médio impresso nestas rochas tenha se desenvolvido sobre rochas de alto grau metamórfico, localmente de fácies granulito. Um retrometamorfismo em grau baixo é sugerido pela presença de clorita, zoisita e epidoto.

No diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976), as rochas granitóides deste compartimento mostram composições quartzo-monzoníticas, quartzo-monzodioríticas, granodioríticas e monzograníticas. Na classificação de LAMEYRE e BOWDEN (1982), esses granitóides se situam entre as séries cálcio-alcálica granodiorítica de médio potássio e cálcio-alcálica de alto potássio. Feições mineralógicas e geoquímicas conduzem a uma interpretação que estes granitóides foram formados em ambiente de arco vulcânico. HARARA (1996) denominou esta associação Suíte Granítica Milonítica Rio Piên, descrita como uma faixa de orientação geral N40°-50°E, com no máximo 22 km de largura. Granodioritos, quartzo-monzodioritos e subordinadamente monzogranitos, representando uma série magmática calcioalcálica-granodiorítica de médio potássio. Este autor reconheceu três fácies petrográficas: (a) *fácies biotita-ultramilonitos*, de cor avermelhada, granulação fina, concentrada ao longo do limite sudeste desta suíte; (b) *fácies granitóides miloníticas a protomilonitos*, de granulação média a grossa, cor avermelhada, com porfiroblastos de feldspato potássico, biotita e anfibólio; (c) *fácies granitóides miloníticas a protomilonitos*, de granulação média a grossa, cor cinzenta, porfiroblastos de feldspato potássico, biotita e anfibólio, representando o limite noroeste desta suíte. É notável a presença de blocos ou lentes de serpentinitos, gnaisses anfíbolíticos e xistos magnesianos, como enclaves. A principal estrutura nestas rochas é uma foliação milonítica Sn com aspecto anastomosado e concentração máxima em N66°E-64°NW

O autor sugere que o desenvolvimento desta foliação poderia estar associado, ao seu início, a uma tectônica de cavalgamento de NNW para SSE, em direção aos gnaisses do sul. Esta tectônica teria evoluído, ainda em regime dúctil, para condições de tectônica transcorrente. Descreve também uma reativação tectônica com características transcorrentes de caráter essencialmente rúptil dextral, já ocorrida após a colocação do granito Agudos, demonstrada pela presença de estrias de falha subhorizontais na direção NE-SW, deslocamento do granito Agudos ao longo do traçado da zona de cisalhamento de Piên e desenvolvimento de forte traçado de clivagem de fratura. Os dados geocronológicos indicam que a foliação milonítica foi desenvolvida durante o Proterozóico Superior, possuindo caráter heterogêneo e não-coaxial, em regime dúctil, e em condições físico-químicas da fácies xisto verde, zona da biotita até o limite inferior da fácies anfíbolito e associada a movimentos tectônicos mencionados acima.

Geocronologia. Existem poucos dados geocronológicos disponíveis neste domínio, limitados a apenas sete análises de minerais pelo método K-Ar e oito de rocha total pelo método Rb-Sr. Algumas amostras de gnaisses e migmatitos dos arredores de Curitiba

acusaram uma isócrona de 1.400 Ma, para uma razão inicial igual a 0,75, enquanto outras indicaram idades de 2.220 a 2.010 Ma, para uma razão inicial de 0,706 a 0,702, pelo método Rb-Sr. Análises de biotitas e anfibólios de gnaisses produziram idades brasileiras, dentro do intervalo de 650 a 560 Ma.

3.3 - Suíte Gnáissica Morro Alto

Como foi indicado anteriormente, esta unidade corresponde ao que se denomina atualmente Suíte Granítico Milonítica Rio Piên. Trata-se de gnaisses graníticos de estrutura ocular, constituídos por plagioclásio, quartzo, feldspato potássico (ortoclásio e microclínio), hornblenda e biotita, principalmente como transformação de hornblenda, ocorrendo ainda como inclusões em outros cristais de biotita. Os minerais acessórios são titanita, zircão, apatita, allanita e opacos, ocorrendo carbonato, epidoto e clorita como minerais secundários.

No diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976), esses granitóides mostram composições quartzo-monzoníticas, quartzo-monzodioríticas, granodioríticas e monzograníticas. Na classificação de LAMEYRE e BOWDEN (1982), esses granitóides se situam entre as séries cálcio-alcálica granodiorítica de médio potássio e cálcio-alcálica de alto potássio. MACHIAVELLI (1991) subdivide estes granitóides em dois conjuntos: Granito Sudeste e Granito Noroeste. Feições mineralógicas e geoquímicas conduzem a uma interpretação que estes granitóides foram formados em ambiente de arco vulcânico.

HARARA (1996) denominou esta associação Suíte Granítico Milonítica Rio Piên, descrita como uma faixa de orientação geral N40°-50°E, com no máximo 22 km de largura. Granodioritos, quartzo-monzodioritos e subordinadamente monzogranitos, representando uma série magmática calcioalcálica-granodiorítica de médio potássio. Este autor reconheceu três fácies petrográficas: (a) *fácies biotita-ultramilonitos*, de cor avermelhada, granulação fina, concentrada ao longo do limite sudeste desta suíte; (b) *fácies granitóides miloníticas a protomilonitos*, de granulação média a grossa, cor avermelhada, com porfiroblastos de feldspato potássico, biotita e anfibólio; (c) *fácies granitóides miloníticas a protomilonitos*, de granulação média a grossa, cor cinzenta, porfiroblastos de feldspato potássico, biotita e anfibólio, representando o limite noroeste desta suíte. É notável a presença de blocos ou lentes de serpentinitos, gnaisses anfibolíticos e xistos magnesianos, como enclaves. A principal estrutura nestas rochas é uma foliação milonítica Sn com aspecto anastomosado e concentração máxima em N66°E-64°NW

O autor sugere que o desenvolvimento desta foliação poderia estar associado, ao seu início, a uma tectônica de cavalgamento de NNW para SSE, em direção aos gnaisses do sul. Esta tectônica evoluiria, ainda em regime dúctil, para condições de tectônica transcorrente. Descreve também uma reativação tectônica com características transcorrentes de caráter essencialmente rúptil dextral, já ocorrida após a colocação do granito Agudos, demonstrada pela presença de estrias de falha subhorizontais na direção NE-SW, deslocamento do granito Agudos ao longo do traçado da zona de cisalhamento de Piên e desenvolvimento de forte traçado de clivagem de fratura. Os dados geocronológicos indicam que a foliação milonítica foi desenvolvida durante o Proterozóico Superior, possuindo caráter heterogêneo e não-coaxial, em regime dúctil, e em condições físico-químicas da fácies xisto verde, zona da biotita até o limite inferior da fácies anfibolito e associada a movimentos tectônicos mencionados acima.

3.4 - Formação Rio das Cobras

Definida por LOPES (1987), a Formação Rio das Cobras é constituída por biotita-xistos, muscovita-biotita xistos, clorita-xistos, calcoxistos e quartzo-xistos, com xistos granatíferos subordinados. Quartzitos, magnetita-quartzitos e metaultrabásicas afloram localmente.

3.5 - Suíte Granítica Foliada

Os terrenos deste domínio geológico foram reconhecidos inicialmente por BIGARELLA e SALAMUNI (1959), FUCK *et al.* (1968, 1969a, 1969b, 1969c) e descritos em parte por LOPES (1987), que identificou na Serra da Prata e arredores cinco variedades graníticas, denominadas Morro Inglês, Rio Canasvieiras, Cubatãozinho, Rio do Poço e Estrela, para os quais atribuiu idade arqueana, juntamente com os metasedimentos encaixantes. SIGA Jr. (1995) manteve o uso das denominações desta variedades graníticas, estendendo-as para os setores a norte e a sul da Serra da Prata. Os limites destes terrenos com o Domínio Luís Alves se dá por falhas de cavalgamento a norte e oeste que colocam este domínio por sobre o do Luís Alves e a sul e sudoeste por expressivas zonas de cisalhamento dos lineamentos Palmital, Alexandra e Garuva.

A designação de batólito Paranaguá e Cinturão Granitóide Costeiro deve-se a BASEI, SIGA JR. e KAWASHITA (1990), e SIGA Jr., BASEI e MACHIAVELLI (1990) e domínio Paranaguá foi proposto por SIGA Jr. (1995). De acordo com estes autores, trata-se de um complexo granítico polifásico distribuído ao longo de uma faixa oriental, com mais de 100 km de extensão da Ilha de São Francisco do Sul (SC) ao sul de Itatins (SP) tendo em média cerca de 30 km de largura.

Entre os seus litotipos predominam anfibólio-biotita granitóides porfiríticos, tendo como encaixantes xistos aluminosos, seqüências paragnáissicas com biotita-gnaisses, mica-xistos, quartzitos, com frequentes intercalações de anfibólitos e unidades de ortognaisses. Faixas miloníticas espessas são frequentes em meio aos granitóides. O tipo mais comum é um granitóide à base de quartzo, plagioclásio, microclíneo, biotita e/ou hornblenda. Opacos, zircão, apatita e titanita são os principais minerais acessórios.

Estruturalmente estes granitóides mostram-se heterogeneamente deformados com os megacristais, principalmente de feldspato potássico, na forma de *augen*. Em certos locais observa-se uma fina clivagem, subordinada às feições ígneas, de fluxo magmático. Faixas miloníticas desenvolvidas a partir de zonas de cisalhamento são frequentes e estão relacionadas a falhas transcorrentes ou de cavalgamento, com sentido de transporte para oeste.

Geocronologia. Segundo TEIXEIRA (1982), BASEI *et al.* (1992), SIGA Jr. *et al.* (op.cit.) e SIGA Jr. (op.cit.), as determinações radiométricas Rb-Sr em rocha total e U-Pb em zircões, de anfibólio-biotita granitóides, definiram idades entre 620 e 570 Ma e razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} entre 0,707 e 0,708. Estas idades são interpretadas como relativas à época de período principal da formação e deformação destas rochas e a razão inicial é considerada como alta demais para representar derivação mantélica. Idades modelo Sm-Nd relativas ao setor ocidental deste domínio (tipo rios Canasvieiras e Estrela) indicaram idades entre 2,6 e 2,7 Ga, distintas das observadas para os granitóides da porção centro oriental (tipo Morro Inglês) de intervalo 2,2 - 1,9 Ga. Tal padrão sugere épocas distintas para a derivação mantélica dos

precursores crustais dessas rochas. As idades K-Ar em biotitas e anfibólios destes granitóides concentram-se entre 560 e 480 Ma e caracterizam o resfriamento regional deste domínio.

As informações disponíveis nos relatórios e artigos relacionados acima são sintetizadas nos quadros abaixo, respeitando-se as designações utilizadas no Mapa Geológico do Estado do Paraná.

Quadro 2a. Características dos granitóides do Complexo Granítico-Gnáissico.

Granitos Características	Pedra Branca de Araraquara	Guajuvira	Miringuava ou São José dos Pinhais	Areia Branca	Vagaaçu
Localização	Paranaguá	Lapa, São José dos Pinhais	São José dos Pinhais	Areia Branca	Barra do Turvo
Controle tectônico		Forte controle por tectonismo NE	Forte controle por tectonismo NE	Forte controle por tectonismo NE	Forte controle por tectonismo NE
Cataclase textural		Cataclasado nos fenocristais do fácies porfíritico. Pouco cataclasado.	Muito cataclasado.	Cataclase na textura granoblástica.	Muito cataclasado
Minerais de interesse econômico			Zircão		
Relação intrusão/tectônica	Sintectônico alóctone (Hasui), aparentemente de anatexia (Fuck)	Tardi a pós-tectônico, alóctone	Sintectônico alóctone.	Sintectônico alóctone	Sintectônico alóctone
Alterações			Argilização, sericitização, cloritização, epidotização, albitização.		Epidotização
Observações	Contatos normalmente ocorrem por falhamento, as vezes mostram passagens graduais		Corpo densamente cataclasado, milonitizado a ultramilonitizado. Minerais paralelos à foliação das rochas encaixantes.	Corpo idêntico aos granitos Vagaaçu e Nagib Silva.	Idêntico aos granitos Vagaaçu, Nagib Silva e Areia Branca. Apresenta-se intensamente microfraturado ou muito cataclasado.

Quadro 2b. Características dos granitóides do Complexo Granítico-Gnáissico.

Granitos Características	Nagib Silva	Faxinal	Serra da Canavieira	Tagaça
Localização	Barra do Turvo	Antonina	Paranaguá	Antonina, Guaraqueçaba
Controle tectônico	Forte controle por tectonismo	Forte controle por tectonismo NE		Controlado por tectonismo NE
Cataclase textural	Muito cataclasado, com estrutura gnáissica.	Cataclase na textura porfíritica.		Pouca cataclase.
Minerais de interesse econômico	Pirita, fluorita, titanita, apatita, galena	Zircão, turmalina, apatita,		Apatita, carbonato, titanita
Relação intrusão/tectônica	Sintectônico alóctone	Sintectônico alóctone	Sintectônico alóctone (Hasui), aparentemente de anatexia (Fuck).	Sintectônico, autóctone ou de anatexia pré-brasiliano (Mineropar), possivelmente reativados no Brasileiro.
Alterações	Sericitização Caulinização	Argilização, epidotização, turmalinização		Saussuritização, argilização, cloritização, epidotização
Observação	Encaixado em zona de falha, com cataclase em vários estágios de intensidade.	Corpo granítico encaixado em zona de falha.	Contatos normalmente por falhamento, as vezes com passagens graduais.	

Recursos Minerais

Sulfetos. ARIOLI e DUSZCZAK (1980) fizeram reconhecimento geológico nas ocorrências de prata e outros sulfetos na Serra da Prata, no município de Guaratuba, registrando dois tipos de mineralizações: (a) veios de quartzo e sulfetos dentro de granito gnáissico e gnaiss facoidal; e (b) disseminações de sulfetos em gnaiss e xisto. Foram descritas e amostradas quatro ocorrências: (a) *ribeirão da Areia*, com pirita, calcopirita, calcantina, galena, molibdenita e tetradimita disseminadas em gnaisses em uma extensão de 380 m; (b) *ribeirão do Pimenta*, sulfetos disseminados em zona milonítica em granito gnáissico, com até 5 m de espessura; (c) *ribeirão do Veiga*, com disseminações semelhantes às do ribeirão da Areia; (d) *ribeirão do Valentim*, com filão de quartzo e sulfetos dentro de xisto e gnaiss facoidal. As análises químicas de 24 amostras acusaram teores de até 3 ppm de Ag, 30 - 350 ppm de Mo e 200 - 19.000 ppm de Bi, entre outros metais.

4. PROTEROZÓICO MÉDIO

4 - PROTEROZÓICO MÉDIO

4.1 - Complexo Apiaí-Mirim

O Complexo Apiaí-Mirim é composto pelas seguintes associações litológicas:

- a) granito-gnaisses e gnaisses com macrocristais de feldspato potássico, gnaisses bandados e gnaisses ocelares com intercalações de xistos;
- b) gnaisses fitados dominantes sobre xistos feldspáticos com gradação lateral a quartzitos e anfibólitos;
- c) gnaisses ocelares interdigitados com migmatitos estromáticos cataclasados, gnaisses leucocráticos e xistos feldspáticos.

As paragêneses minerais normalmente ricas em hiperstênio, plagioclásio antiperitítico e biotita titanífera, bem como as texturas granoblásticas poligonizadas, indicam que estas rochas foram submetidas a metamorfismo de alto grau, correspondente ao fácies granulito. Por outro lado, associações paragenéticas (relictos de piroxênios dentro de anfibólitos) e feições metamórficas de baixo grau indicam a ação de retrometamorfismo, atribuído à extensa granitização brasileira.

Geocronologia. As determinações feitas pelo método Rb-Sr (rocha total) indicam a presença de núcleos gnáissico-granulíticos com idades da faixa 1.395 ± 145 Ma, bem como de rochas datadas na faixa de 1.900 Ma. Os teores de Rb são geralmente baixos e os de Sr são relativamente altos, gerando valores normalmente abaixo de 1 para a razão Rb^{87}/Sr^{86} .

4.2 - Grupo Setuva

4.2.1 - Formação Perau

A Formação Perau engloba quartzitos finos, calcoxistos e calcários, quartzo-biotita-muscovita xistos, biotita-xistos, anfibólio-xistos, xistos grafitosos e intercalações de mármore calcítico e dolomítico e ainda calco-xistos com biotita e tremolita. No Mapa Geológico do Estado do Paraná, são discriminadas as seguintes associações litológicas dentro desta formação:

- a) quartzitos finos, equigranulares, brancos, plaqueados ou xistosos, por vezes micáceos;
- b) calcoxistos e calcários de cor cinza-claro a esverdeado, que hospedam a jazida do Perau;
- c) quartzo-biotita-muscovita xistos e sericita-xistos com intercalações de xistos com plagioclásio, granada e anfibólio, além de níveis de magnetita capeando os minérios do Perau;
- d) biotita-xistos, anfibólio-xistos, quartzo-xistos, biotita-muscovita xistos, xistos grafitosos com intercalações locais de quartzito, constituindo a denominada Sequência Perau Indivisa;
- e) intercalações de mármore calcítico e dolomítico e calco-xistos com biotita, muscovita e tremolita.

Nos municípios de Rio Branco do Sul e Bocaiúva do Sul, PIEKARZ (1981) pesquisou, com objetivos de prospecção de metais básicos, uma associação litológica com as seguintes feições: (a) abundantes rochas metabásicas; (b) quartzitos, mármore, calco-xistos e mica-xistos de possível origem sedimentar clástica, datadas pelo método Rb-Sr em 1.170-1.330 Ma; (c) formação ferrífera bandada, associada a rochas carbonáticas; e (d) mineralizações de barita, cobre e chumbo, datadas pelo método Pb-Pb em 1.400 Ma. Os mapeamentos anteriores situavam esta seqüência na Formação Votuverava, mas o autor destaca várias feições, além das litologias, que a tornam correlacionável à Formação Perau: contribuição vulcânica à origem da associação litológica, mineralizações comparáveis às lavradas em Adrianópolis, presença de duas fases de dobramento com respectivas xistosidades, sendo a primeira isoclinal e a segunda aberta, e metamorfismo situado no fácies xisto verde.

No município de Bocaiúva do Sul, PIEKARZ (1982) fez reconhecimento geológico na região do anticlinal do Setuva, tendo em vista verificar a possível correlação do pacote dobrado com a Formação Perau. O autor concluiu que existe correlação, devido à posição estratigráfica semelhante, acima dos gnaisses Setuva, à similaridade litológica e ao grau metamórfico, ainda que faltem os metabasitos e exista uma fase de dobramento a mais.

Recursos Minerais

Estanho e tungstênio. No município de Bocaiúva do Sul, FRITZSONS Jr. (1985, 1986) pesquisou para a MINEROPAR graisens mineralizados com Sn, W, Nb e Ta, associados a um granito a duas micas e a uma zona de falha transcorrente do sistema Lancinha. Em concentrados de bateia, os teores de Sn variam de 5 a 4.385 ppm, os de W variam de 30 a 1.420 ppm, os de Nb variam de 26 a 5.000 ppm e os de La variam de 0,01 a 8,12 ppm. Foram priorizados para avaliação de detalhe os denominados alvos Cantagalo, com a associação Sn-W-Bi-Ta-Nb-Mo e Paraíso, com Sn. Posteriormente, o mesmo autor e OLIVEIRA (1987) completaram as pesquisas por meio de mapeamento geológico de detalhe, geoquímica de solos e concentrados de bateia e escavações sistemáticas, confirmando a natureza graiseniana das mineralizações, associadas a um albita-granito. Os minérios são formados por cassiterita, wolframita, bismutinita, molibdenita e columbita-tantalita. Os graisens são filoneanos, milimétricos a centimétricos, paralelos à foliação das encaixantes, formados por um núcleo de quartzo leitoso, zonas intermediárias com mica, zinwaldita e topázio e salbandas de muscovita. A cassiterita ocorre tanto no núcleo quanto nas salbandas. De um modo geral, os resultados foram negativos, com pequenos volumes de minérios e teores subeconômicos. Esgotados os recursos da prospecção de superfície, Oliveira recomendou a execução de prospecção por métodos de profundidade, tais como geofísica e sondagens. No alvo Paraíso, FRITZSONS Jr. (1985) obteve resultados semelhantes, abrindo a possibilidade de mineralizações primárias a Sn-Cu. Em ambos os alvos, as pesquisas foram interrompidas pela MINEROPAR.

Metais básicos. Em projeto de pesquisa da MINEROPAR, RIBAS (1985) testou a validade do modelo genético vulcano-sedimentar de mineralizações de Cu-Pb-Zn em rochas da Formação Perau, na localidade de Águas Claras, em Adrianópolis, mediante aplicação de métodos geológicos e geoquímicos de prospecção. O modelo foi comprovado na primeira fase do projeto: a zona aflorante da formação é enriquecida em Cu e Pb, subsidiariamente em Zn; as anomalias de Pb e Zn mostraram grande consistência com as zonas aflorantes de formações ferríferas e calcoxistos; as mineralizações são também controladas por uma falha de direção N50°E; os maiores valores dosados em solos são de 14.600 ppm de Pb e 3.220 ppm de Zn. O

autor recomenda a execução de prospecção geofísica com aplicação de métodos de resistividade e polarização induzida com três níveis de profundidade: 50, 100 e 150 m.

Visando os mesmos metais, PIEKARZ (1981, 1983) executou prospecção no município de Rio Branco do Sul, nos denominados núcleos Betara, Alto Açungui e Tigre. Na primeira fase do projeto, o autor concluiu que: as camadas de carbonatos acima dos quartzitos são prioritárias para a investigação; no Alto Açungui é prioritária a pesquisa de ouro em veios de quartzo e rocha encaixante; o núcleo Betara é promissor para metais básicos e ouro. Posteriormente, o núcleo Betara foi alvo de prospecção com mapeamento geológico de grande detalhe, escavações, geoquímica de solo e levantamento magnetométrico terrestre. Os trabalhos revelaram a presença de um corpo de sulfeto maciço, profundamente alterado em superfície, sem comprovação de interesse econômico.

4.2.2 - Formação Água Clara

A Formação Água Clara é constituída por calcoxistos, mármore calcíticos e dolomíticos, metatufos básicos, xistos manganésíferos, anfibólio-xistos, quartzitos, calcossilicáticas bandadas e calcofilitos. As associações litológicas cartografadas no Mapa Geológico do Estado do Paraná são as seguintes:

- a) fácies carbonático, formado por calcoxistos, mármore calcíticos e dolomíticos, biotita-clorita xistos e cornubianitos calcossilicatados;
- b) fácies São Silvestre, formado por anfibólio-xistos, quartzitos, granada-clorita-biotita xistos, metacherts, metatufos básicos e intermediários, cornubianitos calcossilicáticos e xistos manganésíferos;
- c) calcossilicáticas bandadas e calcofilitos;
- d) quartzitos.

De acordo com PONTES (1982), as rochas da Formação Água Clara constituem uma faixa alongada com direção NE/SW, prolongando-se desde Cerro Azul até desaparecerem a SW por baixo da cobertura sedimentar da Bacia do Paraná. A Formação Água Clara ocorre principalmente bordejando o complexo Granítico Três Córregos, sendo os contatos em geral intrusivos, muitas vezes ocorrendo contatos também por falhas. É constituída por litologias de dois fácies distintos: um carbonático e outro de natureza vulcano-sedimentar, este último considerado basal, sendo o contato entre os dois fácies gradacional. O fácies vulcano-sedimentar é representado por associação de litologias de origem clástica (quartzo-mica xistos, quartzitos micáceos, metamargas e mármore impuros) e de origem ígnea (metatufos básicos e metabásicas), sendo característica marcante nesse fácies a presença de delgadas intercalações de formação ferro-manganésífera bandada, alternando bandas ricas em Fe-Mn com bandas silicosas. Pela presença desses níveis manganésíferos indica-se uma deposição em ambiente marinho profundo. O fácies carbonático é representado por uma seqüência predominantemente carbonática, com intercalações menores de calcoxistos, mica-xistos e quartzitos micáceos. Para esse fácies indica-se deposição em ambiente marinho raso.

KOPS e EBERT (1993) citam dois eventos metamórficos regionais sofridos pela Formação Água Clara e um evento de metamorfismo de contato. O primeiro metamorfismo regional atingiu o fácies xisto-verde médio a fácies anfibolito inferior, estando associado ao estágio inicial da deformação D_1 e o segundo metamorfismo regional é um retrometamorfismo para fácies xisto-verde inferior, associado ao estágio final da deformação

D₁, com condições de temperatura e pressão menos rigorosas. O metamorfismo de contato foi gerado pelo Complexo Granítico Três Córregos.

Os xistos são constituídos por quartzo, clorita, sericita e biotita. Apresenta uma xistosidade (Sn) bem desenvolvida e de aspecto anastomosado, com direção NE. Os cálcio-xistos são constituídos por quartzo, carbonatos, clorita e sericita e exibem uma xistosidade proeminente (Sn) por vezes anastomosadas, de direção predominantemente NE. Paralelos à xistosidade é possível observar a presença de níveis quartzosos com níveis mais micáceos. Os quartzitos são intensamente fraturados e mostram uma foliação incipiente (Sn), de direção dominante NE. Observam-se níveis de quartzitos intercalados com níveis de quartzo-xistos. As metamargas são constituídas basicamente por sericita, carbonato e quartzo, exibindo uma foliação marcante (Sn) de direção geral NE. Paralelos a esta foliação observam-se intercalações de níveis carbonatados e quartzosos. As rochas metabásicas apresentam-se como soleiras intrudidas nas rochas da Formação Água Clara e, em parte, em contato com a Formação Votuverava (SE). Os corpos têm direção NE. O contato com a Formação Votuverava, a sudeste, se faz através de falha de cavalgamento (falha da Boa vista). Os mármore calcíticos apresentam uma foliação devido a intercalação de níveis de quartzo e carbonatos associados à lentes de calcita. Nas proximidades do granito Passa Três é possível identificar uma deformação intensa que causou cataclase total dessa litologias.

Recursos Minerais

Fluorita. SILVA, FELIPE e PONTES (1981) resumiram o conhecimento acumulado pela MINEROPAR sobre a jazida de Volta Grande, no município de Cerro Azul, descoberta originalmente pela Nuclebrás em projeto de prospecção de urânio. Trata-se de mineralização de fluorita em enclaves de mármore impuros, dentro de uma zona de cataclase, sobre o granito Três Córregos. A fluorita ocorre tanto nas rochas carbonáticas quanto nas granitóides. Dois corpos de minério foram cubados pela MINEROPAR, que bloqueou reservas de 635.000 t de fluorita com teor médio de 39% e teor de corte de 20% de CaF₂. O corpo de maior volume foi lavrado parcialmente pela Mineração Nossa Senhora do Carmo, até que a crise do mercado consumidor nacional levou ao encerramento das operações. As jazidas da Volta Grande, de Sete Barras (2.748.000 t), do Brás (1.000.000 t) e do Mato Preto (2.800.000 t) somam 7.183.000 t de fluorita, as maiores reservas do território brasileiro.

Metais básicos. Em reconhecimento para avaliação de interesse exploratório, MARTINI (1981) reconheceu o potencial da formação para metais básicos junto ao contato sudeste do granodiorito São Sebastião. Este autor admitiu os modelos exalativo-sedimentar de águas rasas e escarnitos, com potencial para metais básicos, W, Sn e Mo. PONTES e SALAZAR Jr. (1982) avaliaram o potencial prospectivo das mineralizações de Cu-Pb-Zn e metais associados, principalmente Au, na região de São Silvestre, em Rio Branco do Sul. Os autores da MINEROPAR admitiram os modelos de depósitos sedimentar marinho de águas rasas e escarnito, em zona de contato dos mármore Água Clara com um granito brasileiro. Posteriormente, DIAS (1984) avaliou em detalhe, mediante prospecção geológica, geofísica, geoquímica e sondagem rotativa, vários alvos selecionados na fase regional, tendo concluído pelo seu significado meramente litológico e pedogênico. No denominado alvo Bugio, a pesquisa confirmou a ocorrência de mineralizações hidrotermais e escarníticas de Pb e Zn, com Ta e Ag subordinados, mas os projetos da MINEROPAR não identificaram concentrações econômicas que justificassem investimentos para a cubagem de reservas.

4.2.3 - Complexo Turvo-Cajati

Este complexo foi definido como Sequência Turvo-Cajati por SILVA e ALGARTE (1981), com base na hipótese de que os ectinitos da região de Pariquera-Açu (SP) seriam pré-brasileiros, correlacionáveis ao Grupo Setuva. No Paraná, esta unidade está mapeada junto à divisa do Estado de São Paulo, entre os rios Capivari e Uberaba, com estreito prolongamento ao longo do vale do rio Pardinho, até o lineamento Lancinha, onde pequenas lentes afloram a NE da represa do Capivari. A sua área total de exposição é de aproximadamente 95 km². Pertencente ao domínio geomorfológico profundamente dissecado do Vale do Ribeira, este conjunto de rochas sustenta parte da Serra das Pimentas, à margem norte do rio Uberaba.

A associação litológica identificada no Mapa Geológico do Estado do Paraná é a seguinte: granada-sillimanita-biotita-quartzo xistos, actinolita-biotita xistos albitizado, xistos albitizados, xistos calco-silicáticos, mármore dolomítico, muscovita-biotita-quartzo xistos, calco-silicatadas bandadas, hornblenda-quartzo gnaisses. A relação acima mostra que estes ectinitos incluem litologias metapelíticas, metapsamíticas, metacarbonáticas e metabásicas. Eles mostram no campo passagens gradacionais entre si, com abundantes evidências de migmatização e feldspatização, principalmente nos termos mais xistosos e concordantes com as estruturas metamórficas.

Os granada-sillimanita-biotita-quartzo xistos e muscovita-biotita-quartzo xistos representam o fácies metapsamítico da seqüência, em nosso Estado. São rochas altamente deformadas e xistosas, de cor cinza-esverdeada e granulação fina, rica em quartzo ao qual se entremeiam as palhetas submilimétricas dos minerais micáceos. Granada e sillimanita aparecem dispersas, mas abundantes. Titanita, apatita, epidoto opacos são os acessórios mais comuns. A eles se intercalam os mármore dolomíticos, xistos e gnaisses calcossilicáticos. Os mármore são grosseiros e esbranquiçados ou róseos, raramente cinzentos. Formam grandes enclaves lenticulares nos xistos e gnaisses, com o acamadamento reliquiar preservado concordantemente com as encaixantes. Além da dolomita, podem conter flogopita, quartzo, pirlita, diopsídeo, tremolita, escapolita, clorita, titanita e leucoxênio.

Os xistos e gnaisses calcossilicáticos constituem-se de tremolita, biotita, carbonatos, epidoto-zoisita, feldspatos e quartzo. Formam níveis esverdeados, de textura granoblástica fina, que se intercalam aos mármore, com limites gradacionais. Os hornblenda-quartzo-gnaisses são bastante homogêneos, de bandamento regular e planar, cujo estrangulamento das bandas mais anfíbolíticas atesta o intenso grau de deformação sofrido. A hornblenda alterna-se ao quartzo em níveis microscópicos, dentro das bandas, caracterizando-se a estrutura gnaíssica pela predominância ora de um ora de outro mineral na escala centimétrica. As bandas essencialmente anfíbolíticas tem textura granoblásticas média a grossa, enquanto as leucocráticas são mais finas. Entre os acessórios ocorrem granadas, biotita, titanita e opacos. Associam-se a estes gnaisses os xistos albitizados, com ou sem actinolita. São rochas cujas bandas leucocráticas mostram evidências de cataclase generalizada em seus agregados de ortoclásio, albita, quartzo, carbonato, clorita, leucoxênio, sericita e caulinita. As bandas micáceas compõem-se de biotita, clorita, epidoto, titanita, muscovita, apatita, allanita e opacos.

Estruturas. Uma característica do Grupo Setuva é o seu posicionamento em núcleos de anticlinais ou antififormes. A foliação e o bandamento gnaíssico destes ectinitos mostram duas orientações regionais predominantes: N70°-90°E e N60°-90°W. O paralelismo de S₀ com S₁ e/ou S₂ evidencia o padrão isoclinal de dobramento da seqüência, cujos planos axiais mostram atitudes desde subverticais a recumbentes. Lineações minerais, crenulações, *boudins* e *mullions* são feições mesoscópicas abundantes. Nos xistos metapelíticos, as crenulações são

mais generalizadas, pela intersecção de S_1 e S_2 . Ao longo da área de exposição no território paranaense, o padrão de dobramento parece ser aberto e simétrico na parte central, isoclinado a sul e isoclinal recumbente a norte (SILVA e ALGARTE, 1981). O grau de metamorfismo varia de xistos verdes a anfibolito superior, este junto às bandas de migmatização por injeção. A injeção de material granitóides mostra claramente duas gerações, uma anterior e outra posterior ao dobramento que gerou S_1 .

Geocronologia. Datações K/Ar em anfibólios dos gnaisses acusaram idades de 1.380 ± 45 Ma (CORDANI e BITTENCOURT, 1967), o que comprova a origem pré-brasileira desta sequência. O conjunto de dados litológicos, petrográficos, estruturais e geocronológicos permitiu a SILVA e ALGARTE (1981) interpretar a evolução geológica da Sequência Turvo-Cajati a partir da geração de sedimentos terrígenos e químicos em plataforma que se aprofundava para leste com magmatismo básico-ultrabásico nas bordas, junto ao embasamento continental exposto. A orogênese dos tempos transamazônicos gerou os ectinitos, gnaisses e migmatitos, reconhecendo-se a superposição de três fases de dobramento e uma de falhamento transcorrente. Nos tempos brasileiros, mais uma fase de dobramento e outra de cataclase por transcorrência puderam ser identificadas.

5. PROTEROZÓICO SUPERIOR

5 - PROTEROZÓICO SUPERIOR

5.1 - Grupo Açungui

O Grupo Açungui, denominado originalmente Série Açungui por DERBY (1878) e renomeado por SALAMUNI e BIGARELLA (1967), é formado por um conjunto de rochas metamórficas de baixo grau, com a predominância dos meta-sedimentos clásticos finos (filitos e meta-siltitos) sobre os químicos (metacalcários e metadolomitos). Esta associação litológica caracteriza uma sedimentação marinha em ambiente tectônico instável.

A estruturação regional mais evidente no mapa do Estado mostra um padrão de anticlinais e sinclinais assimétricas, de eixos orientados para N60°-70°E e mergulhos acentuados predominantemente para SE, chegando a verticais junto às zonas de falhas. A predominância da tectônica rígida sobre a dúctil, com os falhamentos controlando o padrão das dobras regionais, caracteriza um domínio de *shear-belt*, interpretado por vários autores como produto de uma colisão continental. Segundo FIORI (1987), os dados geológicos regionais corroboram o modelo de evolução tectônica do Açungui envolvendo subducção da placa oceânica e posterior colisões entre arco de ilha e continente e, finalmente, entre dois continentes. Este autor reconhece dentro desta unidade três eventos tectônicos maiores, denominados respectivamente e em ordem geocronológica Sistema de Cavalcamento Açungui, Sistema de Dobramento Apiaí e Sistema de Transcorrência Lancinha.

Em estudo realizado nos municípios de Cerro Azul e Adrianópolis, particularmente na área do Perau, REIS NETO e SOARES (1987) analisaram as relações entre transformações mineralógicas e deformações estruturais nas rochas dos grupos Açungui e Setuva, bem como na Sequência Antinha e na Formação Camarinha. As rochas do Setuva sofreram forte deformação cisalhante simples, sob regime tectono-termal dúctil, contínua e homogênea, associada ao metamorfismo do fácies xistos verdes, zona da biotita, no máximo fácies anfíbolito, zona da estaurolita. As rochas do Açungui atingiram fácies xisto verde, zona da clorita e início da biotita. As estruturas indicam um regime tectono-termal rúptil-dúctil a dúctil, associada a deformação cisalhante contínua e heterogênea, com preservação das estruturas sedimentares. O cisalhamento é do tipo rotacional simples, resultante de esforços não-coaxiais, típicos de *shear-belts*. Retrometamorfismo no Setuva resultou da superposição do regime tectono-termal Açungui, cujas rochas não mostram retrometamorfismo porque os eventos posteriores foram mais fracos.

A norte de Curitiba, em região delimitada pelos paralelos 25°05'15" e 25°21'40"S e pelos meridianos 49°00'00" e 49°27'00"W, FIORI *et al.* (1987) descreveram dois sistemas de falhamentos. O mais antigo é um cavalcamento de baixo ângulo, responsável pela compartimentação dos grupos Setuva e Açungui em escamas de imbricamento. O segundo é um sistema de transcorrências, dominado pelas falhas da Lancinha e Morro Agudo. Outras falhas receberam denominações locais: da Antiforma do Setuva, do Morro Grande, de Almirante Tamandaré, do Queimadinho, das Aranhas, do Chopin e do Betara. Nove blocos foram identificados e nomeados em dois compartimentos. O modelo tectônico que explica estas associações de estruturas é o duplex, cuja base é representada pelas falhas do Setuva e do Betara, enquanto as demais as ligam ao topo da seqüência. Análise estrutural macroscópica, executada na escala de 1:50.000, permitiu descrever as dobras regionais associadas aos falhamentos. De um modo geral, os eixos direcionam-se para NE-SW com caimentos de baixo ângulo para SW. A simetria é variável e a vergência dominante é para SE. O estilo varia de aberto a isoclinal, possivelmente resultante de esforços compressionais NW-SE, sendo modificado posteriormente pelas transcorrências, que alteraram a atitude de eixos, rotação de estruturas e basculamento de blocos.

Nos municípios de Rio Branco do Sul, Almirante Tamandaré e Campo Largo, DIAS e SALAZAR Jr.. (1987) desenvolveram pesquisa visando a prospecção de metais básicos na Seqüência Antinha, descrevendo a sua associação litológica, as estruturas e interpretando a sua origem. A unidade foi desenvolvida provavelmente em regime de transtensão, associado à evolução da transcorrência de Morro Agudo, com preenchimento rápido da bacia ao final do ciclo Brasileiro. Na base, a unidade conglomerática derivada do Complexo Três Córregos, parece correlacionar-se com a Formação Camarinha. Uma sucessão de metarritmitos sílticos, silte-arenosos e calcários representam a maior espessura do pacote, que se estrutura em antiformal aberta, com charneira horizontalizada e direcionada para N49°E. Ela mantém contato discordante com a Formação Água Clara e mostra metamorfismo de grau fraco, ao qual se superpõe metamorfismo de contato produzido pelo granito Três Córregos, no fácies albíta-epidoto hornfels.

Estudos geoquímicos realizados nos minérios de fluorita das jazidas de Volta Grande e Mato Preto, em Cerro Azul, Sete Barras e Braz, em Adrianópolis, permitiu a RONCHI e colaboradores (1990) determinar duas idades principais para as mineralizações: proterozóicas e cretáceas. Os eventos mineralizadores do Proterozóico foram de natureza sedimentar e vulcânica, associados à formação dos metassedimentos do Grupo Açungui, que são mais ricos neste metal do que os gnaisses e migmatitos. Os eventos cretáceos associam-se à intrusão dos carbonatitos, pelo menos os de Mato Preto e Barra do Itaipirapuã.

O Grupo Açungui subdivide-se nas formações Itaiacoca, Capiçu e Votuverava. Como todas estas formações apresentam importante conteúdo em rochas calcárias, utilizadas nas indústrias de cimento, cal e corretivo agrícola, as informações sobre o seu potencial econômico são fornecidas a seguir.

5.1.1 - Formação Votuverava

A Formação Votuverava é composta por filitos, calcários, mármore, metamargas, quartzitos e metaconglomerados. Merecem atenção os seus extensos pacotes de calcários calcíticos, com teores de MgO muito baixos, bem como a série de pequenos *stocks* graníticos, alinhados no rumo NE-SW, desde Campo Largo até Adrianópolis. As suas relações estratigráficas com a Formação Capiçu são confusas, não tendo sido ainda esclarecido qual é a mais antiga ou se são contemporâneas. São fácies heterotróficas com interdigitação faciológica entre as formações.

Esta formação compreende as seguintes assembléias litológicas, discriminadas no Mapa Geológico do Estado:

- a) sericita-quartzo filitos, metassiltitos, quartzitos, sericita-muscovita xistos e metassiltitos com intercalações complexas;
- b) metassedimentos síltico-argilosos incluindo metassiltitos, mica-xistos, filitos grafitosos, metarritmitos, ardósias, sericita-xistos e quartzo-xistos;
- c) metaconglomerados;
- d) quartzitos, às vezes micáceos, metarenitos e metarcósios, com frequentes intercalações de metassiltitos e metarritmitos;
- e) calcários cinza-escuros a negros, de granulação fina a média, que contêm as jazidas de fluorita de Sete Barras e do Braz;

- f) calcários e dolomitos brancos a cinza-escuros, finos a grosseiros, de textura sacaróide, que contêm as jazidas de chumbo do Rocha (filoneana, idade Pb-Pb 850-1.250 Ma), da Barrinha (estratiforme, idade Pb-Pb 950-980 Ma) e de Panelas;
- g) calcários cinza-claros a escuros, de granulação fina a média, que contêm a jazida de chumbo do Paqueiro;
- h) quartzitos, metarenitos e conglomerados;
- i) mármore calcíticos com níveis oolíticos e/ou pisolíticos, calcarenitos e brechas intraformacionais, mármore dolomíticos;
- j) calcossilicáticas granoblásticas e calcofilitos.

Nos municípios de Rio Branco do Sul e Cerro Azul, mais exatamente na região de Bromado, SPOLADORE e HACKSPACHER (1993) mapearam as formações Votuverava e Antinha, além de corpos graníticos e diques básicos associados. A Formação Votuverava foi dividida em quatro associações litológicas: (a) metaturbiditos e metapelitos; (b) metarenitos, metaconglomerados, metapelitos e metavulcânicas; (c) metarenitos e metapelitos; e (d) mármore e metapelitos. Os mármore haviam sido incluídos na Formação Antinha por outros autores. Enquanto as rochas da primeira formação foram interpretadas como tendo origem marinha de águas rasas, as da segunda foram atribuídas à sedimentação em águas profundas. A evolução tectono-metamórfica foi descrita como tendo envolvido dois regimes principais, um compressional e outro transcorrente, com três pulsos deformacionais. O metamorfismo situa-se no fácies xisto verde, zona da clorita.

Na mesma região, KOPS e EBERT (1993) analisaram as formações Votuverava e Antinha, interpretando-as como formadas dentro de um mesmo ciclo sedimentar. A Formação Votuverava foi subdividida em duas seqüências: Coloninha (metapelitos e metarenitos) e Bromado (metaconglomerados e metarritmitos), ambas formadas a partir de turbiditos, associados a leques ou canhões submarinhos. O metamorfismo é o do fácies xisto verde inferior. Estes autores também reconheceram três eventos de deformação, o primeiro derivado de esforços tangenciais não-coaxial de NW para SE, o segundo coaxial menos intenso e o último transpressivo e formador de cisalhamento em zonas de charneira.

No povoado do Tigre, pertencente ao município de Cerro Azul, ANDRADE e SILVA (1981) analisou os minérios de barita associados a metais básicos e identificou os seus controles geológicos. Trata-se de depósitos estratiformes, concordantes com quartzitos da base da Formação Votuverava, com remobilizações locais na forma de veios discordantes. A barita forma bandas milimétricas a métricas dentro das rochas encaixantes, que mostram evidências petrográficas e estruturais de intensa deformação tectônica. A concordância com os quartzitos, a presença de estruturas sedimentares nos minérios, as intercalações de barita e quartzito, a granulometria muito fina e homogênea, a textura em mosaico e a ausência de minerais metamórficos, entre outras feições, levaram o autor a atribuir uma origem sedimentar à barita. A base da formação é o metalotecto principal e o sistema de dobramento Apiaí representa um metalotecto de segunda grandeza. Os controles de natureza paleogeográfica, sedimentológica e geoquímica representam os de terceira grandeza: ambiente de sedimentação marinho de águas rasas, oxidante a fracamente redutor e alcalino. Estas condições levam a interpretar os quartzitos como cherts metamorfizados. Os controles de quarta grandeza são de natureza mineira, representados pelas variações locais de teores, distribuição dos veios de quartzo, profundidade do manto de intemperismo.

Recursos Minerais

Fluorita. SILVA, FELIPE e PONTES (1981) resumiram o conhecimento acumulado na MINEROPAR e em projetos de outras instituições a respeito das mineralizações de fluorita do Vale do Ribeira. Duas delas, as de São Sebastião e do Braz, ambas no município de Adrianópolis, ocorrem encaixadas em metasedimentos Votuverava. A ocorrência de São Sebastião situa-se na localidade de Sete Barras, junto ao contato com o granito Itaóca. O minério forma lentes de até 10 m de espessura, concordantes com os mármores e subparalelos ao contato, ao longo de uma distância de aproximadamente 1 km. A fluorita substitui carbonatos em brechas intraformacionais, sendo microcristalina, cinza-clara e acompanhada de muscovita, quartzo, epidoto, barita e pirita. O teor médio de CaF_2 é de 56%. A ocorrência do Braz é descrita pelos autores como associada a um pacote de mármore calcítico com intercalações de calco-filito e quartzo-sericita-xisto, este com evidente textura cataclástica, o que sugere ser o anterior um filonito calcítico. Estes cataclasitos são recortados por vênulas de quartzo, fluorita e turmalina. O pacote carbonático atinge 2-3 km de espessura e é recortado por filões de fluorita, encaixados em fraturas NE. Os filões contêm fluorita verde e violeta, muscovita e albita, frequentemente recortados por filonetes de muscovita, albita, quartzo, fluorita, barita e epidoto. A fluorita ocorre também substituindo carbonatos dentro das encaixantes e é localmente acompanhada de pirita, malaquita, galena e calcopirita, além dos acessórios já mencionados. Seis amostras acusaram teor médio de 48% de CaF_2 . Os autores recomendam como critérios de prospecção a localização de zonas de falhas, rochas ricas em cálcio, zonas radioanômalas e mineralizações de barita. Embora a sua origem seja atribuída a hidrotermalismo derivado das intrusões alcalinas mesozóicas, os autores não recomendam utilizá-las como critérios de prospecção, uma vez que nem sempre elas afloram junto às mineralizações de fluorita.

Metais básicos. Em projeto da MINEROPAR, DIAS (1984) avaliou a potencialidade da formação para metais básicos, ouro e fluorita, na região dos rios Canha e Carumbé, município de Adrianópolis. Este autor concluiu pela baixa potencialidade no que diz respeito aos metais básicos, recomendando pesquisa de detalhe para ouro, tendo em vista resultados promissores obtidos em concentrados de bateia. Entretanto, a fase seguinte do projeto não confirmou estas perspectivas. Junto aos contatos com o granito Varginha existem indícios de mineralizações de Sn e W, prováveis escarnitos dentro das rochas carbonatadas da formação.

Terras raras. Na localidade denominada Lajeado de São Francisco, no município de Cerro Azul, a Nuclebrás detectou uma forte anomalia cintilométrica cuja avaliação geológica e geoquímica acusou valores anômalos de Ce, Y, La, Pb e F, esta acompanhada de mineralizações visíveis em afloramento. A MINEROPAR retomou a área, dentro de outro projeto, tendo mapeado na área uma complexa associação litológica: calcarenitos, metacalcário foliado, metacalcário detrítico, metacalcário avermelhado, brecha metassedimentar, brecha tectônica, brecha cárstica, brecha carbonática (possivelmente sinsedimentar), metavulcânica félsica, olivina-nefelinito, fonolito e uma rocha vulcânica indeterminada. As dosagens litoquímicas da MINEROPAR divergiram das realizadas pela Nuclebrás, acusando como valores máximos 1,7% de CeO, 1,28% de LaO e 12% de óxidos de terras raras. As concentrações de metais associam-se às rochas alcalinas e a feições de hidrotermalismo, onde ocorrem fluorita, calcopirita, bornita, galena, apatita, vermiculita, calcita, barita, entre outros. A variedade mineralógica sugere a presença de um complexo alcalino carbonático subaflorante, que não foi confirmado pela interrupção do projeto.

5.1.2 - Formação Capiuru

Litologicamente semelhante à Formação Itaiacoca, a Formação Capiuru é constituída por mármores dolomíticos, intercalados a filitos e quartzitos, acompanhados por espessos pacotes de meta-siltitos, metargilitos e metarenitos. Segundo MARINI (1970), o seu pacote meta-sedimentar de origem marinha atinge 2.000 m de espessura. O reconhecimento atual da sua estruturação em escamas tectônicas põe em dúvida este tipo de estimativa. O seu contato inferior, interpretado como sendo discordante por BIGARELLA e SALAMUNI (1959), é atualmente reconhecido como sendo de origem tectônica, isto é, de deslizamento de *nappes* sobre o Grupo Setuva.

A Formação Capiuru compreende três associações litológicas, diferenciadas no Mapa Geológico do Estado do Paraná:

- a) clorita-biotita-quartzo-muscovita xistos, biotita-muscovita-quartzo xistos e quartzo-mica xistos feldspáticos, por vezes granatíferos, granolepidoblásticos e porfiroblásticos, com intercalações de quartzitos boudinados;
- b) quartzitos, metarenitos e metarcósios;
- c) mármores dolomíticos e dolomitos com finas intercalações de quartzitos e metacherts;
- d) metaconglomerados;
- e) metassedimentos síltico-argilosos, incluindo metassiltitos, filitos, filitos grafitosos, metarritmitos, ardósias, sericita-xistos e quartzo-sericita xistos.

Recursos Minerais

Fosfato. Em projeto executado pela MINEROPAR, CAVA e FALCADE (1986) verificaram em escala regional e de semidetalhe, esta na região de Campo Magro, a potencialidade da formação para fosforita sedimentar e vulcanogênica. Foram usados métodos de reconhecimento em perfis geológicos, litoquímica, petrografia, análises de raios-X, geoquímica de solo e cintilometria terrestre. A geologia confirmou a ocorrência de condições paleogeográficas favoráveis à fosforita sedimentar, dentro da associação de dolomitos e filitos grafitosos. As análises químicas e de raios-x acusaram a presença de trifilita-litiofilita e o conjunto dos dados indicou uma combinação de controles estratigráficos e estruturais. Foi selecionado para avaliação um alvo na região localizada entre Pacas e Fazenda Primavera, com 8,5% de P₂O₅. O projeto não prosseguiu à fase de avaliação deste alvo exploratório.

5.1.3 - Seqüência Abapã

Esta unidade foi definida por TREIN *et al.* (1985) como uma seqüência vulcano-sedimentar até então pertencente à Formação Itaiacoca, mas com características litológicas e genéticas que justificam a sua separação. Estes autores atribuem à seqüência o caráter calcoalcalino, de tendência shoshonítica, originada a partir de magmatismo pericontinental, associado a uma zona de subducção.

Trata-se de uma sucessão de rochas vulcânicas e sedimentares clásticas, que aflora na região de Abapã, situada no Mapa Geológico do Estado do Paraná estratigraficamente abaixo da Formação Itaiacoca. As assembléias litológicas desta seqüência são:

- a) quartzitos grosseiros e metarenitos quartzosos com estratificação cruzada;
- b) arcósios, arenitos arcosianos, metarenitos arcosianos, siltitos feldspáticos e metassiltitos, com cores branca a cinza-claro, formando bancos maciços e raramente foliados;
- c) conglomerados grosseiros com seixos de rochas vulcânicas e matriz arenítica arcosiana;
- d) vulcânicas básicas, ácidas e intermediárias, excepcionalmente ricas em K_2O , geralmente vesiculares e muito pouco metamorfizadas.

Na descrição desta unidade, os autores que a definiram registram a presença de forte foliação paralela ao acamadamento, observando-se localmente crenulação de clivagem com os planos preenchidos por minerais recristalizados. O estiramento das vesículas, nas metavulcânicas, configura uma proeminente lineação metamórfica.

5.1.4 - Formação Itaiacoca

A Formação Itaiacoca é composta genericamente de meta-siltitos, meta-ritmitos, mármores dolomíticos, dolomitos e metarenitos. Os mármores dolomíticos e dolomitos apresentam-se localmente metamorfizados, com o desenvolvimento de talco, montmorilonita e uma complexa paragénese de minerais argilosos. Alteração hidrotermal ao longo dos contatos com o granito Três Córregos evidencia o seu caráter intrusivo. As relações de contato com o granito Cunhaporanga permanecem mal definidas.

No Mapa Geológico do Estado do Paraná, foram discriminadas dentro da Formação Itaiacoca as seguintes associações litológicas:

- a) uma seqüência de metassedimentos siltico-argilosos, incluindo filitos grafitosos, metarritmitos, ardósias e quartzo-sericita xistos;
- b) mármores dolomíticos e dolomitos, com intercalações de metacherts e metacalcários cinza-médio a escuro, com estromatólitos datados em 850-1.700 Ma;
- c) quartzo-sericita xistos com intercalações de quartzitos e metassiltitos.

Do ponto de vista científico, o estudo mais abrangente da Formação Itaiacoca, que pode servir de referência para outras análises mais antigas, é a tese de doutorado de REIS NETO (1994). Este autor denominou Faixa Itaiacoca, em substituição à nomenclatura de TREIN (1966), que é mantida neste texto para se manter compatível com a coluna estratigráfica do Mapa Geológico do Estado do Paraná. Os resultados da sua pesquisa estão incorporados nos dados e informações do projeto de avaliação do Distrito Mineiro de Castro - Ponta Grossa, executado pela MINEROPAR e resenhado a seguir.

Recursos minerais

Talco. Em convênio de cooperação técnica com o DNPM, a MINEROPAR (RIBAS *et al.*, 1999) cobriu 90% das minas de talco existentes no Distrito Mineiro de Castro-Ponta Grossa, com as seguintes atividades: confecção de bases cartográficas na escala 1:5.000, interpretação de imagens de satélite e fotografias aéreas, revisão e compilação da bibliografia existente sobre a formação, mapeamento geológico, estudos geoquímicos orientativos,

estudos geofísicos, sondagem exploratória, amostragem litológica e análises de laboratório. O projeto visou basicamente determinar os controles geológicos sobre as mineralizações, estabelecer modelos probabilísticos das mineralizações, avaliar o volume total de recursos de talco e selecionar novas áreas potenciais.

O distrito mineiro do talco constitui-se de duas áreas: a sul, a de Itaiacoca, com 53,7 km²; e a norte, a de Socavão, 55,3 km². Ambas compreendem as formações Abapã (REIS NETO, 1994), Água Nova e Bairro dos Campos (SOUZA, 1990). A Formação Abapã ocorre na localidade homônima, estendendo-se em direção a Socavão, e é constituída predominantemente por metarenitos arcossianos e metavulcânicas ácidas, interpretados como contemporâneos por REIS NETO (1994). A Formação Bairro dos Campos estende-se entre as localidades de Itaiacoca e Abapã, na direção NE-SW, constituída por mármore dolomíticos, metapelitos e metapsamitos, com intercalações de rochas metabásicas. Na área de Itaiacoca, a equipe da MINEROPAR identificou informalmente duas outras unidades: Quilombo, formada por metassedimentos síltico-arenosos micáceos, e Ribeirão da Cruz, formada por mármore calcíticos e quartzitos. A primeira pode ser correlacionada à seqüência Antinha e a segunda, à Formação Água Clara.

A análise estrutural da Formação Itaiacoca permitiu reconhecer duas fases principais de deformação, a primeira representada por foliação associada a estruturas de cavalgamento e a segunda representada por clivagem de fratura e crenulações subverticais, nas zonas axiais de dobras abertas. Várias falhas transcorrentes e de cavalgamento foram identificadas nas duas áreas.

As análises químicas mostram uma variação desde metadolomitos, com cerca de 20% de MgO e 30% de CaO até talco com em torno de 65% de SiO₂ e 16-32% de MgO, sem CaO. O minério de talco do distrito é formado por uma mistura variada de dolomita, talco, calcita, quartzo e tremolita, com teores subordinados de clorita, muscovita, caulinita, antofilita, vermiculita e montmorilonita. Dos métodos geofísicos testados no distrito, a combinação de magnetometria e radiometria mostrou-se eficaz como instrumento de mapeamento geológico e estrutural. A eletro-resistividade responde bem às zonas cisalhadas, permeáveis, alteradas e percoladas por água meteórica, prestando-se à discriminação das zonas de concentração de talco.

Os depósitos foram classificados em metamórficos e supergênicos. Os primeiros foram subdivididos em *stratabound* disseminados, *stratabound* lenticulares e filoneanos. O talco metamórfico formou-se provavelmente a partir da reação dos metadolomitos com a sílica de soluções hidrotermais ricas em CO₂. O talco supergênico parece ter-se formado por lixiviação dos carbonatos e conseqüente enriquecimento residual do minério. Existem também depósitos formados por erosão dos anteriores e deposição em cavidades cársticas dos metadolomitos e em bacias superimpostas a vários tipos de rochas. Camadas de quartzitos e diques de diabásio preservaram os depósitos dos processos erosivos holocênicos, sendo usados pelos mineradores como guias de prospecção. A pesquisa desenvolvida estabeleceu a validade dos seguintes metalotectos para os minérios: (a) os metadolomitos das formações Água Nova e Bairro dos Campos, metamorfizados no fácies xistos verdes; (b) as zonas cisalhadas das fases de cavalgamento e transcorrência, as zonas de charneira das dobras D₂, as falhas distensivas de direção NS e EW; (c) as encostas sustentadas por cristas de quartzito e diabásio; e (d) os teores elevados de magnésio e sílica dos metadolomitos.

Em 69 frentes de lavra, ativas e paralisadas, cadastradas durante o mapeamento, foram estimados os seguintes volumes de minério extraídos: 4,6 milhões de metros cúbicos na área de Itaiacoca e 2,9 milhões de metros cúbicos na área de Socavão. Por falta de dados sobre as relações estéril: minério, não foram estimadas as reservas de minério existentes no distrito.

A caracterização tecnológica do talco paranaense recebeu a contribuição de BERG e LOYOLA (1987). Posteriormente, LOYOLA (1998) apresentou em congresso de mineradores dados abrangentes sobre o potencial tecnológico e econômico dos minerais industriais do Paraná, com ênfase no talco da Formação Itaiacoca. LOYOLA e SILVA (2000) apresentaram em periódico da República da Tchecoslováquia uma caracterização dos depósitos de talco, em que apresentam dados geológicos e econômicos atualizados.

5.1.5 - Seqüência Antinha

A Seqüência Antinha constitui-se de meta-ritmitos, metarenitos, metacalcários e raros metaconglomerados, de cores acinzentadas. Este conjunto litológico tem a sua estratigrafia interna preservada, mas assenta-se sobre a Formação Votuverava por uma zona de deslizamento tectônico, denominado Falha do Brejal.

Esta seqüência é subdividida em três unidades, cada uma delas compreendendo várias associações litológicas:

- a) Unidade A: metassiltitos rítmicos, cinza-claros a escuros, localmente maciços; metassiltitos nodulosos, de cor cinza, associados a níveis de metaconglomerados e metarenitos finos, esbranquiçados; metarenitos róseo-acinzentados, hornfêlsicos; metarritmitos piritosos.
- b) Unidade B: metarritmitos síltico-arenosos, metarenitos finos a microconglomeráticos, avermelhados, com níveis e camadas de metaconglomerados.
- c) Unidade C: metacalcários cinza-claros a escuros.

Na região de Bromado, nos municípios de Rio Branco do Sul e Cerro Azul, KOPS e EBERT (1993) subdividiram a formação em três seqüências informais: (a) Tacaniça, com metapelitos e metarenitos, resultantes de correntes turbidíticas de águas profundas; (b) Capivara, com metacalcários e metapelitos de águas rasas a medianamente profundas; e (c) metaconglomerados e metarenitos, resultantes de fluxos de massa em águas profundas.

Recursos minerais

Metais básicos. DIAS e SALAZAR Jr. (1983) avaliaram para a MINEROPAR a potencialidade econômica desta unidade, no município de Rio Branco do Sul, e indicaram interesse para depósitos dos tipos *red-bed* e *Kupferschiefer*, recomendando investimentos para a seleção de alvos exploratórios.

6. PROTÉROZÓICO - PALEOZÓICO

6 - PROTEROZÓICO - PALEOZÓICO

6.1 - Migmatitos e Granitos de Anatexia Brasileiros

Sob este título, o Mapa Geológico do Estado do Paraná apresenta quatro associações litológicas:

- a) migmatitos estromáticos com paleossoma predominantemente de quartzito e sericita-biotita-clorita-quartzo xistos;
- b) migmatitos estromáticos, migmatitos de injeção e granitos de anatexia com paleossoma predominantemente de sericita-biotita-clorita-quartzo xistos, gnaisses, quartzitos e mica-quartzo xistos;
- c) migmatitos estromáticos, migmatitos de injeção e granitos de anatexia com paleossoma indiferenciado de gnaiss, quartzito, quartzo-xistos e sericita-biotita-clorita-quartzo xistos;
- d) quartzitos a magnetita.

Segundo FUCK, TREIN e MARINI (1967) na região de Curitiba e na Serra do Mar predominam os embrechitos, com anatexitos e diadisitos subordinados, e epibolitos, com agmatitos subordinados. Existe gradação imperceptível entre os embrechitos e epibolitos, o que dificulta a sua delimitação no campo, o que é intrínseco aos terrenos metamórficos de alto grau, com processos de anatexia. Petrograficamente, estas rochas podem ser descritas como gnaisses fitados ou nebulíticos, de granulação média a grossa e xistosidade mal desenvolvida, assumindo localmente o aspecto de ectinitos e granitos. A sua mineralogia é constituída predominantemente de quartzo, plagioclásio (albita a andesina), microclíneo, biotita, hornblenda, granada, muscovita e clinopiroxênio. Esta paragênese mineralógica indica metamorfismo de fácies anfibolítico.

Estudos mais recentes, como os de FIORI (1987), avançaram na interpretação genética destes anatexitos. Enquanto os autores originais adotaram o modelo geossinclinal, vigente à época, as pesquisas das décadas de 1980 e 1990 passaram a aplicar a tectônica de placas e o modelo de cinturão de cisalhamento (*shear-belt*) como mais adequados ao Embasamento Cristalino Paranaense. A presença generalizada das feições de cataclase e cisalhamento, embora registradas pelos geólogos da Comissão da Carta Geológica do Paraná, não impediu que eles interpretassem esta associação litológica como resultante de processos de dobramento e metamorfismo regional, com falhamentos subordinados, típico do modelo geossinclinal.

Quanto aos granitos de anatexia, FUCK, MARINI e TREIN (1967) registram que eles predominam sobre os intrusivos, dentro das áreas de ocorrência dos migmatitos. Não obstante, as suas áreas de afloramento são restritas e não-mapeáveis na escala regional, à exceção do que aflora na borda ocidental da Serra do Mar, a SE da cidade de São José dos Pinhais. Trata-se de um granito equigranular, de textura média a grossa, róseo-avermelhado ou esbranquiçado, com estrutura gnáissica subparalela à xistosidade das rochas encaixantes, cujos contatos são gradacionais. Fraturamento, cataclase e milonitização são fenômenos generalizados dentro dele. A composição mineralógica é de quartzo, microclíneo pertitizado, plagioclásio (geralmente oligoclásio), biotita decomposta, zircão, alanita, clorita, caulim e magnetita.

6.2 - Suíte Granítica e Cornubianítica Brasileira

6.2.1 - Granitos Porfiríticos

Trata-se de granitos porfiríticos de cores rosadas e creme, com hornblenda, biotita e ilmenita na matriz de composição granodiorítica e tonalítica, que envolve macrocristais subédricos a euédricos de feldspato potássico, com arestas de até 5 cm. Tectonicamente, podem ser batólitos com *roof-pendants* das encaixantes metamórficas do Grupo Açungui ou conjuntos de plutões sinorogênicos, reunidos sob as denominações genéricas granitos Cunhaporanga e Três Córregos. A expressão cartográfica do primeiro sugere como mais provável a hipótese do batólito contínuo, mas a raridade dos afloramentos dificulta sobremaneira a sua definição. O granito Três Córregos aparece no mapa como um conjunto de três corpos maiores e quatro menores, dispostos dentro de uma faixa orientada paralelamente à estruturação dominante do Escudo Paranaense. Este granito foi datado pelo método K-Ar em 610 Ma

6.2.1.1 Granito Três Córregos

Esta massa batolítica ou, segundo alguns autores, este complexo foi denominado como Granito Três Córregos por FUCK, MARINI e TREIN (1967), dentro do mapeamento regional da Comissão da Carta Geológica do Paraná. Trata-se de um extenso batólito polidiapírico que cobre mais de 3.700 km², de Campo Largo ao Vale do Ribeira, entrando no estado de São Paulo, com uma largura que varia de 10 a 30 km. Ele foi mapeado em várias escalas, desde 1:250.000 até 1:50.000, principalmente nos seguintes projetos de âmbito regional: Carta Geológica do Paraná, Projeto Ribeira (PROTEC/DNPM), Projeto SUDELPA (CPRM/SUDELPA), Projeto Sudeste do Estado de São Paulo (CPRM/DNPM), Projeto Leste do Paraná (CPRM/DNPM) e Projeto Integração e Detalhe do Vale do Ribeira (CPRM/DNPM). Pela MINEROPAR, o Três Córregos foi objeto de reconhecimento geológico realizado por SANTOS e FELIPE (1980), tendo em vista avaliação do potencial exploratório para uma série de mineralizações, com ênfase nas concentrações escarníticas, pegmatíticas, hidrotermais e graissens.

Uma revisão mais recente do seu significado tectônico e metalogenético foi feita por HASUI, CREMONINI e BORN (1984), com base em reconhecimento regional, fotogeologia e análise dos estudos anteriores. Estes autores separaram o batólito em três unidades litológicas:

- granitóides de dois tipos;
- rochas encaixantes, dentro da faixa antes considerada Granito Três Córregos;
- extensões laterais das encaixantes, para NW e SE.

Os dois últimos conjuntos foram, assim, isolados do que se considerava até então um batólito, passando a ser denominados Grupo Setuva. No que diz respeito aos granitóides especificamente, que permanecem dentro do que se denomina Três Córregos, os mesmos autores distinguiram duas variedades petrográficas.

A variedade mais comum é marcada pela presença de megacristais de microclíneo róseo a esbranquiçado, euédricos a subédricos, ricos em inclusões dos minerais constituintes da matriz: quartzo, oligoclásio, biotita e hornblenda, acessoriamente apatita, titanita, zircão, ilmenita e minerais opacos. Os megacristais têm dimensões centimétricas e excepcionalmente

decimétricas, podendo aparecer isolados na matriz ou formar concentrações que predominam sobre ela. Localmente, a sua composição pode ser a de um plagioclásio. As variações de mineralogia caracterizam desde granitos típicos até monzonitos e granodioritos, menos frequentemente quartzo-dioritos. São observados dentro deles enclaves ou xenólitos de anfibolito e biotitito, além de veios pegmatíticos e epidoto, indicando processos pneumatolíticos tardios.

A segunda variedade aflora em intrusões menores nas regiões de Capão Bonito e Ribeirão Branco, na forma de rocha granitóide rósea e equigranular, leucocrática e com textura média a grossa, excepcionalmente porfirítica. A composição mineralógica é bastante restrita, formada por quartzo, microclíneo ou oligoclásio, raramente ortoclásio e alguma biotita ou magnetita. A composição petrográfica é de granito, monzonito e granodiorito.

Recursos minerais

Metais básicos e especiais. SANTOS e FELIPE (op.cit.) realizaram para a MINEROPAR extenso reconhecimento geológico na área de afloramento do Três Córregos, visando a seleção de alvos exploratórios para vários tipos de substâncias minerais. Fundamentados em dados de campo e laboratório, reconheceram várias áreas com indícios de metassomatismo sódico pronunciado, pegmatitos, graisenização, hidrotermalismo em zonas de falhas, e recomendaram que fossem requeridas para pesquisa de detalhe as de Figueiras, Ribeirão da Lagoa, Barra do Sete Quedas e Barra do Açungui. Além disto, indicaram como potencialmente interessantes à prospecção os granitos Cerne, Piedade, Taici, Varginha, Epitácio Pessoa, Morro Grande e o granodiorito São Sebastião.

Feldspato. Os macrocristais de ambos os granitos apresentam potencial para uso na indústria cerâmica, podendo ser separados por peneiramento e concentração gravimétrica, a partir da rocha parcialmente alterada. No Estado do Paraná, ainda não existem investimentos industriais neste tipo de produção.

6.2.1.2 Granito Cunhaporanga

O Complexo Cunhaporanga é um extenso batólito, com mais ou menos 3.000 km², que fecha a borda ocidental do Embasamento Cristalino do Paraná, recoberto pela Formação Furnas e pelo Grupo Castro. Ao contrário do Três Córregos, entretanto, ele é extremamente pobre em exposições e requer a análise de dados indiretos e de subsuperfície para ter a sua geologia conhecida. A tese de doutoramento de GUIMARÃES (2000), defendida no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, é o estudo mais abrangente e atualizado que dispomos sobre este complexo granitóide, tratando dos seus aspectos geológicos, geofísicos, geoquímicos e mineralógicos.

Conforme registra este autor, os trabalhos mais importantes para o entendimento do Complexo Cunhaporanga foram executados pela Comissão da Carta Geológica do Paraná, pela CPRM e pela MINEROPAR. Ele foi descrito pela primeira vez por OLIVEIRA (1916), que registrou a grande dificuldade apresentada pelo espesso manto de alteração intempélica e denominou-o granito Cunhaporanga. Dos mapeamentos posteriores que ajudaram a compreender a faciologia do complexo, merecem destaque os realizados por FUCK (1967) e FUCK et al. (1967), que identificaram dentro da sua área de ocorrência as intrusões alásquicas dos granitos Carambeí e Joaquim Murtinho. A caracterização de um complexo intrusivo resultou dos projetos da CPRM, na década de 1970, principalmente o executado por

KAEFER e CUNHA (1974), que relataram a predominância de granodioritos e quartzomonzonitos sobre os granitos. GUIMARÃES (op. cit.) questiona a classificação dos quartzomonzonitos, que seriam mais provavelmente monzogranitos, de acordo com revisões que fez de amostras petrográficas descritas pelos técnicos da CPRM.

Pela MINEROPAR, executaram campanhas de reconhecimento para seleção de alvos exploratórios SANTOS e FELIPE (op.cit.), RIBAS (1984) e PINTO-COELHO (1986), cujas contribuições foram incorporadas ao Mapa Geológico do Estado do Paraná, escala 1:650.000 (BIONDI *et al.*, 1989). A partir da década de 1990, a região passou a ser estudada quase exclusivamente por pesquisadores das universidades, tais como SOUZA (1990), WERNICK *et al.* (1990), REIS NETO (1994), GUIMARÃES (1995) e GUIMARÃES e ULBRICH (1999). O caráter acadêmico destes estudos fica patente nos métodos de pesquisa adotados: mapeamento faciológico, geoquímica de rochas, geocronologia e análise isotópica, tipologia de zircões e aerogeofísica.

Embora petrograficamente semelhante ao Três Córregos e separado em certos locais por apenas 5 km de rochas da Formação Itaiacoca, a presença da zona de cisalhamento Itaipapuã entre ambos desautoriza qualquer tentativa de correlacioná-los estratigráfica e tectonicamente.

Litologias. O conhecimento atual do Complexo Granítico Cunhaporanga, prejudicada pela pobreza de afloramentos, não permite delimitar com precisão as suas variedades litológicas, que incluem termos metamórficos, representantes de restos de teto correlacionáveis à Formação Itaiacoca. GUIMARÃES (op.cit.) identificou três linhagens magmáticas, duas cálcio-alcálicas e uma alásquítica. A primeira aflora no centro-norte e nordeste do complexo, formada por dioritos, quartzomonzodioritos, granodioritos, monzogranitos e sienogranitos. A outra associação cálcio-alcálica aflora ao sul e engloba granodioritos, monzogranitos e pórfiros. A linhagem alásquítica é formada por álcali-feldspato granitos, representada pelos granitos Carambeí e Joaquim Murтинho.

Petrologia. As rochas das assembléias cálcio-alcálicas são enriquecidas em K e Ba, moderadamente em Sr, mostrando afinidades shoshoníticas e aproximando-se dos granitos tipo-I de CHAPPELL e WHITE (1974). Mais rica em Cr, a assembléia do sul mostra um caráter menos evoluído do que a do centro-norte e nordeste. As rochas da linhagem alásquítica são fortemente empobrecidas em Ca, Mg, Ba, Sr e P e são enriquecidas em SiO₂, F, Nb, Ga, Y, Zr e Rb. Elas mostram maior afinidade com os granitos do tipo-A. As evidências mineralógicas, litoquímicas e tectônicas indicam um ambiente epizonal para a consolidação da intrusão, nos estágios finais do Ciclo Brasileiro, o que caracteriza um magmatismo pós-colisional. As linhagem cálcio-alcálicas sugerem um ambiente de arco vulcânico, mas as rochas da linhagem alásquítica pertencem a uma fase pós-orogênica.

6.2.2 - Granitos Alaskitos

Os alaskitos brasileiros do Paraná são granitos e álcali-granitos biotíticos de cores rosadas e cinzentas, com textura granular hipidiomórfica, raramente porfirítica. Eles afloram dentro dos limites cartográficos do granito Cunhaporanga, sendo denominados Carambeí e Joaquim Murтинho. O primeiro aflora na serra que lhe empresta o nome, a sul de Castro, e o segundo no sopé da escarpa do arenito Furnas, a norte de Piraí do Sul. O granito Carambeí foi datado pelo método K-Ar em 586 ± 14 Ma

Recursos Minerais

Metais básicos. SANTOS e FELIPE (1980) desenvolveram para a MINEROPAR prospecção para Cu, Pb, Zn e Mo no granito Carambeí, por meio de mapeamento geológico e geoquímica de sedimentos de corrente e concentrados de bateia. Os autores também descreveram 2.047 m de testemunhos de sondagem, extraídos de 18 furos executados pela NUCLEBRÁS, em prospecção para urânio. As zonas de falhas internas à intrusão mostram abundantes feições de hidrotermalismo: quartzo, calcedônia, fluorita, pirita, hematita, magnetita, especularita, limonitas, galena e esfalerita. Diques de riolito, riódacito e dacito são também abundantes. O projeto não levou à seleção de alvos para avaliação de detalhe.

6.2.3 - Granitos e Sienogranitos

A presente suíte de intrusões granitóides é representada no Estado do Paraná por sete corpos, encaixados principalmente nos filitos da Formação Votuverava, a NW da falha da Lancinha. Ao contrário dos granitos alcalinos da Serra do Mar, estas intrusões foram objeto de poucos estudos sistemáticos, com exceções, de modo que as suas características gerais são apresentadas abaixo, na forma de tabela. Alguns deles, como o Francisco Simas, o Varginha e o São Domingos, não constam na tabela abaixo por falta de relatórios publicados sobre as pesquisas sabidamente realizadas, principalmente pela DOCEGEO, na década de 1980. Algumas campanhas de reconhecimento, efetuadas pela MINEROPAR, também não deixaram registros suficientes para serem incluídos nesta resenha.

Recursos Minerais

Metais especiais. O granito Rio Abaixo mostra fortes indícios geológicos e geoquímicos, favoráveis à ocorrência de Au, Mo, Cu e Nb, de acordo com os resultados do reconhecimento exploratório executado por MARTINI (1982). Pesquisas posteriores não levaram a concentrações econômicas destes metais, embora teores de minério tenham sido dosados para Au e Mo em zonas de hidrotermalismo.

Quadro 3a. Características gerais das intrusões da Suíte Sienogranitos.

Granitos Características	Cerne	Passa Três	Chacrinha	Piedade
Localização	Campo Largo	Campo Largo	Campo Largo	Curitiba, Rio Branco do Sul
Controle tectônico	Forte controle por tectonismo NE	Forte controle por tectonismo NE	Pouco ou nenhum controle tectônico	Forte controle por tectonismo NE
Cataclase textural	Sem cataclase	Sinais de cataclase na textura granular hipidiomórfica.	Maciça, sem cataclase	Cataclase na textura hipidiomórfica do fácies alcalino-quartzó-sienito
Minerais de interesse econômico	Zircão, apatita	Carbonato, fluorita, apatita, zircão, turmalina	Apatita, rutilo	Fluorita, pirita, titanita, apatita, zircão.
Relação intrusão/tectônica	Tardi a pós-tectônico, alóctone.	Intrusivo	Tardi a pós-tectônico, alóctone.	Tardi a pós-tectônico (Mineropar) sintectônico, alóctone (Hasui)
Alterações	Albitização, sericitização	Caulinização, carbonatação, silicificação, saussuritização.	Sericitização, argilização, cloritização, epidotização	Seritização, limonitização, cloritização, argilização.
Observações	Cataclase em zonas de falha, com recristalização de quartzo.	Contatos geralmente por falhas e seccionando o corpo. Apresenta-se muito fraturado, sendo comuns os veios auríferos.	Não foram encontradas evidências de esforços ou tensões.	Contato tectônico com metassedimentos na porção SW do corpo. Ocorrem dois fácies separados por falha NE na porção mediana.

Quadro 3b. Características gerais das intrusões da Suíte Sienogranitos.

Granitos Características	Rio Abaixo	Pula Sapo	Itaoca
Localização	Curitiba, Rio Branco do Sul	Curitiba, Rio Branco do Sul	Apiáí, Sete Barra, Vila Motta.
Controle tectônico	Controlado por tectonismo, não NE	Controlado por tectonismo NE	Pouco ou nenhum controle tectônico
Cataclase textural	Cataclase na textura granoblástica, porfirítica do fácies cataclástico cinzento.		Pouco cataclasado na textura porfirítica, macroscópica e textura cataclástica em alguns locais (micro).
Minerais de interesse econômico	Piritita, fluorita, molibdenita, calcopirita, hematita, apatita, zircão, rutilo, carbonato, turmalina.		Titanita, Apatita, Zircão, carbonato, Turmalina, Rutilo, Sulfetos.
Relação intrusão/tectônica	Tardi a pós-tectônico, alóctone.	Intrusivo alóctone	Tardi a pós-tectônico, alóctone, (Lopes, IPT, Fritzens e Biondi) pós tectônico não autóctone (Hasui).
Alterações	Carbonatação, cloritização, albitização, epidotização, argilização, saussuritização, silicificação, caulinização, turmalinização, sericitização.		Feldspatização, argilização, saussuritização, sericitização.
Observações	Contatos geralmente tectônicos e verticalizados, apresentando rocha cizalhadas e brechadas. Na borda: pegmatitos com pirita e fluorita. No fácies granular hipidiomórfica: fluorita roxa, pirita, veios de quartzo. Fácies cataclástica: molibdenita, pirita e calcopirita.	O corpo granítico corta dique de metabasito.	Ocorrência de metassomatismo sódico. A porção paulista é mais conhecida, com efeitos de hidrotermalismo contendo magnetita, rutilo e sulfetos.

6.2.4 - Granitos Subalcalinos e Alcalinos

Este conjunto de intrusões registra um longo evento magmático que se manifestou no sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina, em regime extensional pós-orogênico. Elas foram identificadas formalmente em projetos realizados na década de 1960, pela Comissão da Carta Geológica do Paraná e por MAACK (1961) e, na década de 1970, pela CPRM. Por conterem dados e informações em volume suficiente para uma caracterização mais detalhada, estes granitos têm as suas descrições apresentadas individualmente, a seguir.

Esses maciços graníticos apresentam dimensões variadas, constituindo desde pequenos *stocks* até batólitos, cujas denominações têm por base a toponímia regional onde ocorrem: Agudos do Sul, Morro Redondo, Serra da Igreja, Graciosa, Anhangava, Marumbi e Piedade. Distribuem-se tanto no Domínio Curitiba quanto no Luís Alves, predominando sobre o último, não ocorrendo nos terrenos pertencentes ao Domínio Paranaguá. Caracteriza esses maciços a natureza alcalina, bem como sua isotropia, em contraste com a pronunciada foliação dos gnaisses e migmatitos encaixantes, com os quais os contatos são normalmente realizados através de zonas de falha.

6.2.4.1 - Granito Agudos do Sul

Cartografado pela Comissão da Carta Geológica do Paraná e descrito por FUCK, MARINI e TREIN (1967), ocupa uma área superior a 400 km², distribuindo-se no extremo sudeste do estado, próximo à divisa com Santa Catarina. Faz contatos na porção sul e sudeste com rochas gnáissico-migmatíticas do domínio Luís Alves e a norte-noroeste com os gnaisses migmatíticos e granitóides deformados do domínio Curitiba.

Nos trabalhos realizados pela Comissão da Carta Geológica do Paraná, TREIN, MURATORI, TREIN e FUCK (1969) e GIRARDI (1974) admitem caráter intrusivo para estas rochas, enquanto MARINI, TREIN e FUCK (1970) mencionam passagem gradativa deste corpo para migmatitos, interpretados por SIGA Jr. (1995) como pertencentes aos granitóides deformados do setor sul do domínio Curitiba. Em estudos fotogeológicos, FIORI (1978) distingue cinco variedades faciológicas para o maciço, admitindo três fases de intrusões sucessivas.

Neste maciço predominam rochas leucocráticas de granulação média a grossa cinza, cinza-rosadas a róseas, equi a inequigranulares, ocasionalmente porfiríticas. Apresentam textura granular hipidiomórfica, sendo constituídas por feldspato potássico (5 – 60%, com ou sem geminação em grade, geralmente mesopertíticos), plagioclásio (0 – 60%, albita-oligoclásio, normalmente zonados), quartzo (10 – 35%), biotita (0 – 15%, com variedades marrom-avermelhada e verde) e hornblenda (0 – 15%, verdes). Como acessórios são comuns titanita, allanita, apatita, fluorita e opacos, e como produtos de alteração muscovita, clorita, epidoto e carbonato.

A presença de rochas básicas, de composição notadamente gabro-diorítica, interna ao maciço granítico Agudos, foi assinalada por GIRARDI (1974) e MACHIAVELLI (1991). São rochas meso a melanocráticas, com cores verde a cinza-esverdeado, de granulação fina a média, por vezes grossa, compostas por plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda e biotita. O contato com os granitos são referidos como transicionais, com porções que sugerem mistura. Acrescente-se que enclaves de serpentinitos foram observados neste

granitóide, a noroeste de Tijucas do Sul, constituindo xenólitos centimétricos a métricos, com formas tabulares e contatos irregulares.

Em tese de doutorado, KAUL (1997) dividiu o granito Agudos do Sul em quatro unidades: Piador-Cabral, Lavras, Serra do Tronco, Rio Palmito 1 e Rio Palmito 2.

Geoquímica. Os dados geoquímicos de elementos maiores, traços e terras raras colocam o granito Agudos do Sul no âmbito dos granitóides subalcalinos com características metaluminosas a peraluminosas. Apresenta um enriquecimento de todos os elementos em relação ao condrito de até 100 vezes e anomalias negativas de Ba. Assemelha-se aos granitóides sin a pós-colisionais de PEARCE, HARRIS e TINDLE (1984). O maciço mostra caráter metaluminoso, sendo as unidades Serra do Tronco e Palmito 1 mais potássicas do que sódicas, ao passo que a unidade Piador-Cabral é mais sódica que potássica. No diagrama Rb-K₂O, os pontos da unidade Serra do Tronco seguem um *trend* pegmatítico hidrotermal. Teores de Rb x (Y + Nb) e Nb x Y evidenciam o caráter intraplaca do granito.

Geocronologia. O método U-Pb em zircões forneceu uma idade de 594 ± 26 Ma para a formação desta rochas e o método Rb-Sr forneceu idades de 570 ± 22 Ma para uma razão inicial Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ de $0,70735 \pm 0,0008$. A idade Rb/Sr é interpretada como relacionada à época de fechamento do sistema Rb/Sr, que teria ocorrido após a cristalização dos zircões.

Recursos Minerais

Granito ornamental. Este maciço granítico possui várias pedreiras exploradas para fins ornamentais. Comercialmente são produzidas quatro variedades de granitos: *Vinho Mel* (granito cor-de-rosa), *Paranatuba* (granito bege-amarelado a laranja), *Amarelo Castor* (granito bege-amarelado) e *Marrom Tarumã* (granito cinza-claro). As duas primeiras são lavradas na Serra do Tronco, ao norte do maciço, a variedade *Amarelo Castor* na localidade de Leão, situada na zona central do maciço e a variedade *Marrom Tarumã*, na localidade de Pedra Branca.

6.2.4.2 - Granito Morro Redondo

Ocupa uma área superior a 250 km², ocorrendo no extremo sudeste do Paraná, a oeste-noroeste de Garuva, com exposições equivalentes em territórios paranaense e catarinense. Distribui-se no âmbito do domínio Luís Alves, apresentando feições cataclásticas e miloníticas próximo às bordas. Foi identificado inicialmente por MAACK (1961), sendo cartografado posteriormente por TREIN, MURATORI e FUCK (1969) e MURATORI, TREIN e FUCK (1969), ALBUQUERQUE *et al.* (1971) e FUCK (1967).

De modo geral, observa-se a presença de granitos isótropos nas porções mais centrais e catacladas nas bordas. Os litótipos mais comuns apresentam granulação média, equi a inequigranulares, raramente porfiríticos, leucocráticos e de coloração cinza-claro. Essas rochas apresentam normalmente textura granular hipidiomórfica, sendo constituídas por quartzo (5 - 30%), feldspato alcalino (20 - 60%, normalmente perítico), pagioclásio (albita, 5 - 30%), biotita (0 - 10%), hornblenda (0 - 10%), anfibólios sódicos (riebeckita-arfvedsonita), piroxênios de Na-Ca (aegirina-augita), além de olivina (faialita). Os acessórios comuns são titanita, apatita, rutilo, fluorita e opacos, e como produtos de alteração ocorrem clorita, epidoto, muscovita e argilo-minerais. Na porção sul do granito ocorrem associadas rochas vulcânicas, de natureza alcalina.

KAUL (op.cit.), em tese de doutorado, divide o granito Morro Redondo em duas unidades: (a) *unidade Papanduva* - riebeckita-aegirina-feldspato granito (cinza-claro a azulado); e (b) *unidade Quiriri* - biotita-sienogranitos (cinza-rosa ou rosa-claro).

Derrames vulcânicos de composição predominantemente ácida (riolitos) na porção norte do maciço, se estendem até alguns km a oeste do granito e mantêm a mesma identidade petrográfica e química com a unidade Papanduva (GÓIS, 1995). Ocorrem raros afloramentos de rochas vulcânicas intermediárias (andesitos e andesi-basaltos) e vulcânicas básicas (basaltos).

Geoquímica. Os dados geoquímicos de elementos maiores, traços e terras raras colocam este corpo granítico no campo dos peralcalinos, com enriquecimento em todos os elementos em relação ao condrito (até 100 vezes), com anomalia negativa de Ba e no campo dos granitóides intraplacas (WPG, na classificação de PEARCE, HARRIS e TINDLE, 1984). *Unidade Papanduva:* granitos peralcalinos, mais potássicos que sódicos, com fracionamento pequeno a moderado das terras raras leves e praticamente nulo das pesadas, e anomalias moderadas de Eu. Conteúdo elevado de terras raras, variando de 300 vezes para o La e 60 vezes para o Lu. *Unidade Quiriri:* granitos fracamente peraluminosos por vezes metaluminosos, mais potássicos que sódicos. Empobrecimento em Ca, Sr e Ba da unidade Papanduva em relação à unidade Quiriri. Fracionamento moderado para as terras raras leves e pequeno para pesadas, e anomalias negativas pequenas de Eu. O conteúdo total de terras raras é alto, 400 vezes o condrito para La e 20 vezes para o Lu.

Geocronologia. O método U-Pb em zircões forneceu uma idade de 589 ± 37 Ma para a formação desta rochas, e o método Rb-Sr forneceu idades de 580 e 525 Ma, para uma razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,710 e 0,723. As idades Sm-Nd indicam o intervalo de 2.100 - 1.850 Ma (ciclo Transamazônico), como principal para a diferenciação manto-crosta dos precursores crustais deste maciço granítico.

Recursos Minerais

Granito ornamental. Este maciço tem sido explorado para fins comerciais em duas regiões: na borda NE, na localidade de Pirizal, município de Guaratuba, próximo a BR-101 e Rio São João é extraído, para fins ornamentais, o granito Cerro Azul (MINEROPAR, 1990); trata-se de um riebeckita-aegirina-álcali granito. As reservas são na ordem 15.000 m^3 . Na borda SE do maciço, no município de Garuva são produzidos apenas paralelepípedos. Na área do Quiriri, existe em atividade frente de exploração de caulim.

6.2.4.3 - Granito Serra da Igreja

Ocupa uma superfície próxima de 90 km^2 , distribuindo-se a leste da Formação Guaratubinha. Seus limites foram estabelecidos por MURATORI, TREIN e FUCK (1969). Apresenta forma alongada no sentido NE-SW e relações de contato por falha com as rochas gnáissico-granulíticas do domínio Luís Alves. Apenas na sua porção nordeste encontra-se balizado pelas rochas gnáissicas do domínio Paranaguá, apresentando-se nesta região intensamente deformado.

Este granito apresenta fácies leucocráticos, equi a inequi-granulares com granulação média e cores cinza-claro, cinza-rosado e róseo. MURATORI, TREIN e FUCK (op.cit.) reportam seu caráter subalcalino e FUCK, MARINI e TREIN (1967) assinalam uma tendência alcalina, com presença de anfibólios e piroxênios sódicos.

6.2.4.4 - Granito Serra da Graciosa

Delimitado parcialmente por MAACK (1961) e descrito por CORDANI e GIRARDI (1967), ocupa uma superfície superior a 300 km², ocorrendo a nordeste da cidade de Curitiba, onde constitui a Serra dos Órgãos, com o Pico Paraná, Graciosa e Farinha Seca. Este corpo em direção geral NE e faz contatos tectônicos com as rochas do domínio Curitiba a oeste e do domínio Paranaguá a leste.

Este corpo apresenta uma grande variedade de litotipos, predominando rochas leucocráticas, com cores cinza-claro e rosado, de granulação média, localmente porfiríticas, com porções isentas de minerais máficos e outras ricas em biotita e anfibólios. São constituídas por quartzo (10 - 25%), feldspato potássico (15 - 65%), albita-oligoclásio (0 - 50%), hornblenda (0 - 10%), biotita (0 - 10%), anfibólios sódicos (riebeckita-arfvedsonita 0 - 10%), piroxênios Na - Ca (aegirina-augita 0 - 10%). Como minerais acessórios ocorrem zircão, titanita, allanita, fluorita e opacos, e como minerais de alteração ocorrem clorita, muscovita, epidoto e carbonatos.

Na estrada da Graciosa, próximo ao Rio Cascata, ocorrem rochas de granulação média, cinza-esverdeadas, de composição diorítica (oligoclásio-andesina: 60 - 65%; augita: 20 - 30%; hornblenda: 5 - 10%; quartzo: 2 - 3% e biotita: 2 - 5%), cujas relações de contato com os granitos não foram observadas.

Geoquímica. Os dados geoquímicos de elementos maiores, traços e terras raras colocam este corpo granítico no campo dos peralcalinos, com enriquecimento em todos os elementos em relação ao condrito e situado no campo dos granitóides intraplacas na classificação de PEARCE, HARRIS e TINDLE (1984). Caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso das fácies *a*, *b* e *c* e peralcalina da *d*, todos mais potássicos que sódicos, à exceção da fácies *c*. Os elementos leves de terras raras estão moderadamente fracionados e há ligeiro fracionamento dos pesados. A abundância de terras raras, com relação ao condrito, é de cerca de 250 vezes para o La e 25 vezes para o Lu.

Geocronologia. O método U-Pb em zircões forneceu uma idade de 594 ± 64 Ma para a formação desta rochas; e o método Rb-Sr forneceu idades de 584 ± 12 Ma, 545 ± 15 Ma e 584 ± 8 Ma. KAUL (1997), em tese de doutorado, divide o granito Serra da Graciosa em quatro fácies: (a) biotita-hornblenda-sieno-granitos: compõe grande parte do granito; (b) hornblenda-biotita-álcali-garnito; (c) hornblenda-biotita-monzonito; e (d) arfvedsonita-álcali-feldspato-granito: ocorre na porção sul do maciço (Estrada da Graciosa).

6.2.4.5 - Granito Anhangava

Descrito por FUCK (1967a), ocupa uma superfície de aproximadamente 60 km², constituindo o morro homônimo a leste e nordeste de Piraquara. Faz parte da Serra do Mar, conhecida no local como Serra da Baitaca. Insere-se em rochas do domínio Curitiba. FUCK (op.cit.) menciona relações de contato intrusivas deste granito em rochas migmatíticas aflorantes a leste de Piraquara, evidenciadas pela presença de filões félsicos semelhantes ao granito Anhangava.

Este maciço exhibe uma grande variedade de litotipos com o predomínio de termos leucocráticos, de cores cinza-claro, cinza-rosado e róseo, equi a inequigranulares, com granulação variável de fina a grossa. São constituídas por quartzo (10 - 25%), feldspato potássico (10 - 65%), albita-oligoclásio (0 - 30%), biotita (0 - 10%), hornblenda (0 - 10%),

anfíbólios sódicos (riebeckita-arfvedsonita) piroxênios Na - Ca (egirina-augita). Os minerais acessórios são: zircão, titanita, allanita, apatita, fluorita e opacos, e como produtos de alteração ocorrem epidoto, clorita, sericita e carbonato.

Segundo KAUL (1997), o maciço está alojado em rochas gnáissico-migmatíticas do domínio Curitiba, com os contatos por zonas de falhas com as encaixantes. O maciço tem uma estrutura anelar, constituído por sienogranito, diferentes tipos de álcali-feldspato granito, além de sienito e quartzo-sienito. Este autor divide o maciço em três unidades: (a) *Unidade Serra da Baitaca* - zona central do maciço, com biotita-sienogranito e secundariamente por biotita-álcali-feldspato granito; (b) *Unidade Serra da Boa Vista* - a norte, este e a sul do maciço, com riebeckita-biotita-álcali-feldspato granito e álcali-feldspato granito; (c) *Unidade Roça Nova* - pequena extensão a sul do maciço, com hornblenda-álcali-feldspato sienito, com variedades com clinopiroxênio e faialita. Filões, filonetes e veios aplíticos róseos cortam esporadicamente a unidade Serra da Baitaca.

Geoquímica. Os dados geoquímicos de elementos maiores, traços e terras raras colocam este corpo granítico no campo dos granitóides peralcalinos com enriquecimento em todos os elementos em relação ao condrito. Situa-se no campo dos granitóides intraplacas na classificação de PEARCE, HARRIS e TINDLE (op.cit.). *Unidade Serra da Baitaca:* metaluminosa a fracamente peraluminosa; mais potássica que sódica. *Unidade Roça Nova:* metaluminosa, mais potássica que sódica. *Unidade Serra da Boa Vista:* metaluminosa a fracamente peralcalina, mais sódica que potássica. Os elementos Rb, Ba e Sr posicionam as três unidades no campo dos granitos fortemente diferenciados (EL BOUSEILY e EL SOKKARY, 1975). O fracionamento dos elementos de terras raras é semelhante nas três unidades, com fracionamento de fraco a forte dos leves e praticamente sem fracionamento dos pesados, com anomalias negativas de Eu. Enriquecimento de 100 a 380 vezes para o La em relação ao condrito e de 15 a 45 para o Lu.

Geocronologia. O método Rb-Sr forneceu idades de 600 ± 20 Ma para uma relação inicial Rb/Sr de 0,71930.

Recursos Minerais

Granito ornamental. O maciço contém numerosas pedreiras exploradas para pavimentação poliédrica e revestimento, concentradas na sua porção ocidental, particularmente junto a Borda de Campo. Uma única empresa extrai blocos para serraria na porção centro-norte do maciço. O nome comercial desta rocha é *Rosa Curitiba*, um biotita-sienogranito de coloração rosa-claro-acinzentada, com pontuações negras, equigranular e granulação média a grossa (MINEROPAR, 1990).

6.2.4.6 - Granito Marumbi

Descrito originalmente por MAACK (1961) e por CORDANI e GIRARDI (1967), ocupa uma superfície de 80 km^2 , alongado no sentido NE, ocorre a oeste da cidade de Morretes. Faz contatos com as rochas do Domínio Curitiba a oeste e do domínio Luís Alves a leste. Apresenta fácies bastante homogêneas, leucocráticos, equigranulares com granulação média e cor cinza-claro a rosado. Tem como minerais dominantes o quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita.

Maack descreve uma tendência menos alcalina para este granito em relação aos granitos Graciosa e Anhangava adjacentes. Tal tendência é também sugerida por CORDANI e GIRARDI (op.cit.). também de acordo com estes autores as relações de contato deste corpo com as encaixantes mostram-se intensamente perturbadas por falhamentos.

Geoquímica. Este granito apresenta uma tendência alcalina, evidenciada pela presença de feldspato potássico perítico e plagioclásio sódico, similar ao observado para o Granito Agudos do Sul, não sendo observados anfibólios e piroxênios sódicos. Os granitos Morro Redondo, Serra da Igreja, Graciosa e Anhangava mostram variedades sieno-graníticas. Em diagramas QAP (STRECKEISEN, 1976), indicam composições granodioríticas para o Maciço Agudos do Sul e, álcali-feldspato-quartzo sienítica para os corpos Anhangava, Graciosa e Morro Redondo. Segundo KAUL (1997), os biotita-álcali-feldspato granitos são metaluminosos, mais potássicos que sódicos. O fracionamento das terras raras leves é fraco a moderado, sem fracionamento das pesadas. O fracionamento em relação ao condrito mostra enriquecimento de La de 120 a 450 e para o Lu de 20 a 30 vezes.

6.3 - Formação Camarinha

Esta sequência sedimentar molássica ocorre a noroeste de Campo Largo, contiguamente à falha da Lancinha e à Bacia do Paraná. Denominada por FUCK (1966) e MURATORI (1966), ela tem sido interpretada como um dos resquícios da sedimentação tardiorogênica do embasamento cristalino paranaense. A sua espessura estratigráfica ultrapassa 1.000 m.

As litologias da Formação Camarinha compreendem siltitos, conglomerados polimíticos, arcósios e argilitos, exibindo passagens rítmicas entre si. Sem evidências de metamorfismo e recristalização, esta sequência mostra-se dobrada em estruturas dos tipos anticlinal e sinclinal cujos eixos têm caimento para NE e os flancos mergulham em ângulos de 30° a 80° para NW e SE.

Estas rochas exibem contatos normais e tectônicos com o grupo Açungui. O contato com a Formação Furnas sobrejacente é bem definido, com uma inconformidade angular separando as duas formações. Estas relações de contato permitem atribuir-lhe uma idade eopaleozóica. As suas características deposicionais indicam ambiente de sedimentação marinho, com transporte pouco acentuado, típico da fase tardiorogênica do ciclo geossinclinal. Alternativamente, a se considerar a hipótese da origem por sedimentação em *rift* epicontinental, a Formação Camarinha pode representar um remanescente da reativação tectônica da plataforma sul-americana ao final do ciclo Brasileiro.

A representação cartográfica da Formação Camarinha, no Mapa Geológico do Estado do Paraná, discrimina duas associações litológicas:

- a) siltitos, siltitos argilosos, argilitos e arenitos arcosianos;
- b) conglomerados polimíticos com matriz arcosiana e arenitos arcosianos.

7 PALEOZÓICO

7 - PALEOZÓICO

7.1 - Formação Guaratubinha

As rochas vulcânicas da Formação Guaratubinha foram reconhecidas originalmente durante os trabalhos da Comissão da Carta Geológica do Paraná, por FUCK et al. (1969). Segundo estes autores, esta formação é constituída por uma associação de rochas sedimentares e vulcânicas, ácidas e intermediárias, assentando-se em discordância angular sobre os migmatitos, granulitos e granitos do embasamento.

Detalhada por DAITX e CARVALHO (1980), a seqüência ocupa uma área de 210 km², na forma de uma faixa de direção NNE-SSW, localizada a sudeste de Curitiba e a nordeste da Bacia de Campo Alegre. Suas rochas mostram-se afetadas por falhamentos e basculamentos, com as camadas mergulhando geralmente para sudeste e por vezes verticalizadas. Este autores reconheceram seqüências sedimentares, vulcânicas ácidas, intermediárias e rochas piroclásticas. CASTRO e REIS NETO (1994) estabeleceram uma estratigrafia composta por cinco associações litológicas, com o predomínio das seqüências vulcânicas.

Geocronologia. A idade U-Pb em zircões de 602 ± 11 Ma é interpretada como relativa à época de formação das rochas vulcânicas desta bacia. Os dados isocrônicos Rb-Sr em rocha total de riolitos indicaram idade de 560 ± 10 e Ri de 0,70947 (SIGA Jr., op.cit.).

Recursos Minerais

Metais preciosos. Levantamento geoquímico regional executado por LICHT (1988), para a MINEROPAR, permitiu a seleção dos seguintes alvos exploratórios de primeira ordem, representados por suas respectivas associações metálicas: (1) no extremo norte da formação com Cu, Zn, Bi, Au, Sb, As, Mo e Fe; (2) na Colônia Santos Andrade com Au, Sb, Cu, Pb, Zn, Co e Fe; (3) na bacia hidrográfica do rio Osso da Anta com Au, Sb, As, Cu, Pb, Zn, Co, Ni e Mo; (4) na Serra dos Castelhanos com Sb, Cu e Au; e (5) na Serra da Ponta do Campo com As, Au, Sb, Pb, Mo e Bi. Outros cinco alvos foram detectados, sendo considerados de segunda e terceira ordem. Reconhecimento geológico destas anomalias, executado por ARIOLI (1988), permitiu verificar que em todos os alvos de primeira ordem existem abundantes feições de hidrotermalismo, principalmente ao longo de zonas de falhas NE e NW, com propilitização, silicificação, alunitização e piritização. A interrupção do projeto impediu a avaliação do seu interesse econômico.

7.2 - Grupo Castro

Aproximadamente 4 km a SW da cidade de Castro, a MINEROPAR (PIEKARZ, 1999) requereu e pesquisou para ouro uma área de 945 ha, localizada sobre anomalias geoquímicas de Au e Ag em sedimentos de corrente e concentrados de bateia. Após verificação das anomalias por adensamento da amostragem em sedimentos e concentrados, o prospecto foi avaliado mediante a abertura de mapeamento geológico, amostragem de solos em malha topográfica de 100 m x 100 m e furos de sondagem. Para um teor de corte de 1,25 g/t e igual teor médio, a pesquisa indicou uma reserva medida de 358,4 kg e uma reserva total de 961,4 kg de Au contido. O estudo de viabilidade técnico-econômica do empreendimento concluiu pela sua viabilidade, com retorno do investimento a 48% da sua vida útil.

MORO (1994) denominou Associação Tronco o conjunto de rochas vulcânicas intermediárias (andesitos porfiríticos e amigdalóides) e ácidas (riolitos, tufos e ignimbritos) que afloram na Estação Tronco, entre Castro e Carambeí. A Associação Piraí do Sul corresponde à seqüência sedimentar inferior do Grupo Castro, formada por arenitos arcossianos, siltitos e lamitos, depositados em planícies de inundação, e por siltitos e lamitos de fácies lacustre. A Associação Tirânia compreende um conjunto de rochas vulcânicas ácidas (riolitos, quartzo-latitos, brechas piroclásticas, tufos e ignimbritos) e conglomerados líticos de leques aluviais.

VASCONCELLOS (1998) confirmou, mediante análise multivariada de dados geoquímicos, litológicos e estruturais, o modelo exploratório para depósitos epitermais de Au-Ag e os critérios de prospecção de ARIOLI (1981) concentrados sobre os centros de emissão vulcânica. Estas conclusões apontam a porção do Grupo Castro aflorante a sul do rio Iapó como sendo a de maior importância para a prospecção destes metais na região.

Recursos Minerais

Ouro. O potencial econômico do Grupo Castro, a sul do rio Iapó, foi identificado pela MINEROPAR, em projeto executado por ARIOLI e MORETON (1982), por meio de mapeamento geológico e prospecção geoquímica. A geologia permitiu identificar centros de emissão vulcânica (domos riolíticos) e falhas com hidrotermalismo, compatíveis com o modelo de mineralizações epitermais de Au-Ag-Se-Te-Bi-Sb. A geoquímica detectou 45 anomalias em sedimentos de corrente com associações variáveis de Ag, Cu, Pb, Zn, Mn, Co e Ni, bem como 12 anomalias em concentrados de bateia com Au e/ou Ag. A avaliação das anomalias prioritárias levou à seleção de um alvo exploratório que foi detalhado mediante geoquímica de solo e sondagem rotativa, chegando à cubagem de uma reserva de aproximadamente 2 t de minério com teor médio de 1 g/t de Au. Confirmou-se o modelo epitermal de mineralização, que ocorre a oeste da cidade de Castro, na forma de *stockworks* de sílica, adularia, alunita, limonitas, montmorilonita e outros minerais acessórios. O ouro é fino e ocorre na forma de teluretos.

Argilas. A MINEROPAR pesquisou e identificou um depósito de argilas montmoriloníticas, especialmente bentonitas, na Estação Tronco, três a sul e oito ocorrências a oeste da cidade de Castro, ao longo da estrada que demanda a Tibagi, além de outros dois na localidade de Aparição, três em Santo Agostinho, um depósito em Campo do Meio, dois em Rio Abaixo e dois na Fazenda Caxambu, totalizando 22 ocorrências. Ensaio cerâmicos realizados no SELAB da MINEROPAR indicaram a sua adequabilidade como matéria-prima para a produção de cerâmica estrutural, branca e refratária.

7.3 - Grupo Paraná

O Grupo Paraná foi proposto por MORAES REGO (1930), originalmente como série, para englobar as formações Furnas e Ponta Grossa, que constituem a primeira seqüência de sedimentação da Bacia do Paraná.

7.3.1 - Formação Furnas

Definida por OLIVEIRA (1912), esta unidade compõe-se de arenitos quartzosos, esbranquiçados a arroxeados, médios a grosseiros, localmente conglomeráticos, finos ou argilosos. Os níveis de conglomerado quartzoso são mais frequentes, mas não exclusivos, na base da formação. Estratificação cruzada de canal atesta a sua origem fluvial, enquanto a composição litológica indica ambiente litorâneo a continental. A sua espessura atinge 200 m na faixa aflorante.

A Formação Furnas assenta-se em discordância erosiva e angular sobre as rochas do Embasamento Cristalino, como se observa em taludes da rodovia BR-277, no trecho que intercepta a Serra do Purunã. O seu contato com a Formação Ponta Grossa é considerado concordante por alguns autores, que identificaram interdigitação entre ambas, e discordante por outros, conforme registram MÜHLMANN *et al.* (1974), em relatório de revisão estratigráfica da PETROBRÁS. Com base nas suas relações estratigráficas, a idade desta formação é atribuída ao Devoniano.

7.3.2 - Formação Ponta Grossa

A Formação Ponta Grossa constitui-se de folhelhos, folhelhos sílticos e siltitos micáceos, de cores cinza-escuro a negro, localmente carbonosos e fossilíferos. A eles se intercalam arenitos claros, finos a muito finos, argilosos, também micáceos e fossilíferos, em bancos de até 5 m de espessura. As suas cores de alteração variam de amarelo a castanho. Próximo a Ponta Grossa, níveis de conglomerados quartzosos intercalam-se aos folhelhos e siltitos. A laminação é plano-paralela, localmente acanalada ou cruzada, rica em marcas onduladas e bioturbação. O seu conteúdo fossilífero, rico em crinóideos, ostracodos e briozoários, não deixa dúvidas quanto à origem marinha, enquanto as estruturas de deposição indicam ambiente infranerítico.

Na faixa aflorante do Paraná, a espessura da Formação Ponta Grossa é de aproximadamente 200 metros. Os seus contatos com as unidades sobrejacentes são marcados por discordâncias erosivas.

7.4 - Grupo Itararé

Definido como formação por OLIVEIRA (1916), o Grupo Itararé engloba a seqüência permo-carbonífera que representa a fase de sedimentação glacial da Bacia do Paraná. A sua reclassificação à categoria de grupo foi feita por GORDON JR. (1947) e MAACK (1947). No Mapa Geológico do Estado do Paraná, o Grupo Itararé é subdividido nas formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul.

7.4.1 - Formação Campo do Tenente

As rochas desta formação são argilitos, ritmitos e diamictitos castanho-avermelhados e moderadamente físseis, com camadas de arenitos finos a médios na base, amarelados e mal selecionados. Os arenitos apresentam estratificação plano-paralela e cruzada de canal, com

estrias glaciais. Dentro dos diamictitos, níveis de conglomerados também mostram localmente estrias glaciais. À semelhança das unidades anteriores, esta também tem espessura de até 200 m na faixa de afloramento.

A Formação Campo do Tenente repousa em discordância erosiva sobre a seqüência sedimentar do Grupo Paraná e as metamórficas do Embasamento Cristalino. A sua origem glacial permite interpretar os diamictitos como sendo tilitos e as demais litologias como registros de depósitos flúvio-glaciais. A idade é atribuída ao Carbonífero Superior.

7.4.2 - Formação Mafra

A unidade média do Grupo Itararé repousa sobre a Formação Campo do Tenente em contato ainda mal esclarecido. Ela compõe-se de arenitos esbranquiçados a avermelhados, desde finos e laminados até grosseiros com estratificação cruzada e acanalada. Localmente, a seqüência contém diamictitos, conglomerados, ritmitos, argilitos e varvitos. Alguns intervalos recebem denominações informais, tais como arenito Lapa, arenito Vila Velha e camadas de Mafra. Esta formação aflora no Paraná com espessura de até 350 m.

As suas características litológicas indicam uma origem marinha e fluvial, em ambiente de clima glacial. Braquiópodos, pelecípodos, palinomorfos, restos de peixes e plantas permite esta interpretação com facilidade. Este conteúdo fossilífero indica idade do Permiano Inferior.

7.4.3 - Formação Rio do Sul

Esta formação constitui-se predominantemente de folhelhos e varvitos cinza-escuros, com intercalações de ritmitos, arenitos e diamictitos nas seções superiores. A laminação dos argilitos é plano-paralela, com feições de ritmito e estruturas *cone-in-cone*. As camadas siltico-arenosas mostram marcas de base, acamadamento gradacional, laminação paralela, convoluta e cruzada, marcas de ondas e estruturas de escorregamento. Nos arenitos e diamictitos, a estratificação é mais irregular e perturbada por escorregamentos, marcas de ondas e laminação *flaser*.

Este conjunto de feições indica um ambiente deposicional essencialmente marinho, com influência de geleiras e correntes de turbidez. Com 350 m de espessura aflorante, a Formação Rio do Sul repousa concordantemente sobre a anterior. O seu conteúdo fossilífero não é tão rico quanto o da formação anterior, sendo abundantes apenas os palinomorfos, que situam a formação no Permiano Médio.

7.5 - Grupo Guatá

Este grupo foi denominado por GORDON JR. (1947) para englobar as formações Rio Bonito e Palermo, que haviam sido definidas por WHITE (1908).

7.5.1 - Formação Rio Bonito

A unidade basal do Grupo Guatá subdivide-se em três membros, denominados Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis. Por não estarem diferenciados no Mapa Geológico do Estado, serão descritos em conjunto. A formação compõe-se de um espesso pacote de arenitos esbranquiçados, finos a grosseiros, argilosos e micáceos, aos quais se intercalam nas seções basais conglomerados, arenitos muito finos, siltitos, argilitos, folhelhos carbonosos e carvão. Sobre este pacote repousam siltitos e folhelhos cinza a esverdeados, com níveis de calcário argiloso (margoso), geralmente silicificados em superfície. Arenitos muito finos e fossilíferos intercalam-se localmente. As camadas superiores da formação constituem-se de arenitos finos a muito finos, cinza-escuros, intercalados a siltitos e folhelhos carbonosos, dentro dos quais desenvolvem-se localmente leitões de carvão.

Com espessura aproximada de 300 m na faixa aflorante, a Formação Rio Bonito acusa uma origem fluvial no Membro Triunfo, marinha no Paraguaçu e continental litorâneo no Membro Siderópolis, que aflora apenas no estado de Santa Catarina.

Recursos Minerais

Carvão. A síntese a seguir foi elaborada pela MINEROPAR, com execução de CAVA (1985), por meio da compilação dos resultados da pesquisa efetuada em toda a faixa de ocorrência no Estado do Paraná, tanto pela Empresa do Governo Estadual quanto por outras empresas públicas e privadas. A riqueza de informações disponíveis reflete o caráter abrangente e sistemático do projeto da MINEROPAR. O mapa de localização das jazidas e das áreas avaliadas pela MINEROPAR é apresentado ao final deste texto.

Região de Siqueira Campos - Figueira. Os jazimentos de carvão na área apresentam espessura pequena (0,50 m), descontinuidade lateral elevada, reservas inferiores a $0,4 \times 10^6$ toneladas, alto teor de enxofre (8%) e de cinzas (30 a 50%). São classificados como semi-betuminoso a betuminoso baixo volátil C/A, localmente com características antracitosas (Ibaiti e Fazenda Hulha), provavelmente resultantes do aquecimento local produzido por diques de diabásio.

Região de Figueira - Telêmaco Borba. Os jazimentos de carvão na região apresentam espessura pequena, raramente superior a 1 m, descontinuidade lateral, alto teor de enxofre (5 a 8%) e de cinzas (20 a 40%). Os carvões são autóctones a hipautóctones e classificados como betuminoso alto volátil, variando de C a A. Provavelmente esta variação resulta do aquecimento local produzido por intrusões de diabásio.

Região de Telêmaco Borba - Ipiranga. As ocorrências de carvão do sistema fluvial (Areia Preta), devido à mecânica de sedimentação (alta energia, carga e mobilidade dos canais e morfologia do relevo), apresentam descontinuidade lateral elevada e tonelagens insignificantes. As ocorrências posicionadas na planície deltáica, formaram-se em diques marginais e baixios interdistributários e apresentam espessuras pequenas, não superiores a 0,50 m. Os carvões são autóctones e a flora é indicativa de clima temperado úmido (Rösler, 1979).

Região de Imbituva - São Mateus do Sul. Os depósitos de carvão da área são todos de planície deltaica, formados em diques marginais e em baixios interdistributários. Em alguns locais ocorrem três camadas, como próximo a São Mateus do Sul e entre Teixeira Soares e Irati. Porém, suas espessuras não ultrapassam 0,40 m e encontram-se separadas por

depósitos de arenitos de canais. Os carvões são autóctones e a flora detectada na área é indicativa de clima temperado úmido.

Área de Ibaiti - Carvãozinho. O potencial para carvão na área estudada é muito pequeno. Os jazimentos de carvão conhecidos na área (Ibaiti e Carvãozinho) possuem espessura pequena, raramente superior a 0,80 m, descontinuidade lateral elevada e reservas não superiores a $0,5 \times 10^6$ toneladas. Resultados de análises disponíveis indicaram as seguintes propriedades: umidade de 1,5 a 9%, enxofre de 1,5 a 12% (média 6%), cinzas de 23 a 45%, carbono fixo de 30 a 60%, baixo teor de matéria volátil, entre 5 a 8% e poder calorífero médio de 4.500 kcal/kg. São classificados como carvões sub-betuminosos a betuminosos com características antracitosas, provavelmente resultantes de aquecimento produzido por intrusões de diabásio.

Área de Harmonia. Na região estudada, todo o Membro Triunfo é portador de sedimentos carbonosos. As ocorrências de carvão contidas na porção inferior do Membro Triunfo apresentam espessura reduzida, com valores máximos de 0,10 m e rápida variação lateral para siltitos. Nesse intervalo o potencial para carvão é muito pequeno: o elevado afluxo de terrígenos, a alta energia das correntes e a grande mobilidade dos canais impediram o desenvolvimento e preservação de turfeiras. Na porção média a superior os carvões são extensivos, situam-se na área de domínio da planície deltaica e apresentam características de carvões formados junto a canais principais ou em laguna-barreira, em seqüência transgressiva. Dentre essas camadas, somente a inferior é que apresenta potencial econômico, apesar de mostrar descontinuidade lateral elevada com frequentes adelgaçamentos bruscos, mesmo quando o pacote carbonoso ao qual está intercalada seja relativamente extenso. O mesmo se processa também na área de maior desenvolvimento de carvões, onde a camada localmente desaparece, retornando em seguida a valores expressivos. A camada é geralmente constituída por um único leito de carvão, com espessura máxima de 1,1 m e raras ocorrências de estereis. Está representada por carvões detríticos brilhantes com lâminas grossas dominantes e leitos (2 a 4 cm) de vitrênio. Resultados de análises disponíveis permitem classificá-los como carvão betuminoso alto volátil variando de C a A, resultando esta variação provavelmente do aquecimento local produzido por intrusões de diabásio.

Área de José Lacerda - Monjolinho. Estudos de âmbito regional (CAVA, 1983), efetuados na região indicam que os leitos de carvão acumularam-se sobre lobos deltáicos, preferencialmente nos baixios interdistributários e eventualmente em pequenas lagunas e mangues protegidos por barras e barreiras litorâneas, num sistema deltáico retrogradacional. Embora com condições favoráveis sob o ponto de vista paleogeográfico, as condições ambientais caracterizadas pelo elevado suprimento de clásticos e elevada energia dos sistemas de distributários e do ambiente litorâneo não permitiram a expansão e preservação de turfeiras extensas. Os trabalhos de semidetalhe realizados na área indicaram que, embora o nível carbonoso seja de relativa continuidade, o desenvolvimento da camada de carvão se dá de forma descontínua e com espessura pouco expressiva (0,19 m).

Área de Marins. As mais expressivas ocorrências de carvão detectadas na área situam-se na porção superior do Membro Triunfo, em depósitos interpretados como de baixios interdistributários e diques marginais na planície deltáica, vinculados à fase transgressiva do Membro Paraguaçu (CHIAVEGATO *et al.*, 1980). O bloco Marins-Fazenda Marçal, com cerca de $27,5 \text{ km}^2$ foi o que melhor potencial apresentou, pela presença de camadas de carvão com espessura de até 0,50 m, cobertura entre 0 a 50 m e recursos em carvão da ordem de 650.000 toneladas.

Área Oeste de Ipiranga. As ocorrências de carvão verificadas na área situam-se em duas porções distintas: na parte norte, nas localidades de Madrugas e Arroio Grande, foram

detectadas três ocorrências com espessuras de 0,32 m, 0,26 m e 0,08 m, ocupando uma área com cerca de 2 km². As ocorrências da porção sul restringem-se aos limites da “Mina” do Cedro, onde são conhecidos 5 afloramentos naturais da camada de carvão, com espessura máxima de 0,35 m. As várias ocorrências identificadas posicionam-se no intervalo médio do Membro Triunfo, numa seqüência de sedimentos pelíticos com 1,5 m de espessura média, e interpretados como resultados de deposição em baixios interdistributários junto a canais distributários na planície deltáica. Na área do Cedro, a associação dos carvões com sedimentos predominantemente pelíticos denotam o desenvolvimento de turfeiras em uma posição mais afastada dos eixos dos distributários, enquanto que as ocorrências a norte, a camada de carvão repousa sobre arenito, numa posição próxima a zonas canalizantes, propiciando, por um lado, redução acentuada da espessura e por outro a atuação de processos erosivos.

Área de Irati. As camadas de carvão de maior expressão detectadas na área posicionam-se na porção média do Membro Triunfo, em ambientes interpretados como de baixios interdistributários e mangues costeiros. Nas 44 ocorrências de carvão cadastradas, a espessura varia de 10 a 60 cm, apresentando uma média de 20 cm ou menos. O carvão pode ser classificado como lignítico.

Área de São João do Triunfo. As 19 ocorrências de carvão registradas na área posicionam-se na porção média a superior do Membro Triunfo, em baixios interdistributários e diques marginais separados por depósitos arenosos de canais. As camadas de carvão possuem espessura pequena, raramente superior a 0,40 m (0,15 m em média) e descontinuidade lateral elevada.

Área de São Mateus do Sul. Nos trabalhos de mapeamento geológico realizados, não foi registrada nenhuma ocorrência significativa de carvão. Três sondagens executadas pela MINEROPAR (SM 01, 02 e 03), nas áreas com melhores condições ambientais mostraram resultados negativos. Em direção bacia adentro as perfurações de sigla PP-12, 13 e 14 cortaram apenas uma camada de carvão com menos de 0,25 m de espessura, posicionada entre sedimentos arenosos com características litorâneas.

Jazida de Ribeirão Novo. Os jazimentos de Deuseana e Furnas apresentam reservas, classificadas como inferidas, de 200.113 e 25.443 toneladas de carvão, respectivamente. A parte explorada pela Cia. Carbonífera Ribeirão Novo (TEIXEIRA e DUTRA, 1934) soma 62.200 toneladas ROM. Estas reservas correspondem a uma camada com espessura de 0,30 m, para uma faixa de cobertura entre 0 e 70 metros. O depósito de Ribeirão Novo nas atuais circunstâncias não apresenta perspectivas de ser economicamente explotável em razão da pequena espessura, cobertura de estéril e baixa tonelagem.

Jazida de Fazenda Hulha - São Geraldo. A porção central do depósito foi erodida em cerca de 25% da área total, porção essa que conteria parte da camada mais espessa de carvão. Essa linha de erosão separa o depósito em duas porções, o que se constitui em mais uma dificuldade no caso de serem desenvolvidos trabalhos mineiros. O jazimento São Geraldo, com uma superfície de 23.600 m², possui reservas medidas de 8.228 toneladas e o jazimento Fazenda Hulha, com superfície de 617.000 m², apresenta reservas medidas de 152.077 toneladas, as quais perfazem um total de 160.305 toneladas medidas de carvão. A cobertura de estéril em ambas as áreas varia de 0 a 40 m. Na porção norte e nordeste do jazimento, o carvão apresenta características antracitosas, provavelmente em decorrência do efeito térmico do dique de diabásio ocorrente na porção extrema nordeste da área. Segundo LENZ (1977) o carvão, excetuando a porção antracitosa, é classificado como betuminoso alto volátil A. A reavaliação das informações disponíveis permite estimar para uma camada de carvão com espessura superior a 0,35 m reservas da ordem de 60.000 toneladas. Essa

tonelagem é passível de ser lavrada a céu aberto, para uma cobertura de estéril menor que 20 metros e uma relação carvão/estéril de 20:1. Entretanto, devido a pequena espessura da camada torna-se difícil o decapeamento sem grandes perdas.

Jazida de Ibaíti. As reservas medidas do jazimento (PASSOS, 1934) são da ordem de 150.000 toneladas, enquanto que a reserva de carvão com espessura superior a 0,40 m é de 100.000 toneladas, aproximadamente. A cobertura de estéril varia desde 0 a 70 m na área em que a camada possui maiores espessuras. O jazimento apesar de possuir características antracitosas, não apresenta maior interesse em razão do alto teor de enxofre. Seu uso somente poderá ser cogitado quando se dispor de tecnologia que propicie uma efetiva despiritização de carvões.

Jazida de Carvãozinho. Segundo OLIVEIRA (op.cit.) as reservas medidas (remanescentes) do depósito somam 220.000 toneladas, para uma espessura média da camada de 0,45 m e cobertura máxima, na área explorada, de 40 metros. É classificado como carvão betuminoso alto volátil C na transição para carvão sub-betuminoso A (LENZ, op.cit.). Pela reavaliação das informações disponíveis estima-se que para uma camada de carvão com espessura superior a 0,35 m, as reservas sejam da ordem de 33.000 toneladas. As condições do jazimento permitem que essa tonelagem seja lavrada a céu aberto, com menos de 20 m de cobertura para uma relação média de carvão/estéril de 1:20. Entretanto, devido a pequena espessura da camada, torna-se difícil o decapeamento sem grandes perdas, o que pode conduzir a inviabilidade econômica da pequena tonelagem em princípio, recuperável.

Jazida de Ribeirão das Antas. Estima-se que os recursos em carvão de depósito não devam ultrapassar 240.000 toneladas para uma camada com espessura média de 0,30 m e cobertura de estéril entre 0 a 100 m. O jazimento de Ribeirão das Antas não apresenta maior interesse em razão da espessura da camada de estéril, da qualidade do carvão e das condições de lavra.

Jazida de Campina dos Pupos. O depósito de Campina dos Pupos contém reservas medidas de 2.227.300 toneladas de carvão para uma camada com espessura média de 0,83 m e cobertura de estéril de 0 a 185m. O teor de enxofre é alto, com média de 8%, distribuído em todas as frações analisadas; a matéria volátil é variável entre 9,4 a 16,9%, provavelmente ocasionada pelo efeito térmico dos diques de diabásio e a percentagem de carbono fixo oscila entre 24 a 41%. O poder calorífico do fluído com densidade de 1,85 varia de 2,132 a 5.164 kcal/kg (b. s.) e o teor de cinzas entre 40 a 60%. O carvão é classificado como betuminoso baixo volátil a semi-antracito. Quanto ao uso, os dados de análise indicam ser do tipo energético, podendo ocorrer zonas de carvão antracitoso nas proximidades dos diques de diabásio. A avaliação técnica-econômica do depósito indicou como viável produções a partir da lavra seletiva da camada de carvão, pelo método de câmaras e pilares através de galerias a meia encosta (atualmente já abertas 2 galerias com avanço de 130 m cada). O nível de produção previsto é de 17.000 toneladas/ano para uma espessura de corte de 0,65 m da camada de carvão. Testes de queima em instalações industriais desaconselham o uso do produto lavrado em fornos contínuos convencionais devido ao baixo teor de voláteis e a baixa temperatura de fusibilidade das cinzas.

Jazida de Fazenda Marçal. Os estudos realizados indicaram uma reserva inferida em torno de 650.000 toneladas para uma camada com espessura acima de 0,35 m e cobertura de estéril entre 0 a 50 m. Pela reavaliação dos dados disponíveis o depósito apresenta boas perspectivas para a implantação de pequenas jazidas a meia encosta, necessitando entretanto, trabalhos adicionais para a determinação das reservas e da qualidade do carvão. Desta forma, considera-se necessário a execução de perfurações com profundidade máxima de 50 m para a avaliação do jazimento.

Jazida da Mina do Cedro. As reservas medidas em carvão da Mina do Cedro totalizam 479.720 toneladas, para uma camada com espessura média de 0,30 m e cobertura de estéril entre 0 a 50 m. As condições de cobertura de estéril do jazimento exigem a lavra subterrânea através de câmaras de pilares com galerias a meia encosta. Entretanto, considerando os custos de escavação apenas nas câmaras com 0,50 m de altura, para uma espessura de carvão na camada de 0,30 m, o custo do carvão lavrado, nas circunstâncias atuais, equivaleria ao seu preço de venda. Pode-se avaliar ainda a dificuldade de viabilização da lavra de jazida desse tipo, tendo-se em conta que o teor de cinzas e a proporção de estéril incorporada ao carvão, corresponderia à exploração de carvão com 76% de cinzas.

Jazida de Sapopema. Os estudos de pré-viabilidade econômica realizados indicaram uma reserva lavrável de carvão de 32 MT, para uma camada com espessura superior a 0,80 m e cobertura de estéril entre 380 a 700 m. O plano de pré-viabilidade econômica efetuado prevê a exploração da jazida através do método de lavra de frente larga com recuo. O acesso à camada será feito por plano inclinado em conjunto com um poço de ventilação e o transporte de carvão à superfície por transportador de correia e o de pessoal e materiais por guincho e ferrovia. Para a lavra será empregada máquina cortadeira de tambor duplo, suportes de teto hidráulicos auto-marchantes e transportadores de corrente; o transporte de carvão no subsolo será por transportadores de correia e o de pessoal e materiais por carretas puxadas por tratores. O sistema de ventilação fará uso de ventiladores axiais. A mina está dimensionada para uma produção básica 1,1 MTPA de ROM para uma espessura de corte superior a 0,80 m, a partir de suas frentes de lavra e do desenvolvimento. A usina de beneficiamento (unidades de britagem e de concentração) foi dimensionada para uma capacidade de 1,1 MTPA de ROM com teor de cinzas variável de 35 a 50% para produção de carvão com 21% de cinzas e enxofre variável de 4,5 a 7%, com recuperação em massa de 45 a 70%, ambas em função da zona da jazida em lavra (recuperação média de 63%).

Minas Amando Simões e Poço 115. A Companhia Carbonífera Cambuí possui reservas medidas de 17,6 MT (subterrânea e a céu aberto) e indicadas mais inferidas de 0,6 MT, totalizando 18,2 MT. A mina Amando Simões contém reservas de 2,7 MT para uma camada de 0,70 m; a cobertura de estéril é superior a 120 m. A mina Poço 115 com reservas de 2,5 MT contém uma camada total (única) de carvão de 0,68 m e de carvão na camada de 0,60 m. Ambas as unidades são de subsolo e o método de lavra utilizado é o de câmaras em retração e caimento de teto. A lavra é feita com *bobcats* em frente curta com *scraper*. A produção de carvão ROM da mina Amando Simões em 1983 foi de 225.923 toneladas e a do Poço 115 de 104.448 toneladas.

Mina 6 (Fazenda Monte Alegre). As reservas medidas da Klabin do Paraná Mineração S/A são da ordem de 1,59 MT e as indicadas, de 0,21 MT, para uma espessura de carvão na camada de 0,70 m. Deste total 1,39 MT pertencem à mina 2, em implantação, e somente 0,023 MT à mina 6. A lavra é feita manualmente através de câmaras em retração e caimento de teto com galerias a meia encosta. A produção de carvão ROM da Mina 6 é de 19.561 t/ano e a da Mina 2, em implantação, é de apenas 453 t/ano.

Jazida de Figueira. Os estudos realizados pela NUCLEBRÁS indicaram uma reserva medida de carvão de 2,2 milhões de toneladas, para uma camada com espessura média de 0,50 metros e cobertura de estéril superior a 120 m. Quanto à composição, a camada de carvão apresenta as mesmas especificações encontradas para o carvão do jazimento explotado pela Companhia Carbonífera Cambuí, sendo classificado como carvão betuminoso alto volátil A. O carvão deverá ser explotado como um subproduto do urânio, em razão da íntima associação que exibem. Atualmente os trabalhos mineiros realizados na área estão representados pela abertura de um poço com a profundidade de 126 m e de uma galeria

exploratória de 750 m de extensão, executados com a finalidade de fornecer subsídios para o planejamento de lavra e estudos de viabilidade econômica. Não são disponíveis os dados referentes aos resultados já obtidos e dos futuros trabalhos a serem executados na área.

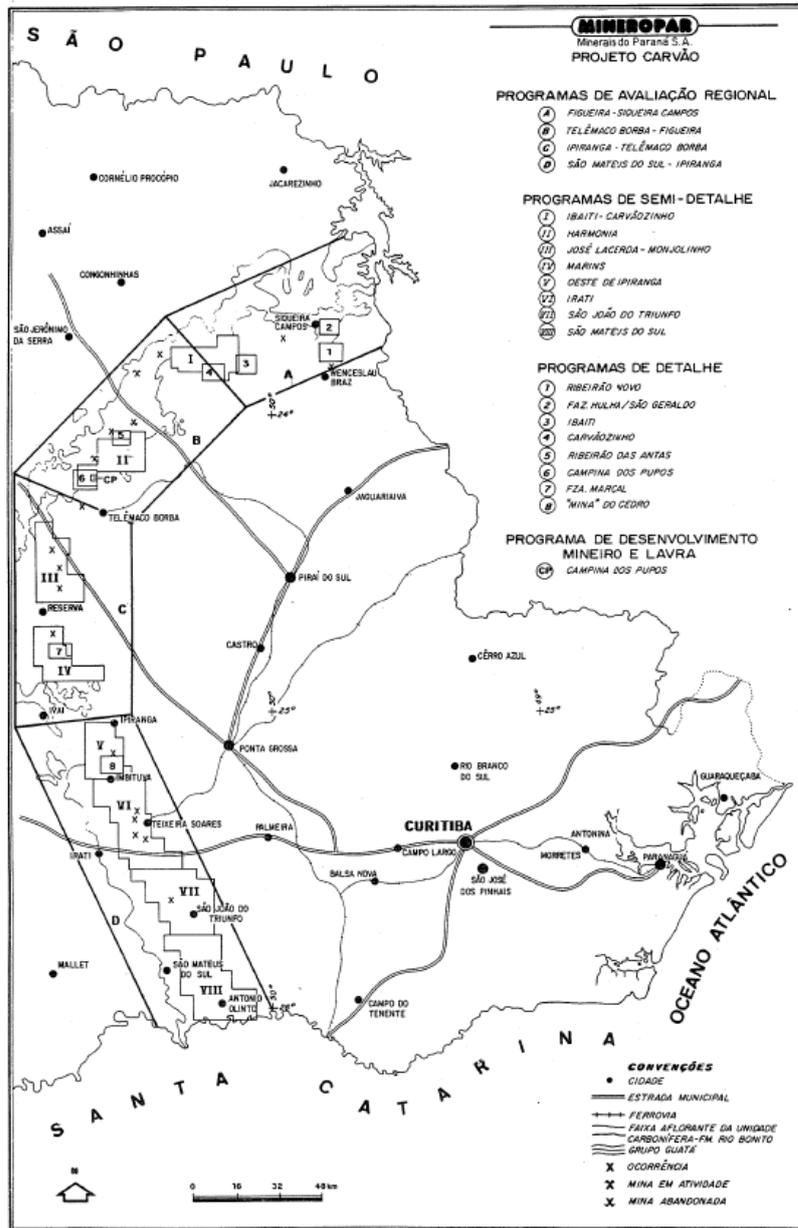


Figura 3. Jazidas de carvão mineral e áreas avaliadas pela MINEROPAR (CAVA, 1985).

7.5.2 - Formação Palermo

A Formação Palermo é formada por siltitos e siltitos arenosos, cinzentos a esverdeados, intensamente bioturbados e com estratificação cruzada de pequeno porte. Trata-se de um pacote litológico muito homogêneo, em cuja base aparecem arenitos muito finos na área de Ponta Grossa. As suas características sedimentares acusam um ambiente de deposição marinho de plataforma rasa, abaixo da zona de influência das ondas, mas localmente sob a

ação de correntes. Com até 90 m de espessura, ela repousa concordantemente sobre a unidade anterior.

7.6 - Grupo Passa Dois

Definido por WHITE (1908), o Grupo Passa Dois abrange, no Mapa Geológico do Estado do Paraná, as formações Irati, Teresina, Rio do Rasto e Pirambóia.

7.6.1 - Formação Irati

A formação de base do Grupo Passa Dois é constituída por argilitos e folhelhos intercalados, de cores cinza-escuro a negro, pirobetuminosos e associados a níveis de calcários margosos, bastante silicificados em superfície. A laminação dos folhelhos é plano-paralela e rítmica nas seções em que se intercalam folhelhos e calcários. Os leitos carbonatados mostram marcas de ondas, laminação cruzada e convoluta, oólitos e brechas intraformacionais.

Não ultrapassando 40 m de espessura aflorante, esta formação tem a sua origem continental litorânea registrada no rico conteúdo fossilífero (*Mesosaurus brasiliensis*, *Stereosternum tumidum*, crustáceos, troncos silicificados, peixes, insetos e palinomorfos) e nas feições sedimentares. Estes fósseis permitem datar a formação como sendo do Permiano Superior.

Recursos minerais

Folhelho pirobetuminoso. O Petrosix, tecnologia desenvolvida pela Petrobras, na Unidade de Industrialização do Xisto, em São Mateus do Sul, para a exploração do folhelho pirobetuminoso, incorpora todas as etapas do processo industrial. Os óleos combustíveis industriais obtidos a partir do xisto são indicados para o consumo industrial em centros urbanos. O gás é encaminhado para a unidade de tratamento, para a produção de GLP, enxofre e gás combustível (que por sua vez é destinado via gasoduto para uma indústria cerâmica, cliente e vizinha à SIX). A nafta é destinada para a Refinaria Presidente Getúlio Vargas (Repar), em Araucária (PR) para a geração de combustíveis a partir do processamento na refinaria. A exploração do xisto em São Mateus do Sul (PR) teve início com a construção da primeira unidade de produção em 1972, completando-se com a inauguração do módulo industrial, em 1991. A usina produz óleo combustível, nafta, gás combustível, gás liquefeito e enxofre, e ainda produtos que podem ser utilizados nas indústrias de asfalto, cimenteira, agrícola e de cerâmica. A capacidade instalada de processamento é de 5.880 t/d.

7.6.2 - Formação Serra Alta

A Formação Serra Alta compõe-se de um pacote de até 90 m formado por argilitos, folhelhos e siltitos cinza-escuros a negros, contendo lentes e concreções calcíferas, com estratificação plano-paralela. Estas características indicam um ambiente deposicional marinho, de águas calmas e abaixo do nível de ação de ondas.

Os seus fósseis são peixes, pelecípodos e conchostracos, além dos palinórfos encontrados em todas as formações paleozóicas da Bacia do Paraná, que situam esta sequência no Permiano Superior.

7.6.3 - Formação Teresina

Esta unidade é formada pela intercalação de argilitos e folhelhos cinza-escuros com siltitos e arenitos muito finos, cinza-claros. No terço superior, intercalam-se calcários oolíticos, estromatolíticos e silicificados, e leitos de coquina. A laminação *flaser* é típica da formação, acompanhada de laminação ondeada, microlaminação cruzada, fendas de ressecamento e diques de arenito. Estas feições indicam um ambiente de deposição marinho raso, sob influência de marés.

Com aproximadamente 300 m de espessura na faixa paranaense de afloramento, esta unidade mostra contato gradacional com a Formação Serra Alta. O seu conteúdo fossilífero, também de idade neopermiana, é formado por lamelibrânquios, restos de plantas e palinórfos.

7.6.4 - Formação Rio do Rasto

O Paleozóico da Bacia do Paraná é encerrado por esta sequência de siltitos e arenitos finos, esverdeados e arroxeados, capeados por argilitos e siltitos avermelhados, com lentes de arenitos finos. O seu conteúdo fossilífero é de pelecípodos, conchostracos, restos de plantas, palinórfos e anfíbios (Labirintodonte). A sua origem é tipicamente de planície costeira, progradacional sobre os sedimentos marinhos da Formação Teresina, e continental fluvial nas seções superiores.

Trata-se de um pacote de até 400 m de espessura, subdividido nos membros Serrinha e Morro Pelado, indiferenciados no Mapa Geológico do Estado do Paraná. Esta formação apresenta um rico conteúdo fossilífero, que inclui pelecípodos, conchostracos, restos de plantas, palinórfos e o réptil Labirintodonte, todos do período Permiano Superior.

7.6.5 - Formação Pirambóia

A Formação Pirambóia consiste de arenitos de coloração esbranquiçada a avermelhada, finos a médios, síltico-argilosos, com estratificação cruzada planar e acanalada. Aos arenitos intercalam-se finas camadas de argilitos e siltitos, bem como leitos de arenitos conglomeráticos com seixos de argilito. Um conglomerado basal com seixos de sílex ocorre com espessura de 1 a 2 m, enquanto a espessura da formação é de aproximadamente 300 m no Estado do Paraná.

O seu contato com a Formação Rio do Rasto é discordante. As estruturas sedimentares e o conteúdo fossilífero, à base de conchostracos, ostracodos e vegetais continentais, indicam uma origem fluvial e areias litorâneas em forma de dunas. O conteúdo fossilífero e as relações estratigráficas com a Formação Botucatu indicam uma idade triássica para esta unidade do Grupo Passa Dois.

8 MESOZÓICO

8 - MESOZÓICO

8.1 - Formação Botucatu

A Formação Botucatu constitui-se de arenitos avermelhados, finos a médios, quartzosos, friáveis e normalmente bimodais. Localmente e geralmente nas suas porções basais, a formação apresenta leitos de arenitos argilosos mal selecionados. No Paraná, a base do arenito Botucatu assume caráter conglomerático em bancos de até 5 m de espessura. A espessura total da unidade não ultrapassa 100 m em toda a bacia.

Embora o seu contato com a Formação Pirambóia seja concordante, as suas relações estratigráficas com as demais unidades inferiores são discordantes e erosivas. As suas características sedimentares apontam uma deposição em ambiente eólico e desértico, com ambientes fluviais localizados. Sem conteúdo fossilífero, esta formação tem a sua idade determinada a partir das relações estratigráficas, estendendo-se nos períodos Jurássico e Cretáceo.

8.2 - Formação Serra Geral

8.2.1 - Compartimentação geoquímica

A Formação Serra Geral foi dividida em três compartimentos, equivalentes aos estabelecidos por vários pesquisadores do vulcanismo mesozóico da Bacia do Paraná (BELLIENI *et al.*, 1984, 1986; PICCIRILLO e MELFI, 1988). O Compartimento Norte estende-se, no território paranaense, dos limites do estado com São Paulo até o alinhamento do rio Ivaí. O Compartimento Central é limitado por este alinhamento e o do rio Piquiri. O Compartimento Sul estende-se do alinhamento do rio Piquiri até os limites do Paraná com o estado de Santa Catarina.

Compartimento Norte

Dentro deste compartimento, segundo PICCIRILLO e MELFI (op.cit.), os derrames da Formação Serra Geral são predominantemente básicos, com os termos andesíticos virtualmente ausentes e raros tufos ácidos junto à borda oriental do Terceiro Planalto. As variedades ricas em Ti (mais de 3% TiO_2) representam 48,4% das variedades, as intermediárias (1,8 a 3% TiO_2) são 41,5% e as pobres (menos de 2% TiO_2) somam os restantes 10,1% das vulcânicas no compartimento. As variedades porfiríticas, com fenocristais de plagioclásio e pigeonita somando mais de 5% do volume, chegam a 28% das amostras analisadas na região. Os tufos ácidos são do tipo Chapecó, isto é, com mais de 63% de SiO_2 e ricos em Ti, predominando amplamente os riolitos (84,1%) sobre os riodacitos (15,9%). As intrusões hipabissais são principalmente soleiras de composição diabásica (87,3%) e mais raramente diorítica (12,7%), com as variedades equigranulares e porfiríticas se equivalendo em abundância. Os diques também são essencialmente diabásicos (82%) e intermediários (15%), com raros mostrando composição ácida (3%). MORAES e colaboradores (1982) identificaram um quartzo-latito na Serra do Cadeado, intercalado aos derrames basais da formação.

Geocronologia. De acordo, ainda, com PICCIRILLO e MELFI (op.cit.), três amostras de basalto de Apucarana acusaram idades de $130,4 \pm 3,9$ a $137,8 \pm 10,7$ Ma, pelo método K-Ar.

Compartimento Central

Algumas das maiores espessuras do pacote vulcânico mesozóico da Bacia do Paraná foram medidas neste compartimento mesozóico do Paraná, a norte do rio Piquiri. Um furo de sonda em Altônia registrou uma espessura de 1.072 m de basalto e outro em Roncador, um total de 1.248 m. Em Água de Valença, outro furo stratigráfico acusou uma espessura de 1.664 m de basalto, uma das maiores registradas na Formação Serra Geral. Nestes furos, repete-se uma sucessão vertical consistente, com lavas pobres em Ti (menos de 3% TiO_2) recobrando as ricas neste metal (mais de 3% TiO_2).

Neste compartimento, predominam fortemente os derrames, com raras intrusões hipabissais. Os diques e soleiras somam apenas 4,8% do volume das rochas mapeadas na região. Ao contrário do Compartimento Norte, no Centro do Terceiro Planalto predominam as lavas pobres em Ti (45,9%), com as intermediárias e as ricas em Ti se equivalendo em abundância (28,1% e 26,0% respectivamente). As variedades porfiríticas representam apenas 16,6% do total. Os tufos ácidos são dos tipos Chapecó (59%), predominantemente porfiríticos, e Palmas (41%), predominantemente equigranulares. No primeiro tipo, os riodacitos somam em torno de 80% do total e no segundo, os riolitos predominam (64%) sobre os riodacitos (36%).

Geocronologia. Duas amostras de basalto de Cândido de Abreu acusaram, pelo método K-Ar, idades de $109,8 \pm 10,2$ e $119,0 \pm 5,7$ Ma. Uma amostra de Campo Mourão acusou idade de $133,8 \pm 5,0$ Ma e outra de Cascavel deu $120,9 \pm 3,6$ Ma.

Compartimento Sul

À semelhança do Compartimento Centro, a região a sul do lineamento do rio Piquiri contém uma predominância maciça de derrames, com as intrusões representando menos de 3% do volume. Por outro lado, as composições das lavas se equiparam, com 43,8% de basaltos, 26,4% de andesitos e 29,8% de tufos ácidos. Os basaltos e andesitos são quase exclusivamente pobres em Ti (95,5% e 98,4% respectivamente) e equigranulares (80% e 75% respectivamente). Os tufos ácidos são apenas do tipo Palmas, com 75,5% de riodacitos e 24,5% de riolitos. Mais de 60% destas rochas são ricas em vidro vulcânico na matriz, com raras evidências de fluxo ignimbrítico.

O Compartimento Sul da Formação Serra Geral foi objeto de reconhecimento por ARIOLI (1980), com o objetivo de identificar uma diferenciação petrográfica e estrutural que favorecesse a seleção de alvos para a prospecção mineral. Durante o reconhecimento geológico realizado na região delimitada pelo paralelo $25^{\circ}00'$ e pelo meridiano $51^{\circ}00'$, esta diferenciação tornou-se patente, controlada aparentemente pela altitude dos derrames. Este controle sugere, portanto, uma sucessão stratigráfica, embora existam desnivelamentos provocados por falhas posteriores, não avaliados naquela fase do projeto. Devido à natureza sistemática do reconhecimento efetuado, as informações a seguir são delimitadas pelas folhas cartográficas, em escala de 1:100.000.

Folhas de Chopinzinho e Mangueirinha

Os derrames descritos nestas folhas, no Sudoeste do Estado, ao longo das rodovias BR-373 e PR-158, ocorrem abaixo da cota dos 550 m até o nível-base do rio Iguaçu, em torno dos 200 m. As suas espessuras individuais variam de 20 a 40 m, aproximadamente.

Os derrames são estruturalmente diferenciados em quatro zonas: basal de disjunção horizontal, central de disjunção colunar, superior de disjunção horizontal e vesicular de topo.

Alguns derrames apresentam duas zonas de disjunção colunar separadas por uma zona intermediária de disjunção horizontal, caracterizando os denominados derrames compostos. O basalto é fanerítico fino a afanítico, cinza-escuro e com alteração incipiente de cor castanho-avermelhada. As zonas vesiculares são bastante porosas, com 30 a 50% de vesículas por volume e têm espessuras de até 3 m. As vesículas arredondadas e milimétricas são preenchidas predominantemente por quartzo e sílica amorfa, celadonita, clorofeita e/ou clorita.

Bolsões de brechas de implosão, nos topos dos derrames, dentro ou abaixo das zonas vesiculares, ocorrem principalmente nesta região. As brechas são formadas por fragmentos angulosos de basalto, centimétricos a decimétricos e caoticamente distribuídos em matriz basáltica altamente vítrea. São abundantes dentro delas cristalizações de calcita, quartzo, zeólitas, massas e películas de clorita, celadonita, clorofeita e calcedônia. Na área da usina de Salto Santiago, estas brechas afloram em vários taludes da PR-158, com extensões de 10 a 80 metros, aproximadamente. A abundância de zonas vesiculares e bolsões de brechas de implosão empresta a esta unidade importância prospectiva para mineralizações epigenéticas, tais como as de cobre, zeólitas, escapolitas e calcita.

Intercalações de arenito fino e conglomerado misto, que assume localmente o caráter de brecha sedimentar (angulosa), com fragmentos de basalto vesicular em matriz do mesmo arenito, são comuns entre os derrames desta região, com espessuras médias de 0,5 a 2 metros, respectivamente.

Folha de Laranjeiras do Sul

Ao longo do rio do Cobre, os derrames superpõem-se aos descritos nas folhas de Chopinzinho e Mangueirinha, até a cota de 750 metros, aproximadamente. As espessuras médias dos derrames são semelhantes aos anteriores. Este pacote difere dos derrames da unidade Guaraniaçu pela ausência das brechas de implosão.

O basalto maciço é cinza-esverdeado, devido à disseminação generalizada de clorita e clorofeita. As zonas vesiculares são mais espessas e porosas, sendo também mais abundantemente preenchidas por quartzo, sílica amorfa e, principalmente, minerais verdes (celadonita, clorofeita e/ou clorita). Elas não contêm as brechas vesiculares. Os geodos da zona superior de disjunção horizontal contêm às vezes incrustações de cobre nativo e seus produtos de oxidação, tais como tenorita, cuprita e malaquita, sobre os cristais de quartzo.

Entre os derrames, os níveis de arenito e conglomerado ou brecha sedimentar aparecem regularmente, como na unidade anterior, mas os fragmentos de basalto são mais ricos em minerais verdes, refletindo a sua maior abundância nas zonas vesiculares subjacentes. Nos afloramentos, portanto, tanto o basalto vesicular quanto os conglomerados e brechas sedimentares distinguem-se pela coloração fortemente esverdeada.

Geocronologia. Segundo PICCIRILLO e MELFI (1988), três amostras de basalto coletadas em Laranjeiras do Sul acusaram idades de $120,3 \pm 5,7$ a $138,2 \pm 7,4$ Ma, pelo método K-Ar. Duas amostras de Guarapuava acusaram idades de $123,6 \pm 1,6$ e $124,0 \pm 3,7$ Ma, pelo mesmo método.

Folha de Guaraniaçu

O pacote de derrames que aflora na folha de Guaraniaçu superpõe-se aos anteriores com espessuras individuais de 30 a 60 metros, dispostos entre 750 e 1000 metros de altitude, aproximadamente.

O basalto é fanerítico, cristalino, cinza-médio a escuro e com cores de alteração pardacentas. A estrutura é a mesma das unidades anteriores, mas por serem mais espessos, mostram disjunção colunar mais grossa nas zonas centrais, com intervalos de 1 a 3 metros entre as disjunções curvilineares e verticais. Por outro lado, ao contrário da unidade Rio do Cobre, as superfícies das juntas são mais frequentemente recobertas por películas de celadonita verde-escuro. As zonas vesiculares são bem menos desenvolvidas, com menos de 2 metros de espessura, menor porosidade (20 a 30%, estimada visualmente) e pobres em preenchimentos. Em nenhum afloramento foi observada a presença de minerais verdes nas vesículas, que se assemelham às descritas na unidade Rio Iguaçu. Estas feições indicam que as lavas desta unidade eram mais pobres em fluídos e de menor temperatura.

As intercalações sedimentares ainda ocorrem, mas são menos frequentes e limitadas a alguns horizontes, sendo mais comuns os contatos diretos entre os derrames.

Folha de Palmeirinha

Na folha de Palmeirinha, ocorre um pacote de derrames particularmente delgados, de basalto negro e altamente vítreo, com brilho resinoso e destituído de zonalidade estrutural. Petrograficamente, classifica-se como meláfiro. As corridas de lava apresentam apenas uma fina disjunção colunar, com intervalos de 10 a 15 centímetros entre as juntas, acompanhada às vezes de juntas horizontais mais dispersas ou de um fraturamento poliédrico que empresta à rocha um aspecto briquetado. As vesículas são raras e sempre dispersas, assim como os geodos centimétricos de calcedônia ou quartzo cristalino, recobertos por finas películas de calcedônia. Este mineral recobre as superfícies das juntas em alguns afloramentos. Estas feições indicam que as lavas eram ricas em fluídos e de alta temperatura, mas o pequeno volume dos derrames favoreceu o resfriamento rápido e a fuga de voláteis.

Não foi observada nenhuma intercalação sedimentar entre estes derrames. Na folha de Chopinzinho, alguns derrames com as mesmas características ocorrem isolados, intercalados aos basaltos faneríticos e estruturados.

Folha de Guarapuava

Esta seqüência representa a fase final da diferenciação do vulcanismo toleítico da Formação Serra Geral, no Sudoeste do Paraná, e se superpõe diretamente às unidades Rio do Cobre e Palmeirinha. Trata-se de uma série de pacotes de tufos andesíticos e riodacíticos que se estendem da cidade de Guarapuava até Pinhão, Cruz Machado e Inácio Martins. A norte, esta unidade estende-se até Pitanga, Manoel Ribas e Ivaiporã.

Estas rochas são porfiróides, de matriz afanítica e fenocristais euédricos a subédricos de feldspato alcalino e piroxênios, com até 1 cm de diâmetro, e têm um bandejamento regular e centimétrico, observável em todos os afloramentos descritos. Paralela ao bandejamento, desenvolve-se uma clivagem de acamamento, também muito regular e plano-paralela, mais contínua e homogênea do que a disjunção horizontal dos derrames basálticos. A sua coloração varia de cinza-esverdeado, nos andesitos, a vermelho-esbranquiçado, nos riodacitos. Não

foram determinadas as espessuras individuais dos pacotes de tufos, devido à falta de zonalidade e de contatos visíveis nos afloramentos.

AMARAL e CROSTA (1983) publicaram os resultados de análise visual de imagens de satélite Landsat e mapeamento geológico, em escala não especificada, na região a sul do paralelo 22°. As seqüências de tufos ácidos e intermediários são associadas pelos autores ao Arco de Ponta Grossa, na base da Formação Serra Geral, recortadas por densas redes de fraturas alinhadas nos quadrantes NE e NW, resultantes da compressão regional provocada pela tectônica pós-arqueamento. Basculamentos posteriores, de idade neocretácea a eoterciária, configuraram o padrão complexo de afloramento dos diferenciados da formação.

NARDY *et al.* (1993) caracterizaram as unidades litoestratigráficas da Formação Serra Geral, discriminando dois conjuntos de rochas ácidas: (a) *Palmas*, com riolitos e riolitos acinzentados, de granulação muito fina e estrutura do tipo sal-e-pimenta, espessura de 30 a 250 m, recobrendo uma área de 3.407 km² no planalto de Guarapuava, estendendo-se a oeste até Três Pinheiros, a leste até Bom Retiro e a sul até Reserva; (b) *Chapécó*, de riolitos, riolitos e quartzo-latitos cinza-esverdeados, porfiríticos e bandados, com espessura de 40 a 250 m, recobrendo uma área de 4.313 km² na região que se alonga de Mangueirinha a Clevelândia, Palmas e Horizonte, estendendo-se para o interior de Santa Catarina. As rochas ácidas do tipo Palmas são microporfiríticas, com microfenocristais de plagioclásio (26%), augita (12%), hiperstênio e pigeonita, em matriz de quartzo e feldspato alcalino. As do tipo Chapécó diferem essencialmente pela textura mais grossa, com até 35% de fenocristais de plagioclásio, augita e pigeonita em matriz microcristalina de material quartzo-feldspático.

A origem desses derivados ácidos é explicada pelos autores por meio de fusão parcial de magma básico, com contaminação crustal, nas fases iniciais do vulcanismo básico. MARIMON, AYALA e MOREIRA (1982) haviam admitido anteriormente que as rochas ácidas constituem diferenciados finais do vulcanismo básico da Bacia do Paraná, mas com poucas evidências de campo e laboratório para corroborar esta hipótese. LOYOLA (1995) revisou os dados de campo, coletados em campanhas efetuadas nos municípios situados sobre a borda oriental do Terceiro Planalto, e registrou relações de contato que indicam repetir-se os derivados ácidos em vários níveis estratigráficos da formação. Este autor destaca, ainda, a frequente confusão feita nos reconhecimentos regionais entre estas rochas e o arenito Botucatu, devido à cor avermelhada e as feições geomorfológicas semelhantes.

A grande persistência lateral e a natureza acamadada destas rochas sugere que possam ser ignimbritos, de acordo com PICCIRILLO e MELFI (1988), ainda que faltem estruturas e texturas mais típicas.

Geocronologia. MANTOVANI *et al.* (1985) dataram pelos métodos K-A e Rb-Sr uma amostra de tufos ácidos, pertencentes à unidade Palmas, coletada nas imediações de Guarapuava. O primeiro método acusou uma idade de $123,8 \pm 1,6$ Ma, enquanto o segundo acusou $131,8 \pm 5,9$ Ma, ficando dentro das respectivas isócronas determinadas por PICCIRILLO e MELFI (1988). As razões isotópicas indicam uma mesma origem para os diferenciados ácidos da Formação Serra Geral, do Paraná ao Rio Grande do Sul, sem processos evidentes de contaminação crustal.

8.2.2 - Compartimentação com base em litofaciologia vulcânica

Pela MINEROPAR, ARIOLI e LICHT (2013) redefiniram a formação como Grupo Serra Geral, com base em critérios litofaciológicos, geoquímicos e estratigráficos, propondo a subdivisão em 4 formações e 13 membros. As fácies vulcânicas, sedimentares e intrusivas da área mapeada a sul do paralelo 24°S, dentro do território paranaense, foram individualizadas com base nas seguintes características:

- geometria e organização interna dos derrames;
- padrões de vesiculação;
- estilos de disjunção;
- preenchimento de cavidades;
- formas, cores e controles dos produtos de alteração;
- características petrográficas;
- feições de superfície de derrame;
- características litoquímicas;
- relações de contato entre derrames e conjuntos de derrames, rochas intrusivas, vulcanoclásticas e sedimentares.

Com base nos critérios acima, foram reconhecidas no Grupo Serra Geral, por ARIOLI e LICHT (op.cit.), as formações e respectivos membros apresentados abaixo. As formações ocorrem de forma persistente na área mapeada, permitindo a sua separação em unidades mapeáveis, mesmo na escala regional. Considerando a complexidade típica das áreas vulcânicas, que dificulta e muitas vezes impede a correlação entre unidades equivalentes expostas em áreas distantes, foram identificadas as relações estratigráficas apenas entre formações adjacentes, inferindo-se a sua estratigrafia geral. Além disto, foram nomeadas como unidades diferentes mesmo as litologicamente semelhantes, mas distantes entre si, como recomenda o Código de Nomenclatura Estratigráfica. A manutenção do mesmo nome em unidades geograficamente separadas foi feita onde as relações de contato com outras unidades litoestratigráficas permitiram a correlação. A coluna estratigráfica resultante comporta relações de idade precariamente definidas, o que é comum em sequências vulcânicas antigas, pelos motivos expostos acima.

O agrupamento de diferentes produtos vulcânicos e sedimentares dentro de uma unidade faciológica admite a ocorrência eventual de produtos estranhos à assembleia dominante, por pelo menos três motivos: (a) eventos vulcânicos ou hiatos erosivos que interrompem a sequência de processos dominantes em uma região, tais como erupções em lençol dentro de um longo período de fluxos de baixo volume; (b) pausa no vulcanismo durante um longo período de erupções de grande volume e em sucessão rápida; ou (c) eventos mistos, que se intercalam durante um longo período de transição entre erupções de estilos diferentes.

A distribuição das formações Cascavel, Barracão, Candói e Covó, com respectivas subdivisões, a sul do paralelo 24° é apresentada na Figura 3.

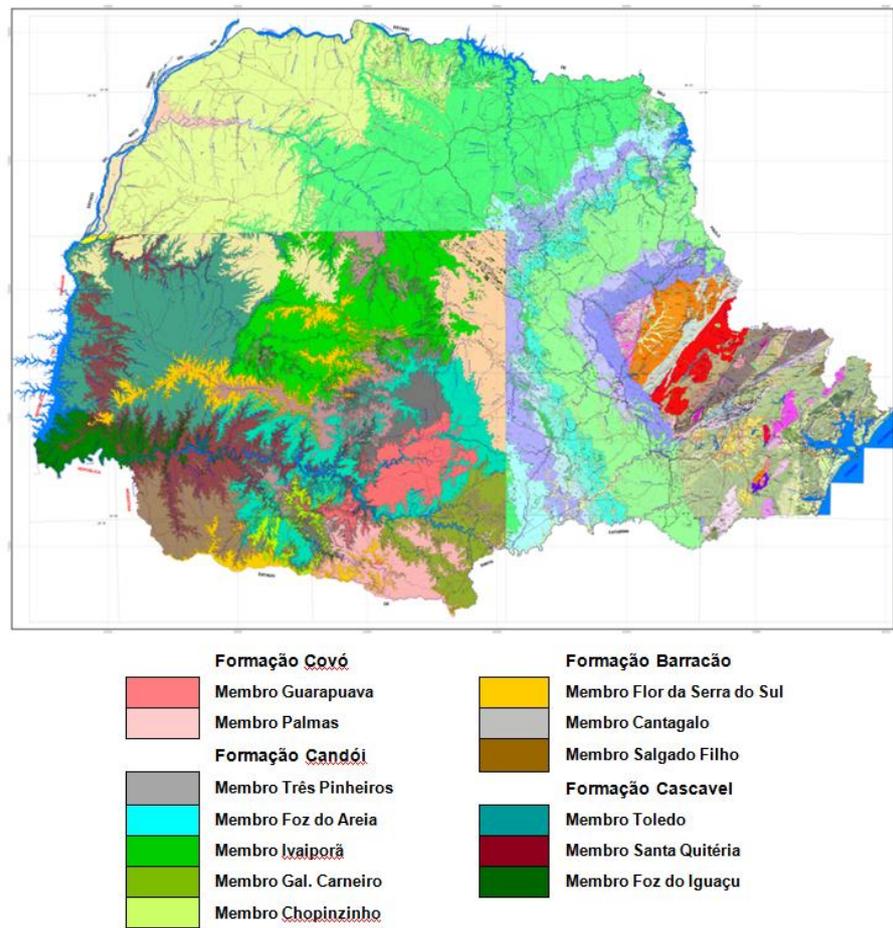


Figura 3. Mapa do Grupo Serra Geral no Estado do Paraná (ARIOLI e LICHT, 2013).

A Formação Cascavel aflora ao longo da bacia do rio Paraná, estendendo-se a leste até a porção mediana do Terceiro Planalto e, no sentido norte-sul, entre as bacias dos rios Ivaí e Iguaçu. Ela é constituída por uma sequência de derrames lobados, lobos tabulares e derrames tabulares de basalto predominantemente avermelhado, com intercalações de rochas vulcanoclásticas e sedimentos terrígenos. Estas intercalações são virtualmente ausentes no Membro Foz do Iguaçu, formado por lobos tabulares de basalto maciço, de cor cinza e com zonas vesiculares de topo bem desenvolvidas, e mais abundantes junto aos derrames lobados de basalto vesicular e avermelhado, no Membro Santa Quitéria. O Membro Toledo, que recobre os anteriores, é composto essencialmente por derrames tabulares de basalto maciço, com rochas vulcanoclásticas subordinadas.

A Formação Barracão compreende sequências de derrames predominantemente lobados, menos frequentemente derrames tabulares extensos de basalto vesicular avermelhado, com abundantes intercalações de brechas vulcanoclásticas e rochas sedimentares, boa parte de origem tufácea ou deposição química. Na região sul do Terceiro Planalto os lobos de basalto vesicular intercalam-se a níveis extensos e espessos de brecha vulcanoclástica, interpretada por WAICHEL *et al.* (2005) e WAICHEL (2006) como peperito e por LICHT (2000, 2012) como brechas hidrovulcanoclásticas, sendo englobados neste relatório dentro do Membro Salgado Filho. Os níveis de brecha hidrovulcanoclástica constituem até 40% da sequência na região de Santo Antônio do Sudoeste, sem referências na literatura a ocorrências semelhantes fora do território do Paraná. No sentido norte, as intercalações vulcanoclásticas diminuem em frequência, espessura e persistência lateral, ao mesmo tempo que se tornam mais comuns as

brechas de fluxo, na zona de topo dos lobos vesiculares, com abundante cimento de sílica cristalina e calcita. Esta associação faciológica foi designada Membro Cantagalo. O Membro Salgado Filho é recoberto por extensos derrames tabulares de basalto roxo-esverdeado, fanerítico fino a médio, com zona de topo finamente vesicular e núcleos recortados por disjunção colunar sigmoidal de grande porte, denominados aqui Membro Flor da Serra do Sul. O Membro Cantagalo é recoberto por outra sequência de derrames tabulares de basalto arroxado, fanerítico fino a afanítico, com disjunção sigmoidal e colunar de médio porte, aqui designado Membro Toledo. Considerando as afinidades litológicas, é possível que os membros Flor da Serra do Sul e Cantagalo constituam remanescentes de uma extensa cobertura que foi erodida ao longo do vale do Rio Iguaçu. A separação física e geográfica justifica, entretanto, mantê-los como subunidades isoladas.

A Formação Candói compreende uma sequência de derrames tabulares espessos de basalto cinza, sem cloritização ou oxidação visível em amostra de mão, com zona vesicular de topo descontínua e frequentemente ausente, disjunção colunar e entablamento sigmoidal bem desenvolvidos, aqui denominados Membro Foz do Areia. Duas variações litológicas, interpretadas como possivelmente originadas pela presença de água no ambiente de acúmulo dos fluxos de lava, justificam a individualização de quatro membros, nesta formação. Uma variedade de basalto hipohialino, de cor cinza-escuro e brilho resinoso, com disjunção colunar fina, vertical ou em leque, e entablamento em blocos centimétricos, recebe aqui o nome de Membro Três Pinheiros. Ele recobre diretamente derrames de basalto Foz do Areia e se intercala ao riolito do Membro Guarapuava. Os membros Ivaiporã, Chopinzinho e General Carneiro são ocorrências geograficamente separadas de uma mesma variedade de basalto maciço e cinza-esverdeado, por cloritização pervasiva, em derrames tabulares de pouca espessura. Estas subunidades da Formação Candói sugerem a influência de água durante o resfriamento dos derrames, possivelmente pelo acúmulo de lava em áreas alagadas, nos casos de basalto cloritizado, e pelo recobrimento de lava em resfriamento por água represada, no caso do basalto hipohialino. No primeiro caso, o vapor d'água absorvido por basalto parcialmente cristalino pode ter permitido a cloritização do piroxênio e caulínização do plagioclásio. No segundo, o recobrimento de lava em resfriamento por água represada pode ter provocado choque térmico, responsável pelo super-resfriamento e pelos padrões finos de disjunção, como se observa nos derrames do Subgrupo Yakima, na província de Columbia River. Estas explicações são especulativas, para o Grupo Serra Geral, devido à falta de estudos especializados.

Tanto os basaltos da Formação Barracão quanto da Formação Candói, em áreas diferentes, são recobertos pelos depósitos de ignimbrito reomórfico e lava riolítica da Formação Covó. Os ignimbritos de composição predominantemente riolítica e textura porfírica, com associação de quartzo-latito, andesito, riolito, brecha de fluxo e vitrófiro, são aqui denominados Membro Guarapuava, enquanto os de composição riolítica e textura afírica são denominados Membro Palmas. Ambos se interdigitam na localidade de Covó, origem do nome da formação.

Em desdobramento e expansão da compartimentação litofaciológica, LICHT e LIMA (2014) definiram nova estratigrafia geoquímica para o Grupo Serra Geral, com base em associações de Si-Zr-Ti-P:

Tipo 1 Inferior. Seção caracterizada pela associação de derrames básicos com baixos teores de Si-Zr-Ti-P.

Tipo 4 Médio. Caracterizada por 4 associações de rochas básicas com baixos teores de Si-Zr e altos teores de Ti-P, altos teores de Si e baixos teores de Zr-Ti-P e altos teores de Si-Zr-P e baixos teores de Ti, associadas a vulcânicas ácidas de alto Si com baixo Zr-Ti-P.

Tipo 1 Superior. Sequência final formada por derrames contendo baixos teores de Si-Zr-Ti-P.

8.2.3 - Recursos minerais

Ametista, quartzo, ágata e calcedônia

Uma avaliação do potencial em ágata e ametista foi realizada pela MINEROPAR (1989) no Sudoeste Paranaense, a sul do paralelo 25° e a oeste do meridiano 52°. O levantamento concluiu que existe bom potencial para estes minerais na região, justificando investimentos na sua pesquisa. Foram cadastradas 55 ocorrências, das quais 13 foram priorizadas para pesquisa de detalhe e outras 11 para uma segunda ordem de prioridade. No município de Chopinzinho, ametista de boa qualidade, principalmente para queima e produção de citrino artificial, vem sendo lavrada há vários anos pela COPASP – Cooperativa de Pedra Ametista do Sudoeste do Paraná.

A equipe da MINEROPAR identificou três tipos de ocorrências: (a) *tipo Passa Quatro*, de ametista em basaltos negros; (b) *tipo Marquinho*, de ágata e quartzo em basaltos cinza; e (c) *tipo Honório Serpa*, de ágata em rochas ácidas. As rochas básicas são as fontes preferenciais de ametista e as rochas ácidas produzem principalmente ágata.

As ocorrências do *tipo Passa Quatro* são lavradas na localidade homônima, pertencente ao município de Chopinzinho, há vários anos, dentro de derrames de basalto negro, nas cotas entre 750 e 800 metros. Pertencem a este grupo 13 ocorrências cadastradas em Chopinzinho e Coronel Vivida, duas em Laranjeiras do Sul, uma em Quedas do Iguaçu e uma no município de Três Barras. Os geodos mostram finas paredes de calcedônia, recobertas por películas verdes de clorita e celadonita, e preenchidas por cristais de quartzo incolor e ametista. Raramente se associam a estes geodos os de calcedônia listrada, de cor original cinza-azulada. Em Coronel Vivida, ocorrem cristais esverdeados e massas disformes com cristais mal formados, microcristalinos ou leitosos. Associam-se tufo e brechas com cristais intersticiais fibro-radiados, clorita e celadonita, quartzo levemente ametistino e calcedônia listrada, sem interesse econômico. Outras ocorrências do mesmo tipo, também sem expressão econômica, foram cadastradas nos municípios de Dois Vizinhos, Guaraniasçu, Quedas do Iguaçu e Boa Vista da Aparecida.

As ocorrências do *tipo Marquinho* distribuem-se em região mais extensa do que as do grupo anterior, em cotas abaixo dos 650 metros. Dentro das zonas vesículo-amigdaloidais dos derrames de basalto cinza, as mineralizações formam-se dentro de geodos revestidos de calcedônia e preenchidos por quartzo incolor. Associam-se a esses outros geodos de calcedônia maciça e ametista. É comum que os geodos sejam interligados por fraturas preenchidas por fina calcedônia cinza.

As ocorrências do *tipo Honório Serpa* associam-se aos riolitos e riolitos do Membro Nova Prata, ao longo do vale do rio Chopim, nos municípios de Manguairinha, Clevelândia e Palmas, em altitudes acima dos 700 metros. Constituem-se de geodos maciços de calcedônia ou ágata, localmente com quartzo incolor associado e bolsões de quartzo e ametista. Em Manguairinha, a ametista atinge boa qualidade nos depósitos dos bairros de Curucaca e Butiá. Ao contrário do que se observa nas ocorrências dos basaltos, as encaixadas em rochas ácidas também preenchem cavidades das rochas, sem a estrutura típica dos geodos. Isto é, a sua cristalização ocorreu fora dos bolsões de gases e líquidos que se concentram no topo dos

derrames básicos, preenchendo fraturas e interstícios de brechas vulcânicas, o que lhes empresta formas irregulares e tamanhos mais variados.

HARTMANN (2008) estudou concentrações de sílica (*gossans*) nas zonas de topo de derrames produtores de ametista, no Rio Grande do Sul, e concluiu que elas podem ser usadas como critério para seleção de derrames mineralizados. As feições indicadas pelo autor como diagnósticas de ocorrências de ametista são: depressões ou clareiras no alto de morros, com ou sem lagoas, formadas pela abundância de argilas de alteração do basalto; *gossans* com geometria hexagonal, quadrangular, poligonal ou irregular; concentração destas feições no topo de elevações do relevo, formadas pela silicificação e endurecimento do basalto. PERTILLE *et al.* (2008) interpretam os *gossans* como produtos de alteração intempérica sobre zonas hidrotermalizadas em basalto e dacito da Formação Serra Geral, resultantes da ascensão de águas aquecidas do arenito Botucatu.

MICHELIN *et al.* (2008, 2013) estudaram a sequência de formação dos minerais de preenchimento de geodos, concluindo que as cavidades se formaram por desgaseificação da lava, com deposição de zeólita e celadonita em baixa temperatura. As variedades de quartzo, principalmente ágata e ametista, formaram-se por lixiviação e substituição hidrotermal da matriz do arenito intercalado ao basalto. Estes estudos são confirmados, do ponto de vista descritivo, por levantamento terrestre de gravimetria, magnetometria e gamaespectrometria, executado por ROSENSTENGEL *et al.* (2008), no distrito mineiro de Ametista do Sul (RS). Anomalias positivas de contagem total, K, U/Th e fator F indicam enriquecimentos locais de K e U, sugestivos de alteração hidrotermal e que confirmam, conforme os autores, o modelo metalogenético de HARTMANN (2008).

As jazidas de ametista de Chopinzinho foram estudadas por JUCHEM *et al.* (2008), tendo em vista determinar os controles litológicos e estruturais das mineralizações, que são os mesmos reconhecidos em Ametista do Sul: capeamento de basalto afanítico com entablatura em bloco (*cascalho* dos garimpeiros da região), sobre a zona mineralizada; espessamento dos derrames onde ocorrem as concentrações de geodos; a encaixante dos geodos (*laje* dos garimpeiros) é constituída de basalto maciço, semelhante ao que aloja a ametista do Distrito Mineiro do Alto Uruguai. Segundo nossas observações de campo, a área mineralizada do garimpo de Flávio Reginatto contém na zona vesicular de topo abundantes preenchimentos de quartzo finamente cristalino, ágata e calcedônia, que caracterizam os *gossans* descritos por HARTMANN (op.cit.), no Rio Grande do Sul.

Devido à natureza de garimpo das lavras existentes no município de Chopinzinho, não foi possível obter dados sobre o volume e a qualidade da produção atual. As duas frentes de lavra em atividade pertencem a Flávio Reginatto e à COPASP, esta constituída por 28 associados.

Cobre

A ocorrência de cobre nativo em basaltos da Bacia do Paraná é conhecida pelo menos desde o século dezenove. HUSSAK (1890) menciona preenchimentos do metal em cavidades no "*augito-porphyrítico da Serra do Botucatu*". OLIVEIRA (1916) relaciona vários minerais que ocorrem no Paraná, entre os quais o cobre nativo apresenta-se em palhetas ou pequenos nódulos em geodos de calcedônia, nas cabeceiras do rio do Cobre. O autor registra que "*já na época colonial consta que os jesuítas conseguiram fazer um sino com este metal retirado das rochas eruptivas do Ivahy, na antiga cidade de Villa Rica, na embocadura do Corimbatá*".

LEONARDOS (1948) apresenta um histórico sobre o cobre nativo no Oeste do Paraná, no qual relata a ocorrência de "lindos dendrites de cobre nativo nos aluviões dos rios e nas delgadas veias de quartzo que cortam os basaltos e diabásios". Em 1994 a Companhia Brasileira do Cobre adquiriu minério de cobre com teores médios de 6% de Cu (cobre nativo, crisocola e malaquita) da região de Chapecó (SC), para produzir sulfato de cobre em Minas do Camaquã (RS). O empreendimento não se mostrou viável economicamente, apesar de alegados altos teores do metal, pela dificuldade de bloquear reservas suficientes.

GOMES *et al.* (1995) e GOMES (1996) descrevem cobre nativo entre os minerais de alteração de um derrame espesso situado próximo a Frederico Westphalen (RS). MELLO *et al.* (1999) e MELLO (2000) contribuíram para o conhecimento das mineralizações de Água Perdida, no município de Roncador, a partir de um levantamento de detalhe.

O interesse prospectivo para cobre, nos derrames da Formação Serra Geral, sofre restrições de ordem metalogenética. O elevado estoque de cobre primário das lavas basálticas gera frequentemente exsudações metálicas como as conhecidas no Terceiro Planalto Paranaense, mas faltam neste ambiente geológico os metalotectos decisivos para a remobilização e concentração do metal na forma de depósitos econômicos. Estes metalotectos são basicamente estruturas tectono-vulcânicas, domos e falhas, de preferência em ambiente subaquoso, que permitam a circulação de fluídos remobilizadores e concentradores, por reações epigenéticas com complexantes (sulfatos, carbonatos, ácidos orgânicos e inorgânicos, etc.) contidos nas águas do ambiente, principalmente marinhas e lacustres. A ocorrência de incrustações e disseminações de cobre nativo, com eventuais produtos oxidados, é comum nos basaltos continentais, tanto no Brasil quanto no planalto do Deccan e no Karroo, mas nenhuma jazida foi detectada até esta data, a despeito dos investimentos já realizados em prospecção.

A avaliação mais completa e sistemática do interesse prospectivo das mineralizações de cobre nativo nos derrames de basalto da Bacia do Paraná, foi realizada por SZUBERT *et al.* (1979), na região do Alto Uruguai, na divisa dos estados de Rio Grande do Sul e Santa Catarina. Cobrindo uma área de 2.370 km², o Projeto Cobre em Itapiranga produziu constatações de caráter geológico regional, que merecem destaque devido à sua importância, embora o projeto tenha sido realizado fora do território paranaense. Foram registradas por SZUBERT *et al.* (op.cit.) as seguintes constatações:

- A maior extensão dos derrames de basalto da área foi estimada em 60 km e a espessura varia de 8 a 80 m, com valores mais frequentes entre 15 e 35 m;
- A maior sucessão de derrames superpostos, acima do nível do rio Uruguai até o topo do relevo regional, compreende 14 derrames e uma soleira diferenciada (*sheet*, segundo os autores);
- Ocorrem seis variedades de derrames na região, identificadas por variações de estrutura interna, composição litológica e minerais de preenchimento em vesículas;
- O basalto mineralizado com cobre da região estudada caracteriza-se por teores de Fe total superiores aos obtidos nas demais províncias vulcânicas continentais, inclusive a outras regiões da Bacia do Paraná;
- O basalto portador de mineralizações secundárias de cobre na zona vesicular de topo apresenta teores relativamente altos de Fe₂O₃ (>10%) e baixos de FeO (<5%);
- Ocorrência de feições vulcânicas especiais, tais como veios pegmatíticos, fumarolas, diques de brecha, de basalto e de arenito;

- Identificação de três tipos de brechas de derrame: brecha mista (blocos de basalto em matriz de arenito, possivelmente peperito), brecha basáltica (autobrecha) e brechas de frente de derrame, com feições de lava *aa*;
- Raros e pobres indícios de movimentação tectônica, com os derrames de lava essencialmente horizontais em toda área mapeada;
- As mineralizações de ametista ocorrem dentro de um único derrame, em toda região estudada, entre as altitudes de 400 e 440 m.

No estado do Paraná, um estudo desenvolvido por CASTRO *et al.* (1983) cobriu uma área de 16 km², no município de Realeza, abrangendo ocorrências de minerais oxidados de cobre cimentando brechas vulcânicas. A sequência investigada envolve quatro derrames, que foram mapeados na escala de 1:10.000, execução de perfis geológicos, sondagem geoeletrica pelo método Schlumberger (eletro-resistividade e potencial espontâneo), abertura de poços, amostragem de minérios e determinação dos teores químicos de cobre. As brechas analisadas contêm cobre nativo, crisocola, cuprita e azurita com teores variando de 38% a 98%, em função da composição mineralógica, e perfazendo uma reserva indicada de 75,419 toneladas. ORCIOLLI *et al.* (1983) rerepresentaram os dados obtidos em Realeza, acrescentando que o formato da brecha é de chaminé em cone invertido, com diâmetro máximo de aproximadamente 50 m na cota 410 m e mínimo conhecido de aproximadamente 25 m na cota 390 m. A espessura de 20 m, de desenvolvimento da brecha, corresponde à zona vesículo-amigdalóide do derrame. Os autores concluem que, apesar dos teores elevados de cobre, o corpo não se constitui em minério, mas recomendam o seu aproveitamento como rocha ornamental, mediante polimento.

Descobertas em 1968 por Derli Pinheiro de Oliveira, as ocorrências foram estudadas pelo engenheiro Josef Kapuscinski, que fundou a Metalúrgica Universal Ltda, em Ponta Grossa, para extrair o cobre lá existente. Naquele mesmo ano, a empresa extraiu 400 toneladas de minério, com 43% de sulfato e 23% de carbonato. Foram produzidos no total 1.762,5 kg de cobre metálico. Registram ORCIOLLI *et al.* (op.cit.) que técnicos norte-americanos estudaram as ocorrências, desinteressando-se de explorá-la. Da mesma forma, a empresa Sandel, de São Paulo, executou escavações de pesquisa e amostragem, suspendendo os trabalhos aparentemente em função de resultados negativos.

Metais preciosos

O Grupo Serra Geral contém, dentro do território paranaense, indícios da ocorrência de mineralizações de metais preciosos, principalmente ouro e elementos do grupo da platina (EGP). Estas evidências foram identificadas na forma de anomalias geoquímicas regionais, detectadas em sedimento ativo de drenagem e água superficial, e teores dosados em rocha por meio de microscopia eletrônica de varredura com espectrometria de dispersão de energia (MEV-EDS). As evidências da presença de EGP na forma de inclusões em magnetita e titanomagnetita foram estudadas por ARIOLI (2008), de cuja tese de doutorado é transcrita parte das conclusões.

"Os dados geoquímicos regionais utilizados como base para o desenvolvimento desta pesquisa têm consistência com a geologia mapeada no estado do Paraná, o que empresta confiabilidade à qualidade das anomalias geoquímicas estudadas. A avaliação desses dados confirma a presença de EGP e metais associados em grãos de magnetita e titanomagnetita de basaltos da Formação Serra Geral, na região Oeste do Estado do Paraná. Medidas de MEV-EDS acusam a presença de Ni-Cu-EGP e metais associados em inclusões desses óxidos, em amostras de ferro-basalto e gabro pegmatóide. Esta variedade de ferro-basalto, com mais de

15% de FeO_1 , e com teores de até 10-30% de magnetita, contém os maiores teores dos elementos estudados, na população de amostras analisadas no Oeste do Paraná.

A distribuição regional dos derrames de ferro-basalto explica a configuração das anomalias geoquímicas dos elementos pesquisados. Duas áreas principais de ocorrência de ferro-basalto constituem epicentros das anomalias, nos divisores d'água situados respectivamente a sul e a norte da bacia do rio Iguaçu, mapeadas por FREITAS et al. (2002) e WILDNER et al. (2006) sob a designação de fácies Campo Erê. Neste relatório, os derrames de ferro-basalto ocupam a seção de topo da associação faciológica de derrames tabulares, imediatamente abaixo da cobertura de ignimbrito reológico.

Os dados geológicos e geoquímicos coletados na área das anomalias geoquímicas de EGP e metais associados, em basaltos do Sistema Magmático Serra Geral, no Estado do Paraná, confrontados com os depósitos de sulfetos maciços de Ni-Cu-EGP do distrito mineiro de Noril'sk-Talnakh e as mineralizações de Pd-Au-Pt-Ti-V em magnetita de Skaergaard, favorecem a comparação com este último modelo metalogenético. Esta comparação é sintetizada a seguir. O Sistema Magmático Serra Geral é constituído por uma suíte de rochas vulcânicas e intrusivas de composição toleítica, com cumulados picríticos muito restritos, em raras intrusões diferenciadas, tais como a de Lomba Grande (RS).

Não existem dados disponíveis, exceto anomalias aeromagnéticas de interpretação ainda especulativa (FERREIRA, 2006) que indiquem na região a ocorrência de intrusões de porte, exceto soleiras de diabásio, alojadas junto a falhas profundas e de extensão regional. Entretanto, estas feições tectônicas não exercem controle crítico sobre a localização dos complexos mineralizados da Groenlândia Oriental.

As formações paleozóicas da Bacia do Paraná, com espessas camadas de carvão, folhelho carbonoso e betuminoso, marga e calcário, contém um significativo estoque de S, que representa um potencial mineralizador importante. Por outro lado, os teores de EGP nos basaltos da Formação Serra Geral não indicam o forte enriquecimento primário destes elementos no magma primário, ao contrário do que ocorre na região de Noril'sk-Talnakh.

No que diz respeito aos efeitos metassomáticos das intrusões, mineralizadas ou não, os dados disponíveis na Bacia do Paraná registram reduzida intensidade e limitada extensão nas auréolas de metamorfismo nos exocontatos das soleiras de diabásio.

O elemento Cu não foi depletado ao longo do processo de diferenciação do Sistema Magmático Serra Geral, isto é, o seu comportamento é incompatível, indicando subsaturação em S do sistema.

O controle metalogenético das concentrações de EGP e metais associados, no Sistema Magmático Serra Geral, é exercido pelo Fe, sob condições de máxima fugacidade de oxigênio e subsaturação em S, que condicionaram as concentrações dos elementos siderófilos na magnetita e na ilmenita. A magnetita é o portador preferencial dos elementos pesquisados, na forma de inclusões de ligas e sulfetos, e constitui o mineral acessório mais importante dos derrames de ferro-basalto mapeados na região. Os gabros pegmatóides desempenham papel coadjuvante no controle litológico das mineralizações, com concentrações de magnetita nos exocontatos, mas não têm volume nem densidade de ocorrência suficientes para explicarem isoladamente a origem das anomalias geoquímicas de EGP e outros metais, no Oeste do Paraná."

Zeólitas e carbonatos

Alguns derrames de basalto da Formação Serra Geral contêm preenchimentos de zeólitas e carbonatos (calcita, menos comumente aragonita, siderita e rodocrosita), que têm interesse como insumos industriais. As ocorrências são isoladas, mas dada a natureza extensiva dos preenchimentos, tanto em zonas vesiculares de topo (neste caso, amigdalóides)

e brechas de derrames, também predominantemente de topo e menos comumente de base, podem conter um potencial econômico interessante. São descritas a seguir as ocorrências mais expressivas, localizadas durante o mapeamento geológico da Formação Serra Geral.

Derrame tabular do Membro Foz do Areia aflora na região de Mangueirinha, ao longo dos vales dos rios Jordão e Iguaçu, a 550 m de altitude. Possível extensão do mesmo derrame à margem esquerda do rio Iguaçu, em cortes da rodovia PR-373, entre Candói e Palmeirinha. Na pedreira de José Pauluk, no município de Cruz Machado, está exposto basalto predominantemente brechado, com porções maciças e fluidais com as seguintes feições notáveis, às quais se associam preenchimentos secundários de minerais de baixa temperatura (ARIOLI e LICHT, 2013):

- Pelo menos duas gerações de brecha;
- Fragmentos de arenito arcossiano amarelo, laminado, com ondulações e estratificação cruzada, englobados na matriz de basalto;
- Fragmentos predominantemente de basalto variolítico a escoriáceo;
- Amígdalas de quartzo, calcita, zeólitas (natrolita e apofilita);
- *Stockworks* de calcita e zeólitas;
- Bombas com estrutura concêntrica formada por vesículas orientadas e estiradas ao longo das bordas;
- Bordas de reação em torno dos fragmentos;
- Sedimento fino ondulado cinza-esverdeado na matriz com estratificação perturbada junto aos fragmentos de basalto;
- Predominam tons de cinza-esverdeado com zona superficial de oxidação avermelhada de limites difusos;
- Estrutura geral caótica, localmente *mortar*;
- Fragmentos subangulosos a subarredondados indicando abrasão ou assimilação parcial de blocos angulosos;
- Diques de brecha com matriz e fragmentos de basalto;
- Clastos justapostos e encaixados uns nos outros indicando estado plástico na formação da brecha;
- Laminação de fluxo vertical com direção geral N45W;
- Basalto “malhado” com fragmentos subangulosos a subarredondados cinza-escuro e maciços distribuídos regularmente em matriz de basalto maciço e cinza-claro;
- Bolsões de *stockworks* de quartzo calcita e zeólita dentro das brechas de basalto.

Esta associação de feições litológicas e estruturais foi interpretada como sendo indicativa de conduto vulcânico sobre lineamento paralelo ao Arco de Ponta Grossa, este identificado em imagem de sensoriamento remoto.

Na localidade de Guairacá, a NE da cidade de Guarapuava, aflora basalto cinza-escuro, fanerítico, fino, maciço a fracamente vesicular e amigdalóide. Vesículas arredondadas e alongadas 3-30 mm < 2%. Amígdalas de 3-30 mm representam menos de 2% da rocha, e geodos com até 15 cm de comprimento são preenchidos por quartzo, calcita e zeólita, minerais que também revestem superfícies de juntas e fraturas de falha. Trata-se de zona de

topo de derrame essencialmente maciço ou abaixo da zona vesicular superior de derrame zonado. Não foi observada a continuidade lateral dos preenchimentos secundários nos geodos.

Materiais para construção civil

Basalto e riodacito são explorados para uso em obras civis, em grande parte dos municípios do Terceiro Planalto Paranaense. Blocos regulares, lajotas, brita e areia britada são os produtos mais utilizados a partir de basalto, enquanto o riodacito é explorado apenas para a extração de blocos regulares e lajotas. O cadastro da atividade mineral organizado pela MINEROPAR registra 21 pedreiras ativas, para extração de basalto e riodacito, assim distribuídas: 7 lavras de basalto e 3 de riodacito no município de Guarapuava, 2 lavras de basalto em Laranjeiras do Sul e uma pedreira em cada um dos municípios de Turvo, Cantagalo, Chopinzinho, Coronel Vivida, Cândói, Pinhão, Foz do Jordão, Mangueirinha e Cruz Machado.

É de conhecimento comum, entre os trabalhadores das pedreiras do Terceiro Planalto, que somente o diabásio, tanto de dique quanto de soleira, e o riodacito prestam-se à formatação de blocos regulares, ou pedras de cantaria. Por outro lado, os derrames lobados mais delgados, de basalto vesicular, não se prestam à produção de material para construção civil, porque se comportam à cominuição de forma semelhante às zonas de topo dos derrames tabulares, gerando finos em proporções inaceitáveis. Por isto, nas regiões em que faltam variedades mais adequadas, os derrames mais espessos e maciços dos membros Salgado Filho e Cantagalo são lavrados para a produção de brita. A restrição mais evidente é o pequeno volume desses derrames, que impede o desenvolvimento de frentes de lavra produtivas e economicamente viáveis. Desta maneira, eles acabam sendo aproveitados pelas prefeituras dos municípios menores, para obras de pequeno porte e extração de saibro. O Quadro 4 apresenta a coluna estratigráfica do Grupo Serra Geral, de acordo com ARIOLI e LICHT (2013), adaptada para caracterizar o comportamento dos diferentes tipos litológicos ao uso em pavimentação de ruas do perímetro urbano e estradas vicinais com pedras irregulares.

Quadro 4. Indicação de adequabilidade dos diferentes tipos litológicos do Grupo Serra Geral ao uso em pavimentação com pedra irregular e cantaria.

Unidades litoestratigráficas	Descrição litológica	Uso em pavimentação
Formação Covó		
Membro Guarapuava	Riodacito, quartzo-latito e andesito com planos de disjunção plano-paralelos, truncados e regulares.	Plenamente aproveitáveis, corte regular com todas as faces planas. Abastecem região de Guarapuava, União da Vitória e Palmas.
Membro Palmas	Riolito com planos de disjunção plano-paralelos ou truncados, bem definidos e regulares.	
Formação Candói		
Membro Três Pinheiros	Derrames ondulados de basalto fino e vítreo com disjunção em leque e em blocos ("briquetado").	Excelente aproveitamento, corte fácil com 2 faces planas, mas irregular, resistente, já usado para pavimentação asfáltica em Guarapuava, Candói, etc.
Membro Foz do Areia	Derrames espessos de basalto cinza, textura média, sem evidências de cloritização, zona vesicular de topo delgada e descontínua, com quartzo, calcita e zeólita, disjunção colunar plana e curva combinadas.	Excelente aproveitamento, corte fácil e regular com pelo menos uma face plana, resistente, usado para pavimentação asfáltica em Guarapuava, Pinhão, etc.
Membro Ivaiporã	Intercalação de derrames delgados (<5 m) de basalto cinza, textura fina a média, e geralmente cloritizado.	Pouco resistente, cloritizado, exceto derrames isolados, corte regular com pelo menos uma face plana.
Membro General Carneiro		
Membro Chopinzinho	Derrames com zona de topo de basalto vítreo com disjunção colunar fina recobrimdo zona rica em geodos de ametista e núcleo de basalto cloritizado, textura média a grossa.	Pouco resistente, cloritizado, corte regular com pelo menos uma face plana, mas friável após algum tempo de exposição às intempéries.
Formação Barracão		
Membro Flor da Serra do Sul	Derrames de basalto roxo-esverdeado e avermelhado, textura média a grossa, com disjunção em cunha, curva e plana combinadas.	Excelente, corte fácil e regular com pelo menos 2 faces planas, resistente, já usado para pavimentação asfáltica no Sudoeste.
Membro Cantagalo	Intercalação de derrames delgados de basalto avermelhado, geralmente com um certo grau de argilização, bastante vesicular, textura fina a média, com abundantes brechas de topo de derrame cimentadas por sílica e calcita.	Lobos pequenos, muito vesiculados, brechados e alterados, corte irregular sem faces planas, baixo aproveitamento das frentes da lavra.
Membro Salgado Filho		
Formação Cascavel		
Membro Toledo	Derrames de basalto cinza-arroxeadado, textura média a grossa, com disjunção em cunha, curva e plana combinadas.	Excelente, corte fácil e regular, resistente, já usado para pavimentação, abastece região de Cascavel e Toledo.
Membro Santa Quitéria	Intercalação de derrames delgados de basalto vesicular, com abundantes brechas de topo cimentadas por sílica e calcita.	Lobos pequenos, muito vesiculados, brechados e alterados, corte irregular sem faces planas, exceto em alguns derrames maciços isolados, semelhantes a basalto Foz do Iguaçu ou Toledo.
Membro Foz do Iguaçu	Lobos tabulares de basalto cinza, textura média a grossa, com zona vesicular de topo.	Excelente, corte fácil e regular com pelo menos 2 faces planas, resistente, abastece Foz do Iguaçu e municípios vizinhos.

Materiais para indústria cerâmica

Em reconhecimento efetuado nos municípios de Palmas, Mangueirinha e Clevelândia, LOYOLA e CRUZ (1994), constataram a ocorrência de depósitos de argilas aluminosas sobre platôs desenvolvidos em rochas ácidas. O relatório indica um potencial, a ser confirmado por análises físicas e químicas, que não foram realizadas posteriormente. Amostras de argilas coletadas nos municípios de Guarapuava, Palmas, Palmeirinha e Clevelândia pelo geólogo LOYOLA (1995) acusaram propriedades favoráveis ao uso na produção de cerâmica vermelha, algumas para pisos e outras para refratários. Pela sua baixa resistência mecânica, entretanto, a maioria se caracteriza como *argila magra*, a ser utilizada na massa juntamente com argilas plásticas, ou *gordas*. A frequente presença de altos teores de Fe e Ti, entretanto, indica a necessidade de beneficiamento físico ou químico, dependendo do uso. Para refratários, este autor recomenda a calcinação prévia e a moagem, produzindo *chamote*, a ser incorporada à massa.

Duas amostras de argilas coletadas na Serra do Cadeado, pelo geólogo LOYOLA (op.cit.), revelaram-se pelo método da troca de cátions como sendo de composição caulínica. As análises químicas, realizadas no Instituto de Tecnologia do Paraná - TECPAR, acusaram respectivamente teores de 43% e 62% de SiO₂, 5,08% e 16,02 de Al₂O₃, 5,4% e 2,36% de Fe₂O₃ e 4,37% e 9,0% de TiO₂. Os teores de sódio e potássio estão abaixo de 0,1%. Outras amostras, coletadas em Londrina, Faxinal e Jacarezinho, acusaram propriedades favoráveis ao uso na produção de cerâmica vermelha, algumas para pisos e outras para refratários. Pela sua baixa resistência mecânica, entretanto, a maioria se caracteriza como *argila magra*, a ser utilizada na massa juntamente com argilas plásticas, ou *gordas*. A frequente presença de altos teores de Fe e Ti, entretanto, indica a necessidade de beneficiamento físico ou químico, dependendo do uso. Para refratários, este autor recomenda a calcinação prévia e a moagem, produzindo *chamote*, a ser incorporada à massa. Na região de Pitanga, o potencial da Formação Serra Geral para argilas, foi avaliado pela MINEROPAR e divulgado em congresso organizado pela Associação Brasileira de Cerâmica por LOYOLA *et al.* (1998).

O cadastro da atividade mineral da MINEROPAR registra 10 lavras de argila para cerâmica vermelha, ativas no município de Prudentópolis, dentro dos limites da folha de Guarapuava.

Água subterrânea

MAACK (1970) levantou dados sobre a produção de poços estudados nas principais formações geológicas do Paraná, das quais foram extraídos os referentes à Formação Serra Geral, apresentados no Quadro 5.

Quadro 5. Dados de produção de poços tubulares na Formação Serra Geral.

NP	PS	PROFUNDIDADE (metros)			VAZÃO (litros/hora)		
		média	máxima	mínima	média	máxima	mínima
163	4,03	90,29	175,00	13,20	8.015	120.000	100

NP: número de poços cadastrados. PS: percentagem de poços secos. Fonte: MAACK (1970).

ROSA FILHO *et al.* (1987) analisaram 222 poços tubulares, perfurados no Terceiro Planalto Paranaense, estudando dados de vazão, profundidade de entrada d'água e direções preferenciais dos lineamentos estruturais sobre os quais se situam os poços. Os resultados permitiram aos autores estabelecer, com base em parâmetros estatísticos, um zoneamento hidrogeológico para a região, ajustado às seguintes bacias hidrográficas: zona A – rio Iguaçu; zona B – rio Piquiri; zona C – rio Paraná; zona D – rio Ivaí; zona E – rios Pirapó e Paranapanema; e zona F – rios Tibagi e das Cinzas. O Quadro 6 apresenta os dados de vazão obtidos nos poços estudados pelos autores na Zona A, correspondente à bacia hidrográfica do rio Iguaçu.

Quadro 6. Distribuição percentual das vazões dos poços na Zona A - rio Iguaçu.

VAZÃO (m ³ /h) DISTRIBUIÇÃO PERCENTUAL (%)						
< 1	1 - 5	5 - 10	10 -15	15 - 20	20 - 25	> 25
39,47	36,84	15,78	2,63	2,63	2,63	-

Fonte: ROSA FILHO *et al.* (1987).

Com 38 poços analisados, esta zona apresenta o menor potencial hidrogeológico do Terceiro Planalto Paranaense, possivelmente devido ao relevo acentuado, responsável pelas grandes profundidades de entrada d'água, cuja média situa-se em torno dos 80 m e máxima em torno de 170 m. Acima desta profundidade, são comuns as vazões da ordem de 10 m³/h, mas abaixo dos 90 m são raras as de 5 m³/h, sendo mais comuns as situadas no intervalo de 1 a 2 m³/h.

O comportamento do basalto na zona do rio Iguaçu reflete-se na tabela acima, cujos dados indicam uma probabilidade superior a 75% de se obter produtividades inferiores 5 m³/h. Isto significa que 3 em cada 4 poços tendem a apresentar vazões desta ordem e não existe probabilidade de se obter vazões superiores a 25 m³/h, dentro desta zona hidrogeológica.

O Quadro 7 apresenta os dados estatísticos de produção de poços estudados na Zona B – rio Piquiri.

Quadro 7. Distribuição percentual das vazões dos poços na Zona B - rio Piquiri.

VAZÃO (m ³ /h) DISTRIBUIÇÃO PERCENTUAL (%)													
< 1	1 - 5	5 - 10	10 -15	15 - 20	20 - 25	25 - 30	30 - 35	35 - 40	40 - 45	45 - 50	50 - 55	55 - 60	> 60
10,53	7,02	12,28	12,28	7,02	7,02	3,51	8,77	3,51	1,75	3,51	3,51	7,02	12,27

Fonte: ROSA FILHO *et al.* (1987).

Com 57 poços estudados, a Zona B, correspondente à bacia hidrográfica do rio Piquiri, tem um potencial hidrogeológico elevado, com vazão média de 27 m³/h e entrada d'água em

torno dos 70 m e máxima de 90 m, raramente até 150 m. Vazões em torno da média são comuns até 90 m de profundidade, baixando para valores em torno de 15 m³/h abaixo dela.

O comportamento do basalto na zona do rio Piquiri reflete-se na Tabela 4, cujos dados indicam uma probabilidade superior a 50% de se obter produtividades superiores 20 m³/h. Isto significa que 1 em cada 2 poços tende a apresentar vazões desta ordem, mas existe uma grande homogeneidade de distribuição de valores em todos os intervalos considerados, dentro desta zona hidrogeológica (ROSA FILHO *et al.* 1987). O Quadro 8 apresenta os dados estatísticos de produção dos poços estudados na Zona C – rio Paraná.

Quadro 8. Distribuição percentual das vazões dos poços na Zona C - rio Paraná.

VARIAÇÃO DAS VAZÕES - DISTRIBUIÇÃO PERCENTUAL														
< 1 m ³ /h	1-5	5-10	10-15	15-20	20-25	25-30	30-35	35-40	40-45	45-50	50-55	55-60	60-65	> 65
8,57%	8,57	2,86	17,14	17,14	5,71	11,43	8,57	2,86	2,86	2,86	2,86	2,86	2,86	8,57

Fonte: ROSA FILHO *et al.* (1987).

Com 36 poços estudados, esta zona apresenta o maior potencial hidrogeológico e é, de fato, a mais produtiva do Terceiro Planalto, com vazão média de 35 m³/h e entrada d'água no intervalo de 90 a 110 m de profundidade, raramente até 170 m. Vazões em torno da média são comuns até 90 m de profundidade, baixando para valores em torno de 15 m³/h abaixo dela. A grande produtividade desta região é atribuída à combinação de zonas de basalto vesicular com denso fraturamento tectônico, responsável pela alta permeabilidade e fácil circulação da água subterrânea. Em Toledo, um poço apresenta uma vazão de 225 m³/h.

O comportamento do basalto na zona do rio Paraná reflete-se na tabela acima, cujos dados indicam uma probabilidade superior a 50% de se obter produtividades superiores 20 m³/h. Isto significa que 1 em cada 2 poços tende a apresentar vazões desta ordem e existe uma probabilidade em torno de 55% de se obter vazões na faixa de 10 a 35 m³/h, dentro desta zona hidrogeológica. O Quadro 9 apresenta os dados estatísticos de produção dos poços estudados na Zona D – rio Ivaí.

Quadro 9. Distribuição percentual das vazões dos poços na Zona D - rio Ivaí.

VARIAÇÃO DAS VAZÕES - DISTRIBUIÇÃO PERCENTUAL												
< 1m ³ /h	1 - 5	5 - 10	10 -15	15 - 20	20 - 25	25 - 30	30 - 35	35 - 40	40 - 45	45 - 50	> 50	
11,11 %	11,11	16,67	14,82	5,55	1,85	7,41	3,70	14,82	5,55	1,85	5,55	

Fonte: ROSA FILHO *et al.* (1987).

Com 54 poços estudados, esta zona apresenta o maior potencial hidrogeológico e é, de fato, a mais produtiva do Terceiro Planalto, com vazão média de 21 m³/h e entrada d'água no intervalo de 30 a 90 m de profundidade, raramente até 150 m. Vazões em torno da média são

comuns até 90 m de profundidade, chegando às vezes a 30 m³/h, mas decaem para valores em torno de 1 m³/h abaixo dela. A produtividade desta região é atribuída à presença local de denso fraturamento tectônico, responsável pela alta permeabilidade e fácil circulação da água subterrânea. Fora destas zonas, entretanto, as vazões decaem fortemente.

O comportamento do basalto na zona do rio Ivaí reflete-se na tabela acima, cujos dados indicam uma probabilidade em torno de 80% de se obter produtividades superiores a 5 m³/h. Isto significa que 3 em cada 4 poços tendem a apresentar vazões desta ordem, embora não exista probabilidade de se obter vazões superiores a 55 m³/h, dentro desta zona hidrogeológica. O Quadro 10 apresenta os dados estatísticos de produção dos poços estudados na Zona E – rios Pirapó e Paranapanema.

Quadro 10. Distribuição percentual das vazões dos poços na Zona E - rios Pirapó e Paranapanema.

VARIAÇÃO DAS VAZÕES - DISTRIBUIÇÃO PERCENTUAL													
< 1m ³ /h	1 - 5	5 - 10	10 -15	15 - 20	20 - 25	25 - 30	30 - 35	35 - 40	40 - 45	45 - 50	50 - 55	55 - 60	> 60
5,55 %	11,11	11,11	5,55	11,11	5,55	5,55	5,55	11,11	5,55	5,55	5,55	5,55	5,55

Fonte: ROSA FILHO *et al.* (1987).

Com 18 poços estudados, esta zona apresenta o potencial hidrogeológico mais homogêneo do Terceiro Planalto, com vazão média de 27 m³/h e entrada d'água no intervalo de 30 a 70 m de profundidade, raramente até 130 m. A grande produtividade desta região é atribuída à combinação de zonas de basalto vesicular com denso fraturamento tectônico, responsável pela alta permeabilidade e fácil circulação da água subterrânea.

O comportamento do basalto na zona dos rios Pirapó e Paranapanema reflete-se na tabela acima, cujos dados indicam uma distribuição bastante uniforme de probabilidades em todas as faixas de produtividade, exceto acima de 65 m³/h. O Quadro 11 apresenta os dados estatísticos de produção dos poços estudados na Zona F – rio Paraná.

Quadro 11. Distribuição percentual das vazões dos poços na Zona F - rios Tibagi e Cinzas.

VARIAÇÃO DAS VAZÕES - DISTRIBUIÇÃO PERCENTUAL							
< 1 m ³ /h	1 - 5	5 - 10	10 -15	15 - 20	20 - 25	25 - 30	> 30
20%	10%	15%	15%	10%	15%	15%	-

Fonte: ROSA FILHO *et al.* (1987).

Com 20 poços estudados, esta zona apresenta uma vazão média de 14 m³/h e atinge um máximo de 40 m³/h, o que a caracteriza como intermediária na faixa de produtividade dos aquíferos do Terceiro Planalto Paranaense. Onde as fraturas tectônicas se associam a zonas vesiculares do basalto, as vazões chegam a ultrapassar os 20 m³/h. A profundidade média das entradas d'água está em torno de 70 m e atinge um máximo de 130 m. Abaixo dos 90 m não existem vazões medidas acima de 20 m³/h.

O comportamento do basalto na zona dos rios Tibagi e Cinzas reflete-se na tabela acima, cujos dados indicam uma probabilidade superior a 60% de se obter produtividades inferiores 15 m³/h. Não existe probabilidade de se obter vazões superiores a 30 m³/h, dentro desta zona hidrogeológica.

Água mineral

BIAGINI e SANTOS (1990) efetuaram um levantamento das análises de amostras de águas minerais, executadas pelo TECPAR no estado do Paraná, de 1944 a 1989, registrando os seguintes resultados:

- g) Foram analisadas 148 amostras provenientes de fontes distribuídas em todo o território paranaense;
- h) Do total de amostras analisadas, 31% ou 46 amostras localizam-se no Terceiro Planalto Paranaense, domínio geomorfológico da Formação Serra Geral;
- i) Das amostras provenientes dos terrenos basálticos, as classificadas como alcalino bicarbonatadas aparecem em 34 amostras (73,91%), as alcalino terrosas em 13 amostras (28,26%) e as sulfurosas em 11 amostras (23,91%);
- j) O total de amostras excede a 100% porque parte delas classificam-se como bicarbonatadas e sulfurosas;
- k) Uma amostra classifica-se como cloretada e outra como água mineral mista;
- l) Os municípios representados nesta amostragem são Laranjeiras do Sul, com 5 amostras cada; Guarapuava e Mangueirinha, com 4 amostras; Foz do Iguaçu, Iretama e Bandeirantes, com 3 amostras; Pato Branco, Verê, Assaí, Londrina, Jacarezinho e Palotina, com 2 amostras; Marechal Cândido Rondon, Medianeira, Santa Terezinha do Itaipu, Santo Antônio da Platina, Jataizinho, Ribeirão Claro, Ivaí, Bituruna, Astorga, Bom Sucesso, Palmas, Doutor Camargo, Engenheiro Beltrão, Coronel Vivida e Barbosa Ferraz, com uma amostra.

O Quadro 12 sintetiza informações compiladas por LICHT e CRUZ (2000) sobre as fontes de água mineral cadastradas no DNPM, naquele ano, localizadas sobre terrenos basálticos do Paraná.

Quadro 12. Fontes de águas minerais cadastradas no DNPM, no Terceiro Planalto Paranaense, segundo LICHT e CRUZ (2000).

Empresa (1)	Mina (1)	Água (2)
Preciosa Empresa Miner. Ltda.	Foz do Iguaçu	Alcalino-terrosa fluoretada
Mineropar	Candói	Alcalina bicarbonatada
Água Mineral Timbú	Almirante Tamandaré	Alcalino-terrosa
Água Mineral Primavera	Doutor Camargo	Alcalino-terrosa
Banestado S.A.	Almirante Tamandaré	Alcalino-terrosa
Mocelin & Cia. Ltda.	Campo Largo	Alcalino-terrosa
Água Mineral Itaipu	Missal	Fluoretada
Água Mineral Maceratti Ltda.	Apucarana	Potável de mesa
Água Mineral Rolândia Ltda.	Rolândia	Potável de mesa
Águas Minerais Lon-Rita	Londrina	Potável de mesa
Água Mineral Ativa Ltda.	Cornélio Procópio	Sulfurosa
Estância Hidromineral Verê Ltda.	Verê	S.d.
Júlia Adam Empr. Min. Águas Ltda.	Campo Mourão	S.d.

Fontes: (1) DNPM; (2) Secretaria de Estado da Saúde do Paraná.

Pó de basalto para rochagem

Rochagem é a incorporação de rochas e minerais ao solo, quando empobrecido ou lixiviado pela prática agrícola, tendo em vista a recuperação da fertilidade, na qual a calagem e a fosfatagem representam casos particulares (THEODORO, 2001). Embora pouco conhecida na agricultura brasileira, a rochagem permite a correção de várias deficiências nutricionais de solos tropicais exauridos e intemperizados. As rochas ígneas, entre elas o basalto, formadas por diversos minerais silicatados, representam uma rica reserva destes nutrientes, que estão disponíveis no solo ainda fértil. A aplicação do pó de rocha tem as seguintes vantagens:

- e) lenta liberação de nutrientes e baixo risco de lixiviação;
- f) equilíbrio trofobiótico no fornecimento dos nutrientes;
- g) economia de mão-de-obra e custos operacionais;
- h) não acidifica nem saliniza o solo, corrigindo o pH;
- i) evita a absorção de luxúria, no caso do potássio e do fósforo;
- j) diminui fixação do fósforo, inclusive pela presença de sílica;
- k) excelente fonte de micronutrientes essenciais;
- l) a matéria-prima é fácil de ser explorada e encontra-se distribuída em amplas regiões do país.

KAVALERIDZE (1978) foi pioneiro no Brasil ao recomendar o uso de basalto moído na recuperação do solo. MOTTA e FEIDEN (1992, 1993) estudaram o pó de basalto de procedência paranaense, constatando que a aplicação de 40 t/ha foi suficiente para elevar o fósforo disponível do nível muito baixo para suficiente, correspondendo a uma adubação corretiva. CRISTAN (2002) utilizou pó de basalto em granulometria grossa e, posteriormente, com 55% de finos sobre solo arenoso e de baixa fertilidade, em um pomar de pêras, na cidade de Ribeirão Bonito (SP), com resultados aprovados do ponto de vista agrônomo. Após pesquisas realizadas em hortas de Piracicaba (SP), KIEHL (2002) passou a recomendar utilizar 50 a 100 toneladas de pó de basalto por hectare, em solos empobrecidos, para recuperar a sua fertilidade.

Para THEODORO (op.cit.) a redescoberta e readaptação da antiga prática de rochagem pode-se configurar como uma tecnologia alternativa capaz de auxiliar na recuperação e na conservação dos solos, além de reduzir ao mínimo o uso de produtos químicos, especialmente aqueles incorporados em formas altamente solúveis, como é o caso das formulações NPK de adubos agrícolas.

Segundo KNAPIK (1987, 2005), os adubos químicos de alta solubilidade desenvolvidos nas condições edafoclimáticas do clima temperado, são inadequados às nossas condições. Os solos temperados possuem uma maior capacidade de retenção de nutrientes (maior capacidade de troca de cátions – CTC) em função das características de suas argilas e seu maior teor de matéria orgânica. Os solos brasileiros em geral, inclusive do território paranaense, possuem baixa capacidade de retenção de nutrientes e o regime hídrico regional intensifica a sua lixiviação. Portanto, o uso de adubos minerais de alta solubilidade tem baixa eficiência e a lixiviação dos nutrientes pode causar grandes impactos ambientais. Desta maneira, o uso de rochas moídas de baixa solubilidade torna-se mais adequado às nossas condições edafoclimáticas. A lixiviação de nutrientes é muito pequena e a solubilização é feita pela ação de ácidos orgânicos e H^+ produzido pelas plantas e microrganismos. O pó de

basalto também tem como característica o equilíbrio natural de macro e micronutrientes, que promove um melhor balanceamento nutricional na cultura.

Conforme enfatiza THEODORO (op.cit.), a vantagem do pó de basalto está no baixo custo de produção, porque o único processo requerido para obtenção do fertilizante é o de cominuição (britagem ou moagem), para possibilitar a disponibilização mais rápida dos nutrientes. Entretanto, KNAPIK (op.cit.) recomenda o acompanhamento científico dos experimentos, pois nem todos os solos respondem de maneira semelhante à aplicação do pó de basalto, e o manejo adequado dos solos é muito importante para a garantia de resultados efetivos.

KNAPIK (op.cit.) relata diversos experimentos agronômicos realizados em municípios catarinenses e paranaenses, no período de 1987 a 2006, com as seguintes culturas: rabanete, soja, pessegueiro bravo, morango e adubação verde. A curva granulométrica do pó utilizado pelo pesquisador de União da Vitória é apresentada no Quadro 13. Com 53,91% do material passante na malha 80 e 49,60% abaixo da malha 250, verifica-se que a composição granulométrica do pó é formada essencialmente por silte e areia fina. A obtenção desta curva granulométrica requer o uso de moinho de bolas a seco para cominuição de pedrisco de basalto, este produzido por redução em britador de martelo.

Em experimento com rabanetes, realizado em Blumenau (SC), foram instalados 8 tratamentos, com três repetições, sendo cada repetição um canteiro de 1,5 m de largura por 7 m de comprimento. Os tratamentos aplicados foram os seguintes: testemunha; 100 g de adubo químico (4-14-7) por m²; 2 kg de esterco por m²; 2 kg de esterco +100 g de adubo químico (4-14-7) por m²; 0,6 kg de pó de basalto por m²; 1,2 kg de pó de basalto por m²; 2,4 kg de pó de basalto por m²; e 4,8 kg de pó de basalto por m². A avaliação foi realizada com a colheita de 21 rabanetes de cada canteiro, que foram pesados com e sem as folhas. Analisando o peso dos rabanetes, sem considerar as folhas, verifica-se que o tratamento com 4,8 kg de pó de basalto por m² produziu rabanetes 83% mais pesados que os produzidos na testemunha, e 63% mais pesado que no tratamento com adubação química.

Quadro 13. Distribuição granulométrica do pó de basalto utilizado por KNAPIK (2005) em experimentos agronômicos.

Malhas (TYLER)	Abertura (mm)	% Peso	% Acumulada acima	% Acumulada abaixo
8	2,360	0,45	0,45	99,55
14	1,180	7,08	7,53	92,48
42	0,355	26,38	33,90	66,10
80	0,180	12,19	46,09	53,91
170	0,090	2,05	48,14	51,86
250	0,063	2,26	50,40	49,60
325	0,044	2,99	53,39	46,61
400	0,036	1,92	55,31	44,69
500	0,028	3,55	58,86	41,14
635	0,020	5,51	64,37	35,63
	0,010	10,75	75,12	24,88
	0,006	6,16	81,28	18,72
	0,003	6,80	88,08	11,92
	0,001	7,86	95,94	4,06

Um experimento com soja foi realizado no município de Paulo Frontin, em propriedade particular, dentro de uma área de 200 m², que foi dividida em quatro partes, nas quais foram aplicados os seguintes tratamentos: testemunha; 0,5 kg de pó de basalto por m²; 2 kg de pó de basalto por m²; e 0,02 kg/m² de NPK na concentração de 2-20-20. O pó de basalto passou por processo de moagem em moinho de bolas. Para o NPK utilizou-se a formulação (2-20-20), na quantidade de 200 kg/ha, o que corresponde a 0,02 kg/m². Após a distribuição dos tratamentos na área, esta foi gradeada e em seguida semeado ervilhaca e aveia, visando formar uma adubação verde. A mesma foi incorporada ao solo em novembro de 2004, para então ser plantado soja em linhas. A colheita da soja e a coleta dos dados para avaliação foram realizadas em maio de 2005. Nesta ocasião, foram coletadas amostras de solo dos quatro locais de aplicação dos tratamentos, e enviadas ao Laboratório Físico Químico e Biológico de Florianópolis, para análise, juntamente com uma amostra de solo coletada anteriormente à aplicação dos tratamentos. O peso das sementes foi calculado utilizando-se três repetições, com 100 sementes cada, retiradas aleatoriamente do montante total de sementes de soja colhidas em cada tratamento. Essas amostras foram secas em estufa a 50°C por 72 horas. A média do peso de 100 sementes em cada tratamento indica que os maiores valores foram obtidos quando aplicado 2 kg/m² de pó de basalto. Na testemunha também se observou valor alto de peso de 100 sementes. No entanto, supõe-se que neste tratamento, devido a declividade do terreno e este se localizar na parte mais baixa, tenha recebido pó de basalto por lixiviação dos tratamentos onde esse foi aplicado. O tratamento com NPK obteve os menores pesos de 100 sementes. Esse tratamento pode ter sido prejudicado pela estiagem verificada nos primeiros meses deste ano.

Em outro experimento, realizado no município de Porto União (SC), também em propriedade particular, foi adicionada 1 tonelada por hectare, em duas etapas. No restante da propriedade, foi realizado plantio convencional da soja. Cinco meses após, foram colhidos 10 pés de soja nas duas áreas, ou seja, na área onde foi utilizado apenas pó basalto, e em área de plantio convencional. Os pés de soja foram eleitos de maneira sistemática, sendo escolhida uma única linha central, e nesta colhida a cada quinta planta. O peso das sementes foi calculado utilizando-se três repetições com 100 sementes cada, retiradas aleatoriamente do montante total de sementes de soja colhidas em cada tratamento. Essas amostras foram secas em estufa a 50°C por 72 horas. Os resultados indicaram que em área de plantio de soja utilizando-se apenas pó de basalto, obteve-se 12% a mais de peso seco das sementes, do que em sementes de plantas colhidas em plantio de soja convencional.

Um experimento com mudas de pessegueiro-bravo (*Prunus sellowii*) foi desenvolvido em viveiro da Embrapa Florestas, no município de Colombo (KNAPIK, 2005). Os tratamentos consistiram em quatro diferentes composições de adubações: sem adubação; adubação mineral NPK; adubação mineral NPK acrescida de micronutrientes; e pó de basalto. Para os tratamentos com adubação mineral foi calculada por m³, constituída de: 750 g de sulfato de amônio, 1667 g de superfosfato simples, 167 g de cloreto de potássio e 150 g de “fritas” – coquetel de micronutrientes (adicionado dependendo do tratamento). O experimento foi disposto em blocos ao acaso, com seis repetições, tendo oito plantas úteis por parcela. A avaliação final ocorreu 120 dias após a emergência das sementes. Foi realizada a análise de acúmulo de nutrientes foliares. Para cada tratamento foi constituída uma amostra composta, a qual foi preparada com folhas de 8 mudas por tratamento.

Analisando os teores de nutrientes encontrados nas folhas de mudas nas diferentes adubações, os maiores valores de N, P, K, Ca, Mg, B, Fe e Mn foram encontrados nas mudas produzidas na adubação com pó de basalto. As mudas que receberam o respectivo tratamento obtiveram menor crescimento das variáveis biométricas do que mudas que receberam “adubação mineral NPK” e “adubação mineral NPK acrescida de micronutrientes”. Foi

observado que, quando adicionado pó de basalto, além de maiores quantidades de Ca e Mg, o que já era esperado, também houve melhor absorção de N e P pelas folhas de *Prunus sellowii*. O fator que pode ter favorecido esse quadro é justamente as maiores quantidades de cálcio proporcionadas pelo pó de basalto (FAQUIN, 1994; DEICHMANN, 1967; VOGTMANN e WAGNER, 1987).

Em propriedade particular no município de Porto União (SC), foi feito acompanhamento de uma plantação de morangos, onde foi aplicado pó de basalto em alguns canteiros, em substituição ao calcário. Nessa área foram plantados 10 canteiros, cada qual com 0,90 m de largura por 24 m de comprimento. Nos cinco primeiros canteiros foram adicionados 1,2 Kg de pó de basalto por m². E nos outros dois foram misturados cerca de 2,3 Kg de calcário por m². A incorporação do esterco juntamente ao solo e pó de basalto ou calcário, foi realizada em 15 de março de 2005. Para os fins de avaliação preliminar, foram coletadas duas amostras de folhas de morango, sendo a primeira retirada aleatoriamente nos canteiros com pó de basalto, e a segunda amostra, nos canteiros com calcário. Essas amostras foram analisadas na Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, da USP, para análise dos macro e micronutrientes presentes nas folhas. Foi observado que as folhas de morango, quando plantadas com pó de basalto, absorveram quantidades maiores de macronutrientes como o fósforo (P), potássio (K), cálcio (Ca), magnésio (Mg) e enxofre (S), além de micronutrientes como o boro (B), ferro (Fe), manganês (Mn) e zinco (Zn).

Outro experimento com morangos foi realizado no município de Rio Azul, onde foram utilizados canteiros de 0,60 m de largura por 5 m de comprimento, onde foram plantadas 40 mudas em fileira dupla. Destas, foram consideradas 10 plantas úteis por canteiro para fins de avaliação, sendo escolhidas mudas localizadas no centro do canteiro, alternadas nas duas fileiras. Os tratamentos consistiram em cinco diferentes composições de adubações: testemunha; húmus de minhoca; pó de basalto; húmus de minhoca e pó de basalto; e adubação mineral NPK. Para a adubação química, utilizou-se a formulação 5:15:10, sendo aplicado cerca de 166 g por m². Os tratamentos foram aplicados nos canteiros, que permaneceram expostos por 37 dias, após os quais foram cobertos com plástico preto, e plantadas as mudas de morango. A irrigação nos canteiros foi realizada por gotejamento, sendo os canos localizados em baixo do plástico preto. Todos os canteiros receberam cobertura plástica individual. A avaliação foi realizada em quatro coletas em dias alternados, a partir das quais a produção de morangos totalizou no período de uma semana. As variáveis analisadas foram a quantidade e o peso de morangos por repetição. Dos tratamentos com formulações não químicas, o tratamento somente com pó de basalto foi o que promoveu os maiores pesos, com 12,4% a mais que a testemunha. O tratamento apenas com pó de basalto proporcionou os maiores valores de nitrogênio (N) nas folhas de morangueiro. Visto a rocha não fornecer este nutriente, sugere-se que a maior quantidade de Cálcio (Ca) esteja envolvida no metabolismo do N, como afirma FAQUIN (op.cit.).

Outro experimento foi conduzido, para teste de biomassa em adubação verde, em área de produção de agricultura familiar no município de Cruz Machado. As espécies de adubo verde de inverno utilizadas no coquetel foram Aveia Preta (*Avena strigosa*), Tremoço (*Lupinus albus* L.), Ervilhaca comum (*Vicia sativa* L.), Ervilhaca peluda (*Vicia villosa* Roth) e Espérgula (*Spergula arvensis*), plantadas em parcelas de 200 m². O pó de basalto foi aplicado a lanço em área total. Depois de semeado o coquetel de adubação verde de inverno a lanço foi passada a grade niveladora para incorporação do pó de basalto e das sementes ao solo. A avaliação da fitomassa da parte aérea foi realizada 133 dias após o plantio. Em cada parcela foram avaliadas cinco amostras de um metro quadrado, coletadas e pesadas separadamente, totalizando uma aérea de amostragem de cinco metros quadrados por parcela. As amostras coletadas foram acondicionadas em sacos de papel secadas em estufa com

temperatura de 70°C até peso constante. Os resultados mostram que o uso do pó de basalto aumenta a produção de biomassa da adubação verde, o que aponta para o potencial da utilização do pó de basalto associado ao manejo de adubação verde.

Foi realizado um acompanhamento em área com cultura de soja, no município de Porto União (SC). Em uma área de 1,35 ha, foram espalhados 5 toneladas de pó de basalto em julho de 2006, o que corresponde a quantidade de 3,5 t/ha. No restante da propriedade, o agricultor cultivou a soja de maneira convencional. Em toda a área foi deixado crescer uma adubação verde composta por azevem. No momento de plantar a soja, na área de 1,35 há onde foram distribuídos o pó de basalto antes do cultivo da adubação verde, o agricultor resolveu dividi-la em três partes. Na primeira, manteve apenas o pó de basalto adicionado inicialmente. Na segunda parte acrescentou 4 sacos/ha de potássio por cobertura. E na terceira parte, acrescentou 4,5 sacos/ha de fosfato natural espalhado junto na plantadeira, e pulverizou com 4 sacos/ha de potássio. Segundo o agricultor, a soja desenvolveu melhor na área onde foi adicionado pó de basalto na adubação verde, fosfato natural no momento do plantio da soja e ainda acrescido de potássio por cobertura. E na área onde foi incorporado apenas o pó de basalto, a soja desenvolveu menos que em área com adubação convencional.

Outra pesquisa com soja foi realizada no município de Paulo Frontin. Em uma área de 1 ha foi semeado soja, e distribuído 2,7 t de pó de basalto em linhas através da semeadeira. O restante da propriedade o agricultor plantou soja de maneira convencional, utilizando 0,02 kg/m² de NPK na concentração de 2-20-20. A colheita da soja e a coleta dos dados para avaliação foram realizadas em abril de 2007. Nesta ocasião, foram colhidos 10 pés de soja nas duas áreas, ou seja, na área onde foi utilizado apenas pó basalto, e em área de plantio convencional. Os pés de soja foram eleitos de maneira sistemática, sendo escolhida uma única linha central, e nesta colhida a cada quinta planta. As sementes de cada pé de soja foram retiradas e acondicionadas em sacos de papel separadamente. Essas amostras foram secas em estufa a 50°C por 72 horas. Como avaliação, procedeu-se a contagem das vagens e sementes de cada pé de soja, e peso das sementes. Também foi calculado o peso de 100 sementes. A soja plantada com pó de basalto obteve 1,8% mais peso que a plantada em cultivo convencional com NPK.

Solo agrícola

De acordo com BHERING e SANTOS (2008), o Terceiro Planalto Paranaense subdivide-se em dois compartimentos geomorfológicos, no que diz respeito à cobertura de solo:

- um compartimento formado por interflúvios amplos, suavizados e de alta estabilidade, onde predominam os Latossolos e Nitossolos de maior profundidade, inclusive Terras Roxas Estruturadas;
- um segundo compartimento representado pelas bacias hidrográficas, nas quais Neossolos Regolíticos e Nitossolos, menos abundantemente os Neossolos Litólicos, predominam sobre terraços aluviais e terrenos dissecados.

As características básicas das classes de solos desenvolvidas sobre o substrato rochoso da Formação Serra Geral são apresentadas a seguir, segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006).

Latossolos. São solos minerais, não-hidromórficos, apresentando cor vermelho-escura tendendo à arroxeadá, o que justifica a denominação tradicional de terras roxas. Na sua maioria, são eutróficos com ocorrência menos frequentes de distróficos e raramente álicos.

Quando comparadas aos latossolos, as terras roxas apresentam maior potencial de resposta às adubações, consequência de sua capacidade de troca de cátions (CTC) mais elevada. Apresentam horizonte B textural, caracterizado mais pela presença de estrutura em blocos e cerosidade do que por grandes diferenças de textura entre os horizontes A e B. A textura varia de argilosa a muito argilosa e são bastante porosos (normalmente a porosidade total é superior a 50%). Uma característica peculiar é que esses solos, como os Latossolos Roxos, apresentam materiais que são atraídos pelo ímã. Seus teores de ferro (Fe_2O_3) são elevados (superiores a 15%).

Nitossolos. São constituídos por material mineral, com horizonte B nítico (reluzente) de argila de atividade baixa, textura argilosa ou muito argilosa, estrutura em blocos subangulares, angulares ou prismática moderada ou forte, com superfície dos agregados reluzente, relacionada a cerosidade e/ou superfícies de compressão. São profundos, bem drenados, de coloração variando de vermelho a brunada. São, em geral, moderadamente ácidos a ácidos, com baixa a alta saturação por bases, às vezes álicos, de composição caulínico-oxídica e por conseguinte com argila de atividade baixa. Nesta classe se enquadram solos que foram classificados, na maioria, como Terra Roxa Estruturada, Terra Bruna Estruturada e alguns Podzólicos Vermelho-Escuros e Podzólicos Vermelho-Amarelos.

Terras roxas estruturadas. Compreendem solos de grande importância agrícola. As eutróficas são de elevado potencial produtivo, e as distróficas e álicas respondem bem à aplicação de fertilizantes e corretivos. São solos em estágio avançado de intemperização, muito evoluídos, como resultado de enérgicas transformações no material constitutivo, salvo minerais pouco alteráveis. São virtualmente destituídos de minerais primários ou secundários menos resistentes ao intemperismo, e têm capacidade de troca de cátions baixa, comportando variações desde solos predominantemente caulínicos até solos oxídicos. São normalmente muito profundos, sendo a espessura do *solum* raramente inferior a um metro. Têm sequência de horizontes A, B, C, com pouca diferenciação de horizontes, e transições normalmente difusas ou graduais.

Em distinção às cores mais difusas do horizonte A, o horizonte B tem aparência mais viva, as cores variando desde amarelas ou mesmo bruno-acinzentadas até vermelho-escuro-acinzentadas, dependendo da natureza, forma e quantidade dos constituintes - normalmente óxidos e hidróxidos de ferro - segundo condicionamento de regime hídrico e drenagem do solo, dos teores de ferro na rocha de origem e se a hematita é herdada dele ou não. De um modo geral, os teores da fração argila no *solum* aumentam gradativamente com a profundidade, ou permanecem constantes ao longo do perfil. Tipicamente, é baixa a mobilidade das argilas no horizonte B, ressalvados compartimentos atípicos, de solos desenvolvidos de material arenoso quartzoso, de constituintes orgânicos ou com pH positivo ou neutro. São, em geral, solos fortemente ácidos, com baixa saturação por bases, excepcionalmente com média e até alta saturação por bases, encontrados geralmente em zonas que apresentam estação seca pronunciada, semi-áridas ou não, como, também, em solos formados a partir de rochas básicas.

O Membro Toledo, da Formação Cascavel, e o Membro Flor da Serra, da Formação Barracão, constituem o substrato rochoso sobre o qual se desenvolveram as maiores extensões de terra roxa estruturada do Sul do Brasil. As relações genéticas entre estas variedades de basalto e a terra roxa são desconhecidas, por falta de estudos adequados, mas é possível que o controle seja indireto. Isto significa dizer que os derrames tabulares condicionaram a formação dos extensos planaltos de Cascavel, Campo Mourão e Campo Erê, propícios ao desenvolvimento de perfis profundos de alteração, e que o maior enriquecimento em Fe

nesses basaltos favoreceu a concentração de teores mais elevados desse metal na cobertura de solo.

Neossolos. São constituídos por material mineral ou orgânico pouco espesso e com pouca expressão dos processos pedogenéticos em consequência da baixa intensidade da atuação destes processos, que não conduziram, ainda, a modificações expressivas do material originário, de características do próprio material, pela sua resistência ao intemperismo ou composição química, e do relevo, que podem impedir ou limitar a evolução destes solos. São constituídos por material orgânico com menos de 30 cm de espessura, não apresentando qualquer tipo de horizonte B diagnóstico. Alguns solos têm horizonte B com fraca expressão dos atributos (cor, textura ou acumulação de minerais secundários e/ou colóides), não se enquadrando em qualquer tipo de horizonte diagnóstico. Nesta classe estão incluídos os solos que foram reconhecidos como Neossolos Regolíticos, Litossolos, Solos Litólicos, Regossolos, Solos Aluviais e Areias Quartzosas.

Dois levantamentos realizados pela Embrapa (FARIAS, 2011; GOMES, 2011), respectivamente nos municípios de Cambé e Bela Vista do Paraíso, fornecem dados mais detalhados sobre os tipos de solos que recobrem as rochas do Grupo Serra Geral.

Em ambos os municípios, ocorrem latossolos, nitossolos, neossolos litólicos e regolíticos. Os latossolos predominam nas encostas moderadamente dissecadas com vertentes convexas, na forma de latossolo vermelho (LV), com duas subclasses - latossolo vermelho distroférico (LVdf) e latossolo vermelho eutroférico (LVef). Os latossolos vermelhos apresentam teores de Fe_2O_3 de pelo menos 18% (dosado com abertura por H_2SO_4) e mais de 36 dag kg^{-1} (decagramas de óxido por quilograma de solo), nos primeiros 100 cm de horizonte B. Os nitossolos vermelhos distribuem-se sobre as encostas com declividades maiores do que 17° e com perfil côncavo em planta (vertentes convergentes). Os neossolos, tanto litólicos quanto regolíticos, limitam-se aos topos de relevo e às vertentes com perfil convexo em planta (vertentes divergentes), onde são mais frequentes os afloramentos de rocha. Nas planícies aluviais, ocorrem gleissolos e cambissolos.

Quanto ao potencial agrícola, os latossolos vermelhos constituem as terras férteis mais abundantes do Terceiro Planalto, cujas características estruturais e geomorfológicas motivam a exploração integral das suas áreas de ocorrência. Os nitossolos apresentam grande suscetibilidade à erosão, devido à estrutura prismática, menor espessura de *solum* e associação com declividades acima de 17° , o que dificulta a mecanização. Os neossolos são impróprios para agricultura extensiva, mas podem ser aproveitados para culturas artesanais e são, na prática, preferidos para o cultivo de pastagens. Os gleissolos e cambissolos de planícies aluviais são impróprios para a agricultura extensiva, devido aos baixos teores de oxigênio disponível, por efeito da saturação hídrica.

8.3 - Intrusivas Alcalinas

No Mesozóico, as atividades tectono-magmáticas originaram o extenso magmatismo basáltico reativando o Arco de Ponta Grossa, representado por denso enxame de diques de diabásio, diorito, diorito pórfiro e quartzo-diorito. A relação entre o arqueamento e o aparecimento de fraturas crustais paralelas, preenchidas por diques básicos, demonstra que as mesmas condições poderiam propiciar um eventual alojamento de corpos intrusivos

alcalinos. Na Folha de Cerro Azul, é visível o alinhamento noroeste das intrusivas alcalinas, paralelo ao Arco de Ponta Grossa.

A província alcalina de Cerro Azul compreende dezenas de corpos onde os que mais se destacam são os maciços de Tunas (sienitos, nordmarkitos e pulaskitos), Banhadão (sienitos nefelínicos e fonólitos), Mato Preto (fonólitos e tinguaítos), Itapirapuã (sienitos nefelínicos, no estado de São Paulo), Barra do Itapirapuã (carbonatitos) e Sete Barras (fonólitos).

Recursos Minerais

Fluorita. SILVA, FELIPE e PONTES (1981) descreveram as mineralizações de fluorita das intrusões de Mato Preto e Barra do Itapirapuã, ambas no município de Cerro Azul. A primeira constitui uma jazida com reserva considerável e teor médio de 50% de CaF_2 , bloqueada pela empresa Dupont, mas inviabilizada após a instalação da mina devido aos elevados teores de impurezas, principalmente enxofre e fósforo. Na Barra do Itapirapuã, a fluorita roxa e amarela ocorre em filonetes na borda leste do carbonatito, associada a quartzo, barita, sulfetos e minerais de terras raras, com teores médios de 15%.

Rocha ornamental. Em prospeção de semidetalhe com aplicação de reconhecimento geológico, amostragem de solos e cintilometria em malha regular, SILVA (1980) não detectou sobre o complexo alcalino de Tunas indícios de mineralizações interessantes, tais como fluorita, fosfatos e minerais metálicos. Os dados disponíveis indicam que os sienitos e rochas associadas prestam-se apenas para extração como rocha ornamental, como o valorizado *Verde Tunas*, e contêm depósitos secundários de argilas utilizáveis na indústria cerâmica.

Terras raras. Em projeto iniciado em 1980, SILVA (1984) avaliou o potencial econômico das mineralizações de apatita, fluorcarbonatos de terras raras, barita, fluorita, galena, esfalerita, nióbio, vermiculita e molibdênio no complexo carbonatítico da Barra do Itapirapuã, no município de Cerro Azul. A pesquisa resultou na cubagem de uma reserva equivalente a 2,1 milhões de toneladas de minérios complexos, com apatita e fluorcarbonatos de terras raras, com teor médio de 10% de P_2O_5 . Uma ocorrência subeconômica de vermiculita, com 200 x 40 m em superfície, foi também localizada, bem como indícios importantes de barita, fluorita, Nb, Pb e Zn.

8.4 - Grupo Bauru

Do Grupo Bauru, estão representadas no Mapa Geológico do Estado do Paraná as formações Caiuá, Santo Anastácio e Adamantina. Embora a unidade Caiuá tenha sido definida como grupo por FERNANDES e COIMBRA (1994), é mantida aqui a taxonomia original proposta por SOARES *et al.* (1979) porque é a que consta no Mapa Geológico do Estado do Paraná. A referência à redefinição desta unidade é feita dentro do texto a seguir.

8.4.1 - Formação Caiuá

A Formação Caiuá é representada pela cobertura sedimentar do vulcanismo basáltico, formada por arenitos friáveis, finos a médios, às vezes grosseiros, avermelhados e arroxeados,

com abundante estratificação plano-paralela e cruzada, de grandes *sets* planares. Menos frequentemente, os bancos areníticos de 1 a 5 m são internamente maciços. Localmente, intercalam-se leitos de argila. Na base, ocorre conglomerado polimítico com espessura de até 5 m, formado por seixos de arenito, calcedônia, coquina silicificada, ágata e basalto, em matriz areno-argilosa. A sua espessura máxima é de 250 m.

Em discussão sobre a origem da Formação Caiuá, FÚLFARO e BARCELOS (1993) 23 títulos publicados, de diferentes autores, com respectivas teorias sobre a idade e forma de deposição desta unidade estratigráfica pós-vulcanismo basáltico. Estes autores mencionam o registro feito por SOBREIRO NETO *et al.* (1981) da descoberta feita nos municípios de Estrela do Norte e Mairá de coquinas com moluscos da Formação Estrada Nova, de idade permiana. Trata-se de um evidente retrabalhamento de rochas mais antigas do que as vulcânicas, expostas durante o desenvolvimento de um rifte pós-mesozóico. FÚLFARO e BARCELOS (op.cit.) interpretam a sua idade como sendo do Cretáceo Médio, o ambiente tectônico de *rift* condicionado pela separação dos continentes sul-atlânticos e o ambiente sedimentar eólico, de caráter regionalmente transgressivo sobre as formações Adamantina, Marília e Itaqueri.

Em amostras coletadas em Porto Rosana e Nova Londrina, às margens dos rios Paraná e Paranapanema, CAMPOS (1985) determinou as seguintes propriedades físicas dos arenitos da Formação Caiuá: granulometria, densidade dos grãos, massa específica aparente seca, porosidades aparente e real, absorção d'água e saturação dos vazios. Os ensaios revelaram a predominância absoluta dos grãos grosseiros, com diâmetros entre 0,06 e 2,0 mm. Os dados confirmam a conhecida homogeneidade granulométrica da formação, cujas amostras acusaram de 70% a 97,5% de fração areia, predominando os valores na faixa de 82% a 90%. A densidade média dos grãos corresponde à do quartzo, mineral predominante nestas rochas, variando de 2,614 a 2,672 g/cm³. A massa específica aparente seca varia de 1,697 a 2,01 g/cm³, aumentando com a profundidade de coleta das amostras. A porosidade aparente varia de 21,06% a 30,24%, com a média de 23,10% e desvio padrão de 4,90%. A porosidade real varia de 27,75% a 36,37%, com uma média de 31,46% e desvio padrão de 4,11%. A absorção d'água varia de 5,91% a 17,36%, diminuindo com a profundidade das amostras devido ao empacotamento da rocha e a redução dos vazios, que variam de 51,68% a 91,24% nas 12 amostras analisadas no Laboratório Central da CESP, em Ilha Solteira. Posteriormente, GAMA e FRAZÃO (1990) submeteram amostras de testemunhos de sondagem, coletadas nas cabeceiras de uma ponte em construção sobre o rio Paraná, à determinação de composição mineralógica e granulométrica, massa específica, velocidade de propagação de ultra-som, compressão uniaxial e triaxial e tração indireta. O maciço situado à margem oriental mostrou comportamento elastoplástico, com propriedades mecânicas, coesão e ângulo de atrito interno típicos dos arenitos brandos. Quando confinado, este comportamento passou a elástico. As amostras coletadas junto ao rio Amambá mostraram comportamento elastoplástico e elastofrágil, com propriedades mecânicas que variam de rocha a solo.

FERNANDES e COIMBRA (1994) redefiniram a Formação Caiuá como grupo, constituído das seguintes formações: (a) Formação Santo Anastácio, com arenitos quartzosos muito finos a finos, maciços, localmente com estratificação plano-paralela ou cruzada de grande porte e baixo ângulo; (b) Formação Rio Paraná, com arenitos finos a muito finos, com estratificação cruzada de grande porte e alta maturidade textural e mineralógica; e (c) Formação Goio-Erê, com arenitos finos a muito finos, maciços ou com estratificação cruzada de pequeno a médio porte, de menor maturidade e frequente presença de cimentos e concreções carbonáticas. Trata-se de uma seqüência de depósitos eólicos, instalados na porção interna da Bacia Bauru. Os depósitos de origem fluvial e lacustre foram atribuídos ao Grupo Bauru, com as formações Adamantina, Marília e Uberaba.

FIDALSKI *et al.* (1995), engenheiros agrônomos do IAPAR e da EMATER, realizaram levantamento das práticas agrícolas utilizadas nas microbacias dos rios Inhacanga, em Altônia, e Cigarras, em Alto Paraná. Devido ao uso inadequado do terraceamento, os autores constataram a incidência de erosão moderada a severa nas zonas de lavoura permanente e erosão severa em sulcos nas zonas de pastagens e lavouras temporárias. Quando existentes os terraços mostram espaçamento ou muito pequeno ou muito grande, ambos frequentemente erodidos por falta de base suficiente ou por seccionamento produzido pelas trilhas de gado, respectivamente. Os autores recomendam o uso de terraceamento diferenciado no topo, nas encostas e nas baixadas, obedecendo a tabela de espaçamento para solos arenosos: pelo menos 12 passadas de trator de pneu e arado de 3 discos, com profundidade mínima de 40 cm. Esta prática foi adotada, a título de demonstração, em dez propriedades associadas à Comissão Municipal de Solos de Altônia, com resultados positivos quanto ao controle da erosão.

Recursos Minerais

Minerais industriais. Em 1991, mediante convênio firmado entre a MINEROPAR e a UEM, através do Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente - GEMA, STÉVAUX e FERNANDEZ (1991) revisaram dados e informações da literatura e fizeram levantamentos de campo, com mapeamento hidrogeoquímico em amostras de poços da SANEPAR. Desta forma, cobriram toda a área paranaense dos arenitos Caiuá, num total de aproximadamente 24.000 km². As demais formações do Grupo Bauru, denominadas Santo Anastácio e Adamantina, têm ocorrência muito restrita no Paraná e não foram avaliadas. Os autores identificaram potencial para arenitos calcíferos, areias industriais, argila caulínica, turfa e couraça ferruginosa. Os arenitos calcíferos foram detectados em poços da SANEPAR na região de Goio-Erê, mas sem informações suficientes para uma avaliação de potencial. As areias industriais mereceram o maior interesse nesta fase do projeto, com uma ocorrência estudada em Tuneiras do Oeste. Elas ocorrem, entretanto, generalizadamente na área de afloramento do Caiuá. Trata-se de depósitos alúvio-colúviais preenchendo voçorocas fósseis e cobertos por camadas de argila orgânica ou turfa. Os ensaios granulométricos e de bancada realizados confirmaram a sua utilidade para a fabricação de moldes de fundição. A sua composição química, com até 0,014% de óxidos de ferro, recomenda o seu uso na fabricação de vidro. Uma ocorrência de argila caulínica, entre Tuneiras do Oeste e Campo Mourão, acusou teores economicamente interessantes. Como o seu controle é essencialmente geomorfológico, os autores avaliam que é grande a possibilidade de que este modelo de jazida ocorra em outras áreas da Formação Caiuá. A turfa ocorre de forma muito restrita e sem interesse econômico. As couraças ferruginosas, ainda que possam interessar como material de empréstimo para obras de conservação de estradas vicinais, não podem ser extraídas sob pena de se provocar o agravamento do processo erosivo dos arenitos friáveis. Entretanto, como elas se estendem para cima das áreas de ocorrência de basaltos e contêm teores anômalos de vanádio, podem interessar como alvos de prospecção nestas áreas.

8.4.2 - Formação Santo Anastácio

Esta formação é constituída por arenitos finos a médios, menos de 15% de argila, com seleção regular. Recobrimento de óxido de ferro nos grãos empresta coloração tipicamente avermelhada a estas rochas. Calcedônia, concreções carbonáticas e feldspato são comuns, chegando a caracterizar arenitos subarcoseanos em certos locais. As camadas são maciças ou

com estratificação plano-paralela, sendo pouco comum a cruzada de grande porte e baixo ângulo. Lentes de arenitos argilosos e lamitos podem ser observados, geralmente com abundantes tubos de vermes e feições de bioturbação.

De espessura bastante variável, esta formação atinge cerca de 100 m em Centenário do Sul. O contato inferior é erosivo sobre a Formação Serra Geral e aparentemente transicional sobre o arenito Caiuá. A sua idade é atribuída ao Cretáceo Inferior, com origem fluvial meandrante a anastomosado, possivelmente por retrabalhamento do arenito Caiuá.

8.4.3 - Formação Adamantina

Esta unidade fecha a seqüência sedimentar cretácea no Estado do Paraná, com bancos de arenitos, arenitos lamíticos e lamitos arenosos. Os arenitos são muito finos e mal selecionados, com estratificação plano-paralela mal desenvolvida, bastante ricos em fração argilosa. Tubos de vermes são abundantes em toda a seção. Em direção ao topo da formação, os arenitos tornam-se mais bem selecionados e estratificados, inclusive com camadas cruzadas acanaladas e de pequeno porte. Pelotas de argilas, estruturas de corte e preenchimento, dobras convolutas e conglomerados intraformacionais caracterizam um ambiente de planície de inundação.

Com espessura máxima de 200 m, esta formação mostra contato aparentemente transicional com a anterior, podendo localmente recobrir derrames de basalto Serra Geral, em contatos erosivos. Rica em fósseis de difícil datação, esta formação também tem a sua idade atribuída ao Cretácio Superior, com origem em ambiente fluvial do tipo meandrante.

9 Terciário - Quaternário

9 - TERCIÁRIO - QUATERNÁRIO

9.1 - Formação Alexandra

Ocorrem na região de Alexandra, município de Paranaguá, depósitos de caráter continental, originados do intemperismo das rochas cristalinas da Serra do Mar. A sua base é arenosa ou rudácea, com arcósios, areia grossa, média e fina, seixos e cascalhos. Estes sedimentos intercalam-se em leitos decimétricos e grosseiramente gradacionais, isto é, com predominância progressiva da fração argilosa em direção ao topo da formação. BIGARELLA *et al.* (1959) estimaram uma espessura de pelo menos 30 m para esta unidade. A sua origem é considerada como sendo de leques aluviais, em bacia tectônica, nas fases finais da evolução da Serra do Mar.

9.2 - Formação Guabirota

O Cenozóico cartografado no Mapa Geológico do Estado, dentro da Bacia de Curitiba, corresponde ao conceito original de BIGARELLA e SALAMUNI (1962), sem incorporar a subdivisão posterior em formações Guabirota e Tinguis. O pacote superior da unidade, equivalente à Formação Tinguis, apresenta um conglomerado basal cuja composição indica a origem por erosão e retrabalhamento da sequência inferior, sob condições de clima árido. Estas condições foram responsáveis pela coloração avermelhada destes sedimentos, que são tipicamente mais grosseiros do que os anteriores.

Segundo estes autores, a Formação Guabirota é constituída por um pacote de sedimentos inconsolidados do Plioceno e Pleistoceno, possivelmente mais antigos, representados por camadas e lentes de argilas, arcósios, margas, areias e cascalhos que repousam discordantemente sobre as rochas do embasamento cristalino. Trata-se de uma sequência sedimentar formada em condições de clima árido, em bacia intermontana propícia à formação de leques aluviais, localmente retrabalhados por canais fluviais anastomosados e passando distalmente a depósitos do tipo *playa-lake*. Os tipos litológicos que constituem a formação são os seguintes:

- a) Argilitos e lamitos compactos e maciços, com grãos de areia esparsos, geralmente cinza-esverdeados a esbranquiçados. Localmente, podem ser distinguidas camadas individualizadas de argilitos, que assumem cores avermelhadas e rosadas quando intemperizados, chegando a ocorrer a formação de plintita e laterita. Nas porções centrais da bacia, os pacotes argilosos atingem até 80 m de espessura, contendo fração arenosa média a grosseira, de composição arcossiana.
- b) Lentes de arcósios e areias arcossianas, com 20-40% de feldspato caulinizado, bem como clastos de quartzo e quartzito, intercalam-se aos sedimentos mais finos, principalmente nas bordas da bacia. O caráter imaturo do sedimento é indicado pela textura variável, de muito fina a grosseira, e pela forma angular a subangular dos grãos. A matriz é argilosa ou silte-argilosa, eventualmente arenosa muito fina. As cores são predominantemente avermelhadas, tornando-se esbranquiçadas quando intemperizados.
- c) O pacote superior da unidade apresenta um conglomerado polimítico cuja composição indica a origem por erosão e retrabalhamento da sequência inferior, sob condições de clima árido. Estas condições foram responsáveis pela coloração

avermelhada destes sedimentos, que são tipicamente mais grosseiros do que os anteriores. Nas bordas oeste e sudoeste da bacia os clastos são predominantemente de quartzo e feldspato, em contraste com as bordas opostas, onde predominam granitos, migmatitos, diabásio. A textura é bastante variável, com os fragmentos de rocha variando de 2 a 5 cm, às vezes 10 cm, e a forma dos clastos varia de angular a subarredondada, com baixa esfericidade.

- d) Depósitos carbonáticos, interpretados como caliche, ocorrem em profundidades rasas da formação, constituindo bancos descontínuos de extensão lateral métrica, espessura centimétrica e cor esbranquiçada a creme. Podem ser maciços ou foliados. Vênulas de calcrete e silcrete recortam estes depósitos e as rochas encaixantes, preenchendo fraturas tectônicas e outras.

10 QUATERNÁRIO

10 - QUATERNÁRIO

10.1 - Sedimentos Recentes

Aluviões, depósitos de tálus, de fundo de baía e de mangues cobrem extensas áreas do território paranaense, com destaque para as seguintes, cartografadas no Mapa Geológico do Estado do Paraná:

- sobre o arenito Caiuá, ao longo dos rios Paraná, Ivaí, Xambrê e afluentes;
- em Castro, na bacia do rio Pirapó;
- em Curitiba, na bacia do Alto Iguaçu;
- no litoral, ao longo dos vales dos rios Nhundiaquara e Cacatu e ao longo das encostas inferiores da Serra do Mar.

São constituídos por sedimentos terrígenos inconsolidados, em grande parte silte e argila que formam depósitos coluviais, sem estruturas sedimentares, oriundos de deslizamentos de materiais, aparecendo também aluviões fluviais de caráter mais arenoso e leitos de cascalho em altitudes mais elevadas. Áreas de sedimentos flúvio-marinhos (manguezais) constituídos por silte e areia fina aparecem em extensos baixios, próximos dos talwegues, nos vales dos rios principais. Possuem idade holocênica.

Aos aluviões associam-se depósitos de várzea e de talude. Os primeiros são depósitos de sedimentos inconsolidados, de pequena espessura, aparecendo em áreas restritas ao longo de alguns rios, sendo constituídos por siltes e argilas, em parte turfosas e areias de diversas granulações, aparecendo também leitos de cascalho, onde predominam seixos de quartzo e quartzito, bem selecionados e arredondados, indicando transporte efetivo. Também têm idade holocênica.

Os depósitos de talude são observados ao longo das escarpas principais da Serra do Mar, constituídos de blocos angulares e subarredondados de diversos tamanhos, imersos em matriz siltíca ou argilosa, sem estruturas sedimentares. Datam do Holoceno.

Aluviões, depósitos de tálus, de fundo de baía e de mangues cobrem extensas áreas da Região Metropolitana de Curitiba e do litoral, com destaque para as mapeadas nas proximidades de Curitiba, na bacia do Alto Iguaçu, em Morretes, nos vales do rio Nhundiaquara e afluentes e ao longo dos tributários do rio Cacatu, e ao longo das encostas inferiores da Serra do Mar. Nos vales dos rios Nhundiaquara e São João, onde exibem expressão máxima, a largura da faixa sedimentar recente atinge vários quilômetros. São constituídos por sedimentos terrígenos inconsolidados, em grande parte siltes e argilas que formam depósitos coluviais, sem estruturas sedimentares, oriundos de deslizamentos de materiais, aparecendo também aluviões fluviais de caráter mais arenoso e leitos de cascalho em altitudes mais elevadas. Áreas de sedimentos flúvio-marinhos (manguezais) constituídos por silte e areia fina aparecem em extensos baixios, próximos dos talwegues, nos vales dos rios principais. Possuem idade holocênica.

Aos aluviões associam-se depósitos de várzea e de talude. Os primeiros são depósitos de sedimentos inconsolidados, de pequena espessura, aparecendo em áreas restritas ao longo de alguns rios, sendo constituídos por siltes e argilas, em parte turfosas e areias de diversas granulações, aparecendo também leitos de cascalho, onde predominam seixos de quartzo e quartzito, bem selecionados e arredondados, indicando transporte efetivo. Também têm idade holocênica.

Os depósitos de talude são observados ao longo das escarpas principais da Serra do Mar, constituídos de blocos angulares e subarredondados de diversos tamanhos, imersos em matriz siltica ou argilosa, sem estruturas sedimentares. Datam do Holoceno.

Dentre os vários tipos de sedimentos inconsolidados do litoral paranaense, ANGULO (2002a) discriminou as unidades abaixo descritas, todas associadas aos processos atuais de sedimentação marinha. Incluem-se nesta categoria os depósitos de planícies de maré, os fundos rasos de estuários, deltas de maré, depressões intercordões e praias.

Planícies de maré

No litoral paranaense ANGULO (2002b) identificou seis unidades correspondentes à planície de maré: (a) manguezais, (b) marismas e bancos não vegetados, (c) manguezal com *Acrostichum* e *Hibiscus*, (d) zona de *Cladium*, (e) pântano de maré e (f) brejo de maré. Os manguezais ocupam a maior parte da planície de maré. Nas zonas mais baixas da planície, entre os manguezais e o estuário ocorrem os marismas formados por *Spartina* e os bancos arenosos e areno-argilosos, sem vegetação. A zona de *Cladium* ocorre mais acima, inundada apenas durante as preamares de sizígia e as tempestades. Nas partes internas das baías, nos locais onde a sedimentação fluvial impede ou dificulta a intrusão salina, os marismas e manguezais são substituídos por brejos e pântanos de maré (ANGULO e MÜLLER, 1990).

Fundos rasos

Os fundos rasos localizam-se no interior dos estuários, com profundidades inferiores a 2 m, podendo ficar emersos durante as maiores marés mais baixas. Formam-se principalmente nas áreas de sombra das correntes de maré vazante. No complexo estuarino de Paranaguá destacam-se o Baixio do Perigo, entre a Baía das Laranjeiras e a Baía de Paranaguá, e o Baixio do Bagre, ao sul da Ilha Rasa, que têm extensão de aproximadamente 7 km (ANGULO, op.cit.).

Deltas de maré

Os depósitos arenosos, submersos e semi-submersos, que se associam às desembocaduras das baías de Guaratuba e Paranaguá, do Canal do Superagüi e do Mar do Ararapira, foram interpretadas por ANGULO (1992, 1999) como deltas de maré. Segundo este autor, no litoral paranaense, os deltas de vazante são mais desenvolvidos que os de enchente. Somente nas desembocaduras sul da Baía de Paranaguá e Mar do Ararapira foram identificadas feições interpretadas como deltas de enchente. Os deltas de maré das baías de Paranaguá e Guaratuba e do Canal do Superagüi seriam deltas dominados por marés, segundo o mesmo autor.

Depressões intercordões

Entre os cordões litorâneos da planície costeira, ocorrem depressões rasas, estreitas e alongadas, com largura inferior a 100 m e comprimento de até 13 km (ANGULO, op.cit.). Constituem áreas alagadas, ou brejos, cuja vegetação dominante é representada pelas espécies *Cladium* e *Scirpus* (KLEIN, 1975), às vezes associadas a pequenas lagoas e cursos fluviais. Segundo ANGULO (1992), as depressões apresentam sedimentos arenosos com abundantes restos vegetais e de matéria orgânica.

Praias

As praias paranaenses estendem-se por mais de 120 km e, com base na sua dinâmica, foram classificadas em oceânicas, ou de mar aberto, oceânicas sob influência das desembocaduras estuarinas e estuarinas (ANGULO, 1992; ANGULO *et al.*, 1996). As praias são constituídas por areias finas a médias, bem selecionadas, cuja mineralogia compreende principalmente quartzo e teores variáveis de fragmentos carbonáticos biodetríticos e minerais pesados (BIGARELLA *et al.*, 1966, 1969a, 1970/71; GIANNINI *et al.*, 1995; ANGULO *et al.*, 1996; PARANHOS, 1996; MIHÁLY, 1997).

11 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

11 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBUQUERQUE, L.F.F.; ARIOLI, E.E.; DIAS, A.D.A. e KIRCHNER, C.A. Geologia das quadrículas de Blumenau e Joinville, SC. Porto Alegre, DNPM/CPRM, 1971, 101p. (Relatório interno).
- AMARAL, G. e CROSTA, A.P. Comportamento estrutural e estratigráfico dos diferenciados ácidos da Formação Serra Geral na porção sul da Bacia do Paraná. São Paulo, SBG, Atas do 4º Simpósio Regional de Geologia, 1983: 197-210.
- ANDRADE e SILVA, A. C. G. de. Controles geológicos nos depósitos de barita da região do Tigre, Vale do Ribeira, PR. SBG, São Paulo, III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1981, v. 1: 36-41.
- ANGULO, R. J. (1992). **Geologia da Planície Costeira do Estado do Paraná**. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 334 p.
- ANGULO, R. J. (1999). Morphological characterization of the tidal deltas on the coast of the State of Paraná. *Anais Academia Brasileira de Ciências*. São Paulo **71**(4-II):935-959.
- ANGULO, R. J. (2002a). O Cenozóico do litoral do Estado do Paraná. Curitiba, Laboratório de Estudos Costeiros, Departamento de Geologia, UFPR.
- ANGULO, R. J. (2002b). Mapa do Cenozóico do litoral do Estado do Paraná. *Bol. Par. Geoc.* Curitiba. (submetido)
- ANGULO, R. J., GIANNINI P. C. F., KOGUT J. S., PRAZERES Fº H. J., SOUZA M. C. (1996). Variação das características sedimentológicas através de uma sucessão de cordões litorâneos holocênicos na ilha do Mel, Estado do Paraná. *Bol. Par. Geoc.* Curitiba. **44**:77-86.
- ANGULO, R. J. & MÜLLER A. C. de P. (1990). Preliminary characterization of some tidal flat ecosystems on the State of Paraná Coast. Brasil. In: Simp. Ecos. Costa Sul Sudeste Bras., 2. Águas de Lindóia, 1990. *Publ...*, São Paulo, ACIESP. **2**:158-168.
- ARIOLI, E.E. Anteprojeto Cobre no Basalto: Relatório de Etapa. Curitiba, Mineropar, 1980, relatório interno.
- ARIOLI, E. E. Geologia do Grupo Castro na Folha SG.22-D-IV-4. In: Simpósio Regional de Geologia, SBG, Atas, Curitiba, 1981, p. 185-200.
- ARIOLI, E. E. Reconhecimento exploratório na Formação Guaratubinha. Curitiba, MINEROPAR, 1988, documento interno.
- ARIOLI, E.E. **Arquitetura faciológica e significado exploratório das anomalias geoquímicas de Elementos do Grupo da Platina (EGP) e metais associados no Sistema Magmático Serra Geral, Estado do Paraná, Brasil**. 2008, 194 p. Tese (Doutorado em Geologia). Setor de Ciências da Terra, Dep. Geol., Área de Concentração em Geologia Exploratória, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 2008.
- ARIOLI, E. E. e DUSZCZAK, S. C. Reconhecimento geológico e avaliação de potencialidade das ocorrências minerais da Serra da Prata - Guaratuba, PR. Curitiba, MINEROPAR, 1980, documento interno.
- ARIOLI, E. E. e FALCADE, D. Projeto Ferro: Relatório Final da Primeira Fase. Curitiba, MINEROPAR, 1980, documento interno.
- ARIOLI, E.E. e LICHT, O.A.B. O Grupo Serra Geral no Paraná. Serviço Geológico do Paraná - MINEROPAR, 2 v., 2013.
- ARIOLI, E. E. e MORETON, L. C. Projeto Castro: Relatório de Etapa. Curitiba, MINEROPAR, documento interno, 1982.
- BASEI, MAS; SIGA Jr.. O. e KAWASHITA, K. A K-Ar profile through the Joinville Massif and Dom Feliciano Belt, Southern Brazil - tectonic implications. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GEOCHRONOLOGY COSMOCHRONOLOGY AND ISOTOPE GEOLOGY, 7, Canberra. Abstracts. Canberra, Australia, 1990, v.27, p.8.

- BASEI, MAS.; SIGA JR., O.; MACHIAVELLI, A. e MANCINI, F. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR - SC). *Revista Brasileira de Geociências*, 1992, 22 (2): 216-221.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J., PICCIRILLO, E.M., NARDY, A.J.R, ROISENBERG, A. Flood basalt to rhyolite suites in the southern Paraná plateau (Brazil): paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 25, p. 579-618, 1984a.
- BERG, E.A.T. e LOYOLA, L.C. de (1987). Contribuição ao estudo do taldo do estado do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CERÂMICA, 31. Brasília, Assoc. Bras. Cer., Anais, v. 2, p. 783-804.
- BHERING, S. B.; SANTOS, H. G. Mapa de Solos do Estado do Paraná. Legenda atualizada. Rio de Janeiro: Embrapa Florestas: Embrapa Solos: Instituto Agrônômico do Paraná, 2008. 74 p.
- BIAGINI, D.; SANTOS, E. J. **Águas minerais**: localização, definição e métodos. Curitiba: TECPAR, 95 p, 1990.
- BIGARELLA, J. J. Contribuição ao Estudo dos Calcários do Estado do Paraná (1956). Tese de concurso para a cátedra de Mineralogia e Geologia Econômica da Escola de Química da Universidade do Paraná, Curitiba, PR.
- BIGARELLA J.J.; ALESSI A.H.; BECKER R.D.; DUARTE G.K. 1969. Textural characteristics of the coastal dune, sand ridge and beach sediments. *Bol. Par. Geoc.*, Curitiba, n. 27, p. 15-80.
- BIGARELLA J.J.; DUARTE M.G.; BECKER R.D. 1970/71. Structural characteristics of the dune, foredune, interdune, beach, beach-dune ridge and sand ridge deposits. *Bol. Par. Geoc.*, Curitiba, (28-29):9-72.
- BIGARELLA, J.J.; FREIRE, S.S.; SALAMUNI, R.; VIANA, R. Contribuição ao estudo dos sedimentos praias recentes: II praias de Matinhos e Caiobá. *Bol. Univ. Fed. Par. Geogr. Física*, Curitiba, n. 6, 109 p., 1966.
- BIGARELLA, J.J.; MARQUES F^o, P.L. e AB´SABER, A.N. Ocorrência de pedimentos remanescentes nas fraldas da Serra do Iquererim (Garuva, SC). *Bol. Paran. Geogr.*, Curitiba, 1961, 4 e 5: 82-93.
- BIGARELLA, J.J. e SALAMUNI, R. Notas complementares à planta geológica da cidade de Curitiba e arredores. Curitiba, IBPT, 1959, Boletim n. 40, 14p.
- BIGARELLA, J.J. e SALAMUNI, R. Contribuição à geologia da região sul da Série Açungui (Estado do Paraná). *Bol. Paulista Geogr.*, 1959, 29: 1-9, São Paulo.
- BIGARELLA, J.J. e SALAMUNI, R. Caracteres texturais dos sedimentos da Bacia de Curitiba. *Boletim da UFPR Geologia*, Curitiba, 1962, n. 7, p. 1-164.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. e MARQUES F^o, P.L. Ocorrência de depósitos sedimentares continentais no litoral do Estado do Paraná (Formação Alexandra). IBPT, *Notas Prelim. Est.*, 1959, 1, Curitiba.
- BIONDI, J. C., CAVA, L. T., & SOARES, P. C., 1989. Mapa Geológico do Estado do Paraná, 1: 650.000. Brasília, MME/DNPM/MINEROPAR.
- BITTENCOURT, A.V.L. Sobre o controle do quimismo de águas termais da Bacia do Paraná. Curitiba, *Bol. Par. Geociências*, n. 44, p. 117-129, 1996. Editora da UFPR.
- CAMPOS, J. de O. - Propriedades físicas dos arenitos Caiuá. *Geociências*, São Paulo, 1985, 4: 35-56.
- CASTRO, D.D. de; GUIMARÃES, MAG. e GOLDBACH, M. Investigações geológicas em Realeza, PR. Universidade Estadual do Rio de Janeiro, 1983, relatório de estágio.
- CAVA, L.T. Potencial e perspectivas para o carvão mineral do Estado do Paraná. Curitiba, MINEROPAR, 1985. 134 p.
- CAVA, L. T. e FALCADE, D. Projeto Fosforita, Área Campo Magro - Marmeleiro: Relatório de Etapa. MINEROPAR, 1986, documento interno.

- CHAPPELL B. W. & WHITE A. J. R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8, 173–174.
- CORDANI, U. G. e BITTENCOURT, I. Determinação da idade K/Ar em rochas do Grupo Açungui. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21: 218-233, 1967, Curitiba.
- CORDANI, U.G. e GIRARDI V.A.V. Geologia da Folha de Morretes. *Boletim da Universidade Federal do Paraná, Geologia*, 1967, 26:40p.
- CRISTAN, C. A. Basalto agrícola, 2002. Disponível em: <<http://www.socitrus.com.br/basalto.htm>> Acesso em 13 set. 2004.
- DAITX, E.C. e CARVALHO, MAS. Projeto geoquímica na área de Guaratubinha - Piên. São Paulo, DNPM/CPRM, 1980, 184p. (Relatório interno).
- DEICHMANN, V. V. **Noções sobre sementes e viveiros florestais**. Curitiba: Escola de Florestas, UFPR, 196 p., 1967.
- DIAS, M. V. F. Projeto Canha-Carumbé: Relatório de Etapa - Fase Regional e Semidetalhe. Curitiba, MINEROPAR, 1984, documento interno.
- DIAS, M. V. F. Relatório de Etapa do Prospecto São Silvestre: Cheque das Anomalias Arroio Belisário, Arroio Bela Vista, Arroio das Pedras e Pavãozinho. Curitiba, MINEROPAR, 1984, documento interno.
- DIAS, M. V. F. e SALAZAR Jr., O. Geologia e potencialidades econômicas da Sequência Antinha. Curitiba, MINEROPAR, 1983, documento interno.
- DIAS, M.V.F. e O. SALAZAR Jr. Geologia da Sequência Antinha - Grupo Açungui, PR. III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Soc. Bras. Geol., Curitiba, 1987, v. 1: 263-279.
- EL BOUSEILY, A.M. e EL SOKKARY, A.A. The relation between Rb, Ba and SR in granitic rocks. *Chemical Geology*, Amsterdam, 1975, 16, n.3, p.207-219.
- EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Brasília, 2a. edição, 306 p., 2006.
- FALCADE, D. Geologia e potencial econômico da área Capivari-Pardo. Curitiba, MINEROPAR, 1982, documento interno.
- FAQUIN, V. **Nutrição Mineral de Plantas**. Lavras: UFLA/FAEPE, v. 1, 227 p., 1994.
- FARIAS, G. S. de. (Ed.). **Levantamento semidetalhado de solos e diagnóstico dos remanescentes florestais do município de Cambé, PR**. Londrina: IAPAR: Embrapa Florestas, 147 p., 2011.
- FERNANDES, L.A. e COIMBRA, A.M. O Grupo Caiuá (Ks): revisão estratigráfica e contexto deposicional. São Paulo, SBG, *Revista Bras. Geoc.*, v. 22(3): 164-176, setembro de 1994.
- FERREIRA, F. J. F. Geofísica. In: WILDNER, W.; BRITO, R. S. C.; LICHT, O. A. B.; ARIOLI, E. **Geologia e Recursos Minerais do Sudoeste do Paraná**. Brasília : CPRM. 2006. Convênio CPRM/MINEROPAR.
- FIDALSKI, J.; SOARES Jr., D.; LUGÃO, S.M.B. e VIEIRA, K.G. Diagnóstico e ações integradas para o controle da erosão hídrica através de terraceamento em sistemas de produção no arenito Caiuá do Paraná. Bauru, ABGE, UNESP, *Simpósio Nacional de Controle de Erosão*, 1995, v. 5, p. 337-340.
- FIORI, A. P. Aspectos estruturais e estratigráficos do Grupo Açungui e da Formação Itaiacoca no Estado do Paraná. Curitiba, UFPR: MINEROPAR, 1987, 195p., 6 anexos.
- FIORI, A. P. ; FASSBINDER, E.; GÓIS, J. R. de; e FUMAGALLI, C. E. III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, SBG, Curitiba, 1987, v. 1: 183-196.
- FIORI, A. P.; FUMAGALLI, C. E.; GÓIS, J. R. de; e SALAMUNI, E. As principais estruturas dobradas do Grupo Açungui na região de Rio Branco do Sul - Bocaiúva do Sul. III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Soc. Bras. Geol., Curitiba, 1987, v. 1: 281-301.

- FREITAS, M. A.; CAYE, B. R.; MACHADO, J. L. F. (Org.). **Projeto Oeste de Santa Catarina – PROESC**: diagnóstico dos recursos hídricos subterrâneos do Oeste do Estado de Santa Catarina. Florianópolis: CPRM, 2002. Convênio CPRM/EPAGRI,
- FRITZSONS Jr., O. Geologia e prospecção mineral na região do rio Serra Negra. Curitiba, MINEROPAR, 1980, documento interno.
- FRITZSONS Jr., O. Prospecção de semidetalhe para Sn, W, Ta e Nb na área do Capivari-Pardo: Relatório de Etapa. Curitiba, MINEROPAR, 1986, documento interno.
- FRITZSONS Jr., O. Prospecção de detalhe no alvo Sn-Paraíso: Fase I - Relatório de Etapa. Curitiba, MINEROPAR, 1985, documento interno.
- FUCK, R. Nota explicativa da folha geológica de Quero-Quero. Bol. Univ. Fed. Paraná, Inst. Geol., 1966, Geol. 19: 21p. Curitiba.
- FUCK, R.A. Geologia da Folha de Piraquara. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná, 1967a, 37p. (Relatório interno).
- FUCK, R.A. Geologia da Folha de São José dos Pinhais. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná, 1967b, 46p (Relatório interno).
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J. e TREIN, E. Contribuição ao estudo das rochas graníticas do Estado do Paraná. In: Geologia do Pré-Devoniano e Intrusivas Subseqüentes da Porção Oriental do Estado do Paraná. Curitiba, Bol. Par. Geoc., 1967, n. 23-25, p. 182-220.
- FUCK, R.A.; TREIN, E. e MARINI, O.J. Geologia e petrografia dos migmatitos do Paraná. In: Geologia do Pré-Devoniano e Intrusivas Subseqüentes da Porção Oriental do Estado do Paraná. Curitiba, Bol. Par. Geoc., 1967, n. 23-25, p. 5-42.
- FUCK, R.A.; TREIN, E. e MURATORI, A. Folha Geológica da Ilha do Mel (escala 1:70.000). Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná, 1968.
- FUCK, R.A.; TREIN, E.; MURATORI, A. e RIVEREAU, I.C. Mapa geológico preliminar do litoral, da Serra do Mar e parte do Primeiro Planalto do Paraná. Boletim Paranaense de Geociências, 1969, 27: 123-152.
- FUCK, R.A.; TREIN, E. e MURATORI, A. Folha Geológica de Barra da Ararapira (escala 1:70.000). Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná, 1969a.
- FUCK, R.A.; TREIN, E. e MURATORI, A. Folha Geológica de Barra da Guaratuba (escala 1:70.000). Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná, 1969b.
- FUCK, R.A.; TREIN, E. e MURATORI, A. Folha Geológica de Barra de Paranaguá (escala 1:70.000). Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná, 1969c.
- FÚLFARO, V.J. e BARCELOS, J.H. Fase rifte na bacia sedimentar do Paraná: a Formação Caiuá. Geociências, São Paulo, 12(1): 33-45, 1993.
- GAMA, E.M. de e FRAZÃO, E.B. Comportamento geomecânico de um maciço de arenito Caiuá, divisa dos estados do Paraná e Mato Grosso do Sul. Congr. Bras. Geol. Eng., 6, p. 179-187, 1990.
- GIANNINI P. C. F., ANGULO R. J., SOUZA M. C., KOGUT J. S. (1995). Evidências de um padrão celular de correntes de deriva litorânea na costa leste da ilha do Mel (PR). In: Congr. Assoc. Bras. Estudos do Quaternário, 5, Niterói. *Anais...* Niterói, ABEQUA. p. 120-127.
- GIRARDI, V.A.V. Petrologia das rochas metamórficas da região de Morretes - Antonina, PR. São Paulo, 1969, 131p. (Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- GIRARDI, V.A.V. Os anfíbolitos da região de Morretes - Antonina, PR. Revista Brasileira de Geociências, 1971, 1(1) 43-65.
- GIRARDI, V.A.V. Petrologia do Complexo Básico Ultrabásico de Piên - PR. São Paulo, 1974, 146p. (Tese de Livre Docência apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- GIRARDI, V.A.V. & ULBRICH H.H.G.J. Origin and evolution of the Piên Mafic Ultramafic Complex, southern Brazil. Journal of Geology, 1980, 88(3): 251-269.

- GOMES, J. B. V. *et al.* **Levantamento semidetalhado de solos no município de Bela Vista do Paraíso, PR.** Londrina: IAPAR:Embrapa Florestas, 68 p., 2011.
- GOMES, M. E. B. **Mecanismos de resfriamento, estruturação e processos pós-magmáticos em basaltos da Bacia do Paraná – região de Frederico Westphalen (RS – Brasil).** 1996, 187 p. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1996.
- GOMES, M. E. B. Alteração Tardi-Magmática e suas implicações nas estruturas e texturas de basaltos da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 5.,1995, Niterói ; CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 3., 1995, Niterói. **Anais...** Niterói: SBG, p. 120-125, 1995.
- GORDON Jr., M. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. DNPM, DGM, Notas Preliminares e Estudos, 1947, n. 38, Rio de Janeiro.
- GUIMARÃES, G. B. (1995) *O complexo granítico Cunhaporanga na região de Joaquim Murtinlio, Piraí do Sul (PR):* caracterização faciológica das rochas granitóides. São Paulo, 144 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- GUIMARÃES, G.B. As rochas granitóides do Complexo Cunhaporanga: aspectos geológicos, geofísicos, geoquímicos e mineralógicos. São Paulo, IG/USP, Tese (Doutorado em Geologia), 230 p., 2000.
- GUIMARÃES, G.; ULBRICH, H. H. G. J. (1999) Aspectos geoquímicos das rochas granitóides do complexo granítico Cunhaporanga, Sul do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 7., Porto Seguro, 1999. *Anais.* Porto Seguro, SBGq, p. 522-524.
- HARARA, O.M. Análise estrutural, petrológica e geocronológica dos litotipos de região de Piên (PR) e adjacências. São Paulo: USP/Instituto de Geociências/Programa de Pós- Graduação em Geoquímica e Geotectônica. 1996, 196 p. Dissertação de Mestrado.
- HARTMANN, L.A. Amethyst geodes formed from hot water in dinosaur times. Porto Alegre, UFRGS, 57 p., 2008.
- HASUI, Y. A grande colisão pré-cambriana do Sudeste Brasileiro e a estruturação regional. São Paulo, UNESP, *Geociências*, v. 29, n. 2, p. 141-169, 2010.
- HASUI, Y.; CREMONINI, O.A.; BORN, H. 1984a O Granito Três Córregos revisado e o maciço Catas Altas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33.º, Rio de Janeiro, 1984. *Anais.* Rio de Janeiro, SBG. v.7 p.3021 - 3023.
- HUSSAK, E. Notas sobre Zeolitas do Augito-Porphyrítico de São Paulo e Santa Catharina. **Boletim da Comissão Geographica e Geológica do Estado de São Paulo**, São Paulo, p. 244-252, 1890.
- JUCHEM, P. L.; CHODUR, N. L.; LICCARDO, A.; HARTMANN, L. A. Geologia das jazidas de ametista de Chopinzinho (PR) em basaltos da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 4.,2008, Foz do Iguaçu. **Atas...** Foz do Iguaçu: SBG, 6 p., 2008.
- KAEFER, J.Q.& CUNHA, H.C.S. Geologia da Folha de Castro (Parcial). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. *Anais do...*, Porto Alegre, SBG, 1974. v. 4, p. 189-206. HASUI, Y. et alii. Os granitos e granitóides da região de dobramentos sudeste nos estados de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XXX, Recife, 1978c. *Anais do...*, Recife, SBG, 1978c. v. 6, p. 2594-2608.

- KAUL, P.F.T O magmatismo na Serra do Mar e adjacências (Sul do Brasil) no final do Proterozóico Superior e seus condicionantes tectônicos. São Paulo: USP/Instituto de Geociências/Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica. 1997, 291p. Tese (Doutorado em Geologia).
- KAUL, P.F.T.; TEIXEIRA, W. Archean and early proterozoic complexes of Santa Catarina, Paraná and São Paulo States, south-southeastern Brazil: an outline of their geological evolution. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, v. 12, n. 1/3, p. 172-182, mar/set 1982.
- KAVALERIDZE, W. C. Nossos solos: formação, vida dinâmica, tratamento e conservação. 2. ed. Curitiba: 168 p., 1978.
- KIEHL, E. J. Manual de compostagem: maturação e qualidade do composto; 3. ed., Piracicaba: E. J. Kiehl, 171 p., 2002.
- KLEIN R. M. (1975). Southern brazilian phytogeographic features and the probable influence of upper Quaternary climatic changes in the floristic distribution. *Bol. Par. Geoc.*, Curitiba, (33): 67-88.
- KNAPIK, J. G. Utilização do pó de basalto como alternativa à adubação convencional na produção de mudas de *Mimosa scabrella* benth e *Prunus sellowii* koehne.** 2005, 163 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Florestais) – Setor de Agronomia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2005.
- KOPS, P. de T. e EBERT, H. D. Aspectos geológicos das Formações Antinha, Votuverava e Água Clara na Região de Voturuvo dos Cláudios, Estado do Paraná. SBG, Curitiba, V Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1993, 5: 3-4.
- LAMEYRE, J. e BOWDEN, P. Plutonic rocks types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1982, 14(1/2): 169-186.
- LEONARDOS, O. H. Cobre Nativo nos Diabásios do Oeste do Paraná. **Mineração e Metalurgia**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 72, p. 265-266, 1948.
- LENZ, R. Uma avaliação geológica das potencialidades carboníferas dos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina (Norte, Centro e Sul) com propostas detalhadas para futuras prospecções. Brasília, DNPM, Tomo 1-5, 1977.
- LICHT, O. A. B. Levantamento geoquímico de semidetalle na seqüência vulcano-sedimentar Guaratubinha, PR. Curitiba, MINEROPAR, 1988, documento interno.
- LICHT, O. A. B. A geoquímica multielementar na gestão ambiental. Identificação e caracterização de províncias geoquímicas naturais, alterações antropogênicas da paisagem, áreas com potencial mineral e regiões de risco para a saúde no Estado do Paraná, Brasil.** 2000, 2 v. Tese (Doutorado em Geologia). Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 2000.
- LICHT, O. A. B. Estudo de produtos hidrovulcânicos no Sudoeste do Paraná. Projeto de Mapeamento da Formação Serra Geral. Curitiba: MINEROPAR, 314 p., 2012.
- LICHT, O. A. B.; CRUZ, A. S. **Perfil da Indústria da Água.** Curitiba: MINEROPAR, 2000.
- LICHT, O.A.B e LIMA, E.F. de. Estratigrafia das rochas básicas e intermediárias da porção central da PIP - geoquímica, morfologia dos derrames e texturas. Salvador, SBG, 47 CBG, 2014.
- LOPES, O. Zoneamento metamórfico da Formação Rio das Cobras do Pré-Cambriano no Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, v. 2: 491-496. 1987, Curitiba.
- LOYOLA, L.C. de. Laudos de ensaios físicos e análises químicas em argilas para uso cerâmico. Curitiba, MINEROPAR, 32 p., 1995.
- LOYOLA, L.C. de. A ocorrência de lavas riolíticas e riodacíticas na Bacia do Paraná. Curitiba, MINEROPAR, 1995, relatório interno.
- LOYOLA, L.C. de (1998). Minerais Industriais do Paraná. In: V ENCONTRO DE MINERADORES E CONSUMIDORES. Ponta Grossa. Assoc. Bras. Cer., Anais, v. 1, p. 3-7.

- LOYOLA, L.C. de; CRUZ, A. de S. Laudos de análises químicas em argilas para uso cerâmico. Curitiba, MINEROPAR, 28 p., 1994.
- LOYOLA, L.C. de; FALCADE, D.; PIEKARZ, G.F. (1998). O potencial para argilas na região de Pitanga, PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CERÂMICA, 42. Poços de Caldas, Assoc. Bras. Cer., Anais, v. 1, p. 141-144.
- LOYOLA, L.C. de e SILVA, A.C.G. de A. (2000). Characterization of the Paraná talc deposits, Brazil. Mineralia Slovaca, Bratislava, v. 32, n. 6, p. 527-529.
- MAACK, R. Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. Arquivos de Biologia e Tecnologia, 1947, v. 2.
- MAACK, R. Sobre a ocorrência de granitos alcalinos no Estado do Paraná e sua porção dentro das fases orogenéticas algonquianas. Boletim da Universidade Federal do Paraná, Geologia, 1961, 4: 52p.
- MAAK, R. **Notas preliminares sobre as águas do sub-solo da Bacia Paraná-Uruguai.** Curitiba: Comissão Interestadual da Bacia Paraná-Uruguai, 1970.
- MACHIAVELLI, A. Os granitóides deformados da Região de Piên (PR): Um provável Arco Magmático do Proterozóico Superior. São Paulo, 1991, 89p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- MANTOVANI, M.S.M.; CORDANI, U.G. e ROISENBERG, A. Geoquímica isotópica em vulcânicas ácidas da Bacia do Paraná, e implicações genéticas associadas. Geociências, São Paulo, 15(1): 61-65, março 1985.
- MARIMON, M.P.C.; AYALA, L. e MOREIRA, M.L.O. Formação Serra Geral no Sul do Brasil: rochas básicas e ácidas, sua distribuição, petrografia e litoquímica. SBG, XXXII CBG, Salvador, 1982, v. 2, p. 403-414.
- MARINI, O. Geologia da Folha de Rio Branco do Sul. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná, 1970.
- MARINI, O.; TREIN, E.; FUCK, R.A. Folha geológica de Mandirituba (escala 1:70.000). Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná, 1970.
- MARTINI, S. L. Reconhecimento do bordo sudeste do granodiorito São Sebastião. Curitiba, MINEROPAR, 1981, documento interno.
- MARTINI, S. L. Reconhecimento dos granitos Taici e Rio Abaixo. Curitiba, MINEROPAR, 1982, documento interno.
- MELLO, K. S. **Estudo Petroológico da Região de Água Perdida no Vale do Rio Piquirí - PR: Reconhecimento das Mineralizações de Cobre e Produtos de Alteração em Rochas Básicas da Formação Serra Geral - Bacia do Paraná.** 2000, 90 f. Dissertação (Mestrado em Geociências). Centro de Ciências Exatas e Tecnológicas, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, 2000.
- MELLO, K. S.; WILDNER, W.; ALMEIDA, D. D. P. M. Mineralizações de Cobre Nativo e Produtos de Alteração em Lavas Básicas da Bacia do Paraná - Vale do Rio Piquirí. SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1., 1999, Gramado. **Boletim de Resumos.** Gramado: SBG, p 19., 1999.
- MICHELIN, C.R.L.; HARTMANN, L.A.; PIRES, C.A.F.; ROSENTENSTEGEL, L.M. Seqüência de formação das cavidades no basalto e seu preenchimento com zeolitas, arenito, ágata e ametista, São Martinhoda Serra, Rio Grande do Sul, Brasil. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 4., 2008, Foz do Iguaçu. **Anais...** Foz do Iguaçu: SBG, 2008. 6 p. 1 CD ROM.
- MICHELIN, C.R.L.; MIZUSAKI, A.M.P.; FERREIRA, V; BRUM, T.M.M. de; HARTMANN, L.A. Ágata associada ao magmatismo do Cretáceo da Bacia do Paraná, sul do Brasil. Pesquisas em Geociências, 40 (2): 129-139, maio/ago. 2013, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil.

- MIHÁLY P. (1997). *Dinâmica sedimentar do litoral norte paranaense e extremo sul paulista*. Curso de Pós Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. Dissertação de Mestrado (inédito), 104 p.
- MINEROPAR. Minerais do Paraná S.A. Potencialidades em ágata e ametista no Sudoeste Paranaense. Curitiba, 1989.
- MINEROPAR. Minerais do Paraná S.A. Perfil do setor de granitos e mármores do Estado do Paraná. Curitiba. 1990, 32p.
- MORAES REGO, L.F. A geologia do petróleo no Estado de São Paulo. Bol. Serv. Geol. Miner. Brasil, 1930, n. 46, 105 p.
- MORO, R. de P. Geologia da Bacia de Castro, PR. Curitiba, Ed. da UFPR, Bol. Par. Geoc., 1994, n. 42: 43-58.
- MOTTA, A. C. V.; FEIDEN, A. Avaliação do P em LE submetido a diferentes doses de basalto. **Agrárias**, Curitiba, v. 12, n. 1/2, p. 47-54, 1992/3.
- MÜHLMANN, H.; SCHNEIDER, R.L.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F. e NOGUEIRA, A.A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. Ponta Grossa, Petrobrás, DEXPRO-DIVEX-DESUL, 1974, Relatório DESUL -444.
- MURATORI, A. Nota explicativa da folha geológica de Campo Largo. Bol. Univ. Fed. Paraná, Inst. Geol., 1966, Geol. 21: 29p. Curitiba.
- MURATORI, A.; TREIN, E.; FUCK, R.A. Folha geológica de Pedra Branca do Araraquara. Curitiba, 1969, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- OLIVEIRA, E.P. Terreno Devoniano do Sul do Brasil. Anais da Escola de Minas de Ouro Preto, 1912, n. 14, p. 31-41.
- OLIVEIRA, E.P. Geologia do Estado do Paraná. Min. Agr. Ind. Com., Brasil, 1916, Bol. 5, n. 1, Rio de Janeiro.
- OLIVEIRA, G. M. de A.O. Carvão mineral do Paraná: campos Rio das Cinzas e Rio do Peixe. Brasil, MA, DNPM/SFPM, s.p., 1953.
- OLIVEIRA, L. M. de. Projeto Metais Preciosos: Prospecto São João - Relatório de Etapa de Avaliação de Semidetalhe. Curitiba, MINEROPAR, 1988, documento interno.
- OLIVEIRA, L. M. de. Prospecção de detalhe no alvo Sn-Cantagalo: Relatório de Etapa. Curitiba, MINEROPAR, 1987, documento interno.
- OLIVEIRA, L. M. de e FALCADE, D. Perfil da indústria de rochas calcárias. Curitiba, MINEROPAR, 1999, documento interno.
- ORCIOLI, P.R.A.; GUIMARÃES, MAG.; CASTRO, D.D. de e GOLDBACH, M. Mineralizações cupríferas em brechas vulcanoclásticas no município de Realeza, PR. São Paulo, SBG, Atas do 4º Simpósio Regional de Geologia, 1983:367-377.
- PARANHOS FILHO, A.C. O processo erosivo e as variações morfodinâmicas nas praias da ilha do Mel (Baía de Paranaguá, PR). UFPR, Curso de Pós-Graduação em Geologia, Dep. Geol., Dissertação (Mestrado), 239 p., 1996.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 1984, 25(4): 956-983.
- PERROTA, M. M.; MORAIS, S. M. A suíte mangerito - norítica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. *Resumos...* São Paulo: SBG, 1992. p. 417. v. 1.
- PERTILLE, J.; ROSENSTENGEL, L.M.; SANTOS, T.C. Gossans silicosos sobre concentrações hidrotermais de geodos de ágata em dacitos do Grupo Serra Geral em Padre Eterno, Rio Grande do Sul. SBG, IV Simp. Vulcan. Amb. Assoc., Foz do Iguaçu: 1 CD-ROM, 2008.
- PICCIRILLO, E.M. e MELFI, A.J. The mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects. São Paulo, Editora da USP, Instituto Agrônomo e Geofísico, 1988.

- PIEKARZ, G. F. Avaliação de alvos na Faixa Perau. Curitiba, MINEROPAR, 1981, documento interno.
- PIEKARZ, G. F. Reconhecimento de unidades correlacionáveis à seqüência mineralizada do Perau, Estado do Paraná. In: III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, SBG, Curitiba, 1981, v. 1: 148-154.
- PIEKARZ, G. F. Reconhecimento geológico da região do anticlinal do Setuva. Curitiba, MINEROPAR, 1982, documento interno.
- PIEKARZ, G. F. Prospecto Betara: Relatório de Etapa. Curitiba, MINEROPAR, 1983, documento interno.
- PIEKARZ, G. F. Relatório final de pesquisa: processo DNPM 94/826.176. Curitiba, MINEROPAR, 1999.
- PINTO-COELHO, C.V. 1986. O granito Serra do Carambeí-PR e as anomalias uraníferas associadas, Brasília. Dissertação (Mestrado), Departamento de Geociências, Universidade de Brasília, 308f.
- PONTES, J.B. Geologia e potencialidades econômicas da Formação Água Clara (PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, 1982, Salvador. **Anais**. Salvador : SBG, 1982, v.3, p. 1002-1016.
- PONTES, J. B. e SALAZAR Jr., O. Geologia e potencialidades econômicas da região de São Silvestre. Curitiba, MINEROPAR, 1982, documento interno.
- REIS NETO, J. M. dos e SOARES, P.C. Um estudo da caracterização termo-dinâmica de micro-estruturas dos Grupos Açungui e Setuva (PR). III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Soc. Bras. Geol., Curitiba, 1987, v. 1: 147-165.
- REIS NETO, J.M. dos. Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Proterozóico Superior. São Paulo, USP, Inst. Geoc., 1994, tese de doutoramento.
- RIBAS, S. M. Projeto Piên: Relatório Final Integrado. Curitiba, MINEROPAR, 1984, documento interno.
- RIBAS, S. M. Programa Capivari-Pardo, Projeto Águas Claras: Relatório de Etapa - Geoquímica de Solos e Escavações. Curitiba, MINEROPAR, 1985, documento interno.
- RIBAS, S.M. O complexo máfico ultramáfico de Tijucas do Sul, correlação com o Complexo de Piên, PR e considerações metaçlogenéticas. Campinas, 1993, 130p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de Campinas).
- RIBAS, S.M.; DAVID, C.A.S.; BRANDÃO, W. e VALASKI, Z.E. de. Avaliação metalogenética do Distrito Mineiro do Talco no Estado do Paraná. MINEROPAR, Convênio DNPM, Curitiba, 1999.
- ROSA FILHO, E. F. SALAMUNI, R.; BITTENCOURT, A. V. L. Contribuição ao estudo das águas subterrâneas nos basaltos no Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, n. 37, p. 22-52, 1987.
- ROSENSTENGEL, L. M.; HARTMANN, L. A.; COSTA, A. F. U.; WILDNER, W. Levantamento geofísico do distrito mineiro de Ametista do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 26-31 out. 2008, Curitiba, PR. **Anais...** Curitiba: 2008.
- RUBERTI, E. Mineralogia e química dos anfíbolitos da região de Morretes - Antonina, Paraná. São Paulo, 1977, 86p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- RUBERTI, E. e GOMES C.B. Mineralogia e química dos anfíbolitos da região de Morretes - Antonina, PR. *Revista Brasileira de Geociências*, 1977, 7(4):325-348.
- SALAMUNI, R. e BIGARELLA, J. J. Sumário das estruturas sedimentares singenéticas no Grupo Açungui. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, UFPR, 1967, n. 23-25: 151-181.
- SALAZAR Jr., O. Projeto Metais Preciosos: Prospecto Rio do Ouro - Relatório de Etapa de Pesquisa Mineral Preliminar. Curitiba, MINEROPAR, 1988, documento interno.
- SANTOS, M. J. dos e FELIPE, R. da S. Projeto Granitos - Granito Serra do Carambeí: Relatório de Pesquisas. Curitiba, MINEROPAR, documento interno, 1980.

- SIGA JR., O. Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal. São Paulo: USP/Instituto de Geociências/Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica. 1995, 212p. Tese (Doutorado em Geologia).
- SIGA JR., O., BASEI, MAS. e MACHIAVELLI, A. Evolução Geotectônica do Maciço de Joinville, PR e SC. Jornadas Científicas do Instituto de Geociências - USP, Boletim especial, 1990, 116-118.
- SIGA JR., O., BASEI, MAS.; REIS NETO, J.M. e BUBA, R.M. Maciços graníticos da porção sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú. Boletim de Resumos Expandidos. Camboriú, SBG, 1994, v.2, p.400 - 401.
- SILVA, D. C. da. Projeto Barra do Itaipirapuã: Relatório de Pesquisa. Curitiba, MINEROPAR, 1984, documento interno.
- SILVA, A. T. S. F. da e ALGARTE, J. P. Contribuição à geologia da seqüência Turvo-Cajati entre o Rio Pardo e Pariquera-Açu, Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981, 109-120.
- SILVA, D. C. da; FELIPE, R. da S. e PONTES, J. B. Notas sobre as ocorrências de fluorita do Vale do Ribeira, PR. In: III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia. SBG, Curitiba, 1981, v. 1: 21-34.
- SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FÚLFARO, V.J. & SOBREIRO NETO, A.F. 1979. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo. In: SIMP. REG. GEOL., 2. Rio Claro, 1979. Bol. Rés... Rio Claro, SBG/Núcleo SP. p. 30-31.
- SOUZA, A. **Mapa Geológico na escala 1:50.000 e esboço da evolução tectônica e sedimentar do Grupo Itaiacoca, nas folhas Barra do Chapéu e Ouro Verde - SP/PR.** 1990. 200 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1990.
- SPOLADORE, A. e HACKSPACHER, P. C. Geologia do Grupo Açungui na Região de Bromado, PR. SBC, Curitiba, V Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia., 1993, 5: 1-2.
- SPOLADORE, A. e HACKSPACHER, P. C. Sombras de pressão e critérios cinemáticos do Grupo Açungui. SBC, Curitiba, V Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia., 1993: 23-24.
- STÉVAUX, J.C. e FERNANDEZ, O.V.Q. Avaliação do potencial mineral do Grupo Bauru no Estado do Paraná (1ª Fase - Avaliação Preliminar). Maringá, UEM, GEMA, 1991.
- STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. Earth-Science Review, 1976, 12: 1-33.
- SZUBERT, E. C.; GRAZIA, C. A.; SHINTAKU, I. **Projeto Cobre em Itapiranga:** relatório final. Porto Alegre: CPRM/SUREG, 1979, 3 v.
- TEIXEIRA, G. de P.; DUTRA, E.B. Carvão mineral do norte do Paraná. Brasil, MA, DNPM/SFPM, Bol. n. 4, s.p., 1934.
- TEIXEIRA, W. Folhas Assunción, Curitiba e Iguape. Considerações sobre os dados radiométricos e evolução geocronológica. Projeto RADAMBRAZIL, DNPM/MME, DNPM/MME, 1982, 38P. (Relatório interno).
- THEODORO, S. C. H. **A fertilização da terra pela terra:** uma alternativa para a sustentabilidade do pequeno produtor rural. 225 f. Tese (Doutorado em Agronomia). Departamento de Agronomia, Universidade de Brasília, Brasília, 2000.
- TREIN, E. Geologia da Folha de Itaiacoca. Curitiba, Boletim da UFPR, 1966.
- TREIN, E.; MURATORI, A.; FUCK, R.A. Folha geológica de Tijucas do Sul (escala 1:70.000). Curitiba, 1969, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- TREIN, E.; REIS NETO, J.M.; BIONDI, J.C. e MONASTIER, M. Revisão da Formação Itaiacoca: identificação de uma seqüência vulcano-sedimentar em Abapã (PR). São Paulo, Simpósio Regional de Geologia, 5, 1985, v. 1, p. 169-185.
- VASCONCELLOS, E. M. G. Avaliação da favorabilidade para depósitos de Au-epitermal no Grupo Castro, PR. Belo Horizonte, SBG, XL Congr. Bras. Geol., Anais, 1998, p. 121.

- VOGTMANN, H.; WAGNER, R. **Agricultura Ecológica: Teoría y Práctica**. Porto Alegre : Mercado Aberto, 168p., 1987.
- WAICHEL, B. L. **Estruturação de derrames e interações lava-sedimento na porção central da Província Basáltica Continental do Paraná**. 2006, 285 f. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.
- WAICHEL, B. L.; LIMA, E. F.; LUBACHESCKY, R.; SOMMER, C. A. Peperitos da Formação Serra Geral: um exemplo da porção oeste do Estado do Paraná, Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 3, 2005, Cabo Frio. **Anais...** Cabo Frio : SBG, p. 213-217, 2005.
- WERNICK, E.; RIGO JR., L.; GALEMBECK, T. M. B.; WEBER-DIEFENBACH, K. (1990) Os complexos granitóides Cunhaporanga e Três Córregos (PR): zoneamento magmático e implicações geotectônicas. *Geociências*, v. 9, p. 67-85.
- WHITE, I.C. Relatório sobre as *Coal Measures* e camadas associadas ao sul do Brasil. Rel. Final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil, Parte 1, 1908, p. 1-300, Rio de Janeiro.
- WILDNER, W.; BRITO, R. S. C.; LICHT, O. A. B.; ARIOLI, E. E. **Geologia e Recursos Minerais do Sudoeste do Paraná**. Brasília: CPRM, 2006. p. 9-35. Convênio CPRM/ MINEROPAR.
- WILSON, M. Igneous petrogenesis. London. UNWIN HYMAN (ED.), 1989, 446 p.