

Contribuição ao conhecimento da evolução geológica do Sistema Riacho do Pontal – PE, BA, PI

Contribution to the knowledge of the geological evolution of the Riacho do Pontal orogenic system – PE, BA, PI

Benjamim Bley de Brito Neves¹, William Randall Van Schmus², Luiz Alberto Aquino Angelim³

¹Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP, Rua do Lago 562 - Cidade Universitária, CEP 05508-080, São Paulo, SP, BR (bbley@usp.br)

²Department of Geology, University of Kansas, Lawrence, KS (rvschmus@ku.edu)

³Serviço Geológico do Brasil, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, Superintendência Regional de Recife, Recife, PE, BR (luiz.angelim@hotmail.com)

Recebido em 28 de abril de 2014; aceito em 05 de fevereiro de 2015

Resumo

O Sistema Riacho do Pontal (SRP) é a parte central de um desenvolvimento orogênico neoproterozoico na periferia norte do Cráton do São Francisco (CSF), de nordeste (Faixa Sergipana) para noroeste (Faixa Rio Preto). O embasamento do antepaís (CSF) e do além-país (Morro do Estreito-Icaíçara) são constituídos em parte por rochas arqueanas, e desse terreno para a zona interna há registros de supracrustais e ortognaisses do Toniano (Ciclo Cariris Velhos?). O SRP apresenta notório zoneamento de norte para sul: além-país; zona interna (litotipos terrígenos); zona central (marcadas por rochas do assoalho oceânico); zona externa (litotipos terrígenos) e o domínio cratônico (CSF), com a presença de largo (> 200 km) *foreland thrust and fold belt*, mais para o sul, formado pela cobertura pelítico-carbonática do CSF. A deformação é intensa e apresenta vergência voltada para sul e sudeste, com dobras recumbentes e deitadas, falhas inversas e de empurrão, *nappes* e particularmente o registro de algumas *klippen* sobre o embasamento do CSF. O metamorfismo regional é geralmente na fácies anfíbolito, com retrogressões locais a fácies xisto verde. Este trabalho apresenta uma série de determinações geocronológicas (métodos Rb-Sr, Sm-Nd e U-Pb) de praticamente todos os litotipos de embasamento, das supracrustais e dos granitos sincollisionais associados. Foram discriminados um substrato arqueano (além-país, idades neoarqueanas entre 2740 – 2624 Ma) e duas faixas meta-vulcanosedimentares com granitoides inseridos do Neoproterozoico, uma do Eotoniano (980 – 940 Ma) e outra do limite Criogeniano -Ediacarano (ca. 635 Ma). Um ensaio preliminar da evolução geotectônica do SRP é esboçado em termos “wilsonianos” para essa porção mais sul-ocidental da Província Borborema, atribuída a um sistema regional ramificado de orógenos.

Palavras-chave: Sistema Riacho do Pontal; Província Borborema; Neoproterozoico; Toniano; Evolução tectônica.

Abstract

The Riacho do Pontal System (RPS) is just the central part of a long Neoproterozoic orogenic development placed at the northern periphery of the São Francisco Craton (SFC), from northeast (Sergipano belt) to southwest (Rio Preto belt). The basement of the foreland (SFC) and the backland (“*Morro do Estreito-Icaíçara*”) is mostly formed by Archean rocks, with some insertions of supracrustal and orthogneisses of Tonian age (Cariris Velhos cycle?). RPS exhibits a remarkable tectonic-metamorphic zoning from north to the south: the backland; the internal zone (supracrustal terrigenous assemblages); the central zone (ocean floor rock assemblages); the external zone (supracrustal terrigenous assemblages); and the cratonic domain (SFC), remarked by the presence of a wide (> 200 km) *foreland thrust and fold belt* (to the south), formed by the Neoproterozoic pelitic-carbonatic cratonic cover. The processes of deformation were intense, presenting vergence towards south and southwest, resulting in reclined and overturned folds, reverse and thrust faults, *nappes*, and specially the occurrences of some *klippen* over the basement of the northern part of the CSF. The regional metamorphism was undertaken under amphibolite conditions, with some local retrogression to the greenschists facies. This paper presents a series of new geochronological determinations (Rb-Sr, Sm-Nd and U-Pb methods) of practically all rock types of the basement, supracrustals, and of the associated syncollisional granites. It was possible to discriminate some Archean nuclei (2740 – 2624 Ma), as basement (backland), and two different set of Neoproterozoic volcano-sedimentary rock units associated with granites, the first one of Eotonian age (980 – 940 Ma) and the second one positioned in the Cryogenian-Ediacaran boundary (ca. 635 Ma). A preliminary essay of “wilsonian” tectonic evolution is here introduced for this south-western portion of the Borborema Province (the regional branching system of orogens).

Keywords: Riacho do Pontal System; Borborema Province; Neoproterozoic; Tonian; Tectonic evolution.

INTRODUÇÃO

Área de estudo, metodologias, suportes

O Sistema Riacho do Pontal (SRP) se situa na porção NNW do domínio meridional da Província Borborema, entre o Lineamento Pernambuco (seu limite brusco ao norte) e o Cráton de São Francisco (CSF) (o antepaís, ao sul), ocupando áreas fronteiriças de Pernambuco (maior extensão), Piauí e Bahia, no sertão do médio São Francisco. Na verdade, esse lineamento é uma feição tardia, que hoje separa o sistema de dobramento dos além-países e/ou *inliers* em exposição ao norte (Morro do Estreito-Icaíçara). Esse lineamento também marca o limite norte de outra porção litosférica (Maciço Pernambuco-Alagoas), que participou do contexto orogênico regional (como será visto). Outro elemento/fração litosférica que participou do processo orogênico, em termos regionais, deve estar encoberto pela Bacia do Parnaíba (e.g., “Bloco Parnaíba”, Cordani et al., 2009). A extensão territorial do SRP (hoje, preservada) é de cerca de 73.000 km², isso sem considerar a possibilidade de conexões a leste (com o Sistema Sergipano, na Bahia e Sergipe) e a oeste, no caso com o Sistema Rio Preto (situado ao norte da Bahia e o sul do Piauí). Deste último sua separação é mais acadêmica (presença de coberturas fanerozoicas) e operacional do que geológica de fato.

Trata-se do registro de um sistema de dobramentos neoproterozoico cuja proposta inicial de Brito Neves (1975) tem persistido, e que tem sido frequentemente enriquecida por novos dados geológicos e geofísicos, de diferentes frentes de pesquisa, de instituições governamentais (SUDENE, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM, etc.) e de universidades do Brasil (Universidade Federal de Pernambuco – UFPE, Universidade Federal da Bahia – UFBA, Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN, Universidade de São Paulo – USP, Universidade Federal de Minas Gerais – UFMG) e do exterior.

Parte considerável do sistema de dobramentos em epígrafe acha-se encoberto (em sua porção norte-ocidental) pelos sedimentos da Província Parnaíba. Para o interior da Província do São Francisco, ao sul, está consignado o registro de estruturas brasileiras afetando as coberturas (neoproterozoicas) da Província São Francisco — cráton a dentro —, e apresentando grande diversidade de intensidades e de formas, e isto se estende por mais de 200 km (pelo menos) (do paralelo 10°S até o paralelo 12°S). No cômputo dessa área discriminada não estão incluídas esses domínios de tectônica *thin skin* do antepaís, nem eles estão ainda devidamente delimitados. Essa delimitação foi objeto de discussão em alguns trabalhos recentes (vide Brito Neves et al., 2012), e esta é um a questão/tema que demanda leque amplo de investigações e tempo. Se for considerada essa

área deformada sobreposta ao antepaís, a extensão territorial do SRP como um todo chega próximo ao dobro daquela já reportada. Se for considerada a composição original presumida e aqui defendida (Rio Preto + SRP + Sergipano + fração norte do cráton regenerada + *foreland thrust and fold belt*), serão alcançadas dimensões próximas a 200.000 km².

O autor sênior esteve, de certa forma, envolvido com o estudo desse sistema orogênico desde a sua graduação em geologia, nos anos 1960. Trabalhou em pesquisas estratigráficas e hidrogeológicas na área (década de 1960), e por várias vezes esteve trabalhando na geologia da área e adjacências. Oliveira (1998) fez sua dissertação de mestrado nesse SRP (orientado pelo autor sênior), trazendo à luz importantes informações gravimétricas e, posteriormente, integrou essa faixa no âmbito de seu doutoramento (trazendo elementos da interpretação aeromagnetométrica para toda a região e para esse sistema), vide Oliveira (2008).

A crônica dos trabalhos geológicos e geofísicos nesse sistema é ampla e delongada, pois desde a metade do século passado são registrados importantes projetos de levantamentos geológicos, geofísicos e geocronológicos, que foram decisivos para o atual (ainda incompleto) conhecimento da faixa móvel. Praticamente toda a área do sistema se encontra mapeada em escalas de semidetalhe (1:100.000, PLGB, CPRM) e de reconhecimento (1:500.000 e 1:1.000.000; sistema CPRM-DNPM). A reconstituição completa dessa saga de trabalhos nesse sistema é difícil. Por sorte, há algumas sínteses de boa qualidade, separadas por intervalos de tempo bem razoáveis, desde a sua proposição formal em 1975. E a essas sínteses temos que recorrer com frequência, para não tornar o histórico cansativo (e porque isso seria desnecessário).

A nossa proposta é de análise e síntese desses conhecimentos, numa visão mais ampla, em termos de área (extensão), do domínio orogênico (encurtamento crustal, em suas diferentes feições e registros), no tempo e no espaço e, dentro do possível, visa à integração dos mapeamentos geológicos e de recentes dados geofísicos e geocronológicos (nesses casos, com a introdução de inúmeros resultados recentes). Objetivo complementar será discriminar e ordenar as principais questões em aberto e problemas remanescentes para o progresso das investigações. A parte das descrições litoestratigráficas e petrográficas será minimizada dentro do possível, porque as referências bibliográficas (principalmente os textos explicativos dos mapas preexistentes 1:100.000) a cobrem de forma praticamente completa, e pouco se teria a acrescentar.

Várias campanhas de campo, com seções geológicas e geofísicas, e coletas de materiais para determinação geocronológica foram feitas. Inclusive, houve a participação no mapeamento geológico de algumas áreas. Essas atividades foram realizadas esporadicamente nos últimos 15 anos (com ênfase nos últimos 5 anos).

Do ponto de vista da geocronologia, foram usados métodos Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb TIMS e U-Pb Laser Ablation (LA), com diferentes propósitos em várias etapas de coletas nas unidades litoestratigráficas do sistema de dobramentos. Adicionalmente, foi feita uma tentativa de rever e considerar todas as determinações preexistentes, oriundas de pesquisadores da CPRM e das universidades (principalmente UFRN e UFMG).

O propósito atual é contribuir para aprimorar a visão de conjunto, estando cientes do muito que há de ser feito ainda, e das muitas questões em aberto. Há muitas unidades que dependem ainda de estudos na escala de detalhe dos pontos de vista litoestratigráficos e geocronológicos. A imposição (*overprint*) dos eventos do Ciclo Brasileiro em unidades pré-ediácaras foi muito forte, e sempre terá que ser considerada.

TRABALHOS E SÍNTESES PRECEDENTES – BREVE HISTÓRICO

A crônica dos trabalhos geológicos e geofísicos nesse sistema de dobramentos, em várias escalas, tempos e de diferentes fontes (DNPM, CPRM, SUDENE/DG, SUDENE/CONESP, SUDENE/Missão Geológica Alemã; SUDENE/PROSPEC, UFRN, UnB, USP, UFPE etc.) é muito ampla que são aqui reiterados como subsídios fundamentais. Para fins práticos e melhor compreensão, é possível discriminar esse grande e variado acervo em quatro itens distintos, como será feito a seguir. Deve ficar explícito e ser compreendida a impossibilidade (e não necessidade) de detalhamentos nos trabalhos prévios e ainda o fato de que algumas vezes esses se sobrepõem no tempo. Todos aqueles aqui destacados são valiosos e contribuíram de alguma forma para o conhecimento ao qual hoje chegamos.

A tentativa de esquematizar tipos e fases de contribuição nos pareceu a forma mais adequada para esta oportunidade. Na elaboração das Figuras 1 a 3 estão naturalmente incorporados muitos dos conhecimentos hauridos por esta vasta gama de contribuições a serem comentadas.

Discriminação sucinta das principais contribuições

Trabalhos e incursões assistemáticos (universidades e empresas)

Trabalhos de importância, considerados os respectivos tempos e tipos de abordagem, incluem: Bezerra et al. (1967), Kegel e Barroso (1965), Missão Geológica Alemã/SUDENE (anos 1960, vários trabalhos entre publicados e inéditos) como os de Lenz (1972), Kreysing e Lenz (1972), Söfner (1972), entre os mais destacados, e Projeto Cobre

(PROSPEC-SUDENE, Barbosa et al., 1970), Brito Neves (1975; 1983), Gava et al. (1984), Jardim de Sá e Souza (1989), Jardim de Sá et al. (1988), Van Schmus et al. (1995) e Cid et al. (2000), entre os mais divulgados.

Trabalhos acadêmicos, relatórios de graduação, dissertações de mestrado e teses de doutoramento

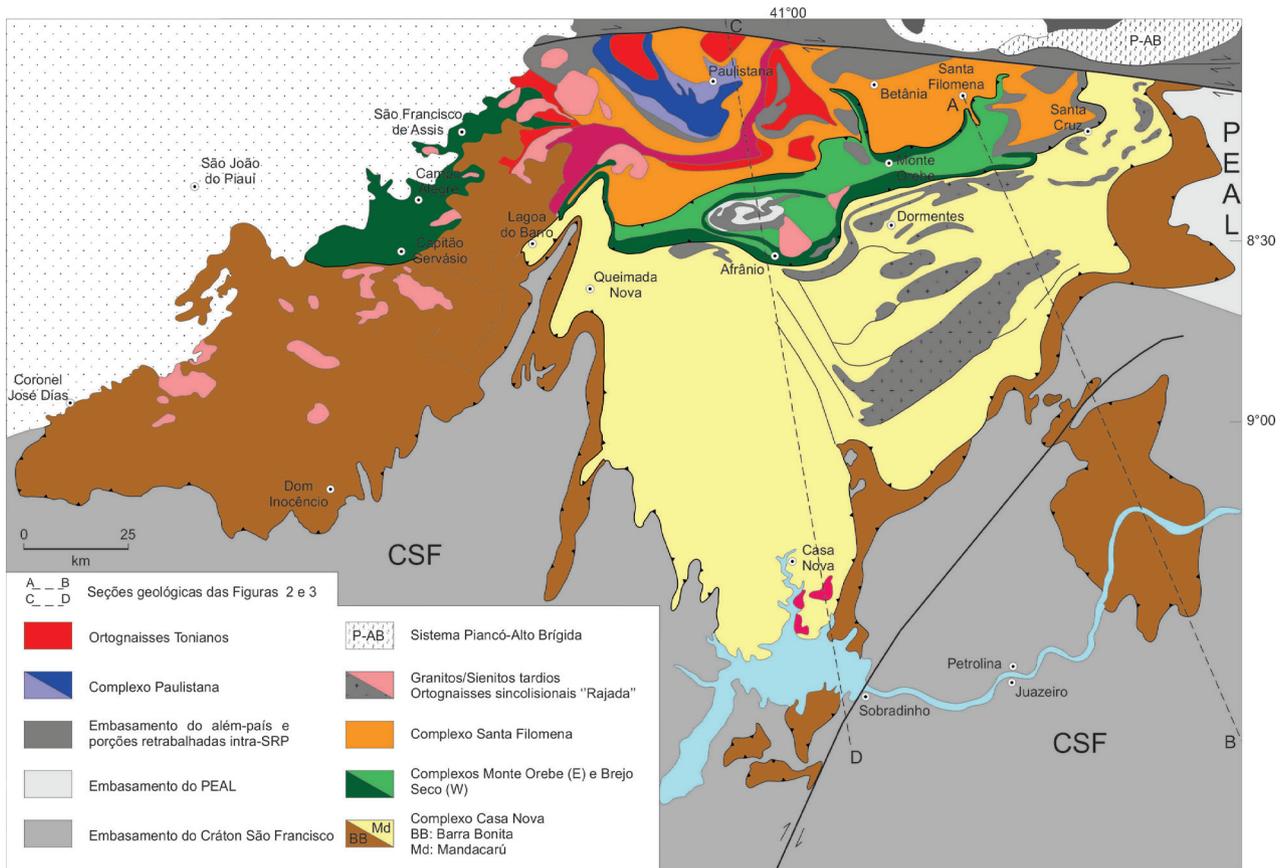
Entre os trabalhos acadêmicos se destacam os de Barreto (1962), Moura (1962), Marimom (1990), Moraes (1992), Oliveira (1998, 2008), Jardim de Sá (1994), Ferreira (1995) e Caxito (2012, 2013). Recentemente, Caxito (2013), no seu excelente trabalho de doutoramento fez um apanhado muito bom e praticamente completo de todos os trabalhos já efetuados nesse domínio, sendo assim uma referência marcante e indispensável.

Trabalhos de mapeamentos geológicos

Os principais trabalhos de mapeamentos geológicos básicos incluem aqueles em escala 1:100.000 (PLGB/CPRM, dezenas de folhas, PLGB, anos 1970 – 1990, dissertadas nas referências bibliográficas); mapas de integração 1:250.000, como as folhas Petrolina (Angelim, 1997) e Paulistana (Moraes e Figueiroa, 1998); Angelim (1988), Folha Santa Filomena; Folha Aracaju NW, 1:500.000 (Angelim e Kosin, 2001) e o Mapa Geológico de Pernambuco (Gomes, 2001), além dos mapas e textos do Projeto Colomi (Dalton de Souza et al., 1979). Esses trabalhos de mapeamento são de consulta e sustentáculo *sine qua non* para qualquer trabalho na geologia regional, mas também nos de pesquisa mineral.

Sínteses geológicas formuladas para congressos, simpósios e capítulos de livros

Merecem destaque, em ordem cronológica, os trabalhos de Santos e Caldasso (1978), Santos e Brito Neves (1984), Santos et al. (1984), Mendonça (1990), Fuck et al. (1993), Rocha e Fuck (1996), Oliveira (1998, como parte de seu mestrado, já referido); Brito Neves et al. (2000) e Uhlein et al. (2012). Além desses, nos textos explicativos (e nos respectivos mapas) das folhas de Petrolina (Angelim, 1997) e Paulistana (Moraes e Figueiroa, 1998) de escala 1:250.000 da CPRM foram estruturadas sínteses de alta valia (calcada em cerca de duas dezenas de folhas dantes mapeadas 1:100.000 do PLGB), ainda hoje consideradas como documento bibliográfico, cujas leituras são de teor essencial e insubstituível. Igualmente, de forma elogiável, esse conhecimento da geologia regional (acrescentados dos mapas do PLGB/CPRM) foi a base para o conteúdo, texto e mapa 1:500.000 executado por Angelim e Kosin (2001).



Os depósitos cenozoicos foram suprimidos. Escala aproximada 1:1.250.000. CSF: Cráton São Francisco; PEAL: Maciço Pernambuco-Alagoas.

Figura 1. Mapa geológico esquemático do Sistema Riacho do Pontal, mediante trabalho de compilação de várias folhas 1:100.000 e 1:500.000 (especialmente baseado em Angelim e Kosin, 2001 e Caxito, 2013), combinado com levantamentos de campo próprios.

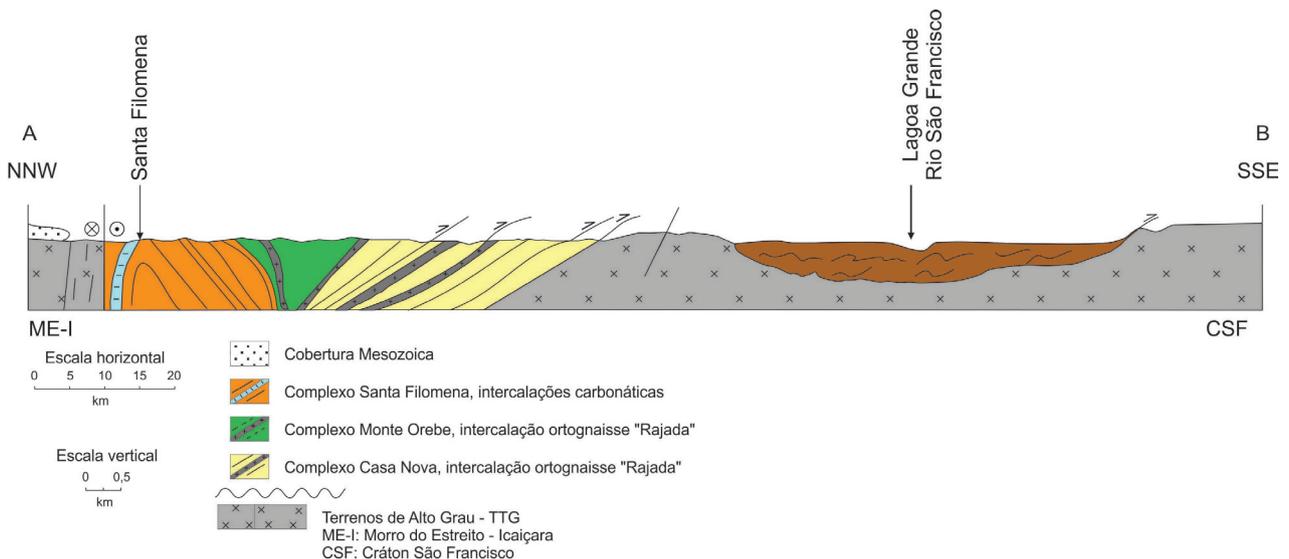


Figura 2. Seção esquemática NNW-SSE, do norte de Santa Filomena (do além-país) ao sul de Lagoa Grande (Cráton do São Francisco, antepaís), com simplificações necessárias. Em destaque a vergência para S-SW do Sistema Riacho do Pontal, a janela (*fenster*) de Cristália e o *klippe* de Lagoa Grande (Bacia de Barra Bonita).

A revisão dos méritos e problemas inerentes a todos esses trabalhos de quatro grupos distintos expostos anteriormente seria extremamente delongada, e não necessária para os fins pretendidos nesta revisão que ora apresentamos. Com algum esforço, a maioria se enquadra em trabalhos acessíveis através de consultas em bibliotecas e nos trâmites da Internet. De certa forma, nos livros textos editados nos últimos anos — como os de Almeida e Hasui (1984), Cordani et al. (2000), Bizzi et al. (2003), Barbosa (2012) — já estão disponíveis sínteses diversas e interessantes sobre o SRP.

Com esses livros e principalmente com as sínteses de Angelim (1997), Moraes e Figueiroa (1988) e Angelim e Kosin (2001), já referidas anteriormente, se tem uma excelente cobertura do nível atual de conhecimento atual do SRP, e também dos problemas a serem atacados posteriormente.

LITOESTRATIGRAFIA E ZONEAMENTO GEOLÓGICO-TECTÔNICO

A classificação estratigráfica mais adequada para as assembleias litológicas do SRP sugere mais de um caminho a ser seguido, mas cada um desses caminhos se ressentem da falta do suporte completo. Em todas essas propostas fica subtendida a distribuição de unidades nos domínios mais interno (norte-noroeste do sistema, de formato subcircular e predomínio do Complexo Paulistana), central (predomínio dos complexos Monte Orebe e Brejo Seco, mais alongado,

E-W) e meridional (predomínio do Complexo Casa Nova), na periferia do antepaís sanfranciscano (Figura 1). Na verdade, um quarto domínio deve ser acrescentado nesta oportunidade, aquele do *foreland thrust and fold belt*, que se estende praticamente do paralelo 10°S ao paralelo 12°S, pertinente às coberturas cratônicas (grupos Chapada Diamantina e Bambiú, vide Brito Neves et al., 1912), geralmente negligenciados do contexto tectônico do SRP. As Figuras 4 e 5 são tentativas de sistematizar esse zoneamento da forma mais aproximada possível.

Todos os autores que discriminaram unidades litoestratigráficas nesse sistema, o fizeram em termos de unidades informais (denominações amplamente divulgadas de “Casa Nova”, “Barra Bonita”, “Mandacaru”, “Santa Filomena”, “Brejo Seco”, “Monte Orebe”, etc.) relativamente bem cartografadas (1:100.000 e escalas menores), sempre tendo em mente, como parâmetro, a subdivisão em domínios anteriormente dissertada. Todas essas definições e conceitos persistem como unidades informais. No entanto, a publicação de unidades informais é desaconselhada pelo Código de Nomenclatura (Hedberg, 1976; Murphy e Salvador, 1999).

No futuro, com o aprimoramento do conhecimento, esses “complexos” serão fatalmente elevados à categoria de unidades formais (“complexos”, “grupos”, etc.). Mas os estudos geocronológicos aqui desenvolvidos mostram a necessidade de refinamento da litoestratigrafia como um todo. É preciso deixar claro que algumas dessas unidades “aparentemente” equacionadas do ponto de vista da

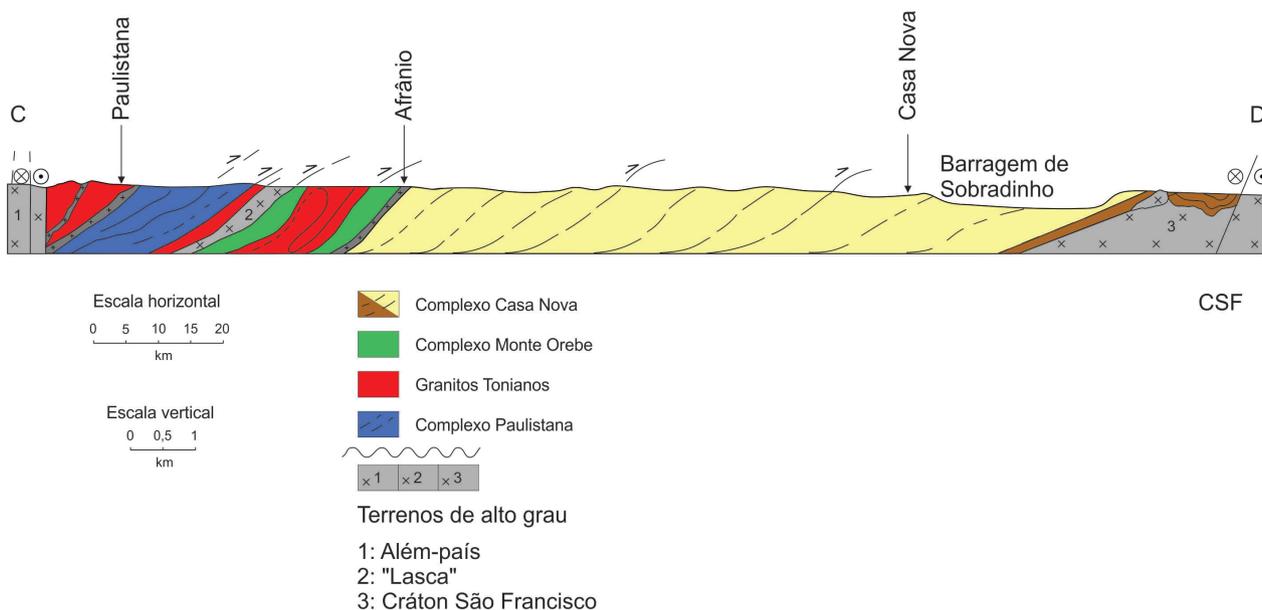


Figura 3. Seção geológica esquemática N-S, do norte de Paulistana (domínio mais interno do Sistema Riacho do Pontal) para o sul da barragem de Sobradinho (domínio externo e Maciço de Sobradinho, na periferia norte do antepaís, Cráton do São Francisco). Em destaque a vergência para S-SW do Sistema Riacho do Pontal, seus diferentes domínios, e alguns dos *klippen* presentes sobre o embasamento do Maciço de Sobradinho.

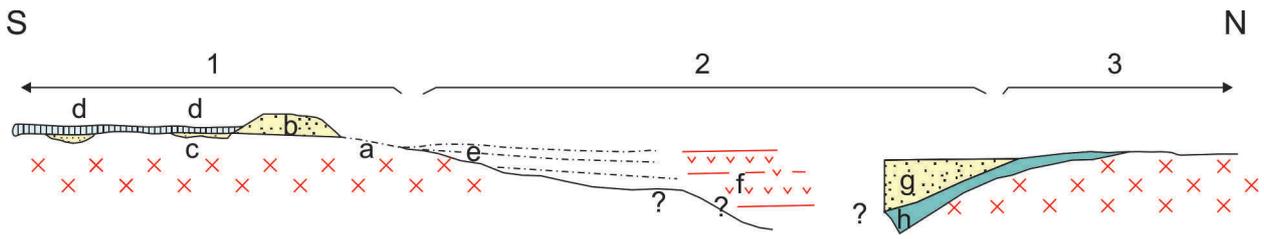
cartografia geológica (observação de campo, sem detalhes) podem estar envolvendo pacotes litológicos de diferentes idades. É preciso que fique bem clara a necessidade imperiosa de um aprimoramento (uso de escalas maiores de mapeamento) nas cartografias dessas unidades e de suas facies metamórficas. No momento, não há alternativa a não ser aquela de não seguir rigidamente as premissas do código previamente enunciadas.

Há uma alternativa plausível à qual se poderia recorrer, a aplicação para essas unidades/assembleias da designação “terrenos tectonoestratigráficos” de Howell (1995). Muitos dos contatos são de escamas de empurrão e *nappes* e existem indicações razoáveis do empilhamento ruptural de fragmentos de margens continentais, sedimentos de mar profundo, bacias oceânicas e arcos vulcânicos. Porém, em todos esses casos o conhecimento demanda aprimoramento. Além disso,

todos sabemos que a aplicação do termo “terreno” também enfrenta controvérsias e mesmo objeções.

Embora não seja um dilema insuperável (mais acadêmico do que real, em essência), essas considerações sobre alternativas devem ser feitas e chamada a atenção. A decisão de utilizar as designações de unidades (informais) nos parece mais consentânea e prática, e um risco (ousadia) menor. Assim sendo, no presente momento, lamentavelmente ou não, optamos pela alternativa de não seguir o conselho do código, na esperança de que futuros trabalhos em escalas superiores (> 1:50.000) venham a superar os óbices do presente.

Pode-se afirmar que as assembleias litoestratigráficas do SRP estão próximas de um equacionamento, embora a organização (lateral e vertical, e no tempo) e o estabelecimento de contatos entre elas ainda preservem algumas questões



1. Domínio da península (placa inferior ?) do São Francisco: a) “maciço” de Sobradinho (porção frontal de embasamento exposto, parcialmente retrabalhado); b) Grupo Chapada Diamantina, “bloco de Mimoso”, cobertura cratônica; c) diamictitos e arenitos arcoseanos basais do Grupo Bambuí/Una; d) cobertura pelítico-carbonácea do cráton - Grupo Bambuí/Una. 2. Domínio de margens continentais e do oceano (“perifranciscano”): e) margem passiva; f) talude e fundo oceânico; g) margem do além-país (inicialmente passiva); h) metassedimentos e ortognaisses do Toniano. 3. Domínio do além-país (“Morro do Estreito-Icaíçara”), com embasamento arqueano e metassedimentos e ortognaisses do Toniano (microplaca superior?).

Figura 4. Idealização esquemática da paleogeografia do SRP (no Criogeniano, pré-650Ma) em perfil S-N.



1. Domínio cratônico, antepaís; a) Coberturas paleo e mesoproterozoicas moderadamente dobradas; b) *Foreland-thrust-and-fold-belt* de Irecê; c) *Klippen* de supracrustais do SRP sobre o “Maciço de Sobradinho”. 2. Sistema de Dobramentos do Riacho do Pontal com vergência para sul e sudeste; DI) Domínio Interno, de máxima deformação e posterior retrabalhamento pelos movimentos extrusionais do Lineamento Pernambuco; DC) Domínio Central em condições de tectônica *thick skin*, com remanescentes de assoalho oceânico; DE) Domínio externo, com passagem de condições de *thick skin* (ao norte) para *thin-skin* ao sul. 3. Além-país, com embasamento arqueano (ME-I) e com supracrustais e ortognaisses tonianos, retrabalhados tectonicamente em várias etapas. O Lineamento Pernambuco aí presente marca a etapa de extrusão.

Figura 5. Esquema dos diferentes domínios do SRP, no presente, em conformidade com as figuras anteriores.

em aberto. Isso porque é preciso primeiro melhor tentar ordenar a paleogeografia como um todo e a evolução estrutural, assim como se faz necessária a aquisição (a demanda é grande) de dados geocronológicos adicionais.

Nos textos explicativos (e nos respectivos mapas) das folhas de Petrolina (Angelim, 1997) e Paulistana (Moraes e Figueiroa, 1998) em escala 1:250.000, da CPRM, foram estruturadas sínteses de alta valia, já comentadas. Esse conhecimento foi a base para o retrabalhamento do conteúdo, texto e mapa 1:500.000 executado por Angelim e Kosin (2001), também comentado. Esses trabalhos foram fundamentais para o desenvolvimento da “litoestratigrafia” aqui apresentada e seguida. Por seu turno, os trabalhos acadêmicos de Oliveira (1998; 2008) fizeram uma espécie de diagnóstico geotectônico preliminar do SRP, constituindo um excelente respaldo para os modelos, depois de terem sido compilados e interpretados todos os dados gravimétricos e aeromagnéticos (do próprio autor e de várias outras fontes).

Como já descrito, aqui é reiterado que o SRP apresenta notório zoneamento de norte para sul, a saber (Figuras 1 a 3):

- além-país (cisalhado pelo Lineamento Pernambuco) constituído por terrenos de alto grau arqueanos, com porções vulcano-sedimentares e ortognaisses tonianos;
- zona interna (litotipos terrígenos, Complexo Santa Filomena);
- zona central (marcadas por rochas vulcânicas e sedimentares do assoalho oceânico (Complexos Monte Orebe e Brejo Seco));
- zona externa (litotipos terrígenos, Complexo Casa Nova); e
- o domínio cratônico (CSF), com embasamento representado por rochas de alto grau (ortognaisses tonalíticas) e baixo grau (restos de alguns *greenstone belts*) e, adicionalmente, com a presença de largo *foreland thrust and fold belt* (> 200 km) sobreposto ao embasamento cratônico e representado pela cobertura pelítico-carbonática (Grupo Bambuí ou Una).

A deformação é intensa, com vergência do sistema orogênico voltada para sul e sudeste.

EMBASAMENTO

Além-país – Terreno “Morro do Estreito/Icaíçara” – e as “lascas” de embasamento intrametidas nas supracrustais

As unidades do embasamento são principalmente formadas por ortognaisses de composição granodiorítica a tonalítica e constituem “lascas” destacadas e intrametidas entre a supracrustais, mediante falhas inversas e empurrão. Só localmente, algumas feições de migmatização são reconhecidas. De forma mais rara,

ocorrem rochas de derivação sedimentar (xistos, quartzitos e calciosilicáticas). No geral, predominam feições tectônicas sobrepostas pelo *shearing* do Lineamento Pernambuco, como *augen* gnaisses miloníticos e protomiloníticos com grande diversidade de indicadores cinemáticos do movimento dextral desta *shear zone*, do final do Neoproterozoico. Essas rochas originalmente fizeram parte de um bloco maior (microplaca), que ao norte do lineamento está representada pelos altos de “Icaíçara” e Araripina-Ouricuri (“Itaizinho”, consoante Bizzi et al., 2003). É preciso deixar claro que esses “terrenos” mais ao norte (“Araripina-Ouricuri” e “Icaíçara”) imprescindem de determinações geocronológicas para ser confirmado o caráter pré-Brasiliano.

Como será discutido e figurado (Figuras 4 a 6), essa área de além-país ocupa uma posição frontal em relação ao SRP. Os demais além-países figurados estão mais intimamente relacionados com as faixas Rio Preto (“Parnaíba”) e Sergipana (“PE-AL”).

As determinações geocronológicas Rb-Sr e U-Pb, como será visto, deixaram clara a idade neoarqueana (com possibilidade de protólitos mesoarqueanos) da porção mais ao sul desses terrenos, embora seja intenso o retrabalhamento tectônico-metamórfico do neoproterozoico.

Antepaís – Cráton do São Francisco

O embasamento ao sul do SRP corresponde à porção norte do CSF, onde são reconhecidos um grande domínio central e ocidental (“bloco” de Gavião ou Lençóis) e uma porção mais a leste (leste do meridiano 40°W) dominada pela colagem orogênica Itabuna-Salvador-Curaçá, e que são entidades de bibliografia riquíssima e variada (vide sínteses recentes em Bizzi et al., 2003; Barbosa, 2012, entre outros).

A cobertura paleo-mesoproterozoica do Grupo Chapada Diamantina na sua porção mais setentrional (mais próxima do SRP, e informalmente conhecido como “bloco de Mimoso”) foi parcialmente afetada pelo desenvolvimento da faixa móvel brasileira e de sua vergência para sul. Rochas metassedimentares de baixo grau, ao sul do bloco de Mimoso, apresentaram idades K-Ar em mica fina (Süssenberger et al., 2014) da ordem de 630 Ma, embora a deformação (dúctil e/ou rúptil) não seja claramente percebida. A cobertura pelítico-carbonática mais jovem (do Neoproterozoico, criogeniana talvez) desse domínio cratônico (Grupo Uma ou Bambuí) foi intensamente afetada em ampla área, configurando um exemplo marcante de *foreland thrust and fold belt*, já mencionado (mapeado e devidamente visitados nas folhas de Cafarnaum, Jussara, Irecê e Canarana, na Bahia).

A porção de embasamento frontal ao SRP (embasamento de e parte ao norte do “bloco de Mimoso”) apresenta uma variada gama de gnaisses tonalíticos e granodioríticos, e alguns raros remanescentes de *greenstone belts*. Determinações

recentes para essas rochas de alto grau (Dantas et al., 2010) mostram a presença de rochas do Meso e Neoarqueano, como parte de um trabalho de pesquisa (UnB e USP) em andamento. Essa porção mais setentrional do CSF está postada ao norte dos “altos” suportados pelos metassedimentos “bloco de Mimoso” e apresenta exposições de “HGT” (rochas de alto grau) e “LGT” (rochas de baixo grau), o que configura um domínio similar àquele que os geólogos da linguagem “fixista” costumavam configurar como “maciço marginal”. A propósito, o termo “Maciço de Sobradinho” tem sido informalmente utilizado muitas vezes (em alusão à grande represa ali alocada sobre os “HGT” e “LGT”).

A cobertura paleo-mesoproterozoica do CSF (Supergrupo Espinhaço) foi seletivamente afetada pelas deformações brasileiras. No “bloco de Mimoso”, na parte sul, rochas metassedimentares de baixíssimo grau de metamorfismo (Süssenberger et al., 2014) indicam a presença de idades neoproterozoicas (do Criogeniano superior, do “Brasiliano”), enquanto que na porção mais central do CSF (“bloco de Morro do Chapéu”) essa cobertura não foi afetada, embora esteja ladeando a leste o *foreland thrust and fold belt* de Irecê (reconhecidamente uma estruturação do “Brasiliano”).

A cobertura pelítico-carbonática do cráton (Grupo Una ou Bambuí) apresenta na sua base alguns níveis e intercalações de diamictitos e quartzitos e, localmente, são sobrepostos por calcários do tipo *cap carbonates*, de riquíssimo acervo bibliográfico (vide Brito Neves e Pedreira da Silva, 2008; Brito Neves et al., 2012, entre outros). As rochas pelítico-carbonáticas (calciarenitos, calcilitos, dolomitos, metamargas, calcários oolíticos, etc.) se depositaram numa ampla plataforma tipo rampa, com declives suaves e ausência de taludes pronunciados. Todas as unidades litoestratigráficas mostram riqueza de vida durante a fase marinha, eivada de estabilidade tectônica.

Essa ampla e rasa bacia marinha que acobertou praticamente todo o cráton, consoante nossas observações, foi do tipo *sag*. Assim, essa bacia (nessa margem norte) não se encaixa no conceito usual (por vezes evocado) de bacia de antepaís (aquelas formadas devido à carga da faixa móvel próxima). Essa bacia (tipo *sag*) foi formada, na verdade, por uma elevação regional do nível do mar (pelo menos assim nessa porção norte do cráton estudada), no que concordam conosco Alkmim e Martins Neto (2012).

Embora faltem os dados geocronológicos necessários para datação do Grupo Bambuí (devido à falta de materiais e métodos adequados), nesse domínio norte do cráton os autores acreditam, com base nos dados de campo, que essa seja uma unidade, a grosso modo, coeva dos depósitos terrígenos e vulcano-sedimentares do SRP ao norte, ou seja, de idade do Criogeniano superior (≥ 630 Ma). Essa é uma assunção que merece aperfeiçoamento com aquisição de novos dados, com técnicas de geologia isotópica mais específicas.

Zona Interna N-NW

O Complexo Paulistana

O Complexo Paulistana compreende uma unidade plutônica-vulcânica-sedimentar, complexa em composição e estrutura. A porção/sequência principal é de xistos a duas micas, granada micaxistos, andaluzita-granada-biotita xistos, com intercalações locais de quartzos xistos e quartzitos, níveis locais de “metachert” (no que lembra a Unidade Santa Filomena). Localmente, tem sido encontrada sillimanita como aluminossilicato predominante.

São características adicionais da unidade vulcanismo e plutonismo sinsedimentares, de composição máfica (ortoanfíbolitos, metagabros) e ultramáfica (talco xistos, clorita xistos, talco-actinolita xistos, tremolíticos, etc.) e, adicionalmente, processos de migmatização. A designação de “complexo” será o desfecho natural do estudo em detalhe desta unidade. Várias “lascas” de rochas do embasamento são encontradas alternando com essa unidade, algumas com grande continuidade, desenhando dobras regionais. Particularmente, a “lasca” de Baixa Verde Baraúna (3 a 4 km de largura) apresenta forma subcircular e envolve ao sul a maior parte do complexo mencionado. Vide Figuras 1 e 3 (“lasca” assinalada como “2” na Figura 3).

Além dessas intercalações, a unidade se apresenta cortada por granitoides diversos, de gerações distintas, de relações complexas, como a dos granitos tonianos (e.g. Afeição, do noroeste de Paulistana, Lagoa dos Cavalos; vide Caxito, 2013; Caxito et al., 2013). Além desses há outros (meta) granitoides da etapa de deformação tangencial (“Rajada” e semelhantes a granitos do tipo S), e mesmo alguns corpos ígneos nitidamente posteriores (sienogranitos tipo I, tardi a pós-tectônicos). Inclusive, a oeste da folha de Paulistana (no sentido da folha Riacho Queimadas) começa uma vintena de intrusivas ditas pós-tectônicas, da Suíte “Serra da Aldeia”, a ser comentada. Devem ser destacados os corpos de metagabros grosseiros (anfíbolitos) intrusivos no complexo em discussão (Gomes, 1990; Caxito, 2013, entre outros), e que são muito especiais, posto que apresentam idades do Toniano (ca. 888 Ma).

Fica clara a presença de duas fases principais de metamorfismo, sendo a primeira de fácies anfíbolito (biotita, granada, andaluzita e sillimanita), secundada por processos da fácies xisto verde (cloritização, sericitização).

De uma maneira geral, os dados geocronológicos obtidos nessa unidade (Caxito, 2013, entre outros) e que serão discutidas aqui neste trabalho são de interpretação difícil, com muitas indicações de uma idade toniana para o conjunto (com retrabalhamento ostensivo no Ediacarano). A assunção de idade toniana será feita, e será mantida como hipótese de trabalho. Que fique claro e reiterado que estamos ainda muito longe da solução desse problema (que será dirimido só em escalas de detalhe da geologia e da geocronologia).

Ortognaisses Tonianos (“Afeição”, “Barra do Marinho”, etc.)

O principal corpo dessas entidades (Fazenda Afeição) ocupa uma posição chave, longitudinal entre os terrenos da grande *nappe* do Complexo Santa Filomena (a leste) e aquelas do Complexo Paulistana (a oeste), ambas vergentes para o sul. O clássico corpo batolítico de Afeição (vide Figura 1) apresentou idades tonianas de há muito, pelos métodos Rb-Sr (Jardim de Sá et al., 1988) e U-Pb (Van Schmus et al., 1995; Caxito et al., 2014). Essa determinação foi repetida e ratificada agora com o método U-Pb LA, como será discutido.

Tratam-se de *augen* gnaisses de composição global variando de adamelitos, sienomonzogranitos e granodioritos. Os “facoides” são formados principalmente por microclina e quartzo, e lineações de estiramento com direção próxima a norte-sul são documentadas. Do ponto de vista litogeoquímico são principalmente granitos (cálcio-alcálicos), peraluminosos de alto potássio, com algumas amostras no campo de sienitos subalcalinos (Caxito, 2013; Caxito et al., 2014). Em geral, nessas rochas peraluminosas, a presença de granada é comum. Zircão é um acessório muito frequente, e responsável por uma anomalia de zircônio detectada pelos geólogos da CPRM (Angelim, 1988). Alguns xenólitos de supracrustais são encontrados nesses ortognaisses e, em geral, têm sido atribuídos ao Complexo Paulistana, o que é mais provável (mas não é ainda definitivo).

Dois corpos merecem destaque pelas suas dimensões batolíticas e por terem fornecido as idades geocronológicas: o da Fazenda Afeição (a leste da “lasca” de embasamento de Barra Verde-Baraúna, de direção geral norte-sul, na zona entre os complexos Paulistana e Santa Filomena (vide Figura 1) e aquele corpo de Lagoa do Cavalo (de forma subelíptica) a noroeste de Paulistana, intrusivo no complexo Paulistana e com xenólitos do mesmo.

Um outro corpo toniano a ser mencionado é o de Barra do Marinho, situado ao norte-nordeste de Afrânio, com dimensões diminutas (não mapeável na escala 1:100.000). Esse pequeno corpo de ortognaisse meso a melanocrático apresenta composição trondhjemitica (aproxima-se muito em composição de plagiogranitos), e aponta idade toniana bem destacada, a ser discutida (com sobreposição de metamorfismo neoproterozoico tardio). A relação desse corpo com aqueles de Afeição e Lagoa do Cavalo (de que é coevo), é problema em aberto ainda.

Complexo Santa Filomena

A “unidade Santa Filomena” ocupa toda a porção mais norte-oriental do SRP, adjacente ao além-país de Morro do Estreito-Icaicara, e com limite norte marcado destacadamente pelo Lineamento Pernambuco. Apresenta uma assembleia

de litologias do tipo QPC (Quartzito-Pelito-Carbonato) de certa forma semelhante àquela de Barra Bonita (do lado do cráton, a ser tratada no Complexo Casanova). Corroborando isso sua posição espacial (apesar da aloctonia) próxima aos *basement inliers* longitudinais ao Lineamento Pernambuco (provável além-país). Seu limite sul é marcado pela linha de aloctonia que o joga sobre o Complexo Monte Orebe, com rejeitos inversos.

Predominam xistos a duas micas, com granada e, localmente, com cianita. Na base da unidade há uma persistente lente quartzítica (arcoseana e muscovítica), assim como ao longo de sua monótona assembleia há outras intercalações, de quartzo xistos, calcários cristalinos (considerada característica marcante), mais raramente anfíbolitos e metachertes. Próximo à cidade topônima, ocorrem xistos de baixo grau (metalaminíticos) com feições rítmicas, riquíssimos em turmalina. A presença de vários *sheets* graníticos a duas micas, associados com a tectônica tangencial (tipo Rajada) ocorre de forma conspicua, os quais desenharam dobramentos tardios (antiforme de “Morro do Chapéu” e “Dormentes”, sinforme de “Monte Orebe”), de direção aproximada leste-oeste. Uma característica adicional a ser destacada nessa unidade é a presença de zircões detríticos pré-neoproterozoicos em geral. A fácies de metamorfismo predominante é anfíbolito (cianita, estauroлита, sillimanita são descritos), mas o metamorfismo é ainda pouco estudado, com relação aos eventos deformacionais.

Equiparações com a unidade Barra Bonita (do Complexo Casa Nova) já foram mencionadas. Algumas comparações com o Complexo Paulistana, situado pouco mais a oeste, têm sido ocasionais (e das quais discordamos). Mas há pontos importantes a partir de observações de cunhos geológico e isotópico a serem feitas, e alguns cuidados para evitar o simplismo. Além da posição geológica e tectônica, há diferenças de vulto, principalmente na riqueza e variedade de intercalações (frequentes no Complexo Paulistana), o que destoa da monotonia dos xistos a duas micas do Complexo Santa Filomena. Além disso, há os prováveis “altos do embasamento toniano” (ocupados pelos “ortognaisses Afeição”), separando-as lateralmente, a serem comentados.

Zona Central

Complexo Monte Orebe

A primeira unidade metavulcanossedimentar de destaque (Monte Orebe) ocorre na parte central do sistema (entre os paralelos 40° 30' e 41° 15'). Sua continuidade aparente é possível mais para o oeste e noroeste do sistema com a unidade Brejo Seco (já dentro do Estado do Piauí), embora haja algumas diferenças composicionais entre elas. Essa unidade é rica em associações vulcânicas (máficas, ultramáficas) e sedimentares (pelítico-psamíticas).

Assim, são comuns hornblenda-anfibolitos, metabasaltos (preservando características texturais, e até mesmo feições primárias de derrames, actinolita-tremolita xistos, talco xistos, horizontes de *metachert* (de centimétricas a métricas), quartzitos muscovíticos, filitos e, localmente, tufos vulcano-sedimentares e brechas de explosão (vide Figura 7A, metabasaltos, e Figura 7B, metacherte).

Também, mais restritamente, ocorrem grafita xistos, metagonditos e rochas calciossilicatadas. Ainda assim, há intercalações, bandas e frações de xistos a duas micas, muito semelhantes àqueles da Unidade Mandacaru (do complexo Casa Nova) e também de granitoides tipo S (ditos tangenciais, tipo Rajada) a serem tratados *a posteriori*, que ocorrem tanto no Complexo Santa Filomena (restritamente) como no Monte Orebe e no Casa Nova. Uma peculiaridade dessa unidade é a presença constante de turmalina e rutilo entre os minerais acessórios, sugerindo fontes vulcânicas.

O grau de metamorfismo varia de xisto verde a epidoto-anfibolito e daí a anfibolito (Moraes, 1992). Como um todo, essa unidade está estruturada em uma grande sinforme invertida (Sinforme Monte Orebe-Morro Grande).

A litogeoquímica das ultramáficas foi atribuída por Angelim (1988) à transformação de metabasaltos toleíticos de baixo K, e os diagramas discriminantes são indicativos de ambientes de assoalho oceânico (a maioria) e/ou de arcos de ilhas. As metamáficas, apesar do pequeno número de amostras estudadas, apontam para uma natureza komatiítica que não pode ser decisivamente discriminada, e têm sido provisoriamente interpretadas como os primeiros diferenciados do magmatismo basáltico já discutidos (Angelim, 1988).

Moraes (1992) apresentou algumas análises geoquímicas das rochas dessa unidade, com resultados muito próximos aos obtidos por Angelim (1988). Segundo esse autor, os diagramas discriminantes indicam basaltos toleíticos de assoalho oceânico (mais do que com arco de ilhas). As ultramáficas poderiam representar rochas cumuláticas, mas descartou o diagnóstico de composição komatiítica (devido ao estudo dos elementos incompatíveis). Moraes (1992) levantou a possibilidade de uma associação marinha profunda que teria sido “subductada” numa zona de interação de placas.

Com relação à Unidade Brejo Seco (situada mais a oeste, em grande parte já sob a Bacia do Paranaíba), há uma possibilidade de equiparação, que tem sido muito comumente evocada. Porém, algumas diferenças concretas, petrogenéticas e geoquímicas (Marimon, 1990; Moraes, 1992), precisam ser melhor conhecidas e analisadas. De qualquer forma, essas duas unidades são aqui consideradas em conjunto como as que configuram a zona central do SRP.

Unidade Brejo Seco

A sequência de Brejo Seco, situada no noroeste do SRP e ao sudeste borda da Bacia do Paranaíba (que a recobre, em

território piauiense), inclui uma série de supracrustais (meta-grauvacas, xistos e quartzitos) com muitas intercalações vulcânicas máficas e, mais raramente, félsicas. Granitoides sintectônicos e vários *stocks* graníticos tardios (Suíte Serra da Aldeia) perlongam de forma intrusiva essa unidade, que ao sul apresenta brusco contato tectônico (empurrão) com a Unidade Barra Bonita do Complexo Casa Nova.

Os estudos petrogenéticos e geoquímicos desenvolvidos por Marimon (1990) são de excelente qualidade e indicam um magma parental de basaltos toleíticos (vulcanismo máfico) que por diferenciação e acumulação de cristais formou rochas plutônicas cumuladas (metaperidotitos, metatroctolitos e metagabros). Os gabros não cumulados e os basaltos foram produtos da cristalização do líquido original, evoluindo até tipos bem mais diferenciados (metabasaltos ferro-toleíticos). As metavulcânicas félsicas foram relacionadas por essa autora a diferenciados extremos do magma original toleítico, do tipo plagiogranito.

Os metabasaltos possuem afinidade geoquímica com toleitos de baixo potássio, característicos de arcos de ilhas. Essa feição permite a comparação com aqueles de Monte Orebe (Moraes, 1992), que apresentam características semelhantes. Essas relações de semelhança entre Monte Orebe e Brejo Seco têm sido propaladas por diversos autores, e é factível. Por enquanto essa “equiparação” permanece como hipótese de trabalho e a idade criogeniana é admitida (por falta de informações isotópicas). Nenhuma determinação geocronológica foi realizada ainda na Unidade Brejo Seco. Tanto do ponto de vista composicional, litoestratigráfico, quanto isotópico, essa unidade reclama maior investimento em pesquisa.

Zona Meridional

Complexo Casa Nova - Unidade Barra Bonita

Essa unidade metassedimentar ocorre bordejando a periferia muito irregular (saliências e reentrâncias) do Bloco/Maçço de Sobradinho, designação informal da parte norte (“retrabalhada”) do paleocontinente (península) do São Francisco. Sua maior expressão cartográfica se faz, pois, imediatamente ao sul e, em parte, a sudoeste do sistema (vide Figura 1). Alguns autores (e.g. Angelim, 1997) apontaram a presença dessa unidade mais para o norte (onde foram definidas e estão mapeadas as unidades Santa Filomena e Paulistana, a serem comentadas), tendo em vista feições litológicas assemelhadas e a posição tectônica, na proximidade dos blocos pré-neoproterozoicos (no caso, do além-país). Entretanto, já mencionamos diferenças por nós observadas que desaconselham esse tipo de equiparação.

Essa unidade, geralmente tratada como marinha plataformal, preenche bem as características daquelas assembleias tipo QPC, pois reúne uma associação franca de xistos a duas micas, e com quartzitos muscovíticos (mais raramente

conglomerados basais) e alguns horizontes metacarbonáticos bandados, na sua porção mais inferior. Esses xistos granadíferos, relativamente monótonos, apresentam metamorfismo na fácies anfibolito (cianita, estauroлита e, mais raramente, sillimanita têm sido descritas), com ocorrências locais frequentes de retrometamorfismo (como nas *shear zones*). Alguns poucos *sheets* de leucogranitoides sincolisionais têm sido registrados.

Complexo Casa Nova – Unidade Mandacaru

A Unidade Mandacaru, reportada quase sempre (por vários autores) como de ambiente “marinho profundo” em vários trabalhos, é absolutamente predominante em extensão territorial do SRP (Figura 1), e se encontra disposta sempre lateral e verticalmente ao desenvolvimento da Unidade Barra Bonita, sugerindo uma mudança para ambientes marinhos, de mais rasos para mais profundos.

Predominam micaxistos a duas micas granadíferos (com cordierita e estauroлита) de forma relativamente monótona, com intercalações de metagrauvas e, em muitos locais, com estratificação rítmica, sugerindo deposição em condições turbidíticas (preservadas, transposta pela foliação). Os xistos apresentam intercalações rítmicas de metagrauvas muito quartzosas (“subunidade Alfavaca”), Santos e Silva Filho, 1990), na folha Riacho do Caboclo, principalmente, e de metagrauvas feldspáticas (com plagioclásio, subunidade Arizona – Santos e Silva Filho, 1990). Mais raramente são apontadas ocorrências de metavulcânicas básicas (anfibolitos, clorita xistos) e metafélicas.

As passagens laterais dessa unidade com a Unidade Monte Orebe foram geralmente traçadas nas primeiras ocorrências de *metachertes* e metaquartzitos, e também pelo padrão fisiográfico/fotogeológico bem mais irregular no caso do domínio do Monte Orebe.

O metamorfismo regional presente é, em geral, na fácies anfibolito, como na unidade anterior (Barra Bonita), mas há também algumas evidências de tratos plurifaciais de acordo com o redobramento, e também com porções locais de franco retrometamorfismo (*shear zones*).

As coberturas cratônicas

As unidades de cobertura do cráton/antepaís, dos grupos Espinhaço (do Estateriano ao Esteniano) e Bambuí/Una contam com um acervo extraordinário de contribuições. São unidades litoestratigráficas que se encontram presentes em todo centro leste brasileiro. Para grandes sínteses dessas coberturas no cráton como um todo, os trabalhos de Zalán e Silva (2007) e de Alkmim e Martins Neto (2012) são recomendáveis. Para os problemas pertinentes a essa porção norte do cráton, lindeira com o SRP, os trabalhos recentes de Brito Neves e Pedreira da Silva (2008) e Brito

Neves et al. (2012) são considerados oportunos, e liberam os presentes autores de repetições não necessárias. Apenas alguns dados novos serão mencionados e incluídos na parte do estudo geocronológico.

OS GRANITOS NEOPROTEROZOICOS

Gnaisses Rajada

Uma série de gnaisses a duas micas estão intercalados como folhas (*sheets*) nos complexos vulcano-sedimentares anteriormente dissertados (Monte Orebe e Mandacaru, principalmente), e eles são conhecidos desde a década de 1960, com os trabalhos de Barreto (1962) e Moura (1962), que então os aludiram aos paragneisses Rajada. Tratam-se de típicos leucognaisses sincolisionais (tipo S) que são uma característica notória desse SRP. Da parte centro-norte do sistema (a leste de Santa Filomena) até o sul do sistema (imediações de Rajada), essas “folhas” gnáissicas ocorrem com foliações de baixo ângulo (vergentes para S-SW), intercalando-se de diversas formas com as supracrustais, constituindo uma característica marcante para o SRP.

As dimensões das ocorrências variam de métricas a quilométricas, sempre com leucognaisses a duas micas de variada composição, de sienogranitos a tonalitos. Granada, titanita e zircão (grande variedade de tipos, dificultando uso nas metodologias de determinação geocronológica U-Pb) são acessórios de destaque.

Os contatos com as encaixantes variam bastante de forma e feições gerais, de bruscos a transicionais, e em muitos locais é possível flagrar frações de grandes dimensões das encaixantes (escala de até dezenas de metros) como porções do interior dos gnaisses.

A bibliografia sobre estes granitoides é vasta, além de dados petrográficos, litogeoquímicos e geocronológicos (de vários autores, vide item da geocronologia). A idade obtida (diferentes métodos), a ser discutida, na ordem de aproximadamente 635 Ma, é assumida igualmente para o evento maior de colisão e metamorfismo regionais do SRP (a ser discutido *a posteriori*).

Granitoides pós-colisionais

Várias ocorrências de *stocks* e outros corpos de rochas de afinidade alcalina (em geral de pequenas dimensões) têm sido registrados em diferentes domínios do SRP, e com certeza novas unidades ainda virão a ser contabilizadas em futuro, nos mapeamentos de detalhe. Todas essas ocorrências têm em comum uma posição tectônica pós-colisional, em ambientes claramente distensionais, e idade do final do Ediacarano (ou seja, 70 – 80 Ma pós-metamorfismo regional de ca. 635 Ma, como será discutido).

Suíte Serra da Aldeia

Essa suíte de rochas de natureza alcalina (Gava et al., 1984) ocorre ao longo das folhas de Paulistana a Barreiras, sendo identificáveis mais de 30 *stocks* nitidamente intrusivos nas supracrustais do SRP (unidades Brejo Seco e Casa Nova). Há uma grande variedade de tipos petrográficos com biotita hornblenda granitos (os mais frequentes), hornblenda sienitos, granitos subalcalinos, granitos rapakivi e aegirina-augita granitoides, consoante os primeiros estudos de reconhecimento.

Os dados geoquímicos mostram rochas muito enriquecidas em Sr e Ba, e empobrecidas em Rb, o que não permitiu uma determinação Rb-Sr adequada para essa ampla suíte, que é típica de crosta espessada e ambientes distensionais.

Por alguns dados preliminares e pela analogia com similares das faixas de dobramento ao norte, Gava et al. (1984) preconizaram uma idade neoeodiácarana ou mesmo cambriana (ca. 530 Ma) para essas rochas, mas o problema está em aberto. Presentemente, estão sendo conduzidos trabalhos petrográficos e geocronológicos de detalhe nesse trecho norte-ocidental do SRP (pesquisadores da IG-UNICAMP, IGc-USP e UnB).

Suítes alcalinas de Casa Nova e Engraçadinha (norte da represa de Sobradinho)

Ocorrências bastante variadas de *stocks* e diques intrusivos se concentram nessa porção mais ao sul do SRP, e foram estudadas por Cid et al. (2000). Tratam-se de registros de rochas sílica-saturadas ultrapotássicas, com grande variedades de tipos:

Monzo e sienogranitos a epidoto, sienitos leucocráticos, sienitos máficos a augita-aegirina, diques de sienitos e granitos alcalinos. Essas rochas foram datadas (Tabela 1, penúltimo agrupamento) por Jardim de Sá (1994), apontando uma idade em isócrona de ca. 550 Ma (± 18 Ma), considerada de boa qualidade (confiável), na presente instância do conhecimento (e nas limitações do método), para esses eventos pós-colisionais (extensionais, tardios) de magmatismo associado com fontes mantélicas. Esses processos estão sendo alvo de investigação geológica e geocronológica em novo projeto de pesquisa na região (UNICAMP, IGc-USP, UnB, já mencionados).

Caboclo e Nova Olinda

Ao sul da folha Santa Filomena (entre esta e aquelas de Paulistana e Afrânio) ocorrem corpos (dimensões batolíticas) de quartzo sienito a álcali-feldspato granitos, considerados de fonte mantélica, com fácies a hornblenda e sem hornblenda. Característico desses corpos são autênticas “brechas de explosão” com diversificada riqueza de xenólitos (da Unidade Monte Orebe sobretudo). Há um trabalho de

mestrado (Ferreira, 1995) que se refere à fonte mantélica enriquecida em elementos incompatíveis, com profundidade de fusão da ordem de 30 km. Ferreira (1995) se refere a um produto de ambiente de subducção, o que é possível (mas faltam as evidências desejáveis).

FEIÇÕES DA GEOLOGIA ESTRUTURAL E DA REGIONALIZAÇÃO GEOTECTÔNICA

Pela extensão em área, e pela diversidade de circunstâncias geológicas e geotectônicas (proximais e distais do cráton e do além-país), generalizações sobre a geologia estrutural (e o metamorfismo) do sistema em epígrafe são delicadas e de difícil administração.

Desde o primeiro momento deve-se levar em conta o cenário paleogeográfico bem mais amplo, e complexo, que não pode admitir simplismo, pois são muitas feições tectônicas dedutíveis do registro litoestrutural e geocronológico. Além disso, há possibilidades de francas conexões amplas, envolvendo grande área de atuação dos processos. As conexões com o Rio Preto e o Sergipano são de reconhecimento hoje unânime, além da ligação (litoestratigráfica e estrutural) com a cobertura do cráton. De fato, estão também envolvidos parcialmente na panorâmica desse SRP tanto o embasamento como as coberturas cratônicas (grupos Chapada Diamantina e Bambuí). Toda interpretação focada apenas no domínio geográfico do SRP tende a ser incompleta e perniciosa. Para um acompanhamento mais didático e observação mais ampla vide sequência de Figuras 2 a 6.

Adicionalmente, a participação/atuação do maciço Pernambuco-Alagoas, que bordejia toda a porção nordeste do SRP (e para o qual são voltadas frentes de empurrão), tem que ser estudada e considerada. É sabida a posição desse maciço como placa inferior na interação que gerou o sistema sergipano (Brito Neves et al., 1977; Oliveira et al., 2010), mas a atuação desse “alto estrutural” no cenário tectônico do SRP é ainda desconhecido e demanda investigações geofísicas adicionais. Idem, pode ser dito com relação dos “altos”/“blocos” Cristalândia do Piauí (Caxito, 2012) e Parnaíba (Cordani et al., 2009), com relação ao papel na evolução da Faixa do Rio Preto. Um quadro paleogeográfico complexo (Figuras 4 a 6) e um desenvolvimento geotectônico de grande expressão regional (envolvendo todo o domínio meridional da Província Borborema) só nos permite, neste trabalho, falar em feições mais genéricas da Geologia Estrutural.

Em geral, no campo se trabalha sempre com foliação de segunda (ou terceira geração), muitas vezes paralelizadas com prováveis S_0 originais, havendo claramente eventos tardios (tardi ou pós-colisionais), em parte ligadas ao Lineamento Pernambuco, em parte independente deste, estando formando as rampas laterais desenvolvidas com os empurrões vergentes para sul e sudeste (vide Figuras 1 a 3).

Tabela 1. Dados analíticos das determinações Rb-Sr.

SPR	Nº de campo	Rocha	Coordenadas	Localidade	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	Erro	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Erro	Fonte
7561	SRP Gn ME	Augen gnaiss	9104074/300708	Morro Estreito	62,5	424,1	0,427	0,005	0,721841	0,000062	1
7599	SRP Gn JPR	Gnaiss	9107350/2977161	Fazenda JPR	226,5	147,3	4,525	0,046	0,874730	0,000062	1
7564	SRP Gn Mand	Gnaiss	9088658/272213	Mandacaru	329,6	32,5	30,526	0,456	1,105536	0,000066	1
7562	SRP Gn Faz	Ortognaisse	9103852/276613	Fazendinha	143,6	21,2	20,098	0,517	0,946904	0,000057	1
7565	SPAB Gn Our	Gnaiss	9131372/377859	Pedreira Ouricuri	214,8	548,1	1,135	0,023	0,715503	0,000059	1
7566	SPAB Gn Str	Gnaiss	9138762/366793	Santa Rita	255,2	928,1	0,796	0,006	0,714727	0,000057	1
4024	JM-2	Gnaiss	8959000/696000	Sobradinho	84,2	32,9	7,45	0,15	0,773300	0,0021	3
8865	RP 2M	Augen gnaiss	9095000/282000	Afeição	246,6	110,6	6,505	0,182	0,789610	0,00003	2
9172	LA244C	Augen gnaiss	9095000/282000	Afeição	144,6	135,4	3,1030	0,0870	0,747280	0,00019	2
9173	LA244E	Augen gnaiss	9095000/282000	Afeição	127,6	131,9	2,809	0,079	0,741840	0,00006	2
8863	RP 2D	Augen gnaiss	9095000/282000	Afeição	179,4	103,3	5,059	0,142	0,774080	0,00002	2
8862	RP 2A	Augen gnaiss	9095000/282000	Afeição	182,8	98,9	5,386	0,151	0,777930	0,00002	2
8864	RP 2E	Augen gnaiss	9095000/282000	Afeição	181,5	108,5	4,874	0,137	0,775540	0,00004	2
9174	LA-409C	Augen gnaiss	9095000/282000	Afeição	186,8	100,0	5,444	0,153	0,777670	0,00008	2
6770	SRP Gn TGw	Leucogranito	9065392/300954	Tanque Grande	191,5	747,0	0,743	0,006	0,715447	0,000055	1
6771	SRP Gn TGb	Leucogranito	9065392/300954	Tanque Grande	192,0	879,1	0,632	0,005	0,714228	0,000069	1
16238	SRP Gn TGg	Leucogranito	9065392/300954	Tanque Grande	191,7	643,6	0,863	0,009	0,716361	0,000061	1
9214	CA 35A2	Leucogranito	9025824/299012	Rajada	161,8	633,4	0,740	0,021	0,714990	0,00007	4
9215	CA 35C2	Leucogranito	9025824/299012	Rajada	180,7	535,3	0,979	0,012	0,716840	0,00005	4
9216	CA 35D2	Leucogranito	9025824/299012	Rajada	183,4	607,0	0,875	0,025	0,715800	0,00005	4
9217	CA 35E2	Leucogranito	9025824/299012	Rajada	209,8	513,9	1,183	0,006	0,718350	0,00005	4
9218	CA 35H2	Leucogranito	9025824/299012	Rajada	195,61	1109,5	0,511	0,004	0,711460	0,00119	4
9184	LA 03A	Leucogranito?	9025824/299012	Rajada	202,2	1182,7	0,495	0,009	0,712240	0,00007	2
8847	RP 1A	Leucogranito	9025824/299012	Rajada	223,2	923,3	0,700	0,020	0,714530	0,00011	2
8848	RP-1B	Leucogranito	9025824/299012	Rajada	214,4	1041,14	0,596	0,017	0,713740	0,00018	2
8849	RP 1F	Leucogranito	9025824/299012	Rajada	205,8	759,8	0,784	0,019	0,715010	0,00028	2
8850	RP1H	Leucogranito	9025824/299012	Rajada	211,2	1010,4	0,605	0,007	0,713550	0,00028	2
8851	RP1L	Leucogranito	9025824/299012	Rajada	216,6	955,0	0,657	0,008	0,714400	0,00025	2
9185	LA 03B	Leucogranito	9025824/299012	Rajada	201,0	1150,0	0,506	0,008	0,712700	0,00008	2
9170	LA 386C	Leucogranito	9025824/299012	Rajada	183,1	622,2	0,852	0,024	0,716320	0,00008	2
9171	LA386E	Leucogranito	9025824/299012	Rajada	213,7	641,3	0,965	0,027	0,717510	0,00006	2
4021	JM -1A	Ortognaisse	9025824/299012	Rajada	235,4	495,1	1,38	0,03	0,722100	0,0020	3
4022	JM-1C	Ortognaisse	9025824/299012	Rajada	224,5	483,1	1,35	0,03	0,722600	0,0012	3
4023	JM1-E	Ortognaisse	9025824/299012	Rajada	229,4	549,8	1,21	0,02	0,723300	0,0019	3
7563	SRP Fi NAF	Filito	9058290/278892	Afrânio norte	75,8	56,7	3,885	0,035	0,748262	0,000067	1
13684	SRP T NAF	Tufo	9058290/278892	Afrânio	164,2	139,0	3,437	0,001	0,761570	0,000073	1
7558	SRP Fi SFi	Filito	9607000/322000	Sta. Filomena	215,9	36,6	17,347	0,580	0,883392	0,000084	1
7560	SRP Xis JuG	Micaxisto	9098000/304000	Juazeiro Grande	112,5	175,3	1,861	0,012	0,727784	0,000048	1
4092	FF158	Xisto			111,2	117,3	2,75	0,05	0,734400	0,0011	3
4097	1578-218	Xisto			115,7	116,8	2,87	0,06	0,734800	0,0023	3
7567	SRP Gn Liv	Gnaiss	9086352/310709	Livramento	162,7	791,1	0,595	0,040	0,711882	0,000062	1
10404	LE135-1	Sienito	8980000/284500	Esperança	105,8	940,0	0,326	0,090	0,709400	0,00001	2
9911	LE135-3	Sienito	8980000/284500	Esperança	265,6	224,4	3,435	0,097	0,734680	0,00009	2
9910	LE135A	Sienito			263,2	421,1	1,8110	0,0510	0,720690	0,00010	2
9912	LE135-2	Sienito	8980000/284500	Esperança	272,6	309,3	2,5560	0,0720	0,727310	0,00008	2
9913	LE-159	Sienito	8980000/284500	Esperança	207,3	462,8	1,298	0,037	0,71685	0,00005	2
16420	CHD - R - C4	Metargilito	8827178/231109	Rodoleiro	216,4	30,1	21,258	0,309	0,920272	0,000095	1
16241	CHD - R - D1	Quartzo xisto	8827024/231463	Rodoleiro	198,4	7,2	83,854	1,714	1,287721	0,000096	1
16239	CHD - R - E	Quartzo xisto	8827056/231564	Rodoleiro	159,5	8,61	56,867	0,520	1,294341	0,000095	1

1: presente trabalho; 2: Jardim de Sá et al. (1988) e Jardim de Sá (1994); 3: Dalton de Souza (1979); 4: Santos e Silva Filho (1990); Santos e Silva Filho (1990); 1A: embasamento; 1B: Augen gnaisses tonianos (Cariris Velhos); 1C: supracrustais; 1D: gnaisses sintangenciais (tipo S); 1E: sienitos; 1F: metassedimentos Chapada Diamantina (sul do bloco de Mimoso).

Numa primeira aproximação, tendo em vista os mapas geológicos preexistentes e os levantamentos realizados, é possível distinguir quatro domínios distintos:

1. o domínio interno, que representa porção do embasamento a noroeste do Complexo Paulistana (norte do Complexo Santa Filomena), antiga região de além-país totalmente reestruturada pelas ações destrais do Lineamento Pernambuco. Essa zona de além-país será tratada informalmente como Maciço Morro do Estreito-Icaíçara (provável microplaca superior da interação com a placa sanfranciscana). A fração Icaíçara ocorre na Zona Transversal da província como um “alto” separando porções supracrustais neoproterozoicas (vide Gomes, 2001). No momento, estamos admitindo que a borda sul desse maciço (de rochas neoarqueanas originalmente) contivesse discordantemente as rochas supracrustais do Complexo Paulistana (aqui admitidas como de idade toniana). Esse domínio é bastante bem marcado ao sul pela grande lasca de Baixa Verde-Baraúna, onde o embasamento emerge tectonicamente do substrato e volta a aflorar extensamente acavalandando supracrustais;
2. o domínio nordeste e central, onde estão as supracrustais do Santa Filomena e Monte Orebe (+ Brejo Seco). Essa parte mais central do domínio está sendo reconhecida como produto da sedimentação e do vulcanismo em um trato oceânico, o qual separava originalmente dois grandes blocos litosféricos distintos (o além-país, ao norte, e o antepaís, ao sul);
3. o domínio externo, na parte centro sul do SRP, e daí para a periferia do domínio do antepaís, marcado pela expressão mais vigorosa geológica e geotectônica do nappismo (supracrustais, (principalmente do Complexo Casa Nova e dos ortognaisses sincolisionais) vergentes para o sul, contribuindo para perfazer a silhueta irregular da atual borda norte do antepaís. Pelos dados gravimétricos (Oliveira, 1998) se deduz que grande parte desse nappismo se faz em condições de tectônica *thin skin*. A forma norte externa do antepaís é de um arco relativamente regular, e a forma festonada de exposição do embasamento hoje observada se deve às causas paleogeográficas e erosionais, cada uma ao seu tempo;

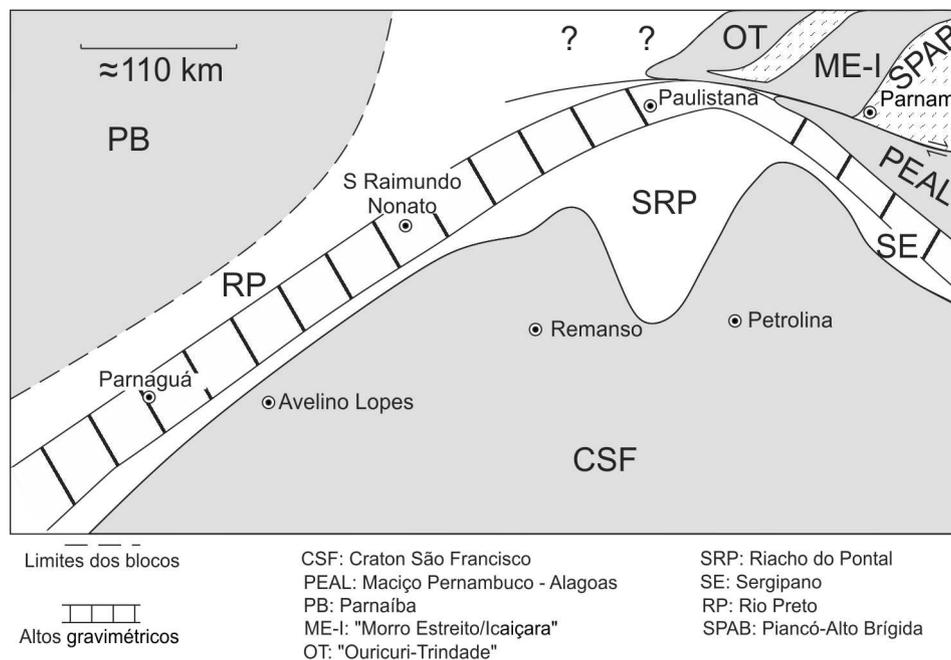


Figura 6. Esquema composto da tectônica regional, consoante integração de diversas propostas anteriores (Schobbenhaus e Brito Neves, 2003; Gomes, 2001; Oliveira, 1998; Cordani et al., 2009) e nossas observações mais recentes. Estão configurados os blocos (frações da litosfera) que interagiram no Neoproterozoico (“Parnaíba”, “Trindade-Ouricuri”, “Morro do Estreito-Icaíçara”, Pernambuco-Alagoas, São Francisco) e as faixas móveis então desenvolvidas (Sergipano, Riacho do Pontal, Rio Preto e Piancó-Alto Brígida). No esquema está esboçada a zona de altos gravimétricos (8 a 17 mGal) determinada por Oliveira (1998), considerada como ponto de inflexão que marcaria a separação entre os componentes litosféricos envolvidos na interação (vide Hatcher Jr e Williams, 1986; Tesha et al., 1997; Der Pluijm e Marshak, 2004). De forma simplista, essa figura tenta esquematizar (com considerável dose de especulação) a situação geotectônica do Sistema Riacho do Pontal nos contextos da Zona Transversal (norte do Lineamento Pernambuco) e do Domínio Meridional da Província Borborema.

4. o domínio de antepaís, compreendendo três partes distintas (Figuras 4 e 5): o maciço de Sobradinho HGT + LGT arqueanos, retrabalhadas pela deformação neoproterozoica que contém alguns *klippen* e restos de *klippen* do Complexo Casa Nova; o “bloco de Mimoso” do Grupo Chapada Diamantina, sobreposto a esse embasamento do maciço, e atingido pelas deformações neoproterozoicas de forma mais amena e irregular, domínio de deformação descontínua, pouco penetrativa e *thick skin*; o *foreland thrust and fold belt* de Irecê que foi desenvolvido integralmente em condições *thin skin* e mediante *far field stresses* que adentraram a entidade cratônica e amarrotaram de forma epidérmica a cobertura ali presente, do paralelo 10° S até o paralelo da cidade de Canarana (12° S).

Estes esquemas (Figuras 2 a 6) apresentam plena ratificação no levantamento geofísico (Oliveira, 1998), e essa interpretação pode ser levada para as faixas de Rio Preto e do Sistema Sergipano (ambos apresentam esquematização de domínios assemelhadas ao SRP).

O padrão predominante, digno de primeiro realce, é o de um contexto contraccional importante gerando pelo menos duas fases de deformação $D_n // D_{n+1}$ onde, com frequência $S_o // S_n // S_{n+1}$, com dobras isoclinais (dobras intrafoliais de D_n são comuns) recumbentes e deitadas, vergentes para o sul (variações SSE e SSW são comuns), culminando com a projeção dessas estruturas de franco nappismo vergentes para o cráton ao sul, com o carreamento vultoso de contextos da faixa móvel para sobre o embasamento do cráton. Isso está bem registrado sobre terrenos de alto grau e de baixo grau do embasamento cratônico, e mesmo sobre coberturas dobradas da Chapada Diamantina (anteriormente descrito). *Klippen* de supracrustais na periferia norte do cráton (sobre

o Maciço de Sobradinho) são comuns e conspícuos, com a sua maior expressão naquele da Bacia de Barra Bonita, a nordeste de Petrolina (onde fica a cidade de Lagoa Grande), e aquelas ao sul da Barragem de Sobradinho (vide Figuras 2 e 3). Essas estruturas se encontram suavemente deformadas por uma geração posterior de estruturas (D_{n+2}).

Na sequência para o sul, para a porção central e centro-norte do cráton, os vetores deformacionais contraccionais se propagaram. Esse deslocamento (*far-field stresses*) para o sul — então de estilo epidérmico — atinge grande parte da cobertura neoproterozoica (Grupo Bambuí/Una) do cráton, como já mencionado até o paralelo 12°00' S (o chamado *foreland thrust and fold belt* de Irecê). Esta faixa *thin skin* está ladeada por rampas direcionais aproximadamente norte-sul, condicionadas dos dobramentos predecessores do Grupo Chapada Diamantina (de direções gerais N-S e NNE-SSW), que foram estruturadas em etapas pré-brasilianas não conhecidas ainda, provavelmente no Esteniano. Há alguns raros tratos da cobertura cratônica neoproterozoica que foram poupados dessa deformação (Brito Neves et al., 2012), protegidos pelos “altos” mesoproterozoicos da Chapada Diamantina, consoante circunstâncias locais, muito especiais. Ou seja, a deformação para o sul se faz de forma variada e descontínua (idiomórfica), consoante diferentes fatores, sendo o mais flagrante a resistência à deformação dúctil.

A contundência do processo deformacional vergente para o sul, desde o além-país (onde veio a se instalar depois, no pós-Ediacarano, o Lineamento de Pernambuco), pode ser francamente observada em todas as folhas 1:100.000 já mapeadas (vide referências, PLGB/CPRM), com caráter *thick skin* no domínio interno da faixa móvel, com destaque para as folhas de Paulistana e Santa Filomena, onde “lascas” do embasamento se intercalam entre as supracrustais (vide corte geológico, Figuras 2 e 3).

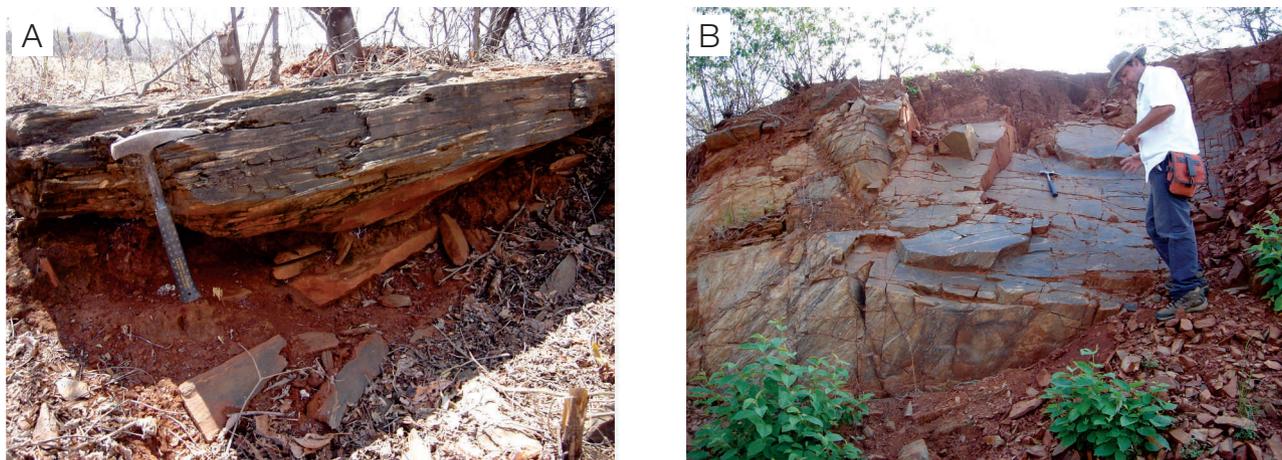


Figura 7. (A) Complexo Monte Orebe: metabasalto toleítico absolutamente transposto ($S_p = S_o$, subhorizontais), na estrada entre Dormentes e Monte Orebe; (B) Complexo Monte Orebe: expressivo contexto de *metacherts* ao norte de Afrânio, Pernambuco (rodovia para Paulistana), no interior de tufos e xistos. Observar a presença de dobras parasitas na unidade de *metachert*.

Nesse cenário de transporte tectônico para o sul, se associam várias falhas de transcorrência (direções N-S, NE-SW), com rejeito direcional consorciado, funcionando como rampas laterais do nappismo. Nessa característica e condição merecem destaque aquelas da antiformal de Ponta da Serra e aquela de Sobradinho para o nordeste (Figura 1).

Sobrepostas a esse estilo deformacional contraccional de dobras, falhas inversas e nappismo, com ângulos de mergulho baixos (em geral $< 40^\circ$) sobrepõem-se outras estruturas, que para melhor serem dissertadas precisariam de análise folha por folha. Há dobras abertas, crenulação, arrastos em dobras transcorrentes (e rampas laterais), acomodações das irregularidades do embasamento e penetrações de granitoides etc., que corresponderam às diversas circunstâncias locais (tardi ou pós D_p). Na folha de Santa Filomena, merece destaque uma série de dobras conspicuas (D_{p+1}), relativamente fechadas, da foliação principal (S_p), com eixos também E-W. Da localidade de Campo Santo (sinforme de Monte Orebe, D_{p+1}) para o norte, há uma série de dobras, antiformais e sinformais (presumivelmente de uma fase tardia, D_{p+1}), o que dá ao contexto geral uma impressão de vergência centrífuga (vide seção geológica, Figura 2), o que não é fato. Esse dobramento está relativamente restrito às bordas da bacia original, para leste, para próximo ao maciço Pernambuco Alagoas.

Em termos de regionalização geotectônica, além das considerações já colocadas e apresentadas nas figuras prévias (Figuras 1 a 5), é necessário acrescentar algumas considerações outras e informações de cunho regional.

As seções geológicas norte-sul apresentadas (Figuras 2 e 3) e o perfil gravimétrico proposto e apresentado por Oliveira (1998), que é bastante didático, considerados em conjunto trazem à mente as figuras clássicas de um orógeno colisional ideal, como aqueles das propostas de Hatcher Jr. e Williams (1986), de Der Pluijm e Marshak (2004) e de Tesha et al. (1997). A zona de altos gravimétricos traçada por Oliveira (1998) prolonga a inflexão sempre presente ao longo das zonas de interações de placas e sinaliza o traçado de uma zona de soerguimento do manto sotoposto (vide Figura 6).

No âmbito regional, é preciso ousar um cenário paleogeográfico mais condizente com a evolução dos conhecimentos no SRP e nas suas adjacências. No processo de instalação e desenvolvimento do SRP, vários atores tectônicos/paleogeográficos devem ser evocados. Se o CSF é o antepaís reconhecido de forma generalizada, é necessário se hipotetizar sobre um paleo-oceano que o circundava (o Perifranciscano, Schobbenhaus e Brito Neves, 2003) cujos registros litológicos estão consignados do Oubanguides (noroeste do Cráton do Congo) até o sudoeste do Piauí (Caxito, 2012). A colisão não foi simples nem retilínea, com diferentes além-países atuando em diferentes tempos, como o maciço Pernambuco-Alagoas (microplaca PEAL, Brito Neves et al., 1997; Oliveira et al., 2010), o maciço Morro do Estreito-Icaicara (aqui já discutido, situado ao norte) e o Bloco do Parnaíba (Cordani et al., 2009), a noroeste.

DETERMINAÇÕES GEOCRONOLÓGICAS PELO MÉTODO RB-SR

Embasamento: além-país e “lascas” inseridas entre supracrustais da zona mais interna

Algumas determinações Rb-Sr do SRP como um todo preexistem há vários anos, com baixo grau de precisão, em geral (Dalton de Souza et al., 1979; Jardim de Sá, 1994; Santos e Silva Filho, 1990; Van Schmus et al., 1995; Cid et al., 2000) com resultados, em geral, compatíveis para as escalas de reconhecimento. Algumas determinações adicionais foram acrescentadas no presente trabalho, na tentativa de aprimorar esse conhecimento (vide Tabela 1, 1º agrupamento) e identificar alvos para futuras pesquisas. A ideia era um preâmbulo melhor para o programa de determinações U-Pb, que será posteriormente apresentado e discutido.

Para as rochas do embasamento cratônico ao sul (Maciço de Sobradinho) preexistem várias determinações Rb-Sr (mais antigas) e U-Pb (mais recentes, projeto em andamento da UnB e da USP). Esses tratos arqueanos (paleo, meso e neoarqueanos, vide Dantas et al., 2010), e paleoproterozoicos desse substrato de antepaís ao sul, não serão discutidos porque ficamos no aguardo do projeto de pesquisa (UnB - USP) ali em franco desenvolvimento.

Para as janelas (escamas estruturais e erosionais) do embasamento pré-neoproterozoico que ocorrem no interior e periferia do SPR, algumas determinações Rb-Sr foram introduzidas. O propósito era ter um elemento de pesquisa “batedor” de rochas mais antigas, a serem confirmadas pelo método U-Pb, em etapa seguinte. E de certa forma, essa estratégia funcionou.

Parte dessas amostras (Tabela 1, primeiro agrupamento) apresenta um bom alinhamento em uma reta de regressão do Arqueano da ordem de 2650 – 2600 Ma (amostras SRP-Gn-ME, SRP-Gn-JPR). No exame das determinações U-Pb, esses valores de idade vão ser reiterados (como os dados U-Pb são de qualidade superior, a isócrona obtida com dados Rb-Sr não precisa ser apresentada graficamente neste trabalho), como será visto a seguir. As demais amostras do embasamento (“lascas” inter a supracrustais) apontam idades pré-neoproterozoicas, num amplo quadro de dispersão, com posição entre a reta de regressão do Arqueano e aquela de 635 Ma emprestada dos granitos (ortognaisses) colisionais e supracrustais, o que era plenamente esperado pela posição tectônica das mesmas (amostras SRP-Gn-Faz, SRP-Gn-Mand).

Porções do embasamento toniano

No embasamento toniano do SRP, o primeiro destaque de determinações a ser feito é aquele referente aos ortognaisses porfiríticos do noroeste a leste de Paulistana (Fazenda Afeição), que pela primeira vez apontou a presença de rochas de idade

toniana no embasamento do SRP (Jardim de Sá et al., 1988; Jardim de Sá, 1994; Van Schmus et al., 1955). A isócrona Rb-Sr então obtida (dados na Tabela 1, 2º agrupamento) está publicada e é de boa qualidade analítica, indicando idade de 968 ± 35 Ma (erro ca. 4%), consoante 7 pontos que indicam razão inicial $R_0 = 0,7049$. Esse valor de idade já fora confirmado por uma determinação (TIMS) U-Pb (Van Schmus et al., 1995). Um novo valor de idade U-Pb foi apresentado recentemente por Caxito (2013) para o corpo granítico de mesmas características do “augen” gnaisse de Afeição, localidade de Lagoa do Cavalo, situado a noroeste de Paulistana, com idade de 966 ± 5 Ma. De forma que essas rochas ortognáissicas do contexto de embasamento toniano estão relativamente bem esclarecidas (já pelo método Rb-Sr), à escala do presente trabalho (Tabela 1, 2º agrupamento). As conclusões obtidas pelo método Rb-Sr serão amplamente reiteradas com os dados obtidos pelo método U-Pb, a serem discutidas no capítulo seguinte. Os autores consideram importante essa apreciação prévia na metodologia Rb-Sr.

Leucognaisses sincolisionais (tipo Rajada)

Os leuco-ortognaisses micáceos (tipo Rajada), *sheets* muito característico do SRP, já foram resumidamente descritos. Preexistem determinações de Dalton de Souza et al. (1979); Jardim de Sá et al. (1988); Santos e Silva Filho (1990); Jardim de Sá (1994), de forma que chegamos a um total de 17 dados (vide Tabela 1, 3º agrupamento). Em conjunto, esses dados se ajustam numa isócrona de referência de ca. 635 Ma (erro elevado, ca. 10%), para uma razão inicial da ordem de $R_0 \cong 0,707$. Essa “idade de referência” foi escolhida baseando-se em três itens: a regressão obtida no computador, os dados U-Pb, a serem discutidos a seguir, e por marcar o limite Criogeniano-Ediacariano na escala do tempo geológico. Reiteramos que é uma reta de referência, apenas para que se possa observar a disposição dos dados Rb-Sr ao serem plotados (não estamos indicando uma idade de fato).

Mais ao norte de Rajada, existe outro corpo alongado de natureza semelhante (adjacências da cidade de Dormentes, entre essa cidade e Afrânio), onde coletamos três litotipos leucocrático (SRP-Gn-TGw) a mesocráticos (TGb e TGg). Essas amostras apresentaram dados analíticos que se ajustam sem (maiores) problemas na linha de regressão de 635 Ma, reforçando a sua qualificação. Como será visto, esses valores de idade foram confirmados pelas determinações U-Pb (vide discussão de SRP- Gn-Raj, mais a frente), deste trabalho e do trabalho de Caxito (2013). Esses dados estão expostos na Tabela 1 (terceiro agrupamento), e em conjunto participam do diagrama isocrônico da Figura 8A.

Na mesma localidade de Rajada, Pernambuco (açude público), geólogos da CPRM (Dalton de Souza et al., 1979) haviam coletado três amostras (JM-1, 2, 3) cujos dados analíticos se situam pouco acima da reta referida. Elas aparecem

no diagrama (Figura 8A), e são interpretadas como da mesma idade, a partir de protólitos com razão inicial mais elevada (ou seja, estariam numa isócrona paralela àquela principal).

Supracrustais

Por seu turno, algumas determinações Rb-Sr foram conduzidas nas supracrustais, em xistos s. l. (complexos Casa Nova, Santa Filomena, etc.). Verificamos que os dados analíticos desses litotipos metamórficos se ajustam sem problemas na mesma linha de regressão isocrônica (traçadas nas Figuras 8A e 9) traçada para aqueles leucognaisses (Rajada) já discutidos. A maioria dos dados analíticos se ajusta (dados na Tabela 1, quarto agrupamento), com duas exceções: SRP-Fi-SFi, filitos (do Santa Filomena) e SRP-T-NAF, metatufos (do Monte Orebe). Em ambos os casos os exames petrográficos e de catodoluminescência apontaram uma contribuição significativa de detritos de embasamento próximo. Elas devem ser entendidas como da mesma idade (o que veio a ser confirmado por U-Pb), mas partindo de razões iniciais bem mais elevadas do que 0,707 e posicionadas em prováveis isócronas paralelas àquela de referência

Rochas do Grupo Chapada Diamantina, ao sul do bloco de Mimoso

Rochas metassedimentares clásticas do Grupo Chapada Diamantina foram coletadas a cerca de 140 km ao sul do Rio São Francisco (Tabela 1, último agrupamento), na parte mais ao sul do chamado bloco de Mimoso (Brito Neves et al., 2012), vila de Rodoleiros, Bahia. Esses metassedimentos de baixo grau apresentaram um quadro distinto (rochas riquíssimas em Rb), mas ratificante da extensividade dos processos ditos “brasilianos”, adentrando o cráton. Todas essas rochas de natureza pelítica e quartzo-pelíticas (clássicas litologias QPC) estão metamorizadas e apresentam idades convencionais ediacaranas, de certa confiabilidade por causa das elevadas razões Rb-Sr (todas com $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} > 20$). Entretanto, apenas um dado (CHD-R-E) se alinharia na isócrona de 635 Ma (exposta nas Figuras 8A e 9) e os demais dados (CHD-R-C4 e CHD-R-D1) se situariam de forma dispersa abaixo da isócrona 630 Ma, com idades convencionais próximas a 500 Ma, que atribuímos à dispersão posterior ao metamorfismo brasileiro ali registrado.

Os resultados com frações finas de mica (K-Ar, Süssenberger et al., 2014) foram muito interessantes, com idades indicando valores de 630 – 650 Ma para o resfriamento regional, de certa forma compatíveis com esses dados Rb-Sr e aqueles (Rb-Sr e U-Pb) dissertados para as graníticas sincolisionais, do interior do SRP. Certamente, esse é um tema específico para pesquisas no futuro (até onde vai e como se propagou o metamorfismo Ediacarano?).

Granitos e sienitos do norte da Barragem de Sobradinho

Na porção sul do SRP (imediações do lago de Sobradinho), Jardim de Sá (1994) e Cid et al. (2000) identificaram alguns pequeníssimos corpos de sienitos e granitos alcalinos (sílica-saturados), que ostensivamente cortam as supracrustais pelíticas metamorizadas do SRP

(inclusive ostentando vários xenólitos dessas supracrustais). Cinco amostras dessas rochas (sienito alcalino da Serra da Esperança, Tabela 1, penúltimo agrupamento), analisados pelo método Rb-Sr consignaram uma regressão isocrônica de 555 ± 20 Ma, para uma razão inicial de 0,7068, que apesar do pequeno número de dados é de boa qualificação (MSWD = 0,93). Essa isócrona está publicada nas referências mencionadas.

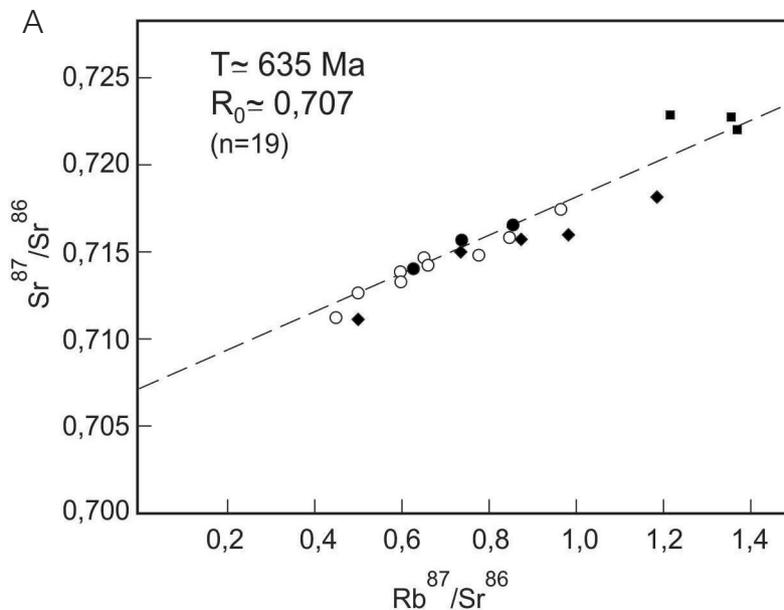


Figura 8. (A) Diagrama isocrônico para as várias determinações Rb-Sr de diferentes fontes (Dalton de Souza et al., 1979, retângulos; Jardim de Sá et al., 1988, círculos abertos; Santos e Silva Filho et al., 1990, losangos; vide referências) e deste trabalho (círculos pretos) nos gnaisses tipo "Rajada". As diferentes amostras partiram de razões iniciais ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) distintas, de forma que a dispersão dos pontos é plenamente compreensível. A idade de referência escolhida para o conjunto (vide discussão no texto), e admitida como época principal de remobilização isotópica regional) é de ca. 635 Ma, para uma razão inicial da ordem de $\approx 0,707$ (com erro bastante elevado ca. 10%). Vide discussão no texto e os resultados U-Pb (discutidos mais à frente); (B) os gnaisses Rajada na localidade típica, barragem da cidade topônima, com foliação de baixo ângulo (ca. 20° N-NW), expondo vários indicadores cinemáticos de transporte para sudeste; (C) os gnaisses "tipo Rajada" na localidade de Tanques Grandes (SRP-Gn-TG), onde se observa conspicuamente as relações entre estes ortognaisses sincollisionais e intercalações diversificadas de supracrustais xistosas (bolsões de xistos entre gnaisses placosos).

Importante destacar as relações de campo claramente intrusivas dessas rochas e de sua alocação em um período de relaxamento tectônico e distensão. Esses eventos, portanto, se situaram cerca de 80 Ma ($635\text{Ma} - 550\text{Ma} = 80$) depois do metamorfismo principal já discutido com os dados Rb-Sr de granitoides e supracrustais (não considerando os erros analíticos apresentados).

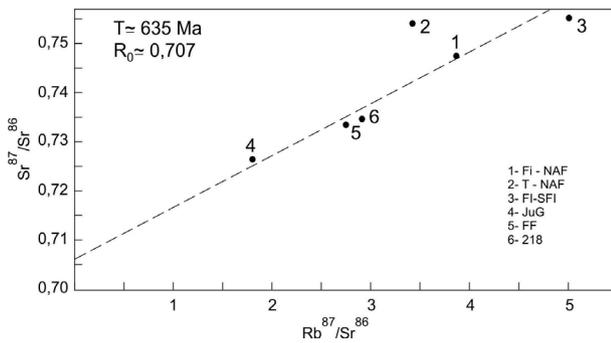


Figura 9. Diagrama isocrônico traçado para os resultados obtidos nas determinações Rb-Sr em metamorfitos. A isócrona traçada para referência foi emprestada da Figura 8A (dos gnaisses Rajada, pelos mesmos motivos ali discutidos). De seis determinações, quatro se acomodam de forma aceitável na linha de regressão; uma se situa bem acima (SRP-T-NAF, metatufos), e outra destacadamente abaixo (SRP-Fi-SSFi, retrometamorfismo?). Discussão no texto.

DETERMINAÇÕES GEOCRONOLÓGICAS PELO MÉTODO SM-ND

Algumas determinações Sm-Nd foram realizadas para complementar as observações já hauridas nas determinações Rb-Sr já discutidas. Os dados obtidos por esse método estão na Tabela 2, e expostos na Figura 10, tendo sido coletadas essencialmente amostras de rochas do embasamento, graníticas brasileiras e supracrustais.

As rochas do embasamento apresentaram valores de idades T_{DM} arqueanos e valores de $\epsilon Nd_{(0)}$ negativos, elevados (abaixo de -35), não deixando dúvidas da origem crustal antiga (do além-país) e a similaridade com aquelas rochas do embasamento do CSF (Dantas et al., 2010).

As rochas graníticas (gnaisses tipo Rajada) apresentaram valores e T_{DM} do Estateriano (1) e do Ectasiano (2) e valores de $\epsilon Nd_{(0)}$ francamente negativos (entre -7 e -17), deixando clara uma história de residência crustal prévia diversa e significativa. Embora sejam rochas de origem ígnea, a contribuição de protólitos mais antigos fica clara, como já se deduzira das observações de campo e também das observações de lâmina delgada.

O leque de dados das supracrustais é mais amplo, mas não muito diferente daquele apresentado pelos granitoides tipo S acima descritos. Os valores de idades T_{DM} são parcialmente do paleoproterozoico e do mesoproterozoico (as melhores, sem fracionamento). Os valores de ϵNd_0 são

Tabela 2. Dados analíticos das determinações Sm-Nd.

SPS	Nome de campo	Rocha	Local	Coordenadas	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	F (Sm/Nd)	T_{DM} Ga	ϵNd (zero)
5181	SRP -T- NAF	Tufo	Afrânio	9058926/278977	6,956	34,460	0,1221	0,0007	0,511806	0,000007	-0,38	2,1	-16,2
7558	SRP- Fi- SFi	Filito	Santa Filomena	9067000/322000	12,102	59,382	0,1232	0,0007	0,511823	0,000007	-0,37	2,1	-15,9
7560	SRP- Xis --JuG	Xisto biotítico	Juazeiro Grande	9098000/304000	6,871	34,932	0,1189	0,0007	0,512206	0,000008	-0,40	1,3	-8,4
5183	SRP- Gn -32	Gnaiss	Fazenda Satisfeito	9052222/299287	5,642	28,949	0,1179	0,0007	0,512041	0,000013	-0,40	1,6	-11,7
7567	SRP- Gn- LIV	Gnaiss	Livramento	9086552/310709	7,418	41,037	0,1093	0,0006	0,512214	0,000013	-0,44	1,2	-8,27
5184	SRP Ch 33	Metachert	Fazenda Satisfeito	9036788/296067	0,354	1,291	0,1657	0,0001	0,512330	0,000013	-0,16	2,3	-6,0
7562	SRP Gn Faz	Ortognaiss	Fazendinha	9103852/276613	8,811	32,838	0,1623	0,0001	0,512582	0,000008	-0,18	1,4	-1,1
5182	SRP Gn BB	Gnaiss	Barra Bonita	9073806/310501	3,405	17,453	0,1180	0,0007	0,511741	0,000009	-0,40	2,1	-17,5
7561	SRP Gn ME	Ortognaiss Milonítico	Morro do Estreito	9104074/300708	2,870	20,642	0,0841	0,0005	0,510671	0,000010	-0,57	2,8	-38,4
7559	SRP Gn JPR	Ortognaiss	Fazenda JRP	9107350/2977161	13,624	89,353	0,0922	0,0005	0,510661	0,000008	-0,53	3,0	-38,6
7562	SRP Gn Faz	Ortognaiss	Fazendinha	9103852/276613	8,811	32,838	0,1623	0,0001	0,512582	0,000008	-0,18	1,4	-1,1
7564	SRP Gn Mand	Ortognaiss	Mandacaru	9088658/272213	2,474	5,368	0,2786	0,0016	0,512585	0,000001	-0,42	2,7	-27,3
7566	SPAB Gn St Rita	Ortognaiss	Santa Rita	9138762/366793	3,843	20,756	0,1119	0,0007	0,511237	0,000001	-0,43	2,7	-27,3-
5385	SRP Gn Ext	Gnaiss	Fronteira PE-PI	9081866/302110	2,576	11,217	0,1389	0,0008	0,511831	0,000014	-0,29	2,5	-15,7
5657	SRP Gn N Liv	Gnaiss	Norte Livramento	9102636/295991	2,345	16,424	0,0863	0,0005	0,510737	0,000007	-0,56	2,8	-37,1
5386	SRP Gn N Livb	Gnaiss	Norte Livramento	9102636/295991	2,31	67,97	0,0206	0,0001	0,512137	0,000006	-0,90	0,7	-9,8
5387	SRP Gn 34	Gnaiss	Sul Dormentes	9039946/297243	5,463	24,065	0,1373	0,0008	0,512366	0,000014	-0,30	1,3	-5,3
6770	SRP Gn TGw	Gnaiss	Tanque Grande	9065392/300954	4,75	30,68	0,0937	0,0006	0,512028	0,000011	-0,52	1,3	-11,9
6771	SRP Gn TGb	Gnaiss	Tanque Grande		9,56	56,07	0,1031	0,0014	0,511792	0,000031	-0,48	1,7	-16,5
5388	SRP Gt BM	Meta trondhjemitico	Barra do Marinho	9085200/298632	10,424	52,802	0,1194	0,0009	0,512233	0,000014	-0,39	1,3	-7,91

francamente negativos, situados entre -5 e -16, atestando a procedência de fontes contribuintes com história crustal prévia. Essa importante contribuição das fontes de embasamento foi também observada quando dos processos de separação e análise dos zircões detríticos. Se houve contribuição juvenil (em que acreditamos ter havido), ela não foi detectada ainda, e/ou se encontra mascarada pela predominância da participação de detritos continentais.

DETERMINAÇÕES GEOCRONOLÓGICAS PELO MÉTODO U-PB

As tabelas de dados U-Pb obtidos neste estudo podem ser consultadas em tabelas complementares (http://www.igc.usp.br/fileadmin/files/revista/arquivos_na_pagina/SC_v15_n1_a5_tabs.pdf)

Rochas do Embasamento (backland de Morro do Estreito) ao norte do SRP

Duas amostras foram selecionadas para determinação U-Pb:

1. SRP-Gn-ME: ortognaisses granodioríticos (coordenadas: 300.708; 9.104.074);
2. SRP-Gn-JPR: ortognaisses róseos parcialmente migmatizados e cisalhados (coordenadas: 297.161; 9.107.356).

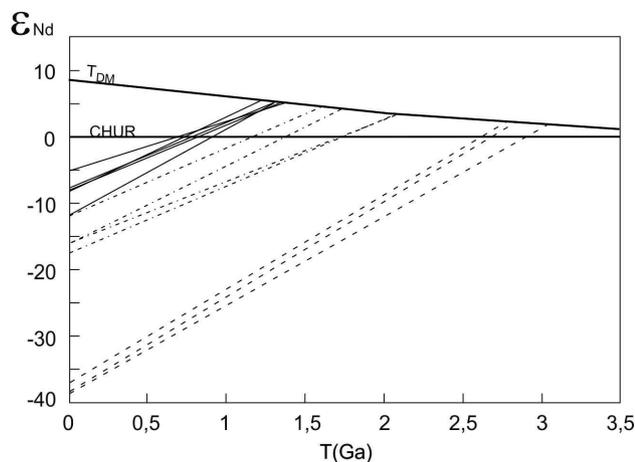


Figura 10. Diagrama de evolução isotópica do Nd. Traçados para as rochas do embasamento (tracejado simples), para as supracrustais (traço e ponto) e para os ortognaisses (linhas inteiras). Observar o destaque dos dados das rochas do embasamento, com elevados valores de T_{DM} (3 a 2,5 Ga) e elevados valores negativos do $\epsilon Nd_{(0)}$ (ca. -40). As supracrustais apresentam apenas pequenas diferenças (valores T_{DM} paleo a mesoproterozoicos, valores de $\epsilon Nd_{(0)}$ entre -10 e -15) em relação aos ortognaisses sincollisionais (T_{DM} mesoproterozoicos, $\epsilon Nd_{(0)}$ entre -5 e -12). Vide discussão no texto.

Devemos colocar aqui, antes da discussão de dados, a inviabilidade (tempo, número de páginas, entre outros) de discutir os métodos e processos dessas análises U-Pb, que se encontram em muitas publicações prévias. Como a maioria absoluta dos dados foi gerado no CPGeo-USP, recomendamos para detalhes a leitura da síntese recente de Sato et al. (2009).

A primeira amostra (Morro do Estreito) foi inicialmente datada pelo método TIMS, fornecendo uma discórdia de qualidade sofrível de 2.758 ± 25 Ma, com intercepto inferior de ca. 760 Ma (não apresentada em figura). Uma seguinte determinação U-Pb por *laser ablation* (LA) foi realizada, que produziu uma discórdia de muito boa qualidade (Figura 11) com intercepto superior de ca. 2.624 ± 22 Ma e intercepto inferior ca. 650 ± 79 Ma.

Esses valores de idade considerados de boa qualidade são compatíveis com aqueles dados já apontados pelo método Rb-Sr (e os ratificam), já comentados: rochas do Arqueano retrabalhadas/cisalhadas pelos processos sobrepostos do Criogeniano/Ediacarano. Os valores de MSWD (< 5) ratificam a boa qualificação das idades.

Para a segunda amostra, coletada na Fazenda JPR, pouco mais ao norte da anterior, foi obtida também por TIMS uma discórdia (sofrível), com intercepto superior de 2745 ± 59 Ma e intercepto inferior de 662 ± 40 Ma, que não foi traçada de propósito, pois o espalhamento é muito grande. Esses valores de idades obtidos são coerentes e complementares aos dados da amostra anterior e daqueles dados já indicados pelo método Rb-Sr. Interessante notar na concórdia (Figura 12A) que há alguns zircões de idades concordantes bem mais velhas (≥ 3000 Ma), que são sugestivos de prévia participação de protólitos mesoarqueanos nesse bloco do Morro do Estreito, o que impescinde investigações adicionais (métodos mais acurados). Vale a pena lembrar que no antepaís (no chamado Maciço de Sobradinho, ao sul), Dantas et al. (2010) identificaram rochas tão antigas quanto do Paleoarqueano. No presente momento, a continuação provável das rochas e estruturas de Morro do Estreito para o norte (altos Trindade-Ouricuri, Icaíçara) — na porção ao norte do Lineamento Pernambuco — carece de um trabalho específico em escalas maiores. Essa pesquisa foi iniciada em projeto recém-implantado.

Granitos tonianos

Desses litotipos foram analisadas duas amostras:

1. SRP-G-10: augen gnaisse Afeição, na zona tectônica aproximadamente NS, zona delimitante entre os complexos Santa Filomena e Paulistana (coordenadas: 288.000, 9.090.000);
2. SRP-GN-BM: ortognaisse trondhjemitico de Barra do Marinho, ao sul da Faz. Afeição (coordenadas: 295.991, 9.102.636).

Nas rochas da Fazenda Afeição (augen gnaiesses cálcio-alcalinos de alto K) preexistia uma determinação Rb-Sr — de muito boa qualidade (Jardim de Sá, 1994), 960 ± 15 Ma — e uma determinação U-Pb TIMS (Van Schmus et al., 1995, valor então obtido de 966 ± 10 Ma) que foram praticamente as determinações introdutoras do conhecimento de rochas de idade toniana nessa porção meridional da Província Borborema (no SRP).

Uma nova determinação U-Pb (LA) foi procedida nesses ortognaisses, a qual indicou um intercepto superior, de 942 ± 11 Ma, com grande quantidade de pontos

concordantes entre 1000 e 900 Ma, e indicações de perda contínua de Pb se estendendo para o Neoproterozoico (Figura 13).

Dados recentes de Caxito (2013), em zircões (método LA) no corpo de ortognaisse de Lagoa do Cavallo, a noroeste de Paulistana — litotipo bastante similar ao corpo de Afeição —, indicaram idade de 966 ± 5 Ma, muito próxima (pouco mais velha) daquelas de Afeição, e com qualidade analítica incontestável. Até o presente, os dados de diferentes autores e por diferentes métodos são bastante coerentes e dignos de confiança.

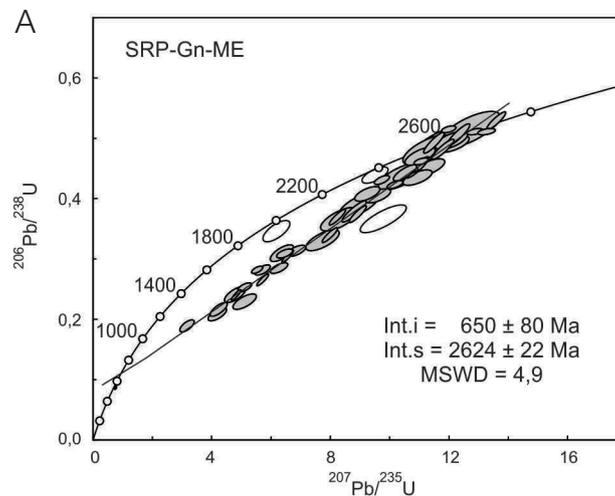


Figura 11. (A) Diagrama concórdia para os zircões das rochas do Morro do Estreito (SRP-Gn-ME), localidade típica, que constituem o embasamento ortognaissico granodioríticos do além-país do Sistema Riacho do Pontal. A maioria dos pontos cai numa linha discórdia, com valores de idade apontado pelo intercepto superior de 2.624 ± 22 Ma, e pelo intercepto inferior de 650 ± 80 Ma. A interpretação é simples, discussão no texto; (B) fotografia de afloramento dos ortognaisses de Morro do Estreito na localidade de coleta da amostra SRP-Gn-ME. É possível observar as estruturas de cisalhamento sobrepostas (do Lineamento Pernambuco); (C) fotografia de afloramento dos ortognaisses de Morro do Estreito ao longo do Lineamento de Pernambuco, com ênfase para a forte foliação de cisalhamento neles imposta.

Um ortognaisse de natureza tondehjemítica, formando um pequeno corpo subcircular, foi encontrado ao norte de Afrânio em Barra do Marinho, e que pelas dimensões muito pequenas escapou de mapeamentos em escalas inferiores a 1:100.000. O caráter composicional inusitado (> 70% de plagioclásio) nos levou a uma determinação U-Pb por LA. Essas amostras (SRP-Gn-BM) apresentaram zircões que indicam uma discórdia de 933 Ma (com erro elevado de ca. 35 Ma). Uma solução mais adequada para a interpretação foi forçar a discórdia à origem (deixar de lado três pontos apenas, mais discordantes) obtendo-se um valor de idade de 981 ± 14 Ma (Figura 14) valor de MSWD = 1,9.

O corpo de Barra do Marinho é muito pequeno e se acha intrudindo supracrustais (mapeadas como do Complexo Monte Orebe). Pelos dados que temos e vamos apresentar desse complexo (idade do Neoproterozoico irrefutável), é mais provável que esses metassedimentos ao sul de Afeição pertençam ao Complexo Paulistana, ou a um outro complexo toniano a esse equivalente. O metamorfismo é conspicuo do corpo ígneo original, e assumido dentro das estruturas brasileiras do SRP. Esse é um problema que permanece e demanda futuras investigações.

Gnaisses a duas micas tipo Rajada

Como já reiterado, esses leucognaisses (do tipo S) variam muito de composição de sienogranitos a granodioritos, mantendo características gerais de campo muito típicas como “folhas” (*sheets*) intrometidas nos metassedimentos e com xenólitos e zonas transicionais com as mesmas. Várias localidades foram amostradas para análise pelo método U-Pb (como já o foram para o método Rb-Sr).

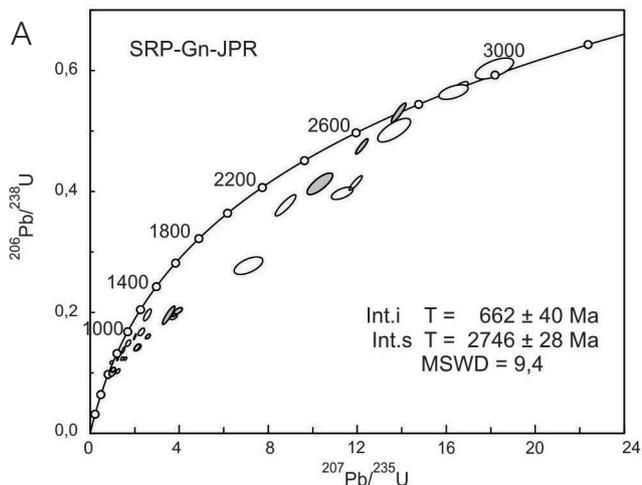


Figura 12. (A) Diagrama concórdia para os zircões dos ortognaisses da Fazenda JPR, 3 km ao norte de Morro do Estreito (SRP-Gn-JPR). O espalhamento dos dados não aconselha o traçado de uma reta de regressão. Discussão no texto. A figura é clara em indicar uma idade original no Arqueano (ca. 2746 Ma) com retrabalhamento intenso no Neoproterozoico (pico em ca. 660 ± 40 Ma). Observar que há alguns zircões concordantes (> 2800 Ma) indicando a possibilidade de presença de protólitos mesoarqueanos; (B) fotografia do afloramento da Fazenda JPR, SRP-Gn-JPR, ortognaisses granodioríticos, com a sobreposição da foliação de cisalhamento do Lineamento Pernambuco em realce.

- SRP-Gn-Raj: localidade típica, barragem da cidade topônima (Figura 15) (299.012, 9.025.824);
- SRP-Gn-DO: a oeste (4 km) de Dormentes (Figura 16) (302.000, 9.065.000);

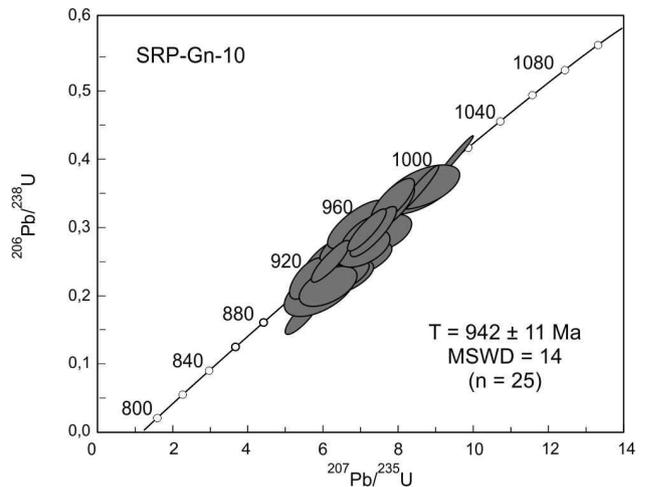


Figura 13. Diagrama concórdia para os zircões do ortognaisses da Fazenda Afeição (SRP-Gn-10), ao norte de Afrânio. A maioria dos pontos cai na concórdia com valores do Toniano inferior. Alguns cristais de zircão indicaram perda contínua de Pb no Neoproterozoico. O valor de idade calculado (*mean*) é de 942 ± 11 Ma (fundada em 16 pontos analíticos). Esses valores ratificam plenamente várias determinações preexistentes (Van Schmus et al., 1995, método U-Pb TIMS; Jardim de Sá, 1994, método Rb-Sr; Caxito, 2013; Caxito et al., 2014, *Laser Ablation*).



- SRP-Gn-TG: barragem a oeste de Dormentes (Figura 17) (300.954, 9.065.392);
- SRP-Gn-Boq: a leste de Afrânio (Figura 18) (291.000, 9.065.000).

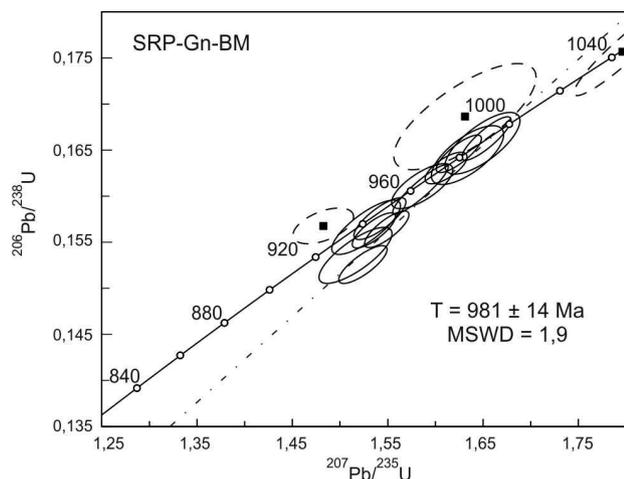


Figura 14. Diagrama concórdia para o ortognaisses trondhjemítico de Barra do Marinho, SRP-Gn-BM, localizado a nordeste de Afrânio (no Estado do Piauí). A interpretação considerada melhor para a idade da rocha e apresentada na figura, foi obtida forçando o intercepto inferior à origem, obtendo-se valor de idade de 981 ± 14 Ma, que foi adotada (no aguardo de dados complementares, em processo, conforme discutido no texto).

Na amostra de Rajada (sangradouro do açude público local), a análise dos zircões repete as observações mencionadas, com o adendo da ausência de zircões mais antigos do que o Esteniano. O intercepto inferior da discórdia aponta

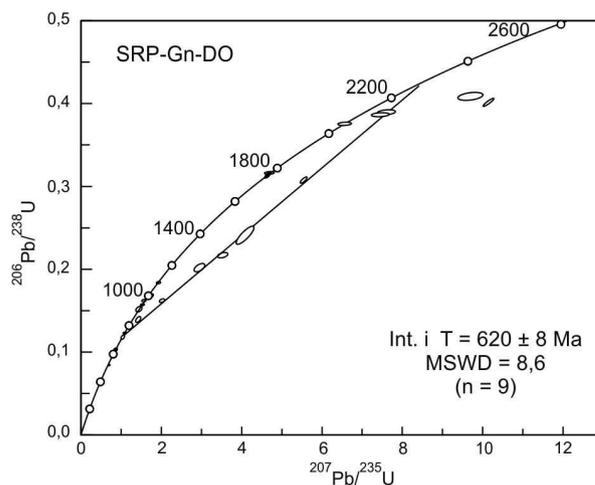


Figura 16. Diagrama concórdia para o ortognaisses SRP-Gn-DO (tipo "Rajada"), a oeste da cidade de Dormentes. Observamos várias gerações de zircões detríticos pré-neoproterozoicos (todos relativamente bem formados), com a idade de formação (e metamorfismo regional) sendo considerada aquela indicada pelo intercepto inferior, em torno de 620 ± 8 Ma. Discussão no texto.

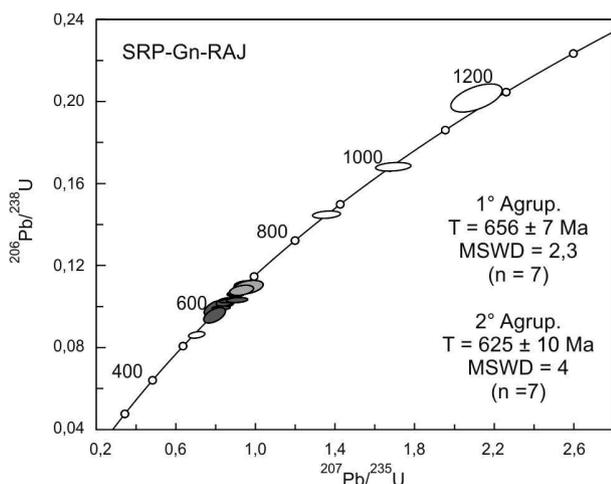


Figura 15. Diagrama concórdia para os zircões dos gnaisses "Rajada" na localidade topônima (vide Figuras 8A a 8C). Além de alguns zircões herdados do Mesoproterozoico, foram encontrados dois agrupamentos mais destacados de idades do Neoproterozoico: o primeiro grupo de 656 ± 7 Ma e o outro de 625 ± 10 Ma; vide Figura 16.

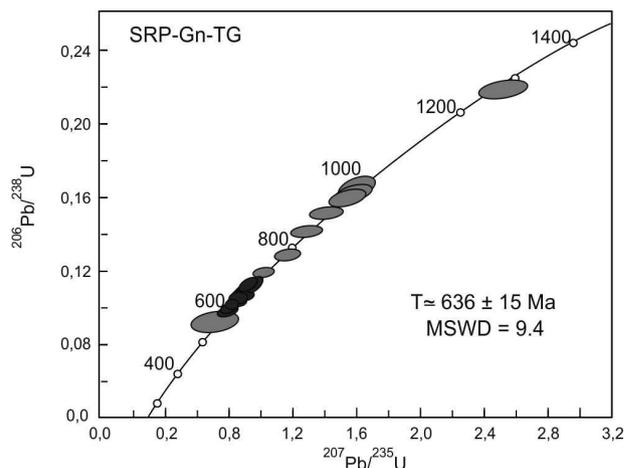


Figura 17. Diagrama concórdia para o gnaisses SRP-Gn-TG (tipo "Rajada"), coletado na barragem de Tanques Grandes, oeste de Dormentes (vide Figura 9B). A maioria dos zircões (pré-neoproterozoicos) se encontra ao longo da concórdia, e a idade obtida é de 636 ± 15 Ma, interpretada como do metamorfismo regional (em consonância com outros dados isotópicos comentados e a comentar). Discussão no texto.

claramente uma idade de 625 ± 8 Ma (Figura 15). Pelas imagens dos zircões (com catodoluminescência), acreditamos que o primeiro grupo seja de zircões detríticos (fonte próxima) e o segundo grupo traduza o metamorfismo regional (posto que o valor de idade encontrado é equivalente ao de outros dados desse metamorfismo, com esse método e outros; vide Figuras 8A, 9 e 16).

Nos gnaisses do leste de Dormentes (SRP-Gn-DO) fica novamente caracterizada a contribuição detrítica (herança) para a formação dessas rochas, sendo justo indicar valores de idade de alguns zircões de fontes distantes (até paleoproterozoicas). A discórdia apresentada é de boa qualidade e na nossa interpretação ela retrata o clímax do metamorfismo regional (são considerados granitoides sincolisionais) em 620 ± 8 Ma (Figura 16).

No caso de Tanques Grandes (TG), as observações de campo se repetem (os afloramentos são muito próximos), assim como aquelas dos zircões analisados, com uma peculiaridade: a grande concentração nesse caso de zircões do Eotoniano (1000 – 900 Ma), e situados ao longo da concórdia. Nesse afloramento há várias intercalações de supracrustais com os ortognaisses, e temos que aludir a uma fonte toniana importante na formação desses protólitos. O intercepto inferior da discórdia indica idade de 636 ± 15 Ma (no que se equivale aqueles valores obtidos pelo método Rb-Sr já discutidos). Nos dois casos mencionados, devemos reiterar a semelhança com os dados Rb-Sr

obtidos, e discutidos anteriormente, assim como os dados de Caxito (2013).

No caso da Fazenda Boqueirão (SRP-Gn-Boq), obtivemos uma concórdia com muitos pontos concordantes entre 940 – 990 Ma (esses, muito marcantes), com vários valores outros de zircões ao longo do Neoproterozoico. O agrupamento de pontos em torno 990 ± 3 Ma foi o escolhido (Figura 18) para a idade original da rocha (toniana). Na imagem de catodoluminescência aparece um anel de crescimento muito fino e claro em torno de vários zircões que, infelizmente, não logramos datar (o feixe de *laser* tem diâmetro bem mais largo). Acreditamos que esse anel foi formado ao longo do metamorfismo regional, no Ediacarano. A quantidade de zircões tonianos é algo notório a ser assinalado (mais que nos casos de Tanques Grandes e Rajada discutidos). Há a possibilidade (a ser melhor investigada) de que se trate de uma rocha ígnea toniana (como são aquelas de Afeição e Barra do Marinho, já discutidas) metamorfizadas no Ediacarano, e isso será objetivo de um detalhamento posterior da investigação. Numa próxima etapa de pesquisa nos propomos a fazer uma análise de maior acuidade nesse corpo ortognáissico da Fazenda Boqueirão.

Os valores acima apontados, entre 620 – 635 Ma (interceptos inferiores das discórdias), estão em consonância com aqueles dados discutidos do método Rb-Sr, e assim em conjunto — ao nosso ver — constituem uma boa documentação geocronológica para retratar o ápice do metamorfismo regional. Em Rajada, um valor de idade (U-Pb) da mesma ordem foi obtido adicionalmente por Caxito (2013). E como já dissertado, os valores K-Ar em fração fina de micas (Süssenberger et al., 2014) no bordo sul do bloco de Mimoso mostram valores de idades (resfriamento) coerentes com esses. Pelas imagens dos zircões (catodoluminescência), acreditamos que o primeiro grupo assinalado na Figura 15 seja de zircões detríticos (fonte próxima) e o segundo grupo traduza o metamorfismo regional (posto que o valor de idade encontrado é equivalente ao de outros dados desse metamorfismo, com esse método e outros).

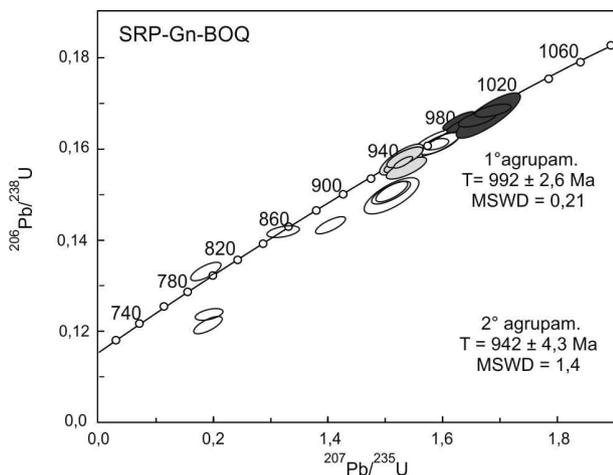


Figura 18. Diagrama concórdia para o ortognaisses SRP-Gn-Boq, da Fazenda Boqueirão, a leste de Afrânio. Dois agrupamentos de zircões (detríticos, mas pouco rolados) são possíveis de identificar ao longo da concórdia, com idades: $992 \pm 2,6$ Ma (mais consistente, ao nosso ver) e $942 \pm 4,3$ Ma. A interpretação é o de duas fontes tonianas, próximas em valores de idade, e que os demais zircões sejam produtos de outras contribuições detríticas e/ou perdas de isótopos ao longo do Neoproterozoico. Vide discussão no texto.

Determinações U-Pb nas Supracrustais

Complexo Paulistana

O Complexo Paulistana (vulcano-plutônico sedimentar) por sua diversidade e riqueza de feições litoestruturais merece um estudo adicional de detalhe (processo de pesquisa em formalização junto à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo – FAPESP). No momento, temos pouco dados, mas existem três razões para admitir uma idade toniana para esse contexto:

1. A primeira razão está no diagrama concórdia obtido na amostra SRP-Qx-Paul (Figuras 19A e 19B), situada em *roadcut* a 3 km sul-sudeste da cidade topônima

(coordenadas 265.064; 9.098.770). Trata-se de um biotita-muscovita-quartzo xisto (Figura 19C), com a seção delgada não deixando dúvidas sobre uma origem meta-vulcano sedimentar. Temos a registrar primeiro a ocorrência de zircões bem formados (vide imagem de catodoluminescência), bipiramidais, com indicações fortes de origem muito próxima, de fontes ígneas (zoneamento muito nítido e completo). Na

análise espectrométrica verifica-se que o núcleo dos zircões é marcado por zonas irregulares muito escuras (partes consideradas como as mais ricas em Urânio), e circundando essas manchas predominam domínios muito claros, absolutamente distintos e sem uma separação regular das partes escuras. Os zircões dessa parte central bem escura (admitida como porção original) indicam idades tonianas (ca. 920 ± 6 Ma), enquanto que

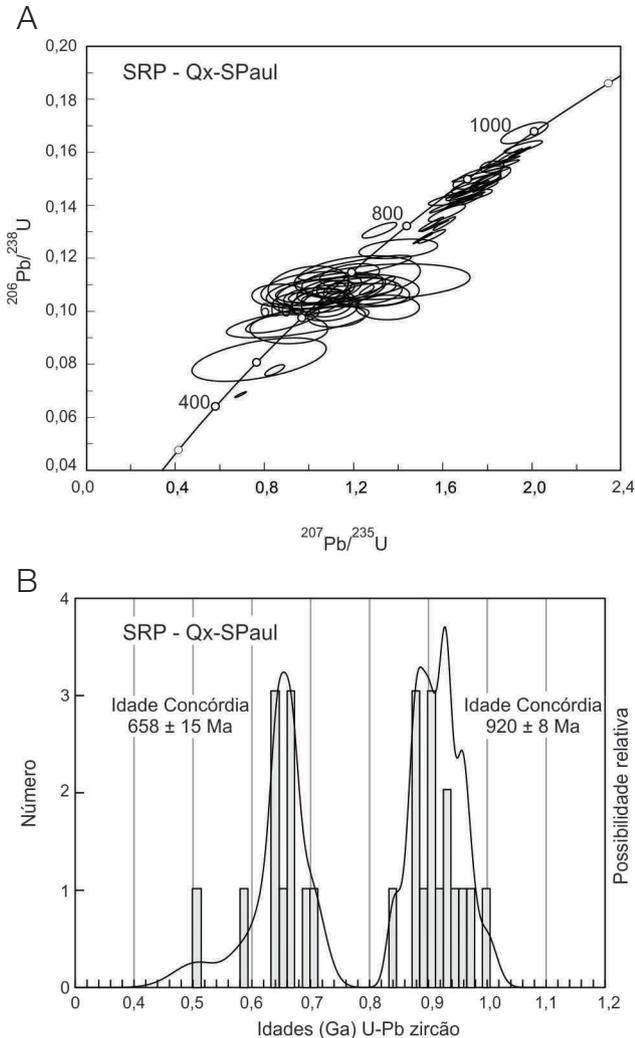


Figura 19. (A) Diagrama concórdia para o muscovita-quartzo xisto do sul de Paulistana (SRP-Qx-SPaul). Os dados obtidos estão traçados na concórdia e no histograma (onde dois agrupamentos maiores de dados poderiam ser mencionados: o de 920 ± 8 Ma, referente às partes centrais bem escuras dos zircões, ricas em U, e 658 ± 15 Ma, referentes às partes periféricas e muito claras dos zircões. A interpretação dada é de idade original toniana (> 940 Ma) com sobreposição de metamorfismo (hidrotermalismo?) do Criogeniano superior (principalmente entre 700 e 600 Ma). Vide discussão no texto; (B) histograma das determinações U-Pb dos zircões da amostra SRP-Qx-SPaul, vide Figura 19A. Somente foram computados pontos com 100 ± 10% de concordância. Dois picos são identificados e estão em consonância com o diagrama discórdia da Figura 19A; (C) fotografia de SRP-Qx-SPaul, ca. 3 km a sul da cidade de Paulistana, Piauí. Tratam-se de quartzitos bem estratificados (So//Sn) com mergulho de 40°/340. A seção delgada mostra rocha com significativa contribuição de zircões detriticos/herdados, de uma fonte relativamente próxima (o retrabalhamento dos grãos de zircão é mínimo).

as porções claras periféricas (admitidas como secundárias, por hidrotermalismo ou metamorfismo) indicam uma idade de ca. 658 ± 15 Ma. Esse último valor de idade, de certa forma, é próximo daquelas obtidos pelos gnaisses sincolisionais, ditos tipo Rajada. Preferimos colocar todos os dados obtidos num mesmo gráfico (Figura 19A). Em primeiro lugar, notar a presença de um *cluster* de pontos idade toniana ≤ 1000 Ma (alguns zircões bem concordantes e outros parcialmente discordantes). Esses dados se referem às partes mais centrais dos zircões analisados. Um segundo *cluster* de pontos apresenta erros maiores e idades entre 700 e 600 Ma (vide Figura 20A), e esses dados foram obtidos nas partes claras, mais periféricas dos zircões bem formados. Certamente, só com um trabalho de detalhe (métodos de maior poder analítico e estudos prévios de microsonda) e com amostras adicionais a serem analisadas poderemos definir a idade do Complexo Paulistana. Nossa interpretação (parcial, de momento) é de uma rocha metassedimentar toniana, com fonte ígnea próxima (os zircões são muito bem formados) que foi metamorfizada (e hidrotermalizada) nos processos criogenianos e ediacaranos. Os nossos dados não são conclusivos;

2. Os *augen* gnaisses de Afeição (consideradas como rochas originadas em arco magmático) e aquele de Barra do Marinho estão interceptando supracrustais assumidas como do Complexo Paulistana. Os *augen* gnaisses a

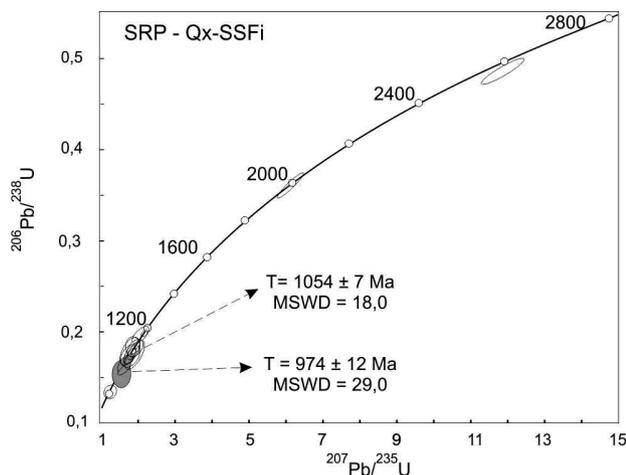


Figura 20. Nesta amostra, coletada imediatamente ao sul da cidade de Santa Filomena, fica clara a concentração e predominância de zircões detríticos estenianos e tonianos. No diagrama concórdia (e no histograma feito, mas não apresentado como figura) destacamos dois agrupamentos (experimentalmente esboçados): o primeiro com idade 1054 ± 7 Ma e o segundo com idade 974 ± 12 Ma. Alguns raríssimos zircões mais antigos, ca. 2,0 Ga e ca. 2,6 Ga, também foram caracterizados. Vide discussão das figuras no texto.

noroeste e sudeste de Paulistana cortam supracrustais assumidas como do Complexo Paulistana;

3. Na tese de Caxito (2013) são descritos ortoanfibolitos (metagabros) intrusivos em rochas do Complexo Paulistana com valores de idade de 885 ± 4 Ma e de 888 ± 3 Ma, pelo método U-Pb (LA), e que são análises de muito boa qualificação.

Como dito, o problema do Complexo Paulistana está apenas provisoriamente equacionado, ancorados nos três itens mencionados, mas, ainda, como hipótese de trabalho. Os autores admitem a possibilidade de erro ou incompletude de interpretação, e estão cientes de que o problema continua aberto.

Complexo Santa Filomena

O Complexo Santa Filomena domina a porção norte-oriental do SRP e é caracterizado por uma sequência relativamente monótona de xistos, com certas variações aparentes na fácies de metamorfismo, na escala de afloramento. Há algumas intercalações de mármore e quartzitos, e a possibilidade de algumas ocorrências locais de litotipos vulcânicos. Três distintas amostras, de partes diferentes da área de ocorrência foram objeto de análise U-Pb, LA:

1. SRP-Fi-SF – filitos, na entrada da cidade topônima (322.290, 9.097.110);
2. SRP-Qx-SSFi – quartzito xistos, 3 km ao sul da cidade, Figura 20; (322.515, 9.095.090);
3. SRP-Xis-JuG – micaxistos granadíferos, 4 km a sul de Betânia, Figuras 21A e 21B; (303.461, 9.096.382).

A primeira amostra de um filito mostrou um quadro muito peculiar de alguns zircões detríticos (sujos, rolados), na maioria concordantes, do Paleoproterozoico (entre 1800 e 2400 Ma), alguns do Arqueano (ca. 2600 Ma), que em conjunto ou isoladamente não permitem maiores considerações (a concórdia obtida não será figurada). Muito próximos da área do alto do embasamento (*backland* de Morro do Estreito), esses metassedimentos apresentaram um quadro amplo de fonte do embasamento. Nem mesmo o metamorfismo regional está configurado no gráfico da concórdia obtida. Nem os clássicos zircões tonianos, das muitas amostras anteriores, apareceram.

Procuramos nos afastar para o sul e separamos os zircões de um quartzito xisto (ca. 2 km ao sul de Santa Filomena), cujos dados estão expostos na Figura 20, que apresentaram um quadro especial (distinto de todos os anteriores), com a maioria dos zircões concordantes, de idades do Neosteniano ao Eotoniano. Esses dados permitiriam o traçado de duas discórdias: uma de 1054 ± 7 Ma e outra de 974 ± 12 Ma, cujo significado geológico é discutível e difícil de assegurar. Na verdade, o que temos melhor registrado é o predomínio de fontes dessa ordem de idade, com pequena contribuição (dois casos apenas, pré-1900 Ma) mais antigas. Ou seja, um

quadro absolutamente diferente do SRP-Fi-SF, indicando que estávamos nos afastando das fontes arqueanas.

A amostra do xisto (com granada e sillimanita) do sul de Betânia (na porção mais ocidental da área de ocorrência do Santa Filomena, no Piauí, SRP-Xis-JuG) mostrou um quadro bem mais completo e interessante, com contribuições detriticas de fontes do Arqueano e do Paleoproterozoico (muito poucas) e, novamente, concentração importante de zircões estenianos a tonianos (Figuras 21A e 21B). E, ainda, nesse caso, com um fato novo e decisivo: de forma notória aparecem populações de zircões neoproterozoicos (em parte, concordantes), com um pico de valores em torno de 800 – 750 Ma. Certamente, essa análise não é definitiva, pela vasta extensão do Complexo Santa Filomena, mas ela foi aquela determinante na nossa indicação de uma idade neoproterozoica para o Santa Filomena (com grande variedade de fontes).

As análises das amostras seguintes dessa unidade (SRP-Fi-SF e SRP-Qx-SSFi), embora com resultados diferentes, se não reiteram inteiramente essa conclusão, não são capazes de invalidá-la. Interessante como fica demonstrada a variação de idade dos zircões detriticos consoante a posição geográfico-geológica do afloramento de coleta:

- (i) perto do além-país (SRP-Fi-SF), zircões paleoproterozoicos e arqueanos;
- (ii) um pouco mais distante do além-país (SRP-Qx-SSFi), zircões estenianos e tonianos predominam;

- (iii) pouco mais distante do além país (SRP-Xis-JuG), além de zircões arqueanos, paleoproterozoicos, estenianos e tonianos, aparecem vários zircões detriticos de grande parte do Neoproterozoico (vide Figura 21B).

Contudo, a necessidade de investigar adicionalmente essa unidade persiste, tanto em campo como no laboratório. Pelos dados obtidos até o momento, é possível levantar a possibilidade de que parte dos xistos incluídos na cartografia geológica como do Grupo ou Complexo Santa Filomena (tratos que circunscrevem o batólito de Afeição, vide Figura 13, por exemplo) possam pertencer a uma unidade mais velha, do Complexo Paulistana ou equivalente (?).

Complexo Monte Orebe

Essa unidade ocupa a parte central do SRP, apresenta características de unidade de ambiente marinho profundo, e com prováveis continuidades para sudeste (sistema Sul Alagoano) e sudoeste (Complexo Brejo Seco). Os estudos U-Pb procedidos nessa unidade foram feitos em quatro amostras distintas:

1. SRP-T-NAF: metatufos cinza-escuros a 0,5 km norte de Afrânio (278.952, 9.058.662);
2. SRP-Tf-AF: metatufos claros, situados a 0,5 km ao norte de Afrânio (278.892, 9.058.290);

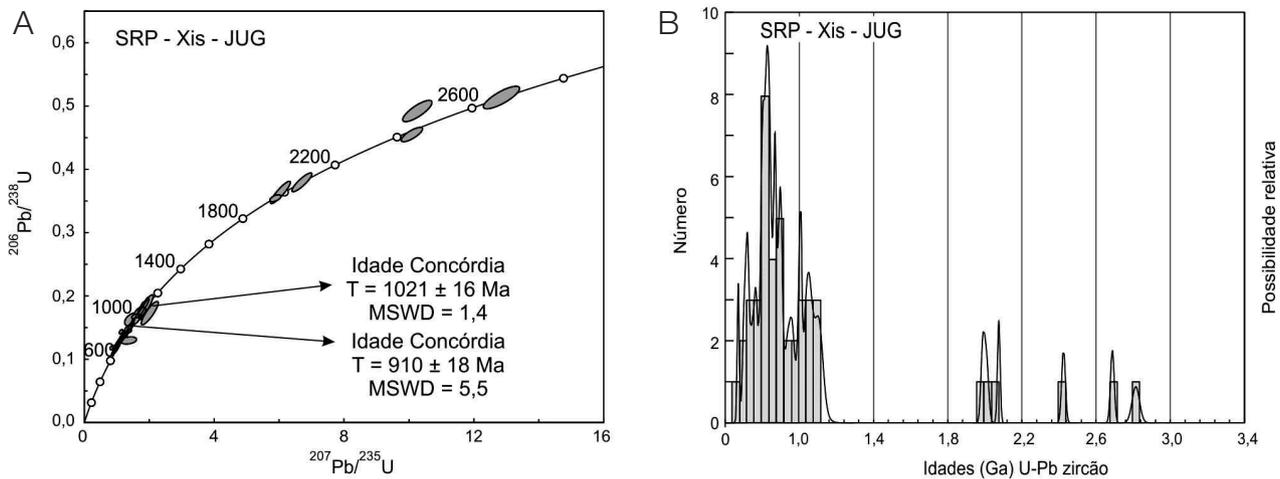


Figura 21. (A) Diagrama concórdia para o micaxisto granadíferos do sul de Betânea, Piauí (Barragem Juazeiro Grande; SRP-Gn-JuG). Tanto nesse diagrama como no histograma traçado (Figura 21B) fica clara a ampla contribuição de zircões detriticos de várias fontes do pós-Toniano, do Toniano (absolutamente predominantes) ao Arqueano. Considerando os prováveis climaxes da contribuição de zircões herdados, é possível traçar experimentalmente duas concórdias ($T = 1021\text{Ma}$ e $T = 910\text{Ma}$), o que são possibilidades que necessitam de exploração em detalhamentos futuros. O metamorfismo regional (certamente do Criogeniano) não foi possível consignar; (B) histograma das determinações de SRP-Xis-JuG. Nessa figura fica claro o amplo leque de fontes do Arqueano ao Criogeniano, como já discutido no texto e na legenda da figura anterior. Além disso, chamam particularmente a atenção as contribuições de zircões detriticos de idades de ca. 1050 a 750 Ma. Isso implica (e ratifica de forma praticamente decisiva) idade neoproterozoica para o Complexo Santa Filomena.

3. SRP-Qx-SMO: quartzo xistos situados a 3 km sul de Monte Orebe (303.807, 9.077.330);
4. SRP-Gn-BB: metagrauvaca a 14 km NE de Dormentes, Barra Bonita (311.508, 9.078.324).

As primeiras amostras da camada de metatufos de cor cinza claro entre corpos anfibolíticos ao norte de Afrânio foram analisados inicialmente (SRP T-NAF) pela metodologia TIMS (na Universidade do Kansas, em Lawrence; vide Figura 22A) e, posteriormente, por LA (no CPGeo USP, Figuras 23A e 23B). Os resultados não foram considerados bons, pois os zircões eram pobres em urânio. Ainda assim foram observados zircões detríticos do Paleoproterozoico (um), do Mesoproterozoico (vários), zircões de idade no limite Esteniano-Toniano (pelo menos quatro deles), e mais interessante, a presença de raros zircões com idades do Criogeniano (ca. 700 Ma, os de idade mais jovem). A interpretação preliminar (Van Schmus et al., 1995) para essas rochas (Figura 22B) foi de uma idade neoproterozoica para o Complexo Monte Orebe. E essa observação/ interpretação pode ser complementada posteriormente (Figuras 23A e 23B).

Nos metatufos mais claros, ao norte de Afrânio (vide foto na Figura 22B), procedemos outra coleta mais recentemente, onde foram detectados zircões do Arqueano (poucos), do Paleoproterozoico, e decisivamente vários zircões do Neoproterozoico (Figuras 23A e 23B). Essas determinações condizem e complementam a idade neoproterozoica

(650 Ma > valor de idade < 850 Ma) da sedimentação dessa parte do Monte Orebe.

No quartzo xisto ao sul de Monte Orebe (Figura 24, histograma) foram encontrados zircões detríticos de várias fases do Arqueano (muito poucos), do Paleoproterozoico (poucos) e o pico mais importante do Toniano mais inferior (ca. 996 ± 5 Ma). Mais uma vez há a indicação de uma idade neoproterozoica para o Monte Orebe.

A amostra SRP-Gn-BB (metapsamito impuro, localidade de Barra Bonita, nordeste de Dormentes) apresentou uma grande dispersão de dados, com zircões paleoproterozoicos, mesoproterozoicos e neoproterozoicos, com muitas perdas de Pb assinaladas. A interpretação dessa amostra sozinha (gráfico não será apresentado) não tem valor, mas ajuda quando confrontada com as amostras anteriores (reiterando a presença de zircões do Neoproterozoico) no Complexo Monte Orebe.

A idade neoproterozoica para a sedimentação da unidade Monte Orebe não parece deixar dúvidas, embora sua área de ocorrência (real e provável) seja muito ampla, e análises posteriores sempre serão bem-vindas.

Merece citarmos aqui, como reforço da nossa interpretação, um dado recente de Caxito (2013) para o Monte Orebe, que além de concluir com dados geoquímicos diversos por tratos de litosfera oceânica, apresentou idades isocrônicas Sm-Nd para metabasaltos na ordem de 819 – 792 Ma, embora com erros elevados (ca. 120 Ma) e valores de $\epsilon Nd_{(t)}$ positivos, ca. 4.4.

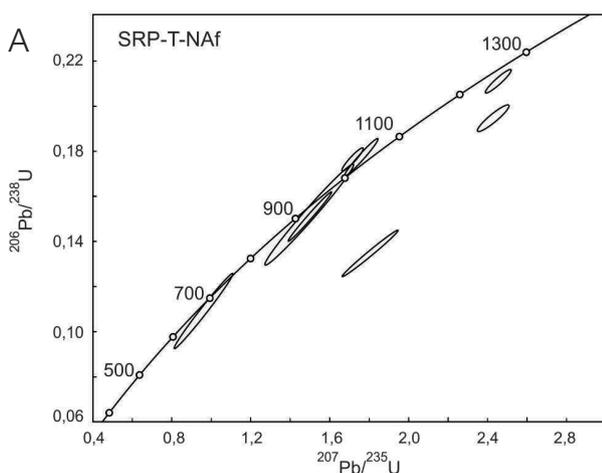


Figura 22. (A) Primeira tentativa de datação da unidade Monte Orebe, feita em 1995 (Van Schmus et al., 1995), em metatufos féslicos (SRP-T-NAF) entre bandas de natureza anfibolíticas, situadas ao norte de Afrânio, e utilizando metodologia TIMS. Vide discussão no texto. Foram observados zircões detríticos do Paleoproterozoico (um), do Mesoproterozoico (vários) e grande concentração de zircões na passagem Esteniano-Toniano. Apenas um grão de zircão indicava contribuição de fonte neoproterozoica (ca. 750 Ma). A opção por concluir que se trata de uma sequência vulcano-sedimentar criogeniana foi reiterada somente com a amostra SRP-Tf-AF, tratada a seguir; (B) fotografia dos tufos féslicos do norte da Afrânio, intercalado com corpos de xistos anfibolíticos.

Complexo Casa Nova (Unidades Barra Bonita e Mandacaru)

Para investigar a idade dessas unidades, utilizamos apenas duas amostras que ofereceram resultados muito convincentes de uma idade neoproterozoica para a sedimentação das mesmas:

1. SRP-Gn-32: granada-biotita gnaiss, da Fazenda Satisfeito, 14 km a sul de Dormentes, Unidade Mandacaru (Figuras 25A a 25C) (299.289, 9.052.222);
2. SRP-Mgv-PF: granada-biotita xisto (Unidade Barra Bonita), na BR- 407 (Figuras 26A e 26B) (311.564, 9.007.678).

No biotita gnaiss SPR-Gn-32 encontramos zircões detriticos bastante discordantes, com várias populações, do Arqueano, de todo os sistemas do Paleoproterozoico, uma grande concentração em torno do Toniano-Esteniano (ca. 1000 Ma) e uma outra população claramente neoproterozoica (> 640 Ma), como mostrado nas Figuras 25A e 25B. A indicação de uma idade neoproterozoica para esse complexo parece irrepreensível, com os dados obtidos tanto nessa unidade (Mandacaru), como na Unidade Barra Bonita. Essa informação de contribuição criogeniana somada às demais a serem discutidas foi ponto decisivo na indicação de uma idade neoproterozoica para a sedimentação do Complexo Casa Nova. Verificar a existência de pontos na concórdia entre 800 e 600 Ma (e também no histograma da Figura 25B).

Na metagrauvaca de baixo grau (retrogressão, com ocorrência de clorita) de Pau Ferro encontramos muito

poucos zircões detriticos, mas, ainda assim com quatro populações bem destacadas, sendo uma paleoproterozoica (pequena) e três outras do Neoproterozoico (ca. 900 Ma, ca. 750 Ma e ca. 650 Ma), consoante o histograma obtido (Figura 26A). Interessante observar a ausência de contribuição

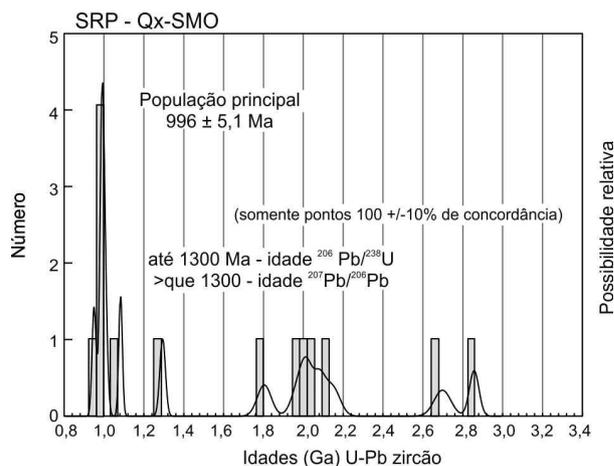


Figura 24. Histograma para os dados de idades dos zircões detriticos do biotita-quartzo xisto localizado a 7 km ao sul de Monte Orebe (SRP-Qx-SMO). Verifica-se novamente ampla distribuição de fontes, do Arqueano, Paleo e Mesoproterozoico. Merece destaque a concentração de grãos no intervalo Esteniano-Toniano inferior (pico máximo em torno de 996 ± 5 Ma). Desta feita, não foram encontrados zircões do Criogeniano e mais novos.

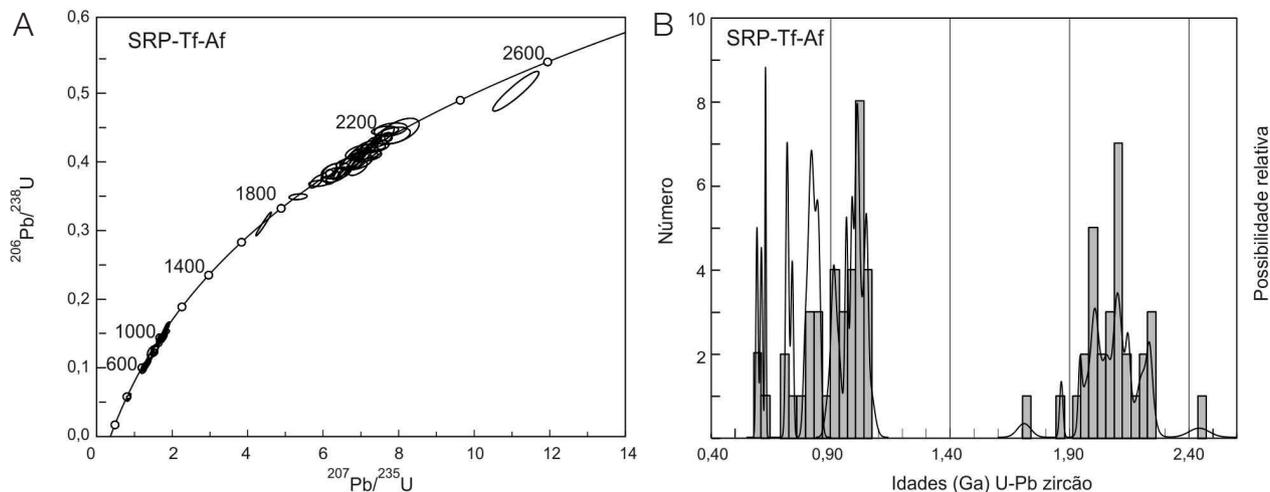


Figura 23. (A) Diagrama concórdia para os metatufos cinza-escuros do norte de Afrânio (SRP-Tf-Af). A maioria dos zircões é concordante, com várias populações detriticas paleoproterozoicas (1900 – 2400 Ma), do limite Esteniano-Toniano (a população mais importante em número) e do Criogeniano-Ediacarano (ca. 635 Ma). Esse resultado ratifica a idade neoproterozoica para o Complexo Monte Orebe, já indicado na amostra SRP-T-NAf (Figura 22A); (B) histograma dos dados obtidos na amostra SRP-Tf-AF (vide Figura 23A). Vide explicações e discussão no texto.

esteniana-toniana, comum a todas as unidades anteriormente descritas. Atribuímos esse fato tendo em vista a posição geográfico-geológica da rocha (bem mais ao sul dos domínios tonianos). São dados geocronológicos precários (pela pequena quantidade de zircões estudada), mas importantes para indicação de idade neoproterozoica para o Complexo Casa Nova, tendo em vista os dados já obtidos e discutidos nas Figuras 25A e 25B.

Como já mencionado anteriormente, essa metagrauvaca (Figura 26B) é o litotipo que aflora primeiro ao norte do cráton, com uma série de indicadores cinemáticos da vergência para o sul.

EXCERTOS DA TECTÔNICA GLOBAL E EVOLUÇÃO CRUSTAL

O estudo do Sistema de Dobramentos do Riacho do Pontal (SRP) faz aflorar algumas nuances oportunas atuais da Tectônica Global, demandando que se compreenda essa designação como mera expressão de cunho “descritivista” de parte de um contexto original bem maior, designação essa com a qual temos que conviver por várias razões.

O contexto geológico-geotectônico é mais amplo em termos regionais e globais. Em termos regionais, estamos epigrafando a porção mais meridional (sul-sudoeste) da

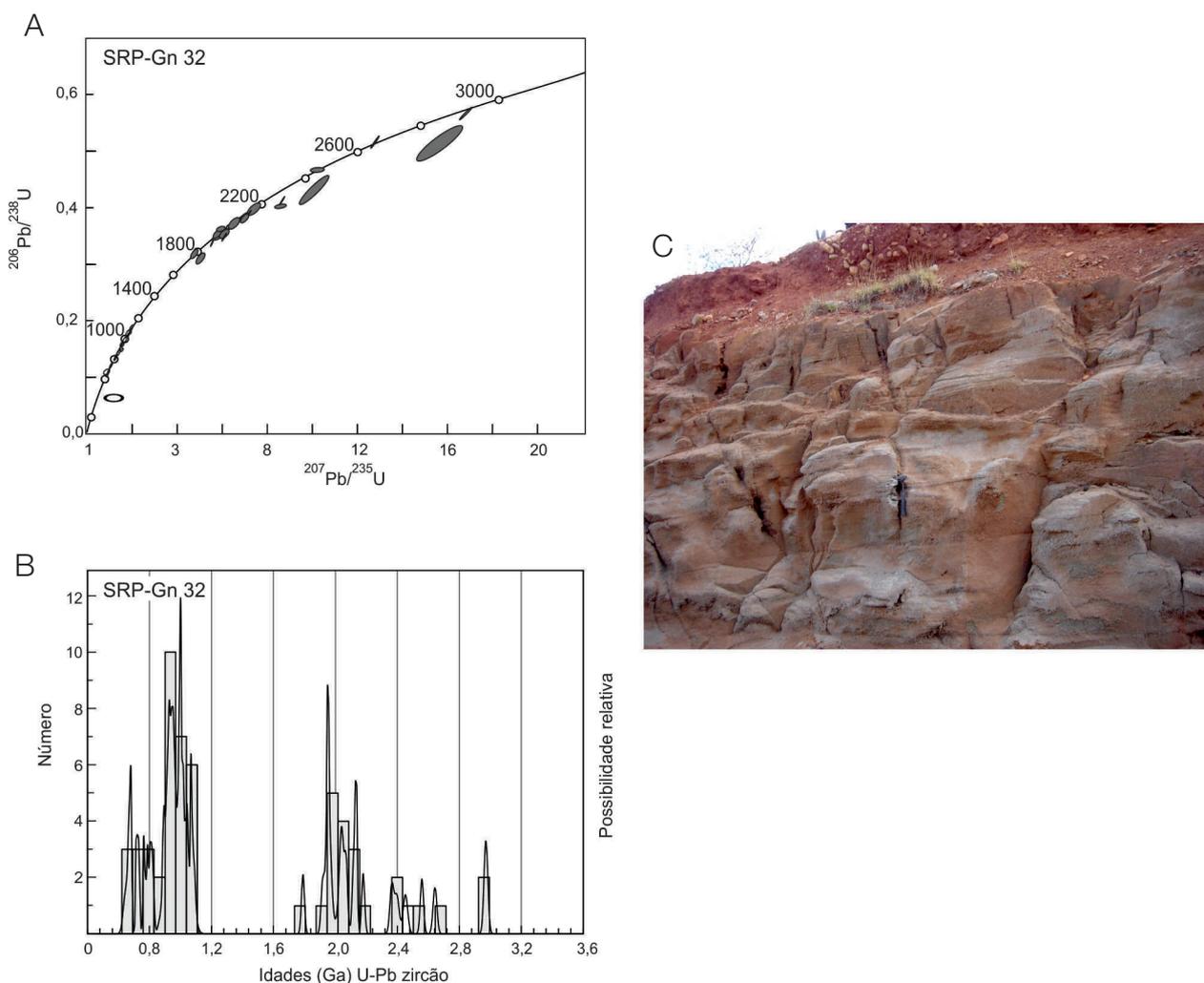


Figura 25. (A) Diagrama concórdia para os zircões detriticos da metagrauvaca (biotita-granada xisto; SRP-Gn-32, da Fazenda Satisfeito, 14 km ao sul de Dormentes). Três fontes são de pronto identificadas: paleoproterozoica, esteniano-toniana e criogeniana. Mais raramente aparecem contribuições arqueanas; (B) histograma das determinações U-Pb em zircões da amostra SR-Gn-32, do sul de Dormentes. Verifica-se o amplo leque de fontes (já discutidas nas Figuras 25A e 25B) e fica mais clara a importância das fontes esteniano-tonianas e contribuição de fontes criogenianas (pós 600 Ma). Computados somente pontos com concordância em torno de $100 \pm 10\%$. Vide discussão no texto; (C) fotografia dos biotita-granada xistos da Fazenda Satisfeito (Unidade Mandacará do Complexo Casa Nova), afloramento a 14 km sul de Dormentes.

Província Borborema, que constitui um típico *branching system of orogens* (ou região de dobramentos em mosaico, na linguagem fixista) desenvolvida entre os crátons São Francisco e São Luís, West África e bloco Parnaíba, e ao longo do Neoproterozoico mais superior. Característica desse mosaico é a pluralidade de atores entre estacionários e “colidentes”, *basement inliers*, *shear belts*, etc., alguns dos quais estão situados (e geralmente designados) no espaço geográfico-geológico do Riacho do Pontal. Na Zona Transversal da Província (imediatamente ao norte do Lineamento Pernambuco) e no Segmento Setentrional da Borborema (imediatamente ao norte do Lineamento de Patos), a presença de diversos tipos de *basement inliers* (microcontinentes, microplacas, terrenos e outros “altos”) é fato muito comum e exemplificante de um *branching system of orogens* como usualmente designado pelos tectonistas mais modernos.

Em termos globais, trata-se de um desenvolvimento orogênico (bastante alongado e de forma geral oroclinal) que para leste-sudeste se situa na porção norte do Cráton do Congo (Oubanguídes), e sucessivamente (para norte e noroeste) constitui o Sistema de Dobramentos Sergipano (a nordeste do CSF, e daí (com interrupções erosionais ínfimas) se conecta com o Riacho do Pontal (norte do CSF) e daí para oeste, tem continuidade com o chamado sistema ou faixa do Rio Preto (SRPr, nordeste do CSF). Na Figura 6 tentamos dar uma ideia (com várias limitações) da parte nordestina desse desenvolvimento. Apesar da cobertura mesozoica (Sedimentos

Urucua), os dados estruturais e gravimétricos, e parcialmente alguns dados litoestratigráficos, permitem afiançar a continuidade desse sistema na Faixa Brasília (via Faixa Rio Preto).

A península paleo-cráton do São Francisco se comportou inicialmente como uma ampla margem passiva, tipo Atlântico (sem dados concretos de idade para esse comportamento ainda, estimado em ca. 750 – 700 Ma) e, posteriormente, como uma margem ativa, na condição de placa inferior. Os colidentes mais ao norte (na condição de placa superior), estão na conta de além-países que foram de diversas dimensões e características, podendo ser discriminados (no contexto do SRP e SDS) o bloco Parnaíba, os terrenos de Morro do Estreito-Icaíçara e o maciço Pernambuco-Alagoas (vide Figuras 5 e 6).

Os registros desse oceano que circunscreveu a borda norte da península (e não somente, vide Schobbenhaus e Brito Neves, 2003), dito “perifranciscano”, estão preservados na sedimentação de margem continental no SRP (Unidade Mandacará?), no SRP (Grupo Vaza Barris) e no SRPr (grupos Canabrinha, São Desidério, etc.), e mais ainda na cobertura de plataforma continental (pericratônica e intracratônica) do Grupo Bambuí e conexos (Grupo Estância).

Essa cobertura foi preservada por todo o CSF, em dois fácies lito-estruturais reconhecidos e interessantes, ora dobrados de forma epidérmica (*thin-skin tectonics*, quando mais próximo das faixas móveis) e sub-horizontais (quando longe dos esforços tangenciais das faixas

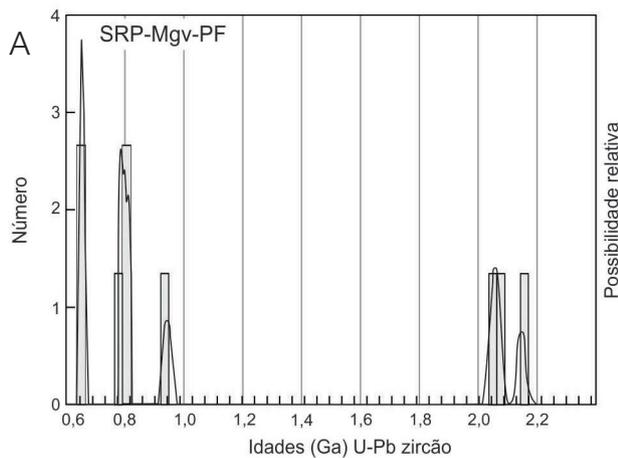


Figura 26. (A) Histograma das idades obtidas em zircões detriticos (muito poucos zircões detriticos/herdados foram obtidos, ca. 25 no total) nos xistos aluminosos de Pau Ferro (SRP-Mgv-PF). Apesar da pequena quantidade de zircões, quatro populações foram possíveis destacar: uma paleoproterozoica e três do Neoproterozoico, inclusive uma pouco superior a 630 Ma (Figura 26B); (B) fotografia dos xistos de Pau Ferro, na BR-407, bem ao sul do Sistema Riacho do Pontal (próximo ao Cráton São Francisco). Corresponde à primeira exposição de supracrustais ao norte do cráton e que mostra vários indicadores cinemáticos (estruturas S-C, zonas de cisalhamento rúptil associadas, rampas etc.) indicando a vergência para sul e sudeste.

móveis). No caso particular da parte mais ao sul do SRP, essa cobertura veio a formar um *foreland thrust and fold belt* de direção estrutural predominante leste-oeste. Esse contexto estrutural se encontra delimitado lateralmente por coberturas paleoproterozoicas e mesoproterozoicas (Supergrupo Espinhaço) que resistiram aos esforços tangenciais centrípetos das faixas móveis (não participaram das estruturas de empurrão e dobramento). Essa fração dobrada em condições epidérmicas raramente tem sido evocada nos estudos do SRP, mas devemos realçar essa presença e esse comportamento que enseja, sem dúvidas, um dos *foreland thrust and fold belt* maiores e mais bem expostos do Gondwana Ocidental.

No interior do SRP são descritas associações litoestruturais assemelhadas àquelas de remanescentes oceânicos (grupos Monte Orebe e Brejo Seco), que têm sido sistematicamente estudados dos pontos de vista petrológico e geoquímico por vários pesquisadores, mas que ainda apresentam alguns problemas em aberto. Os levantamentos gravimétricos, ainda que em escala de reconhecimento, são capazes de sugerir/demarcar a presença dos terrenos da passagem continente-oceano (altos gravimétricos da Figura 6). Na Figura 4 tentamos idealizar o quadro paleogeográfico (> 700 Ma ??) que pode ter ocorrido no domínio do SRP, numa seção S (antepaís)-N (além-país), precedendo os processos colisionais.

Dos processos de subducção são poucos os registros (mais no SDS do que no SRP), mas os processos colisionais deixaram marcas substanciais. Em todos os sistemas de dobramento aqui mencionados (SDS, SRP, SRPr), os blocos colidentes (terrenos, micropalacas, etc.) foram intensamente retrabalhados. Frações significativas desses contextos de embasamento foram alçados como “lascas” e intrinjetados nos empurrões vergentes para sul e sudeste (casos do SRP e do SDS; vide Figuras 2 e 3). Os dados geocronológicos obtidos permitem identificar entre essas lascas muito segmentos de terrenos paleoproterozoicos e mais restritamente de terrenos do Arqueano.

A forma da borda norte da placa/península do São Francisco apresenta muitas saliências (antiformes) e reentrâncias (sinformes) que são produtos da combinação de diferentes fatores: erosão em estágios prévios (pós-fissão de Rodínia, durante a instalação da margem passiva), deformação por compressão (vergência dirigida contra ela) e até mesmo altos e baixos gerados em resposta à compressão isostática. Todo o embasamento dessa porção periférica norte da península/cráton que, originalmente, é constituída por terrenos de alto grau (TAG – núcleos arqueanos e faixas móveis paleoproterozoicas) e terrenos de baixo grau (TBG – alguns remanescentes de *greenstone belts*), foi intensamente retrabalhado de forma estrutural (empuxos compressionais, *shear zones*) como

já mencionado, mas também termalmente (aquecimento desestabilizador do sistema Rb-Sr e K-Ar) e somaticamente pela penetração de alguns corpos alcalinos na fase final de relaxamento, como alguns já mencionados (e.g. Serra da Esperança).

Essa porção periférica norte do CSF tem sido ultimamente “demarcada” informalmente como uma entidade independente sob a designação (fixista e imprópria) de maciço de Sobradinho (e.g. Dantas et al., 2010). Como já discutido, a deformação que a atingiu (primeiramente e de forma muito incisiva) prosseguiu cráton a dentro e teve respostas reológicas distintas no embasamento, na cobertura quartzítica pelítica (Grupo Chapada Diamantina, vide Brito Neves et al., 2012) e na cobertura pelítico-carbonática (Grupo Bambuí e conexos, vide Angelim e Kosin, 2001).

Os eventos colisionais têm amplos registros, na faixa móvel em si e nos registros deformacionais cráton a dentro (*far-field stresses* = esforços/vetores gerados em zonas de subducção relativamente distantes que adentram o interior das placas continentais). É possível discriminar três zonas principais de deformação, a mais interna (próxima aos antepaíses, *thick skin*, com lascas de embasamento), a zona intermediária contendo remanescentes ofiolíticos (entre outros tratos litoestruturais) e a zona mais externa (*thin skin*) que atinge a cobertura do antepaís. A Figura 5, embora necessariamente muito esquemática, tenta mostrar o quadro atual desses domínios na faixa móvel, na periferia do cráton e no interior do mesmo, numa seção de N (pós-além países) para o S (já no *foreland*, na borda cratônica).

O metamorfismo regional é em geral na fácies anfíbilito, com o dobramento incluindo contextos de granitoides tipo S (uma característica marcante do SRP). O dobramento é vergente para sul e sudeste, com dobras reclinadas, deitadas e nappismo que consubstanciou uma série de *klippen* no domínio pericratônico do maciço de Sobradinho (vide Figuras 2 e 3). Os dados geocronológicos apontam um valor de idade de 630 Ma ($Dx \cong 3\%$) para essa fase final de dobramento e do metamorfismo regional, que é considerado um valor muito próximo da realidade e/ou da unanimidade (os dados são oriundos de diferentes métodos e consignados por diferentes autores). Conforme mencionado, esse valor de idade é coerente com aqueles obtidos nas faixas SDS e Brasília, por diferentes autores e métodos em trabalhos pretéritos.

As figuras já expostas (principalmente as Figuras 1 a 7) são tentativas de traduzir no formato bidimensional a evolução geológica e geotectônica dessa porção sudoeste da Província Borborema. Na Tabela 3 tentamos mostrar um esquema cronológico (o mais completo possível) de apoio para compreensão desse sistema de dobramentos (repetimos: parte apenas do *branching system of orogens* da Borborema), e posicionado ao norte do CSF.

EVOLUÇÃO CRUSTAL E AGENDAMENTO DE QUESTÕES EM ABERTO

A evolução crustal do SRP apresenta muitas similaridades (comparativamente falando) com aquelas de todos os sistemas ditos “marginais” neoproterozoicos da plataforma sul-americana (e.g. Médio Coreau, Paraguai, Brasília) em termos de zoneamento geológico-geotectônico, composição litoestratigráfica, vergência (voltadas para os respectivos crátos), etc. Mas não há nada comparável em termos da tectônica *thin skin* gerada sobre o núcleo cratônico, como no caso do SRP, de forma que o *foreland thrust and fold belt* de Irecê é um exemplar dos mais extensos, bem preservados e interessantes do mundo. Uma largura dobrada de pelo menos 200 km é observada, desde a faixa móvel ao

norte (~ paralelo 10°S) até o arrefecimento dos dobramentos da cobertura, ao sul (~ paralelo 12° S) nas proximidades da cidade de Canarana, Bahia.

A evolução crustal neoproterozoica-cambriana (com pico metamórfico-estrutural no Eodiocarano) é de relevância. É preciso acrescentar que isso não é um evento isolado, mas contínuo da África Ocidental até a Faixa Brasília, o que ratifica a assunção de um desenvolvimento significativo em termos de plataforma sul-americana. Somente no SRP não há dados ratificantes desse fenômeno, mas é muito mais por falta de estudos específicos.

A participação e o retrabalhamento de terrenos paleoproterozoicos (sobretudo) e arqueanos (minoria) tem sido também uma constatação de diversas faixas móveis neoproterozoicas da plataforma sul-americana. Nos histogramas

Tabela 3. Síntese da evolução tectônica e geocronológica do Sistema Riacho do Pontal (SRP), na porção sul-ocidental da Província Borborema na borda norte do Cráton São Francisco. Discussão no texto.

Coberturas do estágio de estabilização/quiescência, pós-ordovicianas, ditas “gondwânicas”	
GONDWANA	
Coberturas do estágio de transição, Correntes-Curimatá e conexas, cambro-ordovicianas	< 530 Ma (?)
Granitoides e sienitos alcalinos pós-orogênicos (e.g. Serra da Esperança)	ca. 555 Ma
~~~~~ Metamorfismo regional; granitoides sincollisionais ~~~~~	650 – 635 Ma
Ciclo vulcanossedimentar do Neocriogeniano-Ediacarano (Brasiliano):	
Sedimentação de plataforma, margem continental e de tratos oceânicos* (Unidades Barra Bonita, Mandacaru, Santa Filomena pró-parte e Monte Orebe*)	
+	
Cobertura pelítico-carbonática penecontemporânea (Grupo Bambuí) do antepaís	< 800 – 650 Ma
~~~~~	
Ciclo vulcanossedimentar + granitoides associados do Eotoniano (“Cariris Velhos”)	1000 – 900 Ma
Complexos Paulistana, Santa Filomena pró-parte, augen gnaisses graníticos e trondhjemiticos	
RODÍNIA	
~~~~~	
Coberturas siliciclásticas (QPC tipo) paleo a mesoproterozoicas do cráton (foreland) Grupo Chapada Diamantina	1,75 – 1,1 Ga
Faixa Móvel Riachiana Itabuna-Salvador-Curaçá	2,2 – 2,05 Ga
+	
Núcleos neoarqueanos: Gavião-Sobradinho (foreland), Morro do Estreito (backland) e outros basement inliers (e.g. Mandacaru, Santa Rita) na zona mais interna da faixa móvel brasileira	2,6 – 2,8 Ga

realizados com os zircões herdados das supracrustais (de granitos tipo S) fica muito clara a participação de fontes do Paleoproterozoico, predominantes sobre aquelas do Arqueano e do Mesoproterozoico.

A participação/exposição de unidades/terrenos mesoproterozoicos (como no interior de muitas faixas móveis brasileiras (por exemplo, fato comum na Província Mantiqueira e Tocantins) não foi constatada. E isso é uma característica, até o presente, de toda a Província Borborema. Nessa província, as ocorrências de terrenos e rochas do Mesoproterozoico são pontuais e com importância limitada (ou ligadas somente a eventos magmáticos anorogênicos).

Porém, no estudo dos zircões detríticos/herdados das supracrustais (além da contribuição pré-mesoproterozoica importantíssima já assinalada), apareceu um contingente importante de zircões de idade entre o Esteniano e o Toniano. Na Zona Transversal (domínio central) da Província Borborema há uma importante participação de faixas móveis colisionais e acrescionárias do chamado Ciclo Cariris Velhos (Eotoniano, Van Schmus et al., 1995, 2011), e que pode ter sido o grande fornecedor desses zircões herdados encontrados em metamorfitos do SRP. Embora as áreas tipicamente do ciclo Cariris Velhos estejam ao norte do Lineamento Pernambuco, ou seja, a mais de 100 km das áreas de algumas das coletas de supracrustais por nós realizadas, essa é uma possibilidade em aberto (presença do ciclo Cariris Velhos importante no SRP). Na cobertura do cráton também há algumas unidades do Grupo Chapada Diamantina com rochas de idade do Esteniano, mas não acreditamos que tenham atuado como fonte desses zircões.

Algumas unidades de idade toniana foram reconhecidas (*augen* gnaisse Afeição e Boqueirão, granodiorito de Barra do Marinho, etc.), amostradas e datadas. Mas pela importância do contingente de zircões herdados desse intervalo de idade, é possível que haja uma expressão territorial maior dessas rochas, funcionando como embasamento, ainda não suficientemente demarcada em cartografia. Uma única unidade vulcano-sedimentar pode ser identificada como de provável idade toniana, caso do Complexo Paulistana, mas reconhecemos que é possível aprimorar o mapeamento geológico e chegar a outros tratos litoestruturais desse período.

Alguns dados inéditos (pesquisa da UERJ, em andamento) mostra notável contribuição de zircões tonianos também nos sedimentos fanerozoicos da Bacia do Parnaíba, o que é uma motivação a mais para intensificar a pesquisa de maior contingente (cartograficamente falando) de rochas dessa idade no SRP (e na Zona Transversal).

De acordo com o que observamos, estudamos e trabalhamos, há uma série de questões em aberto que devem estar em pauta prioritária das próximas pesquisas programadas para o SRP. Deve ser acrescentado que existe

em franco andamento um projeto de pesquisas de professores da UNICAMP, com apoio da FAPESP (do qual, o autor sênior é participante). Os problemas, pendências e demandas aqui abordados serão levados ao conhecimento daqueles pesquisadores.

Como exemplo dessas demandas que gostaríamos de destacar de momento: identificação de novos tratos litoestruturais do Toniano no SRP, procurar definir a extensão real dessas rochas; aprimorar o conhecimento geocronológico do Complexo Paulistana; estudar em conjunto e traçar uma comparação entre os contextos vulcano-sedimentares dos complexos Brejo Seco e Monte Orebe e aprimorar o conhecimento geocronológico dos mesmos; estudar a natureza e a idade da suíte Serra da Aldeia (graníticas alcalinas que perlongam toda a porção norte-noroeste do SRP; Gava et al., 1984); etc.

*Last not least*, programas de mapeamento geológico adicionais (escalas superiores a 1:100.000, de preferência) nesse sistema orogênico serão bem-vindos, principalmente na porção mais ao norte e noroeste, na folha de Paulistana e a oeste da mesma. E, certamente, esses serão instrumentos notáveis de aprimoramento do conhecimento.

## AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi desenvolvido e patrocinado (em sua maior parte) no âmbito do Projeto Temático Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) 2005-58688-1, em nome de Miguel Angelo Stipp Basei. Recursos financeiros adicionais advieram do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico -CNPq (bolsa de pesquisador 1A e recursos de “bancada”). A Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) contribuiu de várias formas, diretas e indiretas, tendo sido fomentadora incisiva deste trabalho. Agradecemos ao revisor Prof. Dr. F. Caxito pela revisão diligente e criteriosa, absolutamente imparcial e benéfica para a forma final deste trabalho.

Muitas outras fontes de contribuição foram obtidas pelos autores com os debates nas nossas instituições de origem, com diversos colegas de diferentes especialidades. Mesmo não sendo possível discriminar todos, é possível a todos expressar nossos agradecimentos sinceros.

## REFERÊNCIAS

- Alkmim, F. F., Martins-Neto, M. A. (2012). Proterozoic first order sedimentary sequences of the São Francisco Craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 33(1), 127-139.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y. (Coords.) (1984). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Edgar Blücher.

- Angelim, L. A. A. (Org.) (1988). *Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil (PLGB): carta geológica, carta metalogenético/previsional*. Escala 1: 100.000 (folha SC-24-V-III, Santa Filomena, Estados de Pernambuco e do Piauí). Brasília DNP/CPRM.
- Angelim, L. A. (Org.) (1997). *Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil (PLGB). Petrolina*. Escala 1: 250.000 (folha SC-24-VC, Pernambuco, Bahia e Piauí). Brasília: MME/CPRM.
- Angelim, L. A., Kosin, M. (2001). *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB)*. Aracaju/NW. Escala 1:500.000 (folha SC 24-V, Bahia, Pernambuco e Piauí). Brasília: MME/CPRM.
- Barbosa, J. S. F. (Coord.) (2012). *Geologia da Bahia, Pesquisa e Atualização*. Salvador: Convênio CBPM, UFBA, IGEO e SBG.
- Barbosa, O. B. (Coord.) (1970). Geologia Econômica da parte da Região do Médio São Francisco, Nordeste do Brasil. *Boletim do DFPM/DNPM*, 140, 1-98. Rio de Janeiro.
- Barreto, H. T. (1962). *Geologia e hidrogeologia da Folha oeste do município de Petrolina – Estado de Pernambuco*. Relatório (Graduação). Recife: Curso de Geologia da CAGE, Universidade do Recife.
- Bezerra, M. A., Duarte, E. W., Brito Neves, B. B. (1967). Informe da Geologia do Extremo Oeste de Pernambuco. Recife: -PE CONESP/SUDENE (35 p., circulação restrita).
- Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., Gonçalves, J. H. (Eds.) (2003). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- Brito Neves, B. B. (1975) *Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordestino*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Brito Neves, B. B. (1983). *O mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil, escala 1:1.000.000*. Tese (Livre-docência). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Brito Neves, B. B., Santos, R. A., Campanha, G. A. C. (2012). A discordância angular e erosiva entre os grupos Chapada Diamantina e Bambuí (Una) na folha Mirangaba-Bahia. *Geologia USP (Série Científica)*, 12(2), 99-114.
- Brito Neves, B. B., Pedreira da Silva, A. J. C. (2008). Diamictitos e “Cap Dolomites” sturtianos sobre o Grupo Jacobina – Araras, Norte de Campo Formoso - Bahia. *Geologia USP (Série Científica)*, 8(2), 11-27.
- Brito Neves, B. B., Santos, E. J., Van Schmus, W. R. (2000). Tectonic history of the Borborema Province. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. (v.1, 151-182). Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress.
- Brito Neves, B. B., Sial, A. N., Albuquerque, J. P. T. (1977). Vergência centrífuga residual no sistema de Dobramentos Sergipano. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(2), 102-114.
- Caxito, F. A. (2012). *Evolução Geotectônica da Faixa Rio Preto, Noroeste da Bahia, sul do Piauí*. Dissertação (Mestrado). Belo Horizonte: Instituto de Geociências – UFMG.
- Caxito, F. A. (2013). *Geotectônica e evolução crustal das faixas Rio Preto e Riacho do Pontal, estados da Bahia, Pernambuco e Piauí*. Tese (Doutorado). Belo Horizonte: Instituto de Geociências – UFMG.
- Caxito, F. A., Dantas, E. L., Stevenson, R., Uhlein, A. (2013). Detrital zircons (U-Pb) and Sm-Nd isotope studies of the provenance and tectonic setting of basins related to collisional orogens: the case of Rio Preto fold Belt on the northwest São Francisco Craton margin, NE Brazil. *Gondwana Research*, 26(2), 741-754.
- Caxito, F. A., Uhlein, A., Dantas, E. L. (2014). The Afeição augen-gneiss Suite and the record of the Cariris Velhos Orogeny (1000–960Ma) within the Riacho do Pontal fold belt, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 51, 12-27.
- Cid, J. P., Nardi, L. V. S., Conceição, H., Bonin, B., Jardim de Sá, E. F. (2000). The alkaline silica-saturated ultrapotassic magmatism of the Riacho do Pontal Fold Belt: an example of syenite-granite Neoproterozoic association. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(7), 661-683.
- Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (2000, Eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress.
- Cordani, U. G., Brito Neves, B. B., Thomaz Filho, A. (2010). Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (Atualização). *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 17(1), 205-219..
- Dalton de Souza, J., Fernandes Filho, J., Guimarães, J. T., Lopes, J. N. (1979). *Projeto Colomi. Relatório final, Geologia da Região do Médio São Francisco, texto e mapas*. Salvador: Convênio DNP/CPRM.

- Dantas, E. L., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (2010). Looking for the oldest rocks of South America: Paleoproterozoic orthogneisses from the Sobradinho block, northernmost foreland of the São Francisco Craton, Petrolina, Pernambuco, Brazil. *VII South American Symposium on Isotope Geology*. Brasília. CD-ROM.
- Der Pluijm, B. A. V., Marshak, S. (2004). *Earth Structure* (2nd edition). New York-London: Norton Company.
- Ferreira, M. A. F. (1995). *Petrologia e geoquímica dos corpos sieníticos de Nova Olinda e Caboclo, cinturão de dobramentos Riacho do Pontal, oeste de Pernambuco*. Dissertação (Mestrado). Recife: Centro de Tecnologia – UFPE.
- Fuck, R. A., Jardim de Sá, E. F., Pimentel, M. M., Dardenne, M. A., Soares, A. C. P. (1993). As faixas de dobramentos marginais ao Cráton do São Francisco, síntese do conhecimento. In: J. M. L. Dominguez, A. Misi (Eds.), *O Cráton do São Francisco* (v. 1, 161-186), Salvador: SBG, SGM, CNPq.
- Gava, A., Montes, A. S. L., Oliveira, E. P. (1984). Granitos alcalinos no sudeste do Piauí: caracterização geológica, petrográfica e geoquímica. *XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*. Salvador: SBG.
- Gomes, H. A. (Org.) (2001). *Geologia e recursos minerais do Estado de Pernambuco*. Mapa Geológico do Estado de Pernambuco. Escala 1: 500.000. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT.
- Gomes, F. E. M. (1990). Relações litoestratigráfico-estruturais e evolução tectônica na Faixa Riacho do Pontal: região de Paulistana (PI). *XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia*. Natal: SBG.
- Hatcher Jr., R. D., Williams, R. T. (1986). Mechanical model for single thrust sheets Part I: taxonomy of crystalline thrust sheets and their relationships to the mechanical behavior of orogenic belts. *Geological Society of America Bulletin*, 97(8), 975-985.
- Hedberg, H. (1976). *International Stratigraphic Guide: a guide to stratigraphic classification, terminology and procedure*. New York: John Wiley and Sons.
- Howell, D. G. (1995). *Principle of Terrane analysis: new applications for global tectonics* (2nd ed). London: Chapman and Hall.
- Jardim de Sá, E. F. (1994). *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan Africana*. Tese (Doutorado). Brasília: Instituto de Geociências – UnB.
- Jardim de Sá, E. F., Macedo, M.H.F., Torres, H.H.F., Kawashita, K. (1988). Geochronology of metaplutonics and the evolution of supracrustal belts in the Borborema province. *VII Congresso Latino-Americano de Geologia*. Belém: SBG.
- Jardim de Sá, E. F., Souza, L. C. (1989). Relações estratigráficas e a tectônica tangencial na borda norte do Cráton do São Francisco. *III Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. Fortaleza: SBG.
- Kegel, W., Barroso, J. A. (1965). Contribuição à geologia do médio São Francisco, na região de Juazeiro. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, Departamento Nacional da Produção Mineral*, 225, 1-29.
- Kreising, K., Lenz, R. (coord.) (1972). *Mapa Geológico da Região de Petrolina-Juazeiro (Nordeste do Brasil)*. Escala 1: 250.000. Recife/Hannover: SUDENE/Budensanstalt für Bodenforschung.
- Lenz, R. (1972). Die Serie Bambui im Bereich des Pernambuco-Lineament. *Geologisches Jahrbuch*, 2, 39-54.
- Marimom, M. P. C. (1990) *Petrologia e litogeoquímica da sequência plutono-vulcanossedimentar do Brejo Seco, município de São João do Piauí*. Dissertação (Mestrado). Salvador: Instituto de Geociências – UFBA.
- Mendonça, F. E. (1990). Relações litoestratigráfica e estruturais e evolução tectônica da Faixa Riacho do Pontal-região de Paulistana-PI. *XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia*. Natal: SBG.
- Moraes, J. F. S. (1992). *Petrologia das máficas e ultramáficas da sequência vulcano-sedimentar de Monte Orebe-Pernambuco e Piauí*. Dissertação (Mestrado). Salvador: Instituto de Geociências – UFBA.
- Moraes, J. F. S., Figueiroa, I. (Orgs.) (1998). Programa de Levantamentos Geológicos básicos do Brasil. Paulistana, folha SC.24-V-A, Estados do Piauí, Pernambuco e Bahia. Escala 1: 250.000. Brasília: CPRM-DNPM.
- Moura, M. N. P. (1962). *Geologia e hidrogeologia da folha oeste do município de Petrolina, Estado de Pernambuco*. Relatório (Graduação). Recife: Curso de Geologia da CAGE – UR.
- Murphy, M. A., Salvador, A. (1999) *International Stratigraphic Guide: an abridged version. Episodes*, 22(4), 255-271.
- Oliveira, R. G. (1998). *Arcabouço geotectônico da região da Faixa Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil: dados*

- aeromagnéticos e gravimétricos. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Oliveira, R. G. (2008). *Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozoico da Província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil)*. Tese (Doutorado). Natal: Centro de Ciências Exatas de da Terra – UFRN.
- Oliveira, E. P., Windley, B. F., Araújo, M. N. C. (2010). The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*, 181(1-4), 64-84.
- Rocha, G. M. F., Fuck, R. A. (1996). As faixas marginais dobradas do Proterozóico Superior. In: J. F. Barbosa, J. M. L. Dominguez. *Mapa Geológico do Estado da Bahia - Texto Explicativo*. Salvador: SME/CBPM.
- Santos, C. A., Silva Filho M. A. (1990). *Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil*. Carta Geológica/Metalogenética Previsional. Escala 1: 100.000 (folha SC 24-V-A-VI Riacho do Caboclo, Estado de Pernambuco. Brasília: DNPM/CPRM.
- Santos, E. J., Brito Neves (1984). Província Borborema. In: F. F. M. Almeida, Y. Hasui (Eds.), *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Edgar Blücher.
- Santos, E. J., Caldasso, A. L. (1978). Síntese do conhecimento e ensaio interpretativo da área do Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil. *Reunião Preparatória para o Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais*. Boletim Especial 3, 399-426. Salvador: SBG.
- Santos, E. J., Coutinho, M. G., Costa, M. P. A., Ramalho, R. (1984). A região de Dobramentos Nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luis e as bacias marginais. In: C. Schobbenhaus, D. A. Campos, R. A. Derze, H. E. Asmus (Eds.). *Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais*. Escala 1: 2. 500.000. Brasília: MME/DNPM.
- Sato, K., Basei, M. A. S., Sproesser, W. M., Siga Jr., O. (2009). The application of U-Pb geochronology to zircon and titanite by Laser Ablation-ICP-MS. *8th International Conference on the Analysis of Geological and Environmental Materials – Geoanalysis*. Búzios: IAG. CD-ROM.
- Schobbenhaus, C., Brito Neves, B. B. (2003). A Geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti, J. H. Gonçalves (Eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil – Texto, Mapas & SIG (5-54)*. Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- Söfner, B. (1972). Zur stratigraphie des Präkambrius im gebiet des mittleren Rio São Francisco zwischen Sento Sé und Juazeiro, Nordost-Brasilien. *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, 121, 95-146.
- Süssenberger, A., Brito Neves, B. B., Wemmer, K. (2014). Dating low-grade metamorphism and deformation of the Espinhaço Supergroup in the Chapada Diamantina (Bahia, NE Brazil): a K/Ar fine-fraction study. *Brazilian Journal of Geology*, 44, 2, 207-220.
- Tesha, A. L., Nyblade, A. A., Keller, G. R., Doser, D. I. (1997). Rift localization in suture-thickened crust: evidence from Bouguer gravity anomalies in northeaster Tanzania, East Africa. *Tectonophysics*, 278(1-4), 315-328.
- Uhlein, A., Caxito, F. A., Egydio-Silva, M., Barbosa, J. S. F. (2012). Faixa de dobramentos Rio Preto e Riacho do Pontal. In: J. S. F. Barbosa (Coord.) *Geologia a Bahia Pesquisa e Atualização* (v. 2, 87-130). Salvador: Convênio CBPM-UFBA.
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Hacckspacher, P., Babinski, M. (1995). U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies in the Eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8, 3-4, 267-288.
- Van Schmus, W. R., Kozuch, M., Brito Neves, B. B. (2011). Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 31, 2, 227-252.
- Zalán, P. V., Silva, P. C. R. (2007). Bacia do São Francisco. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15, 2, 561-571.