UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS - UNICAMP INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DE TIJUCAS DO SUL, CORRELAÇÃO COM O COMPLEXO DE PIEN, PR E CONSIDERACÕES METALOGENÉTICAS

Este exemplar correspondente a redação fingl da tese defendida por Sergio Maurus Ripas e aprovoda, peta Comisção Julgadora em 7 Mail our ORIENT WOOR

Sérgio Maurus Ribas

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Orientador Prof. Dr. Alfonso Schrank

COMISSÃO EXAMINADORA

Nome: Alfonso Schrank Licente A.U. Girardi Elson P. de Oliveira

Ass.: ha

UNICAMP BUBLICIECA CENTRAL

SUMÁRIO

RESUMO	
ABSTRACT	
AGRADECIMENTOS	
1 - INTRODUÇÃO	01
1.1 - Apresentação e Objetivos	01
1.2 - Localização e Acesso	04
1.3 - Aspectos Fisiográficos e Geomorfológicos	05
1.4 - Metodologia Empregada	06
2 - ASPECTOS DA GEOLOGIA REGIONAL	08
2.1 - Trabalhos Anteriores	08
2.1.1 - Período Anterior a 1953	10
2.1.2 - Período de 1953 a 1971	11
2.1.3 - Período de 1971 a 1992	13
2.2 - Geologia do Leste do Paraná	16
2.2.1 - Faixa de Dobramentos Apiaí	18
2.2.2 - Maciço de Joinville	19
3 - GEOLOGIA DA REGIÃO DE TIJUCAS DO SUL-VOSSOROCA	25
3.1 - Generalidades	25
3.2 - Seqüência Máfica-Ultramáfica	27
3.2.1 - Metaperidotitos	28
3.2.2 - Metapiroxenitos e talco xistos	29
3.2.3 - Hornblenda Metagabros, Hornblenditos e Anfibolitos	32
3.2.4 - Magnetita Quartzitos e Granada Quartzitos.	35
3.2.5 - Rochas Metabásicas Intrusivas	37
3.3 - Seqüência Granodiorítica-Tonalítica	38

			3.3.1 - Gnaisses Graníticos	40
			3.3.2 - Gnaisses Granodioríticos	42
			3.3.3 - Gnaisses Tonalíticos	43
			3.3.4 - Milonitos	45
		3.4 -	Composição Química das Rochas de Tijucas do Sul- Vossoroca	48
			3.4.1 - Geoquímica de Elementos Maiores	48
			3.4.2 - Distribuição de Elementos Traços	56
			3.4.3 - Padrões Geoquímicos de Elementos Terras Raras	59
4		GEOLOC	GIA DA REGIÃO DE PIEN	66
		4.1 -	Descrição Sucinta das Rochas do Complexo Máfico- Ultramáfico de Pien	67
			4.1.1 - Migmatitos	68
			4.1.2 - Granulitos Básicos e Intermediários	69
			4.1.3 - Metaperidotitos, Metanoritos e Metapiroxe- nitos	70
			4.1.4 - Serpentinitos e Xistos Magnesianos	74
			4.1.5 - Hornblenda Metagabros, Anfibolitos e Gnaisses Anfibolíticos	75
			4.1.6 - Rochas Metabásicas	76
		4.2 -	Composição Química das Rochas de Pien	78
5	-	CONSII PIEN-7	DERAÇÕES SOBRE A EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DA REGIÃO DE TIJUCAS DO SUL-VOSSOROCA	86
6	-	CONSI	DERAÇÕES METALOGENÉTICAS	93
		6.1 -	Cráton Luís Alves	95
		6.2 -	Zona de Sutura Pien-Tijucas do Sul-Vossoroca	96
		6.3 -	Nappe Rio Iguaçu	98
		6.4 -	Corpos Graníticos Intrusivos	99
		6.5 -	Seqüências Vulcano-Sedimentares	100

		6.6 - Depósitos Recentes100
7	*****	CONCLUSÕES
		REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS106
		ANEXOS
		ANEXO 01 - Mapa geológico da região de Tijucas do Sul- Vossoroca, escala 1:50.000.
		ANEXO 02 - Mapa geológico da região de Pien-Tijucas do Sul, escala 1:100.000.

ÍNDICE DAS TABELAS

- Tabela 02 Composição modal estimada visualmente em lâminas delgadas de amostras de rochas granitóides da região de Tijucas do Sul-Vossoroca (em %)..... 39

- Tabela 04 Resultados analíticos de elementos traço das seqüências máfica-ultramáfica e granodiorítica-tonalítica da região de Tijucas do Sul-Vossoroca (resultados em ppm)......58
- Tabela 05 Resultados analíticos de elementos terras raras das rochas da região de Tijucas do Sul-Vossoroca (resultados em ppm)......64
- Tabela 07 Resultados analíticos de elementos traço (em ppm), de amostras de rochas do complexo máfico-ultramáfico de Pien (dados de Girardi, 1974)...... 81

ÍNDICE DAS FIGURAS

- Figura 01 Mapa de estruturas primárias do cráton de Luís Alves e das suas faixas marginais. Adaptado de Kaul (1980), incorporando as subdivisões internas de Kaul (1979) e Kaul & Teixeira (1982), com redefinições de Basei et al. (1990) e Basei et al. (1991)......03
- Figura 02 Geologia do Leste do Paraná..... 17
- Figura 03 Diagrama QAP da composição modal das rochas granitóides da região de Tijucas do Sul-Vossoroca, com discriminação das tendências toleítica, cálcio-alcalinatrondhjemítica (baixo K); cálcio-alcalina-monzonítica (alto K) e, alcalina (seg. Lameyre e Bowden, 1982). Com tendências médias das suítes plutônicas cálcioalcalinas granodioríticas do Chile e Peru...... 41
- Figura 04 Variação dos óxidos de elementos maiores (% em peso) em função do MgO (% em peso) para as amostras de rochas da região Tijucas do Sul-Vossoroca..... 54

- Figura 07 Perfis de resultados analíticos de elementos terras raras normalizados aos condritos de rochas da região Tijucas do Sul-Vossoroca. Valores de normalização aos condritos de Evensen et al. (1978)..... 65
- Figura 09 Variação dos elementos traços (em ppm) em função do MgO (% em peso) para as rochas do complexo máfico-ultramáfico de Pien (dados de Girardi, 1974)..... 84
- Figura 10 Resultados de análise de óxidos de elementos maiores em rocha total (em % em peso) plotados no diagrama AFM discriminante mostrando a curva de suites cálcio-alcalinas de Irvine & toleíticas е Baragar (1971) para as amostras do complexo de Pien (dados de Girardi, 1974) e da região de Tijucas do Sul-Vossoro-

ÍNDICE DAS FOTOMICROGRAFIAS

- Fotomicrografia 01 Metaperidotito (SR-1618-B) com textura cumulática de cristais de olivina-serpentinizada (o) com pouco material intercumulus representado por anfibólios (a) e clinopiroxênios (cp). Notar os ângulos de 120º entre os limites dos cristais. Luz polarizada..... 30
- Fotomicrografia 02 Detalhe evidenciando a transformação de clinopiroxênios (cp) em anfibólio (a) na amostra de metaperidotito (SR-1618-B). Os demais constituintes são: olivina serpentinizada (o) e opacos. Luz natural...... 30
- Fotomicrografia 03 Detalhe da textura adcumulada em metapiroxenito talcificado (am SR-1689-A) onde os cristais de ortopiroxênio (op) com contornos marcados por minerais opacos crescem até quase se encostar. Presente também lamelas de flogopita (fl). Luz natural..... 30
- Fotomicrografia 04 Amostra de granada piroxenito (SR-1677-D) onde é possível notar-se a transformação de clinopiroxênios (cp) em anfibólios fibrosos (a) com crescimento em direção ao quartzo (q). (g-granada). Luz polarizada..... 33

- Fotomicrografia 07 Amostra de quartzo diorito (SR-1612-B) composto essencialmente por plagioclásio sericitizado (p), hornblenda verde (h) e quartzo intersticial (q). Os minerais acessórios são: apatita (ap), biotita (bt), clorita e

opacos. Notar os intercrescimentos ígneos de hornblenda e quartzo. Luz natural..... 47

- Fotomicrografia 09 Amostra de milonito (SR-1707-A) com cristais quartzo e plagioclásios de (q) (p) envolvidos por minerais secundários (quartzo -epidoto-clorita-sericita) que definem mineralógicas de alteração assembleias retrometamórfica nas zonas de cisalhamento. Luz polarizada..... 47

- Fotomicrografia 13 Amostra de metapiroxenito de Pien (SR-760) com textura granoblástica inequigranular mostrando cristais de olivina (o) envolvendo ortopiroxênio (op). Luz polarizada..... 77
- Fotomicrografia 14 Amostra de granada metapiroxenito de Pien (SR-491) basicamente composta por hyperstênio (op); granada (g), hornblenda (h) e opacos. Os minerais secundários como: epidoto-zoisita, actinolita, clorita, titanita e os opacos nos bordos e fraturas dos minerais essenciais evidenciam a ação de

metamorfismo retrógrado. Luz natural.... 77

O trabalho desenvolveu-se com o objetivo inicial de avaliar potencial para depósitos auríferos em terrenos gnáissicos de 0 médio a alto grau metamórfico, com corpos lenticulares máficoultramáficos, que marcam a zona de sutura entre o cinturão Ribeira e o cráton Luís Alves, no sul do Paraná, divisa com Santa Catarina. Foi realizado mapeamento em escala 1:25.000 em área de região 90 km2 de Vossoroca e, reconhecimento em escala na 1:60.000 de 1.000 km2 até Tijucas do Sul, estendendo-se até Pien para correlação das rochas mapeadas.

A evolução do conhecimento geológico é lenta, COM intermitente acúmulo de dados, situando a região atualmente no domínio dos biotita-anfibólio gnaisses e granitóides deformados e retrabalhados na "nappe rio Iguaçu" em contato, por zona de cavalgamento, com os terrenos granulíticos do domínio do "cráton Alves". A faixa de cavalgamento é marcada por corpos Luís de metaperidotitos, metapiroxenitos, serpentinitos, talco xistos, hornblenda metagabros, anfibolitos e gnaisses anfibolíticos que estendem desde Pien até Tijucas do Sul-Vossoroca. Esses se corpos são interpretados como restos de material ofiolítico No contexto geológico brasiliano obductados. da região pesquisada ocorrem os granitos intrusivos Agudos e Morro Redondo e as seqüências vulcano-sedimentares eo-paleozóicas Guaratubinha e Campo Alegre.

rochas mapeadas foram separadas em seqüências máfica-As ultramáfica e granodiorítica-tonalítica. As lentes ultramáficas por metaperidotitos constituídas serpentinizados, são metapiroxenitos e talco xistos, com conteúdo de MgO entre 21,1 e 30,6%. As rochas máficas variam em composição desde hornblenda metagabros, hornblenda gnaisses, hornblenditos e anfibolitos que, junto com as rochas gnáissicas da seqüência granodioríticaformam uma suíte caracterizada por teores tonalítica, de até 12,4% de MqO.

As rochas do complexo de Pien foram divididas em três suítes marcadas por teores de MgO entre 33,0 e 40,0% de metaperidotitos e serpentinitos; teores de MgO entre 16,5 e 28,0% que incluem metapiroxenitos, metanoritos e talco xistos; e com até 11,3% de MgO representados por anfibolitos, hornblenda metagabros e granulitos. As suítes descritas em Tijucas do Sul-Vossoroca são correlacionadas com as duas últimas de Pien, respectivamente.

Todas as rochas estudadas apresentam evidências da atuacão de um evento metamórfico de alto grau, fácies anfibolito superior granulito, com posterior retrometamorfismo impresso a pela uralitização dos piroxênios, transformação de anfibólios em anfibólios fibrosos e formação de epidoto, biotita, clorita, sericita, talco ou serpentina. eventos 0s retrometamórficos estão normalmente associados com a percolação de fluidos em zonas cisalhamento com rochas miloníticas, situando as mesmas de na fácies xisto verde zona da clorita passagem para sericita. 0s

processos endógenos descritos e as alterações supérgenas promovem modificações mineralógicas e químicas nas rochas, ressaltadas pelos padrões geoquímicos de terras raras, que dificultam o entendimento da evolução geológica da região.

Em termos metalogenéticos previsionais o domínio das rochas Luís Alves tem bom potencial, granulíticas do cráton desconhecido, principalmente, pela falta de programas de prospecção e pesquisa. São reportados apenas depósitos de formações ferríferas e corpos pegmatíticos. A zona de sutura Pien-Tijucas do Sul-Vossoroca tem bom potencial para depósitos de sulfetos de Ni-Cu, Cu-Zn e platinóides em associações máficaultramáficas, além de Ag-Pb-Zn em gnaisses aluminosos e granulitos máficos. Juntamente com os terrenos da nappe rio Iguaçu, a zona de sutura tem alto potencial para depósitos de ouro em veios de quartzo sulfetados, nas zonas de cisalhamento que cortam sequências máfica-ultramáficas, a exemplo das antigas minas de Ferraria, Roça Velha e Morro da Esperança, a oeste de Curitiba, e as ocorrências de Vossoroca, Serra da Prata, Morretes e Antonina.

The study aimed primarily to assess the auriferous deposits potential of gneissic terrains of medium to high metamorphic grade, with lenticular mafic-ultramafic bodies, which outline the suture zone between the Ribeira Belt and the Luís Alves Craton, the southern border between Paraná and Santa Catarina. at Geological mapping at 1:25.000 scale has been carried out over 90 in Vossoroca region, and reconnaissance at 1:60.000 scale km2, 1.000 km2, extending to Tijucas do Sul and Pien, for over correlation of the mapped lithological units.

The evolution of geological knowledge is tipically slow, with intermitent data gathering, by which the target area is put at present into the domain of biotite-amphibole gneisses and deformed granitoids of Rio Iguaçu nappe, in contact by means of a zone with the granulitic terrains of Luis Alves craton. thrust The thrust belt is outlined by meta-peridotite, meta-pyroxenite, serpentinite, talc-schist, hornblende meta-gabbro, amphibolite and amphibolitic gneiss bodies, extending from Pien to Tijucas do These bodies are interpreted obducted Sul-Vossoroca. as Brazilian ophiolitic slices. In the geological context of the studied area, there are the Agudos and Morro Redondo intrusive granites, as well as the Guaratubinha and Campo Alegre eopalaeozoic volcano-sedimentary sequences.

The mapped lithological units have been separated into mafic-ultramafic and granodioritic-tonalitic sequences. The ultramafic lenses are made up of serpentinized meta-peridotites, meta-pyroxenites and talc-schists, with MgO content between 21,1% and 30,6%. The mafic rocks range in composition from hornblende meta-gabbro, hornblende gneiss, hornblendite and amphibolite, which assemble with the gneissic rocks of the granodioritictonalitic sequence to make up a suite characterized by MgO content up to 12,4%.

The Pien complex rocks have been separated into three suites, staked out by MgO content between 33,0% and 40,0% in meta-peridotite and serpentinite; MgO content between 16,5% and 28,0% in meta-pyroxenite, meta-norite and talc-schist; and MgO content up to 11,3% in amphibolite, hornblende meta-gabbro and granulite. The described suites at Tijucas do Sul-Vossoroca are respectively correlated to the last two Pien suites.

Every studied rocks display evidence of a high grade metamorphic event, in the upper amphibolite to granulite facies, with a later retrometamorphic event overprinted by pyroxene uralitization, transformation of amphibole into fibrous varieties, and formation of epidote, biotite, chlorite, sericite, and serpentine. The retrometamorphic events are commonly talc related to fluid percolation in shear zones with mylonitic rocks, putting them into the greenschist zone of chlorite-sericite boundary. The described endogenetic processes the and

supergenetic alteration promote mineralogical and chemical changes in rocks, all stressed by rare-earth geochemical patterns, which make it difficult to unravel the area geological story.

In previsional metalogenetic terms, the Luís Alves craton granulitic domain displays a good potential, although unknown so far because of the absence of prospecting and research programs. A few deposits of iron formation and pegmatitic bodies are reported. The Pien-Tijucas do Sul-Vossoroca suture zone displays a good potential for Ni-Cu, Cu-Zn and platinoid sulphide deposits, in mafic-ultramafic assemblies, as well as Ag-Pb-Zn in aluminous gneisses and mafic granulite. Along with the rio Iguaçu nappe terrains, the suture zone displays high potential for gold deposits in quartz-sulphide veins within shear zones that cross mafic-ultramafic sequences, as ilustrated by the closed mines at Ferraria, Roça Velha and Morro da Esperança, west to Curitiba, and the shows at Vossoroca, Serra da Prata, Morretes and Antonina.

AGRADECIMENTOS

aqui registrado o sincero agradecimento às pessoas Fica e entidades nominadas, que contribuíram de forma decisiva na consecução deste trabalho, com atividades específicas. Assim. sou grato pela liberação e pelo apoio logístico e financeiro, nas diversas etapas da pesquisa, prestado pela Minerais do Paraná S/A - MINEROPAR, na figura de seus Diretores Presidentes Mário Lessa Sobrinho e José Henrique Popp respectivamente, e a acolhida fraterna propiciada pelos professores, funcionários e colegas do Instituto de Geociências da UNICAMP, que contribuíram direta ou indiretamente na execução da tarefa, em especial o incentivo е pronta orientação do Prof. Dr. Alfonso Schrank, bem como 0 auxílio dedicado na descrição das lâminas petrográficas do Prof. Dr. Asit Choudhuri.

Devo agradecer também a digitação do texto feita por Beatriz Rodacoski, a datilografia das tabelas feita por Clarissa Nunes, a tradução do resumo para a língua inglesa de Edir Edemir Arioli, a pintura dos mapas com a dedicação de Loire Nissen e sua irmã Denise, a impressão final fornecida por Jorge Luís de Paula Martins, e, especialmente, o incentivo, críticas e sugestões dos colegas Gil Francisco Piekarz, Luís Tadeu Cava e Oscar Salazar Júnior.

O apoio financeiro para a realização do trabalho foi fornecido pela MINEROPAR e pela CAPES na forma de Bolsas de Estudos.

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - Apresentação e Objetivos

Na tentativa de decifrar os mecanismos de formação da crosta continental a literatura geológica registrou, nas últimas décadas, um grande volume de trabalhos em terrenos antigos do tipo granito-greenstone e gnáissicos de alto grau. Os terrenos pré-cambrianos compreendem cerca de 15% da superfície da terra e são considerados como "a chave dos processos do passado".

A multiplicidade de modelos tectônicos gerados para os terrenos pré-cambrianos demonstra que, com base nos dados fragmentados e ainda pouco entendidos, não é possível ainda definir-se um processo tectônico para pré-cambriano. Em termos de modelo evolutivo, tem progredido de modelos essencialmente fixistas (geossinclinal), para modelos essencialmente mobilistas (ciclo de Wilson), passando por modelos intermediários (rifts ensiálicos, aulacógenos e "mobile belts").

Os terrenos pré-cambrianos da região sul do Brasil têm sido descritos tradicionalmente, em termos geotectônicos, como faixas de dobramentos e maciços cristalinos alternados, recebendo o conjunto diversas denominações ao longo dos tempos: Cinturão Dobrado Ribeira (Almeida et al., 1973), Cinturão Atlântico (Fyfe & Leonardos, 1974), Região de Dobramentos Sudeste (Almeida et al., 1976), ou Província Mantiqueira (Almeida et al., 1981).

As faixas de dobramento envolvem rochas sedimentares e vulcano-sedimentares metamorfisadas em fácies xisto verde a

anfibolito, enquanto que nos maciços cristalinos predominam rochas de médio a alto grau metamórfico, em fácies anfibolito alto a granulito, e rochas ígneas associadas. A estes maciços tem sido atribuído o papel de área cratônicas, maciços medianos, ou cinturões móveis, cujos limites variam conforme variam as interpretações das diversas unidades envolvidas nos eventos tectônicos.

presente trabalho está situada Ά área enfocada no em terrenos gnáissicos de médio a alto grau metamórfico, os quais englobam inúmeros corpos lenticulares de rochas máficas е Estes terrenos foram inseridos no Maciço Mediano ultramáficas. de Joinville (Hasui et al., 1975), no Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann et al., 1979) e no Cráton Luís Alves recentemente estes 1980). Mais terrenos foram (Kaul, interpretados como uma zona de sutura ofiolítica, de direção NE-SW, que promove o cavalgamento do Cinturão Ribeira sobre o Cráton Luís Alves, tanto a sul como a leste, sendo coberta pelos sedimentos da Bacia do Paraná a oeste (Machiavelli, 1991) (Figura 01).

O objetivo inicial do trabalho, conforme definido pelos interesses empresariais da Minerais do Paraná, previa a avaliação do potencial para depósitos auríferos primários na área circunscrita por três alvarás de pesquisa na região de Tijucas do Sul - Vossoroca. A presente dissertação foi proposta е desenvolvida com o objetivo de contribuir para o conhecimento geológico dessa complexa porção do escudo paranaense e avaliar. de modo preliminar, seu potencial metalogenético, comparando com terrenos de mesma natureza descritos na bibliografia.



Figura 01 - Mapa de estruturas primárias do cráton e das suas faixas marginais. Adaptado de Kaul (1980), incorporando as subdivisões internas de Kaul (1979) e Kaul & Teixeira (1982), com redefinições de Basei et al. (1990) e Basei et al. (1991).

mapeadas foram caracterizadas. em termos As rochas petrográficos, como representantes da composicionais e complexo máfico-ultramáfico de Pien para continuidade do nordeste, permanecendo ainda sem definição seus limites laterais rochas mapeadas neste trabalho longitudinais. As são е designadas como complexo máfico-ultramáfico de Tijucas do Sul apenas para efeito de individualização e caracterização, tendo sido reconhecida a sua relação espacial e temporal com as rochas descritas por Girardi (1974) em Pien.

1.2 - Localização e Acesso

A área trabalhada localiza-se na divisa do estado do Paraná Catarina, delimitada por um polígono irregular com Santa com totais de cerca de 20 km no sentido NW-SE dimensões е aproximadamente 60 km no sentido NE-SW, abrangendo uma área total mais de 1.000 km2. É limitada, aproximadamente, pelas de coordenadas 25°30' e 26°10' de latitude sul e 49°00' e 49°30' de longitude oeste (vide Figura 02 e mapa do Anexo 02).

As principais localidades abrangidas no trabalho são: Vossoroca, Tijucas do Sul, Agudos do Sul, Pien, Trigolândia e Campina dos Maias. O acesso a essas localidades, a partir de feito principalmente pela Curitiba, é BR-468 (Curitiba-Joinville), num percurso aproximado de 50 km2 até a localidade de Vossoroca no extremo norte da área trabalhada. As demais localidades são alcançadas por estradas estaduais asfaltadas. 0

deslocamento no interior da área é feito por estradas municipais secundárias, com revestimento solto, na maioria bem conservadas.

1.3 - Aspectos Fisográficos e Geomorfológicos

A paisagem da região é formada por morrotes arredondados, característicos dos contrafortes ocidentais da Serra do Mar, pouco antes de iniciar a descida para o litoral. Por vezes sobressaem-se elevações bastante íngremes, com desníveis da ordem que marcam a passagem dos terrenos colinosos do de 1.000 m. primeiro planalto para o relevo escarpado da Serra do Mar. Via regra, os granitos (senso lato) e as rochas da formação de Guaratubinha sustentam as maiores elevações da serra, enquanto que os migmatitos (senso lato) conformam a paisagem de morrotes arredondados, profundamente dissecados e, geralmente, com espesso de alteração. Outras regiões apresentam uma paisagem manto de campos muito planos, como na extensa planície do rio da Várzea а oeste, onde estão depositados sedimentos correlacionáveis à formação Guabirotuba na Bacia de Curitiba.

O clima na região da Serra do Mar e do Primeiro Planalto, incluindo a região de Curitiba, é do tipo pluvial temperado, bastante úmido, com chuvas distribuídas ao longo de todo o ano. As temperaturas médias anuais variam de 18 a 22°C.

A exuberante Mata Atlântica recobre grande parte da área trabalhada, principalmente na região de Vossoroca e nos contrafortes da Serra do Mar. Tendo resistido à exploração desenfreada do homem, foi recentemente transformada em área de

preservação permanente, como testemunho restrito das diversas espécies animais e vegetais que integram este habitat.

topo das mais altas montanhas predomina a vegetação No rasteira de gramíneas e arbustos devido a quase ausência de solo as condições microclimáticas do topo da Serra do Mar e nesta latitude. Adentrando no planalto para oeste, encontram-se matas pinheiros araucária além de estensas residuais de áreas COM vegetação de campos limpos e várzeas. Por se tratar de relevo muito acidentado e área de preservação ecológica, as áreas restritas e destinadas principalmente cultivadas são à agricultura de subsistência e algumas áreas de reflorestamento com "pinnus".

confluência dos fatores: relevo colinoso com Α morrotes arredondados, clima pluvial temperado úmido e mata subtropical desenvolvimento de espesso manto de leva ao alteração com intemperização das rochas a profundidades de mais de vinte metros, como é possível observar-se nos cortes da BR-468. Por outro lado, nas partes altas е nos contrafortes da serra encontram-se zonas de afloramentos de rochas e de cambissolos. No primeiro planalto predominam os latossolos, solos podzólicos e solos orgânicos em várzeas e fundos de vale.

1.4 - Metodologia Empregada

Foi realizado mapeamento geológico de detalhe, escala 1:25.000, em área de 90 km2 limitada pelas coordenadas 25º50' de

latitude sul e 49°00' e 49°05' de longitude oeste, na região da represa de Vossoroca (mapa do anexo 01). Para propiciar a correlação com as rochas do complexo máfico-ultramáfico de Pien efetuou-se fotointerpretação em escala 1:60.000, reconhecimento de campo e integração com os trabalhos existentes em área de mais de 1.000 km2, que se estende até as coordenadas 26°10' de latitude sul e 49°30' de longitude oeste, na divisa com o estado de Santa Catarina (mapa do anexo 02).

As amostras de rocha coletadas foram submetidas а uma seleção prévia, apoiada em descrições micropetrográficas, para análises químicas. Nem sempre foi possível a seleção de rochas isentas de alteração como seria desejável. Quando identificado qualquer processo de alteração nas rochas analisadas este é ressaltado no capítulo 3.4 que discorre sobre a composição química das rochas estudadas.

As análises foram todas efetuadas nos laboratórios da GEOSOL Belo Horizonte e seguiram a rotina analítica descrita em em seu catálogo de análises e ensaios. Foram dosados os óxidos normativos em vinte e nove amostras utilizando-se métodos combinados de via úmida e instrumentais e realizadas cerca de setecentas e dezoito determinações de elementos menores, traço е terras raras, por diversos métodos, conforme apresentado na tabela 01 a seguir.

Os resultados analíticos utilizados na caracterização das rochas de Pien são provenientes das análises efetuadas por Girardi (1974) na Universidade de Cambridge e na Universidade de São Paulo. Os resultados dos elementos maiores em rocha total obtidos por fluorescência de raios X com foram as técnicas

MÉTODO EMPREGADO	ELEMENTOS ANALISADOS	LIMITE DE DETECÇÃO	NÚMERO DE DETERMINAÇÕES	MÉTODO EMPREGADO
	Cu	2	60	
	Рb	5	12	Espectrografia
	Zn	2	12	ótica
Absorção atômica	Ag	2	37	
ataque com HNO ₃	Cr	2	23	
à quente	Ni	2	29	
	Со	2	29	
	V	10	23	
	Sc	5	23	
	Au	0,05	20	
	Cu	2	3	Espectrografia
	Pb	5	3	de plasma - ICP
Absorção atômica	Zn	2	3	
ataque com água	Мо	5	2	
régia à quente	Ag	2	2	
	Bi	10	2	
	Mn		1	
	Fe		1	
A.A. ataque com bromo extração MIBK	Au	0,05	20	
A A geração de	As	1	33	Fluorescēncia de raios X
hidretos	Sb	1	16	
	Те	1	14	
A.A. geração de vapor	Hg	0,05	2	
Colorimetria	W	3	2	"Fire assay"

MÉTODO EMPREGADO	ELEMENTOS ANALISADOS	LIMITE DE DETECÇÃO	NÚMERO DE DETERMINAÇÕES
	Мо	5	31
Espectrografia	Cr	5	6
otica	Ba	5	6
00104	Bi	10	20
	Sc	5	23
	Те	1	2
	La	0,5	8
	Ce	1,0	8
	Nd	0,5	8
	Sm	0,1	8
Espectrografia	Eu	0,05	8
de plasma - ICP	Gd	0,2	8
	Dy	0,1	8
	Но	0,05	8
	Er	0,05	8
	Yb	0,05	8
·····	Lu	0,03	8
	Sr	5	29
	Rb	5	23
Fluorescência	Ва	20	23
de raios X	Y	10	23
	Та	15	23
	Nb	10	23
	Zr	10	23
"Fire assay"	Au	0,05	3

Tabela 01 - Métodos analíticos empregados na determinação de elementos menores, traços e terras raras; elementos analisados, limites de detecção (em ppm) e número de determinações efetuadas em amostras de rocha da área Tijucas do Sul -Vossoroca. convencionais de via úmida. A análise quantitativa dos elementos traço foi efetuada por espectrografia ótica com os seguintes limites mínimos de sensibilidade (em ppm): Cr=2, Sc=10, Co=5, Zr=10, Ni=2, Cu=5, V=10, Ba=10 e Sr=10.

2 - ASPECTOS DA GEOLOGIA REGIONAL

2.1 - Trabalhos Anteriores

literatura existente teve a finalidade de Α análise da levantar os dados acumulados sobre a área pesquisada e acompanhar evolução do conhecimento da geologia do estado do Paraná, bem а como as interpretações sugeridas. Esta análise é aqui transcrita modo sucinto para registro do lento e contínuo progresso do de conhecimento geológico sobre determinada área e da evolução das o constante acúmulo de novos dados interpretações COM e observações.

Os trabalhos anteriores analisados podem ser agrupados em três etapas principais: Uma primeira etapa que abrange os estudos pioneiros de diversos pesquisadores e culmina com a publicação do primeiro mapa geológico do estado do Paraná de Reinhard Maack em 1953. A segunda etapa inclui todos os estudos decorrentes do programa de levantamento geológico efetuado pela Comissão da Carta Geológica do Paraná, abrangendo o período de 1953 a 1971; e o terceiro período que inclui os trabalhos desde 1971 até os dias

atuais onde aparecem os mapas síntese efetuados por Biondi, 1983 e Biondi et al., 1989.

2.1.1 - Período Anterior a 1953

Neste período dos estudos pioneiros sobre a geologia do estado do Paraná são registradas apenas algumas informações genéricas encontradas em posteriores publicações. As primeiras referências são creditadas a Derby (1878) que subdividiu em "cristalinas argueozóicas" as rochas que ocorrem no litoral, na Serra do Mar e na porção leste do Primeiro Planalto, e "não cristalinas cambro-silurianas" os xistos e mármores da região de Também o notável trabalho "Geologia do Acunqui. Estado do Paraná" de Euzébio de Oliveira (1916) que descreveu praticamente todas as grandes unidades e agrupou as rochas metamórficas do leste paranaense no "Complexo pré-Devoniano", incluindo xistos cristalinos na base e xistos argilosos, calcários e quartzitos injetados de granitos e eruptivas básicas, que designou "Série Assunguy", no topo.

São deste período os mapas geológicos do estado em escala 1:1.000.000 (Oliveira, 1925) e 1:2.000.000 (Oliveira, 1933). As rochas metamórficas foram representadas separadas em "Série Assunguy" ordoviciana, e "Complexo Cristalino" arqueano. São também citadas as ocorrências de ferro da região de Antonina e os depósitos aluvionares de ouro do litoral, os quais seriam originários de "vieiros de quartzo cristalino em granito, gneiss e dioritos" (Oliveira, 1927).

final deste período aparece um grande número de No contribuições de Reinhard Maack, destacando-se, por exemplo, a síntese sobre a geologia do Paraná e Santa Catarina realizada como parte do mapa geológico da América do Sul publicado em 1947. litoral paranaense Maack (1947) descreveu gnaisses arqueanos No granitos intrusivos e xistos micáceos, quartzitos, com itabiritos, filitos e calcários algonguianos. No ano de 1953 Maack publicou o "Mapa Geológico do Estado do Paraná", na escala 1:750.000, sintetizando o conhecimento geológico da época desde os trabalhos pioneiros. Na porção leste do estado representou 0 "Complexo Brasileiro", com "gnaisses, granitos gnaissificados е granitos mais antigos".

2.1.2 - Período de 1953 a 1971

Nesta etapa foi cartografado todo o pré-Cambriano paranaense na escala 1:70.000 e intensificaram-se os trabalhos de definição descrição das diversas unidades litoestratigráficas. е Assim, foram descritas as faixas calcárias da Série Açunqui (Bigarella, e definidas as formações Setuva e Capiru nas 1953 е 1956) proximidades de Rio Branco do Sul (Bigarella & Salamuni, 1958a), formação Itaiacoca (Almeida, 1956) na região noroeste do а e escudo. Foi também realizada uma série de estudos sedimentológicos e paleoclimáticos que definiram а formação Bacia de Curitiba e os sedimentos Guabirotuba na fluviais A marinhos recentes, citando-se os trabalhos de Bigarella &

Salamuni (1958b), Bigarella et al. (1961), Ab'Sáber & Bigarella (1961), entre outros.

Em 1961 Reinhard Maack descreveu os granitos do Pico Paraná, da Serra da Graciosa e do Pico Marumbi. Com relação à idade considerou os granitos como intrusivos em gnaisses da Série Açungui, no final da orogenia que atingiu estas rochas.

As sínteses dos mapeamentos básicos da Comissão da Carta Geológica foram publicadas no vigésimo primeiro congresso brasileiro de geologia (Bigarella et al. eds., 1967), reunindo diversas contribuições que representaram um grande avanço no conhecimento da geologia paranaense.

Fuck et al. (1967a) subdividiram os migmatitos em homogêneos e heterogêneos, e descreveram os aspectos geológicos е petrográficos de diversos tipos de migmatitos, principalmente embrechitos e epibolitos, os quais contêm muitas inclusões đe xisto magnesianos, anfibolitos, quartzitos e remanescentes de peridotitos. As associações mineralógicas piroxenitos е "paleossoma" dos migmatitos deve ter evidenciam que 0 sido fácies anfibolito e concluíram metamorfisado em que а migmatização se deu em condições físico-químicas dessa fácies. migmatização os esforços de cisalhamento provocaram Após a alterações retrometamórficas em várias áreas. Fuck et al. (1967b) descreveram também as rochas vulcânicas que ocorrem à sudeste de São José dos Pinhais е denominaram formação Guaratubinha, identificando características semelhantes às da

formação Campo Alegre em Santa Catarina.

O granito Agudos foi descrito como de natureza calcoalcalina (Fuck et al., 1969), enquanto que a intrusão de Morro

Redondo é considerada de natureza alcalina a subalcalina. Na região costeira registrou-se ocorrências de charnockitos nas proximidades de Serra Negra (Basumallick et al., 1969), enquanto área do grupo Açungui Marini (1970) definiu a formação Áqua na Clara como unidade de topo e separou a formação Setuva, à qual idade mais antiga que as demais formações do grupo atribuiu Acunqui. Encerrados os trabalhos da Comissão da Carta Geológica apresentou-se uma síntese dos dados, incluindo o mapa do leste do Paraná cobrindo cerca de 27.000 km2 (Fuck et al., 1971).

2.1.3 - Período de 1971 a 1992

década de setenta pouco se modificou А partir da da cartografia das unidades litológicas mapeadas, proliferando os trabalhos descritivos e de detalhamento das unidades, com várias interpretações geotectônicas. Assim, são devidas a Albuguerque et al. (1971) as primeiras referências às rochas granulíticas em Santa Catarina. Minioli (1972) reconheceu os corpos ultramáficos Barra Velha - Piçarras e atribuiu origem magmática intrusiva de para os mesmos.

Em termos geotectônicos Fyfe & Leonardos (1974) propuseram um modelo de evolução para a margem continental do Brasil. denominando "cinturão granulítico Atlântico", possuindo rochas indicativas de níveis basais da crosta com a possível existência cráton recoberto pelos sedimentos da Bacia do de um Paraná. Carneiro et al. (1974) ressaltaram a existência de alto

estrutural pré-brasiliano separando a norte o grupo Açungui e a sul o grupo Brusque, e propuseram a denominação de "maciço Barra Velha - Morretes".

Com base em datações K/Ar Cordani (1974) concluiu que a região de Barra Velha era uma região estável durante o ciclo Brasiliano, tendo sofrido metamorfismo de fácies granulito no final do arqueano e de fácies anfibolito no transamazônico.

Girardi et al. (1974) dataram os granulitos e rochas básicas de Pien e obtiveram idade K/Ar de 2.000 +-80 m.a.. Girardi (1974)apresentou tese versando sobre a petrologia das rochas e ultrabásicas da região de Pien, básicas posteriormente redefinidas como complexo máfico ultramáfico de Pien (Girardi, 1976). Sugeriu a intrusão e granulitização do complexo durante o Transamazônico, tendo ocorrido rejuvenescimento ciclo isotópico rochas durante o evento de migmatização regional das do ciclo Brasiliano. Girardi & Ulbrich (1978) concluíram que o complexo de Pien teve origem a partir de diferenciação magmática.

Hasui et al. (1975) propuseram o termo "maciço mediano de para as rochas gnáissico-migmatíticas com Joinville" intrusões e extensas áreas granulíticas relacionadas graníticas à infraestrutura do "cinturão dobrado Ribeira" de Almeida et al. (1973).

No desenvolvimento do Projeto Leste do Paraná, com reconhecimento geológico regional, em escala 1:100.000, os migmatitos foram considerados mais antigos do que o grupo Açungui e inseridos no "complexo gnáissico-migmatítico" (Algarte et al., 1974).

Teixeira (1979) salientou que a região de Luís Alves - Barra Velha situa-se sobre a isócrona de referência Rb/Sr de 2.600 m.a. e a região de Pien mostra idades em torno da isócrona de 2.300 m.a.. As datações K/Ar também confirmam essa diferença.

Hartmann et al. (1979) definiram o "complexo granulítico de Santa Catarina", inserido no maciço de Joinville e reconhecido como uma porção da crosta pouco afetada durante 0 ciclo No mesmo sentido, Kaul (1979) propôs a denominação Brasiliano. de "cráton Luís Alves" para essa região. Estendeu posteriormente área cratônica pela costa até Peruíbe e considerou o restante а complexo cristalino, a norte do cráton Luís Alves, do como embasamento fortemente retrabalhado e rejuvenescido durante 0 ciclo Brasiliano (Kaul, 1980) (Figura 01). Os limites entre os domínios do cráton Luís Alves e do embasamento retrabalhado não conhecidos, tendo sido atribuído inicialmente são bem ao lineamento Corupá (Kaul, 1979 e 1980; Haralyi et al., 1982), ou a faixa ENE-WSW na altura de Pien (Kaul & Teixeira, 1982). uma Kaul et al. (1979) sugeriram, também, a existência de estrutura na região do maciço de Joinville e correlacionaram arqueana COM as unidades geotectônicas pan-africanas. Assim, o complexo granulítico é correlacionado com a faixa de dobramentos oestecongolesa que acompanha o bordo oeste do cráton do Congo e serve de embasamento ao sul para a faixa de dobramentos Damara.

Outros trabalhos específicos que tratam de aspectos geológicos importantes para a caracterização da região na qual se insere a área objeto do presente trabalho serão referidos nos diversos capítulos descritivos a seguir.

2.2 - Geologia do Leste do Paraná

O presente capítulo visa situar a região de Tijucas do Sul -Vossoroca no contexto geológico regional e fornecer uma descrição sucinta das unidades litoestruturais que compõem a geologia do leste do Paraná, representadas na Figura 02.

A subdivisão da região leste paranaense, adotada neste trabalho, considera as unidades descritas por Hasui et al. (1975) para o cinturão dobrado Ribeira, com as adaptações impostas trabalhos mais recentes. pelos Assim, compartimentação а geotectônica do leste paranaense é dada por duas unidades: 1) A faixa de dobramentos Apiaí (Hasui et al., 1975) e; 2) O maciço de Joinville, guardando os limites geográficos propostos por Hasui et al. (1975), mas incorporando subdivisões internas propostas por Kaul (1979) e Kaul & Teixeira (1982), com redefinições de Basei et al. (1990) e Basei et al. (1991) (Figura 01).

No contexto geológico da região pesquisada são encontrados numerosos corpos graníticos, nitidamente intrusivos, isótropos, considerados bem mais jovens que as encaixantes (idade aparente Rb/Sr em rocha total de 540 m.a.). É o caso dos granitos Graciosa, Anhangava, Marumbi, Serra da Igreja, Agudos e Morro Redondo, todos de tendência alcalina, com piroxênios e anfibólios sódicos. São importantes, também, as rochas vulcânicas е sedimentares da formação Guaratubinha e da formação Campo Alegre. diques básicos, e os depósitos quaternários, descritos os а sequir.



2.2.1 - Faixa de Dobramentos Apiaí

acordo com a descrição mais recente de Fragoso César De (1991), a faixa de dobramentos Apiaí ocupa a região centro-oeste do escudo paranaense, limitada a oeste e a norte pelos sedimentos Bacia do Paraná e a sul e sudeste pela falha da Lancinha. da É por complexas associações metassedimentares, constituída subordinadamente metavulcânicas, estruturadas como nappes com transporte tectônico para sudeste. Está afetada por intrusões batolíticas de granitóides, como Cunhaporanga e Três Córregos, e "stocks" graníticos, como Cerne, Piedade, Itaóca, entre outros. Localmente estas unidades são recobertas por depósitos molássicos (formação Camarinha e grupo Castro), sendo seccionadas por grandes falhas transcorrentes de direção NE-SW, destacando-se os lineamentos da Lancinha e de Morro Aqudo (Figura 02).

Entre as inúmeras contribuições sobre a faixa Apiaí podem citados os trabalhos de School (1981) que reconheceu ser а compartimentação grupo Açungui pelas falhas do grandes transcorrentes; a proposta de Fritzsons Jr. et al. (1982) de criação do Grupo Setuva para as unidades basais separadas do Fiori et al. (1985) que grupo Açungui; reconheceram а estratigrafia interna das formações Capiru e Votuverava, do grupo Açungui, como resultado de empilhamento aleatório de fatias tectônicas transportadas por falhas de cavalgamento, do tipo duplexes, afetados por transcorrências e dobramentos posteriores; e, também, os trabalhos de Soares (1987) e Campanha et al. (1987) que aplicaram os conceitos de tectônica de placas para descrever

a evolução da faixa Apiaí, não existindo consenso entre os modelos propostos.

A idade de formação das seqüências envolvidas nas faixas de dobramento é uma questão ainda não resolvida integralmente, mas a maioria dos pesquisadores tem reconhecido que sua principal evolução orogenética ocorreu no proterozóico superior (ciclo Brasiliano), podendo a deposição do pacote sedimentar ou vulcano-sedimentar ter se iniciado em tempos mais antigos, até no proterozóico inferior ou argueano.

2.2.2 - Maciço de Joinville

Segundo Hasui et al. (1975) o "maciço mediano de Joinville" é constituído principalmente por gnaisses das fácies granulito e anfibolito, migmatitos e seqüências ultramáficas, recortado por rochas cataclásticas, intrusões graníticas e diques de diversas composições e idades. Localmente é recoberto por seqüências vulcânicas e sedimentos. Seus limites com a faixa de dobramentos Apiaí a noroeste e com a faixa de dobramentos Tijucas a sudeste são dados por meio de lineamentos transcorrentes.

história geológica do maciço de Joinville é complexa, Α reflexo de uma evolução polifásica, com sucessivos eventos de reestruturações, remobilização e rejuvenescimento isotópico que atuaram sobre as rochas em diversos ciclos tectônicos. Mais recentemente tem sido reconhecida a natureza pré-brasiliana de suas unidades, admitindo-se atualmente algumas de que sua formação reporta-se ao arqueano, tendo sido sucessivamente

retrabalhado nos ciclos Transamazônico, Uruacuano e Brasiliano. Basei et al. (1991) sugeriram que a atual configuração do maciço Joinville somente tenha sido alcançada final de ao do proterozóico superior, como produto da aglutinação de diferentes crustais. Os mesmos autores definiram os três massas domínios internos do maciço descritos como: Domínio I - biotita-anfibólio gnaisses e granitóides deformados e retrabalhados da porção norte maciço, denominado "nappe rio Iguaçu"; Domínio II - biotita do granitóides grosseiros deformados e cortados por suítes de crustais mais jovens correspondendo ao granitóides "batólito Paranaquá" e; Domínio III - terrenos antigos estáveis е ao cráton Luís Alves (Kaul, 1980) correspondentes ou complexo granulítico de Santa Catarina (Hartmann et al., 1979) (Figura 01).

nappe rio Iguaçu é constituída por biotita-anfibólio A gnaisses bandados, anfibolitos, gnaisses graníticos e granitóides deformados, foliados. Diversos corpos granitóides, foliados ou não, cortam as rochas gnáissicas regionais e são fregüentes os mobilizados quartzo-feldspáticos. Seus limites são os metassedimentos da faixa Apiaí a norte e a frente de cavalgamento que marca a sutura colisional com o cráton Luís Alves tanto a sul a leste. À oeste é recoberta pelos sedimentos da bacia como do Paraná.

As unidades que compõem a nappe rio Iguaçu são interpretadas da seguinte forma: Os gnaisses e granitóides da porção norte como provável infraestrutura do cinturão Ribeira (Setuva+Açungui), com resquícios de um arco magmático brasiliano correspondente aos

granitóides cálcio-alcalinos deformados da porção sul desse e; o cavalgamento dessa unidade sobre os terrenos conjunto granulíticos do cráton Luís Alves. Esta faixa de cavalgamento é pela ocorrência freqüente de corpos básico-ultrabásicos marcada onde se destacam os metaperidotitos, metapiroxenitos. serpentinitos, talco-xistos, hornblenda metagabros, anfibolitos e anaisses anfibolíticos de Pien e da região de Tijucas do Sul Vossoroca, descritos neste trabalho. Essas rochas metabásicas e interpretadas como metaultrabásicas são restos de material ofiolítico brasiliano obductados, marcando uma sutura colisional (Machiavelli, 1991).

O domínio do batólito Paranaquá ocupa pequena área na porção nordeste de Joinville, limitado a leste pela linha de costa e а norte e a oeste pelo cráton Luís Alves. Segundo Basei et al. os litotipos mais comuns são: (1990)anfibólio-biotita porfiróides com granitóides megacristais centimétricos de microclínio e, biotita granitóides equigranulares e leucogranitos subordinados, que caracterizam o conjunto como um complexo íqneo polifásico. As rochas encaixantes são xistos aluminosos, biotita gnaisses, mica xistos e quartzitos, com intercalações de anfibolitos biotita-anfibólio е qnaisses bandados. São freqüentes os xenólitos e restos-de-teto dessas rochas, alguns com grande expressão areal.

De acordo com Basei et al. (1991) os terrenos granulíticos do domínio do cráton Luís Alves, na porção sul do macico de Joinville. constituídos principalmente são por qnaisses tonalíticos cujo metamorfismo de alto grau deu-se no início do proterozóico inferior, sobre associações magmáticas de possível
idade arqueana. Os dados K/Ar indicam que esses terrenos tiveram comportamento estável e frio enquanto que, lateralmente, os um submetidos aos eventos tectônicos, termais e à cinturões eram do ciclo Brasiliano. Conforme relatado granitogênese por Machiavelli (1991) as litologias que constituem esse domínio estão representadas por uma suíte ígnea básica-intermediáriaácida incluindo, em menor parte, diferenciados básicos, em meio a granitóides tonalíticos a granodioríticos. Subordinadamente ocorrem gnaisses kinzigíticos, quartzitos, formações ferríferas bandadas e migmatitos. Os corpos básicos têm dimensões desde pequenas inclusões até corpos quilométricos como os de Barra Velha.

Fragoso César e colaboradores (Fragoso César, 1980; Fragoso César et al., 1982a e b; e Fragoso César, 1991) consideraram este terreno como a extensão setentrional do cráton Rio de La Plata e utilizaram o termo "bloco Luís Alves" para sua denominação. 0s limites propostos para o bloco Luís Alves são considerados como sendo uma zona transcorrente vertical ENE-WSW com o cinturão Don Feliciano a sudeste e, de acordo com Machiavelli (1991), pela "zona de sutura ofiolítica" de direção NE-SW que promove 0 cavalgamento do cinturão Ribeira sobre o bloco Luís Alves а noroeste.

Internamente o bloco Luís Alves possui dois compartimentos: um a sul do lineamento Corupá, não afetado de maneira significativa pelo evento brasiliano, e outro a norte, afetado por vulcanismo, sedimentação e granitogênese brasiliana que refletem as fases tardias do cinturão Ribeira (Fragoso César,

1991). Estes compartimentos correspondem ao que Kaul (1980) denominou de "cráton Luís Alves" e "embasamento retrabalhado e rejuvenescido" respectivamente (Figura 01).

Os corpos graníticos intrusivos, anteriormente referidos, apresentam dimensões muito variadas, desde pequenos "stocks" até Inclusos no contexto geológico da região pesquisada batólitos. ocorrem os batólitos granitóides de Agudos e do Morro Redondo. 0 Agudos ocupa uma superfície superior granito а 450 km2. localizado na porção central da área trabalhada (Figura 02). Machiavelli (1991) dividiu o corpo batolítico Aqudos em granitóides cálcio-alcalinos deformados, representados por hornblenda-quartzo monzodioritos, quartzo monzonitos, biotita monzogranitos e granodioritos. O conjunto destes granitóides apresenta padrões geoquímicos, geocronológicos e petrográficos correspondentes a granitóides originados em arcos vulcânicos e ocorrem no domínio da nappe Rio Iquaçu, à noroeste da zona de cisalhamento resultante do cavalgamento sobre ο domínio granulítico do cráton Luís Alves. Os granitóides isótropos que ocorrem a sudeste da zona de cavalgamento, intrudidos no domínio granulítico, correspondem ao que Machiavelli (1991) denominou de granito Agudos propriamente dito.

O granito Morro Redondo situa-se nos contrafortes da Serra do Mar, imediatamente a leste da área trabalhada, formando a Serra do Papanduva. O granito é equigranular, leucocrático, composto por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio sódico, anfibólio sódico (riebeckita), ferro-hastingsita, aegirinaaugita, barkevicita e biotita como minerais essenciais e, zircão, fluorita, clorita, epidoto, alanita, esfeno, muscovita, apatita e

opacos como acessórios principais (Daitx & Carvalho, 1980).

formação Guaratubinha distribui-se imediatamente a norte Α É constituída por rochas vulcânicas da área trabalhada. de riolítica, rochas sedimentares representadas natureza por siltitos, argilitos e conglomerados, e vulcanitos arcósios. rochas repousam discordantemente sobre os andesíticos. Essas granitos do complexo cristalino. O conjunto está gnaisses e perturbado por intenso falhamento, inclinado normalmente com mergulhos entre 25° e 40° para sudeste. A formação Guaratubinha constitui o registro de eventos tectônicos de transição do fenômeno de estabilização da orogênese correspondente ao grupo formado fossas tectônicas Acunqui, tendo se em restritas preenchidas com sedimentos molássicos e rochas vulcânicas (Fuck et al., 1971).

As numerosas fendas de rumo NW-SE provocadas pela ruptura ao eixo do arco de Ponta Grossa foram longo do preenchidas por como diques básicos, datados por Amaral et al. (1966) sendo A maior concentração de diques ocorre jurássicos-cretáceos. na região da baía de Paranaguá. Os diques apresentam em média 20 а 50 metros de possança, podendo atingir até 300 metros. São de granulação muito fina até média. dominando os de natureza diabásica, tendo sido encontrados diques de andesito pórfiro e granogabro (Marini et al., 1967).

Durante o pleistoceno houve o estabelecimento de bacias locais, preenchidas com sedimentos detríticos carreados por enxurradas em clima semiárido. Resultaram formações espessas, de até 70 m, constituídas de siltitos e depósitos rudáceos que

ocorrem na bacia de Curitiba e em Alexandra, próximo a Paranaguá. Na porção norte da área trabalhada ocorrem depósitos argilosos e rudáceos, correlacionáveis aos da bacia de Curitiba, que formam a extensa planície do rio da Várzea. Na região da bacia de Becker (1982) subdividiu os sedimentos em níveis de Curitiba poligenética, relacionados alternâncias natureza com as climáticas responsáveis pelo desenvolvimento das formas topográficas e pela deposição das várias seqüências sedimentares, constituídas pelas formações que denominou Guabirotuba, Tinguis e Boqueirão.

Os depósitos atuais incluem sedimentação de aluviões nas calhas dos principais rios, sedimentos finos nas proximidades das baías de Paranaguá e Guaratuba, areias na planície litorânea, bem como depósitos de vertente, sobretudo na Serra do Mar.

3 - GEOLOGIA DA REGIÃO DE TIJUCAS DO SUL - VOSSOROCA

3.1 - Generalidades

A área mapeada em detalhe na região de Tijucas do Sul-Vossoroca é limitada a leste pelo granito Morro Redondo, que sustenta as maiores altitudes na denominada Serra do Papanduva, e a oeste é recoberta pelos sedimentos da formação Guabirotuba, que formam a planície do rio da Várzea. Imediatamente a noroeste, fora do limite mapeado, aparecem rochas pertencentes a sequência vulcano-sedimentar da formação Guaratubinha, a qual se estende

para norte. Alguns diques básicos intrusivos cortam a área com direção NW-SE e os depósitos aluvionares são inexpressivos na área mapeada.

As rochas mapeadas são, texturalmente e estruturalmente, de aspecto foliado e bandado e, por este motivo, classificadas como: gnaisses e migmatitos (Derby, 1878; Oliveira, 1927; Carvalho, 1936; Oliveira & Leonardos, 1943; Maack, 1947 e 1953; Fuck et al., 1971; Hasui et al., 1975; Girardi, 1976; Chiodi Fº et al., 1985); migmatitos homogêneos e heterogêneos (Fuck et al., 1967a; Cordani & Girardi, 1967; Muratori et al., 1969; Trein et al., 1969a e b; Albuquerque et al., 1971; Girardi, 1974; Daitx & Carvalho, 1980); ou, como embrechitos e epibolitos (Marini, 1967). Os autores concordam, entretanto, serem essas as rochas mais antigas aflorantes no estado do Paraná, incluindo porções de provável crosta arqueana ou proterozóica uma inferior retrabalhada nos ciclos posteriores (transamazônico, uruaçuano e brasiliano). Este é o retrato da área mapeada em detalhe, conforme mostrado no mapa do anexo 01.

cobertura de solos e a Α espessa inexistência de afloramentos contínuos de rocha não alterada dificultaram sobremaneira o reconhecimento e a correlação entre as diferentes unidades litológicas que ocorrem na área mapeada. No presente capítulo as unidades litológicas são descritas COM especial atenção às suas relações de campo e aos aspectos texturais е micropetrográficos que porventura indiquem as condições de formação das rochas da região, em comparação com áreas similares.

As rochas aflorantes na área trabalhada em detalhe foram separadas no mapeamento em duas seqüências (ou suítes) distintas denominadas: a) seqüência máfica-ultramáfica e, b) seqüência granodiorítica-tonalítica.

3.2 - Seqüência Máfica-Ultramáfica

As rochas que compõem a seqüência máfica-ultramáfica forma de lentes ou camadas de tamanhos variados, aparecem na centimétricas até quilométricas, desde preservadas da migmatização regional, englobadas pelos gnaisses de composição tonalítica a granodiorítica. lentes As ultramáficas são constituídas por raros metaperidotitos comumente serpentinizados, metapiroxenitos, e talco xistos derivados dos metapiroxenitos por retrometamorfismo associado às zonas de cisalhamento. As lentes de rochas máficas variam em composição desde hornblenda hornblenda gnaisses, anfibolitos metagabros, até hornblenditos praticamente monominerálicos. A principal lente de rochas máficas-ultramáficas ocorre na porção central da área mapeada, alinhada na direção NE-SW (mapa do anexo 01).

Foram delimitadas pequenas lentes de magnetita-quartzitos, por vezes bandados, de caráter itabirítico, que evoluem a lentes de magnetita compacta, lavradas como minério de ferro no passado. Aparecem também corpos métricos de granada-quartzitos e granadasilimanita quartzitos, tidos como prováveis testemunhos de seqüências metassedimentares arqueanas do tipo "greenstone belt" (Nardi & Hartmann, 1979; Fragoso César, 1980; Jost & Bitencourt,

1980; Kaul et al., 1979; Batolla Jr. et al., 1981; e Silva, 1981 e 1983).

3.2.1 - Metaperidotitos

Os metaperidotitos ocorrem na porção norte da área, próximo à represa de Vossoroca. Afloram como lentes métricas englobadas por rochas de aspecto migmatítico alteradas, nos cortes da BR-468. São rochas de coloração cinza-escura, granulação média, homogêneas, não foliadas, fraturadas, com desenvolvimento de talco e micas em fraturas.

lâmina delgada mostram textura ígnea cumulática, Em COM cristais de olivina bem ovalados cumuláticos, com pouco material intercumulus, representado atualmente por anfibólios e piroxênios (Fotomicrografia 01). Os cristais de olivina são transformados serpentina, restando pseudomorfos de olivinas com limites em demarcados por opacos, os quais devem ser magnetitas e espinélios cromíferos. Os eventuais restos de olivina não serpentinizados incolores e apresentam extinção reta. Texturas de cristais são de olivina envolvendo antigos cristais de piroxênio denotam recristalização metamórfica.

Os cristais de piroxênio dos metaperidotitos mostram transformação em anfibólios de coloração clara. Ocorrem, também, cristais de anfibólio de coloração verde clara, bem magnesianos, provavelmente da variedade pargasita que, por sua vez, transformam-se em anfibólios fibrosos da variedade tremolita-

actinolita. Por vezes o talco aparece como produto de alteração de olivinas e anfibólios.

A formação de cristais de anfibólios da variedade pargasita rochas ultramáficas sugere que as mesmas foram submetidas em а condições de metamorfismo da fácies anfibolito superior а granulito. Contudo, é bastante difundida a atuação de regressivo, impresso nos metaperidotitos, metamorfismo pela uralitização dos cristais de piroxênio (Fotomicrografia 02). transformação dos cristais de anfibólio em anfibólios fibrosos е formação de talco ou serpentina. A formação do talco depende de maior atividade de sílica enguanto que a formação de uma serpentina se dá sob condições de menor atividade de sílica.

3.2.2 - Metapiroxenitos e Talco Xistos

metapiroxenitos afloram principalmente como 0s bandas melanocráticas em rochas bandadas de aspecto migmatítico e como lentes métricas englobadas por rochas gnáissicas. São rochas de coloração cinza-escura a esverdeada, com granulação variando de aproximadamente 0,5 a 1,5 mm. Nas seis lâminas delgadas metapiroxenitos têm textura ígnea analisadas os plutônica preservada, com cristais cumulus de piroxênio de granulação em torno de 1,0 mm, talcificados, de contornos retangulares marcados (Fotomicrografia 03). Os cristais de piroxênio por opacos denotam crescimento até quase se encostar, restando muito pouco líquida intercumulus, representada por anfibólios, da porção mica, talco, clorita e opacos. Os piroxênios têm características



FOTOMICROGRAFIA 01

Metaperidotito (SR-1618-B) com textura cumulática de cristais de olivina serpentinizada (o) com pouco material intercumulus representado por anfibólios (a) e clinopiroxênios (cp). Notar os ângulos de 1209 entre os límites dos cristais. Luz polarizada.

: 1,00 mm



FOTOMICROGRAFIA 02

Detalhe evidenciando a transformação de clinopiroxênio (cp) em anfibólio (a) na amostra de metaperidotito (SR-1618-B). Os demais constituintes são: olivina serpentinizada (o) e opacos. Luz natural.

1,00 mm



FOTOMICROGRAFIA 03

Detalhe da textura adcumulada em metapiroxenito talcificado (am SR-1689-A) onde os cristais de ortopiroxênio (op) com contornos marcados por minerais opacos crescem até quase se encostar. Presente também lamelas de flogopita (fl). Luz natural.

1,00 mm

que permitem classificá-los como bronzitas. Estão transformados (cummingtonita) clinoanfibólios que, em por sua vez, transformam-se em anfibólios fibrosos (tremolita-actinolita) e alteram-se para clorita e talco. Entre os cristais de piroxênios anfibolitizados aparecem anfibólios intersticiais de coloração clara, que podem ser pargasitas. Os anfibólios mais antigos que substituem prováveis ortopiroxênios têm seus contornos marcados por minerais opacos formando sombras reliquiares. As lamelas de talco parecem originar-se tanto da alteração de anfibólios e micas, como dos ortopiroxênios. Os minerais opacos são de duas fases: uma primária com grãos intersticiais, e uma secundária de magnetita produzidos pela transformação grãos de de ortopiroxênios em cummingtonita.

Entre os dois braços da represa de Vossoroca foram encontrados blocos de granada-piroxenito compostos basicamente granada, em proporções de até 50% do volume da por: rocha, em anfibólios clinopiroxênios transformados fibrosos com crescimento em direção ao quartzo (Fotomicrografia 04) e, como acessórios, aparecem titanita e opacos. Esta amostra pode representar resíduos ou restitos de fusão parcial (Arth et al., 1978; Green & Ringwood, 1968; Brown & Fyfe, 1972) em regiões profundas mantélicas ou lentes eclogíticas comuns em regiões de terrenos granulíticos (Fyfe, 1973), sendo necessárias análises adicionais para melhor caracterização.

Os talco xistos representam produtos de alteração dos metapiroxenitos onde o talco ocorre na forma de placas incolores comumente associado a ortopiroxênios ou a clinoanfibólios (cummingtonita). Os demais componentes dos talco xistos são

clorita e opacos em proporções variadas. Os talco xistos são normalmente foliados e devem ter se formado em zonas de maior percolação de fluidos que facilitaram a hidratação e esteatização das rochas ultramáficas. Fyfe (1962) mostrou que o limite máximo de estabilidade do talco situa-se abaixo de 730°C. Outra evidência da atuação de processos retrometamórficos é а transformação de piroxênio em clinoanfibólio e estes em anfibólios fibrosos com a conseqüente exsolução de magnetita.

3.2.3 - Hornblenda Metagabros, Hornblenditos e Anfibolitos

hornblenda metagabros e hornblenditos 0s são os tipos litológicos máficos predominantes e ocorrem como bandas melanocráticas centimétricas nas rochas de aspecto migmatítico ou como corpos maiores homogêneos. São rochas de coloração cinza e lâmina delgada evidenciam de granulação média a grossa. Em textura ígnea cumulática plutônica, com cristais granulares de granulação grossa, por vezes granoblásticos, poligonizados ou, orientados por efeito de cisalhamento.

Os hornblenda metagabros têm sua mineralogia básica formada anfibólio, piroxênio e plagioclásio. por Os acessórios de presença constante são: epidoto, clorita e quartzo, pode surgir também a biotita, apatita, zircão, opacos e, raramente talco. Ocorrem piroxênios ortorrômbicos e monoclínicos, ambos substituídos por anfibólio em clivagens e coroas de reação (Fotomicrografias 05 e 06). Os anfibólios estão representados



FOTOMICROGRAFIA 04

Amostra de granada piroxenito (SR-1677-D) onde é possível notar-se a transformação de clinopiroxênios (cp) em anfibólios fibrosos (a) com crescimento em direção ao guartzo (q). (g-granada). Luz polarizada.

0,2 mm



FOTOMICROGRAFIA 05

Detalhe da transformação de clinopiroxênios (cp) em hornblendas (h) de coloração esverdeada em amostra de hornblenda metagabro (SR-1732-B). Luz natural.

1,00 mm



FOIOMICROGRAFIA 06

Detalhe que evidencia a transformação de hornblendas verdes (h) em anfibólio fibroso (a) e clorita (c) em amostra de hornblendito (SR-1693). Luz natural.

0,2 mm

principalmente por hornblenda de coloração verde oliva, pleocróica, com mudanças de tonalidade na coloração que refletem possíveis mudanças na composição, como perda de ferro. Transformam-se em anfibólios fibrosos, biotita e clorita por efeito do retrometamorfismo. Os plagioclásios variam em composição de andesina a labradorita (An31 a An60) e aparecem em cristais maiores cumulus junto com a hornblenda e como cristais menores, poligonizados e recristalizados, entre os piroxênios anfibolizados. Esta feição denota que a recristalização se deu em condições da fácies anfibolito superior pois os piroxênios não recristalizar. Os cristais maiores de plagioclásio chegam a estão normalmente alterados para sericita e nuvens de epidoto, o que representa condições retrometamórficas com aporte de fluidos. O quartzo aparece esporadicamente em cristais de segunda geração, intersticiais, recristalizados.

Com a denominação de anfibolitos ocorrem rochas foliadas de coloração cinza, granulação fina a média, cujas relações de contato observadas indicam tratarem-se de rochas posteriores às rochas ultramáficas, as quais cortam na forma de pequenos diques e veios; e anteriores aos gnaisses granodioríticos a tonalíticos que englobam os anfibolitos na forma de pequenos xenólitos.

Petrograficamente os anfibolitos têm textura nematoblástica e são constituídos essencialmente por anfibólio, plagioclásio e quartzo, com menor conteúdo de biotita, clorita, epidoto e opacos. Os cristais de anfibólio têm coloração verde clara a castanho amarelada, de tonalidade pálida (pargasitas), por vezes cloritizados e transformados em anfibólios fibrosos (tremolitaactinolita). Os grãos de quartzo são recristalizados e o epidoto

ocorre disseminado e em veios.

Girardi (1974) denominou de gnaisses anfibolíticos as rochas bandamento milimétrico a decimétrico de plagioclásio e COM intercalado com bandas de anfibólio, clinopiroxênio guartzo е plagioclásio. Na área mapeada foi observada apenas uma ocorrência de rocha microbandada, com bandas de enriquecimento em plagioclásio alterado е quartzo, que podem evidenciar ígnea ou metamórfica. Esta rocha ocorre na diferenciação forma de lente decimétrica englobada por gnaisses, com sinais de microbandas escuras aparecem migmatização. Nas hornblenda, granada, epidoto e carbonato. A formação de carbonato e epidoto em faixas cisalhadas evidencia passagem de fluidos ricos em CO2. bandas claras aparecem basicamente plagioclásio e quartzo, Nas cataclasados e recristalizados e por vezes aparece granada.

3.2.4 - Magnetita, Quartzitos e Granada Quartzitos

metassedimentares vestigiais são comuns em Rochas terrenos gnáissicos granulíticos. Ocorrem normalmente como enclaves finos e dispersos, englobados tanto pelas rochas da seqüência máficacomo pelas rochas da ultramáfica. següência granodioríticatonalítica. Diversos trabalhos correlacionam os enclaves metassedimentares com seqüências do tipo "greenstone belt" sem ainda haver confirmação desta hipótese.

As rochas metassedimentares da área mapeada são, principalmente, formações ferríferas compostas por lentes de

magnetita quartzitos, por vezes bandados, que podem evoluir a lentes de magnetita pura, compacta, e lentes ou camadas de granada quartzitos que também evoluem a granaditos compactos.

Petrograficamente as rochas denominadas magnetita quartzitos textura granular, por vezes orientada por efeito de têm deformação, compostos por grãos de quartzo recristalizados e (magnetita), que juntos formam mais de 60% minerais opacos da Apresentam comumente cristais de clinopiroxênio rocha. e ortopiroxênio de derivação metamórfica em formação ferrífera. 0s transformam-se em anfibólios piroxênios fibrosos estes e alteram-se para clorita evidenciando efeitos retrometamórficos. amostra analisada (ponto SR-1614-B) ocorrem bandas de uma Em cianita caracterizam condições de concentração de que metamorfismo em temperaturas elevadas e pressão em torno de 5 aluminosas. Ά cianita altera-se 6kb sobre rochas para sillimanita (fibrolita), mostrando instabilidade em condições de aumento da temperatura ou queda da pressão.

Nas rochas denominadas granada quartzitos os porfiroblastos granada e os grãos de quartzo recristalizado compõem mais de de mineralogia da rocha. A granada altera-se 70% da а clorita. óxidos/hidróxidos de ferro e talco em auréolas irregulares ou em Foram observados raros cristais reliquiares microfraturas. de piroxênio, feldspatos sericitizados, rara biotita e cristais bem formados de sillimanita, típicos de metamorfismo regional sobre rochas aluminosas (ponto SR-1629).

3.2.5 - Rochas Metabásicas Intrusivas

ditas metabásicas intrusivas conformam As rochas corpos métricos, na forma de diques. decimétricos а 0s diques cortam rochas da seqüência máficaobservados apenas as ultramáfica. São rochas de coloração cinza escura, granulação fina até bastante grossa, podendo apresentar aspecto gnáissico ou migmatítico. Em lâmina delgada apresentam textura subofítica com microfenocristais de clinopiroxênio (diopsídio-augita) intercrescidos com plagioclásio cálcico. Por vezes desenvolvemgrandes cristais de plagioclásio, quartzo e hornblenda se poiquiloblásticos em matriz com textura ígnea recristalizada de plagioclásios aleatórios, hornblenda, quartzo intersticial, clinopiroxênios metamórficos e opacos primários intersticiais de origem ígnea.

São rochas provenientes de magma basáltico rico em ferro, intrusivo em condições de epizona em ambiente continental, metamorfisadas na fácies anfibolito (amostra SR-1743-A). Eventos retrometamórficos são impressos pela uralitização dos piroxênios que se transformam em anfibólios esverdeados а amarelados, pálidos, estes em anfibólios fibrosos (intercrescimentos de е tremolita-actinolita) e, ainda, pela cloritização dos piroxênios formação de agregados de epidoto finos e a partir dos plagioclásios. Podem ocorrer ainda carbonatos preenchendo espaços intergranulares, apatita, rara biotita e feldspato potássico.

3.3 - Seqüência Granodiorítica-Tonalítica

següência granodiorítica-tonalítica apresenta estrutura Α foliada. gnáissica, e envolve as rochas da seqüência máficaultramáfica produzindo estrutura bandada, migmatítica. As bandas composição granodiorítica-tonalítica constituem o leucossoma de embrechitos e epibolitos. de verdadeiros São compostos essencialmente de plagioclásio, hornblenda, quartzo, biotita, clorita e epidoto. A presença ou não do feldspato potássico, geralmente microclínio, introduzido durante a migmatização, define a composição modal da rocha (Figura 03).

gnaisses granodioríticos a tonalíticos constituem cerca 0s de 80% da área atualmente exposta da maioria dos terrenos de alto grau e representam rochas mais jovens intrusivas nesses terrenos, sugerindo que o aspecto gnáissico foi produzido por deformação a recristalização do material tonalítico intrusivo durante em supracrustais máficos-ultramáficos, rochas е complexos mesmos como lentes faixas preservando os е reliquiares (Bridgwater et al., 1974; Tarney et al., 1982; Kroner, 1982).

As rochas incluídas na seqüência granodiorítica-tonalítica em composição modal desde rochas graníticas, situadas variam no bordo quartzo-feldspatos alcalinos, até dioritos, no vértice dos plagioclásios do diagrama de Streckeisen (1967) (Figura 03). No diagrama estão discriminadas as mesmo tendências: toleítica, cálcio-alcalina-trondhjemítica de baixo potássio, cálcio-alcalina-granodiorítica de médio potássio, cálcio-alcalina-monzonítica de alto potássio e alcalina, bem como

%	1611	1612-B	1613	1618-A	1622-A	1661-A	1667-A	1676-A	1677-A	1677-B	1678	1682 - B	1684-A	1684-B	1704
K-feldspato	2		41	46	30	-	-	30	30	-	-	45	14	5	18
Plagioclásio	64	60	22	26	42	40	24	40	40	58	43	20	15	48	48
Anfibólio	15	28	-	3	5	20	7	10	10	1	31	4	-	10	3
Quartzo	18	10	36	24	20	10	52	15	20	30	12	25	69	20	30
Epidoto	1	tr	tr	-	tr	tr	1	tr	tr	tr	5	5	1	5	tr
Biot + Clor	-	2	1	1	2	30	3	tr	-	10	7	1	1	10	-
Apatita	tr	tr	-	-	-	tr	**	tr	tr	-	-		***	1	-
Opacos	-	-	-	tr	tr	tr	-	5	1	1	-	-	-	1	tr
	¥	۴.	Α-	۵ ۲	-A		- A	¥	ç				¥-		¥.
το.	1716	1716	1717	1722	1725	1729	1730	1732	1732	1735	1737	1739	1745	1748	1781
* K-feldspato	18	91/LT 64	1111	1722	د 1725 ۱	1729	1730	1732	1732	1735	5	6621 20	30	1748	1781
* K-feldspato Plagioclásio	91/1 18 37	91/1 64 11	LTLT 19 42	- 71	5 54	- 1729 09	0£/I - 59	2£/1 10 45	- 47	- 54	5 53	6£/T 20 40	30 30	87/LT - 20	1821 - 29
* K-feldspato Plagioclásio Anfibólio	91/1 18 37 35	9121 64 11	19 42	- 71 15	52/T 5 54	- - - - - - - - - - - - - - - - - - -	0£21 - 59 19	28 21 10 45 15	- 47 33	- 54 10	2£22T 5 53 10	6£/T 20 40 1	- - - - -	87/LT - 20 20	- 29 10
* K-feldspato Plagioclásio Anfibólio Quartzo	91/1 18 37 35 8	9121 64 11 - 24	19 42 - 37	- 71 15 8	52/I 5 54 - 25	- 1729 - 1729 - 60	0£21 - 59 19 22	10 45 15 20	- 47 33 19	58 - 54 10 30	LELT 5 53 10 20	6£21 20 40 1 33	30 30 - 30	8741 - 20 20 20	1821 - 29 10 40
* K-feldspato Plagioclásio Anfibólio Quartzo Epidoto	91/1 18 37 35 8 -	9[2] 64 11 - 24 -	19 42 - 37 -	- 71 15 8 1	5 54 - 25 tr	- 60 15 9 tr	0£21 - 59 19 - 22 -	10 45 15 20 10	- 47 33 19 tr	52/T - 54 10 30 5	LELT 5 53 10 20 1	6£21 20 40 1 33 -	30 30 - 30 5	- 20 20 20 30	- 29 10 40
* K-feldspato Plagioclásio Anfibólio Quartzo Epidoto Biot + Clor	91/1 18 37 35 8 - 2	9121 64 11 - 24 - 1	19 42 - 37 - 2	71 71 15 8 1 5	5 5 5 5 5 5 5 4 - 25 tr 15	- 60 15 9 tr 1	- 59 19 22 -	10 45 15 20 10 -	- 47 33 19 tr tr	- 54 10 30 5 1	LELT 5 53 10 20 1 10	6£21 20 40 1 33 - 6	30 30 - 30 5 5	872 20 20 20 30 10	1821 - 29 10 40 - 5
* K-feldspato Plagioclásio Anfibólio Quartzo Epidoto Biot + Clor Apatita	91/1 18 37 35 8 - 2 tr	9121 64 11 - 24 - 1	LILI 19 42 - 37 - 2 -	- 71 15 8 1 5 tr	5 54 - 25 tr 15 tr	- 60 15 9 tr 1 tr	- 59 19 22 - -	10 45 15 20 10 - -	- 47 33 19 tr tr -	- 54 10 30 5 1	LELT 5 53 10 20 1 10 -	6621 20 40 1 33 - 6	30 30 - 30 5 5 -	872 20 20 20 30 10 -	10 - 29 10 - 5 tr

Tabela 02 – Composição modal estimada visualmente em lâminas delgadas de amostras de rochas granitóides da região de Tijucas do Sul – Vossoroca (em %).

as tendências médias das suítes plutônicas cálcio-alcalinagranodioríticas do Chile e Peru, segundo Lameyre & Bowden (1982), para comparação com rochas semelhantes da região de Vossoroca. Notar a coincidência das rochas granodioríticas e tonalíticas da região de Vossoroca com as suítes plutônicas cálcio-alcalinasgranodioríticas do Chile e Peru.

De acordo com a composição modal estimada visualmente em lâmina delgada (Tabela 02) as rochas da seqüência granodiorítica-tonalítica foram divididas em gnaisses graníticos, gnaisses granodioríticos, gnaisses tonalíticos, metadioritos e milonitos gerados nas zonas de cisalhamento, descritos a seguir.

3.3.1 - Gnaisses Graníticos

gnaisses graníticos são de coloração rósea, granulação Os variando de aproximadamente 0,5 a 1,5 mm, por vezes pegmatóide, com cristais de até 5,0 mm, normalmente cataclasados, compostos essencialmente por quartzo, feldspato potássico (microclínio) е plagioclásio. O quartzo geralmente apresenta extinção ondulante em grandes cristais recristalizados e chega a constituir até mais de 50% da rocha. O feldspato potássico, normalmente microclínio pertítico, chega a atingir até mais de 60% da composição modal de algumas rochas. Os plagioclásios têm composições que variam de oligoclásio a andesina, com teores de anortita de aproximadamente Estão sericitizados e compõem em média a An30. 20% An15 da rocha.



Figura 03 - Diagrama QAP de composição modal das rochas granitóides da região de Tijucas do Sul-Vossoroca, com discriminação das tendências: (1) toleítica; (2) cálcio-alca-lina-trondhjemítica (baixo K); (3) cálcio-alcalina-granodiorítica (médio K); (4) cálcio-alcalina-monzonítica (alto K); e (5) alcalina. Notar coincidências com tendências médias das suítes plutônicas cálcio-alcalinas granodioríticas do Chile e Peru (a e b) (Lameyre & Bowden, 1982).

gnaisses graníticos (+), gnaisses granodioríticos e tonalíticos ($\mathbf{0}$), granulito ($\mathbf{0}$) e granito Agudos (*).

minerais máficos principais são restos de piroxênios 0s transformados em clorita e em anfibólios fibrosos da variedade tremolita-actinolita; anfibólios verdes a pardos esverdeados da variedade hornblenda, também transformados em anfibólios fibrosos; biotita; epidoto, em veios junto com a clorita e de nuvens, produto da alteração disseminado na forma dos feldspatos. Ocorrem também opacos intersticiais, igneos. Efeitos retrometamórficos são dados pela transformação de antigos clinopiroxênios em anfibólio e estes em anfibólios fibrosos e epidotizadas e cloritizadas evidenciam clorita. Bandas а passagem de fluidos em faixas cisalhadas.

3.3.2 - Gnaisses Granodioríticos

A divisão dos denominados gnaisses granodioríticos inclui rochas de coloração cinza esbranquiçada a rosada, granulação média a bastante grossa, textura granular a porfiroblástica, muitas vezes cataclasada, compostos basicamente por plagioclásio, quartzo, feldspato potássico, epidoto, clorita e anfibólio. Apatita, zircão, opacos e titanita são minerais acessórios sempre presentes em pequenas quantidades.

Os cristais de plagioclásio cálcico estão geralmente saussuritizados e alterados à mica branca. Intersticialmente ocorrem clorita, anfibólio e quartzo, este em cristais anédricos com forte extinção ondulante. Os cristais de feldspato potássico são, por vezes, micropertitizados. A clorita origina-se a partir da alteração de lamelas de biotita, associada ao epidoto. Os

anfibólios podem ser classificados como hornblenda, pargasita е tremolita-actinolita. A hornblenda aparece em cristais euédricos subédricos, por vezes maclados e com textura em peneira. а Alteram-se a clorita, epidoto, carbonato, titanita e mostram submicroscópicas de minerais com hábito acicular, inclusões possivelmente rutilo/ilmenita. Ocorrem também anfibólios pardos anfibólios esverdeados, (pargasitas) е em tons pálidos. transformado em anfibólio fibroso e clorita, com exsolução de As diferentes proporções com que os diversos minerais opacos. determinam composições granodioríticas até ocorrem quartzo monzoníticas.

3.3.3 - Gnaisses Tonalíticos

Os gnaisses tonalíticos são rochas granulares de granulação média, foliadas, por vezes microbandadas, de coloração cinza clara a cinza escura. Apresentam aspecto gnáissico embrechítico dado pela foliação e estiramento mineral. Em lâmina delgada exibem textura granoblástica até porfiroblástica, muitas vezes cataclasada, com cristais de plagioclásio grandes, sericitizados, composição oligoclásio/andesina (An12 a An36) em de matriz composta por plagioclásio, anfibólio, quartzo, epidoto, biotita, clorita e traços de carbonato, alanita, apatita, zircão, titanita O feldspato potássico aparece em algumas amostras, e opacos. sempre em quantidades inferiores a 5% do volume total da rocha, de microclínio micropertítico. Os plagioclásios que forma na

ocorrem na matriz são, geralmente, mais cálcicos, de composição andesina/labradorita (An33 a An52), em cristais límpidos ou com recristalizados, núcleos saussuritizados, poligonizados e ângulos 1209. 0 conteúdo de plagioclásio nas formando de amplamente (desde 11 até 75%), definindo amostras varia composições que vão desde tonalitos até dioritos (Figura 03).

Os anfibólios presentes são de dois tipos: hornblendas a) verdes a castanho-esverdeadas, pleocróicas, por vezes descoradas devido mundanças na composição, a qual transforma-se em anfibólio fibroso (tremolita-actinolita) e altera-se para clorita; b) incolores, são pleocróicos, provavelmente anfibólios pardos produtos da transformação podem ser pargasitas, que retrometamórfica de antigos piroxênios e também transformam-se em clorita é produto de alteração anfibólios fibrosos. A de anfibólio, plagioclásio e biotita detonando fluxo de fluidos. 0 epidoto aparece em veios junto com o carbonato e quartzo, e em niveis sericita, produto de alteração junto com а de formação de plagioclásio. А clorita e epidoto denota retrometamorfismo em baixo grau. O quartzo aparece em cristais grandes, fraturados, com forte extinção ondulante, e em cristais menores, intersticiais, com bordos serrilhados, recristalizados em mosaicos.

Foram identificadas texturas ígneas típicas de intercrescimentos de quartzo globular com cristais de hornblenda (Fotomicrografias 07 e 08). De acordo com Barink (1984) os

intercrescimentos simplectíticos de hornblenda e quartzo ocorrem simultaneamente com as reações de hidratação do piroxênio e transformação em anfibólio somente quando ocorrem reações de formação da granada e geração de quartzo com o subproduto. Estas reações são consideradas como representantes da transformação de um "fabric" magmático metaestável (a +-1.000 - 1.200°C) para uma paragênese metamórfica (a +-600°C) mais estável.

3.3.4 - Milonitos

a denominação de milonitos são descritas Sob as rochas xistosas com marcante estiramento mineral produzido por fluxo plástico em condições dúcteis dentro das zonas de cisalhamento, conforme definição de Sibson (1977). Os mecanismos da deformação zonas de cisalhamento dúctil não são muito diferentes em dos mecanismos da deformação em regiões de médio a alto grau de metamorfismo. O arcabouço geotectônico e a evolução metamórfica área mapeada são discutidos adiante. da As rochas mapeadas mostram comportamento bastante distinto quando submetidas à deformação por cisalhamento em condições dúcteis. Conforme notado, as rochas da següência máfica-ultramáfica têm um comportamento muito plástico em zonas muito restritas. de dimensões centimétricas, onde ocorre concentração da deformação. Estas zonas delimitam blocos e lentes praticamente sem deformação interna. Parece ocorrer um mútuo benefício com a implantação da zona de cisalhamento que favorece a percolação de fluidos, os

quais provém da hidratação dos minerais que por sua vez lubrificam a faixa cisalhada beneficiando o deslocamento e, assim, sucessivamente, deslocando blocos praticamente indeformados a grandes distâncias.

As rochas da seqüência granodiorítica-tonalítica, por outro lado, apresentam deformação dúctil pervasiva, constituindo faixas decamétricas de rochas miloníticas, com diferentes intensidades de deformação e desenvolvimento. Conforme Ramsay (1980) definiu, a mineralogia da rocha em zonas de cisalhamento dúctil apresenta as características da fácies metamórfica sob a qual se desenvolveu. Por este motivo os milonitos são descritos agrupados à seqüência granodiorítica-tonalítica.

Em afloramento os milonitos são rochas de coloração cinza esverdeada a castanho avermelhada, quase sempre alteradas, de granulação muito fina, foliada e, por vezes bandadas. Mostram uma orientação planar de paralelização S-C superposta ao aspecto "fabric") gnáissico e migmatítico descrito anteriormente. (ou São constituídos por guartzo, plagioclásio, raro anfibólio e feldspato potássico, clorita, sericita, epidoto, carbonato е É comum ocorrer textura mortar. opacos. 0s cristais ou "ribbons" de quartzo podem ser microgranulares aglomerados, com serrilhados, ou cristais maiores com forte bordos extinção ondulante. Os plagioclásios aparecem em cristais maiores. maclas encurvadas, saussuritizados fraturados, com e sericitizados. Os minerais secundários formam a matriz que envolve os cristais de quartzo e plagioclásio (Fotomicrografia proporções em que ocorrem definem 09) е as 0 grau retrometamórfico. As amostras observadas na região de Vossoroca



FOTOMICROGRAFIA 07

Amostra de quartzo diorito (SR-1612-B) composto essencialmente por plagioclásio sericitizado (p), hornblenda verde (h) e quartzo intersticial (g). Os minerais acessórios sao: apatita (ap), biotita (bt), clorita e opacos. Notar os intercrescimentos igneos de hornblenda e quartzo. Luz natural.

1,0 mm



FOTOMICROGRAFIA 08

Detalhe da textura Ígnea de intercrescimento de hornblenda poiquilítica (h) e quartzo globular (q) em amostra de quartzo diorito (SR-1722-B), com plagioclásios sericitizados (p). Luz natural.



0,2 mm

FOTOMICROGRAFIA 09

Amostra de milonito (SR-1707-A) com cristais de quartzo (q) e plagioclásios (p) envolvidos por minerais secundários (quartzo-epidoto-cloritasericita) que definem assembléias mineralógicas de alteração retrometamórfica nas zonas de cisalhamento. Luz polarizada.

0,2 mm

normalmente situam as zonas de cisalhamento na fácies xisto verde, zona da clorita, passagem para sericita. O epidoto ocorre tanto disseminado como em nuvens, produto da alteração de plagioclásios, como também cristais bem desenvolvidos em veios, associado a carbonato e opacos secundários.

3.4 - Composição Química das Rochas de Tijucas do Sul Vossoroca

Neste capítulo são alinhadas observações sobre feições da composição química em rocha total que, juntamente com as observações micropetrográficas, conduzam a interpretações sobre a complexo possível origem e evolução do máficoultramáfico/granodiorítico-tonalítico da região de Tijucas do Sul-Vossoroca.

3.4.1 - Geoquímica de Elementos Maiores

As tabelas 03a, b e c a seguir, apresentam os resultados de análise dos óxidos de elementos maiores e menores е as respectivas normas moleculares calculadas para as rochas que compõem seqüências máfica-ultramáfica/granodioríticaas tonalítica. Conforme salientado anteriormente e, mesmo tomandoos cuidados necessários, algumas se amostras analisadas. principalmente as rochas ultramáficas cumuláticas, apresentam sinais de alteração por oxidação do ferro. Nestas amostras

48

Que d'a la Mari

	METAPERIDOTITO			METAPTROX		TALCO XISTO MAGNETITA QUARTZITO				
	1618-B	1619-A	1593-A	1677-C	1687	1689-A	1709	1625	1644-A	1644-E
Si0 ₂	49,9	41,1	45,2	43,5	47,9	49,6	48,4	46,7	47,6	51,8
A1203	5,0	4,7	0,47	9,5	2,5	2,2	5,3	7,5	1,1	2,7
Fe ₂ 0 ₃	7,3	7,9	18,8	8,1	10,5	12,3	15,6	9,3	30,3	12,9
Fe0	2,4	1,6	21,3	7,1	3,4	2,8	2,3	1,8	16,3	22,7
CaO	6,1	3,5	2,0	9,7	9,8	0,14	0,14	4,1	0,47	2,4
MgO	22,8	30,6	8,8	5,1	21,1	25,8	21,0	22,5	2,1	4,7
Na ₂ O	0,54	0,33	0,07	0,10	0,12	0,05	0,06	0,34	0,18	0,13
K ₂ 0	0,23	0,14	0,06	0,03	0,08	0,05	0,05	0,14	0,03	0,03
MnO	0,12	0,16	0,46	15,5	0,36	0,38	0,07	0,13	0,40	1,0
TiO ₂	0,18	0,15	nd	0,32	0,19	0,15	0,42	0,39	nd	0,08
P205	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,06	0,07	0,14	0,14
F	0,052	0,025	0,052	0,027	0,082	0,029	0,18	0,06	9 nd	nd
S	nd	nd	0,32	0,007	0,012	0,008	nd	nd	nd	nd
CO ₂	1,10	0,15	0,11	0,06	1,50	0,34	0,40	0,22	0,40	0,30
H ₂ 0 ⁺	3,71		2,25	0,67	2,23	5,37	5,53	6,03	0,83	0,94
	99,43	99,21	99,89	99,72	99,77	99,22	99,51	99,29	99,85	99,82
NORMAS										
Q	-	-	19,32	3,60	-	0,23	4,97	-	8,37	26,66
Or	1,5	0,85	0,45	0,20	0,50	0,30	0,30	1,0	0,20	0,15
Ab	5,0	3,05	0,75	1,0	1,10	0,45	0,60	3,2	1,95	1,35
An	10,7	11,25	0,90	27,82	6,23	0,70	0,35	19,23	2,35	7,65
C	-	-	-	*	-	2,08	5,88		0,03	
Di	16,4	5,26	8,48	20,04	35,20	-	-	1,2	-	3,96
Hy	56,4	23,82	46,72	37,58	38,86	94,22	85,02	60,8	85,0	44,42
01	8,1	53,70	-	-	16,11	- :	-	11,79		-
11	0,2	0,22	-	0,48	0,28	0,16	0,62	0,6	-	0,12
Mt	1,8	1,83	22,5	9,27	1,72	1,86	2,13	2,07	1,8	15,34
Ар	-	-	-	-	-	-	0,13	0,16	0,26	0,32
Ру		-	0,96	-	-	-	~	*	-	-
Ab/An	0,47	0,27	0,83	0,036	0,18	0,64	1,7	0,16	0,83	0,17

Tabela 03.a – Composição química em rocha total de amostras de rochas ultramáficas da região de Tijucas do Sul – Vossoroca. (resultados em % em peso, n.d.= não detectado).

		UODNRI E		ABDO		HORNBLEN-	METADI	OFTGO	ANFIBO-	GABRONO-
	1610	1612-B	1628-A	1691	1729	1693	1713-B	1722-B	1728	1732-C
510-	45 5	50 /	178	<i>1.1</i> , 0	52 8	60.0	51 /	50.6	58 6	46 5
J102	17 0	75 5	1/1	949 Q G	16 5	11 2	J≰,**	16.9	14.2	36.6
A1203	1/,0		14,1	0,0	το,σ	11,2	14,2	10,0	14,5	14,4 , , ,
re ₂ 0 ₃	4,4	4,4	5,9	8,2	4,7	4,0	4,8	4,5	4,0	5,L
FeO	6,3	5,3	7,6	10,4	5,0	6,3	6,0	6,4	5,3	9,7
CaO	10,1	8,2	8,6	9,3	6,8	6,1	8,7	7,1	4,6	3,8
MgO	8,8	6,7	7,3	12,4	4,7	5,4	7,3	5,1	2,9	7,9
Na ₂ O	1,8	2,8	2,4	0,49	3,2	2,4	3,1	3,0	2,7	1,7
K20	1,8	2,4	2,1	0,64	2,0	1,2	1,3	1,6	1,9	0,75
MnO	0,18	0,17	0,29	0,41	0,41	0,21	0,23	0,30	0,18	0,21
Ti0₂	0,74	1,1	1,0	1,1	0,89	0,70	0,61	1,4	1,4	1,5
P ₂ 0 ₅	0,11	0,55	0,55	0,17	0,37	0,06	0,20	0,42	0,97	0,68
F	0,16	0,15	0,050	0,079	0,09	0,042	0,15	0,14	0,17	0,08
S	0,10	0,023	0,049	0,18	0,034	0,024	0,018	0,043	0,047	0,03
CO ₂	0,28	0,30	0,14	0,05	0,21	0,34	0,51	0,36	0,11	2,3
н ₂ 0 ⁺	1,95	2,2	2,03	3,45	1,97	1,84	1,39	2,19	2,69	5,23
	100,02	100,01	99,87	99,47	99,67	99,81	99,91	99,95	99,87	99,88
NORMAS										
Q	-	-	-	1,23	5,15	19,43	0,92	3,48	21,79	10,74
Or	10,85	14,5	13,00	4,05	12,25	7,45	7,85	9,8	11,90	4,90
АЪ	16,45	26,0	22,30	4,70	29,65	22,55	28,45	27,95	25,65	16,90
An	35,85	23,0	22,85	20,70	25,55	16,98	21,45	28,67	17,5	16,0
С	-	-	-	-	-		• •••	-	2,0	6,62
Di	11,64	12,0	14,16	22,0	5,48	11,44	17,12	4,08	-	-
Hy	0,86	16,4	13,26	35,68	14,68	16,58	17,76	18,1	12,4	35,0
01	18,09	0,6	5,61	-	-	-	- - -	-	-	-
11	1,06	1,6	1,44	1,64	1,28	1,02	0,86	2,02	2,06	2,30
Mt	4,68	4,6	6,37	9,13	5,07	4,36	5,11	4,87	4,41	5,88
Ар	0,24	1,3	1,17	0,37	0,80	0,13	0,43	0,91	2,14	1,57
Ру	0,28	-	0,14	0,49	0,09	0,08	0,04	0,12	0,14	0,09
Ab/An	0,46	1,13	0,97	0,23	1,16	1,33	1,33	0,97	1,46	1,0

Tabela 03.b – Composição química em rocha total de amostras de rochas máficas da região de Tijucas do Sul – Vossoroca. (resultados em % em peso).

	OUARTZO MONZODIORITO		TONALITO	
	1716-A	1611	1730-A	1748
Si0 ₂	51,2	59,2	58,1	56,2
A1203	15,7	16,7	17,2	13,9
Fe ₂ 0 ₃	4,2	4,2	2,6	3,5
FeO	6,1	2,8	4,1	7,0
CaO	7,4	5,3	5,4	4,9
MgO	5,7	2,8	3,9	5,3
Na ₂ O	3,0	3,0	3,1	1,8
K20	2,9	2,0	2,2	1,5
MnO	0,26	0,11	0,16	0,17
Ti0 ₂	0,95	0,69	0,74	1,1
P203	0,63	0,26	0,32	0,32
F	0,23	0,10	0,13	0,19
S	0,009	0,13	0,031	0,059
C0 ₂	0,14	0,35	0,08	0,56
H ₂ 0 ⁺	1,69	2,20	1,78	3,47
	100,11	99,84	99,84	99,97
NORMAS				
Q	0,20	18,27	12,54	18,54
Or	17,5	12,50	13,35	9,45
Ab	27,5	28,0	28,5	17,25
An	19,5	25,75	25,35	23,75
С	-	0,55	0,73	1,36
Di	11,6	 .	***	-
Ну	16,2	8,5	14,92	23,22
01	-	-	-	**
11	1,4	1,0	1,06	1,64
Mt	4,5	4,56	2,77	3,9
Ар	1,3	0,56	0,69	0,72
Ру	-	0,36	0,09	0,17
Ab/An	-	1,09	1,12	0,73

Tabela 03.c – Composição química em rocha total de amostras de rochas da sequência granodiorítica-tonalítica da região de Tijucas do Sul – Vossoroca. (resultados em % em peso).

recalculou-se, arbitrariamente, as quantidades de Fe2O3 е Feo pela fórmula que considera a quantidade máxima de Fe2O3 = TiO2 + 1,5% e, qualquer quantidade além deste limite deve ser recalculada para FeO e adicionada a este componente (Sial S. McReath, 1984).

As rochas subsaturadas, com olivina na norma, são de textura devem representar as composições cumulática e dos primeiros magmas formados por acumulação de cristais e extração de textura adcumulada da olivina e da bronzita líquidos. Α nas amostras analisadas evidencia uma taxa de acumulação lenta onde grãos cumuláticos podem continuar a crescer, na temperatura 05 magmática, por intermédio da difusão molecular com 0 magma sobreposto. A troca de moléculas entre cristais em crescimento e líquido propicia a captura dos elementos necessários e 0 descarte dos elementos indesejáveis, conduzindo rochas а praticamente monominerálicas de composição uniforme. Neste processo os cristais crescem até quase se encostar. Em um adcumulado perfeito todo o líquido entre os expelido grãos é (Campbel, 1978). Uma questão crítica é o reconhecimento dos anfibólios primários, pré-metassomáticos, a discriminação da quantidade dos mesmos e o seu caráter cumulus ou intercumulus.

A determinação da composição original de intrusões formadas por processos cumuláticos é notoriamente difícil devido as transgressões laterais, contaminações e outros fatores. Εm um sistema magmático envolvendo cristais e líquidos, onde а quantidade de cristais pode chegar a 50-60%, qualquer mecanismo que remova os cristais do líquido muda a composição qlobal do

magma. Portanto, rochas plutônicas cumuláticas não fornecem boas indicações da composição original do magma parental.

principais De modo geral as alterações endógenas experimentadas pelas rochas da região de Tijucas do Sul-Vossoroca atribuídas aos vários eventos termotectônicos em diferentes são ciclos e graus, tendo atingido a fácies granulítica com posterior generalizado retrometamorfismo à fácies anfibolítica. е Normalmente associado às zonas de cisalhamento superimpostas às rochas da região observa-se intenso hidrotermalismo COM assembléias mineralógicas de alteração que indicam retrogressão à fácies xisto verde. Os processos relacionados com a alteração endógena são a serpentinização, a esteatização, a cloritização uralitização. As alterações supérgenas estão relacionadas ao а intemperismo químico atuante sobre as rochas da região, intenso traduzido em processos de hidrólise, dissolução, oxidação, argilização e decomposição mineralógica (Trescades & Schevciw, Todos os processos citados 1980). promovem modificações mineralógicas e químicas nas rochas estudadas, dificultando sobremaneira o entendimento da evolução geológica das mesmas.

Na Figura 04 são plotadas as variações dos óxidos de elementos maiores com relação ao MgO, em função de seu forte fracionamento. É notável a distinção das rochas analisadas em dois grupos (ou suítes). O primeiro grupo inclui rochas com teor de MgO que varia de 21,1% a 30,6%, composto por metapiroxenitos, metaperidotitos e talco xistos. O segundo grupo é definido pelas com teores de até 12,4% de MgO, composto por rochas metagabros, hornblenditos, anfibolitos e rochas da sequência granodioríticatonalítica. É notável, também, a inexistência de rochas COM



Figura 04 - Variação dos óxidos de elementos maiores (% em peso) em função do MgO (% em peso) para as amostras de rochas da região Tijucas do Sul-Vossoroca.
 Metapiroxenitos, metaperidotitos e talco-xistos (■) Hornblenda metagabros, hornblenditos e anfibolitos (□) Gnaisses graníticos, granodioríticos e tonalíticos (0)

teores de MgO entre 12,4 e 21,1%, definindo uma lacuna entre os dois grupos.

O primeiro grupo inclui rochas ultramáficas cumuláticas com teor de MgO variando de 21,1 a 30,6% e evolui de metaperidotitos, termos mais magnesianos, a metapiroxenitos e metapiroxenitos os talcificados com menor MgO. Este grupo apresenta grande dispersão de pontos para a maioria dos óxidos analisados, quando plotados contra MgO, talvez devido às condições de alteração Mostra correlação negativa de TiO2, FeO*, Al2O3 sobreposta. е fracamente negativa de Na20 e K20 com MgO. A evidência da correlação positiva de SiO2 com MgO é, muito provavelmente, atribuída à liberação de sílica nos processos de esteatização e serpentinização (Figura 04).

O segundo grupo de rochas apresenta as maiores variações na concentração dos óxidos de elementos maiores e tem como membro extremo amostra do ponto SR-1691 classificada como а Inclui também as amostras dos pontos SR-1593-A hornblendito. е SR-1677-C, classificadas respectivamente como bronzitito е granada piroxenito. As rochas classificadas como hornblenditos, bronzitos e granada piroxenitos incluídas neste grupo podem, provavelmente, representar resíduos da fusão de rochas básicas, em zonas profundas da crosta, com geração de magmas tonalíticos. As rochas analisadas evidenciam correlação fortemente positiva de TiO2, FeO*, MnO, P2O5 e CaO com MgO e fortemente negativa de Al2O3, Na2O, K2O e SiO2 (Figura 04).

As composições das rochas do complexo máfico-ultramáfico, granodiorítico-tonalítico da região Tijucas do Sul-Vossoroca, quando plotadas no diagrama proposto por De La Roche et al.

de nomenclatura das rochas plutônicas, evidenciam (1980), tendências composicionais que evoluem a partir dos denominados olivina gabros, gabro-dioritos e dioritos, até tonalitos. Isto denota correlação negativa entre os parâmetros R1 e R2 propostos por De La Roche et al. (1980), que correlacionam as concentrações (Na+K) - 2 (Fe+Ti) contra 6Ca de 4Si -11 +2Mq A1 + respectivamente (Figura 05). As rochas cumuláticas mostram altos valores do parâmetro R1 em virtude da liberação de sílica na esteatização e serpentinização. Parece haver um deslocamento de as composições plotadas em direção todas às composições gabróicas, por efeito metassomático, principalmente da sílica, uma vez que os teores de anortita nos plagioclásios observados indicam tendências composicionais de monzogabros, monzodioritos a quartzo-monzonitos e monzonitos.

3.4.2 - Distribuição de Elementos Traços

resultados analíticos dos elementos Rb, Sr, Ba, Y, 0s Ta. Nb. Zr, Cr, Ni, Cu, Co, V e Sc, analisados em vinte e cinco amostras de rocha, são apresentados na Tabela 04 a seguir. As amostras SR-1593-A, SR-1709 e SR-1629-C apresentam Rb/Sr acima de são classificadas respectivamente como е 1 metapiroxenito, talco-xisto e granada quartzito com raros cristais reliquiares de piroxênio. As mesmas podem representar restitos de rochas mais antigas que retiveram rubídio. O estrôncio apresenta forte enriquecimento a partir dos hornblenditos em direção aos gnaisses



Figura 05 - Diagrama de nomenclatura das rochas plutônicas (De La Roche et al., 1980) para as suítes de rochas da região de Tijucas do Sul-Vossoroca.
R₁ = 4Si - ll(Na+K) - 2(Fe+Ti)

R₂ = 6Ca + 2Mg + A1 Metapiroxenitos, metaperidotitos e talco xistos (■) Hornblenda metagabros, horblenditos e anfibolitos (□) Gnaisses graníticos, granodioríticos e tonalíticos (○)
		METAPE	RIDOTITO	···· / · / ··· // ··· // ····		METAPIROX	ENITO			TALCO X	ISTO	MAGNI	ETITA QUA	RTZ.
		1618-B	1619-A		1593 - A	1677-C	1687	1689-A		1709	1625	1644-	-A 16	44-E
Rb		12	13		18	nd	11	11		14	11			
Sr		39	40		7	15	36	17		7	28	nd	n	ıd
Ba		120	61		400	770	270	620		20	32	1.28		50
Y		210	130		65	63	32	33		16	610			
Ta		nd	nd		nd	nd	nd	nd		nd	nd			
Nb		11	14		nd	12	nd	nd		13	12			
Zr		25	26		24	74	37	27		83	52			
Cr		490	965		5	18	214	823		772	1250	42		70
Ni		258	1476		19	235	925	333	ī	L518	97	30		36
Cu		4	11		99	5	239	17		5	21	9		90
Со		19	66		22	9	62	85		41	50	12		12
V		43	21		nd	nd	43	21		14	64			
Sc		13	12		nđ	32	50	18		10	35			
		HORNBLE	ENDA METAGA	BRO		HORNB.	METAD	IORITO	ANF.	GABRON	. Q.MONZ.		TONALITO)
	1610	1612-B	1628-A	1691	1729	1693	1713-B	1722-B	1728	1732-	C 1716-A	1611	1730 -A	1748
Rb	61	65	41	38	66	27	35	35	41	33	33	52	65	74
Sr	360	440	360	180	510	280	460	420	430	260	440	470	460	350
Ba	520	1020	990	4250	1140	560	700	430	1170	680	860	950	720	570
Y	30	72	75	28	28	28	51	77	71	78	88	16	55	110
Та	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nđ	nd	nd	nđ	nd	nd	nd
Nb	nd	30	28	nd	14	18	13	27	39	34	34	nd	18	38
Zr	160	130	150	79	280	150	120	750	570	120	360	260	280	340
Cr	30	135	92	93	82	80	50	43	59	367	84	24	38	79
Ni	46	79	54	54	33	25	25	27	56	132	48	39	27	33
Cu	61	54	96	128	57	80	11	40	62	144	100	108	26	102
Co	35	23	26	60	26	27	14	25	46	70	21	33	18	40
v	50	79	43	163	71	71	36	57	79	272	36	43	64	129
Sc	38	42	42	68	28	42	35	61	25	48	47	8	34	48

Tabela 04 - Resultados analíticos de elementos traço das sequências Máfica-ultramáfica e Granodiorítica-tonalítica da região de Tijucas do Sul - Vossoroca. (resultados em ppm; nd = não detectado) tonalíticos; o bário e o zircônio acompanham este enriquecimento (Figura 06).

As rochas do primeiro grupo mostram forte decréscimo dos elementos Cr, Ni e Co em correlação positiva com MgO, indicando que estes elementos concentram-se preferencialmente nas fases cumuláticas primordiais. Enquanto isto, os elementos Cu, V, Rb, Sr, Zr, Y e Ba apresentam baixa concentração, com pequena variação, e o elemento Sc é o único que mostra forte correlação negativa com o MgO nas rochas deste grupo (Figura 06).

Para as rochas do segundo grupo, com MgO até 12,4%, observa-se uma evidente diminuição dos elementos Co, Cu, Sc e Y e, menor diminuição dos elementos Cr e Ni em relação ao decréscimo de MgO. Os elementos Cr e Ni têm baixas concentrações neste grupo de rochas. Conforme salientado anteriormente, notase, também, evidente aumento dos elementos Rb, Sr e Ba com relação à diminuição do conteúdo de MgO; os elementos Zr e V acompanham este aumento de maneira não tão evidente (Figura 06).

3.4.3 - Padrões Geoquímicos de Elementos Terras Raras

Neste trabalho foram dosados os elementos terras raras em rocha total em oito amostras correspondentes as porções melanocráticas de rochas gnáissicas bandadas. As amostras analisadas são classificadas como: metapiroxenito (SR-1593-A), metaperidotito serpentinizado (SR-1618-B), talco xisto (SR-1625), hornblendito (SR-1693), metadiorito (SR-1713-B e SR-1722-B), quartzo monzodiorito (SR-1716-A) e anfibolito (SR-1610). Os



Figura 06 - Variação dos ôxidos de elementos-traço (em ppm) em função do MgO (% em peso) para as rochas da região Tijucas do Sul-Vossoroca. Metapiroxenitos, metaperidotitos e talco xistos (■)

Metapiroxenitos, metaperidotitos e talco xistos (■) Hornblenda metagabros, hornblenditos e anfibolitos (□) Gnaisses graniticos, granodioríticos e tonalíticos (0) resultados analíticos obtidos são apresentados na Tabela 05 a seguir e plotados nos gráficos da Figura 07.

generalizada todas as analisadas maneira rochas De ETR, apresentam altas concentrações de mostrando forte fracionamento tanto de ETR leves como ETR pesadas, resultando em padrões de curvas de normalização descendentes, inclinadas de forma acentuada, como mostrado no gráfico da Figura 07. As anomalias negativas de Európio são constantes nas amostras analisadas e variam na razão EuN/Eu* de aproximadamente 0,5 a 0,9.

É importante salientar a semelhança entre os padrões de apresentados pelo normalização hornblendito, curvas de metadioritos, quartzo monzodiorito e, também, o metapiroxenito. Ocorre um progressivo aumento na concentração tanto de ETR leves como ETR pesadas a partir do hornblendito, aos metadioritos, até o quartzo monzodiorito. Estas evidências parecem indicar que tratam-se de rochas de mesma filiação, ocorrendo uma evolução com uma maior concentração de ETR acompanhando a maior concentração plagioclásios nas rochas, desde o hornblendito até o guartzo de Petrograficamente são rochas de textura monzodiorito. íqnea compostas essencialmente por hornblenda, plagioclásio (An12-32), menor feldspato potássico e quartzo. Os minerais acessórios são biotita, clorita, carbonato, epidoto, apatita e opacos. Todas mostram evidências de terem sido retrometamorfisadas.

Em lâmina delgada o metapiroxenito (SR-1593-A) é composto somente por ortopiroxênios (bronzita) cumulus e opacos (magnetita) ao redor, ou como inclusões nos cristais de ortopiroxênio. A amostra em questão apresenta padrão de ETR de

curva descendente, com forte fracionamento e forte anomalia negativa de cério. Os padrões das curvas de normalização do metaperidotito serpentinizado (SR-1618-B) e do talco xisto (SRmostram grande concentração de ETR, 1625) com acentuado fracionamento, forte anomalia negativa de cério e fraca anomalia negativa de európio (EuN/Eu* entre 0,6 e 0,7). O padrão da curva de normalização do anfibolito (SR-1610) mostra tratar-se de um distinto e dissociado das demais litologias, podendo corpo representar um corpo magmático intrusivo posteriormente.

É difícil explicar o forte enriquecimento em elementos terras raras totais, principalmente das amostras de metaperidotito serpentinizado (SR-1618-B) e talco xisto (SR-1625), apenas admitindo enriquecimento na fonte por diferentes estágios de fusão parcial de material mantélico peridotítico, com contaminação por magmas ou fluidos silicosos, derivados de Torna-se necessário lançar mão de explicações porcões crustais. consideração alterações metamórficas, que levem as em hidrotermais e intempéricas superimpostas às rochas.

mecanismo mais comum, proposto pelos diversos 0 autores consultados, para enriquecimentos locais, principalmente em ETR leves e outros elementos incompatíveis no manto, é dado em dois estágios: 1) fusão parcial em determinado lugar no manto produzindo magma, ou fase fluida, enriquecida em ETR leves, que intrude outra região do manto e; 2) junto com o peridotito da região intrudida sofre nova fusão produzindo magmas básicos alcalinos altamente enriquecidos e fracionados. Assim, concluique, ou as rochas peridotíticas analisadas derivaram se de

porções do manto afetadas pelo magmatismo alcalino, ou sofreram enriquecimento posterior em ETR.

Ottonello (1980) demonstrou que no manto a olivina е 0 ortopiroxênio poderiam incorporar lantânio em maior proporção que outras terras raras de menor raio iônico e, à medida aue o as clinopiroxênio vai desaparecendo na fusão, o resíduo ficaria progressivamente mais enriquecido em ETR leves. Assim. а incorporação preferencial de ETR leves em minerais residuais como olivinas, ortopiroxênios e plagioclásios, e a segregação destes, leves/ETR pesadas produz razões ETR acima de 1. Α serpentinização é um processo que também pode produzir razões ETR leves/ETR pesadas acima de 1 (Schrank et al., 1989).

relação aos processos de alteração superimpostos, Com como agentes concentradores de terras raras totais, existem trabalhos que advogam tanto a mobilidade quanto a imobilidade dos elementos terras raras durante as alterações metamórficas, hidrotermais e Fleet (1984) considerou o comportamento intempéricas. dos ETR pouco móveis durante o intemperismo, contudo, os como estudos relatados por Formoso et al. (1989) evidenciam que a rocha fresca mais rica em ETR os níveis alterados, ó que diminuindo progressivamente os alteritos para e para os solos. Concentrações de ferro manganês em solos e freqüentemente concentram todos os elementos terras raras e, em particular, 0 cério. 0s ETR pesados são mais mobilizados que os ETR leves, havendo, assim, um fracionamento.

Do exposto acima é possível depreender-se que, 0 comportamento dos elementos terras raras em materiais COM alterações metamórficas, hidrotermais ou intempéricas

	1722-B	1618-B	1593-A	1625	1693	1713-B	1610	1716-A
La	97,070	568,100	176,200	1.414,000	64,460	105,400	17,910	267,400
Ce	167,500	42,890	11,620	65,670	111,400	112,100	40,940	236,900
Nd	102,800	4,483,200	127,800	1,287,000	42,970	64,310	23,800	196,700
Sm	19,300	375,600	22,940	207,800	6,935	10,860	4,903	28,250
Eu	3,344	52,810	3,713	40,280	1,019	2,146	1,266	3,443
Ga	14,370	87,920	15,760	114,200	4,810	8,908	3,891	16,700
Dy	12,270	52,900	15,710	98,920	4,186	7,484	4,159	15,000
Но	2,337	10,050	3,096	18,820	0,834	1,434	0,844	3,000
Er	5,698	24,410	8,108	45,970	2,301	3,546	2,338	8,069
УЪ	4,005	14,930	6,546	35,410	1,931	2,465	2,003	6,619
Lu	0,492	1,740	0,841	4,063	0,264	0,310	0,259	0,824
La _N /Lu _N	20,480		21,748	36,125	25,345		7,178	33,685
La _N /Sm _N	3,134	0,952	4,836	4,284	5,852	6,110	2,300	5,959
Eu _N /Eu*	0,585	0,634	0,566	0,728	0,512	0,648	0,858	0,448

.

Tabela 05 - Resultados analíticos de elementos terras raras das rochas da região de Tijucas do Sul -Vossoroca (resultados em ppm). Metadiorito (1722-B e 1713-B), Metaperidotito serpentinizado (1618-B), Metapiroxenito (1593-A), Talco xisto (1625), Hornblendito (1693), Anfibolito (1610) e Quartzo Monzodiorito (1716-A).



Figura 07 - Perfis de resultados analíticos de elementos terras raras, normalizados aos condritos, de rochas da região Tijucas do Sul-Vossoroca. Valores de normalização aos condritos de Evensen et al. (1978).

Talco xisto (SR-1625), metaperidotito (SR-1618-B), metapiroxenito (SR-1593-A), quartzo monzodiorito (SR-1716-A), metadioritos (SR-1713-B e SR-1722-B), hornblenda metagabro (SR-1610) e hornblendito (SR-1693).

pouco compreendido, necessitando superimpostas é estudos mineralógicos detalhados nas amostras para identificar as fases minerais envolvidas, suas concentrações modais, as condições alteração e minerais físico-químicas os secundários da produzidos. Com isso, conclui-se que os padrões de ETR de rochas não podem ser usados indiscriminadamente alteradas para modelização petrogenética.

4 - GEOLOGIA DA REGIÃO DE PIEN

Girardi (1974 e 1976) foi quem melhor descreveu a petrologia rochas máficas e ultramáficas de Pien, reunindo um grande das acervo de dados em sua Tese de Livre Docência. Os dados químicos e petrográficos são aqui utilizados para estabelecer comparações rochas da região de Tijucas do Sul-Vossoroca. Ά com as correlação das rochas máficas-ultramáficas de Pien com rochas semelhantes, de mesma filiação, na região de Tijucas do Sul-Vossoroca sugere a extensão do complexo máfico-ultramáfico de Pien para nordeste, com dimensões além da conhecida, ainda, limites permanecendo, em aberto os laterais е longitudinais.

O complexo máfico-ultramáfico de Pien aflora imediatamente a leste da cidade homônima estendendo-se segundo uma direção geral N45E por uma distância de aproximadamente 20 km, com largura máxima de 3 km. A sua área de exposição alcança cerca de 35 km2. O complexo se encaixa em terrenos migmatíticos e granulíticos,

bem como no granito Agudos, sendo considerado por Kaul e Teixeira (1982) como pertencente ao cráton Luís Alves.

Os corpos ultrabásicos e básicos encontram-se em geral deformados e metamorfisados em grau baixo, sendo individualizadas as seguintes associações litológicas: serpentinitos, talcoxistos, tremolita-talco xistos, metaperidotitos serpentinizados, metapiroxenitos, metanoritos, hornblenda metagabros, anfibolitos e gnaisses anfibolíticos.

Os metaperidotitos, metanoritos, metapiroxenitos, serpentinitos e talco-xistos associam-se intimamente, sob a forma de lentes intercaladas aos hornblenda metagabros, anfibolitos e anfibólio-gnaisses.

Datações pelos métodos Rb/Sr e K/Ar sugerem um evento metamórfico de alto grau em torno de 2.700 m.a., quando as rochas ígneas do complexo foram metamorfisadas na fácies granulito, com retrometamorfismo à fácies anfibolito registrado entre 650 e 580 m.a. Os dados petrográficos e litoquímicos sugerem uma filiação magmática única para as associações máficas e ultramáficas de Pien, comparando-as aos maciços alpinos de Maryland e Vourimon (Girardi, 1974).

4.1 - Descrição Sucinta das Rochas do Complexo Máfico-Ultramáfico de Pien

As descrições das associações máficas e ultramáficas de Pien são extraídas de Girardi (1974), conforme justificado

anteriormente, complementadas com observações pessoais, quando pertinentes, obtidas durante a realização do Projeto Pien (Ribas, 1984).

4.1.1 - Migmatitos

rochas migmatíticas são as mais amplamente distribuídas As na região. Caracterizam-se pela alternância de bandas félsicas e máficas, englobando rochas de natureza metabásica ou dimensões metaultrabásica. como lentes ou camadas de ora reduzidas (melanossoma dos migmatitos), ora como maciços maiores, concordantes com a estruturação regional, os quais resistiram a características migmatização, preservando suas originais. Segundo Girardi (1974) as faixas félsicas são formadas por quartzo, plagioclásio (oligoclásio-andesina) е feldspato potássico (em geral microclínio). As várias proporções em que minerais ocorrem definem composições que variam estes de granítica a granodiorítica. Nas faixas máficas ocorrem biotita, hornblenda, epidoto, plagioclásio (oligoclásio-andesina), alanita, opacos e zircão. Piroxênio (augita-diopsído) e granada ocorrem em algumas amostras.

4.1.2 - Granulitos Básicos e Intermediários

Entremeados nos migmatitos ocorrem granulitos básicos e intermediários, observados próximo às localidades de Trigolândia e Campina dos Crispins. São rochas mesocráticas e isótropas que, petrograficamente, apresentam textura granoblástica com granulometria variando de 0,3 a 1 São constituídos mm. essencialmente por plagioclásios e piroxênios, perfazendo até 70% da rocha. Subordinadamente podem ocorrer quartzo, feldspato potássico, opacos, anfibólio, clorita, serpentina, dolomita, biotita, talco, apatita, epidoto, zircão e granada. Α amostra obtida nas adjacências de Campina dos Crispins (ponto SR-480) plagioclásio de composição labradorítica, apresenta com intercrescimentos antipertíticos, localmente alterados para epidoto e sericita. Aparecem ortopiroxênios e clinopiroxênios, com predominância do primeiro, albitizados e às vezes alterados para talco. Como subproduto da alteração dos piroxênios ocorrem finamente granulados. O microclínio e o quartzo opacos ocorrem intersticialmente (Fotomicrografia 10). A amostra coletada próxima a Trigolândia (ponto SR-554) é composta predominantemente por plagioclásio com teor de anortita variando entre andesina e labradorita, alterado. O quartzo é bastante freqüente, COM cristais de tamanhos variáveis englobando feldspatos; os minerais máficos acham-se basicamente representados por granadas, qeralmente alteradas para clorita е epidoto-zoisita, е pseudomorfos de piroxênios também transformados em clorita e (Ribas, serpentina 1984).

A transformação em epidoto observada nos plagioclásios dos granulitos é indicativa de fenômenos de retrometamorfismo. É comum, também, a ocorrência de ângulos de 120º entre os limites externos dos cristais, interpretado por Girardi (1974) como característico de recristalização metamórfica.

Girardi (1974) determinou que os ortopiroxênios correspondem a hiperstênios até o limite com ferrohiperstênios que quando alterados, dão origem a talco e serpentina e os clinopiroxênios são classificados como salitas. Ambos piroxênios são ferro. São expressivos, também, relativamente ricos em OS clinopiroxênios, produtos bordejando os de anfibólios retrometamorfismo, classificados como hornblendas ou magnésiohornblendas (Fotomicrografia 10).

4.1.3 - Metaperidotitos, Metanoritos e Metapiroxenitos

Os metaperidotitos, metanoritos, metapiroxenitos, serpentinitos e xistos magnesianos estão intimamente relacionados constituindo pequenas lentes adjacentes às lentes de hornblenda metagabros e rochas associadas.

Nos metaperidotitos predominam ortopiroxênios e olivina. Os clinopiroxênios, o espinélio e os opacos são, também, bastante freqüentes. A serpentina, o talco (raro) e o anfibólio são minerais secundários, produtos de alteração dos piroxênios e olivinas. A magnetita comumente associa-se ao espinélio. Estas observações, efetuadas em três amostras (pontos SR-446, 557 e

760), coincidem com as observações relatadas por Girardi (1974), determinou tratarem-se de rochas magnesianas COM que composição bronzita até enstatita, ortopiroxênios, de е clinopiroxênios (diopsídio). As olivinas são termos limítrofes entre forsterita e crisolita. A granulação destas rochas varia 0,3 a 0,8 mm e são comuns as evidências de recristalização de metamórfica como a ocorrência de ângulos de 120° entre os minerais, a presença de cristais de olivina envolvendo cristais de ortopiroxênio, e a textura granoblástica inequigranular COM "kink bands" em piroxênio observada na amostra SR-760. Estas indicam deformação e recristalização em condições evidências anidras (Fotomicrografias 11, 12 e 13).

Segundo Girardi (1974) as composições modais dos metanoritos mostram que os ortopiroxênios excedem a 50% do volume da rocha. quantidade plagioclásios varia 10 21,5%. Α de de а Clinopiroxênios estão sempre presentes em quantidades Espinélios, opacos e anfibólios subordinadas. são acessórios comuns, ocorrendo raramente talco e dolomita. 0s opacos estão comumente representados por titanomagnetita, cromita, ilmenita e pirita. Os ortopiroxênios, geralmente incolores, são bronzitas. O teor de anortita nos plagioclásios varia de An45 a An65. 0sanfibólios são classificados como pargasitas hornblenda а tschermakíticas, sua origem por vezes parece ser primária, em aparente equilíbrio com os demais minerais, outras vezes provém da transformação dos piroxênios. Os metanoritos têm granulação que varia de 0,3 a 1,3 mm, textura granoblástica, sendo reportada a ocorrência de ângulos de 120º entre os minerais. Na lente que



FOTOMICROGRAFIA 10

Lâmina delgada de granulito de Piên (am SR-480) onde é possível notar-se cristais de ortopiroxênio (op) uralitizados e plagioclásios (p) formando angulos de 120º entre os diversos cristais. Luz natural.

0,2 mm



FOTOMICROGRAFIA 11

Amostra de metapiroxenito de Pién (am SR-557) com porfiroblastos de ortopiroxênio (op) de até 4 mm em matriz granoblástica composta principalmente por olivina e espinélios verdes (vide fotomicrografia 12). Luz polarizada.

1,0 mm



FOTOMICROGRAFIA 12

Detalhe da foto anterior de metapiroxenito de Piên (SR-557) evidenciando a ocorrencia de olivina (o) e espinélios verdes (e) indicando a incidencia de metamorfismo de alto grau. Luz natural.

0,2 mm

ocorre próxima à localidade de Campina dos Maias, Girardi & Ulbich (1978) identificaram a presença de safirina, o que permitiu algumas considerações petrogenéticas comentadas adiante, no capítulo sobre a evolução geotectônica da região de Pien-Tijucas do Sul-Vossoroca.

Em três amostras de metapiroxenitos (pontos 491, 565 e 630) analisadas petrograficamente observou-se que os mesmos são compostos basicamente por ortopiroxênios (hiperstênio, bronzita), clinopiroxênio (diopsídio), hornblenda, plagioclásio, espinélio e opacos, em variadas quantidades percentuais. Os piroxênios alteram-se para serpentina e talco. Minerais secundários como epidoto-zoisita, actinolita, clorita, titanita, carbonato, sericita e opacos preenchem fraturas da rocha e dos demais minerais. A ocorrência de espinélios verdes indica que foram atingidas condições metamórficas de alto grau (Fotomicrografia 12). A presença de núcleos de opacos envolvidos por biotita de origem secundária e os demais minerais secundários citados refletem a ação de metamorfismo retrógrado (Ribas, 1984) (Fotomicrografia 14).

Girardi (1974) observou dois grupos de anfibólio nos metapiroxenitos: o primeiro, analisado quimicamente, apresentou composição situada no campo das pargasitas e entre pargasitas e hornblenda e o segundo tipo pertencente a série tremolita-actinolita. Enquanto que os anfibólios incolores e fibrosos são claramente secundários, as variedades castanhas não apresentam origem determinada sendo, por vezes, secundárias, em fraturas e bordejando piroxênios, outras vezes primárias os em aparente equilibrio com os piroxênios. metapiroxenitos As texturas dos

são comumente granoblásticas, com granulação variando entre 0,2 e 1,2 mm aproximadamente, ocorrendo muitas vezes ângulos de 120º entre os minerais.

4.1.4 - Serpentinitos e Xistos Magnesianos

serpentinitos são as rochas mais comuns 0s entre as ultramáficas, originadas a partir de rochas duníticas e piroxeníticas, conforme é comprovado pela ocorrência de restos de olivina e piroxênio resistentes a serpentinização. 0s demais componentes são serpentina, opacos, talco, dolomita e espinélio. serpentinas são representadas pelos seus três polimorfos As lizardita, crisotila e antigorita. Magnetita, cromita e hematita são os opacos mais comuns.

Nos xistos magnesianos o talco e a clorita são os minerais mais importantes, opacos são acessórios comuns, ocorrendo também tremolita. A textura é comumente lepidoblástica e, por vezes, porfiroblástica, caracterizada por porfiroblastos de clorita e tremolita. As ocorrências mais significativas destas rochas situam-se na região de Campina dos Maias, bordejando rochas ultramáficas serpentinizadas, e na região de Trigolândia, em meio aos hornblenda metagabros e gnaisses anfibolíticos.

4.1.5 - Hornblenda Metagabros, Anfibolitos e Gnaisses Anfibolíticos

As rochas básicas ocupam a maior parte do complexo de Pien. Ocorrem na forma de lentes de dimensões variadas ou constituindo o melanossoma dos migmatitos. Em função das variações texturais e mineralógicas que apresentam foram classificadas por Girardi (1974 e 1976) em hornblenda metagabros (os tipos mais abundantes), anfibolitos e gnaisses anfibolíticos.

0s hornblenda metagabros caracterizam-se pela textura granoblástica, presença constante de plagioclásios e anfibólios em grande parte das amostras, de clinopiroxênios. Clorita, e, opacos, granada, epidoto, apatita, biotita, quartzo, titanita e prehnita são acessórios. Girardi (1974) determinou a ocorrência dois grupos de anfibólios. O primeiro classificado como de pargasita ou entre pargasita e hornblenda, de cor castanha а segundo como tremolita-actinolita, amarelada e o incolor а esverdeado, de origem claramente secundária, proveniente de clinopiroxênio ou de anfibólios castanhos. As evidências petrográficas mostram que após sofrerem metamorfismo na fácies granulito, os gabros originais de Pien foram afetados por evento retrometamórfico cuja principal conseqüência foi a anfibolização dos clinopiroxênios, acompanhadas também da formação de epidoto, clorita biotita secundários. е

Os anfibolitos apresentam textura nematoblástica a granoblástica, predominantemente constituídos por anfibólios. Plagioclásios e clinopiroxênios ocorrem às vezes. Clorita,

opacos, granada, epidoto, apatita e biotita são acessórios. Identicamente aos hornblenda metagabros foram determinados nestas rochas dois tipos de anfibólios: castanhos (pargasitas e pargasitas ferrosas) e verde claro a incolores (tremolitaactinolita) Girardi (1974).

Os gnaisses anfibolíticos caracterizam-se macroscopicamente pela alternância de bandas milimétricas a decimétricas constituídas por minerais félsicos e máficos. As bandas claras são compostas por plagioclásios e quartzo. Nas bandas escuras predominam os anfibólios castanhos e incolores, plagioclásios e clinopiroxênios. Ocorrem acessoriamente granada, opacos, biotita, clorita e epidoto.

4.1.6 - Rochas Metabásicas

A norte de Trigolândia ocorre um corpo na forma de dique de diabásio uralitizado (Am. SR-553) petrograficamente que, textura blastofítica, sendo observada a presença apresenta de desenvolvidos cristais mais de feldspato (textura blastoporfirítica). A amostra apresenta cristais ripiformes de plagioclásio de composição andesínica, sericitizados, em contato com massas irregulares de uralita polvilhada de minerais opacos, subprodutos da transformação dos minerais máficos originais (Fotomicrografia 15). Segundo Girardi (1974) а textura tipicamente ígnea e os resultados de datações K/Ar variando de 435 a 598 m.a., sugerem tratar-se de uma intrusão uralitizada no Brasiliano, excluindo a hipótese de ciclo uma possível



FOTOMICROGRAFIA 13

Amostra de metapiroxenito de Pien (SR-760) com textura granoblástica inequigranular mostrando cristais de olivina (o) envolvendo ortopiroxênio (op). Luz polarizada.

1,00 mm



FOTOMICROGRAFIA 14

Amostra de granada metapiroxenito de Pien (SR-491) basicamente composta por hyperstênio (op); granada (g), hornblenda (h) e opacos. Os minerais secundários como: epidoto-zoizita, actinolita, clorita, titanita e os opacos nos bordos e fraturas dos minerais essenciais evidenciam a ação de metamorfismo retrógrado. Luz natural.





FOTOMICROGRAFIA 15

Detalhe da amostra de diabásio uralitizado de Piên (SR-553) evidenciando os cristais ripiformes de plagioclásio sericitizado (p) e massas irregulares de uralita polvilhada de opacos. Luz polarizada.

1,00 mm

cosangüinidade entre este metadiabásio e as rochas do complexo básico-ultrabásico.

âmbito A sul de Pien, no das rochas gnáissicas e foram encontrados blocos pequenos migmatíticas, de rochas classificadas petrograficamente como hornblenda metadiorito (am. SR-471), metadiorito (am. SR-499) e metabasito (am. SR-526). São rochas de textura ofítica, compostas basicamente por plagioclásio hornblenda. A sericita aparece como produto de alteração е dos plagioclásios e a hornblenda altera-se para clorita e actinolita. Os opacos são, provavelmente, subprodutos dos minerais máficos Epidoto-zoisita aparece substituindo cristais originais. de hornblenda (Ribas, 1984).

4.2 - Composição Química das Rochas do Complexo de Pien

Girardi (1974) efetuou análise química de rocha total em sete amostras do complexo de Pien, incluindo três vinte e metaperidotitos, quatro metapiroxenitos, cinco metanoritos, serpentinitos, cinco quatro hornblenda metagabros, três granulitos, um anfibolito e um xisto magnesiano. Os resultados de análise dos óxidos maiores, menores e elementos-traço constam das tabelas 06 e 07 a seguir. As considerações quanto à evolução geológica do complexo máfico-ultramáfico são baseadas nestes resultados e em observações micropetrográficas.

Com a simples observação dos resultados analíticos tabelados é possível notar-se que os metanoritos, metaperidotitos,

	MET	APERIDOT	ITOS		METAPIR	DXENITOS			M	ETANORIT	OS			SERPEN	FINITOS	
	116	78	86	60	42	122	223	80	79	74	76	96	82	152a	149	52a
Si0 ₂	47,86	46,14	44,32	49,90	46,90	1,00	52,40	49,07	49,63	51,70	50,60	41,30	39,86	39,09	40,97	39,07
A1 ₂ 0 ₃	6,90	5,90	8,23	3,32	7,40	14,02	3,68	11,13	10,06	7,91	9,20	19,20	0,80	0,85	0,89	1,15
TiO ₂	0,09	0,06	0,07	0,35	0,71	0,03	0,42	0,29	0,29	0,28	0,30	0,23	-	0,02	0,02	0,06
FeO	5,38	5,20	5,21	3,50	9,70	4,98	5,40	6,68	6,80	7,21	6,60	9,26	0,72	1,08	2,17	1,81
Fe ₂ 0 ₃	1,70	3,80	3,14	4,60	3,47	3,90	3,56	3,00	3,22	3,05	3,90	2,60	6,21	6,38	4,65	5,14
CaO	2,44	1,75	2,40	16,20	12,43	4,60	17,10	8,01	8,00	7,31	6,40	3,40	0,02	0,02	0,02	0,04
MgO	33,70	34,00	32,71	20,20	17,25	27,50	16,47	20,50	19,50	21,94	21,70	19,65	39,20	39,33	38,60	39,64
Na 20	0,06	0,19	0,15	0,61	0,20	0,21	0,85	1,13	1,20	0,69	0,50	2,40	0,03	0,03	0,31	0,30
K ₂ 0	-	0,01	0,01	0,24	0,57	0,01	0,04	0,02	0,05	0,20	0,05	0,20	-	-	0,01	0,03
₽₂0 ₅	-	-	-	-	0,02	-	-	**		-	-	-	-		-	-
MnO	0,02	0,02	0,02	0,11	0,16	0,02	0,18	0,02	0,18	0,01	0,20	0,29	0,06	0,08	0,09	0,04
H ₂ 0 ⁺	1,08	2,70	3,48	0,50	1,04	3,64	0,52	0,19	0,85	0,20	1,08	1,50	12,30	12,74	11,55	12,49
TOTAL	99,23	99,77	99,74	99,53	99,85	99,96	100,62	100,04	99 ,7 8	100,50	100,53	100,03	99,20	99,62	99,28	99,77
Qz	-	-	-	-	-	-	-	**	-	-	*	-	-	-	-	-
Di	-	-	-	58,90	35,50	-	62,17	11,16	13,86	14,08	6,99	-	-	-	-	-
Or	-	0,06	0,06	1,40	3,39	0,06	0,23	0,11	0,29	1,13	0,29	8,33	-	-	0,06	0,18
En	-	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	39,95	36,65	39,17	28,92
Ab	0,50	1,62	1,29	5,39	1,81	1,83	7,53	9,76	10,50	5,94	4,34	20,27	0,28	0,28	2,84	2,74
Hi	71,54	64,46	62,29	11,89	21,01	64,71	19,27	33,72	37,08	50,62	58,49	10,74	-	-	-	-
An	11,33	8,24	11,39	5,53	17,74	22,10	6,03	24,28	21,36	17,16	21,95	15,87	0,10	0,10	0,10	2,74
Wo	-	-	-	-	-	-		-	-		-		-	-	***	-
Ne	-	-	-	-		-	-	-	-	-		-	-	-	-	-
01	16,22	21,96	21,90	11,48	15,81	9,85	0,32	16,91	12,91	7,32	2,97	40,32	53,60	56,35	52,15	61,83
Cr	0,74	0,62	0,63	0,19	0,09	5,60	0,19	0,63		-	0,64	0,31	0,34	0,45	0,37	0,67
Ilm	0,12	0,08	0,09	0,48	1,00	0,11	0,58	0,39	0,39	0,37	0,41	0,30	-	-	0,02	0,08
Cor	2,42	2,48	-	-	-	5,60	-	-	-	-	-	7,64	0,80	0,86	0,37	0,61
Mt	1,66	3,77	3,14	4,73	3,65	3,95	3,67	3,02	3,28	3,06	3,94	2,56	1,53	2,33	4,95	3,58
$\frac{Ab}{Ab + An} \times 100$	4	16	10	49	9	7	55	29	33	26	16	56	74	74	9 9	50

Tabela 06 – Resultados de análise em Rocha Total (% em peso) de amostras do Complexo Máfico-ultramáfico de Piên e minerais normativos calculados. (Dados de Girardi, 1974).

na na hara na h	ANFIBOLITO 42a	TALCO XISTO 99	216	194	HORNBLENDA 131	METAGABRO 26	IS 158	24	46	GRANULITO	S 15
······	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·										
Si02	43,80	63,20	45,69	50,26	51,00	46,06	49,34	45,80	52,00	52,95	52,96
A1 ₂ 0 ₃	14,90	0,10	17,16	16,25	20,26	16,51	13,50	17,80	16,01	15,74	19,60
Ti0 ₂	1,04	0,05	0,73	2,32	0,99	0,80	0,65	1,10	0,79	0,60	0,68
FeO	7,20	2,84	8,99	7,94	5,42	8,57	7,57	8,60	9,01	6,65	4,30
Fe ₂ 0 ₃	6,30	0,76	5,62	3,20	3,84	2,80	5,90	4,51	0,85	4,33	1,90
CaO	10,05	0,04	11,12	7,18	7,86	10,60	10,55	10,60	11,20	10,47	6,95
MgO	11,30	27,90	7,53	5,49	3,43	8,50	7,13	6,52	6,54	5,47	4,28
Na ₂ O	2,40	0,11	2,26	4,20	4,80	3,34	3,90	2,87	2,97	2,99	7,00
K ₂ 0	0,78	0,10	0,20	1,40	1,39	0,82	1,16	1,10	0,25	0,09	1,24
P ₂ 0 ₅	0,05	-	-	0,68	0,71	0,11	-	-	0,02	-	0,22
MnO	0,20	0,02	0,22	0,02	0,15	0,18	0,21	0,22	0,20	0,02	0,10
H ₂ 0 ⁺	1,50	4,95	0,03	0,20	0,40	1,60	0,25	0,70	0,30	0,16	1,04
TOTAL	99,52	100,07	99,55	99,14	100,25	99,89	100,18	99,82	100,14	99,47	100,27
Qz	-	17,29	-	-	***	-		-		5,53	-
Di	18,08	-	15,52	11,62	7,50	20,12	29,22	16,29	20,82	···· -	12,52
Or	4,67	0,54	1,20	8,42	8,23	4,88	6,87	6,57	1,48	0,54	7,15
En	-	***	-	*	***	-	-	-	-	-	-
Ab	16,71	-	20,63	38,40	38,84	16,95	26,55	18,72	26,74	27,28	38,56
Hi		80,29	7,08	2,57		-		-	16,01	22,20	
An	27,98	-	36,70	21,75	29,69	27,86	15,95	32,79	29,70	29,74	17,95
Wo	-	**	-		-	-	-	-	-	9,22	-
Ne	3,09	-	-	-	2,60	7,97	5,13	4,39	***	-	13,65
01	21,17		11,84	10,53	7,74	18,11	9,17	14,91	3,19	-	7,25
Cr	0,13	0,43	-	0,01	-	0,02	0,02	0,02	0,06	0,02	-
Ilm	1,47	0,07	1,03	-	1,38	1,12	0,91	1,55	0,10	0,85	0,92
Cor	-	-	-	3,29	-	-	-	-		-	-
Mt	6,68	0,50	5,98	3,41	4,02	2,95	6,18	4,76	0,89	4,60	1,94
$\frac{Ab}{Ab + An} \times 100$	37	-	36	64	57	38	62	64	47	48	69

Tabela 06 – (continuação)

·	MET	APERIDOT	ITOS		METAPIROXENITOS				M	ETANORIT		SERPENTINITOS				
р.р.ш	116	78	86	60	42	122	223	80	79	74	76	96	82	152a	149	52a
Cr	4800	4000	4000	1200	550	4000	1200	4000	2000	2000	4000	2000	2000	2700	2200	4000
Sc	16	22	28	140	140	45	100	60	36	<u>,</u> 36	45	28	-	-	-	-
Co	100	120	170	100	120	120	80	170	100	100	170	100	100	150	100	150
Zr	15	13	15	15	200	20	55	35	35	35	35	120		-	-	15
Ní	1500	1200	1500	380	260	1000	460	1200	1000	1000	1000	460	1800	2600	2600	2600
Cu	-	-	-	25	120	-	70	84	45	45	10	10		-	-	17
v	58	58	70	200	250	170	200	130	170	170	250	48	28	28	28	28
Sr	-		-	47	200	-	170	18	-	34	-	26	**	-	-	-

	ANFIBOLITO	TALCO XISTO		HORNBLENDA METAGABROS						GRANULITOS			
p.p.m	42a	99	216	194	131	26	158	24	46	105	15		
Cr	820	2700	80	80	10	130	95	80	450	100	160		
Sc	140	-	45	-	-	-	60	36	45	36	140		
Со	120	100	80	100	35	80	80	45	100	100	45		
Zr	45	*	27	250	100	70	35	120	55	27	90		
NI	260	2600	150	46	7	180	80	20	100	100	80		
Cu	82	-	170	25	15	38	70	55	100	45	17		
V	300	15	380	200	180	300	390	380	380	380	130		
Sr	370	-	160	430	2000	630	130	1200	230	220	1500		

Limites de sensibilidade: Cr - 2; Sc - 10; Co - 5; Zr - 10; Ni - 2; Cu - 5; V - 10; Sr - 10.

Tabela 07 - Resultados analíticos de elementos traço (em ppm), de amostras de rocha do Complexo Máfico-ultramáfico de Piên. (dados de Girardi, 1974).

serpentinitos e granulitos são as rochas que apresentam menor variação química entre si, tanto nos teores de elementos maiores quanto de elemento-traço. Nos hornblenda metagabros as maiores variações são referentes aos teores de Na2O, K2O, MgO e elementos-traço.

Os valores normativos calculados por Girardi (1974) evidenciam a predominância de hiperstênio, olivina e anortita nos metaperidotitos, e a presença de coríndon normativo. Nos serpentinitos predominam olivina e enstatita, também com algum coríndon normativo. Nos metapiroxenitos ocorrem diversas proporções relativas entre clinopiroxênio, ortopiroxênio e anortita normativos, com predomínio ora de um ora de outro. Nos metanoritos predominam hiperstênio e anortita normativos com exceção da amostra 96 que apresenta composição mineralógica peculiar com olivina, albita e anortita normativos, seguida de hiperstênio e coríndon normativos. Nos hornblenda metagabros, granulitos e no anfibolito, albita, anortita, diopsídio e olivina são os minerais normativos predominantes.

Com relação aos elementos-traço analisados por Girardi (tabela 07) é possível notar que o cromo concentra-se preferencialmente nos metaperidotitos, com teores médios obtidos em torno de 4.300 ppm, seguido dos metanoritos, serpentinitos e talco xistos, com teores médios em torno de 2.700 ppm. Os metapiroxenitos apresentam valores que variam de 550 a 4.000 ppm de cromo. O níquel concentra-se preferencialmente nos serpentinitos e no talco-xisto, com teores de 2.600 ppm, seguido dos metaperidotitos e metanoritos. Os metapiroxenitos apresentam também ampla variação nos teores de níquel.



Figura 08 - A variação dos óxidos de elementos maiores (% em peso) em função do MgO (% em peso) para as rochas do complexo máfico-ultramáfico de Pien (dados de Girardi, 1974). Metaperidotitos e serpentinitos Metapiroxenitos, metanoritos e u Hornblenda metagabros, anfibolis (🗛)

etapiroxenitos,	metanc	oritos	e	talc	0	xistos	(0	ļ
lornblenda metag	abros,	anfibo	li	tos	е	granulitos	(Δ)



Figura 09 - Variação dos elementos traço (em ppm) em função do MgO (% em peso) para as rochas do complexo máfico-ultramáfico de Pien (dados de Girardi, 1974). Metaperidotitos e serpentinitos () M H

I is a set of a set ponetine coo	1.4			
letapiroxenitos, metanoritos e talco xistos	Ċ	6	ý	
lornblenda metagabros, anfibolitos e granulitos	ù	Á	ý	

rochas do complexo máfico-ultramáfico de Pien podem As ser separadas em três grupos distintos, com base principalmente nos resultados analíticos dos elementos TiO2, MnO, CaO, Na2O, Al2O3 e SiO2 plotados segundo as concentrações de MgO (Figura 08). O MgO é particularmente importante por mostrar grande variação em devido ao seu forte fracionamento. rochas íqneas 0 primeiro grupo é formado por metaperidotitos e serpentinitos, cujo teor em MgO varia de aproximadamente 33 a 40%, com forte correlação negativa de FeO*, CaO, Al2O3 e SiO2, e correlação positiva de MnO com o MgO; os teores de Sc, Ni e Co crescem com o aumento de MgO, enquanto o Cr diminui dos metaperidotitos para os serpentinitos 09). O segundo grupo inclui os metapiroxenitos, (Figura metanoritos e talco xisto, com teor de MgO variando de aproximadamente 16,5 a 28,0%, apresentam correlação negativa de TiO2, FeO*, MnO, CaO, Na2O e correlação positiva de Al2O3 e SiO2 com MgO; os elementos Cr, Ni e Co aumentam com o acréscimo de MgO e o Cu diminui. O terceiro grupo, com até 11,3% de MgO, cujo inicial é o anfibolito 42a, é composto representante por hornblenda metagabros e granulitos; apresenta correlações fortemente positivas de TiO2, FeO* e MnO, e fortemente negativas Na2O, K2O, Al2O3 e SiO2 com MgO (Figura O8), junto com a de diminuição do MgO (maior fracionamento) ocorre a diminuição dos elementos Co, Cu e Sceoaumento de Sre Zr; Ni e Cr não apresentam variações significativas (Figura 09). É interessante notar a ausência de rochas com concentrações de MgO de 11,3 а 16,5% e de 28 a 33% de MgO (lacunas de concentração de MgO) o que pode significar descontinuidades composicionais entre os três

grupos de rochas referidos, ou diferentes suítes de rochas ígneas, ou ainda respostas diferentes aos processos termotectônicos superimpostos.

5 - CONSIDERAÇÕES SOBRE A EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DA REGIÃO DE PIEN-TIJUCAS DO SUL-VOSSOROCA

Conforme ressaltado na descrição dos tipos litológicos das associações máficas e ultramáficas de Pien, as rochas magmáticas originais do complexo foram submetidas a uma evolução polifásica e policíclica. Datações Rb/Sr em rocha total efetuadas por Girardi et al. (1974) determinaram três isócronas de referência onde amostras de granulito forneceram idade de quatro aproximadamente 2.000 m.a. (ciclo transamazônico), três amostras migmatitos foram datadas em aproximadamente 650 de m.a. (ciclo brasiliano), e três amostras de granito foram datadas em aproximadamente 580 m.a. (ciclo brasiliano).

Pelo método K/Ar Girardi et al. (1974) obtiveram idades relativas ao ciclo transamazônico. Três amostras de plagioclásio de granulito forneceram idades de 1.454 a 1.955 m.a., uma amostra de anfibólio e plagioclásio de migmatito forneceu idade entre 1.787 e 1.961 m.a., e uma amostra de anfibólio de hornblenda metagabro foi datada em 1.866 m.a..

Os dados radiométricos apresentados sugerem uma concordância de idades K/Ar e Rb/Sr em torno de 2.000 m.a., correspondente ao

ciclo transamazônico, obtidas tanto em granulitos quanto em migmatitos, o que é indicativo que parte das rochas migmatíticas regionais formaram-se neste ciclo. Datações radiométricas obtidas por Cordani e Kawashita (1978) para a área de Luís Alves indicam que o metamorfismo de fácies granulito antecedeu ao ciclo transamazônico. Uma isócrona Rb/Sr de granulitos da região de Luís Alves (SC) forneceu a idade de 2.700 m.a. (arqueano).

Machiavelli (1991) obteve idade de 2.107 +-69 m.a., COM razão inicial Sr87/Sr86 de 0,70284 +-0,00024, em diagrama isocrônico Rb/Sr em rocha total, para os gnaisses granulíticos do cráton Luís Alves. A baixa razão inicial foi interpretada como indicativa de materiais crustais pretéritos que teriam sido empobrecidos na relação Rb/Sr durante o metamorfismo de alto Para as rochas granitóides deformadas representantes da grau. nappe rio Iguaçu, os dados Rb/Sr obtidos por Machiavelli (1991), tratados separadamente para as diversas fácies granitóides, forneceram uma idade de 609 +-36 m.a. com razão inicial de 0,70437 +-0,00018,obtida em isócrona de três pontos. Composicionalmente os granitóides deformados são quartzo monzodioritos, quartzo monzonitos, granodioritos e monzogranitos, correspondentes a uma série intermediária entre cálcio-alcalina granodiorítica de médio K e cálcio-alcalina monzonítica de alto K, com tendência maior para a primeira (Machiavelli, 1991).

As rochas granitóides analisadas na região de Tijucas do Sul-Vossoroca variam em composição desde rochas graníticas e granodioríticas-tonalíticas, até dioríticas. Mostram tendência correspondente a série cálcio-alcalina granodiorítica de médio K, sendo notável a coincidência com as tendências médias das suítes

plutônicas cálcio-alcalina granodioríticas do Chile e Peru (Figura 03).

De acordo com Girardi (1974, 1976) e Girardi & Ulbrich (1980) a consangüinidade entre as rochas básicas (hornblenda metagabros) e ultrabásicas (metanoritos, metapiroxenitos, metaperidotitos, serpentinitos e xistos magnesianos) do complexo de Pien é evidenciada pela íntima associação dessas litologias nas várias lentes mapeadas e pela variação contínua mostrada em diagramas de correlação de elementos maiores e traços.

Machiavelli (1991) observou que existem quebras de continuidade na variação de elementos como Zr, Sr e TiO2 e, quebras menos evidentes nos elementos Sc, Cr e Al2O3. nos diagramas apresentados por Girardi & Ulbrich (1980). Verificou, também uma associação geoquímica preferencial dos hornblenda metagabros e anfibolitos com os granulitos. Esta associação é evidenciada pelos gráficos construídos a partir dos bem dados analíticos apresentados por Girardi (1974) que correlacionam elementos maiores e traços com a variação no conteúdo de MgO (Figuras 08 e 09).

Para as rochas de Pien foram identificados três grupos litológicos com padrões evolutivos distintos em relação ao conteúdo de MgO: 1) Rochas com 33,0 a 40,0% de MgO representadas por metaperidotitos e serpentinitos. 2) Rochas com 16,5 a 28,0% de MgO incluindo metapiroxenitos, metanoritos e talco xistos. 3) Rochas com até 11,3% de MgO incluindo anfibolitos, hornblenda metagabros e granulitos (Figura 08).

As rochas do primeiro grupo mostram forte correlação

negativa de FeO*, CaO, Al2O3 e SiO2 e correlação positiva de MnO, Co com MgO. O segundo grupo apresenta aumento Sc, Ni е dos elementos TiO2, FeO*, MnO, CaO, Na2O e Cu e diminuição nos teores de Al2O3, SiO2, Cr, Ni e Co com a diminuição em MgO. 0s anfibolitos, hornblenda metagabros e granulitos que formam 0 terceiro grupo litológico mostram, por sua vez, aumento na concentração dos elementos Na2O, K2O, Al2O3, SiO2, Sr e \mathbf{Zr} е diminuição de TiO2, FeO*, MnO, Co, Cu e Sc com a diminuição na concentração de MgO (maior fracionamento).

Para as rochas mapeadas na região de Tijucas do Sul-Vossoroca identificou-se dois grupos distintos de rochas marcados por: 1) Metapiroxenitos, metaperidotitos e talco xistos com concentrações de MgO variando de 21,1 a 30,6%. 2) Metagabros, hornblenditos, anfibolitos e rochas da seqüência granodioríticatonalítica, com teores até 12,4% de MgO (Figura 04).

Estão inclusas no segundo grupo rochas com textura adcumulada de hornblenda (SR-1693), ortopiroxênio (SR-1593-A) e piroxenito (SR-1677-C) as quais podem granada representar resíduos da fusão de rochas básicas em zonas profundas da crosta com geração de magmas tonalíticos ou, restitos de rochas mais antigas preservadas em meio aos gnaisses tonalíticos. Na região aqui estudada as rochas ultramáficas do primeiro grupo apresentam correlação negativa dos elementos TiO2, FeO*, Al2O3, Na2O e K2O MgO, com concentrações maiores em fases mais com evoluídas, enquanto os teores de Cr, Ni e Co decrescem com o decréscimo de Mq0 indicando que estes elementos concentram preferencialmente nas fases cumulus primordiais. Para as rochas do segundo grupo a concentração dos elementos Al2O3, Na2O, K2O, SiO2, Rb, Sr, Ba (Zr

aumentam, enquanto diminui a concentração de TiO2, FeO*, e V) MnO, P2O5, CaO, Co, Cu, Sc, Y, (Cr e Ni), com a diminuição do 06). conteúdo de MgO (maior fracionamento) (Figuras 04 e Ňа foram localizadas ocorrências de mapeada não região metaperidotitos e serpentinitos correspondentes às rochas do primeiro grupo na região de Pien.

Quando plotados conjuntamente em diagrama AFM os resultados obtidos por Girardi (1974) na região de Pien e os resultados analíticos das rochas da região de Tijucas do Sul-Vossoroca, obtidos neste trabalho, mostram tendência de suítes calcoalcalinas segundo a curva discriminante proposta por Irvine & Baragar (1971) (Figura 10).

Evidências micropetrográficas tais como cristais de olivina envolvendo ortopiroxênio, ângulos de 120°C entre os cristais e texturas granoblásticas inequigranulares com "Kink bands" em piroxênio, indicam que as rochas do primeiro grupo de Pien, representadas por metaperidotitos e serpentinitos, foram submetidas a deformação e recristalização em condições anidras, resultantes de um evento metamórfico de alto grau.

A presença de espinélios verdes nos metapiroxenitos e safirina, identificada por Girardi et al. (1978) em metanorito, metamórficas indicam condições da fácies granulito com estimativas de temperatura entre 750 e 880°C e pressões mínimas de 7 Kb para as rochas ultramáficas do segundo grupo em Pien. 0 primeiro grupo representado por metaperidotitos, metapiroxenitos talco xistos da região de Tijucas do Sul-Vossoroca são е correlatas, em termos geoquímicos e metamórficos, com as rochas



Figura 10 - Resultados de análise de óxidos de elementos maiores em rocha total (em % em peso) plotados no diagrama AFM mostrando a curva discriminante de suítes toleíticas e cálcio-alcalinas de Irvine & Baragar (1971) para as amostras do complexo de Pien (dados de Girardi, 1974) e do complexo de Tijucas do Sul

Complexo Pien	 ▲ Metaperidotitos e serpentinitos ● Metapiroxenitos e metanoritos ▲ Hornblenda metagabros, anfibolitos e granulitos
Complexo Tijucas do Sul	 Metaperidotitos, metapiroxenitos e talco xistos Hornblenda metagabros e anfibolitos Gnaisses graníticos, granodioríticos e tonalíticos

do segundo grupo em Pien, mostrando evidências de metamorfismo fácies anfibolito superior a granulito. Os eventos retrometamórficos posteriores são impressos nessas rochas pela uralitização dos piroxênios, transformação de anfibólios em anfibólios fibrosos e formação de talco ou serpentina. Os hornblenda metagabros, anfibolitos, gnaisses anfibolíticas e rochas migmatíticas da sequência granodiorítica-tonalítica da região Pien-Tijucas do Sul-Vossoroca foram submetidas a metamorfismo da fácies anfibolito superior a granulito, com posterior retrometamorfismo com aporte de fluidos canalizados normalmente em faixas cisalhadas.

É praticamente impossível estabelecer interpretações quanto a petrogênese e caracterização geoquímica de complexos máfico-ultramáficos/granodiorítico-tonalíticos em terrenos granulíticos, como o aqui agora estudado, em virtude de diversos fatores, entre os quais a ausência de afloramentos contínuos não alterados, caráter alóctone com possíveis modificações na estruturação primária pela deformação, mudanças na composição por efeitos dos diversos eventos metamórficos e metassomáticos e, desconhecimento dos coeficientes de partição e as quantidades relativas de cristais e líquidos do magma parental.

Em termos geotectônicos, as evidências geoquímicas e micropetrográficas descritas acima, têm sido consideradas por Basei et al., 1990; Basei et al., 1991; Machiavelli, 1991 e Fragoso César, 1991, como indicativas de uma zona de colisão e sutura entre terrenos alóctones na forma de nappe, com transporte tectônico para sudeste, sobre terrenos cratônicos estáveis e consolidados. A zona de sutura entre os dois domínios descritos

é marcada por uma zona de cavalgamento com intenso cisalhamento, balizada pelo alinhamento dos corpos máficos e ultramáficos da região estudada, desde Pien a Tijucas do Sul-Vossoroca, atualmente interpretados como ofiolitos brasilianos (Machiavelli, 1991).

O modelo proposto é confirmado pelos estudos gravimétricos quantitativos de Mantovani et al. (1989), realizados em perfil gravimétrico linear de direção N-S com 350 km de extensão, que atravessa os domínios do cinturão Don Feliciano (faixa Tijucas), cráton Luís Alves e cinturão Ribeira (faixa Apiaí), desde o norte de Curitiba até Braço do Norte em Santa Catarina. O perfil gravimétrico cruza a área trabalhada nas imediações de Tijucas do Sul (Figura 11).

6 - CONSIDERAÇÕES METALOGENÉTICAS

Mesmo sendo este um trabalho cujos objetivos iniciais tenham sido de caráter prospectivo, a metodologia empregada não estudo mais aprofundado a respeito do propiciou um potencial metalogenético da região. As considerações agui aventadas baseiam-se na bibliografia consultada, em comparação com terrenos em ambientes geotectônicos similares, conduzindo a uma avaliação metalogenética previsional. Para efeito de avaliação metalogenética os terrenos estudados são separados em: 1) terrenos granulíticos do domínio do cráton Luís Alves; 2)


Figura 11 - Modelo gravimétrico e tectónico dos domínios do cinturão Don Feliciano, cráton Luís Alves, maciço de Curitiba e cinturão Ribeira, em perfil N-S que cruza a área trabalhada nas imediações de Tijucas do Sul (modificado de Mantovani et al. 1989).

seqüência máfica-ultramáfica ofiolítica e rochas cisalhadas da zona de sutura Pien-Tijucas do Sul-Vossoroca; 3) seqüência granodiorítica-tonalítica e gnaisses anfibolíticos do domínio da nappe rio Iguaçu; 4) corpos graníticos intrusivos; 5) seqüências vulcano-sedimentares de cobertura e; 6) depósitos recentes.

6.1 - Cráton Luís Alves

Os terrenos granulíticos do domínio do cráton Luís Alves são principalmente suíte constituídos por uma ígnea básicaintermediária-ácida com diferenciados básicos em meio а granitóides granodioríticos-tonalíticos. A exemplo do que ocorre maioria dos cinturões granulíticos mundiais, estes terrenos na são considerados pobres em mineralizações, podendo ser destacados apenas dois tipos de depósitos minerais conhecidos: a) formações ferríferas bandadas, compostas por quartzo е magnetita, associadas a granulitos básicos ou gnaisses quartzo-feldspáticos, sendo que algumas delas foram exploradas em pequena escala no passado; e b) corpos pegmatíticos a quartzo e feldspato, podendo origem estar ligada tanto aos processos sua de anatexia arqueanos, como aos granitóides brasilianos (Silva et al., 1982).

Os terrenos granulíticos, representantes de zonas profundas da crosta têm sido considerados de baixo potencial metalogenético por acreditar-se que o metamorfismo, especialmente de mais alto grau, tende a expelir e dispersar concentrações metálicas, principalmente de elementos calcófilos. O metamorfismo regional

promove modificações apenas em mineralizações que contenham muitos elementos voláteis derivados do manto e, em diversos casos promove aumento no tamanho dos grãos de sulfetos e óxidos, com conseqüente aumento de teor em minérios disseminados por mobilização química dos elementos da mineralização a partir das rochas regionais (Wilson, 1974).

Conclui-se, portanto, que a escasez de depósitos minerais conhecidos no domínio do cráton Luís Alves é devida, em grande parte, às dificuldades impostas pelo relevo e pela cobertura de solo e vegetal, mas principalmente pela falta de programas sistemáticos de prospecção e pesquisa mineral. Os terrenos são considerados potenciais para depósitos granulíticos de de Ni-Cu em associações máficas ultramáficas sulfetos е subvulcânicas (exs.: Kambalda, Austrália; Lynn e vulcânicas е Moak Lake, Canadá), sulfetos vulcanogênicos de Cu-Zn (exs.: Broken Hill, Austrália e Kidd Creek, Canadá), minerais do grupo em complexos piroxeníticos, peridotíticos da platina e serpentinitos alpinos (exs.: horizonte Merensky em Bushveld e Great Dyke, África do Sul), depósitos de cromita associados а anortositos (exs.: cinturão Limpopo, África do Sul e região de Fiskenaesset, Groenlândia), entre outros (Silva et al., 1982).

6.2 - Zona de Sutura Pien-Tijucas do Sul-Vossoroca

As zonas de sutura nas bordas de terrenos alóctones expressam diversos tipos de eventos magmáticos, hidrotermais e tectônicos, que perturbam regiões crustais e mantélicas

refletindo um grande potencial metalogenético. A zona de sutura Pien-Tijucas do Sul-Vossoroca é marcada por cunhas tectônicas de granulitos, gnaisses, corpos máficos-ultramáficos ofiolíticos, intrusões máficas gabróides, granitóides qnáissicos diferenciados granodioríticos-tonalíticos, ácidos. hidrotermalitos e rochas xistosas miloníticas em zonas de cisalhamento. Além do potencial descrito para estas rochas no domínio do cráton Luís Alves deve ser lembrada a possibilidade de depósitos do tipo Ag-Pb-Zn em cordierita e sillimanita gnaisses e granulitos máficos (ex.: Broken Hill, Austrália), além de óxidos de ferro, titânio e vanádio associados aos magnetita quartzitos.

de cisalhamento de diversos tipos incluindo As zonas as zonas de cavalgamento e as falhas transcorrentes que cortam a estudada são de grande importância principalmente área na localização de depósitos auríferos primários. Diversas antigas minas de ocorrências е ouro são conhecidas nas imediações, tendo-se nas regiões de Ferraria, Roça Velha e Morro oeste de Curitiba, da Esperança, lavras subterrâneas a ouro em veios de quartzo, paralisadas de com sulfetos (principalmente pirita) cortando rochas xistosas de derivação máfica-ultramáfica е migmatitos com melanossoma xistoso, pertencentes a nappe rio Iguaçu. Nas imediações de Antonina e Morretes aparecem ocorrências de ouro em veios de quartzo em zonas de cisalhamento cortando següências sulfetados máficaultramáficas. área trabalhada ocorrem veios Na de quartzo auríferos sulfetados cortando rochas gnáissicas bandadas com máfico-ultramáfico e neossoma granitóide. melanossoma Todos os

veios pesquisados mostraram baixos teores e pequena possança, revelando-se subeconômicos para depósitos auríferos primários.

às zonas de cisalhamento Associado ocorrem eventos retrometamórficos envolvendo adição de água às rochas da fácies anfibolito superior a granulito. As mudancas texturais е mineralógicas causadas nos granulitos e corpos máficosultramáficos de alta temperatura produzem clorita, mica ou hornblenda xistos e serpentinitos.

0s experimentos demonstram que os fluidos, sejam de derivação mantélica ou metamórfica, que contém enxofre, cloro, flúor ou outros voláteis junto com a água, tem maior capacidade de mobilização e transporte de metais como Ni, Cu e diversos outros metais-base. Assim, depósitos sulfetados destes metais podem ser encontrados em zonas de cisalhamento com metamorfismo regressivo terrenos de alto grau. Α porosidade, em а permeabilidade e as condições físico-químicas dentro e fora da zona de cisalhamento são os controles maiores na localização desses depósitos (Wilson, 1974). Zonas de retrogressão em peridotitos e piroxenitos podem produzir, também, depósitos de talco e asbestos como as ocorrências conhecidas em Pien.

6.3 - Nappe Rio Iguaçu

O domínio da nappe rio Iguaçu envolve corpos máficoultramáficos e gnaisses anfibolíticos englobados por rochas granitóides de composição granodiorítica-tonalítica, de natureza alóctone e aspecto bandado, cisalhado. É conspícua a ocorrência

de rochas miloníticas, derivadas das rochas acima. retrometamorfisadas. Neste panorama são aplicáveis os modelos de mineralização discutidos anteriormente, sendo de grande importância neste contexto as antigas minas de Ferraria, Roça Velha e Morro da Esperança, a oeste de Curitiba, necessitando de estudos para melhor posicioná-las no ambiente geotectônico.

O metassomatismo potássico e a granitogênese são abundantes no domínio da nappe rio Iguaçu e podem ter sido um importante agente remobilizador e concentrador de mineralizações de ouro e outros metais, a partir das rochas reliquiares que ocorrem neste contexto, aumentando sua potencialidade metalogenética.

6.4 - Corpos Graníticos Intrusivos

Não são conhecidas ocorrências minerais relacionadas aos e Morro Redondo no âmbito da região estudada. granitos Agudos tratarem-se de granitos anorogênicos com composição Por de tendência alcalina são indicados por Chiodi Filho et al. (1985) de baixa potencialidade para mineralizações de estanho, como wolfrâmio e molibdênio, relacionados a processos pneumatolíticos (greisens) e, também, de baixa potencialidade para mineralizações polimetálicas sulfetadas hidrotermais de cobre, chumbo, zinco, prata e ouro.

6.5 - Seqüências Vulcano-Sedimentares

chamados depósitos molássicos ou coberturas vulcano-0s sedimentares estão representadas pelas formações Guaratubinha е Campo Alegre, que balizam a área trabalhada a norte e а sul Tratam-se de bacias "epicratônicas" respectivamente. eosedimentos paleozóicas COM preenchimento de continentais imaturos e vulcânicas ácidas a intermediárias. Por possível analogia com os grupos Itajaí (SC), Maricá (RS) е Bom Jardim (RS), admite-se que as formações Guaratubinha e Campo Alegre possam apresentar potencial para mineralizações vulcanogênicas de Pb, Zn, As, Sn, Mo, Co e Au (ex.: sulfetos polimetálicos Cu. associados a veios de quartzo no grupo Itajaí); além de depósitos estratiformes de origem sedimentar diagenética de Cu, Pb е Zn (exs.: minas de Camaquã e jazida Santa Maria, RS); e ocorrências de ouro em paleo-placers (exs.: grupo Itajaí, SC e níveis conglomeráticos basais da formação Guaratubinha em São José dos Pinhais, PR). Sào importantes também as ocorrências de caulim originadas da alteração de diques e derrames riolíticos.

6.6 - Depósitos Recentes

Os depósitos recentes estão representados na área pelos sedimentos correlacionáveis à formação Guabirotuba, na bacia de Curitiba, que ocorrem na planície do rio da Várzea, e pelos sedimentos aluvionares depositados nas calhas dos principais

rios. Estes depósitos atuam como concentradores de minerais resistatos das possíveis mineralizações existentes. Foram localizados depósitos pouco expressivos de minerais pesados, principalmente ilmenita, magnetita e zirconita, com algumas "fagulhas" de ouro, em conglomerados da base da formação Guabirotuba. Os argilitos dos níveis superiores dessa formação são atualmente explorados na região como material de excelente qualidade para a indústria cerâmica.

7 - CONCLUSÕES

As conclusões advindas da execução deste trabalho são de natureza metodológica e de resultados obtidos. Em termos metodológicos as rochas mapeadas, designadas "complexo máfico-ultramáfico Tijucas do Sul", foram caracterizadas como representantes da continuidade do complexo de Pien para nordeste, tendo sido reconhecida a relação espacial e temporal entre ambos.

Como resultados, as análises das rochas da região Pien-Tijucas do Sul-Vossoroca plotadas em conjunto no diagrama AFM configuram tendências de suítes cálcio-alcalinas. Os granitóides deformados analisados variam em composição desde rochas graníticas e granodioríticas-tonalíticas, até dioríticas, correpondentes а uma série intermediária entre cálcio-alcalina granodiorítica de médio K e cálcio-alcalina monzonítica de alto K, com predomínio da primeira, sendo notável a coincidência com as tendências médias das suítes plutônicas cálcio-alcalinas granodioríticas do Chile e Peru.

Quando plotados em diagramas que correlacionam as concentrações de elementos maiores e traços com a variação no conteúdo de MgO, os resultados analíticos evidenciam quebras de continuidade que refletem descontinuidades composicionais diferentes entre grupos de rochas. A correlação com o MgO é particularmente importante por este mostrar forte fracionamento em rochas iqneas. Para as rochas de Pien foram identificados três grupos litológicos com padrões distintos em relação ao conteúdo de MgO. As rochas do primeiro grupo, representadas por metaperidotitos e ser-

pentinitos mostram forte correlação negativa de FeO*, CaO, Al2O3 e SiO2 e correlação positiva de MnO, Sc, Ni e Co com MgO. O segundo grupo, formado por metapiroxenitos, metanoritos e talco xistos, apresenta aumento dos elementos TiO2, FeO*, MnO, CaO, Na2O e Cu e diminuição nos teores de Al2O3, SiO2, Cr, Ni e Co com а diminuição em MgO. Os anfibolitos, hornblenda metagabros e granulitos que formam o terceiro grupo litológico mostram, por sua vez, aumento na concentração dos elementos Na2O, K2O, Al2O3, SiO2, Sre Zr e diminuição de TiO2, FeO*, MnO, Co, Cu e Sc com a diminuição na concentração de MgO (maior fracionamento). Para as rochas mapeadas na região de Tijucas do Sul-Vossoroca identificou-se dois grupos distintos de rochas. Os metapiroxenitos, metaperidotitos e talco xistos do primeiro grupo apresentam correlação negativa dos elementos TiO2, FeO*, Al2O3, Na2O e K2O com MgO, COM concentrações maiores em fases mais evoluídas, enguanto os teores de Cr, Ni e Co decrescem com o decréscimo de MqO indicando que estes elementos concentram preferencialmente nas fases cumulus primordiais. Para os metagabros, hornblenditos, anfibolitos e rochas granodioríticas- tonalíticas do segundo grupo a concentração dos elementos Al2O3, Na2O, K2O, SiO2, Rb, Sr, Ba, (Zr e V) aumentam, enquanto diminui a concentração de TiO2, FeO*, MnO, P2O5, CaO, Cu, Sc, Y (Cr e Ni), com a diminuição do conteúdo de MqO (maior fracionamento). Estão inclusas no segundo grupo rochas com texturas adcumulada de hornblenda (SR-1693), ortopiroxênio (SR-1593) e granada piroxenito (SR-1677) que podem representar resíduos da fusão de rochas básicas em zonas profundas da crosta com geração de magmas tonalíticos ou restitos de rochas mais an-

tigas preservadas em meio aos gnaisses tonalíticos.

Evidências micropetrográficas indicam que as rochas do primeiro grupo de Pien, foram submetidas à deformação e recristalização em condições anidras, resultantes de um evento metamórfico de alto grau, e as rochas ultramáficas do segundo grupo foram submetidas a condições metamórficas da fácies granulito com estimativas de temperatura entre 750 e 880ºC e pressões mínimas de 7 Kb.

O primeiro grupo representado por metaperidotitos, metapiroxenitos e talco xistos da região de Tijucas do Sul-Vossoroca é correlacionado com as rochas do segundo grupo em Pien, mostrando evidências de metamorfismo fácies anfibolito superior a granulito. Os eventos retrometamórficos posteriores são impressos nas rochas estudadas pela uralitização dos piroxênios, transformação de anfibólios em anfibólios fibrosos e formação de talco ou serpentina. Os hornblenda metagabros, anfibolitos, gnaisses anfibolíticos e rochas migmatíticas da seguência granodiorítica-tonalítica da região Pien-Tijucas do Sul-Vossoroca foram submetidos a metamorfismo da fácies anfibolito superior a granulito, com posterior retrometamorfismo com aporte de fluidos canalizados normalmente em faixas cisalhadas.

Em termos geotectônicos as evidências geoquímicas e micropetrográficas são consideradas com indicativas de uma zona de colisão e sutura entre terrenos alóctones, na forma de nappe, com transporte tectônico para sudeste, sobre terrenos cratônicos e consolidados. A zona de sutura entre os dois domínios descritos é marcada por uma zona de cavalgamento com intenso cisalhamento,

balizada pelo alinhamento dos corpos máficos e ultramáficos da região estudada, desde Pien a Tijucas do Sul-Vossoroca, atualmente interpretados como ofiolitos brasilianos. O modelo é confirmado por estudos gravimétricos quantitativos, sendo, contudo, necessários estudos mais aprofundados de modelização e correlação petrogenética, com obtenção de melhores padrões geoquímicos de elementos terras raras e datações radiométricas.

Os terrenos representantes dos domínios geotectônicos do cráton Luiz Alves, da zona de sutura Pien-Tijucas do Sul-Vossoroca e da nappe rio Iguaçu caracterizam um alto potencial metalogenético, principalmente para depósitos sulfetados de Ni-Cu, Cu-Zn, Ag-Pb-Zn, planitóides e ouro, dependendo de programas sistemáticos de prospecção e pesquisa para serem desvendados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 1 AB'SABER, A.N. & BIGARELLA, J.J. 1961. Considerações sobre a geomorfologia da Serra do Mar no Paraná. Bol. Paran. de Geografia, 4/5, pp. 94 - 100.
- 2 ALBUQUERQUE, L.F.F. de; ARIOLI, E.E.; DIAS, A. de A. e KIRCHNER, C.A. 1971. Geologia das Quadrículas de Blumenau e Joinville, Santa Catarina. Conv. DNPM/CPRM. Porto Alegre, 101 p. (Relat. Inédito), il., mapa geol.
- 3 ALGARTE, J.P.; DAITX, E.C.; CUNHA, H.C. da S.; CAVALCANTE, J.C.; YAMAMOTO, K.; KAEFER, L.Q. e CHIEVEGATI, L.A. 1974. Projeto Sudeste do Estado de São Paulo. (Relatório integrado). Conv. DNPM/CPRM, São Paulo, v. 4, 196 p., il., mapa geol.
- 4 ALMEIDA, F.F.M. de 1986. Novas ocorrências de fósseis no pré-Cambriano brasileiro. Anais da Acad. Bras. de Ciênc. (resumo das comun). Rio de Janeiro, v. 28, n.4, p. XLIV-XLV.
- 5 ALMEIDA, F.F.M. de; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; e KAWASHITA, K. 1973. The precambrian evolution of the south american cratonic margin south of the Amazon river. In: NAIRN, A.E.M. & STEHLI, F.G. (eds). The ocean basin and margins. New York, Plenum Publ. Co., 1973, v. 1, p. 411-446.
- 6 ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. de, 1976. The upper precambrian of South America. Bol. IG-USP, São Paulo, 7, p. 45-80.
- 7 ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. de; e FUCK, R.A. 1981. Brazilian estructural provinces: an introduction. Earth Science Rev., Amsterdam, 17, p. 1-29.
- AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J. H. 1966. Potassium-argon dares of basaltic rocks from Southern Brazil. Geoch. Cosmoch. Acta, Oxford, 30 (2), P. 159-189.

- 9 ARTH, J.G.; BARKER, F., PETERMAN, Z.E. & FRIEDMAN, I. 1978. Geochemistry of the gabro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of south-west Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. Journ. of Petrology, v. 19, nº 1:p. 289-316.
- 10 BARINK, H.W. 1984. Replacement of pyroxene by hornblende isochemically balanced with replacement of plagioclase by garnet, in a metagabbro of upper-amphibolite grade. Lithos, v. 17, p. 247-258.
- 11 BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O.; REIS NETO, J.M. dos. 1990. O batólito Paranaguá: proposição, idade, considerações petrogenéticas e implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal, Anais... Natal: SBG, 1990, v.4. p. 1684-1699.
- 12 BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O.; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. 1991. Evolução tectônica do Maciço de Joinville (PR-SC). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, 1991, Rio Claro. Boletim de resumos. Rio Claro: (s.n.), 1991, p. 132-133.
- 13 BASUMALLICK, S.; TREIN, E.; MURATORI, A.; FUCK, R.A. & RIVEREAU, J.C. 1969. Preliminary note on the charnockite occurrences around Serra Negra, state of Paraná. Bol. Paran. de Geoc., 27, p. 105-110.
- 14 BATOLLA Jr., F.; CARVALHO, M.A. da S.; COLANERI, S.; AGUIAR NETO, A. 1977. Projeto Leste do Paraná. Folha Curitiba - SG 22-X-D-I. São Paulo: MME-DNPM-BADEP-IGUFP-CPRM, 1977. 249 p. Anexos.
- 15 BECKER, R.D. 1982. Distribuição dos sedimentos cenozóicos na região metropolitana de Curitiba e sua relação com a estrutura geológica e morfológica regional. Tese, Univ. Fed. do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 237 p. (inédito).
- 16 BIGARELLA, J.J. 1953. Estudos preliminares na Série Açungui (III-rochas calcárias e sua classificação). Arq. Biol. Tecn., Curitiba. v. 8, p. 471-502.
- 17 BIGARELLA, J.J. 1956. Contribuição ao estudo dos calcários do estado do Paraná. Inst. Biol. e Pesq. Tecnol., Curitiba, 83 p., il., mapa.

- 18 BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. 1958a. Estudos preliminares na Série Açungui (VIII - A formação Votuverava). Bol. Inst. de Hist. Nat., Geologia, Curitiba, nº 2.
- 19 BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. 1958b. Contribuição à geologia da região sul da Série Açungui (estado do Paraná). Bol. Paulista Geogr., São Paulo, 29, p. 1-9.
- 20 BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. & AB'SABER, A.N. 1961. Origem e ambiente de deposição da bacia de Curitiba. Bol. Paran. Geogr., Curitiba nº 4/5. p. 71-81.
- 21 BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. & PINTO, V.M. (eds) 1967. Geologia do pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do estado do Paraná. Bol. Paran. de Geoc., Curitiba, nº 23/25, 347 p.
- 22 BIONDI, J.C. 1983. Mapa Geológico da Área do Escudo do Estado do Paraná, escala 1:250.000, Curitiba, Secr. Est. Ind. Com./MINEROPAR (inédito).
- 23 BIONDI, J.C.; CAVA, L.T., e SOARES, P.C. 1989. Mapa Geológico do Estado do Paraná, esc. 1:650.000, M.M.E./DNPM/MINEROPAR, (inédito).
- 24 BRIDGWATER, D.; McGREGOR, V.R.; MYERS, J.S. 1974. A horizontal tectonic regime in the Archaen of Greenland and its implications for early crustal thickening. Precambrian Res., 1, p. 179-197.
- 25 BROWN, G.C. & FYFE, W.S. 1972. The transition from metamorphism to melting: Status of the granulite and eclogite facies. 24th IGC, Section 2, p. 27-34.
- 26 CAMPANHA, G.A.C.; BISTRICH, C.A.; e ALMEIDA, M.A. 1987. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da faixa de dobramento Apiaí. In: 3º SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOL., Curitiba, Atas, v. 2, p. 725-742.
- 27 CAMPBELL, I.H. 1978. Some problems with the cumulus theory. Lithos v. 11, p. 311-323.

- 28 CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M.; THOMAZ F°, A. 1974. Esboço da diferenciação tectônica do pré-cambriano superior do sul-sudeste do Brasil. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28, Porto Alegre, Bol. Esp. Res. Com., 1, p. 698-700.
- 29 CARVALHO, P.F. 1936. Geologia do município de Curitiba. DNPM/DGM, Rio de Janeiro, Bol. 82, 37 p.
- 30 CHIODI F°, C.; THEODOROVICZ, A.M.G. & PIZZATO, L.G. 1985. Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais: Folhas SG-22-X-D Curitiba e SG-23-V-C Cananéia. São Paulo: MME/DNPM/CPRM, 1985, v. 1.
- 31 CORDANI, U.G. 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis nas folhas Assunción e Curitiba. In: CARTA GEOLÓGICA DO BRASIL AO MILIONÉSIMO, texto explicativo, DNPM, Brasília, p. 58-72.
- 32 CORDANI, U.G. & GIRARDI, V.A.V. 1967. Geologia da folha de Morretes. Bol. Geol., Curitiba, 26, 40 p.
- 33 DAITX, E.C. & CARVALHO, M.A. da S. 1980. Projeto geoquímica na área Guaratubinha - Pien. Relatório final: Descrição e geologia. São Paulo, DNPM/CPRM, v. 1, 184 p., anexos, São Paulo, 1980 (inédito).
- 34 DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLOUDE, P. & MARCHAL, M.A. 1980. Classification of volcanic and plutonic rocks using R1 R2 diagram and major-element analyses- its relationships with current nomenclature. Chem. Geol., n° 29, p. 183-211.
- 35 DERBY, O.A. 1978. Geologia da região diamantífera da Província do Paraná no Brasil. Arch. Mus. Nac., Rio de Janeiro, nº 3, p. 89-96.
- 36 EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P. & ONIONS, R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. Geochim et Cosmoch. Acta, n. 42, p. 1199-1212.
- 37 FIORI, A.P. (coord.) 1985. Estudos geológicos integrados no pré-cambriano paranaense. Curitiba; UFPR/MINEROPAR, 1985. Texto final, 192 p. (inédito).

- 38 FLEET, A.J. 1984. Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. In: HENDERSON, P. (ed.) Rare Earth Element Geochemistry, Developments in Geochemistry 2. Elsevier Scien. Publ. Co., New York. Cap. 10, p. 343-373.
- 39 FORMOSO, M.L.L.; MELFI, A.J.; KRONBERG, B.I., 1989. Comportamento dos elementos terras raras no intemperismo tropical. In: FORMOSO et al. (eds) Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil. CPRM/DNPM/SBGq, Rio de Janeiro. Cap. 7, p. 109-120.
- 40 FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1980. O cráton do Rio de la Plata e o cinturão Don Feliciano no escudo Uruguaio - Sul Riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Camboriú. Anais... Camboriú, SBG, v.5, p. 2879-2892.
- 41 FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1991. Tectônica de Placas no Ciclo Brasiliano: As Orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul, Tese de Doutoramento, IG-USP, São Paulo, 367 p., mapa. (inédito).
- 42 FRAGOSO CESAR, A.R.G.; WERNICK, E.; SOLIANI JR., E. 1982a. Associações petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano (SE da Plataforma Sul-Americana). In: CONGR. BRAS. GEOL., 32, Salvador, Anais, v. 1., p. 1-12.
- 43 FRAGOSO CESAR, A.R.S.; WERNICK, E.; SOLIANI JR., E. 1982b. Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano: Uma contribuição através da aplicação do modelo de tectônica de placas. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32, Salvador, Anais, v. 1, p. 13-23.
- 44 FRITZSONS JR., O.; PIEKARZ, G.F.; FALCADE, D. 1982. Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva (PR). In: CONGR. BRAS. GEOL., 32, Salvador, Anais, v. 3, p. 987-1001.
- 45 FUCK, R.A.; TREIN, E.; & MARINI, O.J. 1967. Geologia e petrografia dos migmatitos do Paraná. In: BIGARELLA et al. (eds) Geologia do pré-Devoniano e intrusivas subseqüentes da porção oriental do estado do Paraná. Curitiba, Bol. Paran. de Geoc., 23/25, Curitiba, 1967, p. 5-40.

- 46 FUCK, R.A.; TREIN, E. & MARINI, O.J. 1967b. Contribuição ao estudo das rochas graníticas do estado do Paraná. In: BIGARELLA et al. (eds) Geologia do pré-Devoniano e intrusivas subseqüentes da porção oriental do estado do Paraná. Curitiba. Bol. Paran. de Geoc., 23/25, Curitiba, 1967, p. 183-219.
- FUCK, R.A.; TREIN, E.; MURATORI, A. & RIVEREAU, J.C. 1969.
 Mapa geológico preliminar do litoral, da Serra do Mar e parte do Primeiro Planalto no estado do Paraná. Bol. Paran. de Geoc., Curitiba, n.27, p. 123-152 (separata).
- 48 FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E. & MURATORI, A. 1971. Geologia do leste paranaense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo 1971. Anais... São Paulo: SBG, 1971. p. 121-130.
- 49 FYFE, W.S. 1962. On the relative stability of talc, anthophyllite and enstatite. Am. Jour. Sci., 260. p. 460-466.
- 50 FYFE, W.S. 1973. The granulite facies, partial melting and the archaean crust. Phil. Trans. R. Soc. London A., n. 273, p. 457-461.
- 51 FYFE, W.S. & LEONARDOS JR., O.H. 1974. Ancient metamorphic -migmatite belts of the Brazilian Atlantic Coast: the African connection. Rev. Bras. de Geoc., v. 4, n.4., p. 247-251.
- 52 GEOSOL Geologia e Sondagens Ltda GEOLAB (sd) Catálogo de análises e ensaios. Belo Horizonte, 30 p., catálogo.
- 53 GIRARDI, V.A.V. 1974. Petrologia do complexo básico-ultrabásico de Pien, PR. Tese de livre docência, IG-USP, São Paulo. 146 p. (inédito).
- 54 GIRARDI, V.A.V. 1976. Geologia e petrologia do complexo básico-ultrabásico de Pien, PR. Rev. Bras. de Geoc., 6 (2), p. 109-124.
- 55 GIRARDI, V.A.V.; CORDANI, U.G.; CÂNDIDO, A.; MELFI, A.J.; KAWASHITA, K. 1974. Geocronologia do complexo básico-ultrabásico pré-Brasiliano de Pien, PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. SBG, Anais... v. 6, p. 245-251.

- 56 GIRARDI, V.A.V. & ULBRICH, H.H.G.J. 1978. A saphirineorthopyroxene-spinel ocurrence in the Pien area, Parana, southern Brazil. Rev. Bras. de Geoc., 8 (4): 284-293.
- 57 GREEN, T.H. & RINGWOOD, A.E. 1968. Genesis of the calcalkaline igneous rock suite. Contr. Miner. Petrol., v. 18, p. 163-174.
- 58 HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. 1982. The gravimetric information and the archean-proterozoic structural framework of eastern Brazil. Rev.Bras. de Geoc., v. 12, p. 160-166.
- 59 HARTMANN, L.A.; SILVA, L.C. & ORLANDI F°, V. 1979. Complexo granulítico de Santa Catarina. Descrição e implicações genéticas. Acta Geologica Leopoldensia, São Leopoldo, V. 3, n. 10, p. 93-112.
- 60 HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R. & COIMBRA, A.M. 1975. The Ribeira folded belt. Rev. Bras. de Geoc., v.5, n.4, p. 257 -266.
- 61 IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth Sci., 8, p. 523-548.
- 62 JOST, H. & BITENCOURT, M.F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da faixa de dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. Acta Geol. Leop., São Leopoldo, v.11 (7), p. 27-59.
- 63 KAUL, P.F.T. 1979. Pré-cambriano e eopaleozóico do nordeste de Santa Catarina e Leste do Paraná. Reavaliação de dados e correlação com a África. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, 1979, Rio Claro. Atas... Rio Claro, 1979. v. 1, p. 1-15.
- 64 KAUL, P.F.T. 1980. O cráton de Luís Alves. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú. Anais... Camboriú: SBG, 1980. v. 5, p. 2677-2683.

- 65 KAUL, P.F.T.; ISSLER, R.S. & BONOW, C.W. 1979. Possibilidade de estrutura arqueana na região de Pien-Antonina-Serra Negra. Folha SG-22. Curitiba. SIMP. TECN. EXPL. em GEOL., 1979, Gravatal, Atas.
- 66 KAUL, P.F.T. & TEIXEIRA, W. 1982. Archean and early proterozoic complexes of Santa Catarina, Paraná and São Paulo states, south-southeaestern Brazil: An outline of their geological evolution. Rev. Bras. de Geoc., v. 12, n. 1-3, p. 172-182.
- 67 KRONER, A. 1982. Archean to early proterozoic tectonics and crustal evolution: A review. Rev. Bras. de Geoc., v. 12, n. 1-3, 1982, p. 15-31.
- 68 LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. Journ. Volc. Geotherm. Res., v. 14, p. 161-186.
- 69 MAACK, R. 1947. Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. Arch. de Biol. e Tecnol. Curitiba, v. 3, art. 7, p. 67-154. 1947.
- 70 MAACK, R. 1953. Mapa geológico do estado do Paraná. Curitiba: IBPT, 1953, mapa. esc. 1:750.000.
- 71 MAACK, R. 1961. Sobre a ocorrência de granitos alcalinos no estado do Paraná e sua posição dentro das fases orogenéticas Algonquianas. Bol. UFPR., Curitiba, n. 4, 52 p., 1961.
- 72 MACHIAVELLI, A. 1991. Os granitóides deformados da região de Pien (PR): Um provável arco magmático do Proterozóico Superior. Dissertação de Mestrado, IG-USP, São Paulo. 82 p., mapa. (inédito).
- 73 MANTOVANI, M.S.M.; SCHUKOWSKI, W.; BASEI, M.A.S.; VASCONCEL-LOS, A.C.B.C. 1989. Modelo gravimétrico das principais descontinuidades crustais nos terrenos pré-cambrianos dos estados do Paraná e de Santa Catarina. Rev. Bras. Geoc., 19 (3), p. 367-374.
- 74 MARINI, O.J. 1967. Geologia da folha de Araucária. Bol. UFPR Geol., Curitiba, n. 24, 22 p.

- 75 MARINI, O.J.; FUCK, R.A. & TREIN, E. 1967. Intrusivas básicas jurássico-cretáceas do Primeiro Planalto do Paraná. Bol. Paran. de Geoc., Curitiba, n. 23-25, p. 307-324.
- 76 MARINI, O.J.; TREIN, E.; FUCH, R.A.; DAIRIKI, T. & DAIRIKI, S. 1970. Folha geológica de Mandirituba. Comissão da Carta Geológica do Paraná. Curitiba, 1970, mapa, esc. 1:70.000.
- 77 MINIOLI, B. 1972. Aspectos geológicos da região litorânea Piçarras-Barra Velha, SC. Tese de doutoramento, IG-USP, São Paulo, 104 p. (inédito).
- 78 MURATORI, A.; TREIN, E. & FUCK, R.A. 1969. Folha Geológica Serra da Igreja, Comissão da Carta Geológica do Paraná, Curitiba, 1969, mapa. esc. 1:70.000.
- 79 NARDI, L.V.S. & HARTMANN, L.A. 1979. O complexo granulítico Santa Maria Chico no escudo sul rio grandense. Acta. Geol. Leop., São Leopoldo, v. 10 (6), p. 45-75.
- 80 OLIVEIRA, E.P. de 1916. Geologia do Estado do Paraná. Bol. Min. Agr. Ind. Com., Rio de Janeiro, v. 5, n.1, p. 67-143.
- 81 OLIVEIRA, E.P. de 1925. Mapa Geológico do Estado do Paraná. Brasil. DNPM/SGM, esc. 1:100.000.
- 82 OLIVEIRA, E.P. de 1927. Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná. Rio de Janeiro: Mendonça, Machado e Ca., 1927. 172 p.
- 83 OLIVEIRA, E.P. de 1933. Mapa Geológico do Estado do Paraná (s.l): Serviço Geológico e Mineralógico, 1933. Escala 1:2.000.000.
- 84 OLIVEIRA, A.I. de & LEONARDOS, O.H. 1943. Geologia do Brasil. Min. Arm. Série Didática, Rio de Janeiro, n.2, 792 p.
- 85 OTTONELLO, G. 1980. Rare earth abundances and distribution in some spinel peridotite xenoliths from Assab. (Ethiopia). Geochim. Cosmochim. Acta, 44, p. 1885-1901.

- 86 RAMSAY, J.G. 1980. Shear zone geometry: a review. Journal of Structural Geology, v. 2, n. 1/2, p. 83-99.
- 87 RIBAS, S.M. 1984. Projeto Pien, relatório final integrado, texto e anexos, MINEROPAR, Curitiba, 1984. (inédito).

- 88 SCHOOL, W.V. 1981. Geologia do grupo Açungui na região noroeste de Rio Branco do Sul, Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, 1981, Curitiba. Atas... Curitiba: SBG, 1981, v.1, p. 170-184.
- 89 SCHRANK, A. & CHOUDHURI, A. 1989. Elementos terras raras em rochas ultramáficas do Brasil. In: FORMOSO et al. (eds) geoquímica dos elementos Terras Raras no Brasil. Cap. 4, CPRM/SNPM/SBGq, 1989, Rio de Janeiro, p. 63-68.
- 90 SIAL, A.N. & MCREATH, I. 1984. Petrologia ignea. Os fundamentos e as ferramentas de estudo. v.1, SBG/CNPq/Bureau Graf. e Ed. Ltda., Salvador, 1984. 180 p.
- 91 SIBSON, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. J.Geol. Soc., (s.l.), v. 133, n.3, p. 191-213.
- 92 SILVA, A.T.S.F. da 1981. Tentativa de interpretação da gênese e evolução da infra-estrutura arqueana exposta entre Peruíbe e Curitiba. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, 1981, Curitiba, Atas... Curitiba: SBG, 1981, v.1, p. 133-147.
- 93 SILVA, L.C. da; SOUZA, E.C. de; DIAS, A. de A.; JOST, H.1982. Análise preliminar do potencial econômico dos terrenos précambrianos do nordeste catarinense. In: CONGR. BRAS. GEOL. 32, 1982, Salvador, Anais... SBG, v. 3, p. 738-749.
- 94 SILVA, L.C. 1983. Evolução do pré-cambriano catarinense: Uma abordagem alternativa. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEO-LOGIA 1, 1983, Porto Alegre, Bol. Programação, resumos e roteiros das excursões, SBG 1983, Porto Alegre, p. 43-54.
- 95 SOARES, P.C. 1988. Tectônica colisional em torno do bloco Paraná. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém, 1988. Anais... Belém: SBG, 1988. p. 63-79.

- 96 STREICKEISEN, A.L. 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks. Neues Jahrb. Miner. Abh., 107 (2/3), p. 144-240.
- 97 TARNEY, J.; WEAVER, B.L. & WINDLEY, B.F. 1982. Geological and geochemical evolution of the archaen continental crust. Rev. Bras. de Geoc., v. 12, n. 1-3, p. 53-59.
- 98 TEIXEIRA, W. 1979. Avaliação preliminar do acervo geocronológico das folhas SG.21 - Assunción, SG.22 - Curitiba e SG. 23 - Iguape. Projeto RADAMBRASIL, Florianópolis. Relatório. 12 p. (inédito).
- 99 TREIN, E.; MURATORI, A.; BASUMALLICK, S.; FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; DAIRIKI J.; DAIRIKI, m. 1969a. Folha Geológica de Pien. Com. da Carta Geol. do PR., Curitiba, mapa, esc. 1:70.000.
- 100 TREIN, E.; FUCK, R.A.; MURATORI, A.; DAIRIKI, J. & DAIRIKI, M. 1969b. Folha Geológica de Tijucas do Sul, Paraná. Com. da Carta Geol. do PR., Curitiba, mapa, esc. 1:70.000.
- 101 TRESCASES, J.J. & SCHEVCIN, F.G.P. 1980. Mineralogia e geoquímica da alteração meteórica das rochas ultramáficas de Pien, Paraná-Brasil. in: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980, Camboriú, Anais... SBG, v. 4, p. 2353-2367.
- 102 WILSON, A.F. 1974. The mineral potencial of granulite terranes and other highly metamorphosed segments of earth's crust. Centenaire de la Société Geol. de Belgique, Geol. des Domaines Cristallins, hiége, 1974, p. 301-321.