**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**GEOLOGIA E MODELAGEM GEOTECTÔNICA DOS
TERRENOS PRÉ-CAMBRIANOS DAS REGIÕES SUL-
ORIENTAL BRASILEIRA E URUGUAIA: POSSÍVEIS
CORRELAÇÕES COM PROVÍNCIAS SIMILARES DO
SUDOESTE AFRICANO**

MIGUEL ANGELO STIPP BASEI

**CONCURSO PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE
PROFESSOR LIVRE-DOCENTE JUNTO AO
DEPARTAMENTO DE MINERALOGIA E
GEOTECTÔNICA DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DA UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO. ÁREA DE
GEOLOGIA ISOTÓPICA**

**São Paulo
Setembro de 2000**

DEDALUS - Acervo - IGC

30900006699

APRESENTAÇÃO

Este trabalho representa uma síntese da geologia dos terrenos Pré-Cambrianos a Eo-Paleozóicos da porção sul brasileira e oriental do Uruguai. Apresenta um sumário da geologia das faixas supracrustais do sudoeste africano e faz uma correlação geológica entre essas regiões.

Trata-se de um trabalho realizado para atender o cumprimento de uma das exigências para se obter o título de Professor Livre Docente na Universidade de São Paulo e, portanto, necessariamente de apresentação individual. Entretanto, este não é um produto gerado em sua totalidade unicamente pelo autor, mas sim, representa uma síntese dos conhecimentos adquiridos nas últimas duas décadas por um grupo de pesquisadores com considerável participação de pós-graduandos.

Este trabalho não tem o rigor científico e formal de uma Tese. Ele tem por objetivo maior apresentar a evolução das idéias do autor sobre a geologia da região onde o mesmo dedicou grande parte de sua vida científica. Desta forma, este texto representa um amadurecimento das idéias, incluindo substanciais modificações, em várias das interpretações apresentadas pelo autor para essa região desde seu doutoramento em 1985. Ele pode ser considerado o resultado geológico do principal projeto de estudo que o autor tem desenvolvido juntamente com sua equipe de trabalho.

A experiência pessoal do autor e de sua equipe relaciona-se, principalmente, aos estudos realizados nos Estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina. Para o Estado do Rio Grande do Sul e para o Uruguai, o texto apresentado foi embasado na literatura disponível e em duas viagens do autor para cada uma dessas regiões. A síntese elaborada para o sudoeste africano foi exclusivamente apoiada na literatura encontrada.

Por suas características, este trabalho procurou reunir, de forma organizada, as informações e interpretações que estavam dispersas em inúmeros artigos, resumos e relatórios de projetos coordenados pelo interessado, apresentados nos últimos anos.

Como os estudos geocronológicos e isotópicos representam uma ferramenta bastante importante para as conclusões deste trabalho, são apresentadas como apêndice, várias tabelas dos dados radiométricos disponíveis na literatura especializada. Essas tabelas estão organizadas em relação aos diferentes segmentos do Cinturão Dom Feliciano. De modo análogo, o mesmo procedimento foi adotado para os demais terrenos de ambos continentes.

Por se tratar da especialidade do autor, por sua importância interpretativa e pelo fato de ter sido bastante utilizada, diversos diagramas U-Pb em zircões são apresentados como figuras em meio ao texto, acompanhadas dos respectivos dados analíticos. Para as demais metodologias, e para dados produzidos por outros autores sem a participação do CPGeo, são comentados somente os resultados numéricos e as interpretações pertinentes.

Nominar todas as pessoas a quem gostaríamos de agradecer pela ajuda que recebemos (em todos os níveis), pelas discussões científicas e, acima de tudo pelos anos de amizade, implicaria na elaboração de uma lista muito grande. Desta forma, agradeço de forma enfática a todos aqueles com quem, na USP e for a dela, tenho convivido esses anos todos. Em especial, gostaria de agradecer aos funcionários do IG e, em particular, aos do CPGeo.

Dedico este trabalho com todo carinho, a minha esposa Ivani e a meus filhos Giovanni, Bruno e Vitória.

São Paulo, Setembro de 2000

Miguel Angelo Stipp Basei

ÍNDICE

ABSTRACT	7
SUMÁRIO	8
INTRODUÇÃO	11
CINTURÃO DOM FELICIANO	12
CINTURÃO GRANITÓIDE (GRANITE BELT)	18
Batolito Florianópolis	19
<i>Suite Aguas Mornas</i>	19
<i>Suite São Pedro de Alcantara</i>	22
<i>Suite Pedras Grandes</i>	27
<i>Magmatismo no limite norte/noroeste do Batolito Florianópolis</i>	29
Batolito Pelotas	32
<i>Suite Pinheiro Machado</i>	33
<i>Suite Viamão</i>	34
<i>Suite Dom Feliciano</i>	34
Batolito Aiguá	36
CINTURÃO META-VULCANOSSEDIMENTAR (SCHIST BELT)	39
Complexo Metamórfico Brusque	41
Complexo Metamórfico Porongos	48
Complexo Metamórfico Lavalleja	50
Núcleos Gnaíssicos Antigos (embasamento?) em meio ao Schist Belt	51
BACIAS DE FORELAND (FORELAND BASINS)	55
Bacia do Itajaí (SC)	55
Bacia do Camaquã (RS)	60
Bacias Arroyo del Soldado – Piriapolis (UY)	61
ANTE-PAÍS (Foreland Domain)	63
DOMÍNIO NORTE	65
Microplaca Curitiba	66
Microplaca Luis Alves	70
DOMÍNIO SUL	77
Craton Rio de La Plata	77
<i>Blocos Taquarembó, Rivera e Nico Perez</i>	78
<i>Terreno Piedra Alta</i>	81
O BLOCO SÃO GABRIEL (RS)	83
O TERRENO PUNTA DEL LESTE (UY)	85
CONSTITUIÇÃO DO CINTURÃO DOM FELICIANO	90
PRINCIPAIS TRAÇOS GOLÓGICOS DO SUDOESTE AFRICANO	92
CINTURÃO KAOKO	93
CINTURÃO GARIEP	95
CORRELAÇÕES COM A CONTRAPARTE AFRICANA	98
IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS DAS IDADES MODELO (NDTDM)	101
CONSIDERAÇÕES FINAIS	106
BIBLIOGRAFIA	106
ANEXOS	

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES E TABELAS

Figura 1 – Principais domínios tectônicos da porção sul-brasileira e uruguaia	9
Figura 2 – Perfil geológico ao longo do CDF em Santa Catarina	13
Figura 3 - Perfil geológico ao longo do BSG e CDF no Rio Grande do Sul	15
Figura 4 - Perfil geológico ao longo do TPE e CDF no Uruguai	16
Figura 5 – Diagrama Concórdia para granitóides migmatíticos- Suíte Águas Mornas-SC	20
Tabela 1 – Dados analíticos U-Pb para os granitóides da Suíte Aguas Mornas	20
Figura 6 – Diagrama Concórdia para os granitóides deformados tipo Paulo Lopes –SC	22
Tabela 2 – Dados analíticos U-Pb para os granitóides da Suíte Paulo Lopes	22
Prancha 1 – Fotos A-E – granitóides diversos do Cinturão Granitóide (SC-RS)	24
Figura 7 – Diagrama Concórdia para os granitóides da Suíte S.P. Alcântara – SC	25
Tabela 3 – Dados analíticos U-Pb para os granitóides da Suíte S.P.Alcântara	25
Figura 8 – Diagrama Concórdia para os granitóides tipo Santa Luzia – SC	26
Tabela 4 – Dados analíticos U-Pb para os granitóides da Suíte Santa Luzia	27
Figura 9 – Diagrama Concórdia para os granitóides tipo Pedras Grandes – SC	28
Tabela 5 – Dados analíticos U-Pb para os granitóides da Suíte Pedras Grandes	28
Tabela 6 – Dados analíticos U-Pb para os granitóides da Associação Rolador – ZCMG	29
Figura 10 – Diagrama Concórdia para os granitóides da Associação Rolador –ZCMG	30
Figura 11 – Diagrama Concórdia para os granitóides da Associação Fernandes –ZCMG	31
Tabela 7 – Dados analíticos U-Pb para os granitóides da Associação Fernandes – ZCMG	31
Tabela 8 – Dados analíticos U-Pb para os granitóides URPR12 – Uruguai	37
Figura 12 – Diagrama Concórdia-Domínio Central-URPR12 – Uruguai	37
Tabela 9 – Dados analíticos U-Pb para os granitóides URPR03 – Uruguai	38
Figura 13 – Diagrama Concórdia-Domínio Central-URPR03 – Uruguai	39
Figura 14 – Diagrama Concórdia para o Granitóide Valsungana – Schist Belt – SC	42
Tabela 10 – Dados analíticos para o Granitóide Valsungana – Schist Belt – SC	42
Figura 15 – Diagrama Concórdia para o Granitóide Nova Itália – Schist Belt – SC	44
Tabela 11 – Dados analíticos para o Granitóide Nova Itália – Schist Belt – SC	44
Figura 16 – Diagrama Concórdia para o Granitóide Faxinal – Schist Belt – SC	45
Tabela 12 – Dados analíticos para o Granitóide Faxinal – Schist Belt – SC	46
Prancha 2 – Fotos A-E - metassedimentos e granitóides do Schist Belt (SC,RS,UY)	47
Prancha 3 – Fotos A-D - gnaisses e migmatitos do embasamento do Schist Belt	52

Figura 17 – Diagrama Concórdia para o Granitóide Ponta do Cabeço – SC	53
Tabela 13 – Dados analíticos para o Granitóide Ponta do Cabeço – SC	54
Prancha 4 – Fotos A-F - metassedimentos e rochas ígneas das Bacias de Foreland	57
Figura 18 – Diagrama Concórdia para os Riolitos Apiúna-Bacia do Itajaí – SC	58
Tabela 14 – Dados analíticos para os Riolitos Apiúna –Bacia do Itajaí – SC	58
Figura 19 – Diagrama Concórdia para o Granito Subida-Bacia do Itajaí – SC	59
Tabela 15 – Dados analíticos para o Granito Subida –Bacia do Itajaí – SC	60
Figura 20 – Perfil geológico através da Zona de Sutura Pien, PR-SC	64
Figura 21 – Diagrama Concórdia – Batolito Rio Pien (PR-SC)	65
Tabela 16 – Dados analíticos - Granitóides cálcio-alcálicos – Batolito Rio Pien –SC	66
Figura 22 - Diagrama Concórdia para o charno-enderbita Paulo Leminski-Cx. Atuba -PR	67
Tabela 17 – Dados analíticos - charno-enderbita Paulo Leminski- Cx. Atuba – PR	68
Prancha 5 – Fotos A-D – gnaisses e migmatitos do Ante-país do C. D. F.	69
Figura 23 - Diagrama Concórdia -leucogranito migmatítico – Cx. Granulítico de SC	71
Tabela 18 – Dados analíticos U-Pb - leucogranito migmatítico – Cx. Granulítico de SC	72
Figura 24 - Diagrama U-Pb, charno-enderbita, zircões arredondados, Luis Alves – SC	72
Tabela 19 – Dados analíticos U-Pb para os zircões arredondados, Luis Alves, SC	73
Tabela 20 – Dados analíticos U-Pb para os zircões prismáticos, Luis Alves, SC	73
Figura 25 - Diagrama U-Pb, charno-enderbita, zircões prismáticos, Luis Alves – SC	74
Tabela 21 - Dados analíticos U-Pb - quartzitos granatíferos - monazitas, Luis Alves, SC	75
Figura 26 - Diagrama U-Pb, quartzitos granatíferos - monazitas, Luis Alves – SC	76
Figura 27 – Diagrama Concórdia - Granitóide Isla Mala- Terreno Piedras Altas – Uruguai	81
Tabela 22 – Dados analíticos - Granitóide Isla Mala- Terreno Piedras Altas – Uruguai	82
Tabela 23 – Dados analíticos - granitóides migmatíticos – Terreno Punta Este –UY	86
Figura 28 – Diagrama Concórdia – granitóides migmatíticos – Terreno Punta Este –UY	87
Figura 29 – Diagrama Concórdia – granitóides neoproterozóicos – TPE – UY	89
Tabela 24 – Dados Analíticos - – granitóides neoproterozóicos – TPE – UY	88
Figura 30 – Sequência evolutiva do Cinturão Dom Feliciano	97
Tabela 25 – Dados geocronológicos e isotópicos do CDF e terrenos adjacentes	100
Figura 31 – Histograma das idades modelo Sm-Nd	102
Figura 32 - Corte geológico hipotético entre América do Sul e África (~ 500Ma)	105

GEOLOGIA E MODELAGEM GEOTECTÔNICA DOS TERRENOS PRÉ-CAMBRIANOS DAS REGIÕES SUL- ORIENTAL BRASILEIRA E URUGUAIA: POSSÍVEIS CORRELAÇÕES COM PROVÍNCIAS SIMILARES DO SUDOESTE AFRICANO

ABSTRACT

The Neoproterozoic Dom Feliciano Belt (DFB) stretches for *ca.* 1,200 km along southern Brazil and eastern Uruguay, with an average width of 150 km. The DFB is internally organized according three different crustal segments characterized, from southeast to northwest, by a *Granitoid belt* (deformed I-type medium to high calc-alkaline granites and alkaline granitoid rocks; a *Schist belt* (volcano-sedimentary rocks metamorphosed from greenschist to amphibolite facies), and a *Foreland belt* (anchimetamorphic sedimentary and volcanic rocks), the latter situated between the Schist belt and the Paleoproterozoic foreland. Despite discontinuously covered by younger sediments, the continuity of these three crustal segments is suggested by the similar lithotypes, structural characteristics, ages and isotopic signature, as well as by the gravimetric data.

In this new contribution, DBF is interpreted as the product of successive subductions and collisions related to the agglutination of different terranes generated or intensely, reworked from the Neoproterozoic to the Cambrian, during the Brasiliano-PanAfrican and Rio Doce orogenies, starting at 800 Ma (opening of the Adamastor Ocean) and ending at 530 Ma (deformation of the foreland basins) related to the tectonomagmatic events associated with the birth of the Western Gondwana.

Besides the Neoproterozoic DFB and its foreland, the Rio de la Plata Craton-Luis Alves Microplate, constituted by Archean-Paleoproterozoic gneissic-migmatitic-granulitic rocks, two other tectonic units can be recognized in southern Brazil and eastern Uruguay: the São Gabriel Block (Brazil) where Neoproterozoic juvenile material can be characterized in regional scale (in great part associated with an island arc setting), and the Punta del Este Terrane (Uruguay) an 1.0 Ga orthogneissic basement and a low grade metasedimentary cover (Rocha Group), which can correspond in the South-American portion, to the Namaqua terrane and Gariep belt observed in the southwest border of the African continent.

The Granite Belt magmatic development would be associated with the generation of a mature magmatic arc with an important crustal participation, generated from easternward subduction. The probable back-arc basin for this belt would be situated on the African side (part of the Costal Damara, Kaoko and Gariep Belts). In this context The Nama basin would be a hinterland and not a foreland basin.

SUMÁRIO

O Cinturão Dom Feliciano representa uma faixa com cerca de 1200 km de extensão e largura média de 150 km., orientada aproximadamente NS, que ocupa toda a porção oriental sul-brasileira e uruguaia

Desde seu limite norte em Santa Catarina até sua terminação no Uruguai, o Cinturão Dom Feliciano apresenta uma organização interna constituída por três segmentos crustais caracterizados, de sudeste para noroeste, por um *Granitoid belt* (rochas granitóides calcio-alcálinas a alcálinas deformadas em diferentes graus); *Schist belt* (rochas vulcanosedimentares metamorfasadas no facies xisto verde a anfibólito) e; *Foreland belt* (rochas sedimentares e vulcânicas anquimetamórficas) este último, situado entre o schist belt e os terrenos antigos localizados a oeste. Apesar de descontínuos, em parte resultante de seu recobrimento por coberturas sedimentares mais jovens, a continuidade desses três segmentos pode ser sugerida pelas similaridades dos litotipos que os contituem, por suas características estruturais, bem como, pela assinatura geofísica gravimétrica.

Neste artigo o Cinturão Dom Feliciano é interpretado como produto de sucessivas subducções e colisões relacionadas a aglutinação de diferentes terrenos gerados ou intensamente retrabalhados no período compreendido entre o Neoproterozóico e o Cambriano, durante as orogêneses Brasileira e Rio Doce, cujo intervalo máximo de tempo estaria compreendido entre 900 (abertura do oceano Adamastor) e 530 Ma (deformação das bacias de foreland) relacionados aos eventos tectono-magmáticos associados a formação do Gondwana Ocidental.

Além do Cinturão Dom Feliciano de idade neoproterozóica e seu ante-país, (Craton Rio de La Plata e Microplaca Luis Alves), constituído por rochas gnaíssico-migmatíticas paleoproterozóicas, podem ser reconhecidos na região sul-oriental brasileira e uruguaia, duas outras unidades tectônicas: Bloco São Gabriel (RS), onde pode ser caracterizada a existência, em escala regional, de material neoproterozóico juvenil (em grande parte associado a arco de ilha), e o Terreno Punta del Este que, na extremidade SE do Uruguai apresenta um embasamento ortognáissico com idades ao redor de 1000Ma e uma

GEOLOGICAL MAP OF THE DOM FELICIANO BELT:
SOUTH BRAZIL AND EASTERN URUGUAY

cobertura metassedimentar (Gr. Rocha) que podem corresponder, na porção sul-americana, as unidades Namaqua e Gariep observadas na borda sudoeste do continente africano.

É sugerido que o segmento representado pelos batolitos costeiros (Florianópolis e Pelotas no Brasil e Aiguá no Uruguai), represente as raízes de um arco magmático gerado, principalmente entre 620 e 590Ma, em decorrência da subdução para oeste de uma crosta oceânica (Oceano Adamastor) que teria nas rochas supracrustais relacionadas ao cinturões Kaoko/Damara/Gariep seus depósitos de back-arc.

INTRODUÇÃO

Na porção sudeste sul-americana pode ser observado o registro magmático, metamórfico, estrutural e geotectônico das orogêneses superpostas do Neoproterozóico- Eopaleozóico. A geometria atual dessas unidades geotectônicas reflete colagens de distintos terrenos cujo processo, culminou com o amalgamento do supercontinente gondwânico. As orogêneses Brasileira (900-620Ma) e Rio Doce (620-530Ma) que atuaram na região, estão documentadas por restos de arcos magmáticos e coberturas meta-vulcanosedimentares bem representados pelos Cinturões Ribeira e Dom Feliciano.

O registro dos episódios metamórficos do Ciclo Brasileiro teriam seu clímax por volta de 700 ± 50 Ma e, os eventos colisionais ao redor de 640 ± 20 Ma. O término desses episódios orogênicos foi caracterizado por grande aloctonia com transporte preferencial para NNW. Um magmatismo tardio a esses processo (600 ± 10 Ma) é bastante marcante na porção sul-brasileira e caracteriza o término, em regime extensional, dos eventos relacionados ao Ciclo Brasileiro (bacias vulcano-sedimentares e granitóides alcalino-peralcalinos da suíte Serra do Mar).

Com a estabilização da orogênese Brasileira, instalou-se em toda porção costeira brasileira, a leste do conjunto formado pelos cratons do São Francisco e Rio de La Plata, um conjunto de arcos magmáticos com início por volta de 620 ± 20 Ma,

constituindo-se nos principais domínios dos terrenos gerados durante a orogênese Rio Doce (Campos Neto e Figueiredo, 1995). Esse conjunto é seguido de importante magmatismo (600-580 Ma). As bacias do tipo foreland com sedimentação ao redor de 560+/- 20Ma e deformação em torno de 530Ma, representam o principal registro vulcano-sedimentar da orogênese Rio Doce na região sul-brasileira.

A figura 1 representa a distribuição dos dois principais domínios tectônicos da porção sul-brasileira e uruguaia onde se destacam a Microplaca Luis Alves e o Craton Rio de La Plata na porção oeste enquanto o CDF predomina na região oriental. É dada grande ênfase na segmentação interna do CDF destacando os contactos tectônicos entre as diversas faixas que o constituem. Desta forma, separando o Granite belt das supracrustais tem-se as zonas de cisalhamento Major Gercino (SC), Cordilheira (RS) e, em parte a Sierra Ballena (UY); de modo semelhante, o contacto do Schist belt com as Bacias de Foreland é também tectônico prevalecendo faixas miloníticas de baixo ângulo muito bem caracterizadas em Santa Catarina onde estas colocam os metamorfitos do Gr. Brusque por sobre os sedimentos do Gr. Itajaí.

O CINTURÃO DOM FELICIANO

Hasui e colaboradores, 1975, agruparam as rochas supracrustais da região sul-brasileira e uruguaia em dois conjuntos maiores representados pelas faixas de dobramentos Tijucas (SC, RS e UY) e Rocha (UY), esses segmentos seriam separados por maciços medianos, constituídos por terrenos granito-ganáissicos mais antigos retrabalhados no neoproterozóico. Em 1980, Fragozo Cesar propos para a região sul brasileira e uruguaia, o Cinturão Dom Feliciano separando-o do Cinturão Ribeira que predominaria na região sudeste. A província Mantiqueira, tal como considerada neste trabalho, foi definida por Almeida e colaboradores (1981), para agrupar nesse domínio os terrenos cristalinos situados na porção oriental do Brasil, a sul do Craton do São Francisco. Em artigo recente Almeida et al (2000) apresentam uma síntese onde a região de interesse deste trabalho é colocada no contexto da evolução da plataforma sul-americana.

Figura 2

Na proposta original de Fragoso Cesar (1980), o Cinturão Dom Feliciano representaria o resultado de um processo de subdução de uma placa oceânica com mergulho para oeste (em concordância com a proposta de Porada, 1979) que teria produzido, durante o proterozóico superior, um arco magmático (granitóides do domínio oriental), um conjunto de supracrustais (bacia de back arc) e uma bacia molássica em sua porção externa (sedimentos e vulcânicas anquimetamórficas) instalada em grande parte sobre a borda oriental do Craton Rio de La Plata.

A esse modelo foram apresentadas mudanças fruto de estudos detalhados realizados em diferentes segmentos do Cinturão, destacando-se Basei, 1985, Silva & Dias 1981, em Santa Catarina, Soliani, 1986, Fernandes et al, 1992, 1995a e b, Hartmann, 1999, no Rio Grande do Sul, e Bossi e Campal, 1993, Preciozzi et al 1985, Sanches Bettucci 1998, no Uruguai, que permitiram um aprimoramento do modelo proposto por Fragoso Cesar, 1980. As principais sínteses dos dados gravimétricos encontram-se em Schukowsky et al 1991, Halinann et al, 1993 e Mantovani & Quintas, 1986.

Nas figuras 2, 3 e 4, estão representados três cortes geológicos NW-SE realizados em diferentes latitudes ao longo do Cinturão, onde são destacadas as relações espaciais entre os segmentos que o compõe, com ênfase para os tipos de contactos observados entre esses segmentos e a estruturação interna de cada domínio.

O perfil da figura 2, representa um corte geral NW-SE, em Santa Catarina, da extremidade norte do CDF. Na porção SE, constituída pelo Batolito Florianópolis, estão representados as diferentes suítes de granitóides que o compoem. Esse segmento faz contacto com o Cinturão meta-vulcanosedimentar (Schist Belt) através da ZC Major Gercino que, com regeito dextral obliquo separa os granitóides do batolito Florianópolis dos metamorfitos do Grupo Brusque. O conjunto representado pela sequência meta-vulcanosedimentar do Brusque e os granitóides que o intrudem, é alóctone, com claro sentido de transporte para noroeste em direção aos sedimentos anquimetamórficos do Grupo Itajaí. Devido a aproximação das nappes que colocaram o Gr. Brusque por sobre o Gr. Itajaí este último encontra-se dobrado e falhado, apresentando sua porção sul bem mais deformada que o limite norte onde, apesar de grande parte dos contactos serem

Figura 3

tectônicos, os sedimentos desta bacia repousam discordantemente sobre os gnaisses do Complexo Granulítico de Santa Catarina da Microplaca Luis Alves.

O padrão definido para Santa Catarina é, em traços gerais, válido para o Rio Grande do Sul (figura 3) e Uruguai (figura 4) com destaque para os contactos tectônicos entre todos os diferentes segmentos que integram o Cinturão, bem como, a constância desses segmentos ao longo dos 1200 Km de extensão do Cinturão. As principais diferenças entre esses perfis não residem no CDF, onde as semelhanças são grandes, elas se manifestam no Rio Grande do Sul onde, além do CDF, ocorre na porção NW o Bloco São Gabriel constituído em sua maior parte por rochas juvenis geradas durante o ciclo Brasiliano próximo a 750Ma e que apresentam sentido de transporte para SE contra o CDF. Tal bloco tectônico é inexistente em SC. No Uruguai, a diferença mais significativa diz respeito a existência de um segmento crustal representado pelo Terreno Punta del Este que, com ocorrência restrita a porção sudeste desse país, é constituído por um embasamento gnáissico formado ao redor de 1000Ma que apresentam uma cobertura metassedimentar (Gr. Rocha) de idade neoproterozóica ainda desconhecida.

Apesar de diferenças regionais, percebe-se que a estruturação do CDF é caracterizada por marcante vergência tectônica de E para W com transporte de todas suas unidades contra o ante-país. Entretanto, a representação desse transporte para NW está superestimada nesses perfis pois, há uma importante componente direcional associada a retomada, mais tardia, de grande parte desses lineamentos. Essas deformações, refletem diferentes pulsos tectônicos ocorridos entre 760 e 530 Ma, com as últimas fases, desenvolvidas em consequência das compressões associadas a aproximação do Granite Belt.

Figura 4

CINTURÃO GRANITÓIDE - (GRANITE BELT)

Representa o domínio petrotectônico mais interno do Cinturão Dom Feliciano sendo constituído por um conjunto essencialmente ígneo, com rochas paraderivadas ocorrendo como tetos pendentes em meio aos granitóides que o constituem. É representado por três grandes segmentos que ocorrem na porção oriental dos Estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul no Brasil e no Uruguai, constituídos de norte para sul, pelos batolitos Florianópolis (SC), Pelotas (RS) e Aiguá (UY), separados por coberturas sedimentares da Bacia do Paraná.

Os granitóides desses batolitos foram considerados por diversos autores (Porada, 1979; Fragoso Cesar, 1980; Fernandes et al. 1995 a e b) como raízes de arcos magmáticos produzidos pela subducção, rumo oeste, de uma crosta oceânica neoproterozóica, sendo as supracrustais constituintes do Cinturão Meta-vulcanosedimentar (Schist Belt) os materiais remanescentes das bacias de back-arc correspondentes. Basei e Hawkesworth (1993 e 1994) romperam com esses modelos tectônicos e, baseando-se em dados geoquímicos e isotópicos, sugerem que esses granitóides, teriam se formado em um contexto tectônico não relacionado a evolução do Schist Belt propondo que a geração e posterior juxtaposição desses segmentos ter-se-ia dado, num contexto colisional, somente após o pico metamórfico das rochas supracrustais constituintes do Schist Belt.

É possível sugerir-se, baseados nas idades disponíveis para os diferentes batolitos reconhecidos ao longo do Cinturão Granitóide, uma tendência de diminuição das idades radiométricas de norte para sul dos termos calci-alcalinos. Desta forma, os termos tonalítico-granodioríticos do Batolito Florianópolis (~ 620Ma) seriam pouco mais velhos do que seus equivalentes do Batolito Pelotas (~ 610 Ma) e, ambos, mais antigos do que o Batolito Aiguá (~580Ma). De modo contrário, idades antigas Rb-Sr (entre 700-800Ma) que podem representar uma história magmática pretérita ao desenvolvimento do Granite Belt foram observadas de modo mais consistente no Rio Grande do Sul e Uruguai (Soliani Jr, 1986; Silva et al ,1999; Preciozzi et al, 1993).

Batolito Florianópolis

O limite norte-noroeste do batolito Florianópolis é caracterizado pela Zona de Cisalhamento Major Gercino que separa o batolito das rochas supracrustais do Schist Belt (Grupo Brusque). Esta zona de cisalhamento transpressiva, de evolução policíclica, foi desenvolvida em condições de baixa temperatura, possuindo estruturação geral NE, características dúcteis-rúpteis e movimentação predominantemente dextral com uma importante componente oblíqua associada.

Baseados nas relações de campo e nas características petrográficas e geoquímicas do Batolito Florianópolis, três suites principais podem ser caracterizadas: Suíte Aguas Mornas, São Pedro de Alcantara e Pedras Grandes.

Suíte Aguas Mornas

Caracterizada como um conjunto de granitóides deformados onde, frequentemente, predominam migmatitos com leucossomas granodioríticos a monzograníticos e mesossoma/paleossomas mais máficos, ocorrendo normalmente termos básicos (anfíbolitos, gabros, dioritos) de diversas dimensões. Apresentam como litotipos característicos os granitóides da região de Santo Amaro da Imperatriz (Complexo Aguas Mornas, Zanini et al., 1997). Enclaves máficos são normalmente compostos por termos tonalíticos com proporções variáveis de anfibólio e biotita cuja mineralogia principal é composta por plagioclásio (andesina), quartzo, biotita, hornblenda e feldspato potássico. Nas porções leucossomáticas quartzo-monzoníticas o plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, biotita, e anfibólio são os constituintes principais.

Valores U-Pb em zircões e titanitas indicaram idade de 606 +/- 12 Ma (Figura 5, e Tabela 1). Considerando-se que os zircões devam indicar a idade de colocação desse magmatismo e que as titanitas possam evidenciar a idade da deformação, é provável que a origem ígnea e a deformação milonítica que os caracteriza, sejam episódios muito próximos temporalmente.

Figura 5– Diagrama Concórdia para os granitóides deformados da Suíte Águas Mornas

SPU	FRAÇÃO	207/235	ERRO	206/238	ERRO	COEF	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	PESO (mg)
	ZR - 17	0,6667	0,99	0,80048	0,99	0,999	716	90,82	1042	3,79
	ZR - 18	0,6997	0,99	0,08492	0,99	0,999	883	76,09	840	3,24
	ZR - 20	0,6685	0,99	0,0802	0,99	0,999	603	74,67	858	2,87
	ZR - 21	0,6582	0,99	0,07985	0,99	0,999	612	65,62	748	3,42
	ZR - 22	0,6569	0,99	0,07918	0,99	0,999	560	74,04	843	2,46
	ZR - 23	0,6623	0,99	0,07967	0,99	0,999	367	93,63	1000	1,94
	TITANITA	0,79919	0,99	0,09699	0,99	0,999	171	45,36	312	18,8

Tabela 1 – Dados analíticos da Suíte Aguas Mornas (Santo Amaro da Imperatriz)

Silva et al (2000) apresentaram para granitóides deformados do Cx. Aguas Mornas, idades próximas a 2.1Ga para a porção interna dos zircões e valores de 590Ma para a

porção sobrecrecida desses mesmos cristais. Esses autores interpretaram esses resultados como indicativos da idade de geração do granitóide (2.1Ga) e metamorfismo associado a hidrotermalismo no Brasileiro (590Ma). Baseados nos dados obtidos (Figura 5 e Tabela 1) para granitóides muito semelhantes em termos litológicos e deformacionais à rocha datada por Silva e colaboradores, contestamos a interpretação apresentada por esses autores e sugerimos que tal rocha tenha sido formada no neoproterozóico por processo de fusão com importante participação de uma crosta continental com idade próxima a 2.1Ga.

Dentro do amplo conjunto dos granitóides deformados, os litotipos da Suíte Paulo Lopes (foto 1C) são representados por biotita granitóides protomiloníticos, grossos a muito grossos, bastante deformados com megacristais de microclínio do tipo augen em uma matriz grossa, foliada rica em biotita. Afetando essas rochas são comuns veios aplíticos foliados ou não, e diques métricos de quartzo-pórfito com direção NS. A foliação predominante tem atitude N10-30E/45-50SE.

Composicionalmente são biotita-monzogranitos protomiloníticos com megacristais branco-rosados de feldspatos centimétricos, tipo augen numa matriz foliada com marcante recristalização associada a milonitização ocorrida a baixa temperatura. Mineralogicamente predominam: oligoclásio/andesina (30%), quartzo (35%), biotita (20%), hornblenda (10%) e microclínio (5%), como traços tem-se titanita, apatita, zircão, epidoto e clorita. Granitóides semelhantes, com diferentes graus de deformação, ocorrem por todo domínio granítico.

As idades Pb-Pb em zircões para os granitóides do tipo Paulo Lopes indicaram uma idade de 642 ± 46 Ma (Silva et al., 1997) enquanto que os resultados U-Pb em SHRIMP apresentaram um valor de 629 ± 8 Ma (Silva, PhD em preparação) sendo esse último, mais preciso, uma melhor indicação da idade desta suíte. Os dados obtidos pela metodologia convencional U-Pb em zircões sugerem uma idade ao redor de 644 ± 20 Ma, conforme representado na figura 6. Os dados analíticos estão listados na tabela 2.

Figura 6 – Diagrama Concórdia para os biotita granitóides deformados tipo Paulo Lopes

SPU	FRAÇÃO	207/235	ERRO	206/238	ERRO	COEF	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	PESO (µg)
92	M (- 1)	0,4629	0,932	0,0561	0,924	0,9922	310,48	383,55	5518,3	250
93	M (- 2)	0,5273	0,917	0,0636	0,914	0,9969	468,4	412,7	5546,3	180
95	M (- 4)	0,7438	0,0911	0,0887	0,91	0,9989	2025,93	280,07	3066,3	230

Tabela 2 – Dados analíticos U-Pb para os granitóides tipo Paulo Lopes

Suíte São Pedro de Alcântara

Composta predominantemente por biotita granitóides, cinza médios, equi a inequigranular médios, levemente deformados, frequentemente com estruturas do tipo schiliren. Enclaves máficos são comuns (anfíbolíticos ou biotíticos), localmente exibem bandas de leucogranito branco com bordas melanossomáticas. Mostram variações laterais para granitóides de composição granodiorítica a quartzo-diorítica.

Exibem diferentes graus de deformação predominando tipos levemente foliados com a seguinte composição mineralógica média: oligoclásio/andesina (40-50%), microclínio (20-30%) quartzo (25-30%) e biotita (5-10%), geralmente com titanita, zircão, epídoto e clorita. (fotos 1A e 1E) Os feldspatos ocorrem como cristais euhédricos com o plagioclásio zonado e parcialmente saussuritizado. A associação da biotita com epídoto indica um processo de desestabilização a baixa temperatura, também sugerida pelo quartzo granoblástico com extinção ondulante.

Ocasionalmente ocorrem corpos de dioritos e gabros, estes últimos apresentam estrutura maciça, de coloração cinza-escura de granulação média a grossa a megacristais de piroxênio que atingem até 1 cm. Mineralogicamente possuem piroxênio (50%), labradorita (45%), biotita + clorita (5%) e traços de quartzo, epídoto e apatita. Os plagioclásios são inequigranulares, às vezes saussuritizados. Os piroxênios são poiquilíticos com inclusões de plagioclásio. A associação da clorita e o epídoto pode indicar a atuação de um evento termal tardio. A presença de biotita e quartzo pode sugerir uma origem básico-alcalina.

Para a Suíte São Pedro de Alcantara foram efetuadas duas isócronas Rb-Sr que indicaram idades de $593 \pm 24\text{Ma}$ e $595 \pm 11\text{Ma}$, respectivamente para as facies quartzo-diorítica e monzonítica (Basei, dados inéditos).

Zircões extraídos do fácies monzonítico forneceram, apesar do alto grau de discordância das frações, um bom alinhamento dos pontos no diagrama concórdia (MSWD 8,6), apresentando idade de $617 \pm 38\text{ Ma}$. (Figura 7; tabela 3). Entretanto, quando a regressão dessas frações é calculada forçando-se a passagem dessa reta pela origem, tem-se uma idade de $592 \pm 23\text{ Ma}$, porém com elevado MSWD de 147. Tais valores estão em concordância com as idades previamente disponíveis pela metodologia Rb-Sr. Esse magmatismo é, do ponto de vista geoquímico e mineralógico, o menos evoluído dos granitóides do batolito Florianópolis.

1A – Medium to high K, calc-alkaline biotite monzogranite, with quartz diorites enclaves – São Pedro de Alcântara granitoid - Aguas Mornas Suite, Florianópolis Batholith, SC

1B – Calc-alkaline granite from Pinheiro Machado Suite, with banded amphibolite, Pelotas Batholith, RS

1C – Prothomylonitic quartz rich granitoid of Paulo Lopes type, Aguas Mornas Suite, Florianópolis Batholith, SC

1D – Deformed tonalitic granitoid and late-kinematic quartz-feldspar vein, Pinheiro Machado Suite, Pelotas Batholith, RS

1E – Biotite monzogranite isotropic to weakly foliated - São Pedro de Alcântara Suite - Aguas Mornas Suite, Florianópolis Batholith, SC

Figura 7 – Diagrama Concórdia para os granitóides da Suíte S. P. Alcântara (SC)

SPU	FRAÇÃO	207/235	ERRO	206/238	ERRO	COEF	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	PESO (µg)
88	M (-2)	0,57224	0,918	0,070304	0,908	0,9901	1096,01	113,29	1510,7	150
103	M (-3 r)	0,607134	0,909	0,074109	0,906	0,997	1720,87	155,72	2004,4	230
87	M (-3)	0,615784	0,926	0,075068	0,919	0,9926	1700,68	104,16	1333,2	200
85	M (-4)	0,697588	1,04	0,084613	1,03	0,9919	1393,73	40,12	454,88	250

Tabela 3 – Dados analíticos U-Pb para o magmatismo S.P. Alcântara

Figura 8 – Diagrama Concórdia para os granitóides tipo Santa Luzia

Na região de Santa Luzia, pouco a norte de Santo Amaro da Imperatriz, ocorre um corpo de biotita granitóide monzonítico, cinza médio, isótropo, equi a inequigranular (megacristais de feldspato branco até 1,5cm) composto principalmente por plagioclásio, microclineo, biotita e pouco quartzo. Zircão, titanita e epídoto são abundantes.

Esse corpo deve representar um facies da Suíte São Pedro de Alcantara. O valor de 592 +/- 15 Ma (Figura 8; Tabela 4) obtido em zircões e titanitas (Basei, 1985, retrabalhado) é pouco mais jovem, porém concordante dentro do erro analítico, com a idade obtida para a Suíte São Pedro de Alcantara, devendo representar estágios terminais da colocação dos granitóides dessa Suíte.

Suíte Pedras Grandes

Constituída por granitóides leucocráticos, alaskíticos, isótopos, cor vermelho rosada, ocorrendo como pequenos stocks até grandes batolitos. Trata-se das derradeiras manifestações graníticas de expressão dentro do Batolito Florianópolis, associando-se temporal e espacialmente com rochas vulcânicas ácidas. Não raro apresentam xenólitos dos granitóides deformados. Os melhores exemplos dessa unidade ocorrem na porção sudeste desse domínio granítico tendo nos granitos da Ilha de Santa Catarina e do Tabuleiro seus representantes típicos.

SPU	FRAÇÃO	207/235	ERRO	206/238	ERRO	COEF	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	PESO (mg)
	ZR - 18	0,5912	0,99	0,07192	0,99	0,999	419	85,7	1127	3,13
	ZR - 19	0,5125	0,99	0,06289	0,99	0,999	362	89,5	1200	3,68
	ZR - 20	0,5224	0,99	0,06396	0,99	0,999	356	95,3	1251	3,20
	ZR - 21	0,5401	0,99	0,06569	0,99	0,999	383	91,3	1182	2,13
	ZR - 22	0,5334	0,99	0,06541	0,99	0,999	396	91,6	1198	2,48
	ZR - 23	0,5424	0,99	0,06538	0,99	0,999	225	168	1965	1,07
	TITANITA	0,83797	0,99	0,10141	0,99	0,999	824	48	227	12,52

Tabela 4 – Dados analíticos U-Pb dos granitóides Santa Luzia

Predominam biotita monzogranitos com variações a sienogranitos com afinidades alcalinas, compostos por plagioclásio (oligoclásio sódico), feldspato potássico, quartzo e biotita, como acessórios predominam zircão, allanita, apatita, opacos e, subordinadamente, fluorita.

A melhor idade atualmente disponível para essa Suíte foi apresentada por Silva et al (1997) que indicaram um valor SHRIMP em zircões de 593 Ma. Entretanto, inúmeras idades Rb-Sr, e também U-Pb sugerem a continuidade temporal desse magmatismo até ao redor de 550 Ma (Basei, 1985, Soliani, 1986, May, 1990).

Dados relativos a Suíte Pedras Grandes obtidos em monzogranitos da ilha de Santa Catarina (Pedreira Rio Tavares) indicaram pelo método U-Pb em zircões a idade de

579.6 $\pm$ 6.9 Ma (Figura 9, Tabela 5). Tal valor apesar do grau de discordância da maioria dos pontos analisados pode refletir a idade de colocação desses corpos ígneos.

Figura 9 – Diagrama Concórdia para os granitóides da Suíte Pedras Grandes (SC)

SPU	FRAÇÃO	207/235	ERRO	206/238	ERRO	COEF	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	PESO (μ g)
459	M 0	0,660101	1,3	0,080904	0,974	0,7871	269,92	41,76	424,16	24,8
460	M (-3)	0,644781	2,11	0,078321	0,959	0,5654	344,32	33,07	361,39	31,4
156	M (-3)	0,654469	1,12	0,079963	1,04	0,9455	217,66	20,67	212,2	120
155	M (-1, 2)	0,719941	2,61	0,090352	1,64	0,6976	114,51	7,66	61,82	180

Tabela 5 – Dados analíticos U-Pb para a Suíte Pedras Grandes – LZ 198 - (Pedreira Rio Tavares)

Magmatismo associado ao limite norte/noroeste do Batolito Florianópolis

O magmatismo cálcio-alcálico que ocorre associado a Zona de Cisalhamento Major Gercino está representado pelos granitóides das Associações Rolador (composta principalmente por monzogranitos porfiríticos a porfiróides) e Fernandes (sienogranitos róseos, grossos, porfiróides, a anfibólio) definidos por Passarelli (1996). Esse lineamento tem grande importância na estruturação dos terrenos Proterozóicos da porção sul brasileira, tendo sido atribuída a ele um status de descontinuidade de escala litosférica (Basei et al 1992), representa a sutura entre o Granite e o Schist belt no estado de Santa Catarina.

Ambas associações ocorrem em contacto tectônico com as rochas do Schist Belt (Gr. Brusque) sendo, entretanto, petrográfica e geoquimicamente, distintas do magmatismo granítico que ocorre em meio aos metassedimentos desse Grupo. Dados isotópicos de ambas associações apresentam o mesmo padrão observado no Batolito Florianópolis onde prevalecem idades modelo Nd mesoproterozóicas (1.5 ± 0.2 Ga) com valores de epsilon(600Ma) Nd moderadamente negativos (Mantovani et al 1987; Basei e Hawkesworth, 1993; Babinski et al 1997).

Em geral são granitóides metaluminosos que apresentam formas alongadas com suas porções mais externas, envolvidas no processo de cisalhamento. Nas porções mais centrais são isótipos com desenvolvimento de fluxo magmático ou sub-magmático.

Estudos geocronológicos em zircões extraídos de granitóides dessas duas associações indicaram 621 ± 15 Ma para os granitóides Rolador (Figura - 10, Tabela 6) e 612 ± 19 Ma (Figura - 11, Tabela 7) para os sienogranitos Fernandes (Passarelli et al, 1997, recalculado com a inclusão de novas frações).

SPU	FRAÇÃO	207/235	ERRO	206/238	ERRO	COEF	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	PESO (µg)
	M 1 AA	0,68013	1,08	0,080579	1,06	0,9789	1343,25	56,54	668,03	590
	M 4 AA	0,458622	1,07	0,055267	1,05	0,9906	479,71	79,29	1251	438
	M 3 AA	0,47694	1,13	0,057211	1,12	0,9989	330,02	93,02	1344,7	632
	M 2 AA	0,622128	1,19	0,073207	1,06	0,9076	306,77	23,43	266,59	498

Tabela 6 – Dados analíticos U- Pb da Associação Rolador – Zona de Cisalhamento
(Sutura) Major Gercino SC

Figura 10 – Diagrama Concórdia para os biotita granitóides da Associação Rolador –
Zona de Cisalhamento Major Gercino

Apesar de ambas associações estarem espacialmente relacionadas com a Z. C. Major Gercino é provável que a apenas a Associação Fernandes, mais jovem, represente o magmatismo genética e estruturalmente associado ao desenvolvimento dextral da ZCMG, cujo controle estrutural de sua colocação estaria também evidenciado na forma alongada do corpo, paralela a zona de cisalhamento. Considerando-se a evolução polifásica/policíclica para a ZC Major Gercino (Passarelli, 1997 e Basei et al 1995), é possível e até mesmo bastante provável, que a Associação Rolador esteja

relacionada ao desenvolvimento precoce da fase colisional desta importante zona de sutura.

Figura 11 – Diagrama Concórdia para os sienogranitos da Associação Fernandes –
Zona de Cisalhamento Major Gercino, SC

SP U	FRAÇÃO	207/235	ERRO	206/238	ERRO	COEF	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	PESO (µg)
	M 2 AA	0,696066	0,954	0,083812	0,928	0,9758	257,38	37,46	346,71	791
	M (-1) AA	0,598703	0,944	0,071072	0,923	0,9798	152,53	53,19	49,99	817
	M 1 AA	0,383912	1,11	0,046826	1,05	0,9494	405,99	55,59	998,12	783
104	M (-1)	0,561988	0,954	0,067591	0,937	0,9845	1051,53			200

Tabela 7 – Dados analíticos U-Pb dos granitóides da Associação Fernandes

Na região de Angelina, extremo ocidental do batolito, ocorre um granitóide hololeucocrático róseo, isótropo, equi a inequigranular, com feldspatos potássicos destacando-se em uma matriz félsica de granulação média. Composicionalmente correspondem a sienogranitos com microclínio (50%), quartzo (35%), plagioclásio

(10%) muscovita (5%) e traços de biotita. É possível que esse granito corresponda a um prolongamento sul dos granitóides da Associação Fernandes que tem sua colocação condicionada ao desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Major Gercino. A idade Rb-Sr em isócrona de 590 ± 12 Ma (Basei et al 1985, retrabalhado) desse granitóide, coincide com o valor obtido pelo mesmo método para os granitóides Fernandes na região de Major Gercino (Passarelli et al 1997).

Caso a correlação acima esteja correta, a implicação imediata desta afirmação é o fato de ter-se que admitir uma mudança no traçado classicamente aceito para a ZCMG. Entre Canelinhas e Major Gercino, predomina a orientação NE, a qual passa, entre Garcia e Angelina, para NNE. Pouco a sul de Rancho Queimado, este lineamento seria coberto pelos sedimentos da Bacia do Paraná.

Os dados em zircões disponíveis para as rochas constituintes do Batólito Florianópolis, indicam que essa unidade foi formada essencialmente no Neoproterozóico III e, as diversas gerações de granitóides, incluindo desde rochas intensamente deformadas (consideradas até então como formadas no Arqueano ou Paleoproterozóico), até corpos isótipos tardios, foram todas geradas durante um intervalo máximo de 50 Ma. As idades mais antigas são da ordem de 640 Ma (idade máxima U-Pb em zircões de granitóides calci-alcalinos) e as mais novas ao redor de 570 Ma (U-Pb em zircões dos granitóides isótipos tardios). É possível que esse intervalo seja ainda menor pois a maioria e as mais precisas determinações radiométricas tendem a se concentrar entre 625 e 590 Ma.

Batólito Pelotas

Como observado em Santa Catarina, a porção oriental do Rio Grande do Sul é composta preferencialmente por rochas ígneas de idade Neoproterozóica. Nesse conjunto predominam granitóides diversos agrupados no Batólito Pelotas (Fragoso Cesar et al, 1986). Esse batólito com extensão de cerca de 400Km e largura variável entre 80-120Km, é composto por diversas suítes de rochas granitóides deformadas a isótipas, que apresentam frequentemente restos das rochas metamórficas representativas de suas encaixantes.

Em trabalho recente, Philipp (1998) sintetiza o conhecimento da geologia do Batolito Pelotas apresentando, além de estudos petrográficos e geoquímicos, um mapa geológico onde estão representadas as principais suítes observadas no âmbito do Cinturão Granitóide Costeiro no Rio Grande do Sul. Dentre as diversas suítes propostas por Phillip (op. cit.) neste artigo somente as suítes Pinheiro Machado, Viamão e Dom Feliciano são consideradas como integrantes do Batolito Pelotas.

Suite Pinheiro Machado

Representa a mais antiga e principal suíte observada no Batolito Pelotas, constituindo-se nas litologias mais máficas observadas nesse domínio. Predominam granodioritos associados a monzogranitos, dioritos e tonalitos, apresentando, em geral, uma estrutura caracterizada pelo fluxo ígneo definido por um bandamento ressaltado pelas estruturas do tipo schlieren e pelo alinhamento de biotitas e cristais euhedrais de feldspato. Sobre essa estrutura sobrepõe-se uma foliação metamórfica gerada pelo cisalhamento sub-horizontal que afeta essas rochas (Fernandes et al., 1995 a e b; Phillip, 1998).

A principal foliação desses granitóides é uma superfície de baixo ângulo, com direção geral NE que contém lineações de estiramento mineral (preferencialmente feldspatos) com orientação francamente NW (foto 1B e 1D). Esse padrão de deformação não é observado nas demais suítes constituintes do batolito, que exibem tão somente as deformações desenvolvidas em associação com as zonas de cisalhamento de alto ângulo. A Suíte Pinheiro Machado deve corresponder aos granitóides das Suítes São Pedro de Alcantara e Santo Antônio que ocorrem no Batolito Florianópolis.

Idades U-Pb em zircões (Babinski et al, 1997) apresentaram valores de 610 ± 5 Ma (gnaisse migmatítico de composição granodiorítica) e 616 ± 2 Ma (gnaisse migmatítico rico em biotita) sendo interpretadas como indicativas da colocação dos granitóides dessa Suíte. Silva et al (1997) apresentam a mesma interpretação para o valor de 629 ± 8 Ma obtido por SHRIMP para litotipos da Suíte Pinheiro Machado. Nesse mesmo artigo, esses autores apresentam uma idade de 781 ± 5 Ma em zircões

extraídos de um xenólito de ortognaisse que ocorre em meio aos granitóides da Suíte Pinheiro Machado.

Suíte Viamão

É representada por inúmeros corpos alongados, concordantes com as principais zonas de cisalhamento de direção NE-SW. Os monzogranitos predominam largamente sobre os granodioritos ocorrendo, ocasionalmente, sienogranitos. Os granitóides dessa suíte são porfiríticos a equigranulares grossos com textura definida pelo alinhamento dos megacristais de feldspato potássico e biotita, apresentando, em geral, grande quantidade de enclaves máficos e significativa ocorrência de rochas dioríticas.

Devem corresponder, no âmbito do batolito Pelotas, aos granitóides do tipo Paulo Lopes observados de forma descontínua ao longo de todo batolito Florianópolis. O estudo geocronológico da Suíte Viamão é bastante precário quando comparado com a suíte precedente. Valores de 572 ± 22 Ma (Rb/Sr, Koester, 1995) e 595 ± 1 Ma (U-Pb, Babinski et al 1997) confirmam as informações de campo que colocam essa Suíte como posterior a Pinheiro Machado.

Suíte Dom Feliciano

Representa o magmatismo mais tardio presente no Batolito Pelotas. Predominam leucogranitos rosados, composicional, estrutural, e petrograficamente muito homogêneos com marcada ausência de enclaves máficos e xenólitos das rochas encaixantes (Tessari & Picada 1966). Esses granitóides apresentam-se isótipos ou, localmente, deformados em condições ducteis-rúpteis por falhamentos tardios.

A relação desse magmatismo com rochas vulcânicas ácidas e diques riolíticos é outro ponto que reforça sua correspondência com os granitóides da Suíte Pedras Grandes do Batolito Florianópolis. Os corpos dessa Suíte predominam na porção NE do batolito (Phillip, 1998) não sendo, sua colocação, controlada pelas principais zonas de cisalhamento que afetam o batolito. A ausência de idades U-Pb em zircões impossibilita uma definição mais precisa da principal época de colocação desse magmatismo, sendo possível, a semelhança do que ocorre com a Suíte Pedras Grandes em Santa Catarina, que ele seja pouco mais antigo do que os valores indicados nas

isócronas Rb-Sr. Estas distribuem-se entre 570 e 550 Ma (Cordani et al., 1974, Soliani Jr., 1986).

Considerando-se que o Batolito Pelotas represente, no Rio Grande do Sul, a continuidade natural do Batolito Florianópolis caracterizado em Santa Catarina, é aqui sugerido, baseando-se nas semelhanças entre eles, que o limite ocidental deste último, seja definido pela zona de Cisalhamento Cordilheira, associada ao alinhamento dos granitóides homônimos. Desta forma, é proposto que os granitóides das suítes Cordilheira (Nardi & Frantz, 1995) e Encruzilhada do Sul devam ser retirados do Batolito Pelotas e incluídos no contexto tectônico do Grupo Porongos com cujos metamorfitos fazem contacto.

É aqui proposto que os granitóides da Suíte Encruzilhada do Sul, seriam em parte correspondentes, em Santa Catarina, os corpos da Suíte Valsungana com os quais apresentam semelhanças petrográficas e possuem as mesmas relações com as encaixantes supracrustais. O limite sul do batolito Pelotas seria representado pelo alinhamento tectônico que separa as suítes Pinheiro Machado e Erval (Phillip, 1998). É aqui também sugerido que esta última suíte não integre o Batolito Pelotas, devendo ter sua origem ligada ao Batolito Aiguá que, no Uruguai pode representar um outro batolito correlacionável aos demais integrantes do Granite Belt.

Desta forma, a sugestão aqui apresentada considera que o Batolito Pelotas seja composto somente pelas Suítes Pinheiro Machado, Viamão e Dom Feliciano de Phillip 1998, que apresentariam um desenvolvimento magmático decorrente da evolução natural de um único batolito.

Os isótopos de Neodímio reforçam a participação crustal na geração dessas rochas, confirmando sugestão decorrente dos isótopos de Sr, apresentando idades modelo predominantemente mesoproterozóicas (Mantovani et al, 1987; May, 1990; Babinski et al., 1997). May (op.cit.) apresenta dois intervalos de idades com os granitóides da Suíte Pinheiro Machado agrupando-se ao redor de 1600Ma e os granitos da Suíte Dom Feliciano com 1200Ma. Valores de ϵNd para a Suíte Pinheiro Machado distribuem-se entre -4.4 e -7.1 e para a Viamão concentram-se no intervalo -7.6 e 1.0.

Valores ainda mais negativos, entre -8 e -9 foram obtidos em xenólitos gnaíssicos da Suíte Pinheiro Machado. Os granitóides da Suíte Dom Feliciano apresentam comportamento semelhante aos da suíte Viamão com variação dos valores de ϵ_{Nd} entre -6.3 e 0.1 .

Conforme as sugestões de Mantovani et al., (1987) os isótopos de Sr e Nd do Batolito Pelotas sugerem derivação e evolução magmática similares às encontradas no Batolito Florianópolis em Santa Catarina (Basei, 1985; Basei & Hawkesworth, 1993) corroborando ainda mais as hipóteses que colocam essas duas unidades dentro de um único cinturão graníticoide.

Batolito Aiguá

De modo semelhante a porção sul-brasileira, no escudo Uruguaio toda a região a leste do Schist Belt (Grupo Lavallega), é constituída por um domínio de rochas granitóides de idade Neoproterozóica correlacionáveis ao Batolito Pelotas (Bossi et al, 1988). Recentemente (Preciozzi et al., 1999), identificaram o Terreno Punta del Este na porção oriental da região antes pertencente pelo Batolito Aiguá, constituído por um conjunto de gnaisses e migmatitos (não reconhecidos em território brasileiro ou argentino) que apresentou idades U-Pb ao redor de 1.0 Ga e que teria afinidade com os terrenos Namaqua da região sul-ocidental da África. Desta forma, os terrenos que podem ser correlacionados aos granitóides dos batólitos Florianópolis e Pelotas observados no Brasil estariam restritos entre o Cinturão Lavallega e o Terreno Punta del Este (ver mapa anexo).

Como observado nos batólitos Florianópolis e Pelotas, predominam no Batolito Aigua rochas ígneas de diferentes composições onde os litotipos principais são granitóides calci-alcalinos poli-intrusivos, ocorrendo, subordinadamente, corpos granitóides de composição sienogranítica, isotropos. Esse cinturão granítico é interpretado como representativo das raízes de um arco magmático.

Recentemente, Preciozzi et al, 1999, apresentaram resultados U-Pb em zircões, obtidos em dois granitóides da região de Cañas, ambas na porção meridional do Batolito. Trata-se de rochas de composição monzogranítica com biotita e anfibólio

como constituintes máficos principais na matriz rica em quartzo. Os megacristais de feldspato potássico branco sub a centimétricos destacam-se na matriz de granulação média a grossa. São rochas pouco ou não deformadas, tidas como de colocação tardi-cinemática.

SPU	FRAÇÃO	207/235	ERRO	206/238	ERRO	COEF	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	PESO (µg)
295	M (-2, -3)	0,747424	0,968	0,091335	0,91	0,9473	226,03	219,3	1849,4	12
291	M (-6)	0,698789	0,924	0,084945	0,912	0,9887	423,24	18,78	192,43	72
297	M (-5)	0,652118	0,916	0,07932	0,907	0,9909	687,8	67,64	780,3	30
296	M (-4)	0,365665	0,984	0,049248	0,96	0,9787	568,6	50,72	861,62	24

Tabela 8 – Dados analíticos U-Pb para a amostra URPR12

Figura 12 – Diagrama Concórdia para o granitóide do Domínio Central no Uruguai

As idades obtidas de 587 ± 16 Ma (Figura 12 e Tabela 8) e 572.2 ± 2.5 Ma (Figura 13 e Tabela 9) são atribuídas a época de colocação desses granitóides, confirmando os valores Neoproterozóicos precedentes obtidos pela metodologia Rb-Sr (Hart, 1966; Umpierre e Halpern, 1971; Fernandez e Preciozzi, 1974; Preciozzi e Bourne, 1993) e, ao mesmo tempo, mostram-se mais jovens do que os resultados representativos do Ciclo Brasileiro (idades superiores a 600Ma) disponíveis para rochas similares da porção sul-brasileira no domínio granitoide do CDF.

SPU	FRAÇÃO	207/235	ERRO	206/238	ERRO	COEF	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	PESO (μ g)
298	NM (-4)	0,477014	0,977	0,058667	0,915	0,9454	343,95	59,05	874,12	24
316	M (-3)	0,379358	0,918	0,046507	0,907	0,9893	163,74	103,36	1584,2	44
315	M (-2)	0,342431	0,952	0,041977	0,907	0,9585	114,7	103,47	1517,5	40

Tabela 9 – Dados analíticos U-Pb da amostra URPR 03 – Uruguai

Adicionalmente, Preciozzi et al., (1999, em preparação) apresentam resultados K-Ar obtidos nas mesmas amostras datadas por zircões, cerca de 20 a 30 Ma mais jovens do que os valores U-Pb, sugerindo um longo período de resfriamento para essas rochas. Esses mesmos autores sugerem que as características mineralógicas e geoquímicas da maioria desses granitóides caracterizam uma importante participação crustal em sua geração. Essa conclusão é reforçada pelos dados Sm-Nd que apresentam valores de Epsilon Nd bastante negativos entre -9.8 e -12.6 e idades modelo (TDM) entre 2.1 e 1.4Ga.

Figura 13 – Diagrama Concórdia para o granitóide do Domínio Central no Uruguai

Idades Sm-Nd Mesoproterozóicas associados a valores negativos de Epsilon são uma constante nos granitóides do Granite Belt da porção sul-brasileira, confirmando as correlações sugeridas em trabalhos anteriores.

CINTURÃO META-VULCANOSSEDIMENTAR (SCHIST BELT)

Representa o agrupamento das rochas supracrustais distribuídas entre o Granite Belt e as Bacias de Foreland. Nesse segmento predominam sequências metassedimentares e

metavulcanosedimentares que ocorrem de modo descontínuo ao longo de uma estreita faixa com larguras médias ao redor de 40Km.

Podem ser individualizados três complexos metamórficos distintos, denominados, de norte para sul, Brusque (SC), Porongos (RS) e Lavalleya (UY). Tratam-se de sequências polideformadas onde são reconhecidas pelo menos três fases de dobramentos associadas a um transporte de massas para noroeste que evolui para uma movimentação predominantemente lateral. A superfície preferencial na maioria das rochas metamórficas é uma superfície S2, de transposição, desenvolvida juntamente com o pico do metamorfismo. O metamorfismo regional gerou rochas do fácies xisto verde, localizadamente, do fácies anfibolito baixo.

A continuidade entre as três áreas de ocorrência das sequências supracrustais é uma hipótese possível, sugerida principalmente pelo posicionamento geotectônico desses septos, pelas características e idades de seu metamorfismo e também pelo magmatismo granítico intrusivo nessas rochas supracrustais. Apesar desses pontos em comum, o desconhecimento de alguns elementos fundamentais para uma correlação mais efetiva, tais como a idade de sedimentação e estudos comparativos de detalhe entre as respectivas colunas litoestratigráficas de cada faixa, fazem com que qualquer afirmação da continuidade entre essas faixas de dobramentos, no contexto de uma mesma bacia sedimentar, seja aceita com muitas reservas.

O ponto crítico principal em qualquer correlação pretendida, diz respeito a idade de sedimentação dessas unidades pois, até o momento não há dados consistentes que permitam o posicionamento temporal preciso de qualquer uma delas. Todas possuem um embasamento paleoproterozóico (2.3 - 2.0 Ga) e metamorfismo e granitogênese neoproterozóicos (~ 0.76-0.60 Ga) o que deixa um amplo intervalo de tempo para sua sedimentação.

Desta forma, fica aberta a possibilidade, de parte significativa das sequências metavulcano-sedimentares Brusque, Porongos e Lavalleya terem sido depositadas em bacias mesoproterozoicas pré-brasilianas sem qualquer vinculação com a geração e deformação dos batolitos graníticos situados a Leste (Florianópolis, Pelotas e Aiguá).

Complexo Metamórfico Brusque

Em Santa Catarina o Grupo Brusque é composto por dois conjuntos meta-vulcanosedimentares separados pelo batolito Valsungana. No conjunto norte as sequências sedimentares tiveram início com uma unidade pelito-psamítica (mica quartzo xistos granatíferos e quartzitos) que passam a unidades psamo-pelíticas (metarritimitos e sericita xistos homogêneos) sobrepostos por uma unidade meta-vulcanosedimentar (metamargas, calcoxistos, metabásicas e, subordinadamente, sericita xistos cinza (Basei 1985, Caldasso et al 1994). As rochas máficas representam um magmatismo básico sin-sedimentar (foto 2A) com afinidade toleítica a alcalina onde são frequentemente observadas estruturas de imiscibilidade de líquidos caracterizados como basaltos variolíticos (Silva et al, 1985, Basei, 1985, Sander 1992).

No segmento sul, a sequência basal é composta por uma unidade meta-vulcanosedimentar possivelmente representante da fase rift da paleobacia Brusque (Basei et al 1994). Nessa unidade são caracterizados depósitos vulcano-exalativos constituídos por espesso pacote de turmalinitos associados espacialmente com metabasaltos, BIFs, ortoquartzitos (cherts?) e rochas cálcio-silicáticas (Silva et al, 1985; Basei et al, 1994). Sobre essa sequência, em discordância tectônica, ocorre uma unidade metassedimentar constituída por espesso pacote psamo-pelítico (2B) onde predominam quartzitos micáceos, quartzo-sericita xistos, sericita xistos pelíticos e ocasionais metavulcânicas ácidas.

O magmatismo granítico presente no Gr. Brusque caracteriza-se por um conjunto de corpos isótipos, a levemente deformados, com tendência metaluminosa e marcante contribuição crustal em sua geração. Podem ser agrupados em três conjuntos principais, todos eles com características tardi tectônicas em relação as principais fases de metamorfismo e deformação das rochas supracrustais encaixantes. A Suíte mais antiga (São João Batista) é caracterizada por leucogranitos a duas micas ocasionalmente com granada, turmalina e fluorita, ocorrendo como pequenos stocks e corpos filoneanos. A esses granitóides estão relacionadas as ocorrências de W e Sn conhecidas na região.

SPU	FRAÇÃO	207/235	ERRO	206/238	ERRO	COEF	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	PESO (mg)
	ZR 18	0,67081	0,9	0,08073	0,9	0,9	1244	55,4	655,8	3,16
	ZR 20	0,6553	0,9	0,07944	0,9	0,9	1877	61,9	756	3,19
	ZR 19	0,6461	0,9	0,07823	0,9	0,9	1247	70,1	854,5	2,48
	ZR 22	0,54461	0,9	0,06682	0,9	0,9	1086	80,5	1142,6	2,18
	ZR 23	0,4915	0,9	0,0606	0,9	0,9	914	83,2	1288,5	2,45
	ZR 21	0,66639	0,9	0,07963	0,9	0,9	1366	69,2	833,3	1,09

Tabela 10 – Dados analíticos dos Granitóide Valsungana (SC)

Figura14 – Diagrama Concórdia para o granitóide Valsungana (Basei, 1985 retrabalhado)

Em posição intermediária, tem-se a Suíte Valsungana composta por granitóides cinza esbranquiçados, tipicamente a megacristais centimétricos de microclíneo numa matriz grossa rica em biotitas (2C). Esse granitóide, deformado somente em suas bordas, provavelmente por processos associados a sua colocação, é o responsável pela presença de inúmeros veios pegmatóides em meio as encaixantes supracrustais. A idade de 638 ± 32 Ma (Figura 14, Tabela 10) representa a melhor estimativa para a época de colocação desses granitóides. Essa idade foi obtida sem a inclusão da fração Zr 21 nos cálculos (ver tabela 10). Se esse ponto for incluído, o valor passa a ser de 652 ± 49 Ma, entretanto, pela maior dispersão dos pontos, erro mais elevado e MSWD mais alto a idade de 638 Ma foi considerada.

Na suíte Nova Trento agrupam-se os biotita granitóides cinza claro a levemente rosados tardios em relação aos dois conjuntos anteriores. A idade dessa Suíte, obtida a partir do estudo U-Pb do granitóide Nova Itália (intrusivo no granitóide Valsungana) evidencia clara herança crustal, tendo sido analisados várias frações de zircões e uma de titanita. A idade estimada, como é comum em casos onde ela é definida pela concentração dos pontos próxima ao intercepto inferior, é mais jovem do que a idade real de colocação do corpo. Na figura 15 e tabela 11 estão relacionados os dados analíticos (retrabalhados de Basei, 1985)

Figura 15 – Diagrama Concórdia para o Granito Nova Italia

SPU	FRAÇÃO	207/235	ERRO	206/238	ERRO	COEF	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	PESO (mg)
	ZR 17	0,84543	0,9	0,08869	0,9	0,999	43,2	217,8	711,9	2,06
	ZR 18	1,05642	0,9	0,09713	0,9	0,999	2136	68	664,3	3,76
	ZR 19	1,27081	0,9	0,10769	0,9	0,999	2232	63,6	557,7	1,87
	ZR 20	1,3423	0,9	0,11018	0,9	0,999	2865	71,6	616,7	3,91
	ZR 21	1,4612	0,9	0,11494	0,9	0,999	1176	63,3	505,5	1,52
	TITANITA	0,94579	0,9	0,09904	0,9	0,999	28,38	74,8	38,3	3,27

Tabela 11 – Dados analíticos U-Pb dos granitóides Nova Italia

Figura 16 – Diagrama Concórdia para quartzo-sienitos da Suíte Faxinal (SC)

Na porção norte do Grupo Brusque, pouco a sul do Faxinal do Bepe, ocorre um granitóide isótropo, inequigranular a localmente porfirítico, de composição sienítica, intrusivo nos metassedimentos de baixo grau nos quais desenvolve auréola de metamorfismo de contacto. Esse granitóide foi considerado por Caldasso et al, (1988 e 1995) como a mais jovem manifestação granítica a afetar o Gr. Brusque. Na figura 16 Tabela 12, estão representados o diagrama Concórdia e os dados analíticos U-Pb dos zircões datados desse corpo. A idade de 651 +/- 37Ma é interpretada como sugestiva da época de colocação desse corpo.

Esse valor, apesar do elevado erro, é mais alto do que era esperado e não confirma a sugestão de Caldasso et al (1988), sendo essa, inclusive, a idade U-Pb mais antiga até

agora disponível para um granitóide intrusivo no Gr. Brusque. Por outro lado, recalculando-se essa idade após a exclusão do ponto SPU132 (mais discordante) obtém-se um ótimo alinhamento dos pontos restantes ($MSWD = 0.3$) com uma idade de $606.5 \pm 9.8\text{Ma}$. Entretanto, nesse segundo caso, o intercepto inferior é muito negativo ($\sim -305\text{Ma}$) o que diminui, significativamente, a confiabilidade dessa interpretação. É necessário um maior detalhamento para uma melhor definição da idade dessa rocha.

SPU	FRAÇÃO	207/235	ERRO	206/238	ERRO	COEF	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	PESO (μg)
132	M (-4)	0,38217	0,948	0,04351	0,91	0,965	102,9	82,26	1023,7	430
131	M (-5)	0,64919	0,936	0,0761	0,909	0,975	167,2	54,11	471,49	400
191	M (-4)	0,57218	0,988	0,06568	0,93	0,944	116,1	46,46	404,08	197
708	M (-2)	0,66949	0,743	0,07872	0,668	0,912	280,7	43,78	423,9	50,09
185	M(-5)+NM (-5)	0,63056	1,16	0,07342	0,972	0,864	136,5	4,73	42,71	101

Tabela 12 – Dados analíticos U-Pb para o granitóide Faxinal –SC

Apesar das diferenças em idade e características mineralógicas todos os granitóides intrusivos nos metamorfitos do Gr. Brusque, desenvolvem uma nítida auréola de metamorfismo de contacto que atinge o facies piroxênio-hornfels (Basei 1985; Caldasso et al, 1988, 1995; Castro et al 1999).

2 A – Votorantin quarry – dolomites and limestones with mafic volcanic rocks, Brusque Metamorphic Complex, SC

2 B – Andalusite garnet mica schist, Brusque Metamorphic Complex, SC

2 C – Valsungana gray granite, large K feldspar megacrysts in a coarse grained matrix (~640Ma), intrusive in the Brusque metavolcanosedimentary sequence, SC

2 D – Deformed banded mica schist (quartzites and pelitic layers), Cerro da Arvore Nappe – Porongos Metamorphic Complex, RS

2 E – white marbles and dolomitic layers near Minas City, Lavalleja Metamorphic Complex, UY

Complexo Metamórfico Porongos

No Rio Grande do Sul o Schist Belt é representado pelo Complexo Porongos cujas melhores exposições são observadas nos arredores de Santana da Boa Vista, associadas ao Domo de Santana-Canapé e a Nappe Cerro da Árvore. No primeiro, no núcleo da estrutura antiformal que o caracteriza tem-se a ocorrência dos Gnaisses Encantadas (embasamento do Gr. Porongos) recobertas tectonicamente pelos metamorfitos do Grupo Cerro dos Madeiras (Jost 1982). Esse Grupo apresenta, em sua porção basal, uma unidade metassedimentar psamítica onde predominam metarcóseos e quartzitos impuros que intrecalam metapelitos e raros gnaisses anfibolíticos (Fm. Arroio dos Neves), em posição intermediária predominam metarritmitos quartzíticos (Fm. Olaria), no topo ocorre um pacote com cerca de 2000m de mica xistos com intercalações de mármore e ortoquartzitos (Fm. Irapuazinho).

A nappe Cerro da Árvore é constituída por uma sequência predominantemente metavulcânica com metandesitos, metadacitos e piroclásticas diversas predominando. Subordinadamente, ocorrem metacherts, mármore, metapelitos (2D), grafita xistos e raros quartzitos (Jost op.cit.). Essa estrutura, com vergência para noroeste, cavalga o flanco oriental do Domo de Santana.

As condições de metamorfismo que afetam as unidades descritas vão desde a zona da clorita na facies xisto verde até a zona da estauroлита na facies anfibolito. As paragêneses observadas apresentam evidências de um metamorfismo em condições de baixa pressão (entre 2.0 e 2.2Kb) para o Cerro da Árvore e média pressão (3.5 a 4.8 Kb) para o Grupo Cerro dos Madeiras (Jost 1982).

Para a região do antiforme Canapé, Marques et al., (1999), caracterizam a importância do magmatismo gerado anteriormente ao clímax metamórfico e deformacional do Complexo Porongos. Esse magmatismo, segundo os referidos autores, apresenta características geoquímicas indicativas de diversos ambientes tectônicos variando desde o estágio rift (gnaisse alcalinos) até a fase de subducção (vulcânicas ácidas calcio-alcalinas) que estariam associadas ao consumo da crosta oceânica pré-existente.

É aqui sugerido que as rochas granitóide e gnaíssicas existentes na região conhecida como Bloco Encruzilhada do Sul devam pertencer ao contexto do Complexo Porongos e, portanto, em desacordo com as propostas de Fragoso Cesar 1991, Phlipp 1998 e Silva et al 1999, serem excluídas do Batolito Pelotas do qual estão separadas pela Z. C. Cordilheira. Essa região é caracterizada por rochas ígneas e metassedimentares e rochas gnaíssicas representando o embasamento (tipo Encantadas) do CX. Porongos (Porcher et al 1999) ou então, níveis profundos (metamorfisados no fácies anfibolito) das rochas supracrustais do Grupo Cerro dos Madeiras (Silva et al 1999). Essa região, de forma diferente do que ocorre nas demais áreas de ocorrência do Cx. Porongos, apresenta grande quantidade e diversidade de rochas granitóides representadas pelo batolito Encruzilhada do Sul e por corpos ígneos diversos onde são incluídos o Sienito Piquerí, Anortosito Capivarita e o Granitóide Pitangueiras.

O magmatismo granítico do tipo S que afeta as rochas supracrustais do Cx. Porongos tem, na Suíte Granítica Campinas, seu principal representante. Essas rochas são caracterizadas por pequenos stocks circunscritos que se distribuem na porção oriental do Schist Belt. São preferencialmente, leucogranitos a duas micas equigranulares, isótipos, com tendência peraluminosa, sugerindo participação da crosta superior em sua geração (Frantz e Jost 1983). A esse magmatismo estão associadas as ocorrências de estanho do RGS.

Dados recentes U-Pb em zircões apresentados por Porcher et al., (1999), utilizando-se do SHRIMP, indicaram no Rio Grande do Sul, valores entre 0.783–0.766Ga para o vulcanismo ácido interestratificado no Complexo Porongos. Esses autores interpretam as idades obtidas como indicativas da época de geração da rocha vulcânica em um contexto de abertura da paleobacia Porongos e, conseqüentemente, indicativo da época de preenchimento dessa bacia. Essa interpretação é aqui questionada sendo apresentada, como alternativa, a hipótese desse vulcanismo ter sido gerado durante o clímax metamórfico que afetou o Complexo Porongos representando um vulcanismo produzido por fusão de níveis profundos da pilha sedimentar e, portanto, não representativo da época de deposição das unidades metasedimentares. A característica

peraluminosa desse vulcanismo corrobora a participação de níveis crustais superiores na geração desse magmatismo.

Complexo Metamórfico Lavalleya

No Uruguai o Grupo Lavalleya representa o segmento meridional do Schist Belt sendo constituído por três unidades supracrustais que se apresentam distribuídas de leste para oeste em Fm. Zanja del Tigre, Fuente del Puma e Fm. Minas (Sanches Bettucci, 1998), acompanhadas por um decréscimo no grau de metamorfismo de E para W que vai de anfibolito baixo, xisto-verde a grau muito baixo (anquimetamórfico) na região noroeste.

A Fm. Zanja del Tigre corresponde a uma sequência meta-vulcanosedimentar onde, em meio a mica xistos, xistos granatíferos e mármore diversos ocorrem gabros e anfibolitos (para e ortoderivados). A esse conjunto se sobrepõe um outro pacote meta-vulcanosedimentar (Fm. Fuente del Puma), psamo-pelítico (metaconglomerados, calcoarenitos, calcodolomitos e micaxistos) onde, em relação a unidade basal, há nítido incremento da contribuição vulcânica (gabros, basaltos, brechas vulcânicas e riolitos).

A Fm. Minas, superior, é constituída exclusivamente por termos sedimentares com metapelitos, quartzitos e arcóseos, além de calcáreos (2E) que incluem unidades estromatolíticas.

Espacialmente associado a Fm. Zanja del Tigre, e com sua extremidade oeste cavalgando a Fm. Fuente del Puma, tem-se o conjunto de ortognaisses e migmatitos do Complexo Carapé onde predominam granitóides deformados de composição variada e, subordinadamente, micaxistos feldspáticos e rochas metabásicas indiferenciadas. Para o topo, esse complexo passa para uma unidade que inclui desde pegmatitos a muscovita e turmalina sintectônicos até granitóides isótipos anorogênicos. Apesar de seus contactos tectônicos, Sanches Bettucci (1998) sugere que o Cx. Carapé possa ser estratigraficamente superior ao Grupo Lavalleya.

Como observado no Grupo Brusque em Santa Catarina, a granitogênese que afeta os metamorfitos do Gr. Lavallega é frequente e bem diversificada do ponto de vista composicional, com os granitóides Maldonado, intrusivo na Fm. Fuente del Puma, e o Penitente intrusivo na Fm. Zanja del Tigre, representando os maiores corpos

Núcleos Gnaíssicos Antigos (embasamento ?) em meio aos Cinturões Meta-vulcanosedimentares (Basement Inliers)

O Cinturão Dom Feliciano apresenta ocorrências esporádicas de rochas gnaíssico-migmatíticas que podem representar resquícios do possível embasamento das unidades metamórficas que constituem as sequências supracrustais que integram o Schist Belt.

Em Santa Catarina, o Complexo Brusque, apresenta em posição frontal aos cavalgamentos que constituem seu limite norte, um conjunto de gnaisses miloníticos (parte do que foi definido como Faixa Ribeirão da Prata). Pouco a sul dessa área, região de Presidente Nereu, parcialmente recobertos pelos sedimentos da Bacia do Paraná, ocorrem gnaisses granulíticos miloníticos que estão tectonicamente capeados pelos metamorfitos do Brusque e apresentam idades Pb-Pb de cerca de 2.4 Ga (Basei, 1985). Essa mesma rocha foi objeto de estudo por Silva et al. (2000) cujos resultados de 2.2Ga obtidos pelo método U-Pb em SHRIMP aprimoraram o valor anterior sugerido pelo método Pb-Pb.

Outra ocorrência de rochas gnaíssicas associadas ao possível embasamento do Gr. Brusque situa-se na região de Camboriu (Morro do Boi). Nesse segundo caso, a ocorrência das rochas gnaíssicas está localizada as bordas do granitóide Valsungana, o que permite inferir-se que se tratam de mega-enclaves do embasamento desse Grupo colocados em superfície pela ação do granitóide. Predomina um conjunto de gnaisses bandados e dobrados que exibem diferentes graus de migmatização (fotos 3A e 3B).

Para essas rochas foi obtido uma isócrona Rb-Sr em rocha total que forneceu a idade de 2.5Ga (Basei, 1985). Apesar do alto erro associado a essa idade, ela confirmou serem essas rochas realmente bem mais antigas que os metamorfitos do Gr. Brusque.

3 A – Neoproterozoic Ponta do Cabeço deformed leucogranite, probably generated by crustal melting of Camboriu migmatites, SC

3 B – Paleoproterozoic (2.1Ga) banded tonalitic gneisses, Morro do Boi, Camboriu, SC

3 C – folded migmatites of Morro do Boi basement, Camboriu, SC

3 D – Folds with axial plane foliation developed during the Neoproterozoic tectono-thermal overprint Morro do Boi basement, Camboriu, SC

Adicionalmente, o mesmo autor (op. cit.) interpretou que a estrutura atualmente observada nessas rochas era fruto de importante superposição brasileira (foto 3C), com biotita granitóides neoproterozóicos colocando-se em posição plano axial a grande sinforma constituída pelos gnaisses antigos retrabalhados.

Figura 17 – Diagrama Concórdia para o leucogranito Ponta do Cabeço - SC

Nessa mesma área, na região da Ponta do Cabeço, ocorre logo a norte da Zona de Cisalhamento Major Gercino, um leucogranito cinza claro, com possível contacto transicional para os leucossomas dos migmatitos que afetam os gnaisses antigos do provável embasamento do Complexo Metamórfico Brusque. Esse granitóide está bastante deformado (foto 3D) e apresenta, caracteristicamente, grande número de xenólitos e encláves máficos de tamanhos e formas diversas.

Essa rocha foi datada pelo método U-Pb convencional, e apresentou o valor de 583+/- 26Ma (figura 17, tabela 13) com a idade definida pelo intecepto inferior da curva Discordia. Tal resultado mostrou que a superposição brasileira teria provocado, não somente, deformação e metamorfismo nas rochas gnaíssicas mas também a geração de granitóides por fusão de material crustal pretérito.

Rocha semelhante foi datada por Silva et al (2000) com as idades obtidas por SHRIMP em núcleo dos zircões concentrando-se em torno de 2175Ma e, 590Ma, para as bordas dos mesmos. A partir desses dados os autores supra citados interpretaram que esses granitóides seriam Paleoproterozóicos e que as idades Neoproterozóicas seriam tão somente, o reflexo de processos hidrotermais ocorridos no Brasileiro.

Em nossa opinião, essa interpretação é difícil de ser sustentada principalmente quando considerados os dados aqui apresentados para o granitóide Ponta do Cabeço. É provável que o leucogranito estudado por Silva e colaboradores (op. cit.) deva representar fusão crustal, no neoproterozóico, de material paleoproterozóico.

SPU	FRAÇÃO	207/235	ERRO	206/238	ERRO	COEF	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	PESO (µg)
497	M (0)	1,02354	2,58	0,102155	0,928	0,489	131,66	222,98	1400,6	13,8
498	M (- 6)	1,32572	1,57	0,112916	1,1	0,75398	158,33	87,33	537,9	29,1
115	NM (- 6r)	2,20929	1,1	0,140023	1,1	0,9992	1746,42	78,02	517,79	600
97	NM (- 6)	2,40886	0,907	0,147304	0,906	0,9991	845,88	588,32	3583,3	100

Tabela 13 – Dados analíticos U-Pb do granitóide Ponta do Cabeço - SC

No Rio Grande do Sul, o embasamento do Schist Belt esta bem caracterizado em várias ocorrências de rochas gnaíssicas, cujos litotipos principais são os ortognaisses Encantadas que ocupam o núcleo do Domo de Santana. Idades Rb-Sr próximas a 2.1-2.2 foram confirmadas por análises U-Pb em zircões (SHRIMP) que indicaram valores ao redor de 2.078Ga (Leite et al, submetido)

No Uruguai, como nas demais partes do Schist Belt, o embasamento do Complexo Lavalleja, é caracterizado por rochas gnaíssicas, que tem na localidade de Punta Rasa

(SE de Montevideo), sua melhor exposição. Trata-se de granada gnaisses miloníticos finamente foliados que, através de datações SHRIMP indicaram valores ao redor de 2.1 Ga (U. G. Cordani, comunicação pessoal)

Com os dados disponíveis, apesar das informações fragmentadas, pode-se sugerir a ocorrência de um “embasamento” gnáissico, de idade paleoproterozóica, ao longo de toda a extensão do Schist Belt. Vale ressaltar a inexistência de resultados U-Pb arqueanos, mesmo com análises SHRIMP.

BACIAS DE FORELAND (FORELAND BASINS)

As bacias de foreland formam uma estreita faixa paralela a orientação geral do Cinturão, segmentada, como as demais unidades do Cinturão, em três bacias principais denominadas, de norte para sul Itajaí, Camaquã e El Soldado-Piriápolis. As características sedimentares dessas bacias sugerem que elas possam ter sido interligadas durante a passagem Vendiano–Cambriano em um mar com abertura para sudoeste.

Bacia de Itajaí (SC)

A Bacia do Itajaí ocupa uma área com cerca de 700Km² na porção nordeste do estado de Santa Catarina, próxima ao vale do Rio Itajaí. Possui um eixo maior orientado N60E e seu preenchimento é caracterizado por espessa sucessão sedimentar epiclástica com contribuição subordinada de rochas vulcânicas e piroclástica de composição traquítica a riolítica.

Estudos pioneiros (Maack, 1947 e Salamuni et al 1961) dividiram essa Bacia em duas formações, redefinidas por Silva e Dias (1981) em Fm. Gaspar, basal, composta de uma sequência predominantemente psamítica com intercalações de conglomerados e vulcânicas ácidas e no topo, um pacote de ritmitos pelito-psamítico agrupados na Fm. Campo Alegre.

Basei (1985) e Basei et al (1987) atribuem uma espessura entre 7,5 e 4,5 Km para o Grupo Itajaí. Evidenciando que este foi afetado por pelo menos duas fases deformacionais também caracterizadas nos metamorfitos do Gr. Brusque,

interpretando a estrutura da bacia como um grande monoclinal com clara vergência tectônica para os gnaisses granulíticos que constituem a Microplaca Luis Alves. Eles propoem uma divisão do Gr. Itajaí em duas unidades litoestratigráficas subdivididas em quatro sub-unidades menores: 1) unidade psamítica inferior (equivalente a Fm. Gaspar), composta por arenitos arcoseanos e intercalações de conglomerados polimíticos e tufos ácidos; 2) a unidade superior é constituída por um espesso pacote turbidítico predominantemente siltico no topo (foto 4 A) e uma porção basal caracterizada por variações de um pacote rítmico que alterna níveis psamíticos e psamo-pelíticos (foto 4 B).

Vários autores (Krebs et al 1988, 1990; Appi & Cruz, 1990; Appi et al 1990 e Rostirolla, 1991), elaboraram modelos envolvendo arranjos estratigráficos em sistemas de tratos sedimentares identificando duas sequências principais. Citroni, 1993, identificou quatro sequências sedimentares organizadas em função das associações de facies observadas, definidas de acordo com seu ambiente deposicional: 1) associação turbidítica, 2) associação bacinal; 3) associação transicional e 4) associação continental

Lentes restritas de tufos vulcânicos, fortemente recristalizados com espessuras menores do que 50cm, são frequentemente observados nas unidades basais do Gr. Itajaí. Esses tufos são geralmente de granulometria fina e coloração verde clara, compostos por quartzo e sericita em meio aos quais pode-se reconhecer shards de quartzo. Rochas vulcânicas ácidas ocorrem como domos (foto 4E) e diques em meio aos sedimentos, localmente concordantes com os pacotes sedimentares. Clastos de rochas vulcânicas ácidas com diâmetros entre 3 mm a 40 cm podem ser observados em meio aos níveis conglomeráticos (foto 4F). Subordinadamente, rochas básicas a intermediárias ocorrem como diques tardios.

4 A – Itajaí Group: classical turbidites deposited in the fringe lobes or external fans – Itajaí Basin, SC

4 B – Itajaí Group – massive pelites and shales with oblique cleavage – Itajaí Basin, SC

4 C – Santa Bárbara Fm.- fluvial sandstones from Vale Boici – Camaquã basin, RS

4 D – Mafic enclave in pink isotropic alkaline Subida granite, intrusive in the Itajaí metasediments around 560Ma, SC

4 E – One of several rhyolitic domes (564Ma), that can be observed in the Itajaí basin, SC

4 F – Conglomerate rich in acid volcanic clasts.

Os sedimentos da Bacia do Itajaí são afetados pelo granito Subida. Trata-se de um corpo circunscrito, quartzo-feldspático com raros máficos (anfibólio), com afinidades alcalinas, alaskítico e isótopo (foto 4D), que apresenta uma auréola de metamorfismo de contacto com os sedimentos da Bacia. Ocasionalmente são observados xenólitos dos sedimentos do Gr. Itajaí em meio ao granitóide.

Pain et al (1998) indicam a ocorrência de icnofósseis e fósseis em níveis turbidíticos de baixa densidade da porção inferior da unidade superior do Gr. Itajaí. O fóssil achado é do tipo *Chancelloria* representando um taxon Cambriano com ocorrência mundial restrita ao Cambriano inferior a médio o que levou esses autores a atribuir uma idade máxima de 540 Ma para a deposição do Gr. Itajaí. Essa sugestão encontra suporte nos traços fósseis igualmente Cambrianos.

Figura 18 – Diagrama Concórdia para os Riolitos Apiúna – Bacia do Itajaí (SC).

SPU	FRAÇÃO	207/235	ERRO	206/238	ERRO	COEF	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	PESO (µg)
69	NM(- 1)	0,691037	1,18	0,085116	1,11	0,9514	309,2	6,254	59,24	31
-----	M(1, 2)	0,639135	1,21	0,078642	0,981	0,8382	78,28	11,29	67,19	73,2
68	M(1)	0,791004	1,81	0,096907	1,34	0,7811	68,22	38,3	51,86	26

Tabela 14 – Dados analíticos U-Pb das vulcânicas Apiúna – Bacia do Itajaí (SC).

Considerando-se que as rochas da Bacia do Itajaí apresentam-se afetadas por diversos domos de rochas riolíticas datados ao redor de 564Ma (Figura 18, Tabela 14) e pelo Granito Subida (Figura 19, Tabela 15) com idade de 558Ma é considerado que esta é a idade mais jovem possível para a época de deposição das unidades sedimentares que compõem a Bacia do Itajaí.

Figura 19– Diagrama Concórdia para o Granito Subida – intrusivo no Gr. Itajaí (SC)

Adicionalmente, a ocorrência de grandes depósitos de conglomerados em meio as sequências sedimentares, onde os clastos de rochas vulcânicas representam o principal litotipo (foto 4F), sugere uma contemporaneidade entre o vulcanismo e o preenchimento dessa bacia. Tal fato indica uma idade próxima a 560 para a sequência turbidítica que compõe a porção estratigráfica superior da B.Itajaí.

SPU	FRAÇÃO	207/235	ERRO	206/238	ERRO	COEF	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	PESO (µg)
	M (1)	0,460218	0,961	0,05709	0,907	0,9501	235,79	53,38	686,2	453
	M (0)	0,536884	0,928	0,06602	0,912	0,9851	319,89	14,26	168,26	775
	M (- 2)	0,590199	0,961	0,732	0,917	0,9603	283,02	11,15	116,98	782
	M (- 1)	0,558151	1,06	0,0692	0,947	0,9059	225,29	16,45	174,81	383

Tabela 15 – Dados analíticos U-Pb do Granito Subida (SC)

Como consequência, considerando-se as idades radiométricas das rochas que afetam a Bacia do Itajaí e a possível presença do fossil Chancelloria (restrita ao Cambriano) nessas unidades, Basei et al (1999) sugeriram que o limite Proterozóico-Fanerozóico, na região sul brasileira, pode ser mais antigo do que 540Ma, valor este internacionalmente aceito pela comunidade científica.

Bacia de Camaquã (RS)

Nesta proposta adota-se a compartimentação apresentada por Fragoso Cesar (1991) que associa somente a Bacia do Camaquã ao desenvolvimento do Cinturão Dom Feliciano. As demais bacias eo-paleozóicas do RS, sendo a de Santa Bárbara a de maior expressão, teriam sua evolução relacionada ao Bloco São Gabriel que representaria um outro Cinturão Neoproterozóico desenvolvido na porção oeste do domínio de embasamento do estado do Rio Grande do Sul.

A Bacia Camaquã é constituída em sua porção inferior pela Formação Arroio dos Nobres que apresenta, em sua porção basal, uma sequência de leques deltáicos constituída por ritmitos areno-pelíticos que passam, rumo ao topo, para conglomerados e arenitos conglomeráticos. Sobre esse conjunto, em parte intercalando-se ao mesmo, tem-se espesso pacote rudítico onde predominam

conglomerados diversos que intercalam níveis de arenitos grossos. A unidade superior da Fm. Arroio dos Nobres é caracterizada pelo predomínio de arenitos diversos com ocorrências subordinadas de cunhas rudíticas.

Após uma discordância angular, tem-se a unidade superior da bacia Camaquã, representada pelos depósitos continentais sub-horizontais do Gr. Guaritas que apresentam em sua base conglomerados e arenitos arcoseanos de leques aluvionais que transicionam para arenitos arcoseanos eólicos que se interdigitam próximos as bordas, com brechas, conglomerados e arenitos fluviais. Esse conjunto é superposto, em contacto erosivo, por um pacote de conglomerados, arenitos e pelitos flúvio-deltaicos (Fragoso-Cesar et al 1999).

Intercalados em meio a sequência sedimentar Guaritas, tem-se importante manifestação vulcânica caracterizada por derrames lenticulares semelhantes as lavas do tipo pahoehoe (Lopes et al, 1999). Essas rochas, com filiação alcalina básica, foram datadas por U-Pb em SHRIMP (Remus et al 1998) em 470 Ma o que posiciona o Gr. Guaritas no Ordoviciano.

Em concordância com as sugestões que retiram o Gr. Guaritas do contexto das bacias de foreland do período de transição proterozóico-fanerozóico, associando-o as fases rift precursoras da bacia do Paraná (Fragoso Cesar et al 1999; Lopes et al 1999) é aqui realçado o fato dessa unidade cobrir, de forma discordante, unidades pertencentes as bacias de Santa Barbara e Camaquã, cada uma delas associada a um dos dois cinturões neoproterozóicos conhecidos no Pré-Cambriano gaúcho.

Bacias Arroyo del Soldado e Piriápolis (UY)

De modo diferente do observado em Santa Catarina e no Rio Grande do Sul, no Uruguai não há uma bacia única que possa ser referida como típica da fase de transição entre o clímax metamórfico-deformacional das faixas metassedimentares adjacentes e a instalação das grandes bacias intracratônicas paleozóicas. Por outro lado, são inúmeras as ocorrências de pequenas bacias que preenchem as características acima.

O Grupo Arroyo del Soldado é a mais significativa das sequências baciais depositadas no período de transição Proterozóico-Fanerozóico no Uruguai, constituindo-se de um pacote com espessura aproximada de 5000m (Gaucher & Sprechmann, 1998) depositado em ambiente marinho de águas pouco profundas que repousa, em discordância angular, sobre um embasamento metassedimentar de provável idade mesoproterozóica (Gaucher et al, 1996). A diversidade de seu conteúdo fóssilífero permitiu posicioná-lo entre o final do Vendiano e o Cambriano Inferior. Dentre os fósseis encontrados desta-se a *Cloudina riemkeae* observada nos níveis inferiores desse Grupo o que permite correlacioná-lo com os Grupos Jacadigo e Corumbá no oeste brasileiro e com o Grupo Nama no sudoeste africano.

No Gr. Arroyo del Soldado são reconhecidas quatro formações que, da base para o topo, correspondem inicialmente a uma sequência areno-pelítica que passa para um nível carbonático com provável origem biomicrobiana, recobertos por um pacote pelítico rico em matéria orgânica, BIFs e cherts. Estes últimos apresentam uma espessura ao redor de 250m espessura, com os BIFs corroborando a sugestão de uma possível glaciação que, mundialmente, ocorre ao redor de 550 Ma próxima a fronteira entre o Precambriano/Cambriano. Sobre essas rochas repousa um espesso pacote de arenitos maduros quartzosos a arcoseanos. Na unidade superior volta a predominar um pacote predominantemente carbonático composto por calcarenitos oolíticos que intercalam níveis de calcáreos que passam rumo ao topo para níveis estromatolíticos.

Uma compressão com orientação preferencial EW permitiu o desenvolvimento no Gr. Arroyo del Soldado de dobramentos abertos, com eixos subhorizontais variando entre N15W a N20 E. As dobras geradas são isópacas e não apresentam xistosidade plano axial (Gaucher et al 1996).

Outra importante ocorrência, correlacionável temporalmente com Arroyo del Soldado, foi descrita em detalhe por Masquelin & Sanches Bettucci (1993) na região de Piriápolis (leste de Montevideo) sendo a sub-bacia de Playa Hermosa a mais expressiva. Os diversos depósitos observados nessa região chegam a apresentar uma espessura total de 3700m predominando uma sedimentação silici-clástica com

arenitos gradados, arenitos rítmicos (alternância de arenitos e pelitos) e importante contribuição de níveis conglomeráticos polimícticos matriz suportados.

Rumo ao topo passam a predominar arenitos com estratificações cruzadas intercalando níveis de conglomerados frequentemente com clastos centimétricos de rocha vulcânica e microsienitos. Entretanto, a presença de ignimbritos e traquitos (provavelmente associados ao magmatismo da Fm Sierra de Animas) intrusivos na sequência sedimentar, localmente com xenólitos centimétricos de metarenitos, sugere uma contemporaneidade entre o vulcanismo e a parte superior da sequência sedimentar.

A sequência sedimentar da Playa Hermosa depositou-se posteriormente ao clímax metamórfico-deformacional do Cx. Lavalleya apresentando somente uma deformação rúptil caracterizada pelo basculamento de camadas com caimento para NW, falhas inversas com direção N20-60 E e zonas cataclásticas. Localmente, como na região Cañada Azucarera, há o desenvolvimento de uma clivagem S1 em zonas axiais de dobras com eixos N30E (Masquelin & Sanches Bettucci 1993).

ANTE-PAÍS (FORELAND DOMAIN)

Os terrenos cristalinos observados na região noroeste e oeste do Cinturão Dom Feliciano são constituídos predominantemente por rochas gnáissico-migmatíticas que, durante o Neoproterozóico-Câmbrico, serviram de ante-país para o desenvolvimento desse Cinturão. Essas massas continentais, mesmo aquelas para as quais o termo craton é aplicado, representam fragmentos continentais pré-existentes, totalmente envolvidos pelos processos associados ao fechamento dos oceanos existentes entre África e América do Sul, durante a constituição do supercontinente Gondwana.

Figura 20

Como pode ser observado na figura 1 (mapa geológico anexo), os terrenos de Foreland podem ser agrupados em dois conjuntos principais: Microplaca Luis Alves na região norte e Craton Rio de la Plata na porção centro-sul, separados pelos sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná. Características geológicas, geocronológicas e geofísicas não corroboram uma possível continuidade entre essas duas unidades, sendo provável que representem dois fragmentos crustais independentes.

DOMÍNIO NORTE

Os terrenos que constituem o embasamento da porção Norte da região sul-brasileira, distribuídos entre os Cinturões Ribeira (N) e Dom Feliciano (S), podem ser agrupados em duas unidades geotectônicas maiores: Microplacas Luis Alves e Curitiba (Basei et al, 1992).

Figura 21 – Diagrama Concordia dos Granitóides foliados do Batolito Rio Pien
(PR-SC)

As relações espaciais entre essas microplacas estão representadas no perfil geológico da figura 20. A Zona de Sutura Pien, de idade Neoproterozóica, é marcada pela ocorrência de milonitos e um conjunto de corpos descontínuos de rochas serpentíníticas alinhadas NE-SW que se distribuem ao longo da porção sul do arco magmático Rio Pien. Esse arco é caracterizado por um conjunto de granitóides cálcio-alcalinos deformados cuja idade de colocação está ao redor de 613Ma (Figura 21, Tabela 16; dados extraídos de Siga Jr. 1995- recalculada).

O arco magmático Rio Pien foi gerado como consequência da subducção para norte da crosta oceânica que existiria entre as microplacas Luis Alves e Curitiba (Machiavelli et al. 1993; Harara, 1996, Basei et al. 1998). Sua deformação está associada a colisão dessas Microplacas cuja idade mais jovem possível estimada para essa colisão seria ao redor de 600 Ma, conforme indicam as idades K-Ar e U-Pb dos granitos isótopos que cortam os granitóides deformados (Siga Jr, 1995, Harara, 1996).

SPU	FRAÇÃO	207/235	ERRO	206/238	ERRO	COEF	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	PESO (mg)
	M (2)	0,82265	1,15	0,09832	0,984	0,881	541,1	20,66	177,76	0,0543
	M (-1)	0,81486	1,01	0,09774	0,938	0,939	2762	31,36	294,56	0,0568
	M (-2 . 1)	0,83409	1,05	0,1007	0,988	0,951	1297	26,51	236,86	1,200
	M (-2 . 2)	0,81292	1,01	0,09804	0,938	0,939	3257,3	19,58	182,89	1,340
	NM (- 2)	0,82243	1,07	0,0994	1,01	0,948	2551	17,26	159,83	1,080

Tabela 16 – Dados analíticos dos granitóides cálcio-alcalinos deformados do Batolito Rio Pien (Siga Jr. 1995, retrabalhados).

Microplaca Curitiba

Em sua porção norte ocorre espesso pacote de rochas metassedimentares (Fm. Capiuru e Setuva) que apresentam afinidades paleogeográficas com essa Microplaca e, por conseguinte, não pertenceriam ao Cinturão Apiaí (Fm. Votuverava, Água Clara, Itaiacoca e afins), que ocorreria somente a norte da ZC Lancinha. A Zona de Cisalhamento Lancinha-Itatins corresponderia, em superfície, ao traço de importante

sutura que separaria a Microplaca Curitiba dos terrenos localizados a norte desse lineamento

O embasamento da Microplaca Curitiba é caracterizado por um conjunto de gnaisses migmatíticos onde predominam os níveis de anfibólio gnaisses bandados que estão bem expostos na Pedreira Atuba (fotos 5A e 5B) que empresta seu nome a essa unidade - Complexo Atuba (Siga Jr. et al., 1995). Essas rochas apresentam idade paleoproterozóica e mostram-se afetadas por nova migmatização intensa deformação, ambos de idade Neoproterozóica.

Figura - 22 – Diagrama Concórdia para os gnaisses charno-enderbíticos da Pedreira Paulo Leminski, Cx. Atuba, embasamento da Microplaca Curitiba (PR).

Em meio a esses gnaisses que apresentam-se regionalmente metamorfisados no facies anfibolito, ocorrem níveis de gnaisses granulíticos onde predominam composições charno-enderbíticas. Essas rochas ocorrem preferencialmente na porção norte dessa Microplaca com a região de Itatins-Peruíbe (sudeste de São Paulo) representando a maior das ocorrências conhecidas.

A antiga pedreira Paulo Leminski, atualmente restaurada para ser utilizada como anfiteatro, na cidade de Curitiba representa outra excelente exposição das rochas charnockitóides cujos resultados apresentaram, através da metodologia U-Pb em zircões, idade de $2,105.4 \pm 3.1$ Ma (figura 22, Tabela 17), interpretada como indicativa do clímax metamórfico gerador da maioria das rochas do Complexo Atuba. Esse valor é muito próximo aos dados anteriormente disponíveis para o embasamento da Microplaca Curitiba (Siga Jr. 1995; Siga Jr. et al. 1995; Picanço et al. 1998, Basei et al, 1999).

SPU	FRAÇÃO	207/235	ERRO	206/238	ERRO	COEF	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	PESO (µg)
147	M (-4)	6,8358	0,929	0,3793	0,929	0,9992	780,03	42,06	93,18	151
334	M (-4)	6,388	0,922	0,3536	0,915	0,994	7278,02	36,29	91,32	198
313	M (-3)	6,8015	0,925	0,3777	0,922	0,9976	3775,01	58,79	138,11	46
314	M (-6)	6,7727	0,933	0,3758	0,929	0,9968	1680,11	37,81	88,66	61

Tabela -17 – Dados analíticos U-Pb em zircões do charno-enderbito da Pedreira Paulo Leminski

Apesar da constância dos resultados U-Pb ao redor de 2100Ma, os resultados K-Ar, Rb-Sr e Sm-Nd em minerais são sempre Neoproterozóicos, tal comportamento reflete a intensidade da superposição brasileira (facies anfibolito) observada nos gnaisses do Cx. Atuba. Por outro lado, a grande maioria das idades modelo Nd, indicam valores Paleoproterozóicos a Arqueanos, que sugerem longa residência crustal dos protólitos geradores desses gnaisses.

5 A - Atuba Quarry –
Paleoproterozoic amphibole
banded gneiss with
Neoproterozoic pink leucogranite
veins – Curitiba Microplate;

5 B – Atuba Complex – tonalitic
amphibole gneiss with transposed
thronjemitic veins – Curitiba
Microplate

5 C – Santa Catarina Granulite
Complex – Charnockite with
quartz diorite xenoliths – Luis
Alves Microplate

5 D – Santa Catarina Granulite
Complex – typical biotite (with
amphibolitic lenses) gneisses
associated with 2.1 Ga

pink leucocratic granites and
migmatites – Luis Alves
Microplate

A concordância entre as idades obtidas em tres diferentes localidades no âmbito da Microplaca Curitiba permite concluir que o metamorfismo de alto grau do Complexo Atuba teria ocorrido ao redor de 2.100 +/- 10Ma. Com raras excessões, os zircões desse domínio, mesmo com análises SHRIMP, não indicam uma história crustal pretérita, fato este comum nas rochas charno-enderbíticas do Cx. Granulítico de Santa Catarina, sugerindo, apesar das idades modelo Nd (TDM) indicarem valores Arqueanos, que a geração dessas rochas e o metamorfismo de alto grau ocorreram muito próximos no tempo.

No Neoproterozóico III essas rochas sofreram intensa deformação e metamorfismo no facies anfibolito, inclusive com geração de migmatitos em escala regional. Desta forma, com os dados atuais, o Complexo Atuba deve ser considerado como uma unidade Neoproterozóica de evolução policíclica que tem suas origens no Paleoproterozóico.

Microplaca Luis Alves

Caracterizada como um segmento crustal onde, regionalmente, predominam rochas de alto grau metamórfico englobadas no Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann et al 1979). Seu limite norte-nordeste é definido pela zona de Sutura Pien, ao sul estende-se até as imediações da cidade de Blumenau(SC) onde é coberta pelos sedimentos anquimetamórficos da bacia de foreland do Cinturão Dom Feliciano (mapa geológico em anexo).

Trata-se do único bloco crustal no setor sul-oriental brasileiro, que permaneceu frio (abaixo da isoterma de 300 graus celcius), desde o final do Paleoproterozóico, não evidenciando a superposição tectono-termal Neoproterozóica característica dos demais terrenos dessa região.

As rochas de alto grau são predominantemente ortoderivadas de composição charno-enderbítica, empobrecidos em elementos LILE que apresentam um comportamento geoquímico bastante parecido com o apresentado pelo Cx. Lewisian do NW da Escócia (Basei et al, 1998). Subordinadamente são reconhecidos BIFs e contribuição variada de gnaisses kinzigíticos, quartzitos, e gnaisses cálcio-silicáticos. A presença

de rochas máfico-ultramáficas é uma constância, ocorrendo em diferentes gerações com dimensões e formas diversas. O Complexo máfico-ultramáfico de Barra Velha (sem peridotitos) representa a maior das ocorrências desse tipo de rocha.

Estudos recentes envolvendo mapeamento geológicos em semi-detalle (1:50000) permitiram evidenciar no âmbito do Complexo a presença de corpos de charnockitos, com relações ígneas, mostrando claras feições intrusivas, inclusive com a presença de xenólitos (fotos 5C). Além dessas rochas foram reconhecidas unidades de biotita gnaisses e biotita-anfibólio gnaisses, migmatizados em diferentes graus, que não evidenciaram qualquer paragenese de alto grau, nem mesmo do tipo reliquiar (foto 5D).

Figura - 23 – Diagrama U-Pb para os granitóides hololeucocráticos intrusivos no Cx.
Granulítico de Santa Catarina – SC

SPU	FRAÇÃO	207/235	ERRO	206/238	ERRO	COEF	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	PESO (μg)
319	IBI7.23M(-4)	6,36657	0,925	0,35505	0,923	0,9982	1815,54	338,05	885,2	71
320	IBI7.23M(-5)	6,1144	0,921	0,34013	0,92	0,9986	3479,47	353,59	978,3	45
318	IBI7.23M(-3)	5,44178	0,926	0,30585	0,923	0,9973	2872,74	309,3	950,96	62
317	IBI7.23M(-2)	4,4985	0,927	0,25666	0,925	0,9977	2271,18	355,08	1295,8	31

Tabela - 18 – Dados analíticos U-Pb para os granitóides hololeucocráticos da região de Ibirama – SC

Presentes como grandes bolsões de leucossomas de migmatitos, ocorrem corpos de leucogranitos quartzo-feldspáticos roseos, que apesar de exibirem uma intensa deformação caracterizada por uma fina foliação, esses corpos não exibem a mesma complexidade estrutural característica dos gnaisses regionais.

Figura -24 – Diagrama Concórdia para os zircões arredondados extraídos do charno-enderbitado das proximidades de Luis Alves (modificado de Basei, 1985)

Para a região de Ibirama, a determinação U-Pb em zircões (figura 23, Tabela 18) de um granitóide róseo indicou a idade de 2112 +/- 21 Ma (Basei et al, 1999), idade essa interpretada como representativa da época de colocação desse corpo sincrônica aos eventos terminais da migmatização de idade Paleoproterozóica observada nas rochas do Complexo Granulítico de Santa Catarina.

SPU	FRAÇÃO	207/235	ERRO	206/238	ERRO	COEF	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	PESO (mg)
	174 F < 22 BRUN	8,3582	1,5	0,40319	1,5	0,9	4810	458,7	1066,4	3,35
	174 22 < F < 20	8,11601	1,5	0,39731	1,5	0,9	11100	228,5	543,3	3,02
	174 22 < F < 21	8,4651	1,5	0,41158	1,5	0,9	6914	258,1	590,6	1,27
	174 18 < F	6,92327	1,5	0,33070	1,5	0,9	8074	200,5	570,8	1,66
	174 20 < F < 18	8,13829	1,5	0,38947	1,5	0,9	6752	250,7	605	1,43
	174 F < 23	6,87035	1,5	0,33371	1,5	0,9	1905	412,7	1138,8	1,28

Tabela 19 – Dados analíticos dos zircões arredondados das rochas charno-enderbíticas apresentados na figura - 24 – Microplaca Luis Alves

SPU	FRAÇÃO	207/235	ERRO	206/238	ERRO	COEF	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	PESO (mg)
	174 F < 22 CLARO	7,28807	1,5	0,37614	1,5	0,9	4489	131,6	330,7	1,19
	174 – 21 CLARO	7,65724	1,5	0,40053	1,5	0,9	1252	97,15	224,2	0,67

Tabela - 20 – Dados analíticos relativos aos zircões prismáticos dos granulitos da região de Luis Alves (SC).

Figura 25 – Diagrama Concórdia para os zircões rosados e prismáticos extraídos dos gnaisses granulíticos da região de Luis Alves (SC).

Para os gnaisses granulíticos, o retrabalhamento de dados antigos, somado aos novos resultados permitiu que se estabelecesse o valor de 2350 +/- 20 Ma como a idade do metamorfismo de alto grau. Essa interpretação baseia-se no fato de que em inúmeras localidades do Complexo, terem sido obtidas idades nesse intervalo para zircões que, morfologicamente, apresentavam indicações típicas de minerais desenvolvidos em fácies granulito (formas de feijões, arredondados e, frequentemente, com muitas ranhuras). Na figura 24 (tabela 19) é indicada a idade de 2338 +/- 37 Ma obtida em zircões que apresentavam as características acima descritas.

Adicionalmente, uma segunda população de zircões foi identificada nessa mesma rocha, constituída por cristais transparentes, biterminados, euhédricos, prismáticos (2x1, 3x1) que apresentou idade próximas a 2.2 Ga (Basei et al 1999b). Esse resultado pode ser observado na figura 25 (Tabela 20). É possível que essas idades ao redor de

2.2Ga possam estar associadas a formação dos zircões prismáticos que ocorreria durante o período de descompressão que ocorre logo após o clímax do evento metamórfico de alto grau.

O padrão acima referido foi observado em vários locais notadamente na porção oriental da Microplaca (região de Luis Alves e noroeste de Joinville) o que permite sugerir-se que tais eventos tenham um caráter regional nesse domínio. Entretanto, em outras localidades, como nas proximidades de Massaranduba (SC), os mesmos tipos de zircões foram reconhecidos no charno-enderbito datado, sendo que nesse caso, ambos alinharam-se em uma mesma discórdia com idade de 2,35Ga (Basei et al, 1998).

Idades U-Pb ao redor de 2.28Ga, obtidas em monazitas extraídas de quartzitos portadores de ortopiroxênio encontrados a sudoeste de Pomerode (SC), confirmam que o resfriamento do facies granulito teria ocorrido logo após 2.3Ga (figura 26 tabela 21). Por tratar-se de restos de uma cobertura metassedimentar é possível que esse material tenha sido, em parte, preservado da superimposição transamazônica que afetou regionalmente esse segmento crustal entre 2.1 e 2.2Ga.

SPU	FRAÇÃO	207/235	ERRO	206/238	ERRO	COEF	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	PESO (µg)
851	TIM3.11.1	8,20344	0,554	0,414597	0,551	0,9956	16481,66	6103,9	5576,4	10,41
852	TIM3.11.2	8,58027	0,518	0,429038	0,5	0,9684	760,06	8731,9	6101,1	5,92

Tabela 21 – Dados analíticos das monazitas de quartzitos do facies granulito (TIM III 11) presentes na Microplaca Luis Alves (sudoeste de Pomerode)

Figura 26 - Diagrama Concórdia para as monazitas de quartzitos do facies granulito presentes na Microplaca Luis Alves (sudoeste de Pomerode)

O alto grau de discordância observado em grande parte dos zircões do Complexo Granulítico de Santa Catarina é uma característica marcante desse domínio. Tal fato deve representar a evolução policíclica desse segmento bem como a forte herança crustal pretérita aos eventos metamórficos que afetaram essas rochas. Isso sugere que, ao contrário do observado na Microplaca Curitiba, os eventos ígneos geradores dos protólitos dos atuais granulitos e o metamorfismo de alto grau que os gerou, foram separados por um importante período de tempo.

Considerando-se que os dados K-Ar são, regionalmente, mais velhos do que 1.7Ga, o Complexo Granulítico de Santa Catarina pode ser aceito como uma unidade policíclica de idade Paleoproterozóica cujos principais eventos metamórficos e deformacionais teriam ocorrido no intervalo entre 2.35 e 2.10 Ga.

O primeiro metamorfismo de fácies granulito caracterizado do Complexo Granulítico de Santa Catarina (2350Ma), precede, em cerca de 250 Ma seus equivalentes do Complexo Atuba (2100Ma). Entretanto, em função das idades de 2100Ma ocorrerem de modo conspícuo em ambas unidades, é possível que essas entidades geotectônicas estivessem unidas durante o Mesoproterozóico e, no início do Neoproterozóico (cerca de 800Ma) separadas, para novamente se reunirem ao redor de 600Ma gerando o arco magmático de Pien pelo consumo da placa aceânica então existente entre ambas microplacas.

DOMÍNIO SUL

Craton Rio de La Plata

O Craton Rio de La Plata (Almeida et al, 1973; Fragoso Cesar and Soliani Jr, 1984; Dalla Salda et al 1988), agrupa a maior parte dos terrenos pré-neoproterozóicos da porção sul-oriental brasileira e uruguaia bem como da região nordeste da Argentina. Trata-se de uma unidade geotectônica, em grande parte recoberta pelos sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná, que serviu de ante-país para o desenvolvimento da porção meridional do CDF. Características geológicas particulares contribuem para subdivisões internas permitindo a criação de denominações regionais. Na Argentina, as ocorrências de gnaisses do embasamento Pré-cambiano-Eopaleozóico são esparsas, com área principal de exposição (não representada na figura 1) restrita a região de Tandilia.

Neste artigo, os diferentes segmentos que constituem o Craton Rio de La Plata são agrupados em duas unidades principais: Taquarenbó(RS)-Rivera(UY)-Nico Perez (UY) e Piedras Altas (UY). As principais diferenças que permitem essa separação residem no fato do primeiro conjunto apresentar idades modelo Nd arqueanas e terem sido afetados, com diferentes intensidades, pelos eventos termo-tectônicos neoproterozóico-cambrianos característicos do CDF. Por seu lado, o terreno Piedras Altas representa um segmento crustal juvenil de idade paleoproterozóica que não foi internamente aquecido desde 1.75Ma atrás.

Blocos Taquarembó, Rivera e Nico Perez

Pelas semelhanças geológicas e geocronológicas as ocorrências de Taquarembó, Rivera e Nico Perez podem integrar um único bloco onde, em meio a um conjunto gnaissico-migmatítico, ocorrem rochas granulíticas. Estas últimas são predominantes na porção norte desse segmento (Bloco Taquarembó-RS), ocorrem subordinadamente na região de Rivera-Valentines (UY), enquanto que no Terreno Nico Perez predominam gnaisses e migmatitos de fácies anfibolito.

Os terrenos antigos da porção oeste do escudo sul-riograndense ocorrem a sul da zona de cisalhamento Ibaré que separa esse segmento do bloco São Gabriel de idade neoproterozoica. No Bloco Taquarembó as rochas granulíticas tem no Complexo Santa Maria Chico seus melhores representantes. Nesse complexo paleoproterozóico, com protolitos arqueanos (Hartmann et al, 1999), predominam rochas ortoderivadas bimodais, depletadas em elementos litófilos variando entre termos ácidos a básicos. Subordinadamente, ocorrem sillimanita, gnaisses, anortositos e piroxenitos, metamorfizados em fácies granulito atingindo pressões de 10kbar e 800°C (Hartmann, 1998). Sobre esse domínio gnaissico são frequentes coberturas sedimentares, vulcânicas ácidas e rochas granitóides, pós-tectônicas, de idade neoproterozóica a cambriana (Soliani Jr. 1986).

O padrão geocronológico característico desse segmento de embasamento, é marcado por isócronas Rb-Sr e Pb-Pb em rocha total que se distribuem entre 2030 e 2500 Ma obtidas a partir das análises de metagranitóides diversos. As poucas idades modelo Nd indicam valores arqueanos com Epsilon Nd atuais bastante negativos. Em artigo recente Hartmann et al, 1999, apresentaram resultados SHRIMP para um metabasalto e um metatronchjemito do complexo Santa Maria Chico com ambos apresentando um padrão radiométrico bastante similar com inherited zircons indicativos da idade do protolito ígneo distribuindo-se entre 2.13 e 2.55Ga e um conjunto menor de zircões, tidos pelos autores como metamórficos, indicando respectivamente, idades de 2.01 e 2.05Ga, interpretadas como representativas da idade do metamorfismo de alto grau que afetou esse complexo.

No Uruguai, os domínios Rivera e Nico Peres apresentam grande similaridades geológicas com o domínio Taquarembó com gnaisses e migmatitos diversos ocorrendo ao lado de rochas granulíticas. Extensas faixas miloníticas e relictos de rochas supracrustais de médio a alto grau metamórfico, assim como intrusões graníticas de diferentes idades e composições atestam a complexidade geológica desse segmento crustal. Em sua extremidade oriental o terreno Nico-Perez apresenta uma unidade metavulcanosedimentar (Fm. Pavas, Preciozzi et al, 1985) composta por quartzitos, conglomerados, mica xistos a fucsita, mármore e ortoanfibolitos cujo metamorfismo alcança o facies anfibolito alto (granada-sillimanita).

A longa história magmática e metamórfica desse domínio, pode ser reconstituída a partir das idades Rb-Sr em metagranitóides da região de Corrales (Ilha Cristalina de Rivera) que indicaram em isócrona rb-sr valores ao redor de 2272Ma (Soliani Jr., 1986; Cordani e Soliani jr., 1990) comprovando ser o Ciclo Transamazônico (Paleoproterozóico) o responsável pelo metamorfismo dos gnaisses do embasamento. O granito rapakivi de Illescas com 1760ma (Bossi e Campal, 1992) bem como a idade K-Ar de 1253 (Campal, 1995) em muscovitas neoformadas nos milonitos de seu bordo oriental são as principais sugestões da atuação de eventos termo-tectônicos mesoproterozóicos no Terreno Nico Perez.

Adicionalmente, esse domínio foi afetado por zonas de cisalhamento Neoproterozóicas (Bossi e Campal, 1992) e cortados por granitos porfiríticos e granodioritos cuja idades Rb-Sr, distribuem-se entre 689 e 664ma. Alkali-feldspato-granitos, isótopos, mostraram-se bem mais jovens, ao redor de 580ma. As razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mostram claramente que esses granitóides não foram originados a partir da fusão dos gnaisses do embasamento (Soliani Jr., 1986).

A evolução policíclica caracterizada pelos dados radiométricos já disponíveis, pode ser um registro incompleto da história evolutiva desse segmento crustal, visto que a ausência de determinações radiométricas em zircões, somadas ao registro arqueano das idades modelo Nd, permitem sugerir para o conjunto Rivera-Nico Perez uma provável evolução a partir do retrabalhamento de protolitos arqueanos.

Na Argentina, as informações geológicas e radiométricas relacionadas ao embasamento do Craton Rio de La Plata são poucas e concentradas na região da Serra de Tandil, Província de Buenos Aires. Nessa área ocorrem gnaisses e migmatitos além de metagranitóides diversos, inclusive anatéticos miloníticos, que apresentam um padrão geocronológico Paleoproterozóico. Idades em isócronas Rb-Sr distribuem-se entre 2150 e 1770 Ma, incluindo-se desde gnaisses cinza a leucogranitos rosados (Varela et al, 1988; Ramos et al, 1990; Dalla Salda et al, 1992). Rochas metavulcânicas ácidas e básicas (Lema and Cucchi, 1981; Teruggi et al, 1988), posteriores a deformação principal, são reconhecidas em meio aos gnaisses regionais.

A cobertura sedimentar da região de tandil corresponde a um conjunto de unidades litoestratigráficas orientadas NW-SE que receberam várias denominações locais (Gr. Tandil, Fm. la Tinta, Fm. Loma Negra, Fm Sierras Bayas, entre outras). constitui-se de uma sequência siliciclástica a carbonática, não metamórfica, cujo intervalo entre a deposição e a diagênese é estimado entre 800 ma por associações de microfósseis e estromatólitos (Pothe de Baldis et al, 1983; Poiré, 1993) e radiométricas 720ma (Bonhomme and Cingolani, 1980).

Alguns granitóides observados no embasamento, apresentaram idades K-Ar entre 790 e 870ma (Linares, 1977) caracterizando a superposição Neoproterozóica nesse domínio o que permite sua correlação com os demais segmentos reativados do Craton Rio de La Plata. Entretanto, é interessante assinalar que apesar de se situarem próximos ao bordo oriental desse domínio cratônico, o que pode sugerir uma correlação com o magmatismo do CDF, as idades obtidas para esse granitóides mostram uma relação temporal bem mais próxima do magmatismo do Bloco São Gabriel característico da porção ocidental do RS, Brasil.

Terreno Piedra Alta

O Terreno Piedra Alta ocupa a extremidade sudoeste do escudo uruguaio sendo separado do Terreno Nico Perez pela zona de cisalhamento Sarandy del Y. É constituído por um conjunto de rochas ortoderivadas onde predominam gnaisses e migmatitos de composições diversas em meio ao qual podem ser frequentemente observados granitóides anatóticos (Cerro Colorado) geralmente associados com magmas básicos e fenômenos de magma mixing e mingling (Fernandez and Preciozzi 1974, Bossi and Navarro 1988, Dalla Salda et al. 1988, Bossi et al. 1993).

Figura -27 – Diagrama Concórdia para o Granodiorito Isla Mala, modificado de Preciozzi et al (1999b).

Tres septos, com trend geral EW, de rochas metavulcanosedimentares que se apresentam dobradas e metamorfisadas em diferentes intensidades (Arroyo Grande, San Jose and Montevideo belts) podem ser observadas em meio ao conjunto gnaíssico-migmatítico. Como nos demais, o termo Cinturão San José que se distribui

entre Cerros de San Juan (W) e Fray Marcos (E), foi proposto para agrupar várias unidades metamórficas meta-vulcanosedimentares representadas pelas formações Paso Severino, San José e Cerros de San Juan. Variações ao longo do trend, no grau metamórfico e na organização litoestratigráfica são frequentes. Na Formação San Jose são descritas rochas carbonáticas, filitos sericíticos, quartzitos e importante lentes de rochas metavulcânicas básicas.

O terreno Piedras Altas não apresenta qualquer vestígio (metamórfico, deformacional e magmático) de ter sido afetado pelas orogenias Neoproterozóicas que atuaram na porção sul brasileira e uruguaia. As idades de resfriamento obtidas em minerais pelos métodos Rb-Sr e K-Ar estão restitas ao intervalo 1.9 – 2.2Ga (Hart 1966, Umpierre and Halpern 1971, Cingolani et al., 1990, Cingolani et al. 1997, Preciozzi and Bourne 1992) Um importante enxame de diques, não metamórficos, datados por Rb-Sr e Ar-Ar, ao redor de 1780Ma (Bossi et al, 1993), é a última manifestação magmática conhecida nesse terreno.

Dados recentes apresentados por Preciozzi et al (1999b) incluindo isócronas em rocha total Rb-Sr (2094 +/- 28 Ma, $R_o = 0.70174$) e Sm-Nd (1949 +/- 24Ma, $R_o=0.51003$) foram interpretadas como indicativas dos episódios metamórficos que afetaram esse segmento.

SPU	FRAÇÃO	207/235	ERRO	206/238	ERRO	COEF	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	PESO (µg)
289	NM (0)B	4,43984	0,931	0,249638	0,925	0,9948	482,3	351,6	1104,3	230
288	NM (0)A	4,15607	0,95	0,232655	0,948	0,9982	977,4	211,3	756,4	500
290	NM (0)C	4,1474	1,31	0,232792	1,31	0,9972	562,1	287,8	901,4	200

Tabela –22 – Dados analíticos U-Pb do granitóide Isla Mala - Uruguai

Esses mesmos autores apresentaram para o granodiorito de Isla Mala uma idade U-Pb em zircões de 2089 +/- 10Ma (retrabalhado -Figura 27, Tabela 22) obtida da análise de tres frações de zircões prismáticos e bem formados. Essa idade é interpretada como relacionada com a época de colocação desse corpo o qual é, parcialmente, intrusivo nas rochas metavulcânicas do Cinturão San José. Essa idade do granitóide Isla Mala

foi confirmado por Bossi et al, 1999, com determinação de zircões pelo método SHRIMP.

Considerando-se as idades e os dados isotópicos Sm-Nd apresentados por Preciozzi et al, (1999b) pode-se afirmar que a evolução geológica do terreno Piedras Altas esta restrita ao Paleoproterozóico, compreendida entre 2.4-2.3Ga (acresção dos protolitos) e 2.1-2.0Ga (magmatismo, metamorfismo e deformação), fazendo deste segmento o único terreno juvenil paleoproterozóico dessa região sul-americana. Adicionalmente, essa unidade não foi afetada pela superposição tectono-termal neoproterozóica, estando frio desde 1.7Ga, o que o diferencia significativamente de outras unidades geotectônicas do Craton Rio de La Plata.

O BLOCO SÃO GABRIEL (RS)

Ocorrendo exclusivamente na porção NW do embasamento do estado do Rio Grande do Sul, o Bloco São Gabriel (BSG) constitui-se no único domínio tectônico formado por rochas geradas no ciclo brasileiro da região sul-brasileira e uruguaia que não pertence ao Cinturão Dom Feliciano.

Sua caracterização geocronológica foi destacada por Soliani Jr. (1986) que mostrou, contrariamente ao que se considerava na época, que a maioria das rochas gnaíssicas que constituem o referido bloco não eram antigas como apregoado, mas teriam sido formadas no Neoproterozóico durante a orogênese Brasileira, possivelmente em uma bacia marginal, desenvolvida na borda leste do Craton Rio de La Plata. Estudos subsequentes foram efetuados por inúmeros autores destacando-se os de Fragoso Cesar (1991), Babinski et al (1996), Leite (1997), Leite & Hartmann (1997) e, mais recentemente, Remus et al (1999) permitiram demonstrar que grande parte do material formador das rochas ortoderivadas teria sido incorporado a crosta também no neoproterozóico o que diferencia esses terrenos dos constituintes do CDF caracterizado como um cinturão onde predominaria o retrabalhamento crustal.

O embasamento do Bloco São Gabriel é constituído por um conjunto de gnaisses ortoderivados variando entre dioritos, tonalitos e trondjemitos possivelmente gerados

em um contexto de arco de ilhas (Leite & Hartmann, 1997). Em meio a esses gnaisses, agrupados no Cx. Cambaí, podem ser observados harsburgitos, serpentinitos e basaltos representantes de restos de sequências ofiolíticas bem como ocasionais rochas dioríticas intensamente deformadas.

A principal deformação dos gnaisses caracteriza-se pelo desenvolvimento de uma foliação de cisalhamento associada a intensa transposição e geração de um bandamento metamórfico em condições de fácies anfibolito. Indicadores cinemáticos sugerem um transporte principal de todo conjunto para E. Esse sentido de transporte associado a nappes foi primeiramente caracterizado por Breno(1976) complementado por estudos posteriores onde se destacam, Tommazi et al (1994), Fragoso Cesar et al (1997) e Leite 1997.

Outra importante unidade metamórfica é constituída pelas rochas vulcano-sedimentares do Cx. Vacacaí que incluem filitos, xistos pelíticos, mármore, quartzitos, metaconglomerados, anfibolitos e rochas calci-silicáticas, subordinadamente, ocorrem metabasaltos toleíticos a alcalinos e xistos magmesianos komatiíticos (Bittencourt et Hartmann, 1994). O metamorfismo regional que afeta essas rochas varia desde o facies xisto verde baixo até o anfibolito médio (Hartmann et al, 1990).

As idades U-Pb, Rb-Sr e K-Ar para as rochas metamórficas, concentram-se entre 0.62 e 0.75 Ga (Soliani Jr. 1986, Babinski et al, 1995, Leite et al, 1997), com os dados de zircões detríticos extraídos de albita mica xistos dos arredores do granito Caçapava sugerindo importante fonte com idade entre 800 e 900 Ma. Essa idade, mostra que essas sequências meta-vulcanosedimentares foram depositadas no Neoproterozóico apresentando, entretanto, idade da área fonte compatível com a observada nos dioritos Passinho (Leite et al, 1997; Remus et al, submetido; Hartmann et al, 1998), que representam corpos ígneos descontínuos, intensamente deformados, reconhecidos em meio as demais rochas ortognaissicas.

Bacias vulcano sedimentares tipo Maricá e Santa Bárbara distribuem-se ao longo de todo Bloco, repousando discordantemente sobre os gnaisses regionais. Apresentam,

localmente, uma deformação suave relacionada a basculamento de blocos ou a dobramentos abertos isópacos, que podem apresentar uma fina foliação de muito baixo grau metamórfico. Rochas vulcânicas riolíticas tipo Tupancí e Acampamento Velho são abundantes, com as vulcânicas Hilário que ocorrem em meio a unidade Santa Barbara apresentando características shoshoníticas.

Granitóides diversos com características tardi a pós-tectônicas e afinidades alcalinas, onde se destacam os granitos Caçapava, Lavras do Sul e São Sepé cortam todas as demais rochas, apresentando, muitas vezes o desenvolvimento de auréolas de metamorfismo de contacto. As idades U-Pb em SHRIMP obtidas nas bordas dos cristais de zircões dos granitóides de Lavras e Caçapava indicaram respectivamente, 580 e 541Ma, representando a época de colocação desses corpos (Leite, 1995). O granito Lavras é intrusivo nas unidades vulcano-sedimentares do Gr. Maricá (bacia de foreland/molassa interna).

As idades observadas para as rochas granitóides com afinidades de arco magmático, o contexto geológico das associações petroectônicas observadas, bem como a vergência tectônica oposta ao sentido preferencial de transporte do CDF, suportam a sugestão de uma evolução distinta do bloco São Gabriel em relação ao CDF. A história magmática deste segmento crustal começou 150 a 200 Ma antes do início do desenvolvimento do magmatismo granítico do CDF.

O desenvolvimento do terreno São Gabriel estaria ligado ao consumo de um oceano que teria existido entre 900–800 Ma entre o Craton Rio de La Plata e as rochas gnáissico migmatíticas tipo Encantadas, que representariam o embasamento das sequências meta-vulcanosedimentares do Schist Belt (Complexo Porongos). Durante o Neoproterozóico III essa região, como consequência da colisão do Granite Belt foi intensamente reativada tectonicamente. O perfil 4, ilustra a situação atual.

O TERRENO PUNTA DEL ESTE (UY)

O Terreno Punta del Este (TPE) foi definido por Preciozzi et al, 1999, para englobar um conjunto de gnaisses e migmatitos formados no intervalo 1000-900Ma que foram intensamente retrabalhados durante a orogênese Rio Doce (600-500Ma). Desta forma,

baseados principalmente nas idades radiométricas U-Pb obtidas, esses autores propuseram que os terrenos situados a leste da Zona de Cisalhamento Alféres-Cordilheira não mais integrassem o Granite Belt sugerindo que esse segmento crustal seria representante, na América do Sul, de terrenos relacionados ao Cinturão Namaqua reconhecidos na porção sudoeste do continente africano. Ainda não foram identificados no Brasil e na Argentina terrenos similares.

No âmbito do TPE podem ser caracterizados três conjuntos maiores: um embasamento gnáissico-migmatítico (principalmente ortoderivado), uma cobertura metassedimentar de baixo grau (Grupo Rocha) e um conjunto pos-tectônico que inclui granitóides alcalinos e rochas vulcânicas ácidas. Essa compartimentação pode ser reconhecida na figura 1 e no mapa anexo.

SPU	FRAÇÃO	207/235	ERRO	206/238	ERRO	COEF	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	PESO (µg)
	M (1)AA	0,97206	0,91	0,096082	0,906	0,9963	317,03	23,7	206,3	967
	M (3)	1,08382	0,907	0,110204	0,905	0,9979	1118,3	52,81	466,7	818
	M (2)AA	1,22101	0,923	0,122879	0,913	0,9906	264,58	18,91	124,4	558
	M (2)	1,30172	0,949	0,131307	0,949	0,9961	407,59	29,79	201,5	587
	M (1)AA	1,27011	0,91	0,122614	0,908	0,9976	1444,6	56,79	455,5	599
	M (3)AA	1,28102	0,9	0,126972	1,06	0,9753	304,18	4,91	36,2	381

Tabela -23 – Dados analíticos U-Pb para os granitóides migmatíticos do TPE (UCUR-

03)

Figura - 28 – Diagrama Concórdia para os granitóides migmatíticos do embasamento do Terreno Punta del Este (UCUR-03)

O embasamento inclui rochas gnáissicas ricas em quartzo, biotita e andesina, podendo apresentar granada e muscovita. Correspondem, em termos gerais, as rochas de alto grau metamórfico com paragêneses a almandina, quartzo, cordierita, e sillimanita (Masquelin, 1990). Composicionalmente, predominam gnaisses tonalíticos que exibem intensa foliação com direção NE-SW.

Rochas máficas e gnaisses paraderivados diversos ocorrem como enclaves e grandes tetos pendentes em meio as rochas ortoderivadas. Ainda no domínio do embasamento podem ser encontrados cordões de rochas protomiloníticas em que se destacam granitóides oclares, e áreas migmatíticas, onde o leucossoma predominante é composto por leucogranitóides a biotita e muscovita.

Idades U-Pb em zircões efetuadas em granitóides tonalíticos em parte, migmatíticos (Preciozzi et al, 1999, retrabalhados) indicaram valores entre 1000 e 900Ma (Figura 28, Tabela 23) valores esses interpretados como representantes da época de geração dessas rochas. Essa deve ser também a idade do metamorfismo de alto grau que afetou grande parte dos gnaisses regionais.

Por outro lado, valores ao redor de 520-540Ma (Preciozzi et al, 1999, retrabalhado) estão sendo obtidos nos mobilizados anatéticos relacionados aos leucossomas dos migmatitos indicando que as condições metamórficas durante a orogênese Rio Doce (superimposta), atingiram o fácies anfibolito. Essas idades (Figura 29, Tabela 24) são aqui interpretadas como resultantes das condições metamórficas impostas aos terrenos africanos da Província Namaqua por sua colisão com o arco magmático representado pelo Granite Belt. Esse valor esta também de acordo com a deformação da supraestrutura dos terrenos Namaqua, sendo coerente com a idade das nappes com sentido de transporte para oeste que deformam a sequência meta-vulcanosedimentar Gariep.

BIOTITA ANFIBÓLIO GNAISSE MIGMATÍTICO - CERRO OLIVO - DUTRA (URPR - 36)										
SPU	FRAÇÃO	207/235	ERRO	206/238	ERRO	COEF	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	PESO (µg)
338	M (- 6)	1,37754	0,922	0,12649	0,91	0,989	3343,4	82,36	652,5	210
337	M (- 5)	1,01666	0,978	0,10484	0,97	0,993	5192,1	27,35	266,7	1070
336	M (- 4)	0,96827	0,93	0,10129	0,921	0,992	4498,4	108,09	1098,5	150
MONZOGRANITO deformado na Z C Alferes Cordilhera (AC 366)										
533	<.074AA1	1,04081	6,33	0,10606	6,21	0,982	2000	19,03	178,6	198
534	<.07 B	0,76289	0,784	0,09003	0,744	0,953	1934	79,77	881,25	149
368	> .105	0,75782	4,18	0,09227	3	0,791	34,51	6,97	17,72	560
369	> .125	0,8573	3,55	0,09577	2,11	0,691	34,27	9,58	23,61	440

Tabela - 24 – Resultados analíticos U-Pb para gnaisses migmatizados do embasamento do TPE

Figura - 29 – Diagrama Concórdia para a superposição termo-tectônica
Neoproterozóica em rochas do embasamento do TPE

A cobertura metassedimentar presente no TPE ocorre principalmente nas proximidades das cidades de La Paloma e Rocha sendo constituída por uma sequência silici-clástica essencialmente metasedimentar, representada pelo Grupo Rocha. Trata-se de turbiditos onde, apesar da deformação polifásica e do metamorfismo de grau baixo a médio, são frequentes estruturas primárias preservadas tais como estratificação plano paralela, cruzada, hummocky e níveis maciços com graded bedding (Fragoso Cesar, 1987; Sanches & Mezzano, 1993). Considerando-se que o embasamento do TPE foi correlacionado com os gnaisses do Cx. Namaqua, o Grupo Rocha é, tentativamente, correlacionado com as unidades supracrustais do Gr. Gariep.

A Fm. Cerro de Aguirre (Campal & Gancio, 1993) representa um pacote de rochas vulcânicas de composição intermediária a ácida que apresentam dobras abertas com

orientação axial N30-40E onde, localmente, pode ocorrer o desenvolvimento de uma clivagem plano axial. Diversos granitóides isótopos, circunscritos, representam as últimas manifestações magmáticas de importância que ocorrem no TPE. Esse granitóides, com tendência alcalina, tem nos corpos de Santa Tereza e Jasé Ignácio seus representantes. Idades Rb-Sr em isócronas combinando minerais e rocha total, bem como idades exclusivamente em minerais, apresentaram valores entre 611-590Ma para o granito José Ignácio e idades entre 550-537Ma para o Santa Tereza.

No presente modelo, é sugerido que na paleobacia Gariep-Rocha, não teria ocorrido uma abertura extensional muito importante, com o desenvolvimento localizado de crosta oceânica (Terreno Marmora). Desta forma, o ramo principal do oceano Adamastor (Hartnady et al, 1985) ter se ia desenvolvido a oeste do Cinturão Granitóide (atualmente reconhecido em todo domínio oriental do CDF) e seu consumo gerado esse Cinturão. O fechamento da bacia Gariep-Rocha e, consequente deformação do conjunto supracrustal ocorreu ao redor de 545Ma como consequência do transporte do Granite Belt rumo leste, contra os terrenos africanos. É dessa época a obdução das rochas vulcânicas (crosta oceânica) do Terreno Marmora por sobre as unidades metasedimentares da Port Nolloth Zone (Frimmel et al, 1998).

É sugerido que a separação do TPE de seus equivalentes africanos te-se-ia dado somente durante a abertura do Oceano Atlântico associada a fragmentação da Pangea.

CONSTITUIÇÃO DO CINTURÃO DOM FELICIANO

Como apresentado anteriormente, os diferentes segmentos do Cinturão Dom Feliciano, apresentam características geológicas, estruturais e idades distintas entre si. Estas diferenças, em parte evidenciadas na tabela 25, são interpretadas como resultantes das histórias geológicas próprias de cada segmento crustal.

O Schist Belt apresenta uma evolução metamórfico-deformacional polifásica com as fases deformacionais tardias associadas a redobramentos da foliação metamórfica que o caracteriza. A fase deformacional principal é caracterizada por dobramentos com eixos NE e planos axiais com baixo caimento para SE, e desenvolvimento de uma foliação de transposição S2. Essa estruturação foi gerada no período entre 750 e

640Ma durante a orogênese Brasileira associada a nappes com sentido de transporte para NW (Basei 1985).

Entre 620 e 590 Ma ocorreu a maior parte da evolução magmática do Granite Belt. A geração das suítes calci-alcálinas, mais antigas, estariam associadas a fase de subducção de parte do oceano Adamastor e sua deformação teria sido gerada com a colisão entre o Granite e o Schist belts que ocorreu ao redor de 600Ma. Logo após essa fase colisional, teria ocorrido a intrusão dos granitóides alcalinos tardios, isótopos, com provável intervalo entre 590 e 570Ma (Suites Pedras Grandes e Dom Feliciano).

Reativações das principais faixas miloníticas pretéritas com características transcorrentes, sinistrais e de maior temperatura na porção sul do cinturão (RS e UY) e, dextrais e de baixa temperatura em sua porção norte (SC), ocorreram em decorrência da importante movimentação transpressiva direcional do cinturão. A melhor estimativa para essa fase é representada por idades Ar-Ar ao redor de 534+/-3Ma (Phillip, 1998) para zonas de cisalhamento de alto grau das regiões de Canguçu e Pinheiro Machado (RS). Em Santa Catarina, esse processo seria pouco mais antigo, onde idades K-Ar em micas neoformadas nas rochas miloníticas da Z. C. Major Gercino indicaram valores preferenciais ao redor de 569 Ma (Passarelli 1997).

Como resultado da aproximação do conjunto formado pelo Schist e Granite Belts foram geradas, no ante país, as bacias de foreland, cujo preenchimento estaria compreendido entre o Vendiano no Uruguai e 560Ma em Santa Catarina. As deformações da fase colisional iniciadas ao redor de 600Ma na região mais interna do Granite Belt, após passarem pelo Schist Belt onde provocaram reativações e desenvolvimento de falhas de empurrão e redobramentos com planos axiais de mergulho médio para SE, atingiram as bacias de foreland somente ao redor de 535 Ma. Nessas bacias, essas deformações se caracterizam por falhas inversas e dobramentos suaves, com vergência para NW que, localmente, desenvolvem uma clivagem plano axial em condições xisto verde baixo.

Em síntese, a história metamórfica, deformacional e magmática (colocação dos granitóides) dos três segmentos do Cinturão Dom Feliciano estaria compreendida no intervalo de 750 e 530Ma. Inicialmente, em um contexto tectônico ainda não esclarecido, ao redor de 700Ma ocorreria a fase principal de deformação e metamorfismo do Schist Belt que, próximo a 640Ma teria sido transportado contra seu ante-país situado a oeste (Microplaca Luis Alves e Craton Rio de La Plata). Ao redor de 620 Ma ocorreu a subducção para SE da crosta oceânica existente (Adamastor) e geração do Granite belt em um contexto de arco magmático. Por volta de 600 Ma ocorreu a colisão entre o Granite Belt e o Schist Belt provocando o início da formação das bacias de foreland. Ao redor de 570 ocorreu importante transporte de massas paralelo a direção do cinturão e geração dos últimos granitóides pós-colisionais. Próximo a 535 Ma as deformações do cinturão atingiram as bacias de foreland e reativaram inúmeras zonas de cisalhamento de alto ângulo. Essa sequência evolutiva do CDF está representada na figura 30.

Nessa figura, além do segmento sulamericano (porção oriental), é representada a contraparte africana, com ênfase para a época de instalação e deformação dos Cinturões Kaoko/Gariep e da bacia Nama.

PRINCIPAIS TRAÇOS GEOLÓGICOS DO SUDOESTE AFRICANO

A geologia da porção sudoeste da África é, a semelhança do que ocorre na porção correspondente do continente sul-americano, caracterizada por um conjunto de faixas móveis de idade Neoproterozóica a Eo-paleozóica, representadas pelos cinturões Kaoko, Damara, Gariep e Saldania. Essas faixas móveis estão orientadas Norte-Sul, com excessão do Cinturão Damara, ocorrendo paralelas a costa e definindo os contornos ocidentais dos terrenos antigos constituídos pelos cratons do Congo e do Kalahari.

Esses cinturões tiveram suas origens, de modo análogo a seus similares sul-americanos, nas bacias geradas com a fragmentação do supercontinente Rodínia ao final do Mesoproterozóico. O fechamento dos oceanos gerados nesse processo durante

a colagem associada a constituição do Gondwana, teriam gerado as grandes faixas de dobramentos na transição Neoproterozóico-Cambriano.

A distribuição desses cinturões de norte para sul esta representada na Figura , com o cinturão Kaoko na porção Norte, o Damara na região centro norte, o Gariep na porção costeira centro-sul e o Saldania na extremidade sul. Dessas unidades as que mais interessam para as correlações pretendidas, são o Kaoko e o Gariep.

O detalhado conhecimento geológico disponível para esses cintuões reflete a somatória do contínuo estudo a que essas faixas tem sido submetidas e da boa qualidade das exposições observadas nas regiões de clima desértico como é o caso da porção oeste da Africa do Sul e da quase totalidade do território da Namíbia. Conhecimento geológico semelhante ainda não foi alcançado do lado sul-americano.

Desta forma, inúmeras observações geológicas efetuadas nos cinturões africanos, tais como a caracterização de eventos glaciais de idades Sturtiana (750-700Ma) e Vendiana (620-580Ma) no Damara (Hoffman et al, 1998), ou mesmo a definição de rochas claramente associadas com antigos assoalhos oceânicos neoproterozóicos, Marmora Terrane, no Gariep (Frimmel, 1995) ainda não foram reconhecidas no Cinturão Dom Feliciano o que dificulta qualquer correlação a ser efetuada entre essas unidades.

CINTURÃO KAOKO

O cinturão Kaoko, apresenta orientação NNW-SSE ocorrendo quase que inteiramente na porção oeste (litorânea) da Namibia (Guj, 1970), com pequena parte observada no sul de Angola. Dos cinturões neoproterozóicos do sudoeste africano é o menos conhecido.

Apresenta claro zoneamento tectônico/estrutural (Dingeldey et al, 1994) predominando na porção oriental (próxima ao craton do Congo) rochas metassedimentares diversas em meio as quais ocorrem núcleos de embasamento de idade paleoproterozóica/arqueana afetados, em diferentes intensidades, pelas deformações neoproterozóicas do cinturão. Na porção ocidental predominam

granitóides com graus de deformação e composições diversas com idades variando entre 552 e 656Ma (Seth et al, 1998). As coberturas metassedimentares restringe-se a inúmeros seitos de rochas metamórficas.

Na porção oriental pode ser verificado que os metassedimentos de baixo grau metamórfico repousam discordantemente sobre os núcleos antigos tipo Epupa e Kamanjab (considerados como representantes da margem ocidental do craton do Congo). Esses terrenos são compostos por gnaisses para e ortoderivados do facies anfibolito onde em meio aos quais encontram-se preservados restos de sequências metavulcanosedimentares de baixo grau metamórfico. Os dados U-Pb em zircões abtidos nessas rochas variam entre 1.749 e 1987Ma (Tegtmeyer & Kroener, 1985, Cahen et al, 1984). Nesse domínio foram obtidas, nas coberturas de baixo grau, idades de rochas vulcânicas félsicas intercaladas na base da pilha metasedimentar que indicaram a idade de 756+/- 2Ma (Hoffman et al, 1996). Esse valor é a melhor aproximação para a idade de sedimentação da sequência Kaoko.

A relação entre as coberturas neoproterozóicas e os núcleos de embasamento varia bastante, em idade e proporção de seus constituintes, com a porção mais ocidental apresentando núcleos gnaíssicos extensos e muito antigos (arqueanos) enquanto que, ainda no domínio oeste, porem a leste do cavalgamento de Sesfontein (vergência para E) passam a predominar núcleos gnaíssicos mais restritos e de idades paleo a mesoproterozóicas (entre 1.51 e 1.91Ga).

Na porção oriental onde a pilha meta-vulcanosedimentar esta mais preservada tem-se uma espessura mínima de cerca de 2000m com uma unidade basal composta por arenitos quartzosos a feldspáticos (Nosib) que passa para um conjunto psamo-pelitico com alternância de níveis de micaxistos e quartzitos (Kuseb Fm.). Esse conjunto, é capeado por um pacote de mármore dolomíticos que se apresenta como um horizonte guia ao longo dos diferentes domínios tectônicos do cinturão. O pacote superior, com centenas de metros de espessura e com grande influência glacial, é representado pela alternância de finas camadas de metarenitos e metapelitos, em meio a qual são observados abundantes seixos caídos de dolomitos, quartzitos e granitos (Dür &

Dingeldey, 1996). Anfibolitos (metabasitos) intercalam-se na sequência concentrando-se na porção superior da coluna.

A oeste do lineamento Purros a sequência metasedimentar que predominava na porção oriental, passa a ocorrer como restos e septos em meio aos granitóides neoproterozóicos, desaparecendo os núcleos gnáissicos antigos. Nesse domínio o grau metamórfico atingido durante o evento tectono-termal neoproterozóico é bem mais alto atingindo o facies anfibolito alto até granulito (Dür & Dingeldey, 1996). Durante o evento tectonotermal neoproterozóico foram gerados granitóides anatóticos e grande quantidade de migmatitos, ambos com claras indicações de uma origem a partir de rochas metassedimentares xistosas. Xenólitos de rochas metassedimentares micáceas são frequentes nos granitóides

As idades disponíveis para os granitóides monzograníticos da porção ocidental envolvendo tipos com diferentes graus de deformação (desde levemente deformados até augen-gnaisses anatóticos) concentraram-se entre 552 e 656Ma (U-Pb em zircões).

Uma única análise Sm-Nd para os granitóides neoproterozóicos do domínio ocidental, apresenta idade modelo de 1.6Ga e o Epsilon Nd de -6.8 (Seth et al, 1998). Estes resultados estão totalmente de acordo com os dados que predominam no Cinturão Granitóide (batolitos Florianópolis, Pelotas e Aiguá) que ocorre em toda a porção sul oriental brasileira e que pode ser correlacionados com os granitóides desse segmento africano.

CINTURÃO GARIEP

Ocorre preferencialmente na porção sul do território da Namíbia com continuidade na região noroeste da África do Sul. Diferentemente do que ocorre com os cinturões Damara e Kaoko é composto exclusivamente por rochas meta-vulcanosedimentares de baixo grau metamórfico.

No Cinturão Gariep podem ser reconhecidos dois domínios tectônicos distintos com uma unidade oriental para-autóctone – Porth Nolloth Zone (PNZ)- considerada como a zona externa do orógeno, e uma unidade ocidental alóctone - Terreno Marmora –

representando a porção interna do Cinturão. Esses domínios são, em parte, separados por importante falha de empurrão (Schakalsberge Thrust). A espessura da pilha meta-vulcanosedimentar na PNZ apresenta uma grande variação ao longo do cinturão, com valores máximos da ordem de 12 Km na porção ocidental e cerca de 7Km na região oriental (Frimmel & Frank, 1998).

A unidade basal do domínio ocidental foi depositada em um ambiente de rift com vulcanismo bimodal onde predominam rochas félsicas.(Frimmel et al, 1996a). Nesse estágio ocorrem quartzitos e arcóseos na porção basal e quartzo-mica xistos e mármore diversos no topo (Stinkfontein Fm.). Com o desenvolvimento da bacia passam a predominar condições plataformais com a deposição preferencial de rochas carbonáticas em meio as quais ocorrem conglomerados, quartzitos e arcóseos (Hilda Sequence). A porção superior é caracterizada por espessos pacotes de diamictitos (Numees Sequence) onde são comuns fragmentos de rochas do embasamento e das unidades subjacentes. Na porção inferior dessa unidade superior ocorre um pacote de magnetita quartzitos e xistos ferruginosos com seixos caídos com composição similar aos anteriores (Hälbich, I.W. & Alchin, D.J., 1995)

No domínio ocidental – Terreno Marmora - predominam rochas meta-ígneas cujas características geoquímicas indicam predominância de afinidades oceânicas. A unidade basal é composta por rochas vulcânicas máficas capeadas por dolomitos (Schakalsberge Cx.). Esse conjunto passa, rumo ao topo, a um pacote siliciclástico muitas vezes turbidítico (Oranjemund Cx.). A unidade superior é representada por uma melange tectônica constituída por rochas ígneas com afinidades de ilhas oceânicas intraplaca e de cadeia meso-oceânica (Chameis Complex).

Figura 30

A vergência tectônica do cinturão Gariep é destacada por todos os trabalhos estruturais apresentados para a região, com um sistema de nappes e cavalgamentos com transporte para ESE que coloca o domínio ocidental sobre o oriental e transporta esse conjunto, rumo ao craton do Kalahari. Esses cavalgamentos desenvolveram-se durante o pico do metamorfismo associados a uma xistosidade S1 e foram seguidos de movimentações direcionais sinistrais ao longo dos principais lineamentos.

A melhor indicação da idade de deposição para a sequência basal do estágio rift é fornecida pela idade de 741 $\pm$ 6Ma (Frimmel et al, 1996b) obtida através da técnica em Pb-Pb (evaporação em monocristal) de zircões extraídos de vulcânicas félsicas. Valores no intervalo 525 – 575 Ma obtidos em micas e anfibólios de mica xistos e meta-máficas são os melhores indicadores da época principal do metamorfismo (Frimmel & Frank, 1998). Granitoides pós-tectônicos, cujo corpo mais representativo é o granito alcalino-sienítico de Kuboos, são intrusivos na parte central do cinturão Gariep. Esses granitóides são posteriores ao pico metamórfico e a idade U-Pb em zircões de 520Ma fornece o valor mais jovem possível para os eventos tectônicos desse Cinturão.

CORRELAÇÕES COM A CONTRAPARTE AFRICANA

O interesse em correlacionar-se os terrenos observados em lados opostos do oceano Atlântico sul, reflete uma curiosidade natural tanto dos pesquisadores que trabalham na porção oriental sul-americana, bem como, daqueles que estudam a região ocidental sul-africana. Dentre os trabalhos mais recentes destacam-se Porada, 1989, Hartnady et al 1988, Trompette, 1997, Hanson et al, 1998, Brito Neves et al, 1999, Campos Neto, 2000 e Basei et al, 2000.

O maior problema de grande parte das reconstruções pretéritas residiu no fato destas terem se concentrado na tentativa de correlacionar diretamente as faixas de rochas metassedimentares observadas em ambos os lados do Atlântico. Desta forma, diversos artigos anteriores propuseram, no nosso entender, incorretamente, a correlação direta das supracrustais dos cinturões sul-africanos Kaoko/Gariep com seus possíveis equivalentes sul-americanos Brusque/Porongos/Lavalleja.

Apesar de ambos conjuntos apresentarem idades neoproterozóicas (Pan Africana - Brasiliana), o aporte recente de um grande número de dados geológicos e radiométricos, mostra diferenças significativas entre essas faixas de dobramentos que impedem a elaboração de modelos tectônicos onde elas estariam ligadas, desde o início de suas histórias geológicas, em uma grande e única bacia sedimentar. A idade de sedimentação das unidades supracrustais do lado africano é razoavelmente bem conhecida posicionando-se ao redor de 750Ma. Do lado brasileiro, o controle é precário e consideramos em aberto a possibilidade da época de deposição das unidades supracrustais ser mais antiga, talvez até mesmo, mesoproterozóica.

Adicionalmente, a correlação direta entre as unidades meta-vulcanosedimentares de ambos lados do Atlântico, fica inviabilizada quando considerarmos que entre elas há o Cinturão Granitóide (com extensão mínima de 1200Km), atualmente bem exposto do lado sul-americano.

Considerando-se que o Granite Belt, por ser mais jovem, não pode ser o arco magmático que estaria associado ao desenvolvimento do Schist Belt, faltaria, do lado sul-americano, os sedimentos da provável bacia que estaria associada a evolução desse arco, bem como, do lado africano, estariam ausentes as rochas representativas do arco magmático que deveria ter existido durante a evolução tectônica das paleobacias Kaoko e Gariep.

O modelo tectônico apresentado neste artigo (figura 30), apoia-se nas distribuições das principais unidades geológicas, nas idades radiométricas e nas assinaturas isotópicas. Ele sugere que o arco magmático que estaria ativo quando da deposição, em uma possível bacia de back-arc, das unidades dos cinturões Kaoko(Damara Costeiro)/Gariep estaria atualmente representado porção oriental do continente sul-americano. É aqui proposto que esse arco magmático, cujo desenvolvimento principal teria ocorrido no período 620-590Ma, seria o Cinturão Granitóide com os batólitos, Florianópolis, Pelotas e Aiguá do CDF representando suas raízes.

	DOMFELICIANO BELT												FORELAND		
	SANTA CATARINA				RIO GRANDE DO SUL				URUGUAY				LUIS ALVES	RIO DE LA PLATA	
	GRANITE BELT	SCHIST BELT	FORELAND BELT	BASEMENT INLIER (1)	GRANITE BELT	SCHIST BELT	FORELAND BELT	BASEMENT INLIER (2)	GRANITE BELT	SCHIST BELT	FORELAND BELT	BASEMENT INLIER (3)		(4)	(5)
K-Ar	0.42	0.55	0.51	0.604	0.528	0.533	0.510	0.553	0.514		0.382		1.7	0.57	1.78
	-	-	-		-	-	-	-	-		-		-	-	-
	0.61	0.64	0.55		0.654	0.598	0.582	1.08	0.563		0.615		2.2	1.73	2.16
Rb-Sr	0.52	0.60	0.53	2.59	0.44	0.789		2.03	0.591	0.498			1.9	2.03	1.7
	-	-	-		-	-	0.55	-	-	-	0.532		-	-	-
	0.65	0.81	0.58		0.88	1.54		2.16	0.636	0.844			2.8	2.27	2.2
U-Pb (ZIRCON)	0.60	0.65	0.558	0.6	0.600	0.630	0.470	2.04	0.572				2.1	2.02	2.07
	-	-	-	-	-	-		-	-				-	-	-
	0.64	1.6(??)	0.564	2.0	0.613	0.783		2.26	0.587				2.7	2.03	2.09
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ₀	0.708-	0.712	0.705	0.701 (?)	0.705			0.7029					0.702	0.701	0.702
	0.728	-	-		-			-					-	-	
		0.735	0.715		0.716			0.7045					0.707	0.702	
εNd ₀	(-2.2)	(-8.6)	(-10.3)	(7.8)	(-1.3)			(4.9)	(-9.8)				(-15)		(-8.51)
	-	-	-		-			-	-				-	-	-
	(-8.3)	(-21.7)	(-14.4)		(-10)			(-7.6)	(-12.6)				(-25)		(-37.8)
ND MODEL AGES	1.20	1.7	1.7	2.86	1.2	2.0	1.4	1.9	1.4				2.7	2.3	2.06
	-	-	-		-		-	-	-				-	-	-
	1.70	2.1	2.1		1.6		1.6	2.5	2.2				3.2	2.6	2.44

Basement Inliers: 1) Morro do Boi Gneisses; 2) Encantadas Gneisses; 3) Punta Rasa Gneisses ; Rio de La Plata Craton:

4)reworked terranes during neoproterozoic tectono-thermal overprint – Taquarembo, Rivera and Nico Perez Terranes;

5) preserved terranes during the Neoproterozoic tectono-thermal overprint – Piedras Altas Terrane

TABELA 25: Dados geocronológicos e isotópicos do C. D. F. e terrenos adjacentes

O principal argumento para sugerir que o mergulho da crosta oceânica foi para E e não W, como preconizado em todos os artigos precedentes, diz respeito a assinatura Sm-Nd do Granite Belt que é totalmente diferente do padrão observado nos demais domínios tectônicos observados nessa porção sul-americana. As idades modelo Nd(TDM) no Granite Belt são sistematicamente mais jovens (entre 1.3-1,7 com grande concentração no intervalo 1.4 -1.6Ga), do que as observadas em meio as unidades do Schist Belt (rochas graníticas e metassedimentares com valores ao redor de 2.0Ga) e, muito mais jovens do que as encontradas nas unidades do embasamento tipo Luis Alves ou mesmo Rio de La Plata (> 2.1 e, principalmente, concentradas entre 2.7-3.2Ga).

Considerando-se que é de se esperar que a afinidade geoquímica do magmatismo do arco deva ser bem maior com a placa cavalgante (margem ativa), onde o arco se instalou, do que com a placa oposta (margem passiva), é aqui sugerido que essa seja a explicação para as diferenças isotópicas entre o arco e os terrenos situados a oeste, bem como, para as semelhanças desse arco com o magmatismo observado na porção SW africana.

Considerando-se a diferença entre a assinatura isotópica do Cinturão Granitóide com os terrenos situados a oeste dele, e a sua semelhança com o magmatismo neoproterozóico-cambriano do lado africano, é aqui enfatizado que a grande paleosutura que separaria os domínios com afinidades africanas dos sul-americanos estaria representada pelo alinhamento das zonas de cisalhamento Major Gercino, Cordilheira e Sierra Ballena, ou seja, pelo contacto tectônico entre os cinturões Granitóide e Meta-vulcanosedimentar do CDF.

IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS DAS IDADES MODELO (NDTDM)

As idades modelo disponíveis para os terrenos Pre-Cambrianos a Eo-Paleozóicos dos dois lados do Atlântico sul, foram utilizadas para a confecção do histograma da figura 31. Esses mesmos dados estão resumidos na tabela 25. Os resultados Neodímio são considerados como bons indicadores da área fonte do material envolvido na geração da rocha analisada e, a ocorrência de padrões isotópicos regionalmente uniformes podem refletir histórias geológicas comuns.

Figura 31: Histograma das idades modelo Nd (TDM).

No histograma da figura 31 as informações do lado sul-americano foram distribuídas segundo as três grandes unidades tectônicas que compõe esse segmento crustal – Cinturão Granitóide, Cinturão Meta-vulcanosedimentar e Terrenos de Antepaís. Do lado africano os dados foram agrupados genericamente como Damara em função dessa unidade representar a origem de cerca de 90% dos resultados. Esse conjunto representa, grosso modo, um perfil W (Foreland)-E(Damara).

Uma análise do histograma mostra que há uma diminuição sensível das idades modelo no rumo E, com o Damara apresentando os valores mais jovens. Essa diferença fica mais acentuada quando são eliminadas algumas idades discrepantes que podem ser explicadas por possíveis análises problemáticas (razões Sm-Nd anômalas, etc) ou então, por influência do embasamento nas unidades inferiores da pilha metasedimentar (caso tipificado pelo Damara). Há uma concentração de valores no Schist Belt do CDF ao redor de 2.0Ga, enquanto que no Granite Belt a média das idades fica entre 1.3 e 1.6 Ga. No âmbito do cinturão Damara os valores mais jovens são pouco superiores a 1.1Ga (principalmente para os granitóides) mas a média geral é igualmente entre 1.3 e 1.6Ga.

Essa semelhança, que pode representar uma possível afinidade entre as áreas fontes dos materiais do Granite Belt e aqueles do lado Africano, poderia ser explicada pela participação de fontes semelhantes (acima da placa subductante), na geração desses materiais. Da mesma forma, as diferenças isotópicas entre os granitóides do Cinturão e os situados a oeste, mesmo aqueles de idade semelhante, corroboram a sugestão de que a litosfera de ambos lados do Cinturão Granitóide teria características isotópicas diferentes..

Desta forma, se do lado sul-americano as idades modelo entre 1.2 e 1.6 são características do Granite Belt e, praticamente inexistentes a oeste dele, valores nesse mesmo intervalo são comuns em diversas regiões da porção sul da África. Idades modelo mesoproterozóicas predominam nas rochas da porção ocidental do Damara (região entre Walvis Bay/Karibib/Huab River) com os granitóides calci-alcalinos tipo Palmental, e sienitos a granitos intra-placa apresentando idades modelo entre 1.1-1.5

(Mc Dermoth, 1986). Padrão muito semelhante foi também encontrado para granitóides do tipo A metaluminosos na região central do Damara (Jung et al, 1998).

Valores no mesmo intervalo são igualmente comuns no cinturão neoproterozóico Mozambique na Tanzânia onde metapelitos e charnockitos diversos situados na porção leste do cinturão apresentam idades Nd modelo (TDM) entre 1.1 e 1.5Ga (Möller et al, 1998). Por outro lado, idades arqueanas (Limpopo belt, xenólitos no Kaapval e alguns dos núcleos de embasamento em meio aos metassedimentos do Damara) ou paleoproterozóicas (Namaqua e xenólitos em meio aos granitóides deformados do cinturão Namaqua) são características das rochas associadas ao embasamento das coberturas neoproterozóicas (Harris et al, 1987; Reid, 1997; Möller et al, 1998).

Parte dos metassedimentos do Damara (notadamente Rossing e Kuiseb) e do Nama (principalmente Kuibis e Schwarzrand) mostram idades modelo Nd semelhantes as obtidas para o Granite Belt, sugerindo que este possa ter sido uma importante fonte de alimentação para esses metassedimentos, reforçando o modelo de uma evolução numa bacia de back-arc para as unidades Kaoko e Gariep e, conseqüentemente, de hinterland para o Nama.

A figura 32 representa um corte hipotético do CDF e Kaoko/Gariep há cerca de 500 Ma atrás, logo após a constituição do Gondwana Ocidental. A dupla vergência dos empurrões teria sido resultante das diversas colisões envolvidas na formação de ambos cinturões. A tectônica colisional envolvendo o Granite Belt teria se desenvolvido no lado sul-americano, com sentido W, ao redor de 600Ma enquanto que, somente a partir de 545Ma os empurrões para E colocariam esses granitóides sobre as unidades supracrustais do lado africano de modo sincrônico ao pico metamórfico dessas unidades (Frimmel & Frank, 1998) e reativariam as estruturas do lado sul-americano deformando as bacias de foreland. Do lado africano, bacias de idade semelhantes (por ex. Nama) seriam deformadas somente a partir de 506 Ma (Frimmel and Frank op. cit.).

Figura 32

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Como apresentado no início deste artigo um modelo tectônico envolvendo a subducção para NW de uma crosta oceânica produzindo o Granite Belt e, em condições de back-arc o desenvolvimento do Schist Belt, não é aceito. Tal modelo, apesar de representar uma leitura lógica do zoneamento petrotectônico do Cinturão, quando examinado em detalhe, apresenta diversos problemas que inviabilizam sua aceitação.

Dentro de um quadro geral, toda a região sul-oriental brasileira e uruguaia, é caracterizada por domínios antigos situados a oeste, agrupados no Craton Rio de La Plata (RS e UY) e na Microplaca Luis Alves (SC), em direção ao qual ocorreu o principal transporte de massas relacionada ao desenvolvimento do Cinturão Dom Feliciano.

Na região oeste, a Microplaca Luis Alves e o Terreno Piedras Altas (parte do Craton Rio de La Plata do Uruguai) foram preservados da tectônica neoproterozóica que afetou, de modo significativo, os demais domínios antigos (Bloco Taquarembó, RS, e Terreno Nico Perez-Valentine/Rivera, Uruguai), provocando nesses domínios um aquecimento generalizado (rejuvenescimento das idades K-Ar em biotitas e anfibólios) e gerando diversos corpos de granitóides.

O terreno Piedras Altas representa o único domínio juvenil gerado no Paleoproterozóico. Os demais segmentos antigos apresentam um comportamento isotópico indicativo de uma história crustal pretérita policíclica, com provável origem no Arqueano. A juxtaposição desses blocos tectônicos deve ter ocorrido, em sua maior parte, no paleoproterozóico e, possivelmente, também no neoproterozóico. Um modelo simples onde os terrenos afetados pelas orogêneses neoproterozóicas representariam porções externas do domínio cratônico não deve refletir o quadro evolutivo real, sendo difícil aceitar que uma tectônica essencialmente paleoproterozóica, tenha sido a responsável pelo arranjo geométrico atual onde um núcleo juvenil paleoproterozóico está circundado por fragmentos continentais mais antigos.

No domínio do Cinturão Dom Feliciano, o Schist Belt apresenta valores de metamorfismo cerca de 120 Ma mais antigos do que os obtidos para a formação e colocação dos granitóides mais velhos reconhecidos no Granite belt adjacente. Desta forma, é necessário dissociar-se a principal fase metamórfica dos Schist belt do desenvolvimento do Granite Belt. Quando do início da geração deste último (~620 Ma) as rochas supracrustais já haviam atingido seu clímax metamórfico e sofrido, inclusive, a tectônica que as teria colocado contra seu ante-país através das nappes com transporte NW que caracterizam a deformação sin a tardi-metamórfica do Schist Belt (~640 Ma).

Os biotita granitóides, intrusivos nas supracrustais, apresentam idades compatíveis com o magmatismo do Granite Belt, entretanto, possuem características petrológicas, geoquímicas e isotópicas que os diferenciam do magmatismo do Granite Belt. É comum o desenvolvimento de intensa auréola de metamorfismo de contacto entre esses granitóides e a foliação principal das rochas metamórficas do Schist Belt.

A dificuldade em precisar-se a época de sedimentação das unidades que compõe o Cinturão Meta-vulcanosedimentar (Schist Belt) e a constatação, em função de sua assinatura isotópica, de que a área fonte (ao menos para Santa Catarina onde se dispõe de melhores informações) de proveniência do material que constitui as rochas supracrustais, não pode ser atribuída aos terrenos antigos situados a oeste e, também não, as rochas do Granite Belt por serem mais jovens, levou diversos autores a classificar o Schist belt como um terreno suspeito (Basei e Hawkesworth 1993; Fragoso Cesar et al 1998). Desta forma, apesar do avanço do conhecimento do Schist Belt, as incertezas geológicas ainda são grandes o que impede um posicionamento tectônico preciso deste segmento crustal.

O desenvolvimento magmático do Granite Belt (entre 620 e 590Ma) estaria associado a geração de um arco magmático maduro com participação crustal importante, gerado a partir de uma subducção para leste que teria evoluído em posição geográfica distinta e de modo dissociado dos terrenos situados a oeste. É sugerido que o Granite Belt desenvolveu-se do lado africano a partir do consumo do oceano Adamastor que existiria entre o Schist Belt e esse Cinturão.

A provável bacia de back-arc deste cinturão estaria situada do lado africano (parte do Damara Costeiro/Kaoko/Gariep). Nesse contexto a bacia do Nama, seria uma bacia de hinterland dessa evolução e não de foreland como sugerido em artigos anteriores.

A distribuição geométrica e grande parte das feições estruturais atualmente observadas nas unidades que compõem o Cinturão Dom Feliciano, teriam sido geradas na transição Proterozóico-Cambriano, posteriormente a fase colisional que juxtapos o Granite Belt ao Schist Belt. As bacias de foreland (Itajaí, Camaquã, Arroyo del Soldado-Piriápolis) foram produzidas no ante-país em resposta a aproximação do Granite Belt (600–560 Ma) e não, como sempre foi consenso, geradas durante a tectônica deformadora principal do Schist Belt, que é mais antiga (750-640 Ma). Desta forma, essas bacias devem ser entendidas como bacias de ante-país sin a tardi-colisionais da orogênese Rio Doce.

BIBLIOGRAFIA

- Almeida, F.F.M. de, Amaral, G., Cordani, U.G. & Kawashita, K. – 1973 - The precambrian evolution of the South American Craton margin south of the Amazonas river. In: Nairn, A.E. and Stehli, F.G. editors. The ocean basin and margins. Plenum, New York, pp1411-1446
- Almeida, F.F.M de; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. de & Fuck, R.A. – 1981 – Brazilian Structural Provinces; an introduction. *Earth Sci. Rev.*, Amsterdam, 17 (1/2): 1-29
- Almeida, F.F.M de, Brito Neves, B.B. de & Carneiro, C.D.R. – 2000 – The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Science Reviews* 50: 77 - 111
- Appi C.J. & Cruz, C.E.S. – 1990 – Estratigrafia de seqüências na Bacia do Itajaí. In: Congr. Bras. Geol., 36, Natal, 1990. Anais, ..., Natal, SBG, V.1, p. 93-106.
- Babinski, M., Chemale, F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R. & Silva, L.C. – 1995 – Acresção juvenil no bloco São Gabriel e retrabalhamento crustal no cinturão Dom Feliciano durante o ciclo Brasileiro: evidências isotópicas. VI Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, RS, Brazil, Extended Abstracts, p105-107
- Babinski, M., Chemale, F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R. & Silva, L.C. – 1996 – Juvenile Accretion at 750-700 Ma in Southern Brazil. *Geology*, 24(5):439-442
- Babinski, M., Chemale, F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R. & Silva, L.C. – 1997 – U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *J. S. Amer. Earth Science.*, 10(3-4):263-274
- Basei, M.A.S. – 1985 - O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. Unpublished thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy, University of São Paulo, São Paulo, SP, 191p
- Basei, M.A.S.; Kawashita, K. & Siga JR., O. – 1987 - Idade, características litoestratigráficas e estruturais do Grupo Itajaí, SC. In: South- Brazilian Congress of Geology, 3, Curitiba, PR, vol.1: 93-106.

- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Machiavelli, A. & Mancini, F. – 1992 - Evolução tectônica dos terrenos entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano. *Rev. Bras. Geoc.*, 22(4):216-221.
- Basei, M.A.S. & Hawkesworth, C. J. - 1993 - O Magmatismo do Cinturão Dom Feliciano (SC) e sua importância no estabelecimento das principais descontinuidades crustais da região sul-brasileira. In: *Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cambrico de la Cuenca del Plata - La Paloma-Minas, Uruguai. Bol. Res. Ext., Tomo II, nº41*
- Basei, M.A.S. & Hawkesworth, C.J. - 1994 - The Granite Belt on the Eastern Part of Southern Brazil and Uruguay. In: *Eighth International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, Berkeley, USA. Abstracts, U.S. Geological Survey Circular 1107, p.22.*
- Basei, M.A.S.; Campos Neto, M.C. & Siga Jr., O. - 1994 - Geologia do Grupo Brusque na Região de Canelinhas, Sc. *Resumos do XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Camboriú-SC.*
- Basei, M.A.S., McReath, I., Siga Jr. O. – 1998 – The Santa Catarina Granulite Complex of Southern Brazil, A Review. *Gondwana Research, V1,p383-391, Japan*
- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Cordani, U.G., Sato, K. & Lima, P.S. de – 1999a - The Magmatism of the Itajaí Basin, SC, Southern Brazil, and its importance to define the Proterozoic - Phanerozoic limit. *II South American Symposium on Isotope Geology, Actas, 287 - 290p, Cordoba, Argentine*
- Basei, M.A.S., Siga Jr, O., Reis Neto, J.M. dos, Passarelli, C.R., Prazeres, H.J., Kaulfuss, G., Sato, K. & Lima, P.S. de – 1999b – Paleoproterozoic Granulitic Belts of the Brazilian Southern Region (PR-SC) . *II South American Symposium on Isotope Geology, Actas, 291-294, Cordoba, Argentine*
- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Masquelin, H., Harara, O.M., Reis Neto, J.M. & Preciozzi, F.P. – 2000 – The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and Its Foreland Domain, The Rio de La Plata Craton: Framework, Tectonic Evolution and Correlation with Similar Provinces of Southwestern Africa. In: *Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. & Campos D.A. (eds) – Tectominc Evolution of South America, P. 311-334, RJ.*

- Bitencourt, M.F. & Hartmann, L.A. – 1984 – Reconhecimento geoquímico dos xistos magnesianos da região do Passo Feio, Caçapava do Sul, RS. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, SBG, Anais, 6, 2607-2614p
- Bonhomme, M. & Cingolani, C. – 1980 – Mineralogia y geocronologia Rb-Sr y K-Ar de fracciones finas de la Formacion La Tinta, Provincia de Buenos Aires. Asociacion Geologica Argentina Revista XXXV(4):519-538
- Bossi, J. & Navarro, R. -1993 – Geologia del Uruguay, Universidad de la Republica, Montevideo, 970p
- Bossi, J. & Campal, N. – 1992 – Magmatismo y tectônica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay. In: Gutierrez-Marco, J.G., Saavedra, J. & Rabano, I. (eds.): Paleozoico Inferior de Iberoamérica, 343-356p, Universidad de Extremadura.
- Bossi, J., Campal, N., Civetta, L.; Girardi, V.A., Mazzuchelli, M., Negrini, L., Rivalenti, G., Fragoso César, A.R.S., Sinigoi, S., Teixeira, W. and Piccirillo, E. – 1993 - Early Proterozoic dike swarms from western Uruguay: Geochemistry, Sm-Nd isotopes and petrogenesis. Chemical Geology, 106: pp. 263-277.
- Bossi, J. and Navarro, R. 1988: Geología del Uruguay. Depto. Publ. Universidad República, Montevideo, t. I, 453 pp.
- Bossi, J., Hartmann, L.A., Piñeyro, D., Leite, J.A.D., McNaughton, N.J. – 1999 – Geological and Geochronological Constraints on the Paleoproterozoic Evolution of the Isla Mala Granitic Suite, Uruguay. II South American Symposium on Isotope Geology, Actas, 295 - 299p, Cordoba, Argentine
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C. & Fuck, R. – 1999 – From Rodinia to Eastern Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. Episodes, Vol.22, n3, 155 - 166
- Caldasso, A. L. da S., Camozzato, E., Ramgrab, G.E. & Silva, M.A. S. da, – 1988 – Os granitóides Valsunganaa, Guabiruba e Faxinal no contextodos metamorfitos do Complexo Brusque, SC, In: Cong. Bras. Geol., 35, Belem, SBG. V.3; p.1104-1116

- Caldasso, A. L. da S., Krebs, A.S.J., Silva, M.A. S. da, Camozzato, E. & Ramgrab, G.E. - 1995 a- Programa de Levantamentos Geológicos Básicos 1: 100.000; Folha Brusque (SG-22-Z-D-II-1), SC, Brasília, CPRM, 243pp
- Caldasso, A. L. da S., Krebs, A.S.J., Silva, M.A. S. da, Camozzato, E. & Ramgrab, G.E. -1995 b- Programa de Levantamentos Geológicos Básicos 1: 100.000; Folha Botuverá (SG-22-Z-D-I-2), SC, Brasília, CPRM, 303pp
- Campal, N. & Gancio F. - 1993 - Asociación volcanitas-piroclásticas de los Cerros Aguirre (dpto. Rocha): una nueva Formación y sus implicancias en la evolución del brasiliano en Uruguay. I Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cambrico de la Cuenca del Plata, 2(44), La Paloma, Uruguay
- Campal, N. , Gaucher, C. , Schipilov, A. & Bossi, J. - 1995 - El Uruaçuano en el Uruguay: evidencias geológicas paleontológicas y radiométricas. In: 6 Simp. Sul-brasileiro de Geologia. Bol. Res. Expandidos. Porto Alegre, Brazil, p 97-99.
- Castro, N. A. de; Basei, M.A.S. & Crósta, A. P. - 1999 -The W (Sn-Mo) specialized Catinga and other intrusive granitoids in the Brusque Group, Neoproterozoic of the state of Santa Catarina, Southern Brazil. Rev. Bras. Geoc.v29, n1, p17-26
- Campos Neto, M.C. & Figueiredo, M.C.H. - 1995 - The Rio Doce Orogeny, southeastern Brazil. Journal of Earth American Earth Sciences, 8, 143-162.
- Campos Neto, M.C. - 2000 - Orogenic Systems from Southwestern Gondwana, an approach to Brasiliano-Pan-African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. & Campos D.A. (eds) - Tectominc Evolution of South America, P. 335-365, RJ
- Chemale Jr., Babinski, M., Van Schmus, W.R., Wildner, W. & Lima, E. F. - 1997 - U-Pb and Sm-Nd isotopic studies of Neoproterozoic to early Paleozoic belts in southern Brazil. I South American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, SP, Brazil, Extended Abstract, p71.
- Cingolani, C., C. Spoturno and Bonhomme, M. 1990: Resultados mineralógicos y geocrono-lógicos sobre las unidades Piedras de Afilas, Lavalleja y Barriga Negra, Rep. Oriental del Uruguay. In: Primer Congr.Urug.Geol., Montevideo, v.1: 11-24.

- Cingolani, C., Varela, R., Dalla Salda, L., Bossi, J., Ferrando, L., Piñeyro, D. and Schipilov, A. 1997: Rb / Sr geochronology from the Rio de la Plata Craton of Uruguay. In: South American Symp. on Isotope Geology, São Paulo, 1: 73-75.
- Cordani, U.G., Halpern, M. & Berenholc, M. - 1974 - Comentários sobre as determinações geocronológicas da Folha Porto Alegre, In: Carta Geológica do Brasil ao milionésimo, folha Porto Alegre (SH-22) e folha Lagoa Mirim (SI-22). DNPM, Ministério de Minas e Energia, Brasília, 70-84p.
- Cordani U. G. & Soliani Jr. E. - 1990 - Idades K/Ar e Rb/Sr das Ilhas Cristalinas de Rivera e Acegua (Uruguai e Rio Grande do Sul) e seu enquadramento geotectônico regional. Anais Academia Brasileira de Ciências, 62:145-156.
- Cordani, U.G. and Sato, K. - 1999 - Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. Episodes, Vol.22, No.3, pp167-173.
- Dalla Salda, L.H., Bossi, J. and Cingolani, C. 1988: The Rio de la Plata Cratonic Region of Southwestern Gondwanaland. Rev. Episodes, 11(4): 263-269.
- Dalla Salda, L.H., Franzese, J.R. & Posadas, V.G. - 1992 - The 1,800 Ma mylonite-anatectic granitoid association in Tandilia, Argentina. In: Basement Tectonics 7, 161-174 R. Mason (eds) Netherlands.
- Dingeldey, D.P.; Dür, S.B.; Charlesworth, E.G.; Franz, L.; Okrusch, M. & Stanistreet, I.G. - 1994 - A geotraverse through the northern coastal branch of the Damaran orogen west of Sesfontein, Namibia, J. Afric. Earth Sci. 19, 315-329
- Dür, S.B. & Dingeldey, D.P. - 1996 - The Kaoko belt (Namibia) part of a late Neoproterozoic continental-scale strike-slip system. Geology 24, 503-506
- Fernández A. & Preciozzi F., 1974. La formación Arroyo Grande y los granitoides asociados. Cong. Bras. Geol., Anais, SBG, 28:213-216, Porto Alegre, Brasil.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koster, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E., Camozzato, E. - 1995a - Evolução Tectônica do cinturão Dom Feliciano no Escudo sul-riograndense: Parte I - uma contribuição a partir do registro geológico, Revista Brasileira de Geociências, 25(4): 351-374,
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koster, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E., Camozzato, E. - 1995b - Evolução Tectônica do cinturão Dom Feliciano no Escudo sul-riograndense: Parte II -

- uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas, *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):375-384
- Fragoso Cesar, A.R.S. - 1980 - O Craton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. *Congr. Bras. de Geol., Anais, SBG, 31, Camboriú, 5:2879-2891*
- Fragoso Cesar, A.R.S. & Soliani Jr., E. - 1984 - Compartimentação Tectônica do Craton Rio de La Plata. *XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, Anais, 2426 - 2434p*
- Fragoso Cesar A.R.S., Figueiredo, M.C.H. de, Soliani Jr., E. & Faccini, U.F. - 1986 - O Batolito Pelotas (Proterozóico Superior/ Eopaleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. *Congr. Bras. de Geol., Anais, SBG, 34, Goiânia, 3:1322-1343*
- Fragoso Cesar, A.R. - 1991 - Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: As orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. Unpublished thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy, University of São Paulo, São Paulo, SP, 362p
- Fragoso Cesar, A.R. S., Machado, R. & Gomez Rifas, C. - 1987 - Observações sobre o Cinturão Dom Feliciano no escudo uruguaio e correlações com o escudo do Rio Grande do Sul. In: *Simp. Sul-Bras. Geol. , 3. Curitiba, SBG, v.2,p 791-809*
- Fragoso Cesar, A.R. & Machado, R. - 1997 - Neoproterozoic terranes of the Gaucho shield (southern Brazil and Uruguay). I South American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, SP, Brazil, Extended Abstract, 65-67.
- Fragoso Cesar, A.R.S., Machado, R., Philipp, R., Mello, F.M., Endo, I., Nimmer, A.R., Preciozzi, F.P., Fambrini, G.L. & Sayeg, H.S. - 1998 - Terrenos Suspeitos a sul da Placa Sanfranciscana (SE da Plataforma Sul-Americana). *Actas del II Congreso Uruguayo de Geología, Punta del Este, Uruguay, 1-6.*
- Fragoso Cesar, A.R., Ferreira Filho, W. da S., Fambrini, G.L., Machado, R., Riccomini, C., Almeida, R.P. de, Pelosi, A.P.M.R. & Janikian, L. - 1999 - Significado Tectônico do Magmatismo Rodeio Velho no Rift Guaritas (Eopaleozóico do Rio Grande do Sul, Brasil). I Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Abstracts, Gramado, RS, p16.
- Frantz, J.C. & Jost, H. - 1983 - Petrologia dos granitos estaníferos do Rio Grande do Sul. *Actas I Simp. Sul-Bras. De Geol. Porto Alegre, 49-67p*

- Frimmel, H.E. – 1995 – Metamorphic evolution of the Gariep Belt. *S. Afr. J. Geol.*, 98(2):176-190
- Frimmel, H.E.; Hartnady, C.J.H. & Koller, F. – 1996a – Geochemistry and tectonic setting of magmatic units in the Pan-African Gariep belt, Namibia. *Chem. Geol.* 130, 101-121p
- Frimmel, H.E., Klötzli, U. & Siegfried, P. – 1996b – New Pb-Pb single zircon age constraints on the timing of Neoproterozoic glaciation and continental break-up in Namibia. *J. Geol.* 104, 459-469p
- Frimmel, H.E., Almond, J. & Gresse, P.G. – 1998 – Birth of Gondwana. Gariep Belt Field Trip (Gondwana 10 field guide), 75p
- Frimmel, H.E. & Frank, W. – 1998 – Neoproterozoic tectono-thermal evolution of the Gariep Belt and its basement, Namibia/South Africa. *Precambrian Research*, 90(1998)1-28
- Gaucher, C. & Sprechmann, P. – 1998 – Grupo Arroyo del Soldado: Paleontología, Edad y Correlaciones (Vendiano-Cámbrico Inferior, Uruguay). *Actas del II Congreso Uruguayo de Geología*, Punta del Este, Uruguay, 183-187p.
- Guacher, C., Sprechmann, P. & Schipilov, A. – 1996 – Upper and Middle Proterozoic fossiliferous sedimentary sequences of the Nico Perez Terrane of Uruguay: Lithostratigraphic units, paleontology, depositional environments and correlations. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 199(3):339-367p
- Guj, P. - 1970 - The Damara mobile belt in the south-western Kaokoveld, South West Africa. *Bull. Precambrian Res. Unit, Univ. Cape Town* 10, 168
- Hälbich, J.W. & Alchin, D.J. – 1995 – The Gariep belt: stratigraphic-structural evidence for obliquely transformed grabens and back-folded thrust stacks in a combined thick-skin thin-skin structural setting. *Journal of African Earth Sciences*, v21, n1, pp9-33
- Halinann, S.E., Mantovani, S.M.M. – 1993 – Structural Framework of the Southern Brazilian Shield: the perspective from the Gravity models. *III Intern. Geoph. Congress, Anais, SBGF, Rio de Janeiro*, 2,:1078, 1083p.
- Hanson, R.E., Martin, M.W., Bowring, S.A. & Munyanyiawa, H. – 1998 – U-Pb zircon age for the Umkondo dolerites, eastern Zimbabwe: 1.1 Ga large igneous province in southern Africa-east Antarctica and possible Rodinia correlations. *Geology*, v26(12):1143-1146

- Harara, M.O (1996) Análise estrutural, petrológica e geocronológica dos litotipos da região de Piên (PR) e adjacências. São Paulo, Unpublished Master thesis presented to the Institute of Geosciences – USP- 196p.
- Harris, N.B.W., Hawkesworth, C.J., Van Calsteren, P. & McDermott, P.F. –1987 – Evolution of continental crust in southern Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, v83, 85-93
- Hart S. – 1966 - Radimetric ages in Uruguay and Argentina and their implications concerning continental drift. *Geological Soc.Am.Annual Meeting*, 86pp, San Francisco.
- Hartmman, L. A., Silva, L.C. and Orlandi, V. – 1979 – O Complexo Granulítico de Santa Catarina. *Acta Geológica Leopoldensia*, 6: 94-112.
- Hartmann, L.A., Tindle, A. & Bitencourt, M.F. – 1990 – O metamorfismo de fácies anfibolito no Complexo Passo Feio, RS, com base em química dos minerais. *Pesquisas*, 17(1-2), 62-71
- Hartmann, L.A. – 1998 – Deepest exposed crust of Brazil – Geochemistry of Paleoproterozoic depleted Santa Maria Chico granulites: *Gondwana Research*, v.1, p331-341.
- Hartmann, L.A., Silva, L.C., Remus, M.V.D., Leite, J.A.D. & Philpp, R.P. – 1998 – Evolução Geotectônica do Sul do Brasil e Uruguai entre 3.3Ga e 470 Ma. *Actas del II Congreso Uruguayo de Geologia*, Punta del Este, Uruguay, 277-284p.
- Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., McNaughton, N.J., Santos, J.O.S. – 1999 – Deepest exposed crust of Brazil-SHRIMP establishes three events. *Geology*, v27(10):947-950
- Hartnady, C., Joubert, P. & Stowe, C. – 1985 – Proterozoic Crustal Evolution in Southwestern Africa. *Episodes*, v.8(4):236-244
- Hasui Y., Carneiro C. dal R. & Coimbra A.M. – 1975 - The Ribera Folded Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 5: 257-266.
- Hoffman, P. F., Hawkins, D.P., Isachen, C.E., Bowring, S.A. – 1996 – Precise U-Pb zircon ages for early Damaran magmatism in the Summas Mountains and Welwitschia Inlier, northern Damara belt, Namibia. *Geological Survey of Namibia Communications*, v11, 47-52

- Hoffman, P.F.; Kaufman, A.J. & Halverson, G.P. – 1998 – Comings and goings of global glaciations on a Neoproterozoic Tropical Platform in Namibia. *GSA Today* v8, 5, 1-9p
- Hoffman, P.F. – 1999 – The brake-up of Rodinia, birth of Gondwana, true polar wander and the snowball Earth. *Journal of African Earth Sciences*, V28(1):17-33
- Jost, H. – 1981 – Geology and Metallogeny of the Santana da Boa Vista region, South Brazil. Unpublished thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy, University of Athens, Georgia, USA, 208p
- Jost, H. – 1982 – Condições de metamorfismo de uma fração da faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldênsia*, 4: 27-60
- Jung, S., Mezger, K. & Hoernes, S. – 1998 – Petrology and geochemistry of syn- to post-collisional metaluminous A-type granites – a major and trace element and Nd-Sr-Pb-O-isotope study from the Proterozoic Damara Belt, Namibia. *Lithos*, v45, 147-175
- Krebs, A.S.J., Lopes, R.da C. & Camozzato, E. – 1990 - Caracterização faciológica do Grupo Itajaí na Folha Botuverá (SC). In.: Congr. Bras. Geol., 36, Natal, 1990. Anais, ..., Natal, SBG, V.1, p. 82-92.
- Koester, E. – 1995 - Evolução geológica do magmatismo sintectônico à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal do Canguçu, região de Encruzilhada do Sul (RS). Unpublished thesis submitted for the degree of Master of Philosophy, University of Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, 240p
- Leite, J.A.D. – 1995 – Datação SHRIMP U-Pb em zircões e o exemplo de dois corpos graníticos contrastantes no escudo sul-riograndense. VI Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, RS, Brazil, Extended Abstracts, p5-12.
- Leite, J. A. D. – 1997 – A origem dos harzburgitos da Sequência Cerro Mantiqueiras e implicações tectônicas para o desenvolvimento do Neoproterozóico na porção oeste do Escudo Sul-Riograndense. Unpublished thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy, Federal University of Rio Grande do Sul, RS, Brazil. 224p
- Leite, J.A.D. & Hartmann, L.A. – 1997 – Neoproterozoic evolution of Cerro Mantiqueiras region in southernmost Brazil: evidence from coupled SHRIMP

- zircon dating and Nd, Sr isotopic data. I South American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, SP, Brazil, Extended Abstract, 167-169.
- Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., Fernandes, L.A.D., McNaughton, N.J., Soliani Jr., E., Koester, E., Santos, J.O.S. & Vasconcellos, M.A.Z - Zircon U/Pb SHRIMP dating of Gneissic Basement of Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil. (submitted to Journal of South American Earth Sciences)
- Lema, H. & Cucchi, R. – 1981 – Hallazgo de Metavulcanitas en el Cerro Tandileufu, Provincia de Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina, Revista, XXXVI(1):103-104
- Linares, E. – 1977 – Catálogo de edades radiométricas determinadas para la República Argentina. Asociación Geológica Argentina., serv.B, 4, Buenos Aires.
- Lopes, R. da C., Wildner, W., Sander, A. & Camozzato, E. – 1999 – Alogrupos Guaritas: Aspectos Gerais e Considerações sobre o Posicionamento do Vulcanismo Rodeio Velho (Encerramento do Ciclo Brasileiro ou Instalação da Bacia do Paraná?). I Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Abstracts, Gramado, RS, p17.
- Maack, R. - 1947 - Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. Arq. Biol. Tecnol., 2 : 63-154.
- Machiavelli, A.; Basei, M.A.S. & Siga Jr., O. - 1993 - Suíte Granítica Rio Pien: um arco magmático do Proterozóico Superior na Microplaca Curitiba. Geochimica Brasiliensis, 7(2):113-129.
- Mantovani, S. M. , Hawkesworth, C.J. & Basei, M.A.S., 1987 – Nd and Pb isotope studies bearing on the crustal evolution of southeastern Brazil. Rev. Bras. Geoc., 17(3): 263-269
- May, S.E., - Pan-African Magmatism and Regional Tectonics of South Brazil –1990– Unpublished thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy, The Open University, UK, 327p
- Marques, J.C., Jost, H., Roisenberg, A. & Frantz, J.C. – 1998 a – Eventos ígneos da Suíte Metamórfica Porongos na área da Antiforme Capané, Cachoeira do Sul, southern Brazil, Rev. Bras. Geoc., 28(4):419-430
- Marques, J.C., Jost, H., Roisenberg, A. & Frantz, J.C. –1998 b– Rochas metassedimentares, geologia estrutural e metamorfismo da suíte metamórfica

- Porongos na área da Antiforme Capané, Cachoeira do Sul –RS. Rev. Bras. Geoc. 28(4):467-472
- Masquelin, H. 1990: Análisis estructural de las zonas de cizalla en las migmatitas de Punta del Este – Uruguay. Rev. Estudios Tecnológicos, Acta Geologica Leopoldensia, 13(30):139-58.
- Masquelin, H.C. & Sanches Bettucci, L. – 1993 – Propuesta de evolución: Tectono-sedimentária para la cuenca de Piriápolis, Uruguay. Rev. Bras. Geoc. 23(3): 313-322
- McDermott, P. F. – 1986 – Granite petrogenesis and crustal evolution studies in the Damara Pan-African orogenic belt, Namibia. Unpublished thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy, The Open University, UK, 303p
- McDermott, P.F. & Hawkesworth, C.J. – 1990 - Intracrustal recycling and upper-crustal evolution: A case study from the Pan –African Damara mobile belt, central Namibia. Chemical Geology, 83: 263-280.
- Möller, A., Mezger, K. & Schenk, V. – 1998 - Crustal Age Domains and the Evolution of the Continental Crust in the Mozambique belt of Tanzania: Combined Sm-Nd, Rb-Sr and Pb-Pb Isotopic Evidence. Journal of Petrology, v39(4):749-783
- Nardi, L.V.S. & Frantz, J.C. – 1995 – The Cordilheira Intrusive Suite. Journal of South American Earth Sciences, 8(1): 55 – 63
- Pain P.S.G., Leipnitz, I.L., Rosa, A.N. Z. da & Rosa, A. A. S. da- 1997 – Preliminary report on the occurrence of Chancelloria sp. In the Itajaí Basin, southern Brazil. Rev. Bras. Geoc. 27(3):303-308
- Passarelli, C.R. - 1996 - Análise estrutural e caracterização do magmatismo da Zona de Cisalhamento Major Gercino, SC. São Paulo. Unpublished thesis submitted for the degree of Master of Philosophy, University of São Paulo, 179 pp.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Ahrendt, H., Wemmer, K. & Siga Jr. O. - 1997 – Geochronological evolution of Major Gercino shear zone, south Brazil. I South-American Symposium on Isotope Geology, Ext. Abstracts, Campos do Jordão, S.P., Brazil, 231-233p
- Phillip, R. P. –1998 – A Evolução geológica e Tectônica do Batolito Pelotas no Rio Grande do Sul. Unpublished thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy, University of São Paulo, Brazil, Vol 1, 255p

- Picanço J. Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G. and Nutman, A. P. - 1998 – Idades U-Pb (SHRIMP), Sm-Nd e Rb-Sr em rochas do Maciço de Itatins (SP): Evidências de Evolução Policíclica. Na. Acad.Bras.Ci.,70 (1) 139-150.
- Poiré, D.G. – 1993 - Estratigrafia del precámbrico sedimentario de Olivarria, Sierras Bayas, Provincia de Buenos Aires, Argentina. XII Congreso Argentino y II Congreso de Exploracion de Hidrocarburos. Actas 7, II: (1-11)
- Porcher, C.C., McNaughton, N.J., Leite, J.A.D., Hartmann, L.A. & Fernandes, L.A.D. – 1999 – Idade Shrimp em zircão: vulcanismo ácido do Complexo Metamórfico Porongos. I Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Abstracts, Gramado, RS, p110.
- Porcher, C.C., McNaughton, N.J., Leite, J.A.D., Hartmann, L.A. & Fernandes, L.A.D. – Geochronology of Proterozoic basement-cover relationships in the southern Brazilian Porongos Belt (submitted to Precambrian Research)
- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W. & Rossi, P. – 1985 - Memoria Explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a la escala 1/500.000. DINAMIGE - M.I.E.M., 90p.
- Preciozzi, F. & Bourne, J. - 1992 - Petrography and geochemistry of the Arroyo de la Virgen and Isla Mala plutons, Southern Uruguay: Early Proterozoic implications. Jour. South Amer. Earth Sci., 6: 169-181.
- Preciozzi, F., Masquelin, H. & Basei, M.A.S. – 1999a – The Namaqua / Grenville Terrane of Eastern Uruguay. II South American Symposium on Isotope Geology, Actas, 338 –340p, Cordoba, Argentine
- Preciozzi, F., Basei, M.A.S. & Masquelin, E. – 1999b – New Geochronological data from the Piedra Alta Terrane (Rio de La Plata Craton), II South American Symposium on Isotope Geology, Actas, 341 –343p, Cordoba, Argentine
- Porada, H. – 1979 - The Damara-Ribeira orogen of the PanAfrica-Brasiliano cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. Tectonophysics 57(2-4): 237-265, Australia.
- Porada, H. – 1989 – Pan –African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil. Precambrian Research 44, 103 – 136.
- Pothe de Baldis, E.D., Baldis, B. & Cuomo, J. – 1983 – Los fósiles precámbricos de la Formacion Sierras Bayas (Olavarria) y su importancia intercontinental. Asociacion geológica Argentina Revista XXXVIII(1): 73-83

- Quintas, M.C.L. - 1994 - O embasamento da Bacia do Paraná: reconstrução geofísica de seu arcabouço. Unpublished thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy, University of São Paulo, São Paulo, SP, 218p
- Ramos, V. A., Leguizamon, A., Kay, S. M. & Teruggi, M. - 1990 - Evolution Tectonica de Las Sierras de Tandil (Provincia de Buenos Aires). XI Congreso Geologico Argentino, San Juan, 1990, ActasII,357-360
- Reid, D.L. - 1997 - Sm-Nd age and REE geochemistry of Proterozoic arc-related igneous rocks in the Richtersveld Subprovince, Namaqua Mobile Belt, Southern Africa. *Journal of African Earth Sciences*, v24(4)621-633
- Remus, M.V.D. - 1998 - Metalogênese do Cobre e Evolução crustal da região de Caçapava do Sul-RS, Unpublished thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy, Federal University of Rio Grande do Sul, RS, Brazil.
- Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J. & Fletcher, I.R. - 1999 - SHRIMP U-Pb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil. I Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Abstracts, Gramado, RS, p110.
- Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Groves, D.I. & Fletcher, I.R. - The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. (submitted to JSAES)
- Rostirolla, S. - 1991 - Tectonica e sedimentação da Bacia do Itajaí-SC. Unpublished mastership dissertation presented to the Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 132p.
- Rozendaal, A., Gresse, P.G., Scheepers, R. & Le Roux, J.P. - 1999 - Neoproterozoic to Early Cambrian Crustal Evolution of the Pan-African Saldania Belt, South Africa. *Precambrian Research*, v97 (3-4):303-323
- Salamuni, R., Bigarella, J.J. & Takeda, F.K. - 1961 - Considerações sobre a estratigrafia e tectônica da Série Itajaí. Curitiba, PR. *Bol. Par. Geografia*, (415):188-201.
- Sander, A. - 1992 - Petrologia e litogeoquímica de uma parcela da sequência vulcano-sedimentar do complexo metamórfico Brusque na região do Ribeirão do Ouro, SC. Unpublished thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy, Federal University of Rio Grande do Sul, RS, Brazil, 167p

- Sanches Bettucci, L., 1998 – Evolución Tectónica del cinturón Dom Feliciano en la región Minas-Piriápolis, Republica Oriental del Uruguay. Unpublished thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy, Facultad Ciencias Exactas y Naturales, University of Buenos Aires. 234p.
- Sanches Bettucci, L. & Mezzano Burgueño, A. – 1993 – Análisis sedimentológico y faciológico de la Formación Rocha (ex-Grupo Rocha). *Rev. Bras. Geoc.* 23(3):323-329
- Schukowsky, W., Vasconcellos, A.C.B.C. & Mantovani, M.S.M. - 1991 – Estruturação dos terrenos Pré-Cambrianos da região sul do Brasil e oeste do Uruguai: um estudo por modelamento gravimétrico. *Rev. Bras. de Geofísica*, 9(2):275-287
- Siga JR., O - 1995 - Domínios tectônicos da região sudeste do Parana e nordeste de Santa Catarina: Geocronologia e Evolução Crustal. Unpublished PhD thesis presented to the Institute of Geosciences - USP, 290 p.
- Siga Jr., O; Basei, M.A.S.; Reis Neto, J.M dos, Machiavelli, A. & Harara, O.M. – 1995 - O Complexo Atuba: Um cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. *Bol.IG-USP, Ser.Cient.*, 26: 69-98.1995
- Silva, L.C. da & Dias, A. A. - 1981 – Os segmentos mediano e setentrional do Escudo Catarinense: I – Geologia. *Acta Geológica Leopoldênsia*. São Leopoldo, RS, 5(10):3-120.
- Silva, L.C. da, Oliveira, J. M. P., Aumond, J. J., Lopes, R. M. M., Eipper, J. & Ferro, G. – 1985 – Caracterização petrográfica da Sequência (Meta) Vulcano-sedimentar Rio do Oliveira (Cinturão do Itajaí Mirim, SC) In: *Simp. Sul-Bras. Geol.*, 2, Florianópolis, SBG, p11-23.
- Silva, L. C. da, Hartmann, L. A., McNaughton, N.J., Fletcher, I. R., -1999 - Shrimp U/Pb Zircon Dating of Neoproterozoic Granitic Magmatism and Collision in the Pelotas Batholith, Southernmost Brazil, *International Geology Review*, V.41(6):531-551p.
- Silva, L.C.; Hartmann, L.A.; McNaughton, N.J. & Fletcher, I. – 2000 – Zircon U-Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil. *American Mineralogist*, v85, pp649-667

- Soliani Jr., E. -1986 –Os dados geocronológicos do Escudo Sul-riograndense e suas implicações de ordem geotectônica. Unpublished thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy, University of São Paulo, São Paulo, SP, 425p
- Tegtmeyer, A. & Kröner, A. -1985 – U-Pb zircon ages for granitoid gneisses in northern Namibia and their significance for proterozoic crustal evolution of southwestern Africa. *Precambrian Research*, 28,311-326
- Teruggi, M.,Leguizamon, M.A. & Ramos, V.A. – 1988 – Metamorfitas de Bajo Grado con afinidades oceanicas en el basamento de Tandil: sus implicaciones geotectonicas, Provincia de Buenos Aires. *Asociacion Geologica Argentina, Revista*, XLIII(3):366-374
- Tessari, R.I. & Picada, R.S. -1966 – Geologia da Quadricula de Encruzilhada do Sul, RS, *Boletim da Divisão de Fomento a Produção Mineral, DNPM, Rio de Janeiro*, 124: 1-147
- Trompette, R. – 1994 – Geology of Western Gondwanaland 2000 – 500Ma. The Pan-African / Brasileiro amalgamation of South America and adjacent Africa. Balkema, Rotterdam, 350p.
- Tommasi, A., Fernandes, L.A.D., Machado, R.P., Kraemer, G. & Koester, E. – 1994 – Incorporação de lascas do manto à crosta continental nas porções externas do cinturão Dom Feliciano – Evidências de uma Zona de Cisalhamento de Escala Litosférica. *Pesquisas*, 21(2): 79-84
- Umpierre, M. and Halpern, M. 1971: Edades Rb-Sr en rocas cristalinas del sur de la Republica Oriental del Uruguay. *Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires*, t.XXVI, 2: pp. 133-151.
- Varela, R., Cingolani, C. Dalla Salda, L. – 1988 – Geocronologia Rb-Sr en granitoides del basamento de Tandil, Provincia de Buenos Aires, Argentina. II *Jorn.Geol. Bonarenses, Actas*: 291-304, Bahia Blanca
- Zanini, L.F.P., Branco, P.M., Camozzato, E. & Ramgrab, G.E. - 1997 – Programa de Levantamentos Geológicos Básicos 1: 100.000; Folhas Florianópolis e Lagoa, Brasília, CPRM, 252pp

ANEXO – 01

SÍNTESE DOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS E ISOTÓPICOS DO CDF E SW DA ÁFRICA

SÍNTESE DOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS E ISOTÓPICOS DO C.D.F./ SW AFRICA

SW da AFRICA

CINTURÃO DAMARA			
O fechamento do oceano Khomas ocorreu ao redor de 650Ma (dados de granitóides calcio-alcálicos)			
Quando o processo acima ocorreu o Adamastor ainda estava aberto			Miller,1983 in: Frimmel, 1998
mesma conclusão foi obtida a partir da análise sedimentar da bacia			Stanistreet et al, 1991
A colisão das placas Angola e Kalahari (idade dos granitóides crustais) ocorreu entre		590-550Ma	Miller,1983 in: Frimmel, 1998
Khomas Subgroup (Damara Costeiro)	fração fina <0.2m	418 - 490Ma	Porada et al 1983
Perfil Rb-Sr através do Damara	biotitas	~500Ma no N e S; 450 no centro	Hawkesworth et al 1986
ND model ages for clastic sediments	Kuiseb Fm.	1.39 e 1.59Ga	McDermoth & Hawkesworth 1990
	Khan Fm.	2.0-2.16 Ga (um 1.59)	McDermoth & Hawkesworth 1990
	Etusis Fm	1.57 - 2.27Ga (um 2.88)	McDermoth & Hawkesworth 1990
Idade granitóides tipo A (Namíbia)			
Baukwab Gran. (syn-collision)	525+/-1Zr; 507+/-44wrRb/Sr; 525+/-4ZrPbPb; 1.2+/- .2GaNd;		Jung et al 1998
Albrechtal Gran. (post-collision)	486+/-2Zr; 436+/-58 wrRb/Sr; 486+/-4ZrPbPb; 1.35+/-0.1Nd;		Jung et al 1998
Oetmoed (post-collisional)	501+/-3mnz; 488+/-1sph; 510+/-48wrRb/Sr; 1.38+/-0.10GaNd		Jung et al 1998
Pico do metamorfismo	508Ma		Jung & Mezger (in: Jung et al ,1998)
Granitos do tipo "S" de Oetmoed	496+/-5 e 493+/-5 - granada+WR		Jung & Mezger (in: Jung et al ,1998)
CINTURÃO GARIEP			
Kubos Gran. - intr. Hilde + Numees (PNZ) Fms.	isócrona Rb-Sr RT	530+/-12Ma	Allsopp et al, 1979 in: Frimmel,1995
	U-Pb Zr	520+/- 12Ma	
Bremen Gran. (intrusivo)	U-Pb Zr	521+24/-20Ma	
Rosh Pinah Fm (Stinkfontein Group)	riolitos Pb-Pb single Zr.	741+/-6 Ma	Frimmel et al, 1996
Gannakouriep Dolerite Dyke (corta o tilted Stinkfontein Gr.)		711+/-11Ma	Reid et al, 1991
Kaigas Diamictite (porção central do Gariep)- pode ser correlacionado com depósitos			
glaciais Sturtianos, não é cortado pelos diques, com idade próxima a		~ 700Ma	Frimmel, 1998
Vredefontein (topo do Stinkfontein) também depositado em clima frio		~ 750Ma	
Diamictitos do Numees - são os mais jovens do Gariep devendo estar entre		580-625Ma	Van de Voo, 1994
Marmora - pico do metamorfismo	Ar-Ar honblendas	543-547Ma	Frimmel & Frank, 1998
Ofiolitos do Marmora -	deformação e metamorfismo (origem dados?)	entre 700-530Ma	Hartnady et al, 1986
Thrust complex	deformação e metamorfismo (origem dados?)	entre 686 e 525	Hartnady et al, 1986
Início do rift em 781Ma	estágio avançado por volta de 741 Ma (dados?)		in: Frimmel et al, 1996
Mudança de distensão para compressão ocorreu (fechamento da Bacia)		antes de 573-576Ma	in: Frimmel et al, 1996
Pico do metamorfismo e tectônica de thrust (colisão)	(método?, material?)	545Ma	Reid et al,91; Frimmel & Frank, 98)
Início da erosão do Gariep	baseado em single zircon	540 Ma	Grotzinger et al, 1995

BACIA DO NAMA (parte dela repousa discordantemente sobre o Gariep)			
paleocorrentes na porção central indicam proveniência de W o que o			
posiciona como uma bacia de foreland ativa do Gariep			
a porção basal tem origem na região cratônica de E			Germes & Gresse, 1991
Idades das micas detríticas sugerem proveniência de fontes situadas a W		603+/-12 e 644+/-13Ma	Horstmann et al, 1992
ND model ages for clastic sediments		1.2 e 1.65 (um valor de 2.06Ga)	McDermoth & Hawkesworth 1990
Idade da deformação do Nama por dobramentos e thrusts	Ar-Ar -	496+/-2Ma	Gresse et al, 1998
Idade dos níveis tufáceos mais basais do Nama	zircões	549+/-1	Grotzinger et al, 1995
portanto a base do Nama deve ser pouco mais antiga			Frimmel, 1998
idade Ar-Ar do embasamento do Gariep (Bushmanland Subprovince) - biotitas		983 até 1006 Ma	Frimmel & Frank, 1998
idade Ar-Ar do embasamento do Gariep (southwest Bushmanland Subprovince) - micas		metapelito-421 até 505Ma	Frimmel & Frank, 1998
idade Ar-Ar do embasamento do Gariep (southwest Bushmanland Subprovince) - micas		granito foliado 491 até 513Ma	Frimmel & Frank, 1998
idade Ar-Ar do Gariep (Chameis Cx., Marmoirra Terrane) - micas		526 - 528 Ma	Frimmel & Frank, 1998
idade Ar-Ar do Gariep (Porth Nolloth Zone) - micas		483 - 490 Ma	Frimmel & Frank, 1998
idade Ar-Ar do Gariep (Chameis Cx.) - hornblenda		543 - 576Ma	Frimmel & Frank, 1998
CINTURÃO KAOKO			
Embasamento (borda do craton do Congo	U-Pb zr	2586+/-1.4Ma augengnaisses	B. Seth et al 1998
		2645+/-6 (SHRIMP)ortognaisse	B. Seth et al 1998
		2616+/-5 (SHRIMP)ortognaisse	B. Seth et al 1998
	granito deformado	1961+/-4 (SHRIMP)ortognaisse	B. Seth et al 1998
	diorito deformado	1985+/-25 (SHRIMP)ortognaisse	B. Seth et al 1998
Núcleos de embasamento com coberturas metassed.	ortognaisse granítico	1971+/-7 (SHRIMP)ortognaisse	B. Seth et al 1998
	ortognaisse granítico I. Superior	1507+/-16 (SHRIMP)ortognaisse	B. Seth et al 1998
	I. Inferior	578+/-57 (SHRIMP)ortognaisse	B. Seth et al 1998
Domínio ocidental (predomínio de granitóides)	gnaisse granodiorítico	580+/-3 (SHRIMP-com herança)	B. Seth et al 1998
	gnaisse monzogranítico	656+/-8 (SHRIMP com herança)	B. Seth et al 1998
	granito tardi tectonico	565+/-13	B. Seth et al 1998
	meta granito	551+/-1.5 (Pb-Pb-evaporação)	B. Seth et al 1998
	gnaisse granodiorítico	567+/-1.5 (Pb-Pb-evaporação)	B. Seth et al 1998
K-Ar (perfil no Kaoko e seu foreland)	oeste - 528- oeste leste - 459-499Ma		Ahrendt et al 1983
Felsic intrusivas no Grupo Nosib (base da pilha metassedimentar)		U-Pb - 756+/-2Ma	Hoffman et al 1996
Huab Complex (Kamanjab Inlier)		U-Pb -1811+/- 39Ma	Tegtmeyer & Kroener, 1985
Fransfontein Granite (intrusivo nas rochas de baixo grau do Kamanjab Inlier)		1662+/-30 e 1838+/-30Ma (U-Pb)	Burger et al, 1976
Augengneiss from granitic derivation - do Epupa Inlier (Epupa Falls no Rio Kunene)		1795 +/-32Ma (U-Pb)	Tegtmeyer & Kroener, 1985
Sheared monzogranite -Sesfontein thrust (embasamento tipo Epupa envolvido no thrust		1960 e 1977 Ma (U-Pb)	B. Seth et al 1998
idades Sm-Nd da borda sul do craton do Congo-		2.7Ga EndT (-0.8 a -0.35)	B. Seth et al 1998
idades Sm-Nd gnaisses antigos envolvidos na deformação Kaoko		2.6 a 2.8G EndT (-7.96 a -8.94)	B. Seth et al 1998
idades Sm-Nd granitóides da porção W do Cinturão Kaoko		1.6Ga EndT (-6.8)	B. Seth et al 1998

DOM FELICIANO BELT (Santa Catarina)

Granite Belt - Idades K-Ar	550 a 608Ma	Basei, 1985
Isócrona Rb-Sr wt Granitóides Folhados	624+/-21Ma;	Basei, 1985
Concórdia U-Pb - Cx Águas Mornas -Zr + Titanita - 624+/-16 ---retrabalhado	606+/-12 Ma	Basei, 1985
Concórdia U-Pb - granitóide deformado Paulo Lopes -	644+/-20Ma	Basei, inédito
Pb-Pb evaporação - granitóide deformado Paulo Lopes -	642+/-46Ma;	Silva et al 1997
SHRIMP Concórdia U-Pb - granitóide deformado Paulo Lopes -	629+/-8Ma;	Silva, inédito
Isócrona Rb-Sr do Granito Santa Luzia -	566+/-93Ma	Basei, 1985
Diagrama Concórdia U-Pb em Zr + Titanita - 600+/-7Ma-retrabalhado -	592+/-15Ma	Basei, 1985
Isócrona Rb-Sr do Granito Ponta dos Caboclos - (Biguaçu)	618+/- 17Ma	Basei, 1985
Isócrona Rb-Sr WT Granito Angelina -	584+/-16Ma	Basei, 1985
Isócrona Rb-Sr WT Granito Armação -	524+/- 68Ma	Basei, 1985
Concórdia U-Pb Granitóide róseo leucocrático da Ilha -Pedras Grandes -	554.2+10/-8.2 Ma	Basei, inédito
Isócrona Rb-Sr WT Granito Rio Dos Bugres -	516+/-12Ma	Basei, 1985
Isócrona Rb-Sr WT Tufos Cambirela -	552+/- 17Ma	Basei, 1985
Concórdia - gran. próximos a ZCMG - Rolador - 681+/-46 ; retrabalhado	644+/- 41Ma	Passarelli,97, Passarelli et al, 97
Concórdia - gran. próximos a ZCMG - Fernandes- 623+/-30; retrabalhado	612+/-19Ma	Passarelli,97, Passarelli et al, 97
K-Ar das micas neoformadas nos milonitos da ZCMG -	569Ma(Fx.Norte)	Passarelli,97, Passarelli et al, 97
Idades Modelo Sm-Nd (TDM) entre	1.2-1.7Ga	Mant. et al,87; Basei & Hawkesworth,93
monzogranito deformado SHRIMP - alem dos pontos espalhados -	núcleo -2175Ma; bordas - 592+/-2Ma	
Schist Belt - Idades K-Ar -mica xisto + micas de granitóides	549 e 642 Ma	Basei, 1985
Isócrona Rb-Sr wr -Granitóide Valsungana -	622 +/-64Ma	Basei, 1985
Diagrama U-Pb zr - Granitóide Valsungana - 647+/-12Ma; retrabalhado-	638+/-32Ma	Basei, 1985
Isócrona Rb-Sr wt - Granitóide Nova Itália -	633 +/- 14 Ma	Basei, 1985
Diagrama Concórdia - Granitóide Nova Itália - 478+/- 14 Ma; retrabalhado -	573+/-44Ma.	Basei, 1985
Isócrona Rb-Sr wr -Granitóide São João Batista -	644 +/-19Ma	Basei, 1985
Rb-Sr wt - Filitos - 808+/- 96; Mica xistos-599+/-22; Gnaisses-706+/-50Ma		Basei, 1985
Isócrona Sm-Nd WT metabásica e metavulcânica ácida	~ 1560Ma	Basei, 1985
Concordia Granitóide Faxinal -	553+/- 59Ma	Basei - inédito
Concórdia Leucogranitóide Ponta do Cabeço - (intercepto inferior)	583+/-26Ma	Basei - inédito
Idades modelo Sm-Nd (TDM) entre	2./-0.1Ga	Mant. et al87; Basei & Hawkesworth,93
Foreland Basin - K-Ar : em frações Finas - concentram-se entre	510 e 549Ma	Macedo, 1982
Isócrona Rb-Sr fração fina -	556+/- 44Ma	Macedo, 1982
Isócrona Rb-Sr wt	588+/-48Ma	Macedo, 1982
Isócrona Rb-Sr wt -Tufos da base (qtzo-sericita xistos)-deformação	534+/-4Ma	Basei, 1985;
Isócrona Rb-Sr wt Riólitos Apiúna -	544+/-20Ma	Basei, 1985
Riólitos Apiúna -U-Pb em Zr	567+/-14Ma	Basei et al 1999
Isócrona Rb-Sr wt Granito Subida -	546+/- 10Ma	Basei, 1985; Basei et al 1999
Granito Subida, U-Pb Zr	561+/-42Ma;	Basei et al 1999a; Basei et al, 1999b
Iconofósseis e fóssil Chancelloria indicam sedimentação no	Cambriano	Pain et al, 1997
modelo Sm-Nd (TDM), idem Schist Belt entre	2./-0.1Ga	Mant. et al,87; Basei & Hawkesworth,93

Basement Inliers: gnaisses Presidente Nereu - Pb-Pb WT-	2.39+/-0.1Ga	Basei, 1985
Morro do Boi - biotita de mesossoma migmatitos - 604Ma- Rb-Sr WT-	2.59+/-0.35Ga	Basei, 1985
Contacto Brusque/Luis Alves K-Ar em anfibólitos de dioritos -	1823Ma	Basei, 1985
K-Ar em biotitas neoformadas em milonitos -	708Ma	Basei, 1985
Camboriu Cx. Syenogranitic gneiss SHRIMP núcleos 2006+/-3Ma Ma ~ 590Ma bordas		Silva et al 2000
CamboriuCX. Xenólito de Anfibólito SHRIMP núcleos 2167+/-20Ma ~ 600Ma bordas		Silva et al 2000
Presidente Nereu gnaiss tonalítico SHRIMP	2201+/-7Ma	Silva et al 2000

DOM FELICIANO BELT (Rio Grande do Sul)

Granite Belt - Isócrona Rb-Sr wt gran. foliados -	622+/-36Ma	Cordani et al 1974
Isócrona Rb-Sr wt gran. foliados/migmatitos -	775+/-36 até 884+/-19Ma	Soliani Jr. 1986
Isócrona Rb-Sr Gran. Pinheiro Machado (Cascata-Br293) - ortognaissico -	572+/-54Ma	May, 1990
Isócrona Rb-Sr Gran. Pinheiro Machado - ortognaiss migmatítico -	557+/-46Ma	May, 1990
Isócrona referência Rb-Sr Gran. Pinheiro Machado -enclaves máficos-	884+/-19Ma	Fragoso Cesar, 1991
Isócrona referência Rb-Sr Gran. Pinheiro Machado - migmatítico -	865+/- 24Ma	Fragoso Cesar, 1991
Isócrona referência Rb-Sr Gran. Pinheiro Machado - gr.+ortogn.+migm. -	775+/- 36Ma	Fragoso Cesar, 1991
isócrona Rb-Sr wt Granitóide Pinheiro Machado porfirítico -	783+/-29Ma	Fragoso Cesar, 1991
Isócrona Rb-Sr wt granitóides miloníticos transcorrentes	508+/-7Ma	May, 1990
Isócrona Rb-Sr wt Granitóide Quitéria (Suite Viamão) -	672+/-22Ma	Koester, 1994
Isócronas Rb-Sr WT gran. isótopos da S. Dom Feliciano - entre	547+/-17 e 572+/-10Ma	Cordani et al 74; Soliani, 86; Fr. Cesar 91
Isócrona Rb-Sr WT Sienogranito- S. Dom Feliciano -	736+/- 66Ma	Fragoso Cesar, 1991
Isócrona Rb-Sr WT- Riólito Serra das Asperesas -	560+/- 12Ma	May, 1990
Isócrona Rb-Sr WT - Dique granítico -	446+/-69Ma	Soliani Jr. 1986
Isócrona Rb-Sr WT - granito róseo intrusivo no ortognaiss migmatítico -	465+/-65Ma	May, 1990
Idades modelo Sm-Nd para os granitoides deformados P. Machado -	~ 1600Ma	May, 1990
Idades modelo Sm-Nd para os granitoides isótopos P. Machado -	~ 1200Ma	May, 1990
Idade isocrônica Rb-Sr para o magmatismo sin-tangencial	800+/-32Ma	Frantz et al, submetido a RBG
Idade isocrônica Rb-Sr para o magmatismo sin-transcorrente (Canguçu)	585+/-13Ma	Frantz et al, submetido a RBG
SHRIMP - Santana Sienogranite- +/- 11Km a Sul de Porto Alegre	600+/-10Ma	Koester et al, submetido ao JSAES
Concórdia U-Pb em gran. deformado P. Machado (mesma rocha abaixo)	613+/-6Ma (magmatismo)	Babinski et al 1997
SHRIMP - P. Machado monzogranito sincolisional- bordas dos cristais	609+/-17Ma(metamorfismo)	Silva et al, 1999
SHRIMP - Pinheiro Machado- xenólito de gnaiss tonalítico-	781+/-5Ma	Silva et al, 1999
Schist Belt -Isócrona Rb-Sr WT musc granitóide-Suite Cordilheira-	617+/-48 (gran. Cord.)	Vasquez (1997)
Isócrona Rb-Sr WT musc granitóide-Suite Cordilheira-	630+/-22Ma(gran. AF)	Vasquez (1997)
Isócronas Rb-Sr wt granitóide Pitangueiras - Bl. Encruzilhada -	617-622Ma	Cordani et al 1974; Soliani , 1986
Isócronas Rb-Sr - WT - granitóide Encruzilhada do Sul - K-Ar 533 e 598Ma	559+/-5 e 582+/-17Ma	Soliani Jr. 1986; Vasquez, 1995
Isócrona Rb-Sr - WT - Sienito Piqueri	615+/-99 Ma	Soliani Jr. 1986
Idade modelo Sm-Nd de mica xistos	~ 2000Ma	May, 1990
SHRIMP - Emb. gnaissico - granit. potássicos	2078+/- 13Ma	Leite et al, submetido ao JSAES
Emb. gnaissico - granit. potássicos- deformação tangencial	~ 800Ma	Leite et al, submetido ao JSAES
SHRIMP - região Capané - metavulcânicas ácidas -Zr magmáticos	783+/-6Ma	Porcher et al, 99; Pch. et al, Pr. Research
SHRIMP - Bloco Encruzilhada -Gnaisses tonalíticos Arroio dos Ratos-	631+/-13Ma	Silva et al, 1999
Foreland Basin - Camaquã sediments (red beds)	~ 1400Ma	May, 1990
Andesitos	~ 1600Ma	May, 1990

DOM FELICIANO BELT (Rio Grande do Sul) - cont

Basement Inliers - Isócrona Rb-Sr WT gnaisses Encantadas -	2272+/- 235Ma	Cordani et al 1974
Isócrona Rb-Sr WT gnaisses Encantadas -	2164+/- 91Ma	Soliano, 1986
Isócrona Rb-Sr WT gnaisses Encantadas -	2030+/-140Ma	May, 1990
Gnaisses Encantadas - idade modelo Sm-Nd	~ 2500Ma	May, 1990
SHRIMP - gnaíse tonalítico - região Santana?	2263+/-18 e 2045+/-10Ma	Porcher et al, sub. Pr.Research

DOM FELICIANO BELT (URUGUAY)

Granite Belt (granitoid rocks occurring between the schist belt and Punta del Este Terrane)		
Biotita-anfibólio-granitóide, isótopo a levemente foliado- URPR03	572.2+2.3 -2.4Ma	Preciozzi et al ,1999 (inédito)
Biotita-anfibólio-granitóide, isótopo a levemente foliado- URPR12	587+/- 16Ma	Preciozzi et al ,1999 (inédito)
Idades Sm-Nd para os mesmos granitóides variam entre	2.16 - 1.40Ga	Preciozzi et al ,1999 (inédito)
Epsilon Nd (0) nas mesmas amostras	(- 9.8 até -12.6)	Preciozzi et al ,1999 (inédito)
Idades K-Ar em biotitas	514 - 563 Ma	Preciozzi et al ,1999 (inédito)
Isócrona Rb-Sr WT - Granito Valdivia - tardi-transcorrente?	636+/-6 Ma	in: Preciozzi et al ,1993
Isócrona Rb-Sr WT - Granito Florência -tardi-transcorrente?	591+/-95 Ma	in: Preciozzi et al ,1993
Isócrona Rb-Sr WT - Granito Garzon -tardi-transcorrente?	601+/-20Ma	in: Preciozzi et al ,1993
Schist Belt (supracrustal rocks and related granitoids situated W of Sierra de la Ballena Shear Zone)		
Granitóide Cañada de los Sauces - Cx. Carapé -monzonito- K-Ar WT	498+/-37Ma	Sanches Bettucci & Linares, 1999
Granitóide Cuchillita - Cx. Carapé -granito- K-Ar WT -	571+/-100Ma	Sanches Bettucci & Linares, 1999
Granitóide Campanero - Cx. Carapé - granite- K-Ar WT	572+/-30Ma	Sanches Bettucci & Linares, 1999
Granitóide Aguilla - Cx. Carapé - granite- K-Ar WT	572+/-30Ma	Sanches Bettucci & Linares, 1999
Granitóide Pérdido Chico - Cx. Carapé -granite- K-Ar WT	609+/-25Ma	Sanches Bettucci & Linares, 1999
Isócrona Rb-Sr WT - ortognaisse tonalítico SE Minas- pré-transcorrente?	844+/-91Ma	in: Preciozzi et al ,1993
Isócrona Rb-Sr WT - Granito Penitente - tardi-transcorrente?	779+/-24Ma	in: Preciozzi et al ,1993
Isócrona Rb-Sr WT - Granito Norte Minas - pós-transcorrente?	574+/-34Ma	in: Preciozzi et al ,1993
Isócrona Rb-Sr WT - Granito Pan de Azúcar - pós-transcorrente?	559+/-28Ma	in: Preciozzi et al ,1993
Isócrona Rb-Sr WT - Sienogranito Las Animas- pós-transcorrente?	499+/-72Ma	in: Preciozzi et al ,1993
Isócrona Rb-Sr WT - Granito Sauce- pós-transcorrente?	547+/-28Ma	in: Preciozzi et al ,1993
Isócrona Rb-Sr WT - Granito Barriga Negra- pós-transcorrente?	565+/-59Ma	in: Preciozzi et al ,1993
K-Ar e índice de cristalinidade de frações finas ricas em illitas-idade de metamorfismo-		
Foreland Basin (very low grade metasedimentary sequences situated W of the Schist Belt))		
Grupo El -Soldado - Fm. Polanco - idade do Gr.baseada em fósseis	Vendiana	Gaucher et al, 96; Gaucher et al, 98
Metamorfismo de contacto do granito com o Gr. Polanco	~ 530Ma	Bossi & Navarro, 1991
Chemostratigrafia Polanco - Gr. El-Soldado - Sr87/Sr86 - 0.70780	~590Ma	Kawashita,K., et al, 1999;
Idade Rb-Sr do Granito Guazunambi (intrusivo na Fm. Polanco)	532+/-11Ma	Kawashita,K., et al, 1999;
Sierra de Animas - região de Piriápolis - rochas basicas e afins - K-Ar	434 - 615Ma	Sanches Bettucci & Linares, 1997
Sierra de Animas - região de Piriápolis - sienito - Rb-Sr WT - K-Ar	518+/-17Ma	Linares & Sanches Bettucci, 1997
Sierra de Animas - região de Piriápolis - riolitos - Rb-Sr WT - K-Ar	520+/-5Ma	Cingolani et al, 1993
K-Ar e índice de cristalinidade de frações finas ricas em illitas-idade de metamorfismo-		
Barriga Negra	515Ma	Cingolani et al - 1990
Piedras de Afilar	382Ma	Cingolani et al - 1990
El-Soldado ? (dados ao redor de Polanco)	506-532Ma	Cingolani et al - 1990
El-Soldado ? (dados pouco a N de Minas)	492-530Ma	Cingolani et al - 1990

PUNTA DEL ESTE TERRANE

Isócrona Rb-Sr WT - granitóides deformados - Los Caracoles - sin-transcorrente?	681+/-48Ma	in: Preciozzi et al, 1993
Idade convencional Rb-Sr - WR - Granito Punta José Ignacio	590 - 611+/-25Ma	Umpierre & Halpern, 1971
Isócrona Rb-Sr WR - Norte de Rocha, Ruta 109 - granitoide deformado	678+/-14 Ma	Preciozzi et al 1993
Isócrona Rb-Sr WR - departamento de Rocha-Alferez - granito deformado	670+/-59Ma	Preciozzi et al 1993
Idade Rb-Sr convencional em muscovita - migmatitos - na cidade de Rocha	600+/-12Ma	Hart, 1966
Idade convencional - Rb-Sr - em migmatitos a N de Rocha - Ruta 9 - Km190	625+/-12Ma	Hart, 1966
Idade convencional - Rb-Sr - em muscovita - Granito Santa Teresa -	550Ma	Hart, 1966
Idade convencional - Rb-Sr - par WR+min.- Granito Santa Teresa -	537+/-7Ma	Umpierre & Halpern, 1971
Idade K-Ar em biotita de migmatitos -	505-643Ma	Preciozzi et al, 1999
Idades modelo Nd(Tdm) e Epsilon (0)		
gnaisses e migmatitos	1.8 a 2.38Ga E(0) -13.0 a -14.3	Preciozzi et al, 1999
metassedimentos do Gr. Rocha	1.5 a 1.99Ga E(0) -12.6 a -14.1	Preciozzi et al, 1999
Idade U-Pb em zircões - ortognaisse granítico	1006+/-37Ma	Preciozzi et al, 1999
Idade U-Pb em zircões - leucossoma de migmatito	LI - 510+/-130Ma	Preciozzi et al, 1999

Bom Jardim - Bloco São Gabriel (Rio Grande do Sul)

Evento magmático Passinho - mais antigo - (900-860) -SHRIMP	~ 2200Ma	Leite et al 1997,
Acresção juvenil(750-700), inclui as rochas mafico-ultramáficas-SURIMP	539+/-20Ma	Leite et al 1997,
Granito Lavras(intrusivo inclusive na Fm. Maricá)- SHRIMP-sobrecrescimento	647+/-34Ma	Leite, 1995
Granito Lavras (intrusivo inclusive na Fm. Maricá)- SHRIMP-núcleo dos cristais -	568+/-48Ma	Leite, 1995
Granito Caçapava (SHRIMP- núcleo dos cristais) -	529+/-4Ma	Leite, 1995
Granito Caçapava (SHRIMP- borda dos cristais) -	800-900Ma	Leite, 1995
Isócrona Rb-Sr WT Gnaisses Cambaí - granitóides -	~ 2200Ma	Soliani,1986
Isócrona Rb-Sr WT Vila Nova - granitóides-	539+/-20Ma	Soliani,1986
Isócrona Rb-Sr WT Sanga Velocindo (Mata Grande) - granitóides-	647+/-34Ma	Soliani,1986
Isócrona Rb-Sr WT- Arroio Cambaizinho- referência-	568+/-48Ma	Soliani,1986
Isócrona Rb-Sr WT -Vila Nova- dioritos-	529+/-4Ma	Soliani,1986
Isócrona Rb-Sr WT -Vila Nova-trondhjemitos e tonalitos-	800-900Ma	Soliani,1986
Isócrona Rb-Sr WT -Vila Nova- granodioritos-	~ 2200Ma	Soliani,1986
Isócrona Rb-Sr WT -Vila Nova-pegmatitos -	539+/-20Ma	Soliani,1986
Isócrona Rb-Sr WT - Granito Lavras do Sul - (pertita gran. + charnockitos)	647+/-34Ma	Soliani,1986
Isócrona Rb-Sr WT - Granito Lavras do Sul-(só pertita granitos)	568+/-48Ma	Soliani,1986
Isócrona Rb-Sr WT - Granito Lavras do Sul- (sienogranitos)	529+/-4Ma	Soliani,1986
Isócrona Rb-Sr WT - Granito Lavras do Sul - (gran. centrais + charnockitos)	800-900Ma	Soliani,1986
Isócrona Rb-Sr WT - São Sepé - (parte central)	~ 2200Ma	Sartori, 1978
Isócrona Rb-Sr WT -São Sepé - (periférico)	539+/-20Ma	Sartori, 1978
Isócrona Rb-Sr WT -Granito Caçapava -	647+/-34Ma	Soliani, 1986
Isócrona Rb-Sr WT -Granito Caçapava -referência -	568+/-48Ma	Soliani86, Sartori+Kawashita 85
Isócrona Rb-Sr WT -Granito Caçapava -	529+/-4Ma	May,1990
Fácies granodiorítica do Gran. Caçapava-SHRIMP	800-900Ma	Remus et al, submetido JSAES
Idade modelo Sm-Nd do granito Cacapava -	~ 2200Ma	May,1990

Bom Jardim - Bloco São Gabriel - Rio Grande do Sul (cont...)

Isócrona Rb-Sr WT -Batolito Jaguari -	539+/-20Ma	Soliani, 1986
Isócrona Rb-Sr WT -Timbaúva -	647+/-34Ma	Soliani, 1986
Isócrona Rb-Sr WT - Complexo Granítico Santo Afonso -	568+/-48Ma	Soliani, 1986
Isócrona Rb-Sr WT -Riolitos Acampamento Velho -	529+/-4Ma	Soliani, 1986
SHRIMP Passo Feio Fm. - (alb.musc.clor.xisto)- maioria dos Zr entre	800-900Ma	Remus et al, submetido JSAES
Idades Modelo (TDM) e Epsilon Nd		
Vacacaí	0.42-0.96Ga - E(t) +5.2 a +7.8	Babinski et al, 1995
Cambaí	0.86 - 0.93Ga e 2.03Ga - E(t)-2.8 - 4.5	Babinski et al, 1995
Metagranito Sanga do Jobim	0.82- E(t)+ 5.2	Babinski et al, 1995
Metagranito Lavras	1.1-1.5Ga E(t)-0.2 a -3.0	Babinski et al, 1995
Caçapava	2.0 - 2.2Ga E(t) -9.9 a -19.5	Babinski et al, 1995
Foreland Basin - Isócrona Rb-Sr em riolitos da Fm. Maricá		
Isócrona Rb-Sr em Ignimbritos da Fm. Maricá	545.1+/-12.7Ma	Pilar et al, XXXIXCBG
Isócrona Rb-Sr em Ignimbritos do Cerro do Perau	546.1+/-12.9Ma	Pilar et al, XXXIXCBG
	494.9+/-15.1	Pilar et al, XXXIXCBG

ANEXO – 02

MAPA GEOLÓGICO DA PORÇÃO SUL BRASILEIRA E URUGUAIA

RECONSTITUIÇÃO TECTÔNICA DO SEGMENTO MERIDIONAL DO GONDWANA OCIDENTAL HÁ 500 Ma

LEGENDA

- COBERTURAS RECENTES
- BACIAS SEDIMENTARES (PALEOZOICO INFERIOR - TERCIÁRIO)**
- UNIDADES SEDIMENTARES BASAIS VULCANISMO BÁSICO UNIDADES SEDIMENTARES SUPERIORES
- DEPÓSITOS DE TRANSIÇÃO (NEOPROTEROZOICO - FANEROZOICO)**
- BACIAS VULCANO-SEDIMENTARES (em grande parte Foreland)
El Soldado (UY), Santa Bárbara - Camaquã - Guaritas (RS) Itajaí (SC)
Nama (África do Sul - Namíbia)
- CINTURÕES DE DOBRAMENTOS E GRANITÓIDES ASSOCIADOS (NEOPROTEROZOICO - CAMBRIANO)**
- PREDOMÍNIO DE SEQUÊNCIAS META - VULCANOSSEDIMENTARES DE BAIXO GRAU DE METAMORFISMO**
- APIAÍ (PR - SP), PARAGUÁ (PR), BRUQUE (SC), PORONGOS (RS), LAVALLEJA (UY)
- KAKO (NAMÍBIA), ROCHA (UY), GRIEP (Namíbia - África do Sul) DAMARA (Namíbia- África do Sul)
- PREDOMÍNIO DE GRANITÓIDES COM DIFERENTES GRAUS DE DEFORMAÇÃO (ARC - RELATED)**
- CINTURÃO GRANITÓIDE - BATOLITOS FLORIANÓPOLIS (SC), PELOTAS (RS), AIGUÁ (UY), KAKO COSTEIRO (NAMÍBIA)
- BLOCO SÃO GABRIEL
- DOMÍNIO DE EMBASAMENTO (ARQUEANO - PALEOPROTEROZOICO)**
- FRAGMENTOS CONTINENTAIS: C- CURITIBA; LA- LUIS ALVES; N- NAMAPA;(Mesoproterozoico); E- EPUPA
- ☐ Núcleos gnáissicos antigos em meio as faixas de dobramentos
- CRATONS PARA AS OROGENESES BRASILEIRO - PANAFRICANAS:
- CRP- CRATON RIO DE LA PLATA; CC- CRATON DO CONGO; CK- CRATON DO KALAHARI

CIDADES

FL - FLORIANÓPOLIS
PA - PORTO ALEGRE
MO - MONTEVIDEO
BA - BUENOS AIRES
WI - WINDHOEK
SK - SWAKOPMUND

GEOLOGICAL MAP OF THE DOM FELICIANO BELT: SOUTH BRAZIL AND EASTERN URUGUAY

SCHEMATIC PROFILES

LISZ: Lançinha - Itarirí Suture Zone
PSZ: Pien Suture Zone
FBSZ: Faxinal do Bepe Shear Zone
MGSZ: Major Gercino Suture Zone
CSZ: Cordilheira Suture Zone
DCSZ: Dorsal do Canguçu Shear Zone
SYSZ: Sarandy Del Y Shear Zone
SCSZ: San Carlos Shear Zone
SBSZ: Sierra Ballena Suture Zone

Major Tectonic Transport

Thrust Fault

Transcurrent Shear Zones

SÃO GABRIEL BLOCK (SGB) - mostly juvenile Neoproterozoic rocks of Island Arc setting

Intrusive Granitoids: São Sepé, Caçapava and São Gabriel late intrusive granitoids

Foreland Basins: Maricó and Santa Bárbara volcanosedimentary basins

Basement: Cambai orthogneisses and Vacacaí metasedimentary sequence

PUNTA DEL ESTE TERRANE (PET)
(Meso to Neoproterozoic terrane correlated to Namaqua and Gariep Provinces of southwestern Africa)

Post tectonic Granitoids Santa Tereza and San Ignacio leucogranites

Supracrustal rocks: low grade metasedimentary rocks of Rocha Group

Basement: amphibolite to granulite facies, ca. 1.0Ga Ortho and paragneisses deformed and migmatized during Neoproterozoic - Cambrian transition

Tertiary and Quaternary covers
Paraná Basin:
(sediments and volcanics of Paleozoic and Mesozoic ages)Guaritas Formation - Cambrian - Ordovician sandstones
(transition between molassic basins and Paraná basin deposits)SOUTHERN PART OF THE RIBEIRA BELT
(Meso to Neoproterozoic)
Deformed supracrustal sequences undifferentiated with
major granitoids batholiths
(C-Cunhaporanga, TC-Três Córregos, AG-Agudos Grandes)
Pos-tectonic alkaline-peralkaline granitoids and volcanosedimentary
basins are not represented)

CURITIBA MICROPLATE (Paleo to Neoproterozoic)

Capiru and Setuva Formations (metasedimentary covers
limestones, dolomites, quartzites, phyllites and mica schists)Atuba Complex (basement) - banded amphibole gneiss
with mafic bodies and charno-energetic nuclei

RIO PIEN BATHOLITH (Neoproterozoic)

Deformed epidote bearing, arc-related
calc-alkaline granitoids

COSTEIRO GRANITE BELT (Neoproterozoic)

Paranaguá and Mongaguá Batholiths
(calc-alkaline, arc-related granitoids)

LUIS ALVES MICROPLATE (LA - Archean-Paleoproterozoic)

Santa Catarina Granite Complex - mostly composed of
orthoderived depleted tonalitic gneisses metamorphosed
at medium PT high-grade conditions

DOM FELICIANO BELT (DFB-Meso?-Neoproterozoic to Cambrian Terranes)

Foreland Basins: Itajai (SC), Camaquã (RS) and El Soldado - Piripólis (UY)
very low grade metasedimentary sequences with variable acid volcanic contributionsSchist Belts: Brusque (SC), Porongos (RS) and Lavaljeia (UY)
Greenschist to amphibolite polyphase deformed metavolcanosedimentary
sequences and intrusive granitoidsBasement Inliers: Morro do Boi (SC), Encantadas (RS) e Ponta Rasa (UY)
(Paleoproterozoic gneisses and migmatitic rocks)Granite Belt: Florianópolis Batholith (AM, PG), SC; Pelotas Batholith (AM, DF, PM), RS;
Aiguá Batholith (A), UY (calc-alkaline to alkaline, arc-related to alkaline granitoids)

RIO DE LA PLATA CRATON (Archean - Paleoproterozoic)

Terranes affected by Neoproterozoic deformation and
magnetism T - Taquarémbo; R - Rivera; NP - Nico PerezTerranes preserved from Neoproterozoic thermal overprint
PA - Piedras Altas (juvenile Paleoproterozoic rocks)