2

GEOLOGIA

2.1 Contexto Geológico Regional

A porção meridional do estado do Rio Grande do Sul insere-se no segmento sul da Província Mantiqueira (Almeida *et al.,* 1977), correspondendo aos terrenos cristalinos do Escudo Sul-Rio-Grandense. Na região considerada, esses terrenos estão recobertos, a oeste e norte, pelas rochas sedimentares gonduânicas da Província Paraná e, a leste, pelos sedimentos cenozóicos que compõem a Província Costeira (figura 2.1).

O escudo compreende associações de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares, distribuídas num complexo arranjo tectono-estratigráfico. As determinações radiométricas disponíveis permitem agrupar essas associações em dois principais intervalos de tempo: Proterozóico Inferior, com algumas datações arqueanas (?) e do Proterozóico Médio, representado por poucas unidades litoestruturais, de reduzida distribuição em área; e Proterozóico Superior–Eo-Paleozóico, que compõe a maioria das associações de rochas do escudo evidenciando que a evolução e estabilização final dessa porção crustal, estiveram ligadas ao desenvolvimento do Ciclo Brasiliano (1.000 - 470Ma) na região.

Os grandes lineamentos regionais NE-SW e NW-SE que segmentam o Escudo Sul-Rio-Grandense, exerceram preponderante papel na disposição espacial e preservação dessas diferentes unidades de rocha, e têm servido de base para as descrições de sua organização interna e de sua compartimentação tectônica (*e.g.* Picada, 1971; Hasui *et al*., 1975; Ribeiro & Fantinel, 1978; Fragoso Cesar, 1980; Fragoso Cesar *et al.,* 1982b; Issler, 1982; Jost & Hartmann, 1984; Horbach *et al.*, 1986; Soliani Jr., 1986).

A partir do reconhecimento de associações petrotectônicas específicas compondo esses diferentes compartimentos (Ribeiro & Fantinel, 1978; Fragoso Cesar, 1980; Fragoso Cesar *et al*., 1982), as concepções acerca da evolução geológica do Escudo Sul-Rio-Grandense passaram a ter como base os princípios da tectônica de placas, com o reconhecimento de áreas estáveis e de regiões tectonicamente ativas durante o Brasiliano (cinturões) e sua correlação com os cinturões pan-africanos do sul da África, conforme modelo preconizado por Porada (1979) (*e.g*. Fragoso Cesar, 1980; 1991; Jost, 1981; Fragoso Cesar *et al*., 1982b; Issler, 1982; 1983; Soliani Jr., 1986; Beckel, 1992; Tommasi & Fernandes, 1990; Fernandes *et al.,* 1992a).

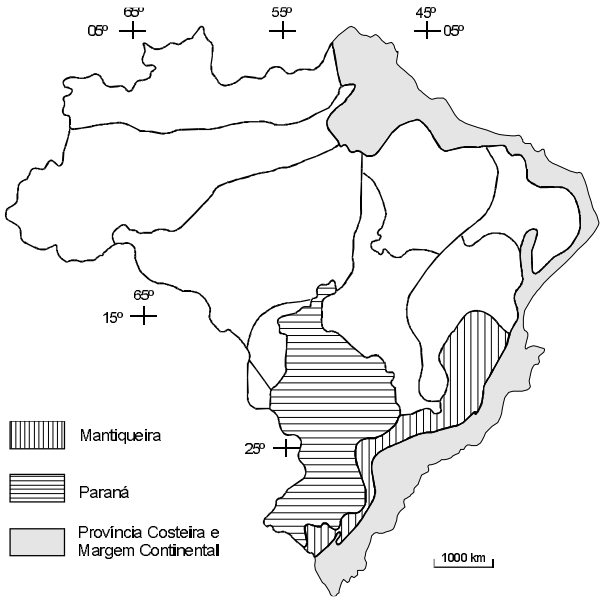


Figura 2.1 – Províncias estruturais brasileiras (Almeida et al., 1977).

Presentemente, há consenso acerca da evolução desta porção sul-brasileira da crosta continental durante o Proterozóico Superior–Eo-Paleozóico. Ela seria resultante de uma colagem orogênica composta por diversas associações de rochas, diagnósticas de ambientes geotectônicos específicos, embora os modelos apresentados sejam divergentes quanto aos seus aspectos genético-evolutivos (Fernandes *et al*., 1995 a, b).

Chemale Jr. *et al*. (1995b), com base em determinações radiométricas pelo método U/Pb em zircão, caracterizaram as seguintes unidades geotectônicas brasilianas compondo a parte meridional da Província Mantiqueira: 1) Cinturão Vila Nova; 2) Cinturão Tijucas; e 3) Cinturão Dom Feliciano; além de seqüências vulcano-sedimentares com plutonismo associado, tardi a pós-tectônicas (bacias molássicas) (figura 2.2). Esses autores caracterizaram o Cinturão Vila Nova como uma das poucas áreas brasileiras em que houve acresção brasiliana, enquanto os cinturões Tijucas e Dom Feliciano apresentam-se constituídos por unidades pré-brasilianas que foram deformadas e profundamente retrabalhadas durante o Brasiliano. Os dados geocronológicos levantados pelos autores definem dois eventos tectônicos principais: o Evento São Gabriel (700-750Ma), responsável pela formação e/ou deformação das rochas que compõem o Cinturão Vila Nova; e o Evento Dom Feliciano (cerca de 600Ma) relacionado à geração de granitóides e à deformação dos cinturões Tijucas e Dom Feliciano.

Para fins de referência, adota-se neste relatório a nomenclatura proposta por esses autores que, na porção correspondente ao Escudo Sul-Rio-Grandense, compreende as seguintes unidades tectônicas (figura 2.3):

Cinturão Vila Nova – constituído por gnaisses tonalíticos a granodioríticos, rochas vulcano-sedimentares da fácies xisto-verde a anfibolito, unidades máfico-ultramáficas, granitos foliados, formados e/ou deformados pelo Evento São Gabriel, entre 700Ma e 750Ma (Chemale Jr. *et al*., 1994b).

Cinturão Tijucas – situado entre os cinturões Vila Nova e Dom Feliciano, compreende rochas supracrustais da fácies xisto-verde a anfibolito (Complexo Metamórfico Porongos), além de exposições de rochas gnáissicas do Proterozóico Inferior. Dados U/Pb em zircão, de algumas rochas metavulcânicas do Complexo Metamórfico Porongos, forneceram uma idade mínima de 1.400Ma (Orlandi Fº *et al*., 1990) para a formação dessas rochas. Entretanto, elas foram deformadas no Evento Dom Feliciano.

Cinturão Dom Feliciano – corresponde a um típico terreno granito-gnaisse-migmatito, que foi formado/deformado durante o Evento Dom Feliciano, com o pico tectono-metamórfico principal em 562-616Ma (Chemale Jr. *et al*., 1994).

Complexo Granulítico (Bloco Taquarembó) – constituído por gnaisses quartzo-feldspáticos, gnaisses máficos, ultramafitos e rochas supracrustais, metamorfizados na fácies granulito a anfibolito (Complexo Granulítico Santa Maria Chico; Nardi & Hartmann, 1979) , intrudidos por granitos brasilianos (Suíte Granítica Santo Afonso) e recobertos parcialmente por rochas vulcano-sedimentares da cobertura molássica.

2.2 Dados Geofísicos

A disponibilidade recente de mapas aeromagnetométricos integrados de toda a porção do Escudo Sul-Rio-Grandense a leste do meridiano de 54°W, constitui uma nova ferramenta na tentativa de estabelecer a sua compartimentação estrutural.

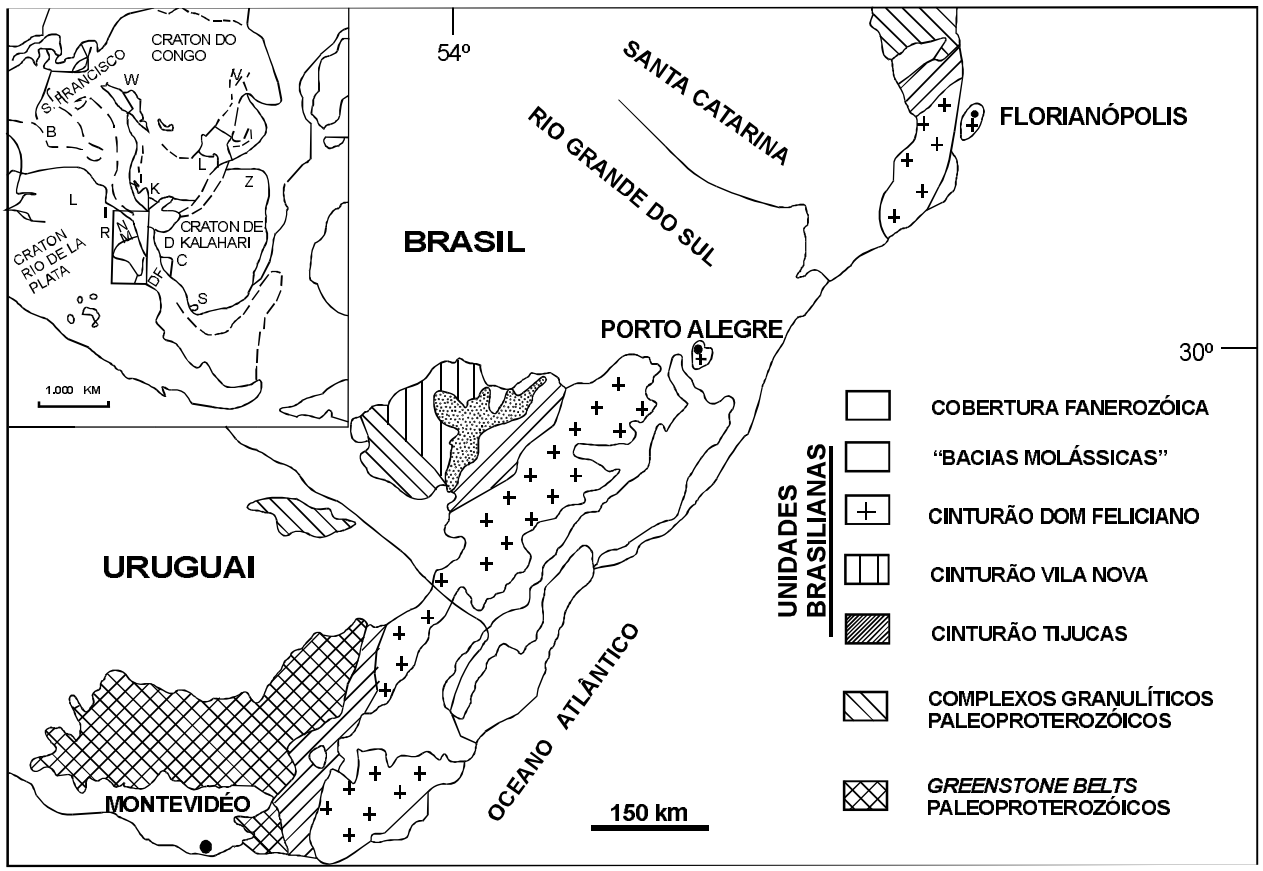


Figura 2.2 – Compartimentação geotectônica da porção meridional da Província Mantiqueira (modificado de Chemale Jr. et al., 1995a).

A magnetometria, como apontado por Haralyi & Hasui (1982), destaca os corpos intrusivos ou associados a descontinuidades que têm resposta magnética, bem como as falhas com minerais ferromagnesianos, sejam superficiais ou subsuperficiais.

A figura 2.4 reproduz o mapa de pseudo-iluminação do relevo magnético dessa porção do escudo, o qual permite caracterizar três domínios magnéticos distintos quanto ao relevo, intensidade do campo magnético total e orientação dos eixos magnéticos; esses domínios, referidos como Oriental (E), Central (C) e Ocidental (W), delimitam diferentes associações tectono-geológicas, no que se refere ao seu conteúdo em minerais ferromagnesianos (Costa *et al.,* 1995).

O Domínio Ocidental (W) apresenta um relevo magnético caracterizado por grandes anomalias alongadas com direções N 30°-45°E, que vão se encurvando com tendência ao paralelismo em relação ao lineamento N 30°E que limita esse domínio do Domínio Central (C). Em termos geológicos, esse limite separa os xistos e granitos da região de Caçapava do Sul (oeste) das seqüências vulcano-sedimentares da bacia do Camaquã (leste). A provável causa desse padrão magnético na porção norte do domínio são as rochas vulcânicas andesíticas da Formação Hilário, enquanto as rochas básicas metamorfizadas da Formação Cerro Mantiqueiras parecem responder pelo padrão magnético na sua porção centro-sul. O aumento de densidade de lineamentos magnéticos ao sul da Zona de Cisalhamento Ibaré (ZCI), permite definir essa região como um subdomínio distinto. A cobertura aeromagnetométrica limitada ao meridiano de 54°W, não permite maiores inferências quanto à compartimentação tectônica nesse domínio, o qual compreende unidades do Cinturão Vila Nova e do Complexo Granulítico (Bloco Taquarembó), na concepção de Chemale Jr. *et al.* (1995b). É possível que o subdomínio definido ao sul da ZCI, seja um reflexo das características magnéticas distintas das unidades que compõem essas diferentes unidades geotectônicas.

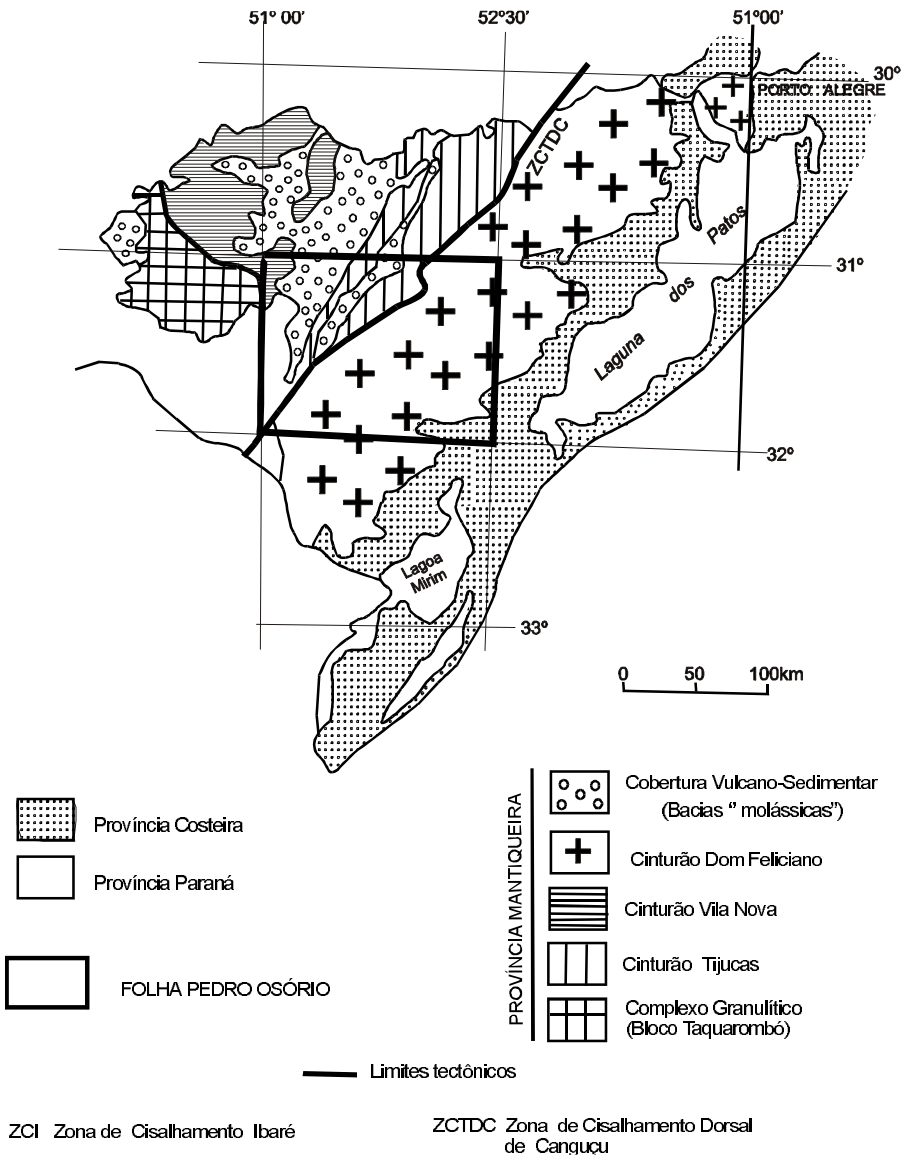


Figura 2.3 – Compartimentação tectônica do Escudo Sul-Rio-Grandense (adaptado de Chemale Jr. et al., 1995).

O Domínio Oriental (E*)* caracteriza-se por um relevo magnético bastante acentuado, evidenciado principalmente pela alta densidade de anomalias lineares. Essas são curtas ou alongadas, paralelas ou onduladas, com direções predominantes N70°E. Os alinhamentos magnéticos são, na maior parte do domínio, interceptados por outros de orientação N40°E . A estratigrafia desse domínio é composta por um grande volume de granitóides foliados, contendo enclaves básicos e de supracrustais, que constituem o substrato rochoso onde se implantaram as zonas de cisalhamento transcorrente NE. Enquanto as anomalias N70°E podem representar as direções estruturais da trama principal dessas associações de rochas (cf. Tommasi *et al.*, 1992; Costa & Caldasso, 1994), as zonas de cisalhamento transcorrentes parecem ser responsáveis pelo seu deslocamento ao longo das anomalias N 40°E. A intrusão de grande volume de granitóides sin, tardi e pós-transcorrência, aparentemente não afetou o padrão magnético regional. Pequenos corpos básicos, aflorantes ou não, são responsá-

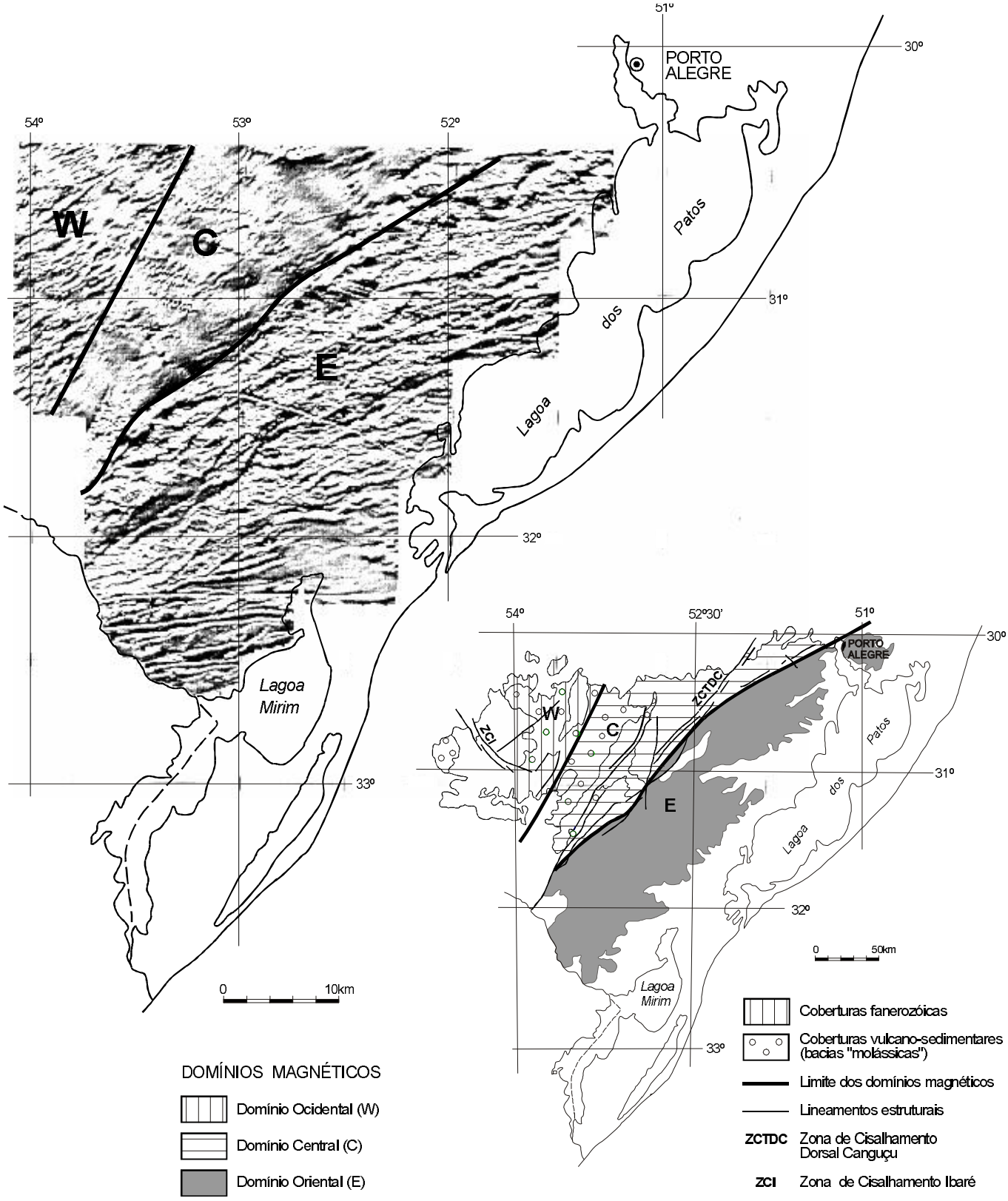


Figura 2.4 – Mapa de pseudo-iluminação do relevo magnético do Escudo Sul-Rio-Grandense e sua compartimentação em domínios magnéticos.

veis pelas anomalias magnéticas circulares, de eixos curtos e intensos, registrados neste setor. Em termos de propostas de compartimentação, o Domínio Oriental corresponde ao Batólito de Pelotas (Fragoso Cesar *et al.*, 1986), Complexo Canguçu (Santos *et al.*, 1989), Bloco Dom Feliciano (Ramgrab *et al.*, 1993) e, excluídas as rochas da região de Encruzilhada do Sul (que fazem parte do Domínio Central), à Associação de Arco Magmático I de Fernandes *et al.* (1992a) e o Cinturão Dom Feliciano (*sensu* Chemale Jr. *et al*., 1995b).

O Domínio Central (C) é representado por um relevo magnético pouco acentuado, e abrange associações de rochas bem características em superfície, como o Complexo Metamórfico Porongos e os Gnaisses Encantadas. Afloram ainda na porção leste desse domínio *roof-pendants* e xenólitos de metapelitos e mármores da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita, o Anortosito Capivarita, intrudidos por granitóides cálcico-alcalinos (Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos) que, apresentando tramas orientadas E-W, foram retrabalhados pelas zonas de cisalhamento transcorrente NE (Fernandes *et al.*, 1992b). Esse domínio inclui também as rochas graníticas do Complexo Encruzilhada do Sul e as unidades sedimentares e vulcânicas da bacia do Camaquã, as quais aparentemente não influenciam o relevo magnético transparente, o qual deve refletir exclusivamente o padrão magnético das unidades mais antigas. Isso é bem evidente, considerando que a única anomalia magnética registrada nesse setor corresponde ao corpo do Sienito Piquiri, sugerindo que essa unidade seja diferenciada de um corpo básico situado em profundidade. O Domínio Central corresponde ao Cinturão Tijucas *sensu* Chemale Jr. *et al.* (1995a), incluindo ainda as unidades pré-brasilanas do Cinturão Dom Feliciano (Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita, Anortosito Capivarita) dos referidos autores.

O limite entre os domínios Oriental (E) e Central (C) corresponde a um extenso alinhamento magnético que apresenta direção N45°E em sua porção sul, e que inflete para N60°-70°E na sua porção norte. Ao sul, esse lineamento coincide parcialmente com a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC), mas na porção norte constata-se que a ZCTDC não tem resposta no mapa aeromagnetométrico, estendendo-se com orientação N40°E através do Domínio Central. Esse alinhamento magnético principal se ajusta com o limite entre blocos gravimétricos definido por Costa *et al*. (1995), e é interpretado como a "cicatriz" da sutura entre unidades tectono-geológicas que compõem uma colagem orogênica. Da compartimentação estabelecida pela magnetometria, constata-se que o Domínio Central reúne essencialmente as unidades mais antigas do Escudo Sul-Rio-Grandense (Gnaisse Encantadas; Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita; Anortosito Capivarita; Complexo Metamórfico Porongos (Proterozóico Médio ?), e está separado por grandes descontinuidades estruturais dos domínios Ocidental (Cinturão Vila Nova/Bloco Taquarembó) e Oriental (Cinturão Dom Feliciano), ambos constituídos por unidades que foram geradas e/ou retrabalhadas no Ciclo Brasiliano (Proterozóico Superior–Eo-Paleozóico).

2.3 Estratigrafia

A área da Folha Pedro Osório abrange fundamentalmente os domínios magnéticos Oriental e Central, correspondentes pró-parte aos terrenos dos cinturões Dom Feliciano e Tijucas *sensu* Chemale Jr. *et al*. (1995 b). Na porção noroeste da folha ocorrem unidades metamórficas e granitos brasilianos que compõem os terrenos limítrofes entre o Cinturão Vila Nova e o Bloco Taquarembó, e que são aqui genericamente referidas ao Domínio Ocidental. Nesse contexto, destaca-se ainda a ocorrência de coberturas sedimentares e vulcano-sedimentares (molassas), as quais preenchem calhas tectônicas que se superpõem principalmente às unidades do Cinturão Tijucas. As rochas sedimentares gonduânicas, com registros do Permiano ao Triássico, recobrem parte dessas unidades, sendo afetadas por manifestações magmáticas, representadas por diques de diabásio e intrusões alcalinas; e as coberturas cenozóicas, que distribuem-se em áreas restritas da folha, completam o quadro estratigráfico regional.

Na área foram caracterizadas as seguintes unidades tectono-geológicas, conforme representado na figura 2.5: Coberturas Cenozóicas; Cobertura Sedimentar da Bacia do Paraná; Coberturas Sedimentares e Vulcano-Sedimentares *(*molassas*);* Domínio Ocidental; Domínio Central (Cinturão Tijucas); e Domínio Oriental (Cinturão Dom Feliciano).

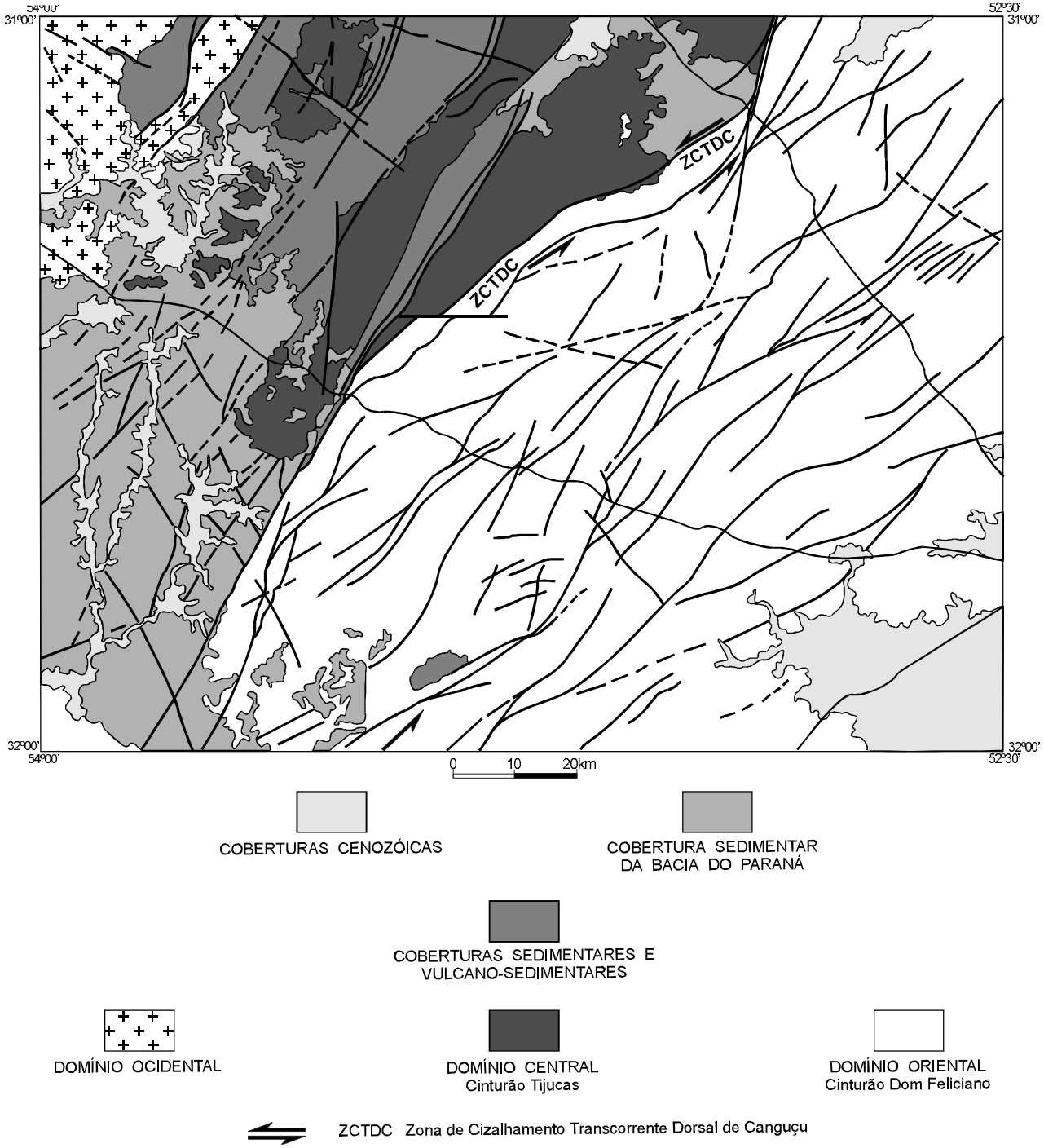


Figura 2.5 – Unidades tectono-geológicas.

Para o estabelecimento da sucessão estratigráfica das unidades pré-cambrianas, optou-se por organizar uma coluna independente para cada domínio magnético. Constatou-se que as associações de rochas que compõem cada um desses domínios distribuem-se segundo compartimentos definidos, limitados por descontinuidades estruturais profundas, configurando verdadeiros domínios geológicos, e cujas relações cronogeológicas nem sempre são bem definidas. Essa concepção não convencional empregada na elaboração da legenda do mapa geológico, já fora adotada no mapea-

mento da Folha Porto Alegre (Ramgrab *et al*., 1993), e apresenta algumas vantagens, como a de assinalar, na horizontal, a distribuição geográfica, as relações estruturais, a interação entre as diversas unidades litológicas e os eventos magmáticos constatados em cada domínio (figura 12).

As coberturas sedimentares e vulcano-sedimentares integram os depósitos da Antefossa Molássica (Fragoso Cesar, 1980) ou Calha Molássica de Sudeste (Jost & Hartmann, 1984) e que foram referenciadas como Seqüências Paraplataformais por Horbach *et al*. (1986). Correspondem aos depósitos sedimentares, com vulcanismo e plutonismo relacionados, que preencheram bacias geradas na fase terminal do Ciclo Brasiliano. Na área em pauta, elas distribuem-se em três setores: no extremo-meridional da bacia do Camaquã, o principal *locus* de deposição dessas seqüências (Chemale Jr. *et al.,* 1995 b), onde os depósitos sedimentares estão associados com manifestações vulcânicas (derrames e piroclásticas) intermediárias e ácidas; e na denominada bacia Arroio Boici (Sayeg *et al.,* 1992), uma estrutura alongada de direção N20°-30°E, encaixada nos metamorfitos do Complexo Metamórfico Porongos, e preenchida exclusivamente por rochas sedimentares. Uma terceira área de ocorrência desses depósitos, de pequena expressão superficial, mas a única associada ao domínio granito-gnássico do Cinturão Dom Feliciano, é registrada na região de Cerro Chato; compreende conglomerados e lamitos associados com derrames (?) e diques riolíticos e plutonitos graníticos relacionados.

Várias colunas estratigráficas têm sido propostas para essas unidades, com base em conceitos litoestratigráficos (*e.g.* Robertson, 1966; Ribeiro *et al*., 1966; Ribeiro & Fantinel, 1978; Santos *et al*., 1978; Fragoso César *et al*., 1985) ou de estratigrafia de seqüências (*e.g*. Leites *et al*., 1990; Paim, 1995). No presente trabalho, empregou-se uma adaptação da coluna estratigráfica proposta por Ribeiro & Fantinel (1978) que foi uma reformulação da coluna de Ribeiro *et al.* (1966), em vista de representarem termos já consagrados na nomenclatura estratigráfica do Rio Grande do Sul.

A cobertura sedimentar da Bacia do Paraná ocorre em dois setores: no terço ocidental da folha, onde ocupa uma área de 3.600 km^2 e está em continuidade física com toda a faixa gonduânica aflorante no Rio Grande do Sul; e no seu limite norte, onde constitui remanescentes preservados em bacias do tipo *graben*. Os sedimentos gonduânicos na sua maior área de exposição não foram objeto de investigação, mantendo-se, com pequenas alterações, a cartografia geológica e o empilhamento litoestratigráfico apresentado em trabalho de integração anterior (Aboarrage & Lopes, 1986). Essa integração foi baseada no mapeamento geológico sistemático na escala 1: 50.000 de toda a área da denominada Bacia de Candiota e na descrição e interpretação de mais de 500 perfis de furos de sondagem efetuados pela CPRM na região.

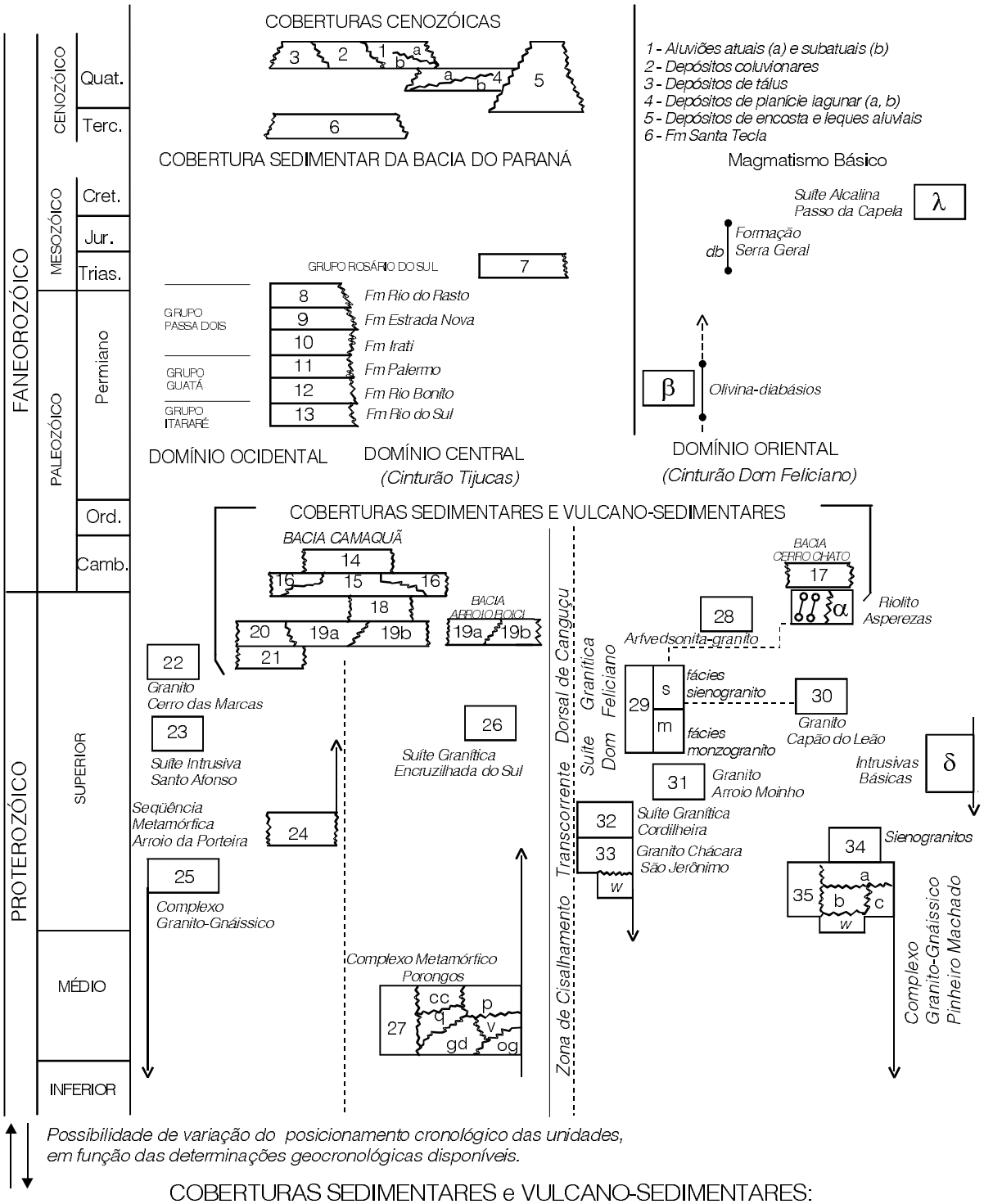
A coluna litoestratigráfica utilizada nessa integração e aqui adotada, corresponde a uma versão simplificada da divisão litoestratigráfica proposta por Schneider *et al*. (1974), que é de uso consagrado para toda a Bacia do Paraná.

As rochas sedimentares gonduânicas ocorrentes no limite norte da folha foram referidas ao Grupo Rosário do Sul, abandonando-se a designação Formação Caneleiras, anteriormente empregada, conforme sugerido por Faccini *et al*. (1990).

As coberturas cenozóicas estão representadas por depósitos aluvionares atuais e subatuais que se distribuem ao longo dos principais cursos d'água, e por depósitos continentais, transicionais e marinhos da porção externa da Planície Costeira. No setor ocidental da folha, uma delgada cobertura arenosa com cimento silicoso e ferruginoso – Formação Santa Tecla – admitida como de idade terciária, recobre as unidades mais antigas.

2.3.1 Domínio Ocidental

O Domínio Ocidental que ocupa o quadrante noroeste da folha é caracterizado em sua maior extensão por rochas graníticas da Suíte Intrusiva Santo Afonso, admitidas como tardi-tectônicas; mantêm relações de contato intrusivos com os litótipos da Seqüência Metamórfica Arroio da Porteira e do Complexo Granito-Gnáissico, ambos de posição cronoestratigráfica não definida. Essas unidades são afetadas ainda por apófises e corpos intrusivos do Granito Cerro das Marcas e por enxames de diques riolíticos. Rochas vulcânicas e sedimentares da bacia do Camaquã mantêm contatos tectônicos ou, localizadamente, recobrem essas litologias.



COBERTURAS SEDIMENTARES e VULCANO-SEDIMENTARES:

Bacias Camaquã e Arroio Boici: 14 - Formação Guaritas; 15 - Formação Santa Bárbara; 16 - Membro Rodeio Velho; 18 - Formação Acampamento Velho; 19 - Formação Arroio dos Nobres (19a - Membro Vargas; 19b - Membro Mangueirão); 20 - Formação Hilário; 21 - Formação Maricá.

Bacia Cerro Chato: 17- Conglomerados e pelitos.

Figura 2.6 – Coluna estratigráfica.

2.3.1.1 Complexo Granito-Gnáissico (Unidade 25)

A designação informal de Complexo Granito-Gnáissico é aqui utilizada para referir as rochas que se expõem pobremente no leito do arroio Quebracho e de outros pequenos cursos d'água, no limite centro-ocidental da folha. Esses litótipos correspondem às rochas graníticas e gnáissicas que se expõem na cidade de Bagé e suas cercanias, onde ocorrem englobando grandes xenólitos de anfibolitos, rochas calcissilicáticas e lentes de mármore. Essas litologias foram originalmente referidas como Grupo Cambaí (*e.g*. Tessari & Giffoni, 1970) e como Granitóides e Gnaisses Bagé, por Fragoso Cesar (1991).

São rochas de granulação grossa, composição granodiorítica a monzogranítica, deformadas e gnaissificadas, com enclaves de rochas calcissilicáticas e lentes de mármores que, fora dos limites da folha, são explotadas para a produção de corretivo de solo. Apófises de sienogranitos róseos, relacionados ao Granito Cerro das Marcas, são comuns cortando esses litótipos.

O posicionamento cronológico do Complexo Granito-Gnáissico não está definido; Fragoso Cesar (*op.cit*.), por comparação com outras unidades, sugere uma idade transamazônica para o complexo.

2.3.1.2 Seqüência Metamórfica Arroio da Porteira (Unidade 24)

No canto noroeste da folha aflora uma seqüência representada por ardósias, filitos e, subordinamente, quartzitos, que constituem uma sucessão de estratos pelíticos e areno-pelíticos intercalados. Localmente preservam as estruturas sedimentares primárias, e que mostram como característica principal uma clivagem ardosiana muito nítida, que evolui até uma xistosidade. Referida em mapeamentos anteriores como Formação Vacacaí (*e.g.* Ribeiro *et al.* 1966; Tessari & Giffoni, 1970), adota-se neste relatório a denominação informal Seqüência Metamórfica Arroio da Porteira, em substituição à designação Metamorfitos Arroio da Porteira, introduzida por Iglesias *et al.* (1980).

A Seqüência Metamórfica Arroio da Porteira, distribui-se numa área em forma de arco com a concavidade voltada para o norte e, dentro da área da folha ocupa uma superfície da ordem de 170km^2, apresentando-se cortada por um feixe de falhas arqueadas de direção NW-SE. Ao sul está em contato tectônico com o Granito Cerro das Marcas, enquanto a leste é recoberta em discordância por conglomerados e arenitos conglomeráticos da Formação Arroio dos Nobres. Ao norte da área, a Formação Maricá sobrepõe-se à seqüência, sendo que pequenas exposições dessa unidade estendem-se até a área da Folha Pedro Osório.

A Seqüência Metamórfica Arroio da Porteira foi estudada apenas em uma seção ao longo da estrada do Passo do Tigre, onde os afloramentos são escassos e bastante intemperizados, de sorte que algumas descrições adicionais foram extraídas de Iglesias *et al.* (1990).

As litologias dessa unidade apresentam cores cinza-escuro, cinza-esverdeado, castanho, marrom-avermelhado até violáceo. Em sua seção-tipo (Arroio da Porteira na Folha Cachoeira do Sul) apresenta uma clivagem ardosiana muito nítida, marcada por recristalização de micas ao longo dos planos de partição, ao passo que na área em foco, essa clivagem não é muito nítida, predominando as estruturas sedimentares em estratos sílticos e síltico-arenosos, ritmicamente intercalados e, localmente, dobrados. Apresentam atitudes N80°-90°E, e mergulhos de 60°-80°, ora para N, ora para S, possivelmente por efeito dos falhamentos.

2.3.1.3 Suíte Intrusiva Santo Afonso (Unidade 23)

A Suíte Intrusiva Santo Afonso constitui uma grande massa granítica que ocupa a maior extensão do Domínio Ocidental. Definida por Hartmann & Nardi (1982), essa unidade compreende rochas graníticas com predominância de termos monzograníticos de granulação média a grossa, cores acinzentadas, de cinza-claro a róseo, e que englobam xenólitos de rochas gnássicas variadas, por vezes com dimensões quilométricas.

Esses granitos ocupam uma área superior a 450 km^2 e mantêm contato tectônico ou são recobertos pelas rochas vulcânicas e sedimentares das formações Hilário e Arroio dos Nobres. São cortados por *stocks,* apófises e diques do Granito Cerro das Marcas. Suas relações de contato com o Complexo Granito-Gnáissico são "mascaradas" pelas coberturas gonduânicas e da Formação Santa Tecla,

mas a ocorrência de xenólitos gnáissicos, com lentes de mármore associadas, como no arroio Banhado Grande, semelhante as que caracterizam o Complexo Granito-Gnáissico na região de Bagé, evidenciam o caráter intrusivo da Suíte Intrusiva Santo Afonso. Na região do arroio Traíras mostra-se limitada por falhamento: a oeste com a Formação Santa Bárbara, e a leste com as litologias da Formação Arroio dos Nobres, através de uma falha que Tessari & Giffoni (1970) designaram de Falha do Passo dos Enforcados: nesse setor, ao norte, a unidade Santo Afonso ultrapassa os limites da folha.

Petrograficamente, conforme Hartmann & Nardi (1982), predominam monzogranitos, com variações desde granodioritos até sienogranitos e, muitas vezes, tipos mais pobres em quartzo. A mineralogia, conforme esses autores, inclui feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo, anfibólio, biotita e clorita. Como acessórios aparecem esfênio, magnetita, apatita, allanita, zircão, clinozoisita e carbonato. A presença de anfibólio entre os máficos e esfênio entre os acessórios já permite caracterizar esses granitos como metaluminosos.

Os dados radiométricos Rb/Sr disponíveis sobre a Suíte Intrusiva Santo Afonso delineiam uma isócrona de 586 ± 32 Ma, conforme Chemale Jr. *et al.* (1995b) com base em dados analíticos de Soliani Jr. (1986). Ainda segundo os autores, a alta razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} permite caracterizá-lo como produto de fusão crustal, e seu caráter isótropo indica um posicionamento tardi a pós-tectônico.

2.3.1.4 Granito Cerro das Marcas (Unidade 22)

A denominação Granito Cerro das Marcas foi originalmente introduzida pelos graduandos da UFRGS de 1981, para referir aos corpos graníticos intrusivos na Suíte Intrusiva Santo Afonso, ocorrentes na área da Folha Passo do Tigre (1:50.000), adjacente à área em foco.

Está representado por *stocks* e apófises que cortam tanto o Complexo Granito-Gnáissico como a Suíte Intrusiva Santo Afonso. O *stock* principal apresenta uma forma grosseiramente triangular, cujo vértice agudo ultrapassa o limite ocidental da folha; limita-se por falhas NW-SE com a Seqüência Metamórfica Arroio da Porteira, Suíte Intrusiva Santo Afonso e Formação Arroio dos Nobres. Aflora na forma de pequenos matacões e lajeados, sendo caracterizado por uma granulação média a grossa, localizadamente média a fina, isótropo, coloração rósea, com quase total ausência de máficos. São comuns os diques de riólito cortando a unidade. Petrograficamente, corresponde a um sienogranito com quartzo, feldspato alcalino, e raras lamelas de biotita como varietal; zircão, apatita e opacos ocorrem como acessórios.

O Granito Cerro das Marcas é considerado como pós-tectônico, sendo cronologicamente correlacionado à porção periférica do Granito Lavras e aos demais granitos alcalinos que compõem a Suíte Intrusiva Saibro (Nardi & Bonin, 1991).

2.3.2 Domínio Central (Cinturão Tijuca)

O Domínio Central, correspondente ao Cinturão Tijucas *sensu* Chemale Jr. *et al.* (1995b), compreende, quase que exclusivamente, metamorfitos de baixo e médio grau, aqui referidos como Complexo Metamórfico Porongos. O limite deste domínio com o Domínio Oriental é definido por um extenso lineamento magnético (figura 2.4), sem expressão em superfície. Já com o Domínio Oriental, o limite é marcado pela Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, que desenvolveu ampla faixa de milonitos sobre as rochas metamórficas.

No limite setentrional da folha, uma pequena extensão de rochas graníticas da Suíte Granítica Encruzilhada do Sul faz contato intrusivo com os metamorfitos do Complexo Porongos e limita-se através da mesma zona de cisalhamento com os granitóides do Domínio Oriental.

2.3.2.1 Complexo Metamórfico Porongos (Unidade 27)

O termo Porongos foi introduzido na estratigrafia do Rio Grande do Sul por Leinz *et al*. (1941) (*apud* Figueiredo Filho & Bortoluzzi, 1975), em referência ao Cerro Porongos, situado na porção central da folha, onde, originalmente, Carvalho (1932) descrevera os quartzitos, xistos micáceos e calcáreos do Porongos. Inicialmente empregado como série ou grupo, para reunir todas as rochas metamórficas aflorantes no escudo, a partir da década de 80, a designação Porongos teve seu uso restrito para denominar os metamorfitos de baixo e médio grau que compõem o Cinturão Tijucas, sendo o termo em-

pregado, entretanto, com as mais variadas hierarquias estratigráficas (grupo, supergrupo, complexo, suíte metamórfica etc).

Jost & Bitencourt (1980) e Jost (1981) que mapearam essas rochas metamórficas ao norte da área, sob a designação de Suíte Metamórfica Porongos, propuseram a sua divisão em duas unidades maiores, separadas por uma descontinuidade estrutural: uma megaseqüência mioclinal (Grupo Cerro dos Madeiras) sotoposta por falhamento a uma seqüência vulcano-sedimentar (Grupo Cerro da Árvore), ambas metamorfizadas em fácies xisto-verde a anfibolito. Machado *et al.* (1987) e Porcher & Fernandes (1990) reconheceram que parte do Grupo Cerro dos Madeiras daqueles autores era representado por granitos milonitizados, tectonicamente imbricados com as rochas supracrustais.

Na área em pauta também foram reconhecidas imbricações tectônicas, bem como injeções sintectônicas de rochas graníticas associadas às rochas metassedimentares e metavulcânicas. Por outro lado, as sucessivas fases deformacionais que afetaram esse conjunto, com conseqüente transposição de contatos, produziram um rearranjo desses litótipos num padrão extremamente intricado, impraticável de ser discernido em mapeamento de escala regional, daí a razão de caracterização da unidade como um complexo.

Os metamorfitos do Complexo Metamórfico Porongos expõem-se em duas áreas principais no âmbito da folha. A primeira, situada no terço ocidental, corresponde a uma série de *outliers* orientada N20°E em meio as coberturas gonduânicas e eo-paleozóicas, das quais o mais expressivo constitui o Alto do Cerro da Vigia.

A segunda e principal área de ocorrência do complexo, com cerca de 1.800 km^2 de superfície, ocupa a porção central da folha, e apresenta uma forma grosseiramente triangular, com o vértice voltado para SW. Essa área compreende dois setores do complexo, distintos em conteúdo litológico e grau metamórfico, que são separados por uma estreita calha tectônica preenchida por rochas sedimentares (bacia do Arroio Boici). Na porção mais oriental predominam filitos, xistos e quartzitos, com ocorrência muito local de rochas metavulcânicas. No compartimento ocidental, representado pela faixa que se estende desde a serra do Godinho, ao norte, passando por Torrinhas, até a região de Candiota, ao sul, se expõe uma associação de rochas de natureza orto e parametamórfica que exibe um complexo padrão deformacional. O grau metamórfico mais elevado e a maior diversidade litológica registrada nesse compartimento, caracterizam as principais diferenças entre os dois setores do complexo.

Orlandi Fº *et al*. (1990) mapearam quase integralmente essa segunda área, tendo caracterizado duas seqüências: Seqüência Parametamórfica, constituída pelas unidades calcissilicática (cc), pelítica (p) e quartzítica (q); e Seqüência Ortometamórfica, compreendendo ortognaisses granodioríticos (gd), ortognaisses leucograníticos (og) e unidade metavulcânica (v).

A subdivisão apresentada por esses autores foi utilizada no mapeamento da unidade, bem como as descrições dos seus diferentes litótipos. Em determinados setores o Complexo Metamórfico Porongos foi mapeado como indiferenciado, especialmente nas áreas de Candiota e Alto do Cerro da Vigia.

Seqüência Parametamórfica

Unidade Calcissilicática (cc) - é constituída por mármores e rochas calcissilicáticas, que ocorrem associadas a xistos, quartzitos e gnaisses, contendo ainda injeções sintectônicas de rochas graníticas.

Os mármores apresentam-se em lentes de rochas maciças, granulação média a fina, fraturados e intensamente dobrados. Mineralogicamente compreendem carbonatos, talco, clorita magnesiana e minerais opacos, arranjados segundo uma textura granoblástica, eqüigranular a poligonal, localmente lepidoblástica.

As rochas calcissilicáticas são de granulação fina, coloração esverdeada, com marcante bandamento composicional. Esse bandamento regular e persistente varia de milimétrico a centimétrico, sendo caracterizado por alternância de bandas claras à base de quartzo, clorita, carbonatos e feldspatos, e bandas escuras com clorita e talco. Apresentam-se foliadas, sendo essa foliação paralela ao bandamento e plano-axial das dobras isoclinais presentes. Localmente, uma foliação de transposição caracteriza esse dobramento isoclinal.

Unidade Pelítica (p) – é a unidade mais representativa do complexo, sendo constituída por uma associação de xistos, filitos e paragnaisses, aos quais

se associam, subordinadamente, quartzitos, rochas calcissilicáticas e metavulcânicas.

Os filitos constituem os litótipos predominantes do setor oriental, onde se intercalam com horizontes de quartzitos, que constituem cristas bem destacadas na topografia. Os xistos e paragnaisses dominam no setor ocidental.

Os xistos e filitos são rochas de cor cinza-metálico, marrom-esverdeada e marrom-avermelhada, granulação fina, friáveis e, geralmente, muito intemperizados. A xistosidade é marcada pelos minerais micáceos, em geral muscovita e, mais raramente, biotita. Na região de Jaíba os xistos gradam para paragnaisses, que são caracterizados por um bandamento regular, milimétrico a centimétrico, marcado pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas e bandas escuras com biotita. Mesoscopicamente, são visíveis foliações e microdobras associadas às diferentes fases deformacionais, bem como veios de quartzo de exsudação.

Petrograficamente, predominam os muscovita-quartzo xistos, muscovita-biotita-quartzo xistos, quartzo-muscovita-grafita xistos, granada-muscovita xistos e biotita-cianita gnaisses. Localmente, aos quartzo-muscovita-grafita xistos associam-se turmalinitos, que afloram como pequenas cristas métricas, topograficamente alçadas em relação aos xistos adjacentes. Ocorrem como uma rocha branca com bandas escuras, que reflete a alternância de níveis quartzo-feldspáticos, com níveis de turmalina. Essa ocorre num percentual de 30% a 70% do conteúdo mineralógico da rocha.

Unidade Quartzítica (q) – está presente em todas as áreas de exposição do complexo, constituindo, morfologicamente, extensas cristas alinhadas na direção NE-SW, que caracterizam, em geral, as principais elevações topográficas da área. São facilmente identificadas em aerofotos e imagens de satélite, onde se expressam como faixas contínuas de tonalidades claras, correspondendo a excelentes níveis-guia, que facilitam o entendimento do arranjo da seqüência em apreço.

Em nível de afloramento, esses litótipos caracterizam-se por serem maciços e pouco foliados, coloração esbranquiçada, amarelada a avermelhada quando intemperizados, correspondendo a ortoquartzitos, muscovita quartzitos, muscovita-felds-pato-turmalina quarztitos e granada-muscovita quartzitos.

Seqüência Ortometamórfica

Unidade Metavulcânica (v) – ocorre principalmente na porção ocidental e central da antiforme inclinada da serra do Godinho, na porção centro-norte da folha. No setor oriental, sua ocorrência restringe-se a exposições localizadas na região do arroio Olaria. Compreende metavulcanitos e metatufos de composição intermediária, que se intercalam na seqüência metassedimentar.

Os metavulcanitos são representados por metandesitos e metadacitos compactos, de coloração cinza-escuro, onde pórfiros de quartzo azulado e plagioclásio acham-se imersos em matriz afanítica a microfanerítica. Os termos piroclásticos incluem tufos a cristal e a pó, que se caracterizam como rochas de coloração cinza-esverdeado, com marcante bandamento rítmico, milimétrico, e estão intimamente associados aos metavulcanitos. Estes apresentam a textura porfirítica original parcialmente obliterada por uma foliação tectônica, com os componentes primários estirados e parcialmente recristalizados sintectonicamente.

As transformações impostas pelo metamorfismo nos litótipos da Unidade Metavulcânica envolveram estiramento dos fenocristais, recristalização parcial da mineralogia primária, desenvolvimento de foliação, bem como o aparecimento de mineralogia secundária (epidoto, sericita, clorita e opacos secundários). Uma fase posterior de carbonatação (retrometamorfismo ?) levou ao preenchimento de fraturas e formação de cristais de carbonatos pós-cinemáticos bem desenvolvidos.

Ortognaisses granodioríticos (gd) – afloram principalmente nas regiões de Aberta do Cerro, serra do Godinho e Alto do Cerro da Vigia, ocorrendo como lajeados ou blocos irregulares, que ocupam as partes topograficamente rebaixadas entre cristas de quartzito, em íntima associação com xistos, mármores e quartzitos.

Compreendem rochas de coloração cinza com pontuações vermelhas, granulação grossa a fina, textura dominantemente porfiroblástica, com marcante bandamento, conferido pela alternância de níveis centimétricos escuros de biotita, regulares e contínuos, com níveis quartzo-feldspáticos, milimétricos, descontínuos de coloração esbranquiçada. Os porfiroblastos, normalmente de feldspato, registram claramente os efeitos deformacionais, apre-

sentando-se alongados e rotacionados ou, ainda, em casos extremos de maior *strain*, reduzidos a finos níveis descontínuos. Nesses gnaisses são comuns os enclaves de formas variadas, de uma rocha cinza-escuro, de granulação fina, petrograficamente caracterizada como anfibolito. Petrograficamente, os ortognaisses granodioríticos correspondem a biotita-plagioclásio gnaisses, biotita gnaisses, biotita-muscovita gnaisses, hornblenda-biotita gnaisses, de composição variando entre monzo e granodiorítica.

A paragênese metamórfica encontrada: plagioclásio ± hornblenda ± biotita vermelha, sugere o desenvolvimento desses gnaisses na fácies anfibolito, com a presença de clorita indicando processos retrometamórficos.

Ortognaisses leucograníticos (og) – são de ocorrência restrita à região de Jaíba, onde ocorrem como corpos alongados ou ovalados em planta, ou ainda constituindo corpos tabulares intercalados na seqüência parametamórfica. A individualização dos corpos maiores representados no mapa geológico foi apoiada em mapas aerocintilométricos, uma vez que esses litótipos apresentam valores radiométricos mais elevados que as unidades adjacentes.

São granitos de cor branca a róseo-clara, porfiroblásticos, granulação fina a grossa, em que os porfiroblastos de feldspato alcalino ou plagioclásio se destacam em uma matriz à base de quartzo, muscovita, turmalina e granada. Localmente ocorrem associados termos greisenizados e rochas pegmatóides de cor branca com pontuações escuras de turmalina, contendo palhetas desenvolvidas de muscovita. Esses litótipos acham-se comumente milonitizados e dobrados, tendo sido afetados pelas mesmas fases deformacionais que alcançaram os xistos, mármores e quartzitos encaixantes.

Composicionalmente, variam desde sieno e monzogranitos até granodioritos, sendo constituídos por quartzo, muscovita, feldspato alcalino e plagioclásio como minerais essenciais; e turmalina, granada e apatita como acessórios mais comuns; epidoto, clorita e biotita como produtos de alteração. A grande quantidade de muscovita e granada sugere um caráter peraluminoso para esses litótipos, o que é confirmado pelos dados litoquímicos.

O Complexo Metamórfico Porongos tem sido, tradicionalmente, considerado como de idade proterozóica superior, de evolução ligada ao Ciclo Brasiliano. Entretanto, esse posicionamento cronoestratigráfico ainda é discutível, especialmente pela escassez de determinações radiométricas. Sua idade máxima, todavia, parece razoavelmente definida, tendo em vista que xistos desse complexo assentam sobre gnaisses da Formação Encantadas de idade Rb/Sr em torno de 2.200Ma (Cordani *et al.*, 1974; Soliani Jr., 1986).

Neste trabalho sugere-se posicionamento no Proterozóico Médio-Superior para o complexo, tendo em conta as seguintes considerações:

- Determinações radiométricas efetuadas pelo Projeto Radambrasil em blastomilonitos concordantes com os mármores da região de Torrinhas forneceram idade convencional em torno de 1.000 Ma (Horbach *et al.*, 1986);

- Análises radiométricas do Quartzo-Monzonito Campinas, nitidamente intrusivo nos xistos do complexo, registraram idades convencionais em torno de 1.000 Ma, sendo que os dados, quando tratados em conjunto com o diagrama isocrônico, indicaram cifras de 770Ma. Isto sugere que pelo menos as deformações das fases tangenciais e o metamorfismo do complexo são pré-brasilianos;

- Orlandi Fº *et al.* (1990) registram as determinações U/Pb em zircões efetuadas por M.A.S. Basei em amostras da Unidade Metavulcânica do Complexo Metamórfico Porongos. Os resultados obtidos indicaram idades entre 1.000Ma e 1.400Ma para o referido evento vulcânico. Uma reavaliação desses dados analíticos forneceram idade de 1.356 ± 227Ma para o vulcanismo, bem como sugerem a atuação de um metamorfismo neoproterozóico sobre essas rochas (Wildner *et al.*, 1996).

2.3.2.2 Suíte Granítica Encruzilhada do Sul (Unidade 26)

A designação Suíte Granítica Encruzilhada do Sul é a redefinição de Fragoso Cesar (1991) para o Complexo Granítico Encruzilhada, de Tessari & Picada (1966) ou Granito Encruzilhada do Sul de Barbosa & Teixeira (1941).

Essa unidade tem pequena expressão na folha, quando comparada a sua área à área total de distribuição. Aflora na porção centro-norte da área, no vale do arroio da Bica, estendendo-se amplamente pela Folha Cachoeira do Sul ao norte. Seu contato a

leste com os litótipos da Suíte Granítica Cordilheira se faz através de falha, ao passo que a oeste faz contato tectônico ou intrusivo nos xistos do Complexo Metamórfico Porongos.

Trata-se de um granito grosseiro, de coloração rósea, porfirítico, com fenocristais de feldspato de até cerca de 2cm, imersos em matriz grosseira com quartzo, feldspato e biotita; petrograficamente corresponde a um monzogranito.

As determinações radiométricas disponíveis para a Suíte Granítica Encruzilhada do Sul fornecem idades entre 550Ma e 590Ma, evidenciando seu posicionamento tardi a pós-tectônico. Mais recentemente, Babinski *et al.* (em prep.) (*in* Vasquez, 1995) forneceram uma idade U-Pb em zircão de 594 ± 5Ma, relacionada à cristalização do corpo granítico.

2.3.3 Domínio Oriental (Cinturão Dom Feliciano)

O Domínio em referência, que corresponde ao Cinturão Dom Feliciano (*sensu* Chemale Jr. *et al.,* 1995c), ocupa toda porção leste do Escudo Sul-Rio-Grandense e corresponde a um grande complexo granítico, onde são reconhecidos numerosos plútons, cuja colocação se processou em diferentes níveis crustais e em diferentes estágios de evolução da deformação, e que englobam xenólitos de rochas gnáissicas intensamente deformadas, de formas e dimensões variadas,

Fragoso Cesar *et al.* (1986) definiram esse complexo como um batólito composto, multiintrusivo e polifásico relacionado à evolução do Cinturão Dom Feliciano, ao qual denominaram "Batólito Pelotas". Posteriormente, Figueiredo *et al.* (1990) reformularam esta conceituação, caracterizando o Batólito Pelotas como uma estrutura multiintrusiva relacionada à instalação de grandes zonas transcorrentes nordeste, profusamente injetadas por plútons graníticos da Suíte Granítica Dom Feliciano sob condições tardi- a pós-cinemáticas.

Nos anos recentes numerosos estudos, regionais e de detalhe, foram desenvolvidos sobre os granitóides que compõem o complexo, destacando-se, entre outros: Frantz & Remus, 1986; Sallet *et al.,* 1989; Figueiredo *et al.,* 1990; Orlandi Fº *et al*.,1990; Fragoso Cesar, 1991; Fernandes *et al.,* 1992 a, b; Frantz & Nardi, 1992 a,b; Phillip *et al.,* 1993 e 1994; Fernandes & Frantz, 1994; Frantz & Fernandes, 1994; Koester *et al.,* 1994 a, b; Nardi & Frantz, 1995; Silva *et al.,* 1994 e 1995. Aos trabalhos geocronológicos de Cordani *et al.* (1974); Soliani Jr. *et al.* (1984) e Soliani Jr. (1986) sobre as rochas do batólito, somaram-se, mais recentemente, os trabalhos com idades-modelo Sm-Nd de Mantovani *et al.* (1987) e os de idade U/Pb em zircão de Babinski *et al.* (1995; em prep.) e Silva *et al.* (1995; 1997).

Em conseqüência, os avanços alcançados no conhecimento do complexo levaram a um melhor entendimento sobre os seus limites tectônicos, sua divisão estratigráfica, idades e filiações magmáticas. Como produto desse entendimento puderam ser individualizadas distintas unidades plutônicas, relacionadas, quanto à sua geração ou deformação, aos diferentes estágios de evolução do Cinturão Dom Feliciano. Algumas das propostas existentes para a subdivisão dessas rochas estão sintetizadas no quadro da figura 2.7, extraído de Fernandes *et al.* (1992a).

Silva *et al.* (1995) mais recentemente, apresentaram uma classificação tectono-magmática dos granitóides expostos no Batólito Pelotas, baseada fundamentalmente em diagramas multicatiônicos, reconhecendo sete associações metaluminosas: (1) granitóides e migmatitos sin-tangenciais; (2) granitóides sin-transcorrentes, subalcalinos tipo "I"; (3) granitóides tardi a pós-transcorrentes, subalcalinos, tipo "I"; (4) granitóides tardi- a pós-transcorrentes, subcalinos, tipo "A"; (5) granitóides pós-transcorrentes, alcalinos, saturados, tipo "A"; (6) gabros e dioritos tardi- a pós-tectônicos; e (7) sienitos pós-tectônicos alcalinos saturados. Além dessas associações, foram também caracterizadas associações sin-transcorrentes peraluminosas, tipo "S".

A porção desse complexo granítico aflorante na folha Pedro Osório ocupa uma área aproximada de 8.000km^2 da sua metade centro-oriental; é recoberta por sedimentos cenozóicos a leste e faz limite a oeste com o Domínio Central, ao longo da Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu. Nos seus limites foram mapeadas as seguintes unidades: (1) rochas granito-gnássicas e metagranitóides com abundantes xenólitos de orto e paragnaisses e de rochas dioríticas e que contêm impressa estruturas da deformação tangencial (Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado); (2) sienogranitos também com deformação tangen-

AUTORES	Frantz & Remus (1986) Frantz & Nardi (1992a) a		Soliani Jr. (1996)			Fragoso Cesar *et al*. (1996) 1 Santos *et al*. (1989) 2 Philipp (1990) 1 Figueiredo *et al*. (1990) 3			Tommasi (1991) 1 Fernandes *et al*. (1992) 2		UFRGS (1988; 1992) 2 Fernandes *et al*. (1988) 1 Tommasi (1991) 1 Fernandes *et al*. (1992a) 1		
ÁREAS DE ESTUDO	PIRATINI PINHEIRO MACHADO		PIRATINI PINHEIRO MACHADO			PIRATINI PINHEIRO MACHADO PELOTAS CANGUÇU			PIRATINI PINHEIRO MACHADO		ENCRUZILHADA DO SUL QUITÉRIA CAPIVARITA		
	XENÓLITOS ANFIBOLÍTICOS, QUARTZO-FELDSPÁTICOS E ANFIBOLÍTICOS.		ANFIBOLITOS		Idade Ma 884±19 Ro=0,707	SEPTOS DO BATÓLITO PELOTAS (rochas supracrustais)		Idade Ma	smVC	ROCHAS SUPRACRUSTAIS DAS UNIDADES PRÉ-DEF. PRECOCE-GNAISSES QUARTZO FELDSPÁTICOS	smVC	METAPELITOS CÁLCIO-SILICATADOS E MÁRMORES	Idade Ma >723±13
TIPOS LITOLÓGICOS & UNIDADE LITO-ESTRUTURAL	FASE 1	ENCLAVES QUARTZO-DIORÍTICOS, TONALÍTICOS E ANFIBOLÍTICOS.	FASE PRECOCE	GNAISSES QUARTZO-DIORÍTICOS, TONALÍTICOS E TRONDHJEMÍTICOS.	827±25 Ro=0,707	GNAISSES CHANÃ 2 E PIRATINI 1.3	ORTOGNAISSES MIGMATÍTICOS, TRONDHJEMÍTICOS, TONALÍTICOS, QUARTZO-DIORÍTICOS.	884±19 Ro=0,707 617±10 Ro=0,708	GNAISSES PIRATINI	ORTOGNAISSES 1 MIGMATÍTICOS E GNAISSES OFTÁLMICOS	cgAR (1) soAR (2)	GNAISSES GRANODIORÍTICOS.	723±13 Ro=0,710
		GRANODIORITOS (TONALITOS E MONZOGRANITOS) COM DEFORMAÇÃO REGIONAL.								GNAISSES 2 QUARTZO FELDSPÁTICOS E AUGEN-GNAISSES			
	FASE 2	MONZOGRANITOS COM DEFORMAÇÃO PRINCIPAL POR TRANSCORRÊNCIA.	FASE PRINCIPAL	GRANODIORITOS E GRANITOS ACINZENTADOS E FOLIADOS.	775±36 Ro=0,706	GRANITÓIDES 3 PINHEIRO MACHADO SUÍTE GRANÍTICA 1,2 PINHEIRO MACHADO		775±36 Ro=0,706	GRANITÓIDES SIN-TRANSCORRÊNCIA	GRANITOS SINCINEMÁTICOS 1 A DEFORMAÇÃO TARDIA	GRANITÓIDES sin K 2 (12)	METAGRANITOS PORFIRÍTICOS GROSSOS	675±21 Ro=0,716
						SUÍTE GRANÍTICA 1 CORDILHEIRA LEUCOGRANITO 3 CORDILHEIRA.				GRANITÓIDES 2 RELACIONADOS A K2		SUÍTE GRANÍTICA 2 CORDILHEIRA METAGRANITOS PERALUMINOSOS (Arroio Francisquinho e Cordilheira)	618±22 Ro=0,733
	FASE 3	SIENOGRANITOS, MONZOGRANITOS E K FELDSPATO GRANITOS.	FASE TARDIA	GRANITOS NÃO FOLIADOS.	544±5 Ro=0,709	SUÍTE GRANÍTICA 1 ENCRUZILHADA DO SUL.		544±5 Ro=0,709		GRANITOS PÓS-TECTÔNICOS	GRANITOS TARDI A PÓS-TECTÔNICOS	GRANITO PITANGUEIRAS, SERRA DO HERVAL, BRAÇO DO CAPIVARI.	617±10 Ro=0,7079 559±5 Ro=0,716
						SUÍTE GRANÍTICA 1,2,3 DOM FELICIANO							

Figura 2.7 – Correlação entre granitóides da porção leste do Cinturão Dom Feliciano (modificado de Fernandes et al., 1992). smVC = Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita; cgAR = Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos; SoAR = Suíte Ortometamórfica Arroio dos Ratos.

cial, e que constituem veios e apófises que cortam os granitóides acima ou que formam localmente, pequenos *stocks*; (3) granitos sin-transcorrentes associados às zonas principais de transcorrência, caracterizados por termos monzograníticos de textura porfirítica (Granito Chácara São Jerônimo) e corpos estratóides de granitos peraluminosos (Suíte Granítica Cordilheira); (4) granitóides sin- a tardi-transcorrentes, constituídos por corpos de formas elipsoidais, textura porfirítica e estruturas discretas da deformação transcorrente (Granito Arroio Moinho); (5) intrusivas básicas, compreendendo dioritos e quartzo-dioritos até monzogranitos e gabros com bandamento ígneo pronunciado, constituindo pequenos *stocks* intrusivos no complexo; (6) corpos graníticos, cuja estruturação tectônica está limitada a foliações localizadas e brechações relacionadas à colocação pós-tectônica desses corpos (Suíte Granítica Dom Feliciano); além de enxames de diques de riólitos (Riólito Asperezas) e pequenos *stocks* de granitos peralcalinos (Arfvedsonita granito). Os limites entre os corpos graníticos que compõem essas diferentes unidades foram mapeados como inferidos, uma vez que na escala de trabalho, nem sempre foi possível estabelecer com precisão esses limites; além disso, um mesmo afloramento pode apresentar mais de uma injeção granítica, tornando impraticável estender para a escala regional o limite entre as diferentes fases magmáticas.

2.3.3.1 Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado (Unidade 35)

O Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado (Fragoso Cesar, 1991) constitui a unidade com maior volume de rochas no âmbito da área estudada, mostrando-se em planta com forma irregular e largura variável, visto estar intensamente recortado por diferentes corpos graníticos mais jovens. Xenólitos e megaxenólitos de rochas deste complexo ocorrem ainda imersos nos granitos mais jovens, principalmente naqueles que representam os episódios iniciais do magmatismo pós-tectônico, como os da fácies monzogranito da Suíte Granítica Dom Feliciano.

O mapa de intensidade magnética do campo total da Folha Pedro Osório mostra que a área ocupada pelo Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado é caracterizada por um relevo magnético acentuado, evidenciado principalmente pela intensidade das anomalias lineares que, em geral, se orientam N 70°E; esses alinhamentos são interceptados por outros de orientação N40°E. As anomalias N 70°E parecem representar as direções principais da trama principal das associações de rochas que compõem o complexo, enquanto as zonas transcorrentes superpostas são as responsáveis pela interceptação pelas anomalias N40°E (Costa & Caldasso, 1994). .

Na cartografia das rochas do complexo, três aspectos fundamentais foram considerados: (a) a composição petrográfica; (b) a intensidade da deformação tangencial impressa; e (c) a ocorrência e natureza dos xenólitos. Baseado nesses critérios, os litótipos da unidade foram cartografados segundo três conjuntos: 1) domínio de metagranitóides porfiríticos (35a), mesocráticos, cinza a róseos, com foliação marcada pela orientação dos porfiroclastos e orientação dos constituintes da matriz, apresentando deformação tangencial associada a metamorfismo da fácies anfibolito; engloba xenólitos e megaxenólitos (35w), dominantemente de gnaisses quartzo-feldspáticos; 2) domínio de ortognaisses granodioríticos a monzograníticos (35 b), localmente com bandamento gnáissico proeminente, contendo xenólitos e megaxenólitos de dioritos, tonalitos, anfibolitos e paragnaisses polideformados (35w) de formas e tamanhos variados; e 3) domínio de ortognaisses de composição granodiorítica (35c), localmente migmatizados, englobando principalmente xenólitos de extensões métricas de rochas calcissilicáticas, de anfibolitos e de biotita-gnaisses.

Os limites entre esses três conjuntos de rochas foram estabelecidos arbitrariamente por área de dominância, uma vez que em numerosos afloramentos as diversas fácies se superpõem, tornando impraticável estabelecer limites definidos entre elas.

Metagranitóides Porfiríticos (35a)

Este domínio é constituído por rochas (meta)graníticas de granulação grosseira, porfiríticas, cores cinza-claro, cinza-rosado a cinza-esverdeado, foliadas, sendo esta foliação marcada pelo alinhamento dos blastos de feldspatos e dos máficos da

matriz. Engloba xenólitos de rochas gnáissicas (35 w), com dimensões desde métricas até quilométricas, como se registra a nordeste da cidade de Piratini (leito do arroio Passo das Pedras), e na região do arroio dos Pires, na porção centro-sul da folha.

Esses metagranitóides ocupam uma faixa de direção nordeste que se estende desde o limite superior até o limite inferior da folha, estando balizada a oeste pela Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, e, a leste, pela zona de cisalhamento que passa pela cidade de Canguçu. Esta faixa apresenta-se profusamente injetada por corpos graníticos das fácies mozogranito e sienogranito da Suíte Granítica Dom Feliciano e, na região de Pinheiro Machado, por pequenas intrusões de composição gabróica. No extremo-sul da folha, esses metagranitóides estão recobertos por arenitos da Formação Botucatu e, por toda a sua área de ocorrência, são atravessados por enxames de diques ácidos (Riólito Asperezas).

As rochas desse domínio apresentam, ao microscópio, textura milonítica, com porfiroclastos de feldspatos (predominantemente plagioclásio e, em menor proporção, microclínios) arredondados, imersos em uma massa quartzo-feldspática microcristalina, em que predomina o quartzo fitado (*ribbon*). Nos planos de foliação desenvolve-se epidoto (pistacita), quartzo e opacos em abundância. Evidenciando a deformação, destacam-se ainda, *kinks* em planos de macla no plagioclásio, fraturas escalonadas em feldspatos e uma recristalização extensiva em todos os minerais, gerando uma textura granoblástica isogranular. Nos termos mais homogêneos, a rocha é eqüigranular, média a grossa, protoclástica, com cominuição parcial nos bordos dos grãos de quartzo, *kinks* segundo planos de maclas, margens albíticas no plagioclásio, franjas de muscovita secundária nos feldspatos alcalinos, crescimento de sericita em forma de rede sobre o plagioclásio, intercrescimentos entre os filossilicatos (muscovita, clorita, biotita) e microclinização do feldspato alcalino. Petrograficamente, as rochas que compõem este domínio são classificadas como (meta)monzogranitos, sienogranitos, raramente granodioritos.

Os xenólitos englobados por estes metagranitóides são, conforme Figueiredo *et al.* (1990), biotita (± hornblenda) ortognaisses derivados de dioritos, tonalitos e granodioritos. São gnaisses bandados, afetados por dobras apertadas e metamorfizados na fácies anfibolito. Os xenólitos de maiores dimensões, como aqueles aflorantes no leito do arroio Passo das Pedras, a nordeste da cidade de Piratini, correspondem ao que Fragoso Cesar *et al.* (1986) designou de Gnaisses Piratini.

Ortognaisses Granodioríticos a Monzograníticos (35b)

Esta fácies do Complexo Granito-Gnásissico Pinheiro Machado ocupa uma faixa de direção nor-deste, que se estende desde a porção meridional da folha até o seu limite oriental, correspondendo a uma superfície da ordem de 3.000 km^2 ; a oeste e leste limita-se, respectivamente, com os domínios, dos metagranitóides (35a) e dos gnaisses granodioríticos (35c) através de zonas de cisalhamento transcorrentes de formas sigmoidais que cortam a área na direção NE; zonas de cisalhamento similares são identificadas no interior desse domínio, afetando essas rochas gnáissicas. Ao contrário do domínio dos metagranitóides (35a), neste setor as intrusões graníticas e básicas mais jovens não são tão numerosas, e os xenólitos e enclaves são de menores dimensões. Por sua vez, são comuns os *stocks* de rochas sienograníticas (34) deformadas, similares àquelas que constituem veios e apófises dobrados juntos com a trama dos gnaisses encaixantes.

Estes ortognaisses são melhor observados nas regiões de Monte Bonito e do arroio Passo das Pedras, caracterizando-se, pelas cores cinza-claro a cinza-esverdeado, composição monzogranítica, granodiorítica e tonalítica, e bandamento irregular, marcado por níveis estreitos quartzo-feldspáticos que formam bandas na trama em que predominam minerais máficos. Este bandamento mostra–se dobrado e, muitas vezes, recortado por veios pegmatóides claros e veios de sienogranitos róseos a cinzas que cortam em ângulo a foliação da trama principal, mas que se mostram redobrados junto com esta trama. Por vezes há uma alternância de bandas milimétricas, descontínuas, onde concentra-se biotita, com níveis mais claros e espessos de composição quartzo-feldspática; nestes níveis claros são comuns porfiroclastos ovalados de feldspato alcalino rosado, com dimensões de 1 cm a 3 cm. A mineralogia dessas rochas inclui plagioclásio,

feldspato alcalino e quartzo, como minerais essenciais; biotita como subessencial e titanita, allanita, epidoto, zircão, apatita e opacos como acessórios. Clorita, sericita e carbonato são os minerais comuns de alteração.

O plagioclásio é An_{30-35}, está deformado com maclas curvas e *kinks*. A sericitização é moderada, e quando em contato com o feldspato alcalino desenvolve textura mirmequítica. Os grãos são arredondados devido à intensa recristalização e estão contornados por palhetas de biotita ou quartzo estirado.

O microclínio e o ortoclásio microclinizado são os feldpatos alcalinos presentes; ambos são pertíticos e mostram recristalização granoblástica nas bordas. Apresentam alguma sericitização e podem estar microfraturados, sendo as fraturas ocupadas por venulações de quartzo, carbonato e, mais raramente, epidoto.

O quartzo está totalmente recristalizado formando domínios de subgrãos. A biotita é verde, da variedade férrica, muitas vezes fusiforme e com crescimento epitaxial com a muscovita muito fina. Associa-se intimamente aos minerais acessórios, principalmente a titanita e o allanita: este último, mostra bordas de epidoto. A biotita e o quartzo estirado é que marcam a foliação da rocha.

Em muitos afloramentos, como ao norte de Alto Alegre, esses gnaisses apresentam-se migmatizados com diversas fases graníticas superpostas. Caracterizam-se por um paleosoma bandado e muito deformado, de granulação média, predominantemente máfico, que, localizadamente, contém porfiroclastos de feldspatos róseos. Este paleossoma, que engloba xenólitos angulosos de dioritos, é cortado por um leucossoma quartzo-feldspático róseo de granulação grosseira em bandas retilíneas centimétricas. Esses litótipos são, por sua vez, recortados por um granodiorito cinza que contém xenólitos de anfibolito. Todo o conjunto foi deformado e dobrado.

Nos termos mais homogêneos, a textura é granular média a grosseira, sendo a foliação marcada pela orientação dos minerais máficos. Phillip *et al.* (1990) descreveram esses termos ao longo da BR-392, destacando suas estruturas primárias marcadas pela foliação dos máficos (biotita) e, em menor grau, por bandamento dado pela orientação dos *schlierens*, que apresentam uma disposição concordante com o bandamento milonítico, direcionada para nordeste e com mergulho para noroeste. Essas rochas, segundo Phillip *et al.* (1991) têm, como mineralogia essencial, plagioclásio subidiomórfico, e microclínio e quartzo xenomórficos; a biotita é subessencial, enquanto hornblenda, apatita, zircão, esfênio, allanita e opacos ocorrem como acessórios. Petrograficamente correspondem a granodioritos, com monzogranitos subordinados e raros tonalitos.

Rochas porfiríticas também são registradas neste domínio; não foram cartografadas, porque constituem “manchas” de dimensões variadas espalhadas pela área. Seus contatos com os demais ortognaisses é gradativo, caracterizado, em geral, pelo aumento no número dos porfiroblastos. Apresentam uma foliação pronunciada N40°-60°E/60°-80°NW, marcada pela orientação dos blastos de feldpato alcalino e alinhamento dos máficos na matriz. Os blastos podem alcançar até 5cm de dimensão, e estão imersos numa massa de granulação grossa, constituída de máficos, quartzo e feldspatos; são arredondados, adquirindo muitas vezes o caráter de *augen.* Segundo Phillip *et al.* (1990), petrograficamente correspondem a monzogranitos e granodioritos. Sua mineralogia essencial é composta de microclínio, plagioclásio (An_{16-21}) e quartzo; biotita é o principal mineral máfico, em palhetas subédricas contendo inclusões de apatita, zircão, opacos e esfeno. O zircão, por metamictização gera na biotita o aparecimento de halos pleocróicos de cor escura. O anfibólio é do tipo horblenda comum e sempre em quantidades muito pequenas. Os xenólitos e enclaves encontrados neste domínio apresentam dimensões desde centimétrica até métrica. Predominam os de dioritos, anfibolitos e de gnaisses quartzo-feldspáticos com bandamento bastante regular (paragnaisses ?).

Os xenólitos de dioritos são subarredondados, muitas vezes estirados, marcando uma lineação de estiramento com orientação geral 30°/270°, como ocorre na região de Morro Redondo. Internamente mostram-se foliados e com dobras intrafoliais marcadas por níveis de quartzo e biotita. Esta foliação faz ângulo com a bandamento das rochas encaixantes.

Os termos anfibolíticos são mais angulosos e seus contatos são bastante nítidos, evidenciando o contraste de viscosidade com os gnaisses encaixantes. Exibem também uma foliação interna que

faz ângulo com o bandamento geral das rochas. Conforme Phillip *et al.* (1990), ao microscópio essas rochas mostram uma composição à base de plagioclásio e hornblenda, acompanhados algumas vezes por biotita e quartzo. Como acessórios predominam apatita, zircão e opacos. O plagioclásio é andesina (An_{41-48}), em cristais subédricos que, algumas vezes, mostram zonação normal e também oscilatória. Contêm inclusões de hornblenda, apatita e opacos. O anfibólio é uma hornblenda comum, em cristais prismáticos, contendo inclusões de biotita, esfeno, apatita, zircão e opacos. A transformação parcial desses minerais principais gera o aparecimento de uma mineralogia secundária constituída por epidoto, carbonato, mica branca, biotita fina e opacos.

Ortognaisses Granodioríticos (35c)

O domínio desses ortognaisses é o que apresenta menor distribuição em área na Folha Pedro Osório, ocupando uma superfície da ordem de 550 km^2 no seu limite meridional, e estendendo-se continuamente para sul, além desse limite. Está representado por rochas de composição granodiorítica a monzogranítica, com o desenvolvimento de um forte bandamento orientado E-W, e com mergulhos de 30°-50° S. Além do bandamento, essas rochas caracterizam-se por englobar abundantes xenólitos de dimensões decimétricas a métricas, dominantemente de rochas calcissilicáticas e anfibolíticas, constatando-se que ao sul da folha, uma exposição de dimensões quilométricas de rochas calcárias (mármores) ocorrem no interior desses granitóides, constituindo, ou um megaxenólito ou um *roof pendant* (?). Essas rochas calcárias têm sido lavradas e empregadas na indústria do cimento.

Esses ortognaisses são representados por rochas de cores amareladas, esverdeadas, acinzentadas, que afloram na forma de lajeiros, sendo bandamento irregular marcado ou pela variação na granulação, desde termos pegmatíticos, porfiríticos até granulares finos, em bandas de 30-50 cm de espessura ou pela presença de estreitos filonetes de quartzo com 2-4 cm de espessura, finamente espaçados. Por vezes, este bandamento é definido pela alternância de níveis descontínuos, irregulares, de espessura variável (centimétricos), claros (quartzo-feldspáticos) e escuros ricos em biotita.

Nas rochas granodioríticas predomina uma textura granolepidoblástica irregular fina, onde ocorrem cristais isogranulares de plagioclásio, quartzo e palhetas de biotita e hornblenda orientadas. Os félsicos são alotriomórficos com raros cristais alongados de plagioclásios tabulares que desenvolvem freqüentes intercrescimentos mirmequíticos. A hornblenda, biotita e epidoto estão intimamente associados. Normalmente a biotita ocorre nos bordos da hornblenda em uma reação de hidratação comum. Já o epidoto ocorre associado a biotita, mais raramente a hornblenda, ocupando a porção central dos cristais como grãos freqüentemente euédricos e poiquilíticos. A titanita está associada a esses máficos.

Os termos monzograníticos subordinados são de granulação média, com uma foliação marcada pelo alinhamento dos filossilicatos e estiramentos do quartzo. Ao microscópio mostram textura protomilonítica, com clastos de feldspato de grão médio (2 mm a 3 mm) imersos em matriz fina (grãos menores que 0,8mm), constituída essencialmente de quartzo granoblástico, biotita e alguns feldspatos. O feldspato alcalino presente é o microclínio micropertítico e o plagioclásio é andesina e está parcialmente substituída por finas palhetas de sericita. Ambos feldspatos têm formas arredondadas, com recristalização nos bordos e freqüentes microfraturas preenchidas por quartzo ou material recristalizado dos próprios grãos. Na máteriz, além do quartzo em mosaico, destacam-se as palhetas de biotita, que contornam e envelopam alguns porfiroclastos, sendo comum um crescimento epitaxial com a muscovita. Junto aos domínios da bioitita agrupam-se os minerais acessórios, destacando-se a allanita que apresenta largas coroas de epidoto (pistacita). Este mineral também ocorre segundo os bordos, planos de clivagens e nas dilatações da biotita, indicando abundância de cálcio. Como inclusões na biotita ocorrem zircão e apatita.

Os xenólitos, dominantemente de rochas calcissilicáticas, têm dimensões decimétricas a métricas, e formas fusiformes a sigmoidais. Em geral, acompanham o bandamento segundo sua maior extensão e, por vezes, mostram-se intensamente dobrados, junto com as encaixantes.

As rochas calcissilicáticas mostram, ao microscópio, textura granoblástica isogranular e, secundariamente, poligonal, de grão fino, sendo constitu-

ídas por quartzo, plagioclásio e epidoto, ocorrendo piroxênio e titanita em menor proporção. O epidoto é clinozoisita com birrefringência azul anômala e que desenvolve, freqüentemente, intercrescimento simplectítico com o quartzo. O piroxênio, com pleocroísmo verde muito pálido a incolor, provavelmente é diopsídio. A granada é incolor e tem formas poiquiloblásticas ("em atol"), englobando grãos de quartzo, epidoto e titanita.

Geocronologia

Os dados radiométricos Rb/Sr disponíveis sobre o Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado, constam do quadro da figura 2.7.

Silva *et al.* (1997), com base em datações U/Pb em zircão (SHRIMP), estabeleceram as seguintes subdivisões cronológicas para a chamada "Província Granítica Brasiliana" do Sul: Brasiliano Inferior (650Ma); Brasiliano Médio (650-600Ma); e Brasiliano Superior (600Ma). Esses autores determinaram uma idade de 781 ± 5Ma em xenólito de composição granodiorítica a tonalítica associado aos granitóides do complexo; e uma idade de 609 ± 15Ma em gnaisse migmatítico de composição granítica relacionado, segundo eles, à fase principal de magmatismo sintranscorrente.

Babinski *et al.* (em prep.) determinaram idades U/Pb de 623 ± 2Ma em gnaisse migmatizado e de 610 ± 5 Ma e 616 ± 2Ma em gnaisses com estruturas de baixo ângulo, sendo estas duas últimas interpretadas como representativas da idade da deformação tangencial. A fase principal da transcorrência foi definida pela idade de 595 ± 1Ma, obtida em amostra do Granito Arroio do Moinho.Esses resultados, segundo os autores, apontam para uma rápida evolução, de 623Ma (gnaisse migmatizado) para 594Ma (granito sintranscorrente), para as fases tectônicas principais no Cinturão Dom Feliciano. Por outro lado, a comparação desses dados com aqueles obtidos no Cinturão Vila Nova (porção oeste do escudo; parte do Domínio Ocidental), cuja principal fase orogênica foi estabelecida de 753Ma a 704Ma (Chemale *et al.,* 1994), permite concluir que o Cinturão Vila Nova foi estável por cerca de 100Ma, antes do Cinturão Dom Feliciano alcançar seu pico máximo de evolução.

2.3.3.2 Sienogranitos (Unidade 34)

Estreitamente associados aos gnaisses e metagranitóides do Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado, ocorrem massas de sienogranitos de granulação fina, foliados, similares aos que constituem veios que fazem parte da estrutura dos litótipos do complexo. Na área em que essas rochas apresentam extensões mapeáveis, elas foram mapeadas sob a designação genérica de sienogranitos.

Constituem corpos com dimensões de *stock,* de formas irregulares ou alongadas, quando limitados pelas zonas de cisalhamento. Apresentam uma fábrica L-P pronunciada, marcada pelas lamelas de biotita e, em parte, pela orientação dos "fenos" nos termos porfiríticos, a qual coincide com a estrutura geral das encaixantes. São rochas de coloração cinza a cinza-rosada, amareladas quando intemperizadas, granulação fina a média, por vezes porfiríticas.

2.3.3.3 Granitos Sin-Transcorrência (Unidades 32 e 33)

Ao longo da Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, que na área da folha, coincide com o limite entre os domínios Central e Oriental, ocorrem rochas graníticas de posicionamento sintectônico que formam uma associação bastante característica. Ao norte da folha esta associação está representada por rochas cálcico-alcalinas (Metagranito Quitéria) e por um maior volume de rochas peraluminosas da Suíte Granítica Cordilheira (Metagranito Arroio Francisquinho e Metagranito Cordilheira) (*cf.* Koester *et al*., 1994a). Na área da folha, ao contrário, predomina um termo porfirítico (Granito Porfiróide tipo Chácara São Jerônimo, de Orlandi Fº *et al.,* 1990) que é cortado por pequenos corpos estratóides de granitos a duas micas, estes também reunidos na Suíte Granítica Cordilheira (Fragoso Cesar *et al.,* 1986). O Granito Porfiróide tipo Chácara São Jerônimo, que será aqui referido como Granito Chácara São Jerônimo, apresenta semelhanças, de acordo com as descrições disponíveis, com o Metagranito Quitéria, mas, em face da impossibilidade de correlação direta entre as duas unidades, preferiu-se manter as designações originais. Tommasi *et al.* (1994) descrevem freqüentes xenólitos de rochas gnáissicas imersos nessa unidade; na área em foco também são co-

muns esses xenólitos, alguns com dimensões mapeáveis, e que foram representados na carta geológica pela sigla 33 w.

Fora das zonas principais de transcorrência ocorrem corpos graníticos de formas elípticas, constituídos especialmente por termos monzograníticos de textura porfirítica com grandes fenocristais de feldspato alcalino, afetados também por faixas de millonitos e considerados sin- a tardi-transcorrentes. A principal exposição desses granitos está representada pelo Granito Arroio Moinho, descrito em detalhe por Gomes (1990).

Granito Porfiróide Chácara São Jerônimo (Unidade 33)

É a unidade sin-transcorrente de maior expressão dentro da ZCTDC, distribuindo-se desde a região de Curral das Pedras a sudeste, até a localidade de Rochoso a nordeste, sendo cortada pelos granitos peraluminosos, sienogranitos tardios e enxames de diques ácidos.

Essa unidade está representada por uma rocha de coloração branco-acinzentada, granulação muito grossa, porfiróide, constituída à base de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e biotita. Os fenocristais são de feldspato alcalino de coloração branca, e podem alcançar até 8cm. A fábrica (magmática e deformacional no estado semi-sólido) presente nessa unidade é marcada pelo forte alinhamento dos fenoclastos na forma de megacristais de feldspato potássico, evidenciando o forte controle de alojamento da intrusão pela transcorrência. Estruturas lineares associadas a essa deformação incluem xenólitos e autólitos estirados, *ribbons* e *rods* de quartzo, cristais de turmalina segmentados, estruturas essas apresentando invariavelmente um *trend* NE e pequenos caimentos.

Enclaves de gnaisses (33 w) são comuns dentro da unidade, por vezes constituindo corpos mapeáveis na escala de trabalho, como os da serra dos Pereiras e das cabeceiras do arroio Banhado Grande, os quais materializam os "restitos" do material-fonte gerador do magma peraluminoso, como sugerido por Nardi & Frantz (1995) e caracterizado por White & Chappell (1977).

A composição mineralógica do Granito Chácara São Jerônimo compreende feldspato alcalino (40%-70%), quartzo (20%-30%), plagioclásio (20%-50%), biotita (0-5%), hornblenda (tr), minerais opacos (até 2%), apatita (tr), allanita (tr) e zircão (tr). A mineralogia secundária inclui clorita, carbonato e epidoto. Essa composição permite classificar a unidade como granito (sieno e monzogranito), com raros termos granodioríticos.

Estruturalmente , há um bandamento anastomosado definido pela alternância de níveis claros quartzo-feldspáticos e níveis escuros micáceos, onde as sombras de pressão assimétricas de quartzo ao longo da continuidade dos cristaloclastos são comuns, sugerindo uma movimentação levógira.

A origem do protólito é evidenciada pelas texturas ígneas reliquiares, como pertita no feldspato alcalino e mirmequíta no plagioclásio, quando esse está incluso no feldspato. A recristalização dos grãos, devida ao metamorfismo dinâmico é variável, restando cerca de 20% a 60% de porfiroclastos de grão médio a grosso, rodeados por uma matriz de grão fino a médio, onde são comuns o quartzo fitado e os filossilicatos orientados. Essas feições permitem classificar a rocha como protomilonito e milonito, com a predominância desse último termo.

Suíte Granítica Cordilheira (Unidade 32)

Esta unidade compreende corpos de rochas graníticas, sin a tardi-transcorrentes, caracterizadas por serem termos peraluminosos com duas micas. Coube a Picada (1963) (*in* Tessari & Picada, 1966) descrever pela primeira vez essas rochas graníticas na região da Fazenda Cordilheira, designando-as de Granito Cordilheira e Migmatitos Associados. Fragoso Cesar *et al.* (1986) redefiniram essa unidade relacionada à Dorsal de Canguçu, posicionando-a como suíte, dada as significativas variações texturais e composicionais encontradas entre os granitos que a compõe. Nardi & Frantz (1995) apresentam um estudo petrográfico e litoquímico desses granitos, que foram reunidos pelos autores como Suíte Intrusiva Cordilheira. Orlandi Fº *et al.* (1990) descreveram esses granitos no âmbito da Folha Piratini, e as descrições aqui apresentadas são baseadas nesses autores.

As principais áreas de ocorrência dos granitos dessa unidade na folha em pauta, situam-se nas regiões de cerro Agudo, cerro Alegre e Curral das Pedras, onde se dispõem como pequenos corpos estratóides, alongados segundo a direção NE-SW, encaixados no

Granito Chácara São Jerônimo ou em metamorfitos do Complexo Metamórfico Porongos.

Petrograficamente a unidade varia de sienogranito a granodiorito, com dominância de termos monzograníticos; é uma rocha de granulação fina a média, raramente porfirítica, de coloração rósea a amarelada. A composição mineralógica da Suíte Granítica Cordilheira é representada por feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo como minerais essenciais; muscovita e biotita como varietais; e granada, turmalina, apatita, zircão, esfênio e fluorita como acessórios. A granada e a turmalina, em alguns casos, podem constituir-se em varietais . O total de minerais varietais e acessórios representa entre 1% e 7% do total da rocha. Clorita, epidoto, óxidos, muscovita e raro carbonato representam uma fase mineralógica formada por processos posteriores à cristalização, possivelmente tendo o hidrotermalismo como agente principal, seguido de efeitos da deformação.

Efeitos da deformação dinâmica que podem ser observados geraram uma orientação variável, desde uma sutil foliação, marcada por muscovita e/ou biotita + turmalina, até uma recristalização com redução do tamanho do grão ao longo das bordas dos cristais de feldspato; encurvamento de maclas de plagioclásio; desenvolvimento de texturas do tipo *ribbon* ; desenvolvimento de sombras de pressão localizadas associadas a feldspatos e, mais raro, a plagioclásios; e, eventualmente, arranjos do tipo *mortar*. Esses arranjos texturais marcam uma correlação entre efeitos de recristalização e a presença dos corpos do granito tipo Cordilheira ao longo de zonas de mais alto *strain*, assumindo dessa forma, uma textura geral protomilonítica.

De acordo com Nardi & Frantz (1995), os dados petrográficos e litoquímicos disponíveis sobre os granitos da Suíte Granítica Cordilheira sugerem a geração dos magmas graníticos a partir da fusão crustal ao longo das zonas de cisalhamento transcorrente desenvolvidas ao final do Brasiliano.

2.3.3.4 Granitos Sin- a Tardi-Transcorrentes (Unidade 31)

Granito Arroio Moinho (Unidade 31)

O Granito Arroio Moinho foi descrito originalmente pela UNISINOS (1984), e estudado em detalhe por Gomes (1990). A denominação foi utilizada para referir a um granito porfirítico, com foliação pronunciada, e interpretado também como de caráter sincinemático à deformação transcorrente.

O Granito Arroio Moinho constitui um corpo de forma elíptica, alongado segundo a direção NE, com uma superfície da ordem de 250km^2 no âmbito da Folha Pedro Osório, mas que se estende para além dos seus limites. No limite norte da área foi mepeado outro granito com características semelhantes, razão pela qual recebeu a mesma denominação.

Essa unidade está representada por uma rocha de coloração cinza-róseo, granulação grossa, textura porfirítica, constituída por fenocristais de feldspato alcalino com tamanho médio de 3,0cm, mas que podem alcançar até 8,0cm, imersos em matriz de granulação grossa. Apresenta um foliação pronunciada, marcada pelos minerais máficos (anfibólio e biotita) e pela orientação dos feldspatos, e que se torna mais acentuada junto as zonas de cisalhamento que balizam o corpo. Sua orientação NE-SW é concordante com a foliação dos metagranitóides regionais; apresenta uma lineação de estiramento com caimento suborizontal, ora para NE, ora para SW.

Segundo Gomes (*op. cit.*), o Granito Arroio Moinho corresponde a um monzogranito, por vezes, sienogranito, com textura porfirítica de granulação grossa e fenocristais de feldspato alcalino; a matriz é composta por plagioclásio (An_{20-30}), anfibólio (hornblenda ferro-edenítica), biotita e quartzo. Esfênio, epidoto, allanita e apatita são os minerais acessórios mais comuns.

Babinski *et al.* (em prep.) obtiveram, através de análises U/Pb em zircão, idade de 595 ± 1 Ma para o Granito Arroio Moinho que, segundo os autores, marcam a idade de cristalização da rocha. As idades-modelo Sm/Nd (T_{DM}) para os granitóides brasilianos deste domínio, situam-se entre 1,3 e 1,7 Ga, com valores de ε_{Nd} (t) negativos (para t = 600 Ma), sugerindo que essas rochas foram derivadas a partir do retrabalhamento de uma crosta mais antiga.

2.3.3.5 Intrusivas Básicas (δ)

Foram registrados diversos corpos básicos, inicialmente evidenciados pelo exame dos mapas

aeromagnetométricos e aerorradiométricos, com a caracterização de anomalias positivas nos primeiros e negativas nos últimos (figura 2.8).

Constituem, em geral, corpos alongados e/ou arredondados, com áreas de exposição desde 0,5km^2 até 30km^2 , que encaixam-se nos monzogranitos da Suíte Intrusiva Dom Feliciano e nos metagranitóides do Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado. Do ponto de vista petrográfico constituem duas associações distintas: a primeira representada por termos gabróico-anortosíticos e a segunda envolvendo termos desde quartzo-dioríticos e dioríticos até granodioritos e monzogranitos.

Os corpos que ocorrem nas proximidades de Pinheiro Machado foram originalmente descritos por Monteiro *et al.* (1989). Fragoso Cesar (1991), com base nessa descrição, designou-os Gabros Passo da Fabiana. Correspondem a rochas básicas com estruturação estratiforme, predominando gabros, a que se associam, subordinadamente, olivina gabros, anortositos e troctolitos. Além da ocorrência-tipo no Passo da Fabiana, corpos menores dessa associação foram mapeados nas localidades de Passo da Olaria, Campo Bonito, Santa Fé e Desvio Herval. Afloram como megaenclaves no meio das rochas graníticas, em geral associados aos monzogranitos da Suíte Granítica Dom Feliciano, sendo localmente injetados por apófises desses.

São rochas com cores de verde-escuro a branco-esverdeado, isótropos ou com bandamento ígneo, delineado pela alternância de níveis milimétricos a centimétricos (até 10cm), contínuos e planoparalelos, claros nas porções anortosíticas e escuros nas porções gabróicas. Petrograficamente correspondem a hornblenda gabros, troctolitos e, subordinadamente, anortositos. A constituição mineralógica mantém-se constante em todos os litótipos, onde predomina o plagioclásio (An_{50-75}): hornblenda e diopsídio nos gabros e anortositos e olivina nos troctolitos. Como acessórios estão presentes a flogopita, opacos (preferencialmente magnetita) e titanita. Os minerais secundários, resultantes de um metamorfismo incipiente, compreendem actinolita, epidoto (pistacita e zoisita), sericita, carbonatos, clorita e serpentina, essa restrita aos troctolitos.

A textura dominante é cumulática reliquiar, com grãos hipidiomórficos de plagioclásio, e os espaços *intercumulus* preenchidos por diopsídio e hornblenda alotriomórficos. Nos troctolitos, além da textura ortocumulática, as olivinas desenvolvem bordas coroníticas concêntricas, contínuas ou não, de piroxênio (diopsídio), hornblenda e, menos freqüentemente, flogopita.

A associação com dioritos e quartzo-dioritos foram registradas nas localidades de Alto Alegre, Campo Bonito, Passo dos Machados e Fazenda Cambará. Esses corpos assemelham-se ao Diorito Capim Branco, descrito por Wildner & Ramgrab (1994) no âmbito da Folha Porto Alegre. Desses, o de maior área de exposição corresponde ao da localidade de Alto Alegre, e que foi originalmente caracterizado por Horbach *et al.* (1986) e Moreira & Marimon (1984), como remanescente de um terreno granulítico, compreendendo metanoritos e enderbitos. Entretanto, não obstante a deformação e o grau metamórfico impressos nessas rochas, elas preservam ainda suas texturas ígneas, e o exame de cerca de duas dezenas de lâminas delgadas, dessa e das demais ocorrências, não revelaram a presença de ortopiroxênio.

Petrograficamente correspondem a dioritos, quartzo-dioritos, granodioritos e monzogranitos, com um evento metamórfico superimposto, que por vezes oblitera as texturas ígneas reliquiares. Apresentam textura eqüigranular média a grossa, raramente porfirítica, sendo comum uma incipiente foliação. Nos dioritos, a mineralogia essencial consta de plagioclásio (An_{36-48}), hornblenda, biotita e opacos. Nos quartzo monzodioritos e granodiritos somam-se quartzo e microclínio. Como acessórios aparecem titanita, apatita e zircão. Dos produtos de metamorfismo destacam-se anfibólios (actinolita-hornblenda), epidoto, carbonato, sericita e clorita. A textura ígnea preservada nos termos menos diferenciados, os dioritos, é intergranular, onde os espaços intersticiais entre grãos de plagioclásio estão ocupados por anfibólio.

Os efeitos do metamorfismo sobre essas rochas são evidenciados pela recristalização da mineralogia de baixa temperatura: epidotização e carbonatização intensa do plagioclásio, substituição em grau variável do anfibólio original (hornblenda marrom) por um anfibólio verde-claro a incolor (hornblenda-actinolita); e a substituição parcial a total da biotita por clorita.

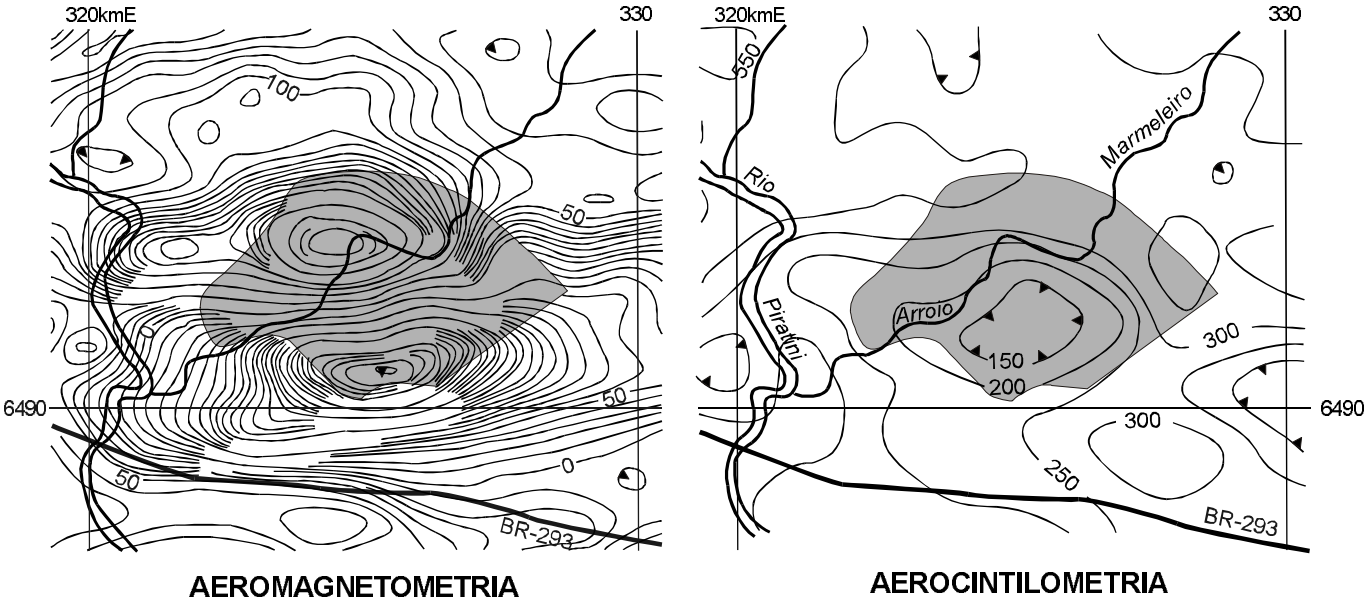


Figura 2.8 – Anomalias aeromagnetométrica e aerorradiométrica que caracterizam a Intrusão Bássica do Alto Alegre.

2.3.3.6 Suíte Granítica Dom Feliciano (Unidades 28, 29, 30 e α)

Os corpos graníticos não deformados que afloram no Domínio Oriental, e cuja estruturação tectônica está limitada a foliações localizadas e brechações relacionadas à colocação pós-tectônica desses corpos, foram agrupados na Suíte Granítica Dom Feliciano. Essa designação foi primeiramente empregada por Tessari & Picada (1966) como Complexo Granítico Dom Feliciano. Fragoso Cesar *et al.* (1986), considerando a homogeneidade petrográfica, litoquímica e isotópica existente entre os múltiplos plútons graníticos, o que caracterizaria a sua consangüinidade, redefiniram o complexo como Suíte Granítica Dom Feliciano.

Essa suíte é constituída por uma série de plútons, faciologicamente distintos entre si, mostrando evidências intrusivas entre as fácies, predominando, composicionalmente, termos entre monzo e sienogranitos e, subordinamente, alcalifeldspato-granitos, quartzo-sienitos e granodioritos. Segundo Frantz & Fernandes (1994), esses corpos graníticos "... foram posicionados durante a reativação extensional (ou transtensional ?) das falhas NE, originando corpos alongados segundo essa direção."

As características dessas rochas graníticas, como composição petrográfica, fácies texturais, presença e natureza dos xenólitos e relações de intrusão, permitiram estabelecer uma cronologia relativa entre os corpos, posicionando-os desde os termos emplaçados em condições de mesozona, e que foram relacionados à Fácies Monzogranito, até os termos mais diferenciados, epizonais, formando principalmente *stocks,* correspondentes aos termos finais da magmatogênese, e que são aqui referidos à Fácies Sienogranito. Associado a essa fácies, foi incluído o Granito Capão do Leão, que se destaca pela presença de granada como acessório.

Fácies Monzogranito (29m)

ssa fácies granítica é a de maior distribuição na Folha Pedro Osório, aflorando como uma massa contínua, com 25 a 35km de largura, que bordeja a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC). Constitui a maior expressão do magmatismo tardio do Ciclo Brasiliano que, como intrusões múltiplas e sucessivas estende-se desde a região de São José, ao sul, passando por Pedras Altas, Piratini e Coxilha do Fogo, em direção ao norte. A extensão dessa fácies extrapola os limites da folha tanto ao norte, como ao sul, constituindo um

maciço granítico com cerca de 350km de extensão, praticamente contínuo. Corpos menores e isolados de rochas monzograníticas ocorrem ainda na área, intrusivos nos metagranitóides do Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado.

A Fácies Monzogranito é cortada por numerosas intrusões graníticas mais jovens, que serão descritas na Fácies Sienogranito, e pelos sistemas de diques riolíticos relacionados à unidade Riolito Asperezas.

Na literatura geológica as rochas graníticas da Fácies Monzogranito foram referidas ao Complexo Dom Feliciano (Tessari & Picada, 1966), aos Granitóides da fase 3 (Frantz & Remus, 1986), pró-parte à Suíte Granítica Pinheiro Machado (Fragoso Cesar *et al.* 1986) e à Suíte Intrusiva Arroio dos Ladrões (Horbach *et al.,* 1986). Adicionalmente foram englobadas por Tessari & Giffoni (1970) na Formação Cambaí.

Essa unidade está representada por rochas graníticas de coloração cinza a cinza-avermelhado, texturalmente heterogêneas, de granulação média a grosseira, normalmente porfiríticas, exibindo a biotita como máfico dominante. Em geral apresentam estruturas de fluxo magmático, materializadas principalmente pelo ordenamento dos fenocristais de feldspato alcalino. Sua mineralogia essencial compreende quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, tendo biotita como varietal. Apatita, allanita, zircão, esfênio e fluorita ocorrem como acessórios, enquanto epidoto, muscovita, óxidos, clorita e raros carbonatos constituem as fases minerais vinculadas aos processos de alteração.

A textura geral da rocha é hipidiomórfica, com o arranjo dos minerais da matriz mostrando uma tendência à isotropia, podendo ocorrer tipos anisótropos por efeito de cisalhamento. Nesses casos, o arranjo cristalino revela desde uma sutil orientação preferencial dos fenocristais e estiramento dos grãos de quartzo, até uma foliação bem marcada pela orientação das lamelas de biotita e o alongamento dos grãos de quartzo e feldspato. As texturas desenvolvidas são, principalmente, protomiloníticas e raramente miloníticas, com recristalização, desenvolvimento de extinção ondulante e contatos serrilhados; formação de subgrãos a grãos em quartzo; encurvamento de maclas de plagioclásio e de lamelas de biotita; extinção ondulante e recristalização com redução de grão em margens de cristais nas fases de feldspato; e, sob condições de deformação mais intensa, *kinks* em plagioclásio e em biotita.

Texturas de exsolução são freqüentes ao longo dos contatos entre o plagioclásio e o feldspato pertítico, mais raro com o feldspato maclado, com formação de mirmequitos e evidência da reatividade entre os minerais. Essas texturas podem ser ainda observadas em contatos entre o feldspato pertítico e o maclado (mais tardio), com exsolução de quartzo com formas globulares a amebóides.

Conforme Orlandi Fº *et al.* (1990), as análises modais classificam essa unidade como constituída dominantemente por monzogranitos, com cerca de 80% das amostras situadas nesse campo do diagrama QAP de Streckeisen (1973), distribuindo-se as demais amostras pelos campos do sienogranito e quartzo-monzonito.

Fácies Sienogranito (29s)

A Fácies Sienogranito está representada por corpos graníticos, em geral alongados para NE, com dimensões de *stocks,* que distribuem-se amplamente na área do Domínio Oriental, intrusivos tanto nos gnaisses e metagranítóides, como nos monzogranitos anteriormente descritos. A forma alongada e orientada desses corpos é uma clara evidência do controle tectônico dessas intrusões, os quais, por vezes, são afetados nos bordos pela zonas de cisalhamento, como ocorre na região de Canguçu.

Essas rochas graníticas foram anteriormente descritas como parte do Complexo Cambaí (Tessari & Giffoni, 1970), da Suíte Intrusiva Arroio dos Ladrões (Horbach *et al.,* 1986), dos granitóides da Fase 3 (Frantz & Remus, 1986). Além disso, numerosos corpos graníticos dessa fácies, que ocorrem na folha, receberam designações individuais, *e.g.* Granito Prestes (Tessari & Giffoni, 1970), Granito Canguçu (Kuck & Vivian, 1971), Granito Cerro Frio (Picada, 1971), Granito Fortaleza, Sad *et al.*, 1972; *in* Horbach *et al.*, (1986), Granito Pedras Altas (Lima & Zanini, 1965), Granito tipo Cerro Sandi (Orlandi Fº *et al.*,1990).

Essa fácies está representada por uma rocha de coloração vermelha a rosada, granulação desde grossa a fina, identificando-se, mesoscopicamente, apenas feldspato potássico e quartzo como constituintes principais; a quantidade de minerais máficos (biotita) é muito reduzida, não ultrapassando 5%. A rocha mostra uma tendência geral eqüigranular entre seus constituintes, com algumas

amostras indicando uma tendência porfirítica através de feldspatos alcalinos mais desenvolvidos, que situam-se 1 a 2mm, em média, acima das dimensões dos demais minerais.

As rochas da Fácies Sienogranito mostram comomineralogia essencial quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio; biotita como varietal; e esfênio, zircão, apatita, allanita e hornblenda ocorrem como minerais acessórios. Minerais resultantes da instabilização de fases magmáticas estão presentes na forma de cloritas e óxidos, provenientes da transformação de biotita, às vezes acompanhados por epidoto; muscovita em finas lamelas, juntamente com epidoto e raro carbonato, frutos da transformação de plagioclásio; alguns óxidos, acompanhando esfênio e epidoto, formados a partir da allanita, e rara muscovita formada sobre os feldspatos alcalinos; constituindo uma assembléia de alteração tardi a pós-magmática.

A textura geral da rocha é hipidiomórfica, determinada pelas dimensões e grau de euedria dos minerais constituintes. Localmente podem ser observados termos porfiríticos, caracterizados por fenocristais de feldspato e, raramente de plagioclásio, que se dessacam na massa granular. A rocha mostra, ainda, uma dominância de tipos isotrópicos que podem variar para rochas anisótropas através da identificação de uma leve orientação marcada pela biotita e, principalmente, pelo estiramento do quartzo. Esse mineral pode mostrar graus variáveis de deformação, indicados por leve extinção ondulante até formação de subgrãos a grãos recristalizados. Nesse caso, os cristais assumem um aspecto fitado com contatos irregulares a serrilhados, constituindo uma textura protomilonítica. Em poucas amostras, com uma deformação mais intensa, há indicação de recristalização mais efetiva em outras fases minerais, como no feldspato, plagioclásio e biotita, com o primeiro apresentando extinção ondulante, aumento no número e dimensões das pertitas e redução de grãos nas zonas de borda dos cristais. O plagioclásio, em geral mostra fraca extinção ondulante, associada a encurvamento de maclas e raros *kinks*. A biotita comumente indica os efeitos deformacionais através da orientação de suas lamelas e encurvamento local, bem como pelo desenvolvimento de *kinks.*

Texturas de exsolução são comuns, envolvendo a formação de quartzo venular em contatos fortemente reativos entre plagioclásio e feldspato pertítico, com o desenvolvimento de uma franja mirmequítica ao longo desses contatos. De forma localizada, a exsolução de quartzo pode ser também observada na forma de grãos globulares a amebóides no interior dos feldspatos, assumindo um aspecto semelhante ao de intercrescimentos granofíricos, embora esses também estejam presentes. Tais texturas de exsolução são indicadoras de um forte desequilíbrio entre as fases de feldspatos, marcadamente entre plagioclásio e feldspato pertítico.

Os dados petrográficos permitem caracterizar essa unidade como sendo constituída por sienogranitos, com termos muito subordinados nos campos do quartzo-sienito, monzogranito e quartzo-monzonito.

Granito Capão do Leão (Unidade 30)

O Granito Capão do Leão constitui uma grande massa de forma elíptica, com cerca de 200km^2 de área, que ocorre na porção oriental da folha, estendendo-se para além de seus limites. Corpo granítico similar foi mapeado com a mesma designação, ao sul da cidade de Pedro Osório.

O Granito Capão do Leão foi destacado da Suíte Granítica Dom Feliciano, por apresentar características petrográficas peculiares, como a presença de granada entre os minerais acessórios. Sua designação foi introduzida por Barbosa *et al.* (1972)(*cf*. Horbach *et al.*, 1986) para referir a uma rocha de coloração rósea e granulação média, constituída por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, biotita e hornblenda. Como acessórios, além de granada, ocorrem apatita, esfênio e epidoto.

Estudos geocronológicos envolvendo diferentes métodos têm sido desenvolvidos sobre as rochas da Suíte Granítica Dom Feliciano, *e.g.* Cordani *et al.*; 1974; Soliani Jr. *et al.*, 1984; Horbach *et al.*, 1986; Fragoso Cesar *et al.*, 1986; Soliani Jr., 1986 e Mantovani *et al.*, 1987. Os dados Rb/Sr apresentados por Soliani Jr. *(op.cit.*) e Fragoso Cesar *et al.*, (*op.cit.*) forneceram respectivamente idades de 500 Ma e 544± 5 Ma para os monzo e sienogranitos.

Riólito Asperezas (α)

Na Folha Pedro Osório as rochas vulcânicas e subvulcânicas que ocorrem sob a forma de siste-

mas de diques ou pequenos platôs, apresentam ampla distribuição, ocorrendo desde o limite sul da folha, na região de Cerro Chato, até ao norte junto ao arroio Boici.

A designação Riólito Asperezas (ou Riólitos Asperezas) foi utilizada informalmente por Figueiredo Filho & Salgado, 1964 (*cf*. Figueiredo Filho & Bortoluzzi, 1975), tendo como referência a serra homônima, onde os diques riolíticos têm ampla distribuição. Tessari & Giffoni (1970) mantiveram essa denominação, correlacionando esses corpos hipoabissais à Formação Acampamento Velho. Orlandi Fº *et al.* (1990) descreveram esses riólitos sob a denominação informal de Diques Ácidos e Intermediários.

Na área em foco, os diques riolíticos distribuem-se preferentemente no bloco compreendido entre a ZCTDC e a zona de cisalhamento que passa pela cidade de Canguçu. Afloram na forma de cristas alinhadas, discerníveis em fotos aéreas e imagens, geralmente constituindo sistemas paralelos, segundo as direções N-S e NW-SE. Apresentam extensões variáveis entre 4km e 14km, com possança média da ordem de uma dezena de metros. Ao longo das zonas de transcorrência os diques apresentam-se flexurados, possivelmente devido à movimentação tardia desses falhamentos.

Conforme Orlandi Fº *et al.* (1990) são rochas compactas, de cores vermelha, rosa a marrom-avermelhada, isótropas, afaníticas a microfaneríticas, predominantemente pórfiras. Mineralogicamente compreendem quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio e, secundariamente, biotita, muscovita e clorita. Petrograficamente correspondem a riólitos, riodacitos, dacitos, microgranitos e, mais raramente, aplitos.

Na calha tectônica de Cerro Chato (Caldasso & Lopes, 1994), no limite sul da área, os riolitos ocorrem bordejando uma estrutura braquissinclinal, principalmente seu flanco norte. São rochas de granulação média a grossa, lembrando granitos subvulcânicos. Embora não tenha sido visualizado o contato entre os riólitos e as rochas sedimentares que ocupam o centro da estrutura, a posição de borda sugere que esses riólitos façam parte do seu preenchimento, ocupando uma posição basal na seqüência.

Além de Tessari & Giffoni (1970) e Horbach *et al.* (1986), também Ribeiro & Fantinel (1978) consideraram esses riólitos equivalentes à Formação Acampamento Velho (543Ma, segundo Soliani Jr., 1986). Entretanto, embora essas duas manifestações magmáticas tenham posicionamento cronológico similar, Lima *et al.* (1996) reconheceram diferenças químicas, sugerindo fontes distintas para a sua geração.

Soliani Jr. (*op.cit*.) e Fragoso Cesar *et al.* (1986) registraram idade de 560 ± 12Ma para a unidade, relacionando-a às manifestações finais do magmatismo granítico da Suíte Granítica Dom Feliciano. Da mesma forma, Bossi *et al.* (1993) obtiveram uma idade Rb/Sr semelhante (575 ± 14Ma) para os riolitos da Formação Sierra de Rios (Uruguai), os quais têm continuidade física com as rochas que afloram em Cerro Chato.

Arfvedsonita Granito (Unidade 28)

A ocorrência de rochas peralcalinas na área da folha restringe-se a dois pequenos corpos de arfvedsonita granitos que ocorrem associados a zonas de falha, na região do Cerro dos Madrugas. Associa-se a essas ocorrências um pequeno *stock* de rocha sienítica (Sienito Pedregal), ocorrente na região de Vista Alegre, a noroeste da cidade de Piratini. Em parte, esses granitos foram descritos por Philipp *et al.* (1991) com a denominação de Granito Boa Vista.

Essa unidade é representada por uma rocha de coloração rósea com pontuações escuras, granulação média a grossa, isótropa, normalmente fraturada, constituída essencialmente por quartzo, feldspato alcalino e anfibólio.

Ao microscópio, mostra-se como uma rocha holocristalina, hipidiomórfica média, formada por feldspato alcalino, quartzo e anfibólio sódico tipo arfvedsonita, tendo como acessórios zircão e esfênio. A textura preponderante é pertítica, permitindo classificar a rocha como pertita granito. A natureza do anfibólio presente é suficiente para definir a afinidade peralcalina dessa unidade.

Esses granitos, embora representem uma unidade de pequena expressão, revestem-se de particular interesse geológico, por significarem registros inéditos de rochas peralcalinas na porção leste do Escudo Sul-Rio-Grandense. Granitos semelhantes foram reconhecidos e descritos por Hartmann & Nardi (1982), na porção sudoeste do escudo e, posteriormente incluídos na Suíte Intrusiva Saibro, de Nardi & Bonin (1991).

2.3.4 Coberturas Sedimentares e Vulcano-Sedimentares

2.3.4.1 Introdução

As rochas sedimentares e vulcano-sedimentares (molassas), distribuem-se fundamentalmente pelos terrenos dos domínios Ocidental e Central, e pertencem às bacias Camaquã e Arroio Boici (Sayeg *et al.*,1992), essa última uma estrutura alongada, limitada por falhas, e preenchida exclusivamente por rochas sedimentares.

Para a descrição dessas unidades empregou-se, em linhas gerais, a coluna estratigráfica proposta por Ribeiro & Fantinel (1978), que é uma reformulação da clássica coluna de Ribeiro *et al.* (1966). As diferenças utilizadas nesse relatório, dizem respeito ao abandono dos grupos, e à retomada da Formação Arroio dos Nobres (com seus membros Mangueirão e Vargas; conforme Ribeiro *et al.*, *op.cit.*) em lugar de Formação Vargas proposta na coluna de Ribeiro & Fantinel (*op.cit.*).

No Domínio Oriental, as rochas dessa cobertura estão restritas aos conglomerados e pelitos que preenchem a calha tectônica do Cerro Chato, uma estrutura em braquissinclinal, descrita por Caldasso & Lopes (1994).

Bacias Camaquã e Arroio Boici

2.3.4.2 Formação Maricá (Unidade 21)

A Formação Maricá, como aqui empregada, corresponde à definida por Leinz *et al.* (1941), com as modificações de Ribeiro *et al.* (1966).

Essa unidade tem uma distribuição muito restrita; são duas ocorrências no limite setentrional da folha, que se sobrepõem às litologias da Seqüência Metamórfica Arroio da Porteira. Tessari & Giffoni (1970) consideraram esse contato de natureza tectônica; entretanto, as limitadas observações efetuadas sobre a Formação Maricá, não permitem caracterizar a correta natureza desse contato, razão pela qual, no mapa geológico, ele foi colocado como inferido.

Litologicamente são arenitos arcoseanos, bem litificados, com intercalações de siltitos, com cores variando do róseo ao cinza.

A Formação Maricá é considerada, cronoestratigraficamente, como do limite Rifeano-Vendiano (650 Ma), tendo em conta suas relações com as unidades inferiores e com as seqüências vulcano-sedimentares que a recobrem, e que têm posicionamento cronológico melhor definido (Porcher *et al.* 1995).

2.3.4.3 Formação Hilário (Unidade 20)

A designação Formação Hilário foi proposta por Ribeiro & Fantinel (1978) em substituição ao Membro Hilário de Ribeiro *et al.* (1966). Refere-se a rochas andesíticas (intrusões, derrames e piroclásticas) que ocorrem intimamente associadas com as rochas sedimentares da Formação Arroio dos Nobres. Com referência a essa formação, há um íntimo relacionamento entre as duas unidades, compreendendo relações intrusivas de contato, contatos tectônicos, contatos discordantes ou, como ocorre em muitos casos, recorrência entre vulcanismo e sedimentação.

Na folha, a Formação Hilário tem representação restrita a seu extremo-noroeste; compreende diques ou corpos irregulares, na maior parte extrusões, que ocorrem associados a rochas sedimentares do Membro Mangueirão da Formação Arroio dos Nobres; e a uma sucessão de tufos e derrames que se sobrepõe ao embasamento e é recoberta (?) por conglomerados do Membro Vargas daquela formação.

As rochas andesíticas que constituem os derrames são rochas de coloração geral cinza-escuro a marrom-chocolate, e podem apresentar abundantes vesículas de diâmetro desde milimétrico até 1cm, não preenchidas ou atapetadas por zeolitas, carbonatos e argilo-minerais. No campo, essas rochas andesíticas estão, quase sempre, acompanhadas por uma vegetação de porte médio, que contrasta com a vegetação rasteira de gramíneas, relacionada aos tipos litológicos sedimentares (Eckert, 1971).

Ao microscópio, a textura é porfirítica a granoporfirítica, com fenocristais prismáticos de plagioclásio, internamente sericitizados, oxidados e carbonatizados, com terminações em rabo de andorinha e feições de corrosão, que estão imersos em matriz extremamente fina; nesta, podem ser observados mesocristais de plagioclásio. Os prováveis máficos foram totalmente oxidados, restando somente margens não oxidadas.

Os termos piroclásticos são representados por tufos de coloração verde-claro com pontuações, que englobam fragmentos arredondados de quartzo, feldspatos e fragmentos de rocha, com marcante estratificação plano-paralela.

Os dados geocronológicos disponíveis sobre a Formação Hilário deve-se a Ribeiro & Teixeira (1970), Minioli & Kawashita (1971), Soliani Jr. (1986) e Horbach *et al.* (1986). Esses últimos autores estabeleceram uma idade de 570Ma para a Formação Hilário, a partir do recálculo da idade de 560 ± 25 Ma obtida por Minioli & Kawashita (*op.cit*.), Essa idade indica ser a unidade do Pré-Cambriano Superior (Vendiano).

2.3.4.4 Formação Arroio dos Nobres (Unidade 19)

A individualização de uma seqüência sedimentar entre a Formação Maricá e o Grupo Camaquã (formações Santa Bárbara e Guaritas), foi proposta por R.I. Tessari em 1965 (*in* Ribeiro *et al.*, 1966), com a seção-tipo da unidade estabelecida no arroio dos Nobres, a sudoeste da cidade de Encruzilhada do Sul (norte da Folha Pedro Osório). Os últimos autores adotaram essa proposta, dividindo a Formação Arroio dos Nobres em dois membros: Mangueirão e Vargas.

Membro Mangueirão (19b)

O Membro Mangueirão encontra-se interdigitado com o Membro Vargas ou na sua base (Tessari & Giffoni, 1970).

Essa unidade foi cartografada em três setores da área: 1) na bacia do Arroio Boici (Sayeg *et al.*, 1992), constituindo uma faixa alongada na direção nordeste, com cerca de 25km de extensão e 1,0-1,5km de largura, limitada por falhas, a leste com xistos e filitos do Complexo Metamórfico Porongos, e a oeste com os conglomerados do Membro Vargas. No extremo-norte dessa faixa, o Membro Mangueirão é recoberto pelas rochas sedimentares do Grupo Rosário do Sul; e ao sul interdigita-se com o Membro Vargas; 2) na região do arroio Rondinha, onde o Membro Mangueirão aflora segundo uma estreita faixa também limitada por falhas, e onde as camadas mostram-se fortemente dobradas em anticlinais e sinclinais apertadas; 3) na região do arroio Lichiguana, onde os ritmitos síltico-arenosos ocorrem interdigitados com os conglomerados e arenitos do Membro Vargas, constituindo uma faixa que bordeja o Alto do Cerro da Vigia, pelo seu setor ocidental. Nesse setor, o contato entre os dois membros é de natureza tectônica ou marcado pela passagem dos termos areno-conglomeráticos do Membro Vargas para os ritmitos de granulometria fina do Membro Mangueirão. Com as rochas graníticas da Suíte Granítica Santa Afonso, o contato é marcado por uma extensa falha NE-SW, que praticamente faz o limite entre os domínios Central e Ocidental. As litologias do Membro Mangueirão nesse último setor são cortadas por diques ou corpos irregulares, ou ainda recobertas por rochas vulcânicas da Formação Hilário. Na extremidade sul dessa área, o Membro Mangueirão é discordantemente capeado por rochas sedimentares das formações Rio Bonito e Santa Tecla, e por uma estreita soleira de diabásio.

Litologicamente, essa unidade compreende siltitos e argilitos de cores marrom-avermelhado e bordô, finamente estratificados, que ocorrem intercalados com camadas tabulares de arenitos finos. O aspecto típico das litologias é a ritmicidade, caracterizada pela intercalação de camadas mais argilosas com camadas mais siltosas. Essas intercalações apresentam espessuras desde 5cm até 30cm, mostrando uma marcante regularidade.

Os arenitos constituem uma seqüência de camadas tabulares de arenitos de granulometria fina, avermelhados a bordô, feldspáticos e micáceos. Podem ser maciços ou apresentarem laminação plano-paralela bastante desenvolvida. A característica marcante é a geometria tabular da camadas, que apresentam espessuras variáveis entre 2cm e 50cm, e têm grande extensão lateral.

Do ponto de vista estrutural, as litologias do Membro Mangueirão apresentam acamadamento ou laminação característicos, dispondo-se em camadas que se interdigitam com as do Membro Vargas, segundo uma direção geral NE, com mergulhos para NW; localmente, como ocorre na região do arroio Rondinha, mostram-se fortemente dobradas e deformadas.

Membro Vargas (19a)

Conforme Tessari & Giffoni (1970), sob a denominação de Membro Vargas foram reunidos, domi-

nantemente, os conglomerados e arenitos conglomeráticos da Formação Arroio dos Nobres. Na Folha Pedro Osório essa unidade é a de mais ampla distribuição entre as coberturas molássicas , ocorrendo em quatro distintos setores principais, além de outras ocorrências mais restritas.

A principal área de distribuição do Membro Vargas situa-se na bacia do arroio Boici, onde a unidade constitui uma faixa com 65km de extensão, que em sua porção mais larga alcança 5km. Balizada por falhas, essa faixa faz limite a oeste com as rochas metamórficas do Complexo Metamórfico Porongos, enquanto a leste o contato é tanto com rochas sedimentares do Membro Mangueirão quanto com rochas metamórficas e graníticas. Na extremidade sudoeste dessa faixa, o Membro Vargas é recoberto discordantemente por litologias da Formação Rio Bonito e do Grupo Itararé, ao passo que, no extremo-nordeste, são os sedimentos do Grupo Rosário do Sul que o recobrem.

Uma segunda área de ocorrência situa-se a oeste da localidade de Torrinhas, e tem uma forma grosseiramente retangular, ocupando uma área de aproximadamente 80km^2. Nesse setor, o Membro Vargas mantém contato com o Complexo Metamórfico Porongos através de uma falha N-S que inflete para NW; e a norte e leste respectivamente, a unidade está recoberta discordantemente pelas formações Guaritas e Rio Bonito. Em sua parte central ela é coberta por litologias do Grupo Itararé.

Na região do arroio Lichiguana, como descrito anteriormente, o Membro Vargas ocorre interdigitado com o Membro Mangueirão, caracterizando a borda ocidental do Alto do Cerro da Vigia. Além disso, a unidade aflora também no lado oriental e nas porções central e sul do Alto, sempre em contato tectônico ou discordante sobre o Complexo Metamórfico Porongos e recoberto por litologias da Formação Santa Bárbara.

A terceira área de ocorrência do Membro Vargas situa-se na região do arroio do Tigre, onde a unidade recobre discordantemente os terrenos metamórficos e graníticos do Domínio Oriental, e está recoberta em discordância angular pela Formação Santa Bárbara. Nesse setor, seu contato com a Formação Hilário, aparentemente subjacente, foi inferido. As camadas da unidade, bem como da Formação Santa Bárbara que a recobre, estão dobradas em *drag*, conformando um sinclinal mergulhante, com eixo para NE.

Outras ocorrências menores de litologias do Membro Vargas foram registradas no leito do arroio Velhaco e cabeceiras do rio Negro, bem como sobreposto às rochas metamórficas do Complexo Metamórfico Porongos na região de Tunas.

Os tipos litológicos que constituem essa unidade são conglomerados, arenitos conglomeráticos, e arcóseos de granulação média.

Os conglomerados, litologias dominantes, são polimícticos, com seixos arredondados a semi-arredondados, raras vezes alongados ou, até mesmo, angulosos. São predominantemente de quartzo, xistos, riólito e arenito fino, localmente de granito, quartzito e de intraclastos de argila. A matriz de coloração marrom-avermelhada, é arenosa, arcoseana, granulação média a grossa, localmente fina e mal selecionada.

Assim como o Membro Mangueirão, as camadas Vargas apresentam-se inclinadas, com orientação NE-SE, e mergulhos de 30°-50°NW. Localmente essas camadas mostram-se dobradas por efeito de movimentação de falha, tal como ocorre na região do arroio Traíras.

Por ser uma unidade afossilífera, a Formação Arroio dos Nobres com seus membros Vargas e Mangueirão tem o seu posicionamento cronoestratigráfico estabelecido em função de sua íntima relação com as rochas andesíticas da Formação Hilário. Essa última tem uma idade Rb/Sr de 570Ma (Horbach *et al.*, 1986), correspondente ao Pré-Cambriano Superior (Vendiano), idade também aceita para a Formação Arroio dos Nobres.

2.3.4.5 Formação Acampamento Velho (Unidade 18)

A Formação Acampamento Velho (Ribeiro & Fantinel, 1978; Santos *et al.*, 1978; Horbach *et al.*, 1986) corresponde ao Membro Acampamento Velho de Ribeiro *et al.* (1966). É constituída essencialmente por rochas vulcânicas ácidas, e tem uma importância relativamente pequena no âmbito da Folha Pedro Osório.

A sua maior exposição está situada no Alto do Cerro da Vigia, onde derrames de riólitos assentam discordantemente sobre conglomerados do Membro Vargas da Formação Arroio dos Nobres.

São rochas de cor vermelha com textura porfirítica, onde se destacam fenocristais de quartzo e de feldspato alcalino em matriz afanítica. Ao microscópio constata-se que os fenocristais de quartzo apresentam-se corroídos em golfo; o feldspato é sanidina de tamanho médio de 2mm a 3mm, raramente plagioclásio, imersos em matriz devitrificada subafanítica.

A Formação Acampamento Velho, com base em determinações radiométricas Rb/Sr (Soliani Jr., 1986; Horbach *et al.*, 1986; entre outros), é considerada de idade cambriana.

2.3.4.6 Formação Santa Bárbara (Unidade 15)

Robertson (1966), definiu essa unidade no vale do arroio Santa Bárbara, a oeste da cidade de Caçapava do Sul, como um "conglomerado com estratificação cruzada, com fácies de deposição em regime torrencial, arcóseo de granulação grosseira a fina, grauvacas e siltitos" (*in* Ribeiro *et al.*,1966).

Na Folha Pedro Osório essa unidade distribui-se por três áreas, todas no setor noroeste da folha: 1) na mesopotâmia entre os arroios Restinga e Rondinha; 2) na parte central e contornando o Alto do Cerro da Vigia; 3) e a leste do arroio da Porteira, no extremo noroeste da folha. Em todas essas áreas, rochas vulcânicas do Membro Rodeio Velho intercalam-se nos sedimentitos Santa Bárbara.

Seus contatos com as unidades subjacentes são, quase todos, de natureza tectônica, com exceção das exposições no arroio da Porteira e na região do Alto do Cerro da Vigia, onde ela recobre em discordância angular o Membro Vargas da Formação Arroio dos Nobres e os gnaisses do Complexo Metamórfico Porongos, respectivamente. A Formação Santa Bárbara é recoberta discordantemente pela Formação Guaritas e, ao sul do Alto do Cerro da Vigia, também pela Formação Rio Bonito.

Conforme Horbach *et al.* (1986), as camadas basais dessa unidade são representadas por centenas de metros de espessura de conglomerados, em que predominam fragmentos das rochas que afloram nas adjacências. Em geral, esses fragmentos são seixos e matacões angulosos, dispersos em matriz grauváquica. Com o afastamento das áreas-fontes, esses conglomerados tornam-se mais finos e passam a intercalar níveis de arenitos, até o predomínio destes últimos. Essas litologias que, na base apresentam níveis conglomeráticos, são formadas por arenitos arcoseanos, grauvacas e siltitos, em conjuntos de camadas de vários metros de espessura, exibindo estratificação paralela, e de grande continuidade lateral. As cores são vermelho a vermelho-escuro, e a classificação nos arenitos é pobre, com uma matriz síltico-argilosa e cimento ferruginoso.

Os arenitos que ocorrem entre os arroios Restinga e Rondinha e a leste do arroio da Porteira, conformam espessos bancos, apresentando cor que varia do róseo-avermelhado ao esbranquiçado; são quartzosos, com granulometria fina a média.

A sedimentação da Formação Santa Bárbara é considerada de origem desértica (leques aluviais + fluvial entrelaçado, subordinadamente lacustre e eólico).

As atitudes dos sedimentos rudáceos e arenosos que compõem a Formação Santa Bárbara são bastante variáveis, com mergulhos entre 15° e 30°, exceto junto às zonas de falha, onde esses valores podem ser bem maiores. A leste do arroio da Porteira, no extremo noroeste da folha, as camadas dessa unidade, bem como do Membro Mangueirão subjacente, estão estruturadas num ampla sinclinal aberto, um provável *drag,* resultante da movimentação da falha adjacente. Situação igual é registrada ao sul do Alto do Cerro da Vigia, onde as camadas da Formação Santa Bárbara, bem como as vulcânicas andesíticas intercaladas, apresentam-se dobradas em sinclinal, também resultante de movimentação tectônica.

Porcher *et al.* (1995) atribuem à Formação Santa Bárbara uma idade cambriana superior à ordoviciana, tendo como argumento principal o fato de repousar sobre a Formação Acampamento Velho, de idade radiométrica fixada no Cambriano, e cujas litologias constituem seixos nos conglomerados da seqüência.

Membro Rodeio Velho (Unidade 16)

O Membro Rodeio Velho compreende rochas vulcânicas andesíticas que, na forma de derrames, intercalam-se concordantemente nas rochas sedimentares da Formação Santa Bárbara. A designação estratigráfica Rodeio Velho foi proposta por Ri-

beiro *et al.* (1966) para substituir a designação Andesito Martins, introduzida por Robertson, 1966 (*in* Ribeiro *et al.,* 1966).

A principal ocorrência de vulcânicas do Membro Rodeio Velho constitui uma faixa com cerca de 15km de extensão e 2km a 3km de largura que, em planta, estende-se entre as formações Santa Bárbara e Guaritas; no detalhe, entretanto, constata-se que essas rochas vulcânicas intercalam-se nos sedimentos da Formação Santa Bárbara, e são recobertas pelos sedimentitos da Formação Guaritas. Uma outra ocorrência importante dessas rochas vulcânicas foi observada a oeste do arroio Velhaco, na região do Apertado: corpos tabulares de andesitos, que se estreitam lateralmente, intercalam-se em arenitos conglomeráticos da Formação Santa Bárbara; de acordo com Tessari & Giffoni (1970), esses corpos têm espessuras da ordem de 30m, e são representados por uma rocha andesítica de granulação fina, coloração verde-escura, fraturada e, por vezes, amigdaloidal. Esse conjunto é limitado por uma extensa falha de direção NE-SW, e está arqueado em extenso *drag*, conformando um sinclinal, cujo eixo sugere movimentação levógira para a falha. Outras pequenas ocorrências são registradas ao longo do arroio Velhaco, a oeste do arroio Rondina, e também a oeste do arroio Traíras, no canto noroeste da folha.

O Membro Rodeio Velho é constituído por andesitos cinza-escuro a amarronzado, altamente vesiculares, podendo, entretanto, ocorrerem maciços, com textura eqüigranular fina a afanítica. Conforme Horbach *et al.* (1986), a dificuldade de obtenção de amostras da unidade, faz com que a sua caracterização petrográfica não tenha ampla representatividade. Algumas lâminas delgadas examinadas caracterizam o Membro Rodeio Velho como sendo constituído por rocha com textura seriada, onde prismas de plagioclásio (An_{32-36}), com dimensões de 2,5mm a 0,5mm, estão imersos em matriz afanítica. Os fenocristais estão corroídos e, freqüentemente mostram terminações em "rabo-de-andorinha"; a zonação é comum, bem como a sericitização. A matriz é vítrea, de cor castanho-claro, e é rica em cristálitos dendríticos de opacos; comumente a oxidação forma manchas avermelhadas. As vesículas são abundantes com formas subarredondadas, com 5mm a 1mm de diâmetro, preenchidas, da borda para o centro, por quartzo e carbonato.

2.3.4.7 Formação Guaritas (Unidade 14)

Essa unidade, conforme Ribeiro & Fantinel (1978), foi definida por Robertson (1966), como um pacote sedimentar predominantemente horizontal, compreendendo uma sucessão de estratos arenosos e conglomeráticos, em geral arcoseanos, que assenta discordantemente sobre a Formação Santa Bárbara.

Na folha, ela aflora segundo uma faixa com 45 km de extensão e largura variável de 3km a 10km, que estende-se desde a região do arroio Candiota ao sul, e ultrapassa o limite da folha ao norte.

Além dos contatos tectônicos que mantém com diferentes unidades, a Formação Guaritas assenta em discordância angular sobre xistos do Complexo Metamórfico Porongos e sobre o Membro Vargas da Formação Arroio dos Nobres, como observado no arroio da Divisa ao norte de Torrinhas. Em relação à Formação Santa Bárbara, novamente o contato é marcado por uma sutil discordância angular, como se verifica na região do Apertado; no norte da folha, a oeste do arroio Restinga, a Formação Guaritas recobre as rochas vulcânicas do Membro Rodeio Velho, daquela formação. A Formação Guaritas, por sua vez, é recoberta por rochas sedimentares gonduânicas, principalmente da Formação Rio Bonito.

Os arenitos dessa unidade são arcoseanos a subarcoseanos, com o feldspato mostrando adiantado estágio de decomposição; constituem camadas tabulares com concentrações de seixos e grânulos na base; esses, em geral pequenos (3cm a 6cm), são arredondados e, composicionalmente constituídos por quartzo, quartzito e milonito silicificado (Tessari & Giffoni, 1970).

Os conglomerados constituem, normalmente, estratos lenticulares alongados e, conforme Veigel & Dardene (1990), são líticos, de arcabouço fechado, com seixos e blocos de arredondamento elevado. Para o topo, intercalam-se e transicionam para camadas de areia grossa, com linhas de seixos e estratificações cruzadas acanaladas.

Bacia de Cerro Chato

2.3.4.8 Conglomerados e Pelitos (Unidade 17)

As rochas sedimentares que preenchem a "calha tectônica" de Cerro Chato (Caldasso & Lopes,

1994), no limite sul da área, são representadas por termos imaturos, mal classificados, e com elevado grau de diagênese. Compreende uma intercalação de conglomerados, arcóseos e pelitos, constituindo uma sucessão de estratos com empilhamento granodecrescente.

Os conglomerados, que são as litologias dominantes, são granosuportados, constituídos por grânulos e seixos de riólito, quartzo, feldspato e, subordinadamente, granitóides e sedimentos finos. Os arenitos que ocorrem associados são arcoseanos, com granulometria de muito grossa a média, grãos subangulosos a angulosos, mal selecionados. As cores dessas rochas são cinza-esverdeadas, passando a cinza-claro quando alteradas. Essas rochas encontram-se fortemente litificadas.

Os pelitos, de ocorrência mais subordinada, são maciços e de cor bordô ou castanha; e aumentam sua freqüência em direção ao centro da estrutura.

A calha tectônica de Cerro Chato é uma braquissinclinal assimétrica com eixo alinhado segundo N60°E, cuja aba sul apresenta-se falhada. As rochas sedimentares que a preenchem apresentam-se mergulhantes com ângulos que variam de 10° a 30°.

Essas rochas sedimentares têm sido correlacionadas à Formação Maricá (Carraro *et al.*, 1974), Formação Arroio dos Nobres (Horbach *et al.*, 1986) e a Formação Rio Bonito (Santos *et al.*, 1989). Neste relatório, essas rochas foram posicionadas, estratigráficamente, ao nível da Formação Santa Bárbara sem, entretanto, propor-se uma correlação direta com essa unidade. Esse posicionamento deve-se à idade dos riolitos que, teoricamente, constituem a base da seqüência: 575±14Ma, obtida por Bossi *et al.* (1993), para os riólitos da Formação Sierra de Animas no Uruguai, correlacionável com os riólitos de Cerro Chato.

2.3.5 Cobertura Sedimentar da Bacia do Paraná

2.3.5.1 Introdução

A seqüência de rochas sedimentares gonduânicas ocupa dominantemente a porção oeste-sudoeste da Folha Pedro Osório, onde abrange uma área da ordem de 3.600km^2, estendendo-se, para oeste, além dos seus limites.

Essa área apresenta cotas entre 200m e 400m, que são mais elevadas que em outras regiões com cobertura gonduânica no Rio Grande do Sul. Seu relevo é caracterizado por ondulações relativamente suaves e arredondadas, com poucos vales encaixados, sendo raras as *cuestas* produzidas por intercalações de camadas arenosas. Essas características, aliadas à cobertura vegetal muito constante, resultam em poucas exposições das rochas sedimentares, as quais só são encontradas nos cortes das rodovias e nas escavações das minas de carvão a céu aberto.

Na área estão presentes desde as unidades basais permianas até as triássicas. Uma intensa compartimentação tectônica, com falhamentos principais NE e NW, num padrão em mosaico, são uma característica regional conspícua, controlando grandes extensões dos contatos entre as unidades gonduânicas e dessas com o embasamento pré-gonduânico. O mergulho regional das camadas é de 1° a 2° para sudoeste, com notáveis variações locais, resultantes do movimento de blocos pelos falhamentos.

O grande número de furos de sonda realizados na região para a pesquisa do carvão mineral (547 furos executados pela CPRM), combinado com os componentes de superfície, tornou possível a descrição detalhada de cada uma das unidades, pelo menos sob o aspecto litoestratigráfico (figura 2.9).

2.3.5.2 Grupo Itararé

No Rio Grande do Sul o Grupo Itararé está representado apenas pelos seus níveis mais superiores, correspondendo à Formação Rio do Sul de Schneider *et al*. (1974). Aboarrage & Lopes (1986) consideraram de maior validade essa denominação, em vez dos termos Fácies Suspiro e Fácies Budó, uma vez que se verifica interdigitação bacia adentro das litologias que caracterizam essas fácies. Desse modo, utilizou-se essa designação para a unidade que representa todo o Grupo Itararé na Folha Pedro Osório.

Formação Rio do Sul (Unidade 13)

Ocorre com pequena expressão em superfície, geralmente sob a forma de *outliers* no embasamento pré-cambriano. Em subsuperfície ocorre de forma mais ampla, como verificado nas sondagens

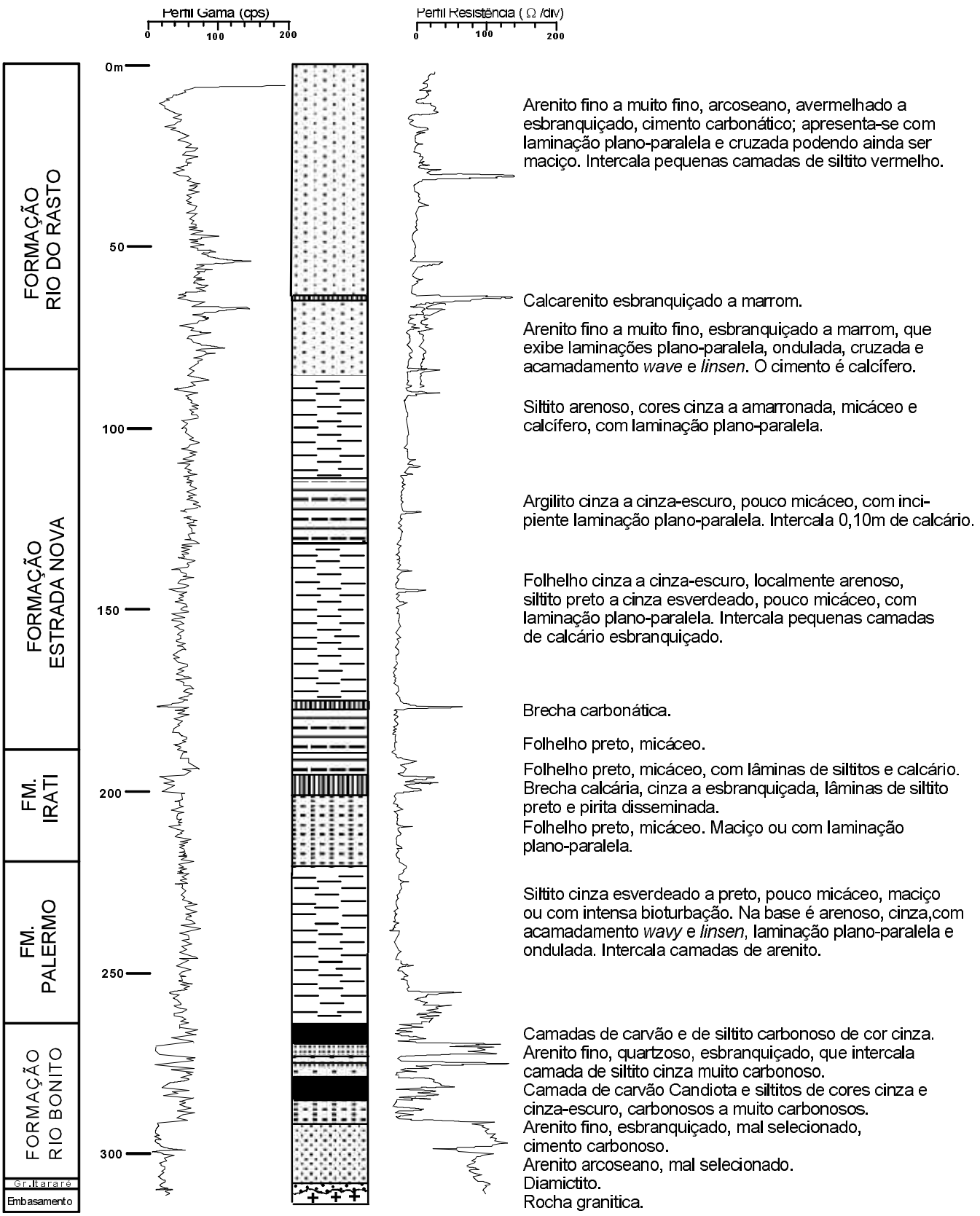


Figura 2.9 – Seqüência sedimentar gonduânica na região de Candiota. Sondagem SC-101-RS.

que a atravessaram parcial ou totalmente, preenchendo paleovales escavados sobre o embasamento da bacia (Paleovale de Candiota; Pinheiro Machado, 1994). As espessuras são muito variáveis, sendo que os furos de sondagem não registraram litologias atribuíveis à Formação Rio do Sul em áreas com o embasamento relativamente mais alto.

Litologicamente predominam os termos mais grosseiros, orto e paraconglomerados de grânulos e seixos, mal selecionados, do tipo diamictito com matriz síltica, arenosa fina e argilosa. Estão presentes os arenitos finos esbranquiçados, de aspecto porcelânico com matriz argilosa abundante. Os ritmitos várvicos com laminação plano-parelela ou cruzada de pequeno porte (*climbing-ripples*) são mais restritos, em geral situados no topo das seqüências mais espessas, atravessados, por vezes, por seixos pingados de granito. Intercalações de margas, com estrutura *cone-in-cone*, ocorrem em alguns setores.

As litologias dessa unidade e suas estruturas sedimentares caracterizam um ambiente glacial a periglacial, de caráter continental, com predominância de aporte do tipo fluxo de detritos e flúvio-glacial. Pinheiro Machado (1994) reconheceu quatro fácies compondo esses depósitos sedimentares: fácies subglacial, de degelo, glácio-lacustre e flúvio-deltaica. Os folhelhos negros e margas interdigitados na seqüência seriam o registro de pequenas ingressões marinhas no sistema.

Tomazelli & Soliani Jr. (1982) descreveram um pavimento estriado sobre diamictitos e arenitos conglomeráticos na região de Torrinhas, concluindo por um sentido geral de transporte pelas geleiras de SW para NE.

As espessuras dessa unidade são muito variáveis, desde menores que 1m até pouco mais de 40m, e sua idade é admitida como eopermiana, correspondente ao intervalo Sakmariano-Artinskiano (Dias, 1993).

2.3.5.3 Grupo Guatá

Este grupo é composto pelas formações Rio Bonito e Palermo, com grande expressão na folha, tanto em superfície, como em subsuperfície, sendo que a primeira está relacionada às camadas de carvão que compõem a jazida de Candiota.

Formação Rio Bonito (Unidade 12)

A Formação Rio Bonito aflora por extensas áreas das porções noroeste e sul da folha, preservando-se topograficamente pela existência, em seu terço superior, de arenitos finos, silicificados, resistentes à erosão. Está em contato discordante sobre o embasamento e sobre a Formação Rio do Sul sotoposta (Alves, 1994), e concordante com a Formação Palermo, sobreposta. Muitos de seus contatos laterais são por falhamentos de gravidade. Na região ao norte de Bolena é recoberta ainda pela Formação Santa Tecla de idade terciária.

Os dados palinológicos indicam para a Formação Rio Bonito uma idade eopermiana no intervalo Arntinskiano-Kunguriano, conforme Marques-Toigo (1988).

Em outras regiões da bacia, Schneider *et al.* (1974) subdividiram a Formação Rio Bonito nos membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis. No Rio Grande do Sul em geral, e na área da Folha Pedro Osório em particular, apenas a unidade correspondente ao Membro Siderópolis pode ser claramente identificada.

Três conjuntos litológicos são passíveis de serem individualizados dentro da Formação Rio Bonito e estão bem desenvolvidos na área (figura 2.10). O inferior, consta de arenitos médios a grossos, cinza-claros, arcoseanos, localmente conglomeráticos, com grânulos e seixos de rochas metamórficas, ígneas e mais raramente sedimentares. Apresentam camadas com acamadamento normal e estratificação cruzada de médio a grande porte. Associados, e constituindo-se no topo das camadas com gradação normal, ocorrem arenitos finos a muito finos, com estratificação cruzada de pequeno a médio porte, *climbing-ripples* e laminação paralela. Subordinadamente ocorrem pelitos cinza-escuros a cinza-esverdeados, localmente carbonosos, e ainda leitos e pequenas camadas de carvão. Conglomerados basais de grânulos e seixos com matriz arenosa estão algumas vezes presentes. Freqüentemente são encontradas superfícies erosivas de caráter local, e o contato basal com a Formação Rio do Sul do Grupo Itararé é abrupto e erosivo.

O segundo conjunto caracteriza-se pela maior presença de pelitos, representados por siltitos em várias tonalidades de cinza até preto, carbonosos,

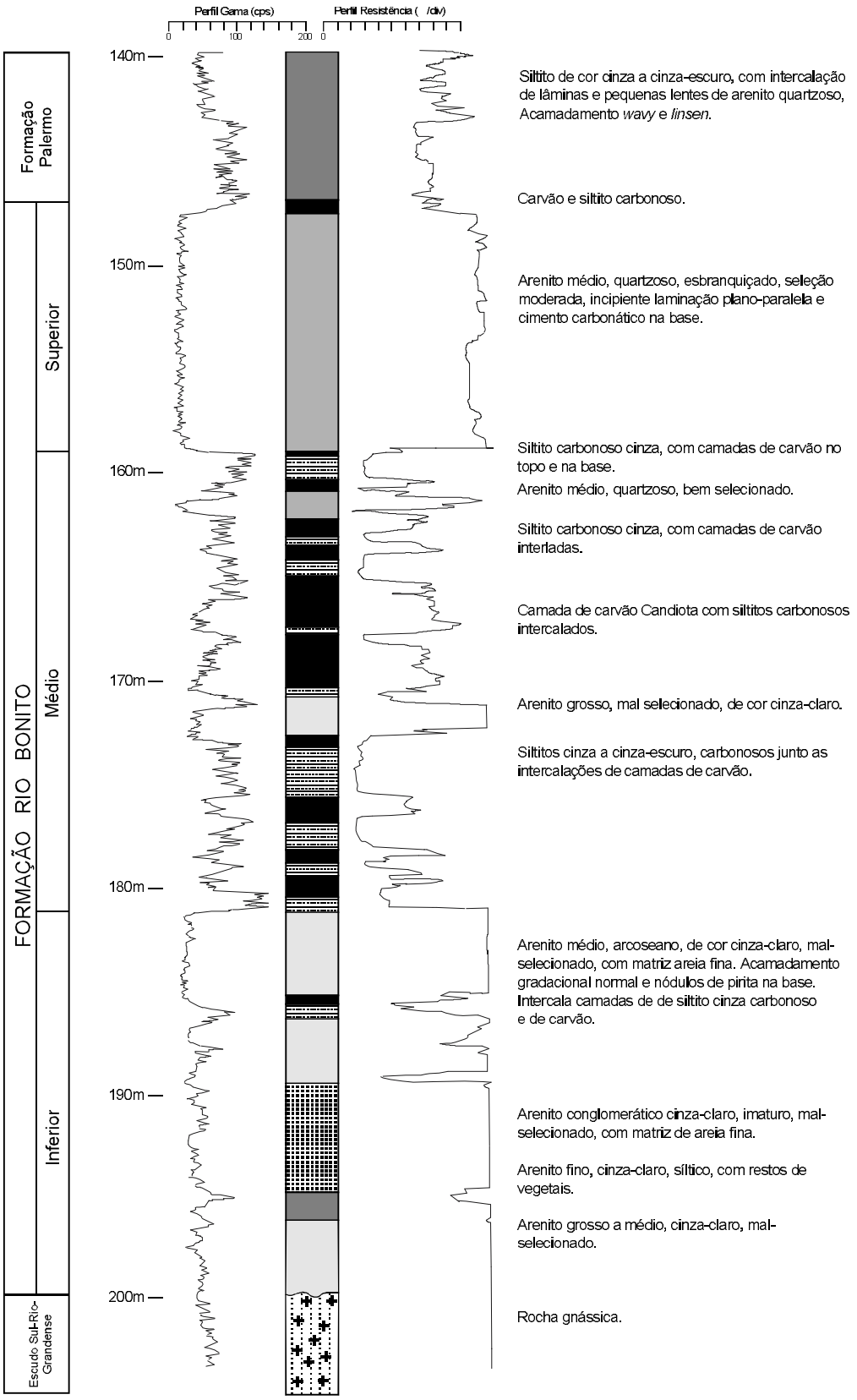


Figura 2.10 – Detalhe da Formação Rio Bonito na bacia de Candiota. Sondagem SC-80-RS.

com areia muito fina dispersa, ou argilosos, maciços, com interlaminações de arenito em *wavy* e *linsen* e leitos e camadas de carvão. Ocorrem camadas intercaladas de arenitos quartzosos, médios a grossos, com estratificação cruzada de médio porte. Este conjunto é o de maior importância, pois aí situam-se as principais camadas de carvão que são explotadas.

O terceiro conjunto é constituído essencialmente por arenitos quartzosos a ortoquartzíticos, finos a médios, cinza-claros a esbranquiçados. Gradação normal, estratificação cruzada de médio a grande porte, alinhamento de grãos, laminação plano-paralela, ondulada, *climbing-ripples*, *flaser* e *drape*, por vezes fluidização e, localmente, bioturbação, são as estruturas sedimentares mais freqüentes nessas rochas. Esses arenitos, de grande expressão lateral, estão silicificados em grandes extensões, e são responsáveis pela preservação contra a erosão das camadas de carvão sotopostas, o que permite a mineração a céu aberto em grandes áreas, especialmente da Camada Candiota.

A deposição da Formação Rio Bonito nessa área deu-se em ambiente continental transicionando a litorâneo e marinho raso para o topo. Na base, leques aluviais e arenitos fluviais; na porção intermediária, carvões, siltitos e arenitos finos, oriundos de sistemas deltaicos, predominando as camadas de turfeiras desenvolvidas atrás das barreiras (*back-barriers*). No topo, distribuem-se as barreiras costeiras e, em direção ao sul, arenitos de planícies de marés são de maior expressão nessa porção da Formação Rio Bonito. Nessa última área, as camadas de carvão do topo estão erodidas ou não foram depositadas, e vão sucessivamente desaparecendo do registro vertical até que, próximo da fronteira com o Uruguai, apenas as camadas mais basais ainda se encontram presentes.

A espessura média da Formação Rio Bonito está ao redor de 55m, podendo ultrapassar 70m em alguns sítios.

Formação Palermo (Unidade 11)

Essa unidade é constituída por siltitos e siltitos arenosos, com intercalações subordinadas de camadas de arenitos médios a grossos, eventualmente com grânulos na base. Sua idade, de acordo com dados palinológicos é posicionada no topo do Eopermiano, conforme Daemon & Quadros (1970).

Do ponto de vista litológico, a unidade é composta, em seu intervalo inferior, por uma interlaminação de silte e areia fina a muito fina, com laminação ondulada, *wavy* e *linsen*, *drapes*, localmente *flaser*, freqüentemente com bioturbações e fluidizações que deformam a laminação. Intercalados no conjunto são encontrados leitos e lentes de arenito fino a médio, menos comumente grosso a muito grosso com grânulos esparsos e, eventualmente, com estratificação cruzada por truncamento de ondas (*hummocky*). Estes leitos mostram contatos abruptos, erosivos, com as camadas sotopostas, e possuem cimento carbonático.

Na porção superior, a Formação Palermo é constituída por siltitos cinza a cinza-escuros, com alguma areia muito fina, monótonos, com alguma laminação esparsa, plano-paralela e ondulada.

O contato basal da Formação Palermo nessa região pode ser abrupto, erosivo, sobre os siltitos carbonosos e carvões da Formação Rio Bonito. Com os arenitos costeiros dessa última unidade, o caráter erosivo é menos evidente e menos comum, ocorrendo mais como uma transição entre uma fácies predominantemente arenosa, para outra pelítico-arenosa.

Os sedimentos da Formação Palermo depositaram-se num ambiente marinho de plataforma rasa, transgressivos sobre a Formação Rio Bonito, numa costa dominada por ondas, predominantemente abaixo do nível de ação das ondas de tempestades, com períodos de lâmina d'água mais rasa, expondo os sedimentos ao retrabalhamento por tempestades.

A Formação Palermo apresenta espessura média da ordem de 40m, com poucas variações laterais de espessura.

2.3.5.4 Grupo Passa Dois

Este grupo engloba os últimos depósitos palezóicos da seção sedimentar da Bacia do Paraná, representados pelas formações Irati, Serra Alta, Terezina e Rio do Rasto. O contato inferior da seqüência é concordante, transicional entre as formações Palermo e Irati. Como anteriormente comentado, as formações Serra Alta e Terezina, bem distintas em Santa Catarina, no Rio Grande do Sul são mapeadas como uma única unidade – Formação Estrada Nova.

Formação Irati (Unidade 10)

Essa unidade é de caráter pelítico, coloração cinza-escuro a preta, com intercalações de camadas de marga na metade superior. Apresenta um notável grau de uniformidade ao longo de toda a área, com feição muito característica nos perfis geofísicos em subsuperfície. Seu contato com a Formação Palermo sotoposta é concordante.

Litologicamente, na metade inferior da unidade, estão presentes os folhelhos e siltitos cinza a pretos, por alguns autores individualizados como Membro Taquaral. No topo, os mesmos folhelhos e siltitos estão intercalados por leitos e camadas de margas dolomíticas, ocorrendo ainda folhelhos pirobetuminosos, que constituem o Membro Assistência. A estrutura dominante é a laminação paralela, enquanto os intervalos carbonáticos mostram, localmente, marcas onduladas, laminação cruzada e oólitos, brechas intraformacionais, laminação algálica e silicificação dos carbonatos.

Na área em foco a Formação Irati apresenta-se mais espessa do que em outros setores do estado, em média 42m, com duas seqüências individualizadas de rochas carbonáticas, e raras intrusões de rochas básicas.

Os sedimentos que constituem a unidade são de depósitos de plataforma de águas rasas, calmas, com produtividade e preservação orgânica elevadas, e condições locais de restrição. Eventualmente tempestades de grande amplitude produziram brechas intraformacionais, com conteúdo fossilífero.

Segundo Marques-Toigo (1988), a Formação Irati é do Neopermiano, correspondente ao intervalo Kazaniano.

Formação Estrada Nova (Unidade 9)

É composta por uma seqüência homogênea de argilitos, siltitos cinza-escuros, usualmente maciços com fratura conchoidal, intercalações de lentes e de concreções calcíferas, que gradam no topo para as mesmas litologias com arenitos muito finos cinza-claros intercalados de calcários, esses com oólitos e estruturas *cone-in-cone*. Seu contato inferior é transicional e concordante com a Formação Irati. O ambiente de deposição da Formação Estrada Nova variou de marinho de águas calmas na base, abaixo do nível de ação das ondas, para um outro mais raso e agitado, dominado por marés. As estruturas mais comuns são a interlaminação argilito/siltito/arenito muito fino, ondulada e microcruzada, com marcas de onda e *flaser* nos arenitos finos. Sua idade é permiana superior.

Formação Rio do Rasto (Unidade 8)

Essa unidade é constituída essencialmente de rochas clásticas finas. Na base dominam os pelitos com intercalações de arenitos finos, e a porção superior é dominantemente arenosa com intercalações de pelitos. Essa disposição litológica levou muitos autores a dividirem a Formação Rio do Rasto nas unidades Serrinha (base) e Morro Pelado (topo), não usada neste trabalho, pela dificuldade em identificá-las em superfície, já que são variações graduais.

A Formação Rio do Rasto apresenta cores avermelhadas, dominantes tanto em afloramento quanto nas rochas frescas em subsuperfície. Os siltitos e arenitos apresentam laminação lenticular e paralela, *wavy*, mais comuns nos pelitos, enquanto os corpos arenosos, geralmente finos e bem classificados, mostram ondulações, laminação cruzada e estratificação por truncamento de ondas. Os corpos arenosos apresentam-se com formas lenticulares e sigmoidais.

O contato com a Formação Estrada Nova sotoposta é transicional, marcado pelo progressivo aparecimento de cores avermelhadas e corpos arenosos. O ambiente deposicional dessa unidade caracteriza uma gradual restrição e regressão marinha, sendo marinho raso na base, passando a litorâneo e flúvio-deltaico no topo. Sua posição cronoestratigráfica é colocada no limite Permiano Superior-Triássico Inferior.

2.3.5.5 Grupo Rosário do Sul

Introdução

A seqüência sedimentar aqui referenciada como Grupo Rosário do Sul foi originalmente mapeada (*e.g.* Tessari & Giffoni, 1970; Picada, 1971) como pertencente à Formação Caneleiras, unidade

criada por Tessari & Picada (1966), e para a qual os autores atribuíram uma idade devoniana.

A posterior identificação de fósseis de vertebrados na seção superior da seqüência, permitiu correlacioná-la à Formação Santa Maria (Triássico Médio-Superior) do Grupo Rosário do Sul (Faccini *et al.* 1990). Em face dessa correlação, esses últimos autores sugeriram o abandono do termo Caneleiras; entretanto, o posicionamento cronoestratigráfico da porção inferior do pacote sedimentar permaneceu indefinido, razão pela qual a designação original Caneleiras foi mantida em trabalhos posteriores, embora posicionando a unidade ao nível do Grupo Rosário do Sul (*e.g.* Ramgrab *et al*., 1993; Menegat & Scherer, 1993).

Orlandi Fº *et al*. (1990), no mapeamento da mesma área enfocada neste relatório, utilizaram a denominação Seqüência Vulcano-Sedimentar Caneleiras para referir a esse pacote sedimentar, tendo em conta a descrição de derrames basálticos intercalados (Jost, 1981) e a ocorrência de depósitos vulcanoclásticos em sua seção superior mencionada por Burguer Jr. *et al*. (1988).

No decorrer do mapeamento foi efetuada uma revisão dos afloramentos da denominada Formação Caneleiras ao longo da BR-392, desde a sul de Santana da Boa Vista (Folha Cachoeira do Sul) até a região dos arroios Moirão-Bica (Folha Pedro Osório). Essa revisão permitiu constatar que a designação Caneleiras estava sendo empregada para nominar seqüências sedimentares distintas em idade, posicionamento estratigráfico e conteúdo litológico, passíveis de serem individualizadas (figura 2.11) . Dessa forma, corrobora-se com a sugestão de Faccini *et al*. (1990) no sentido do abandono completo do termo Caneleiras, devendo-se registrar as diferentes seqüências sedimentares que foram reunidas sob essa designação, por sua nomenclatura própria, coerente com o seu posicionamento estratigráfico e conteúdo litólogico. Por outro lado, para o caso das rochas sedimentares ocorrentes na Folha Pedro Osório, constatou-se que elas podem ser correlacionadas a diferentes unidades triássicas da seqüência gonduânica reunidas no Grupo Rosário do Sul (formações Passo das Tropas, Sanga do Cabral e Santa Maria). Tendo em conta a impossibilidade de individualização dessas unidades na escala utilizada no mapeamento, optou-se por mantê-las em grupo.

Distribuição e Relações de Contato

As rochas sedimentares do Grupo Rosário do Sul ocupam uma área de 350km^2 na Folha Pedro Osório, abrangendo os terrenos do vale do rio Camaquã, entre os cursos dos arroios Boici e Moirão-Bica, cortados transversalmente pela BR-392. Conformam uma planície de relevo pouco acidentado, circundada por elevações sustentadas pelas rochas do embasamento cristalino. Localmente, testemunhos dessa unidade assentam sobre esse embasamento, constituindo feições mesiformes, das quais a mais destacada é a que constitui a região do Chapadão.

As rochas sedimentares do Grupo Rosário do Sul assentam em discordância sobre os metamorfitos do Complexo Metamórfico Porongos, rochas granitóides e litologias sedimentares eo-paleozóicas. Nessa área, em que o pacote sedimentar foi preservado em um bloco tectonicamente abatido, o contato noroeste com os metamorfitos Porongos se faz por falha normal. O mesmo ocorre no contato com as rochas graníticas a sudeste, que é marcado pela Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu. Entretanto, como se observa nessa zona de contato, as litologias da unidade não foram afetadas pela movimentação principal dessa zona de cisalhamento, onde se apresentam com atitudes suborizontalizadas (<15^o), sugerindo que essa área já constituía uma depressão tectônica à época da deposição desses sedimentos gonduânicos.

As rochas desse grupo são cortadas por diques de diabásio e por intrusões de rochas alcalinas (Suíte Alcalina Passo da Capela) que se manifestam na forma de chaminés e de corpos filonianos. No contato com essas intrusões as rochas sedimentares mostram-se estruturalmente perturbadas e alteradas hidrotermalmente.

Litologias

Na área em foco o Grupo Rosário do Sul é composto dominantemente por arenitos finos a médios, de cores avermelhadas, com intercalações de camadas de pelitos também vermelhos, e ocorrência subordinada de arenitos grossos e conglomerados, que compõem a base da unidade na região do arroio Boici.

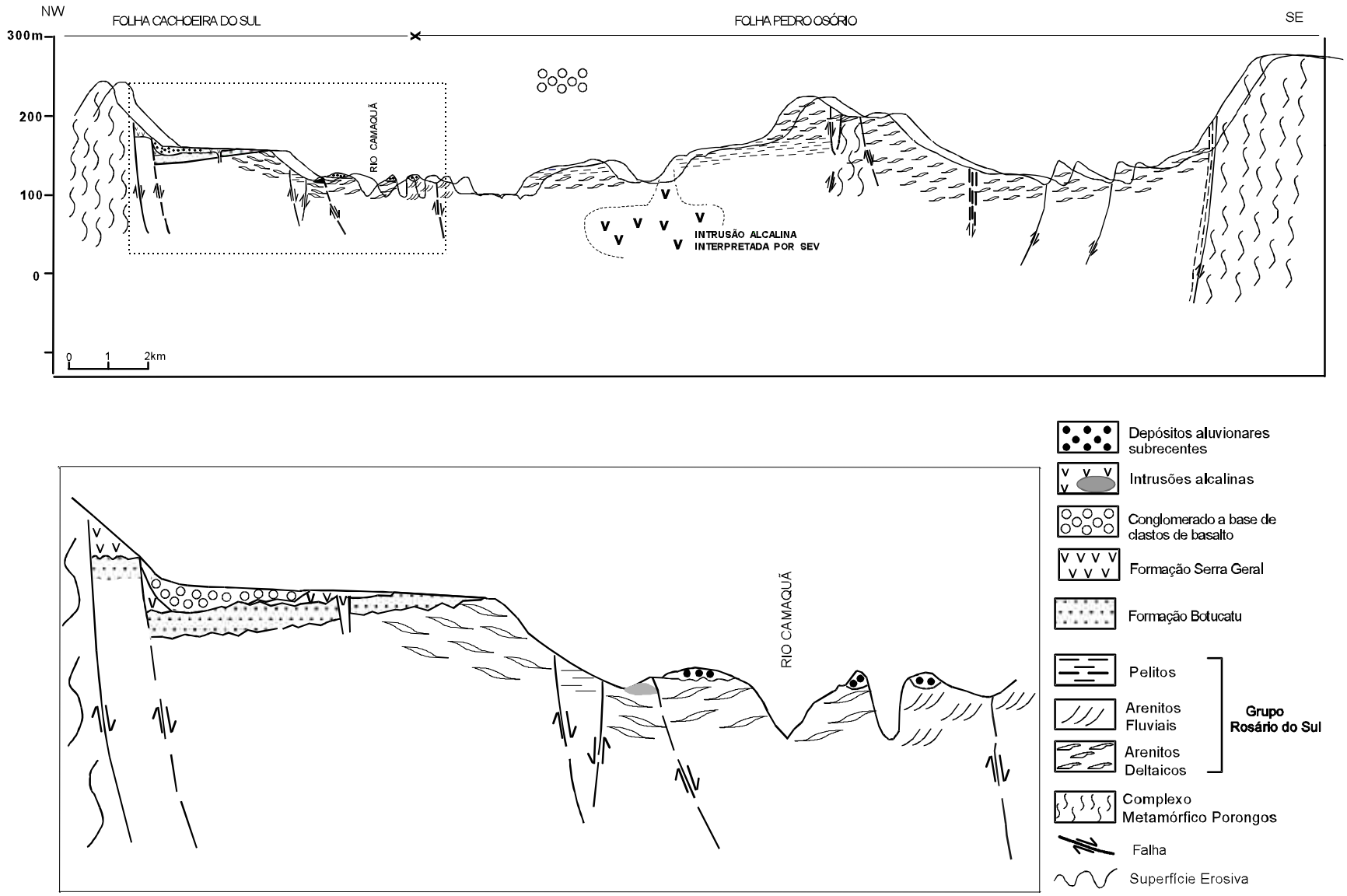


Figura 2.11 – Seção geológica ao longo da BR-392.

Os arenitos apresentam-se em três condicionamentos distintos, exibindo sempre cores róseas a avermelhadas:

a) Arenitos grossos a muito grossos em camadas lenticulares, com espessuras de 0,7m a 1,7m, amalgados, eventualmente conglomeráticos e com intraclastos de pelitos. Exibem estratificação cruzada acanalada, cruzada tabular, de médio porte e acamadamento gradacional normal. O contato inferior sobre as camadas pelíticas é abrupto, através de superfície erosiva de forma acanalada.

b) Arenitos médios a muito finos, em camadas lenticulares com geometria sigmoidal, espessuras da ordem de 0,3m a 1,0m, maciços ou com estratificação cruzada tangencial. Podem ocorrer em camadas isoladas, separadas por camadas de pelitos, ou amalgamados, compondo conjuntos de camadas que podem atingir espessuras da ordem de 6,0m. Os contatos basais não mostram evidências de erosão.

c) Arenitos finos a muito finos, em camadas tabulares com espessuras de 0,5cm a 10cm, maciços ou exibindo laminação plano-paralela ou *climbing-ripples*. São de ocorrência restrita, intercalados com camadas pelíticas, sem feições basais erosivas.

Os conglomerados são clastos suportados (ortoconglomerados), constituídos dominantemente por seixos de quartzo de veio, granitos e intraclastos pelíticos, com matriz de arcóseo grosso. O contato com as camadas subjacentes é abrupto, através de superfície erosiva com forma de canal (Orlandi Fº *et al.,* 1990).

Os pelitos são avermelhados, podendo ocorrer maciços ou com laminação plano-paralela. Normalmente as camadas são pouco espessas, intercalando-se com as camadas lenticulares ou tabulares de arenitos.

As direções das paleocorrentes indicam transporte de sudeste para noroeste.

O sistema deposicional interpretado é idêntico ao modelo flúvio-deltaico proposto por Orlandi Fº *et al*. (*op cit*.), com os pelitos representando as áreas de pró-delta; os arenitos muito finos a médios intercalados com camadas pelíticas ou amalgados compondo a frente deltaica (barras de desembocadura); e os arenitos grossos, com base erosiva e os conglomerados constituindo os depósitos fluviais.

Na área, a espessura dessa unidade pode ser estimada em 150m, desconsiderando-se as diversas repetições de camadas em razão dos falhamentos. A reavaliação dos dados de sondagens elétricas verticais (SEV's) realizadas na região (Orlandi Fº *et al.*, *op.cit*.), também sugere espessuras dessa ordem.

Idade

Segundo Lavina (1991), o Grupo Rosário do Sul abrange as rochas sedimentares triássicas, desde o Scyntiano para a Formação Sanga do Cabral, ao início do Noriano para a Formação Santa Maria, e jurássicas (?) da Formação Mata.

2.3.6 Magmatismo Básico

As rochas sedimentares gonduânicas são cortadas por intrusões básicas na forma de soleiras e diques de diabásio, e por intrusões alcalinas (Suíte Alcalina Passo da Capela), essas afetando exclusivamente as rochas triássicas do Grupo Rosário do Sul. Os diques de diabásio apresentam, petrograficamente, termos com ou sem olivina, os últimos em corpos de direção NE e que podem ser correlacionados à Formação Serra Geral do Juro-Cretáceo. Os diques de olivina-diabásio, mais expressivos na área, constituem corpos de grandes dimensões, orientação preferencial NW e de posicionamento estratigráfico ainda não definido.

2.3.6.1 Diques de Olivina Diabásio (β)

Corpos de olivina diabásio de grande extensão, na forma de diques e soleiras, associados a lineamentos NW-SE, têm sido registrados em diversos setores das folhas Pedro Osório e Cachoeira do Sul (*e.g*. Ribeiro *et al*., 1966; Ribeiro, 1966, 1970, 1977; Eckert, 1971; Tessari & Giffoni, 1970; Horbach *et al.* 1986; Orlandi Fº *et al.* 1990).

A ocorrência mais expressiva desses corpos hipoabissais situa-se na região do arroio Rondinha, na porção centro-norte da Folha Pedro Osório, correspondendo a um dique de direção N77^{o}W, aflorante por uma extensão de 16km e possança de até 200m (Orlandi Fº *et al., op. cit.*). Tessari & Giffoni (*op. cit*.) reuniram esses corpos de olivina diabásio sob a designação de Diabásio Rondina, indicando

a exposição do arroio Rondinha como localidade de referência.

As juntas e falhas NW-SE, às quais se associam esses corpos hipoabissais aparecem como importantes lineamentos magnéticos nos mapas aerogeofísicos disponíveis. Entre estes, o mais significativo é o que atravessa a Folha Pedro Osório segundo a direção N60^{o}-70^{o}W, por uma extensão superior a 100km, estendendo-se desde o limite oriental da folha, até a região do arroio Velhaco, no seu setor noroeste. Os vários perfis de modelamento efetuados ao longo deste lineamento magnético, evidenciam seu preenchimento por corpos básicos, com atitude vertical ou subvertical com caimento para SW. Em áreas em que esses corpos afloram, como ao sul e leste de Piratini ou na região do arroio Velhaco, foi possível caracterizá-los como olivina diabásios (Orlandi Fº *et al.*, 1990).

Na região do arroio Traíras, no setor noroeste da folha, Eckert (1971) mapeou dois corpos tabulares, com cerca de 1,2km^2 e 0,1km^2 de área, respectivamente, descrevendo-os como *sills* sobrepostos a rochas sedimentares eo-paleozóicas e capeados por arenitos terciários da Formação Santa Tecla. Neste levantamento constatou-se que, pelo menos em parte, esses corpos tabulares se sobrepõem a rochas gonduânicas da Formação Rio Bonito e, assim, pelas relações estratigráficas locais, parecem constituir soleiras intercaladas nessa unidade.

Os olivina diabásios apresentam-se, mesoscopicamente, como rochas compactas, isótropas, de coloração cinza-escuro a preto, com granulação desde fina até grossa (gabróide). Caracterizam-se por uma textura ofítica a subofítica, sendo constituídos por plagioclásio (labradorita), clinopiroxênio e, subordinadamente, olivina, apatita e opacos (Eckert, 1971; Tessari & Giffoni, 1970; Horbach *et al*., 1986). Os dados petrográficos apresentados por Viero & Roisenberg (1994) indicam que o clinopiroxênio é titano-augita com ferrossilita e significativos teores de Na_2O e Al_2O_3, enquanto a titanomagnetita constitui o óxido principal, com a pirita ocasionalmente registrada.

Os olivina diabásios têm sido considerados mesozóicos, tendo em vista o posicionamento de algumas soleiras intrusivas em rochas gonduânicas, e a sua correlação geral como equivalentes temporais dos derrames basálticos da Formação Serra Geral (Juro-Cretáceo).

Ribeiro (1977, 1980) caracterizou os fraturamentos NW aos quais se associam esses corpos hipoabissais, como suturas profundas por onde ascendeu o material magmático que deu origem aos diques de olivina-diabásio, bem como as rochas alcalinas conhecidas na região. Horbach *et al.* (1986) também sugeriram uma comagmaticidade entre os olivina-diabásios e as rochas alcalinas, essas com determinações radiométricas entre 92,8Ma e 76,0Ma (Cretáceo Superior), reunindo-os na Suíte Alcalina Passo da Capela; apresentaram uma datação de 100Ma (K/Ar) em plagioclásio de olivina-diabásio.

Viero & Roisenberg (*op.cit.*) consideram os olivina-diabásios como representativos de um magmatismo básico alcalino mesozóico, mas salientam que, com base nos dados litoquímicos e de cálculo de balanço de massa, há impossibilidade de eles serem cogenéticos com as rochas alcalinas da Suíte Alcalina Passo da Capela.

No âmbito da Folha Pedro Osório constata-se que os olivina diabásios, como na exposição do arroio Rondinha, são recobertos pelas rochas sedimentares do Grupo Rosário do Sul, consideradas do Triássico Médio-Superior, pelo seu conteúdo fossilífero; e que as soleiras ocorrentes no arroio Traíras estão intercaladas em rochas da Formação Rio Bonito (Permiano Inferior-Superior). Dessa forma, pelas relações estratigráficas locais, este magmatismo se posiciona entre o Permiano Superior e o Triássico Médio e, portanto, deve constituir um magmatismo independente que antecedeu ao magmatismo toleiítico da Formação Serra Geral (Juro-Cretáceo).

2.3.6.2 Suíte Alcalina Passo da Capela (λ)

As rochas de natureza alcalina que compõem a Suíte Alcalina Passo da Capela (Horbach *et al*. 1986) foram originalmente referidas por Ribeiro & Teixeira (1970). Em 1971, Ribeiro descreveu essas chaminés alcalinas ocorrentes na fossa do arroio Moirão, ao sul do rio Camaquã, caracterizando uma Província Alcalina no Rio Grande do Sul . Desde então, essas rochas têm sido objeto da atenção de diferentes pesquisadores (*e.g.* Pinto *et al*., 1975; Ribeiro, 1978; Horbach *et al.,* 1986; Barbieri *et al*., 1987; Burguer Jr. *et al*., 1988).

Horbach *et al*. (1986) que introduziram formalmente a designação Suíte Alcalina Passo da Cape-

la, incluiram também nessa unidade os diques de olivina diabásio registrados na região. Entretanto, como discutido anteriormente, as relações estratigráficas e os dados petrológicos (Viero & Roisenberg, 1994) não favorecem essa associação, de forma que a designação Suíte Alcalina Passo da Capela é aqui empregada para referir exclusivamente as intrusões de composição tefrito-fonolítica.

As rochas alcalinas afloram na forma de condutos de pequeno diâmetro, máximo de 800m e média de 300m, de forma semicircular a elipsoidal, que se distribuem em ambas as margens da rodovia BR-392, na porção centro-norte da Folha Pedro Osório. Essas chaminés são intrusivas nas rochas sedimentares do Grupo Rosário do Sul, bem como em metamorfitos e granitóides do embasamento pré-gonduânico. Nas zonas de contato, as rochas sedimentares encaixantes mostram-se estruturalmente perturbadas e afetadas por fenômenos de hidrotermalização e silicificação.

Burguer Jr. *et al.* (1988) destacam a posição espacial desses *spots*, segundo uma direção geral NW-SE, no entrecruzamento com falhas N 45^{o}E e N 30^{o}E.

Diques e apófises de rochas alcalinas, mostrando igualmente controle às estruturas NW-SE e NE-SW distribuem-se pela área afetando, tanto as rochas cristalinas como a cobertura sedimentar.

O mapeamento geológico da Folha Pedro Osório permitiu ampliar a área de distribuição dessa província alcalina, com a identificação de diversos corpos filonianos, especialmente no setor nordeste da folha. Igualmente, o mapeamento geológico da Folha Arroio da Bica (UFRGS, 1995) registrou duas novas intrusões de alcalinas afetando rochas graníticas. Foi incluída também nessa unidade, um corpo de brecha ígnea, com cerca de 20m de diâmetro, identificado nas proximidades da cidade de Canguçu, e que pelas características estruturais e mineralógicas, assemelha-se a um *pipe* kimberlítico (Caldasso & Sander, 1994).

Conforme Orlandi F^{o} *et al*. (1990), as rochas alcalinas apresentam colorações em tons cinza-esverdeado, cinza-escuro e cinza-claro, textura porfirítica, com fenocristais, da ordem de 2mm, de felds-patos alcalinos, feldspatóides e piroxênios, aleatoriamente distribuídos numa matriz afanítica. Ao microcópio caracterizam-se por uma textura porfirítica, com fenocristais idiomórficos de sanidina, nefelina, albita, aegerina-augita e melanita; os três últimos apresentando zonações bem desenvolvidas. O plagioclásio, quando presente, está corroído ou manteado por bordas de feldspato alcalino.

A textura da matriz varia de traquítica a pilotaxítica, sendo evidente a orientação de fluxo magmático. Nessa matriz identificam-se ripas de sanidina e albita, pequenos grãos de aegerina-augita e, muito raramente, cristais de biotita com bordas opacas. Apatita e esfênio são acessórios, ocorrendo como micrólitos idiomórficos. Como minerais secundários estão presentes carbonatos, zeólitas, cancrinita, sericita, clorita e óxidos de ferro.

Considerando as características texturais e o conteúdo mineralógico, essas rochas são classificadas como fonolitos tefríticos, fonolitos e tefritos fonolíticos.

A brecha ígnea aflorante a leste da cidade de Canguçu ocorre como uma massa bastante alterada de cor castanho-esverdeado a castanho-escuro, em que estão imersos fragmentos de rocha (granito, quartzito, milonito, andesito) de dimensões centimétricas a decimétricas, e cristais, com dimensões entre 3mm e 2,5cm, de mica preta (flogopita), ilmenita, granada (piropo ?) e de um máfico de cor verde-escuro na forma de prismas curtos (diopsídio ?). Tanto os fragmentos de rochas como os cristais mostram-se arredondados, como se tivessem sido movimentados por fluidização. A matriz, totalmente argilizada e oxidada, não permite a distinção de sua composição mineralógica ao microscópio.

Os diques são de pequena possança (5m) e apresentam-se, em geral, bastante intemperizados. São rochas de coloração verde-claro, com textura afanítica ou porfirítica, neste caso, com raros fenocristrais de tamanho médio a fino (2mm - 0,5mm), imersos em matriz afanítica. Amostras desses diques que possibilitaram estudo microscópico, revelam fenocristais de feldspatos alcalinos, feldspatóides e máficos. Estes, são de piroxênio do tipo aegerina e, secundariamente, de um anfibólio verde (hornblenda ?), ambos na forma de cristais aciculares. A matriz consta de uma mesóstase de microscristais de feldspato alcalino e felds-patóide, agulhas de máficos e vidro devitrificado.

Do ponto de vista químico, as rochas da Suíte Alcalina Passo da Capela apresentam altos teores em álcalis ($K_2O + Na_2O$), caráter nitidamente miasquítico, com teores de nefelina normativa variáveis

entre 0,5% e 25%. O índice agpaítico para essas rochas varia entre 0,4 e 0,7 (Orlandi Fº *et al*., 1990).

De acordo com Barbieri *et al.,* (1987) as razões inicias Sr^{87}/Sr^{86} para as rochas dessa unidade variam entre 0,70461 e 0,70568, o que suporta a interpretação de que essas rochas derivaram de fusões básicas alcalinas por processos de cristalização fracionada.

Os mesmos autores apresentam doze determinações K/Ar realizadas em rochas da Suíte Alcalina Passo da Capela, as quais forneceram uma idade média de 84,6Ma para o evento, havendo inclusive uma correlação entre idade e evolução desse magmatismo, com 92,8Ma - 89,3Ma em tefritos fonolíticos (menos diferenciados); 85,2Ma - 80,8Ma em fonolitos; e 83,3Ma - 76,0Ma em fonolitos peralcalinos (mais diferenciados).

2.3.7 Coberturas Cenozóicas

As coberturas cenozóicas ocorrentes na folha compreendem os sedimentos continentais de Formação Santa Tecla, uma delgada cobertura terciária que se sobrepõe às rochas gonduânicas e cristalinas na porção central do escudo, e os depósitos continentais, transicionais e marinhos que, na porção oriental do estado, contornam os limites do embasamento, compondo o domínio da Planície Costeira. Na área em foco, essa cobertura sedimentar tem sua maior expressão superficial no canto sudeste da folha, ao longo da várzea do rio Piratini. Faixas aluvionares expressivas, caracterizadas por sedimentos inconsolidados (areias, cascalhos, argilas), são ainda encontradas ao longo dos rios Camaquã, Negro, Jaguarão, Piratini e seus afluentes.

2.3.7.1 Formação Santa Tecla (Unidade 6)

Essa unidade foi criada por Carvalho (1932) sob a denominação de Série Santa Tecla e tendo por localidade-tipo a serra homônima situada ao norte da cidade de Bagé. Trabalhos posteriores de Formoso & Willig (1966), Tessari & Giffoni (1970) e Horbach *et al.* (1986) vieram a caracterizar melhor a unidade, tanto do ponto de vista litológico, quanto ao seu posicionamento estratigráfico.

A Formação Santa Tecla ocorre na porção ocidental da folha, ao norte e noroeste de Hulha Negra, e estende-se para oeste,para além dos limites da área mapeada. Morfologicamente corresponde a um grande platô com uma drenagem dendrítica pouco encaixada e grande número de lagos, o que a torna muito característica em fotografias aéreas. Nas bordas desse platô, onde a erosão seccionou mais profundamente seus sedimentos, desenvolve feições tabulares características, compondo pequenas elevações de topo achatado e vertentes íngremes. Essas feições, todavia, como ressaltaram Tessari & Giffoni (*op. cit.*), podem dar origem a interpretações errôneas, uma vez que os arenitos do topo da Formação Rio Bonito podem responder fisicamente da mesma forma. Esse fato foi constatado no âmbito da Folha Pedro Osório, razão pela qual houve uma redução na área mapeada da Folha Santa Tecla, quando comparada aos mapas geológicos precedentes.

A Formação Santa Tecla constitui uma cobertura que assenta discordantemente tanto sobre as unidades gonduânicas como sobre rochas do embasamento pré-gonduânico, conforme registrado em diversos furos de sondagem realizados na região (figura 2.12).

Litologicamente está representada por arenitos e conglomerados que constituem um pacote maciço com estratificação pouco evidente ou ausente, e que foi afetado por fenômenos posteriores de silicificação e ferrificação.

Em afloramento os arenitos apresentam um aspecto cavernoso, sendo mais comuns os arenitos ferruginosos, friáveis, avermelhados. Subordinadamente ocorrem arenitos com cimento silicoso de coloração esbranquiçada, amarelada e também rósea, bastante resistentes. São comuns ocorrerem associadas, concreções silicosas de hábito mamelonar, distribuídas ao longo de certos níveis ou concentradas na superfície.

Os arenitos que compõem a Formação Santa Tecla, conforme descrições dos furos de sondagem, são finos, bem selecionados, constituídos por grãos de grãos de quartzo arredondados a subarredondados, com grânulos de quartzo e feldspato dispersos. Localmente apresentam matriz argilosa e cimento carbonático ou ainda concreções carbonáticas. Não apresentam estratificação visível, salvo em raros casos, em que se intercalam níveis de um argilito róseo, localmente carbonático. Descrições mais completas desses arenitos são encontradas em Formoso & Willig (1966).

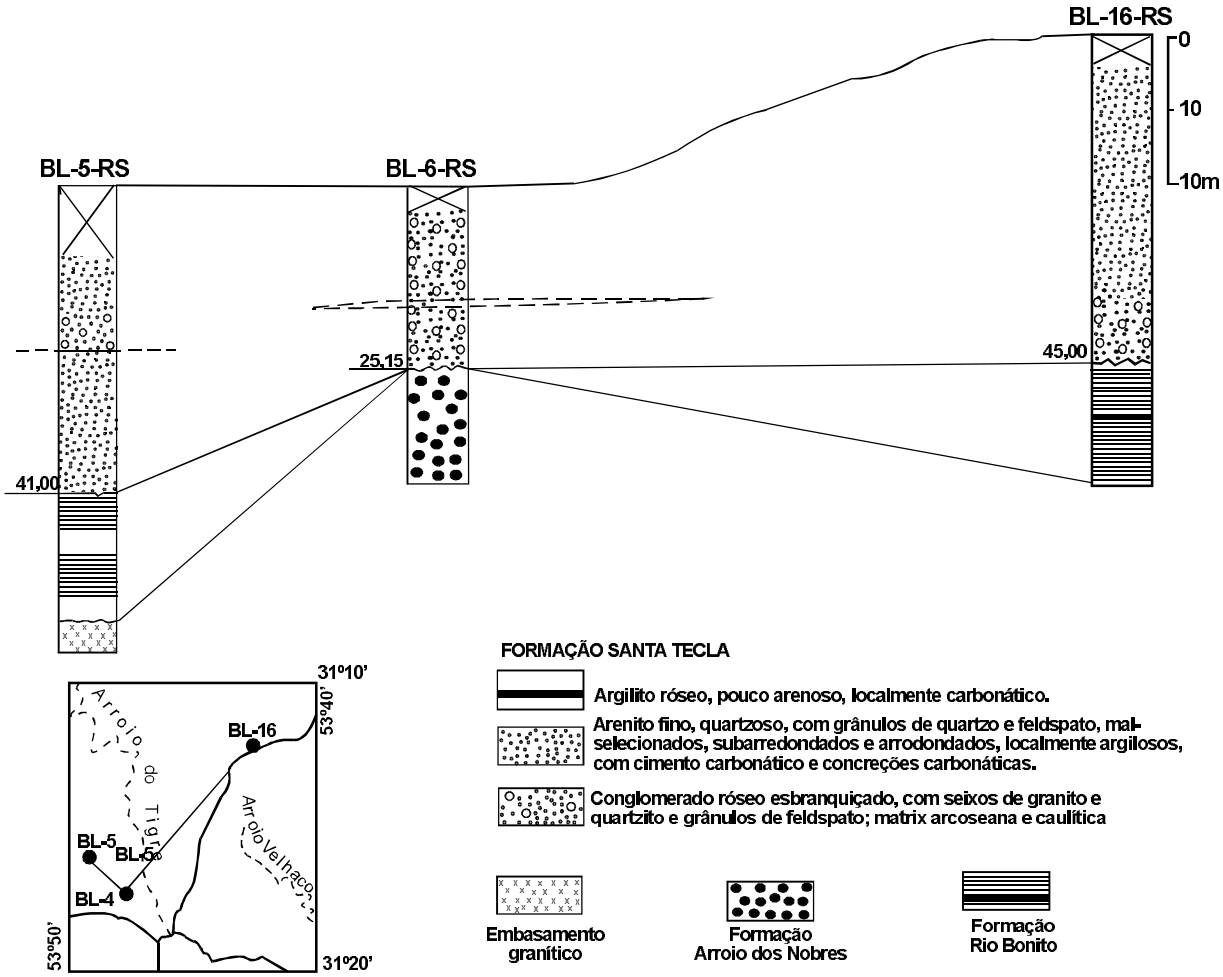


Figura 2.12 – Seção através dos furos BL-5-RS, BL-6-RS e BL-16-RS, mostrando as diversas litologias que compõem a Formação Santa Tecla.

Os conglomerados são de ocorrência mais restrita, situando-se normalmente no terço inferior do pacote ou junto ao próprio contato inferior. Apresentam coloração rósea ou esbranquiçada devida ao cimento silicoso ou carbonático, e matriz arenosa ou caulínica, que envolve grânulos de quartzo e seixos arredondados de granito e quartzo. O conjunto possui aparência grosseira, imatura, com os seixos dispersos caoticamente (Tessari & Giffoni, 1970).

A espessura da Formação Santa Tecla é bastante variável, sendo a máxima de 45m registrada na sondagem BL-16-RS (figura 2.11).

Tessari & Giffoni (*op. cit.*) constataram que a Formação Santa Tecla não foi afetada pelas falhas e fraturas que alcançaram toda a seqüência sedimentar gonduânica, e admitiram que a deposição da unidade se processou após terem cessado as últimas manifestações tectônicas relacionadas ao vulcanismo basáltico juro-cretácico da Formação Serra Geral. Em razão disso, admitiram que a unidade seria posterior ao Cretáceo, possivelmente do Terciário Inferior. Os trabalhos de campo na Folha Pedro Osório vieram a confirmar essas observações. Adicionalmente, a ausência de relações de contato com as rochas alcalinas da Suíte Intrusiva Passo da Capela, reconhecidamente de posicionamento cronológico no Cretáceo Superior, também aponta para uma idade terciária para essas litologias.

2.3.7.2 Planície Costeira (Unidades 4 e 5)

A parte sudeste da folha apresenta suas áreas de embasamento contornadas por sedimentos ce-

nozóicos costeiros que, ao longo do rio Piratini, fazem interfácies com os sedimentos aluvionares.

O estudo desses sedimentos costeiros só pode ser compreendido, se for levado em conta o contexto evolutivo regional, com a deposição dessas litologias sendo o resultado dos eventos transgressivos-regressivos relacionados aos processos glácio-eustáticos que se iniciaram ao final do Terciário, conforme originalmente defendido por Villwock, 1972; Villwock, 1984; e Villwock & Tomazelli, 1996. A cartografia dessa cobertura foi baseada em mapeamento anterior (Wildner, 1985; Wildner *et al*., 1988), em que foram delimitadas unidades litoambientais; essas unidades quando cartografadas permitem traçar a sucessão daqueles eventos geológicos que culminaram com a modelagem da atual Planície Costeira.

Na Folha Pedro Osório só estão representados os depósitos das porções mais externas da bacia costeira, correspondentes aos leques aluviais e aos terraços lagunares; os últimos correspondendo aos sedimentos depositados atrás das barreiras que se formaram com primeiras transgressões marinhas do início do Quaternário.

Leques Aluviais (Unidade 5)

Correspondem aos depósitos gravitacionais de encosta que gradam para sistemas de leques aluviais e canais anastomosados. Esses depósitos de sedimentos situam-se na interfácies entre as rochas do escudo e a bacia cenozóica, sendo constituídos dominantemente por arenitos arcoseanos, semiconsolidados, com fácies localizadas síltico-argilosas e areno-conglomeráticas, de cores claras, variando entre o cinza-amarelado e o marrom-avermelhado, onde são comuns estruturas do tipo plano-acanalada e de corte e preenchimento.

Apesar de toda a borda da bacia cenozóica estar representada por esses sedimentos clásticos, derivados da dissecação das terras altas adjacentes, nem todos os depósitos identificados são equivalentes em idade. Isso porque os efeitos do retrabalhamento e desenvolvimento dos depósitos de encosta certamente persistem até os dias atuais, gerando dúvidas quanto aos limites entre as litologias depositadas nos primeiros estágios de desenvolvimento da bacia, ou nos períodos subseqüentes da sedimentação. Foram ainda relacionados a esses depósitos, os sedimentos que ocupam o vale do arroio Santo Antonio, no sopé da serra dos Gomes, no limite setentrional da folha. São conglomerados, arenitos e argilitos de cores avermelhadas, levemente litificados; sobre esses depósitos ocorre uma estreita faixa aluvionar.

Terraços Lagunares (Unidade 4)

Como antes descrito, esses depósitos foram formados pelo assoreamento dos corpos lagunares que se formaram na porção interna de cada barreira desenvolvida em cada transgressão marinha do Quaternário. O preenchimento desses corpos lagunares por mantos de aspersão eólica e por sistemas fluviais restritos levavam à formação de extensos terraços lagunares (Wildner *et al.*, 1988).

Na Folha Pedro Osório esses terraços lagunares correspondem às terras planas e baixas (altitude 30m) que ocupam o extremo-sudeste da folha e são cortadas na porção central pelo curso do rio Piratini. Litologicamente compreendem fácies areno-síltico-argilosas de coloração creme-clara, em depósitos inconsolidados. Na área em foco são registrados dois níveis desses terraços, relacionados à primeira (4b) e à segunda(4a) transgressão marinha no Quaternário.

2.3.7.3 Depósitos Aluvionares (Unidades 1, 2 e 3)

Os depósitos aluvionares registrados na área da Folha Pedro Osório incluem os depósitos de tálus, depósitos coluvionares e aluviões subatuais e atuais.

Depósitos de Tálus (Unidade 3) – Esses depósitos foram observados principalmente na encosta da serra do Veleda, acidente topográfico que marca a zona de falha da Açotéia, na porção ocidental da folha. Os depósitos são formados por blocos de rocha e agregados que, carreados pela gravidade, atulham os vales em forma de "V" da porção montante dos cursos d'água.

Depósitos Coluvionares (Unidade 2) – Os depósitos coluvionares mais expressivos foram registrados na área sedimentar gonduânica, às margens do arroio Candiota. Trata-se de produto de alteração de rochas, constituído especialmente por silte e argila.

Aluviões (Unidade 1) – São encontradas ao longo dos principais cursos d'água, em especial no rio Camaquã e seus afluentes Restinga, Boici, Bica, Pantanoso e das Pedras, e no baixo curso do rio Piratini. Na porção ocidental da área, sobre os terrenos sedimentares gonduânicos, as faixas aluvionares acompanham os cursos dos rios Negro e Jaguarão, bem como de seus afluentes do Vime e Candiota. Estes cursos d'água apresentam planícies aluviais mais amplas, o que é explicado pela natureza sedimentar pouco resistente das litologias vizinhas, e por sua situação em terrenos relativamente planos e baixos. Como conseqüência, no regime de chuvas, os rios e arroios transbordam de suas margens, indo ocupar a planície de inundação, onde se dá uma sedimentação fina. Nessas drenagens os aluviões são formados por areias finas e materiais síltico-argilosos, com depósitos rudáceos muito restritos.

Ao contrário, os demais cursos d'água correm sobre terrenos cristalinos, e seus produtos aluvionares são mais grosseiros, com areias grossas e cascalhos dominantes. Mesmo no rio Piratini, cuja faixa aluvionar desenvolveu-se essencialmente sobre terrenos sedimentares, os materiais transportados são mais grosseiros, vindos dos terrenos cristalinos de montante. Esse rio apresenta também uma ampla planície aluvionar, podendo-se distingüir os depósitos subatuais (1b), dos depósitos atuais (1a).