

Evolução deformacional das rochas do Vale do Jacurici: implicações para a estruturação dos corpos cromitíferos máfico-ultramáficos

Deformational evolution of the Vale do Jacurici rocks: implications for the structuration of the mafic-ultramafic chromite bodies

Harrizon Lima de Almeida¹, Eraldo Bulhões Cabral², Francisco Xavier Bezerra²

¹Curso de Engenharia de Minas, Programa de Pós-Graduação em Exploração Petrolífera e Mineral, Universidade Federal de Campina Grande - UFCG, Rua Aprígio Veloso, 882, Bloco BY, Bairro Universitário, CEP 58429-140, Campina Grande, PB, BR (harrizon.lima@ufcg.edu.br)

²Companhia de Ferro Ligas da Bahia - FERBASA, Andorinha, BA, BR (bulhoes@ferbasa.com.br; francisco.xavier@ferbasa.com.br)

Recebido em 24 de março de 2016; aceito em 23 de janeiro de 2017

Resumo

Baseado na análise estrutural de rochas do Vale do Jacurici, encaixantes de corpos máfico-ultramáficos mineralizados em cromita, reconheceram-se quatro eventos deformacionais, os quais foram estabelecidos segundo um regime deformacional inicialmente tangencial/compressivo, evoluindo para transpressivo e distensivo, denominados, respectivamente, D_n , D_{n+1} , D_{n+2} e D_{n+3} . Os referidos eventos deformacionais foram responsáveis por impor forte controle estrutural às rochas máfico-ultramáficas da área, com implicações diretas na geometria e distribuição dos corpos mineralizados em cromita.

Palavras-chave: Vale do Jacurici; Corpos máfico-ultramáficos; Mineralizações de cromita; Evolução deformacional.

Abstract

Based on the structural analysis of Jacurici Valley rocks, wall rock of mafic-ultramafic bodies mineralized in chromite, four deformational events were recognized in the area. These events were established under deformational regimes initially tangential and compressive, developing to transpressive and distensive, respectively denominated D_n , D_{n+1} , D_{n+2} and D_{n+3} . The referred deformational events were responsible for imposing a strong structural control to the mafic-ultramafic rocks of the area, with direct implications on both geometry and distribution of the chromite-mineralized bodies.

Keywords: Jacurici Valley; Mafic-ultramafic bodies; Mineralizations of chromite; Deformational evolution.

INTRODUÇÃO

O Distrito Cromitífero do Vale do Jacurici, localizado na borda oeste do Bloco Serrinha, limite com o Cinturão Salvador-Curaçá, reúne mais de uma dezena de depósitos econômicos e várias ocorrências de cromitito hospedados em corpos máfico-ultramáficos. Dentre as várias mineralizações conhecidas na região, as de Medrado e Ipueira constituem duas das principais minas de cromita exploradas pela Companhia de Ferro-Ligas da Bahia (Ferbasa). Motivado pelo crescente potencial econômico da região, o qual foi intensificado com o início das atividades de exploração pela Ferbasa, ocorrida em meados da década de 1970, o conhecimento geológico da área tem sido acumulado desde então. Parte desse conhecimento adveio dos trabalhos de mapeamento de detalhe e dos programas de sondagem e geofísica prospectiva, desenvolvidos, em parte, pela Divisão de Geologia da Ferbasa. Esses projetos tiveram como um dos objetivos primordiais o mapeamento de unidades máfico-ultramáficas e dos corpos de cromititos da região. Outras iniciativas se detiveram sobre um enfoque mais acadêmico, sobretudo voltado para uma abordagem geoquímica e petrológica, enfatizando aspectos relacionados à gênese dos depósitos de cromo hospedados nos corpos máfico-ultramáficos (Oliveira Jr., 2001; Marques et al., 2003; Lord et al., 2004). Com base nesses estudos, considera-se, por exemplo, que as mineralizações de cromo de Medrado e Ipueira resultam de um magmatismo primitivo evoluído a partir da contaminação crustal (Marques e Ferreira Filho, 2003).

Embora o aparente controle estrutural dos corpos máfico-ultramáficos do Distrito Cromitífero do Vale do Jacurici já tenha sido aventado anteriormente, o entendimento sobre a natureza das estruturas envolvidas e sobre o papel que os diferentes eventos deformacionais exerceram na estruturação desses corpos ainda não foi consolidado — o que impede que a geometria e a distribuição regionais sejam plenamente conhecidas. Além disso, esses corpos máficos-ultramáficos são hospedeiros de inúmeras mineralizações de cromita, de modo que é imperativo que sua estruturação seja compreendida para que sejam norteados trabalhos de pesquisa e prospecção de mineralizações de cromo na região.

Neste trabalho, foram estudados afloramentos e várias cavas presentes em duas áreas localizadas no Distrito Cromitífero do Vale do Jacurici. A exposição de corpos máfico-ultramáficos nessas cavas, sendo algumas delas com a faixa mineralizada em cromita presente, bem como nas duas minas, possibilitou que se estabelecesse a correlação entre a trama deformacional nesses corpos e a trama impressa nas encaixantes regionais. Com base nos dados estruturais, um modelo de evolução deformacional para os corpos hospedeiros da mineralização de cromita foi proposto.

GEOLOGIA REGIONAL

O Distrito Cromitífero do Vale do Jacurici está localizado em parte da borda oeste do Bloco Serrinha, um segmento de crosta Arqueana consolidada no final do Ciclo Transamazônico (Barbosa, 1997). Seus principais limites leste e oeste são, respectivamente, a Faixa de Dobramentos Sergipana e o Cinturão Salvador-Curaçá. Esse distrito cromitífero é balizado a oeste pelo corpo sienítico da Serra de Itiúba e por rochas de alto grau, normalmente relacionadas a zonas de cisalhamento dúcteis, pertencentes ao segmento norte do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (Figura 1). Para uma descrição detalhada das unidades litológicas que compõem o Bloco Serrinha, sugere-se verificar os trabalhos de Kosin et al. (2003 e 2004).

O Bloco Serrinha (Padilha e Melo, 1991) é um segmento alongado com idade variável de 3.13 a 3.05 Ga (Cordani et al., 1999) e constitui o embasamento de alguns terrenos do Cráton São Francisco, tais como os *greenstone belts* Proterozoicos do Rio Itapicuru e Rio Capim. As unidades que compõem o Bloco Serrinha estão agrupadas em dois complexos litológicos denominados Uauá e Santa Luz. O Complexo Uauá é representado por ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, e gnaisses bandados, além de lentes de anfíbolitos e metapiroxitos. A presença de enxames de diques máficos é considerada uma de suas principais características. Já o Complexo Santa Luz, segundo Kosin et al. (2003), é representado por um conjunto de rochas gnáissico-granítico-migmatíticas, que ocupam uma faixa de direção aproximada NNW-SSE e servem de embasamento para os *greenstone belts* do Rio Itapicuru e Rio Capim. Ainda segundo os últimos autores, quatro associações litológicas passíveis de serem reconhecidas em campo foram submetidas a graus metamórficos que variaram de anfíbolito a granulito. Dentre as rochas constituintes dessa associação litológica estão gnaisses bandados, diopsiditos, serpentina-mármore e as unidades máfico-ultramáficas, por vezes mineralizadas em cromita, que ocorrem a leste do corpo sienítico da Serra de Itiúba (Figura 1).

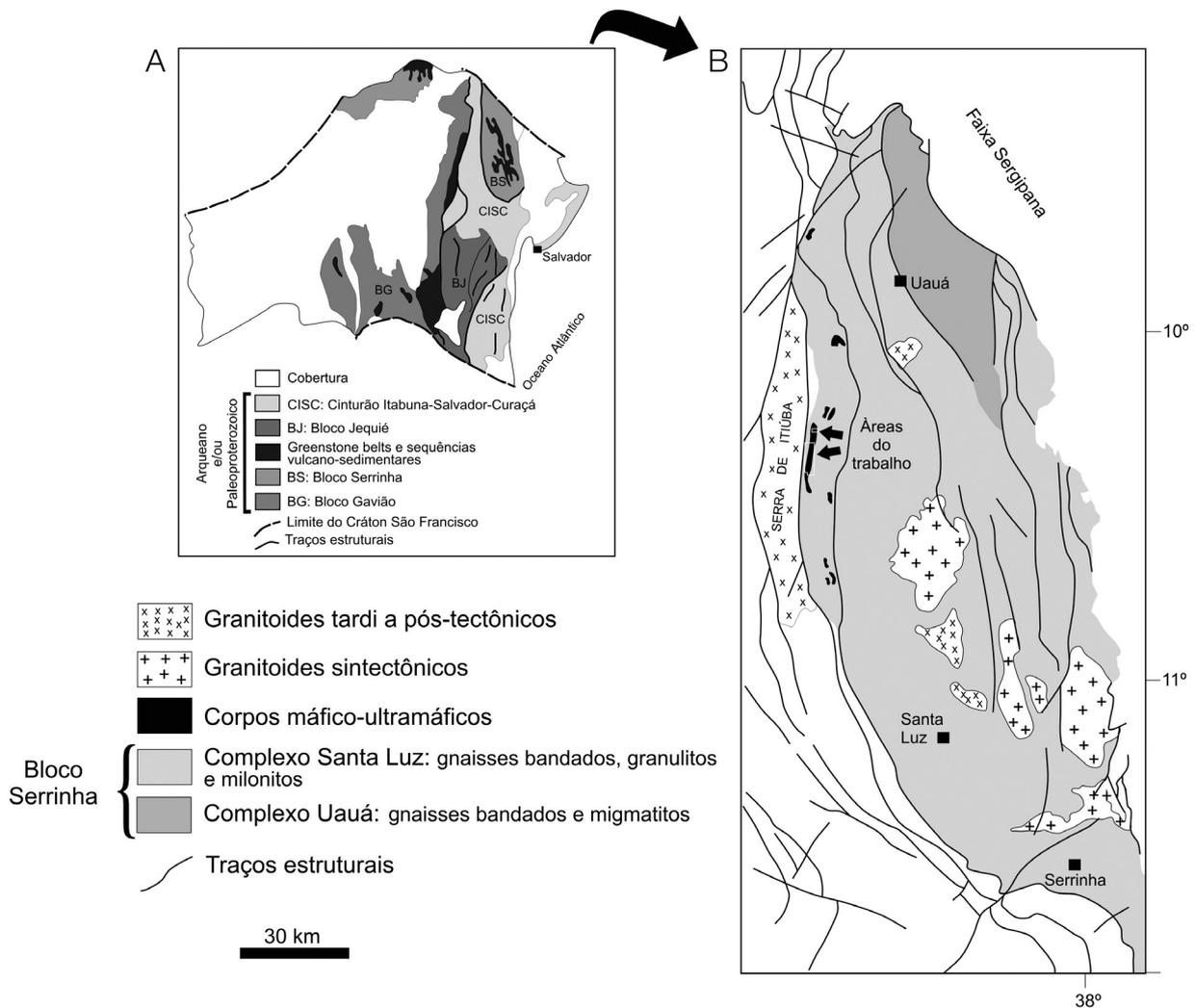
As rochas do Vale do Jacurici foram submetidas a uma intensa deformação e metamorfismo. Essa história tectono-metamórfica, segundo Barbosa e Sabaté (2004), está relacionada à colisão entre os blocos crustais de Serrinha, Gavião e Jequié, ocorrida durante o Paleoproterozoico, a qual resultou na formação de estruturas regionais, tais como empurrões e grandes zonas de cisalhamento dúcteis, muitas das quais constituem os limites tectônicos dos blocos (Melo et al., 1995). Segundo Marinho et al. (1986), três eventos deformacionais, representados por dobras isoclinais e transpostas, dobras fechadas e uma foliação com direções NNE e NNW, afetaram as rochas do vale. Regionalmente, são atribuídas a essas rochas um alto grau de metamorfismo, cujas temperaturas mínimas foram equivalentes à fácies anfíbolito superior. Del Lama et al. (2001), em estudo sobre a evolução metamórfica de rochas metassedimentares encaixantes

das unidades máfico-ultramáficas do Vale do Jacurici, concluíram que aqueles litotipos de alto grau foram submetidos a um intenso processo metassomático pós-pico metamórfico. Os referidos autores reconheceram a serpentinização e a flogopitização como os principais processos metassomáticos a afetar as encaixantes metassedimentares da área. Observações nesta pesquisa também indicam a ocorrência de intenso metassomatismo potássico (K-feldspato), o qual foi mais frequentemente observado em gnaisses aflorantes ao longo da porção oeste da região.

GEOLOGIA DA ÁREA

Os corpos máfico-ultramáficos metamorizados são considerados como provavelmente constituintes de um mesmo

sill, o qual hospeda importantes mineralizações de cromita na região do Vale do Jacurici (Figura 1). Esse complexo de rochas máfico-ultramáficas ocorre intercalado a uma sequência de gnaisses e rochas metassedimentares de alto grau metamórfico do Complexo Santa Luz; os principais litotipos presentes na área são, em sua maioria, gnaisses bandados, em grande parte com feições migmatíticas, granulitos, metacherts, quartzitos, diopsiditos e olivina mármores. Alguns desses litotipos são total ou parcialmente afetados por processos metassomáticos que datam de período posterior ao pico metamórfico regional (Marinho et al., 1986; Del Lama et al., 2001). Como reportado por Marinho et al. (1986), diques pegmatíticos e anfibolíticos, além de corpos intrusivos regionais, como o Sienito da Serra de Itiúba, ocorrem encaixados na sequência de alto grau supracitada.



Fonte: Parcialmente modificado de Alkimim et al. (1993) e Kosin et al. (2003).

Figura 1. (A) Mapa esquemático simplificado mostrando os principais blocos do Cráton São Francisco e seus limites; (B) recorte do Bloco Serrinha com ênfase na distribuição regional das unidades litológicas.

Geologia dos depósitos de cromita da sequência máfico-ultramáfica

Ao longo do Vale do Jacurici várias mineralizações de cromita ocorrem hospedadas em rochas máfico-ultramáficas metamorfizadas, incluindo as minas de Medrado e Ipueira, além de outros corpos mineralizados menores. Esse complexo de rochas máfico-ultramáficas tem sido interpretado como um *sill* diferenciado e estratificado (Barbosa de Deus e Viana, 1982) intrusivo em rochas de alto grau do Bloco Serrinha (Oliveira et al., 2004b). Nas minas de Medrado e Ipueira, onde a camada mineralizada tem sido melhor definida, o *sill* apresenta espessura média superior a 300 m, estando limitado no topo por paragneisses e na base por olivina mármore, rochas calciossilicáticas e metachert (Barbosa de Deus e Viana, 1982). Nas referidas localidades, Barbosa de Deus e Viana (1982) individualizaram (da base para o topo) níveis compostos por dunitos, harzburgitos e gabros com feições de cumulos característicos. Ainda segundo Barbosa de Deus e Viana (1982) e Marinho et al. (1986), vários níveis de cumulos são representados (da base para o topo) por níveis de: olivina-ortopiroxênio-espinélio cumulos; ortopiroxênio-olivina-espinélio cumulos; cromita cumulos; ortopiroxênio-espinélio cumulos; e plagioclásio-ortopiroxênio cumulos. Em campo, essas unidades ultramáficas ocorrem principalmente como rochas de composição dunitica, em geral serpentinizadas, normalmente observadas em contato direto com litologias mais gabroicas e/ou rochas gnáissicas. Marques e Ferreira Filho (2003), utilizando uma integração de dados de petrografia e química mineral, propuseram que o empilhamento estratigráfico do *sill* ocorre segundo três zonas principais denominadas (da base para o topo): marginal, ultramáfica e máfica. Ainda segundo esses autores, a principal camada de cromitito, com espessura de 5 a 8 m, ocorre no interior da zona ultramáfica, localmente formando corpos descontínuos nas duas minas.

Em amostras de testemunho de sondagem, o intervalo mineralizado é normalmente definido por uma camada de cromitito (*lump* e disseminado) no contato entre dunito e harzburgito, seguido de piroxenito e, finalmente, gabro, no topo da sequência. Em escala de amostra de mão, o cromitito apresenta uma impressão da foliação regional, de discreta a relativamente bem desenvolvida.

Geologia estrutural

A geologia estrutural da área é, em grande parte, marcada pela sobreposição de foliações resultantes de sucessivos eventos deformacionais, os quais, aparentemente progressivos no tempo, são designados D_n , D_{n+1} , D_{n+2} e D_{n+3} . Os três primeiros eventos são essencialmente dúcteis, em geral ocorridos sob elevadas temperaturas de deformação e relacionados a regimes deformacionais tangencial e transcorrente/transpressivo. O último, de natureza essencialmente rúptil, ocorreu

sob condições mais amenas de temperatura, provavelmente sob nível crustal relativamente pouco profundo.

A orientação e a distribuição da trama deformacional — discutida neste artigo e mapeável na escala adotada no trabalho — são mostradas na Figura 2. Essa discussão baseia-se nos aspectos morfológicos descritos para as diferentes tramas, bem como para as relações de sobreposição, limitando-se a escalas de amostra de mão e de afloramento. A seguir apresentamos informações detalhadas sobre essa trama.

D_n

Em grande parte da área foi reconhecida uma foliação S_n , geralmente de médio a baixo ângulo de mergulho, às vezes formando superfícies dobradas, crenuladas a suavemente onduladas (Figura 3A). Em alguns afloramentos, essa foliação é composta por discretas superfícies S , expressas por orientação preferencial de agregados minerais alongados e/ou inequidimensionais. Nas rochas tipicamente gnáissicas, a foliação constitui bandamento composicional marcado pela intercalação de faixas quartzo-feldspáticas, biotita e hornblenda — esse como mineral acessório, com espessura média variando entre 5 e 30 cm a 10 e 20 mm (Figura 3B). A S_n também foi definida pela disposição aproximadamente plano-paralela de níveis composicionalmente mais xistosos, normalmente biotita-muscovita gnaisse, com bandas mais quartzo-feldspáticas (Figura 3C). Essa foliação ocorre, às vezes, truncada por outra igualmente planar e de formação posterior, associada a evento deformacional subsequente. S_n é a trama deformacional mais antiga a ser reconhecida na área, normalmente com a foliação primária S_0 disposta em paralelismo com a mesma. Devido à intensa deformação e ao metamorfismo a que essas rochas foram submetidas, nem sempre a distinção entre S_0 e S_n é clara. Nesses casos, e por questões práticas, considerou-se que S_0 e S_n devem ocorrer paralelamente entre si, geralmente constituindo superfícies indissociáveis. Em cavas onde a boa exposição de rochas ultramáficas e de suas encaixantes foi verificada, observaram-se os contatos litológicos entre camadas e, portanto, S_0 foi mais claramente reconhecida em campo (Figura 3D).

D_{n+1}

Trata-se de um evento de natureza essencialmente compressiva/tangencial, responsável pela formação de uma foliação S_{n+1} quase sempre disposta em paralelismo com a superfície axial de dobras F_{n+1} (Figura 4A). Em algumas litologias, especialmente rochas máficas, essa foliação mostra-se menos proeminente e mais espaçada, características de uma clivagem tipicamente disjuntiva com a formação de domínios de clivagem e micrólitos (Figura 4B). Dobras F_{n+1} ocorrem desde a escala de afloramento a dimensões da ordem de vários metros. Na escala de afloramento, essas dobras são

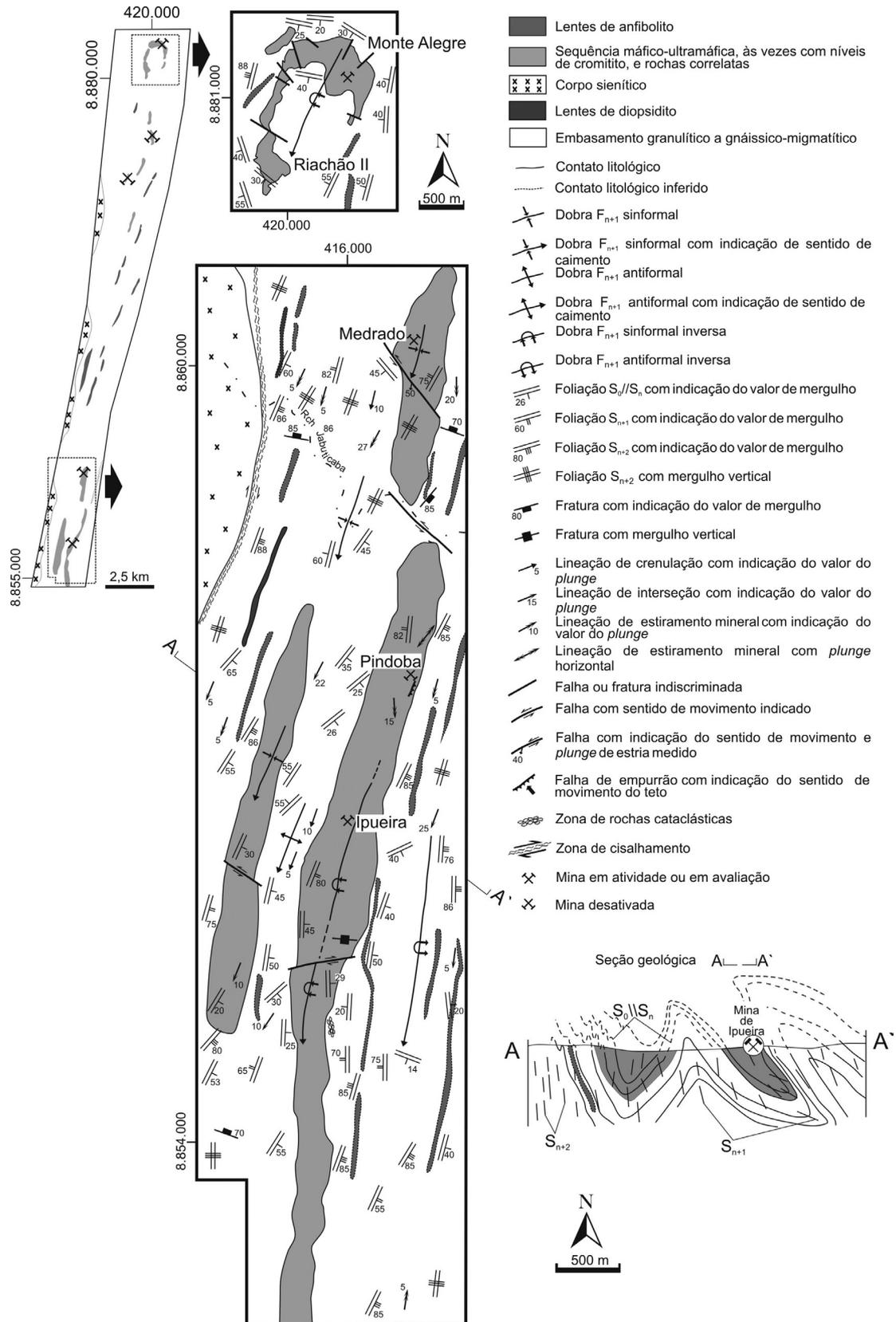


Figura 2. Mapa geológico-estrutural das duas áreas estudadas neste trabalho, englobando as localidades de Monte Alegre-Riachão II (porção norte) e Medrado-sul de Ipueira (porção sul).

aproximadamente planares, em geral constituindo sistemas harmônicos e assimétricos e, por vezes, estão associadas a dobras F_{n+1} de maior dimensão (amplitude e comprimento de onda). Normalmente formam antiformes e sinformes com superfícies axiais subverticalizadas a inclinadas, apresentando, nesse último caso, vergência geral direcionada aos quadrantes oeste-noroeste e leste-sudeste (Figura 4C). Quando observadas em rochas máficas, geralmente não desenvolvem foliação de plano axial, e, quando presente, é fracamente desenvolvida. Uma feição estrutural secundária comumente observada nas rochas máficas dobradas é a presença de fraturas extensionais, dispostas em um arranjo aproximadamente em leque, quase sempre restrita à região de charneira (Figura 4D). Não raro, algumas dobras F_{n+1} mostram estilo caracterizado por um drástico adelgaçamento dos flancos e espessamento da região de charneira. Essas dobras são correlacionáveis às classes 2 e/ou 3 (Ramsay, 1967; Ramsay e Huber, 1987), interpretadas aqui como provavelmente resultantes da modificação posterior superimposta pelo continuado encurtamento coaxial durante o evento D_{n+1} .

Duas lineações, uma de interseção e outra de crenulação (eixo de dobras), são correlacionadas com a atuação do evento D_{n+1} e estão associadas às dobras F_{n+1} . A lineação de interseção é definida pela presença de estreitas faixas composicionais e/ou pela orientação paralela de borda de grãos, resultante da interseção entre as foliações $S_0//S_n$ e S_{n+1} . Essa lineação é melhor exposta em afloramentos nos quais as foliações S_n e S_{n+1} ocorrem conjuntamente, o que possibilitou a observação do traço de uma dessas tramas sob ambas as superfícies S (Figura 4E). A lineação de crenulação normalmente ocorre na forma de pequenas corrugações subparalelas impressas nas superfícies de S_n (Figura 4F). A orientação subparalela das linhas de charneira de crenulações, algumas vezes constituindo pequenas dobras parasíticas, também é uma expressão da lineação de crenulação na área.

Falhas de empurrão com direção norte-nordeste, cujo transporte geral ocorreu para o quadrante oeste-noroeste, são estruturas também relacionadas ao evento tangencial/compressivo D_{n+1} . Em algumas localidades, essas estruturas normalmente são responsáveis por posicionar, em contato



Figura 3. Aspecto geral da foliação $S_0//S_n$ em campo. (A) foliação $S_0//S_n$ observada em flanco inverso do Sinforme de Monte Alegre; (B) bandamento composicional marcado pela intercalação de faixas quartzo-feldspáticas e biotita (\pm anfibólios); (C) foliação S_n ($S_0//S_n$) localmente definida pela disposição paralela de uma faixa mais xistosa e outra discretamente bandada, respectivamente acima e abaixo da linha tracejada $S_0//S_n$; (D) acamamento litológico ($S_0//S_n$) definido pelo contato entre gnaisse (embasamento) e serpentinito (topo).

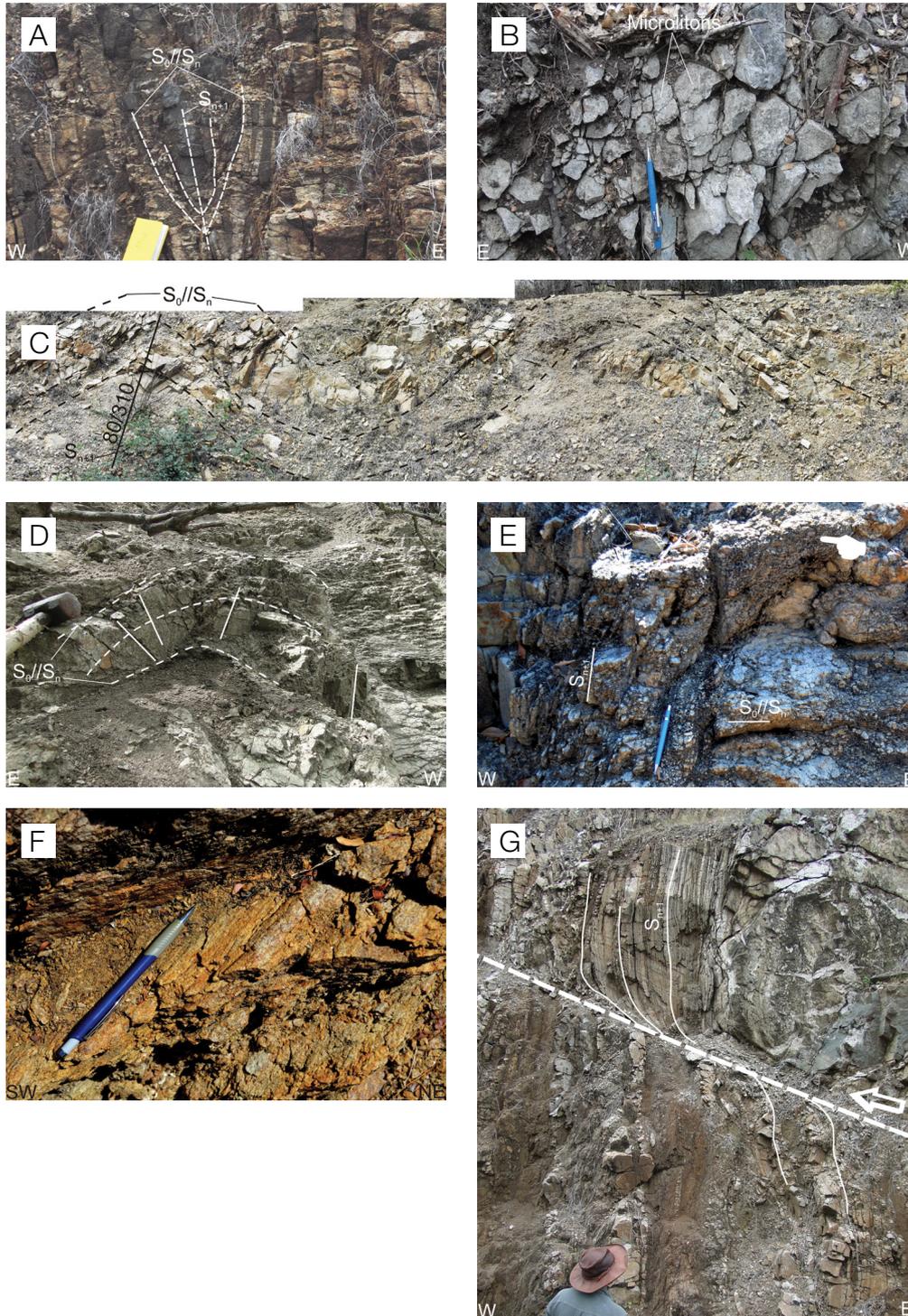


Figura 4. (A) foliação S_{n+1} plano axial de dobra fechada (F_{n+1}) em gnaisse bandado; (B) S_{n+1} constituindo uma foliação espaçada do tipo disjuntiva em dunito (paralela ao lápis). Devem ser observados os domínios de micrólitos separando os segmentos foliados da rocha; (C) dobras abertas (F_{n+1}) em gnaisse bandado, constituindo um sistema de antiformes e sinformes. A dimensão horizontal da foto é aproximadamente 11 m; (D) antiforme mostrando a presença de fraturas extensionais com disposição em leque (linhas sólidas) em serpentinito; (E) foliações S_n e S_{n+1} , sendo a última paralela a plano axial de dobras F_{n+1} , em um arranjo que define uma lineação de interseção. A lineação de interseção é mostrada pelo traço de S_n impresso na superfície de S_{n+1} , conforme indicado na figura; (F) lineação de crenulação marcada pela formação de corrugações vista sobre a superfície de S_n ; (G) falha de empurrão em gnaisse bandado, cavalcando por sobre piroxenitos (expostos a oeste da foto). Observar a presença de *drag folds* (linhas brancas), indicando topo para oeste. Localidade de Pindoba.

direto, rochas do embasamento sobre a sequência máfico-ultramáfica (Figura 4G). A repetição de camadas, especialmente do nível mineralizado em cromita, como observado em testemunhos de furos de sonda, é o resultado da presença dessas falhas. Nos furos, os referidos níveis mineralizados são normalmente separados por uma densa faixa de brechação, a qual marca zonas de intenso falhamento.

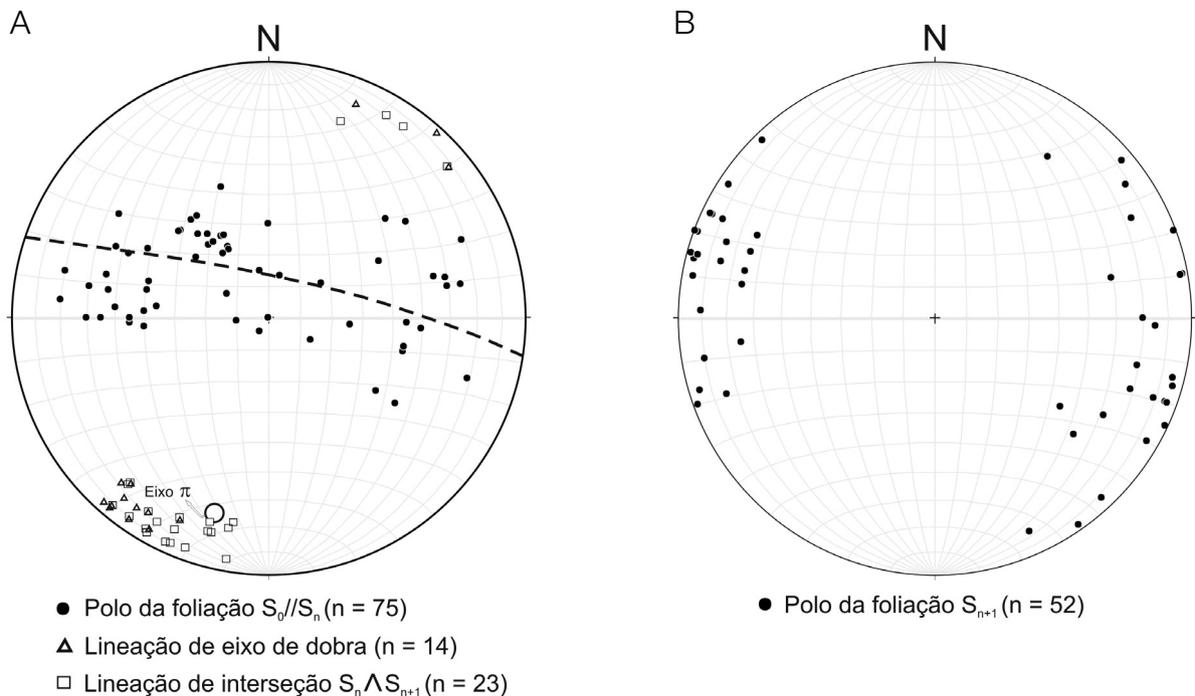
Os dados medidos para S_0/S_n e S_{n+1} são mostrados na Figura 5. Nesses diagramas, os polos da foliação S_0/S_n mostram um padrão que se ajusta a uma distribuição de pontos em torno de um grande círculo (Figura 5A). Excluindo imperfeições medidas nas superfícies S_n é razoável assumir que essa distribuição de pontos em torno de um plano médio reflete a natureza relativamente cilíndrica, ou próxima a essa condição, das dobras F_{n+1} . Outro dado que contribui para a interpretação são as lineações de crenulação e de interseção, as quais foram medidas e também representadas nos diagramas estereográficos (Figura 5A). As lineações de crenulação são tipicamente de baixo caimento para sudoeste ($\sim 15^\circ/220^\circ$), embora caimentos secundários para nordeste também tenham sido medidos (Figura 5A). Já as de interseção entre as foliações S_0/S_n e S_{n+1} , medidas em ambas as superfícies S , mostram orientação média ($\sim 15^\circ/215^\circ$) similar à orientação geral apresentada pelas lineações de crenulação (Figura 5A). Mediante a inspeção do diagrama, é possível observar claramente que a

região preferencialmente ocupada pelas duas tramas lineares corresponde a uma distribuição próxima ao polo π , o qual é normal ao plano médio definido a partir das medidas de S_0/S_n (Figura 5A). Considerando que o polo π expresse a atitude do eixo de dobras cilíndricas (Turner e Weiss, 1963; Ragan, 2009), esses dados sugerem que baixos caimentos para 215° a 220° devem ser a orientação geral assumida pelos eixos das dobras F_{n+1} menores e maiores da área.

Como discutido anteriormente, S_{n+1} é geralmente uma foliação de alto ângulo paralela ao plano axial das dobras F_{n+1} . Os polos da foliação S_{n+1} apresentam uma distribuição de pontos concentrados, principalmente nos quadrantes noroeste e sudoeste, com poucas medidas nos quadrante nordeste e sudoeste (Figura 5B). Ainda que uma concentração secundária de polos da foliação S_{n+1} ocorra nos quadrantes nordeste e sudoeste, uma direção geral segundo os respectivos quadrantes pode ser assumida para o plano axial das dobras F_{n+1}

D_{n+2}

A expressão desse evento na área é a formação de uma foliação S_{n+2} de direção nordeste-sudoeste, cujos traços sinuosos são facilmente visíveis em imagens de satélite. D_{n+2} é um evento de natureza transpressiva/transcorrente responsável por acomodar relativa extensão lateral de massas, direcionada

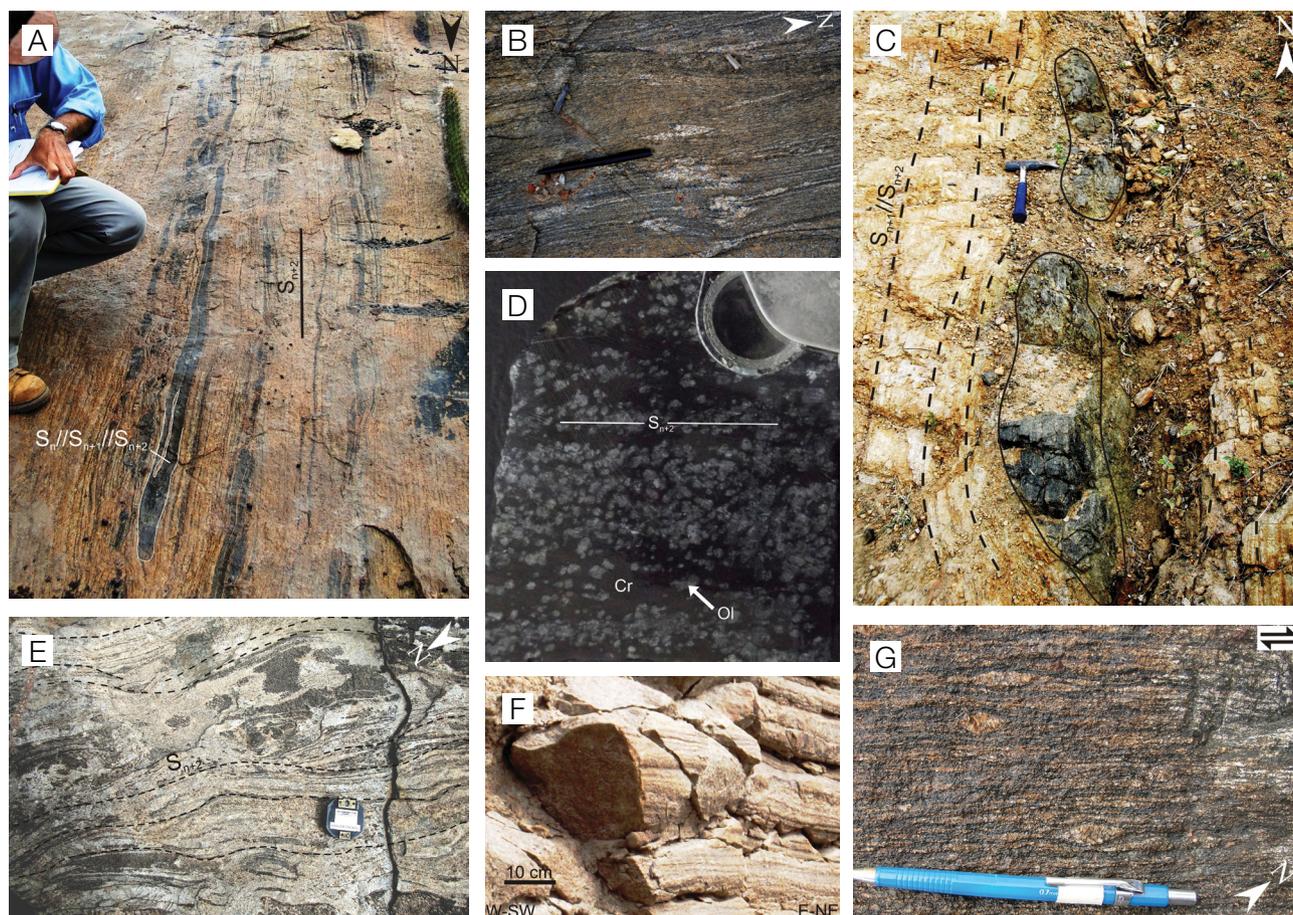


n: número total de medidas.

Figura 5. Projeção inferior em estereogramas de igual área dos dados estruturais discutidos no texto. (A) polos da foliação dobrada S_n , lineações de eixo de dobra (crenulação) e de interseção (S_n e S_{n+1}) para o segmento Medrado-sul de Ipueira; (B) polos da foliação de plano axial S_{n+1} com máximos nos quadrantes noroeste e sudoeste, definindo direção média nordeste-sudoeste.

aproximadamente aos quadrantes norte-nordeste/sul-sudoeste, em resposta ao continuado processo de encurtamento imposto por D_{n+1} . A expressão regional desse evento provavelmente está relacionada à tectônica de escape lateral de blocos, como exemplificado pela extrusão do Bloco Uauá (Oliveira et al., 2004a). Em geral, a foliação S_{n+2} segue a direção assumida pelos traços das grandes estruturas, os quais são normalmente paralelos aos contatos tectônicos entre unidades litológicas regionais (Souza e Archanjo, 1984; Kosin et al., 2004). Em escala de afloramento, S_{n+2} varia de um bandamento composicional a uma foliação de transposição. Normalmente a foliação S_{n+2} mostra mergulhos verticais a subverticais e direção submeridiana, ocorrendo

também paralela à foliação de plano axial das dobras F_{n+1} . Em alguns afloramentos, principalmente nos localizados entre Medrado e sul de Ipueira, a individualização entre as foliações S_{n+1} e S_{n+2} é relativamente discreta. Isso foi particularmente observado em locais nos quais a deformação D_{n+2}/S_{n+2} resultou na transposição da foliação S_{n+1} e/ou de tramas mais antigas. A transposição associada ao evento D_{n+2} foi melhor observada em afloramentos em que esse processo ocorreu de forma parcial, possibilitando apreciação *in loco* de restitos da foliação transposta por S_{n+2} . Exemplos locais estão relacionados à ocorrência de dobras isoclinais, caracterizadas pela presença de flancos paralelizados e parcialmente rompidos, normalmente dispostos ao longo da foliação S_{n+2} (Figura 6A).



Cr: cromita; Ol: olivina serpentinizada.

Figura 6. (A) Camadas de anfibolito dobradas e transpostas por S_{n+2} . Observar os flancos paralelizados com evidente duplicação do espessamento das camadas; (B) dobras reliquias do tipo “sem raiz” em afloramento submetido a intensa deformação. Traço da foliação S_{n+2} paralela à caneta; (C) camada de diopsidito constituindo *boudins* em paragneisse (linhas contínuas). Observar a disposição alongada desses *boudins* em paralelismo com S_{n+2} (linhas tracejadas); (D) seção de amostra de mão mostrando o bandamento S_{n+2} em cromitito. A foliação S_{n+2} (linha horizontal) é definida pela intercalação de massas finas de cromita (Cr) com bandas compostas por cristais de olivina serpentinizada (Ol); (E) aspecto amendoado da foliação S_{n+2} em escala de afloramento. Observar restos de camadas dobradas parcialmente preservada no núcleo da amêndoa (canto superior direito da foto); (F) lineação mineral formada por massas subparalelas de agregados quartzo-feldspato em gnaiss bandado; (G) foliação milonítica em ortogneiss de composição sienítica. Os porfiroclastos de K-feldspato (tipo σ) indicam cinemática dextral.

Em locais onde esse processo foi aparentemente mais intenso, dobras reliquias, do tipo “sem raiz”, geralmente são observadas. Elas normalmente ocorrem isoladas pela foliação S_{n+2} e mostram geometria que lembra a forma de anzol, dispostas em arranjos plano-paralelos à referida foliação (Figura 6B). Considerando o modelo regional de escape lateral de blocos (Oliveira et al., 2004a), é provável que o continuado encurtamento imposto por D_{n+1} contribuiu para a extrusão lateral de massas, a qual foi intensa durante a atuação do evento D_{n+2} . A rotação de camadas para o campo de estiramento do elipsoide de deformação finito, no cenário de uma deformação progressiva, pode ter contribuído para expressivo estiramento de camadas. A feição estrutural que talvez melhor exemplifique essa condição de evidente estiramento é a ocorrência de *boudins* dispostos em paralelismo com a foliação regional S_{n+2} (Figura 6C). *Boudins* também foram observados em corpos de cromitito, principalmente em pequenas cavas situadas entre as localidades de Medrado e Monte Alegre-Riachão II, locais em que camadas de cromitito ocorrem rompidas e dispostas em paralelismo com S_{n+2} . Internamente, esses cromititos mostram bandamento S_{n+2} caracterizado por faixas alternadas de cromita fina com outras compostas por olivina serpentinizada (Figura 6D).

Outra feição característica da foliação S_{n+2} , observada em seções horizontais de alguns afloramentos, é a sua ocorrência na forma de traços sinuosos, similar ao que se observa em macroescala. Esses traços de S_{n+2} exibem um padrão aproximadamente anastomosado, em geral definido por regiões com formas amendoadas, em cujo cerne encontram-se feições aparentemente preservadas da deformação mais intensa. Em algumas dessas amêndoas, a presença de uma trama aparentemente mais antiga, provavelmente constituindo restos parcialmente preservados da foliação S_n e/ou S_{n+1} , são truncadas por S_{n+2} (Figura 6E). A principal trama linear associada à foliação S_{n+2} é uma lineação mineral, às vezes constituindo lineação mineral de estiramento, geralmente representada por massas alongadas de agregados quartzo-feldspáticos observadas unicamente sobre as referidas superfícies S (Figura 6F).

Uma faixa de intensa deformação e orientação submeridiana, estabelecida na região de contato entre rochas sieníticas da Serra de Itiúba e os gnaisses do Vale do Jacurici, aflorantes na porção noroeste da área (Figura 2), define uma extensa zona de cisalhamento implantada durante a atuação de D_{n+2} . As rochas dessa zona de cisalhamento mostram lineação de estiramento mineral bem desenvolvida e evidências de deformação dúctil de médio a alto grau metamórfico. Em milonitos de composição sienítica, os grãos recristalizados de K-feldspato normalmente apresentam caudas com simetria monoclinica, cujo arranjo assimétrico é indicativo de uma cinemática predominantemente dextral (Figura 6G). Em milonitos aparentemente derivados dos gnaisses bandados do Vale do Jacurici, a ocorrência de foliação S-C é

comumente observada. O sentido cinemático interpretado das superfícies S e C, nesses milonitos, indica também uma cinemática dextral para a referida zona de cisalhamento.

Aparentemente a instalação dessa zona de cisalhamento está associada ao relativo aumento da intensidade de deformação, observado a partir da predominância de S_{n+2} , que ocorre de leste para oeste da área.

Em rede estereográfica, os polos da foliação S_{n+2} ocorrem concentrados com pontos de máximos próximos às periferias noroeste e sudeste (Figura 7A). Essa distribuição ressalta os mergulhos verticais a subverticais de S_{n+2} , cuja direção média é norte-nordeste e sul-sudoeste. As medidas refletem o relativo paralelismo de S_{n+2} com a foliação de plano axial S_{n+1} . Medidas da lineação mineral na superfície da foliação S_{n+2} mostram que a orientação média dessa trama linear é expressa por um caimento de 10 a 15° para sul-sudoeste (Figura 7A), orientação que pode ser considerada a mesma da apresentada pelas de eixo de dobras e correlatas (crenulação e interseção). Os dados medidos da foliação milonítica indicam que a atitude média da zona de cisalhamento é definida por uma direção aproximada de 30° (azimute) e mergulho em torno de 75 a 85° para sudeste (Figura 7B). Medidas da lineação de estiramento, efetuadas em três localidades ao longo da zona de cisalhamento, mostram que essa trama também apresenta a mesma orientação que as demais tramas lineares medidas na área (Figuras 5A, 7A e 7B). Considerando que a lineação de estiramento expressa aproximadamente a direção de transporte tectônico do evento D_{n+2} , a sua atuação controlou fortemente a aparente reorientação do eixo de dobras F_{n+1} , o crescimento orientado de agregados minerais e o rompimento de corpos, principalmente de rochas máficas.

D_{n+3}

Observou-se um conjunto de feições estruturais de natureza eminentemente rúpteis, cuja formação resultou da atuação de um evento deformacional D_{n+3} . As estruturas mais comumente formadas durante a atuação desse evento foram falhas e fraturas diversas e zonas cataclásticas relativamente bem delimitadas, instaladas entre blocos razoavelmente intactos. Zonas cataclásticas são formadas, em geral, por cataclastos e brechas, com espessuras que variam de alguns centímetros a poucos metros. Internamente a essas zonas, as rochas são friáveis e quebradiças a mais coesas, com uma trama isotrópica e matriz aproximadamente equivalente à fração granulométrica da areia ao silte (Figura 8A). Bordejando essas zonas, veios e fraturas diversas desenvolveram-se nas rochas da capa e da lapa, constituindo arranjos aparentemente controlados pela movimentação relativa dos blocos falhados. As falhas variam desde dimensões restritas à escala de afloramento até superiores a 150 – 200 m de extensão. São falhas normais de médio a alto ângulo de mergulho, as quais normalmente ocorrem na forma de pares

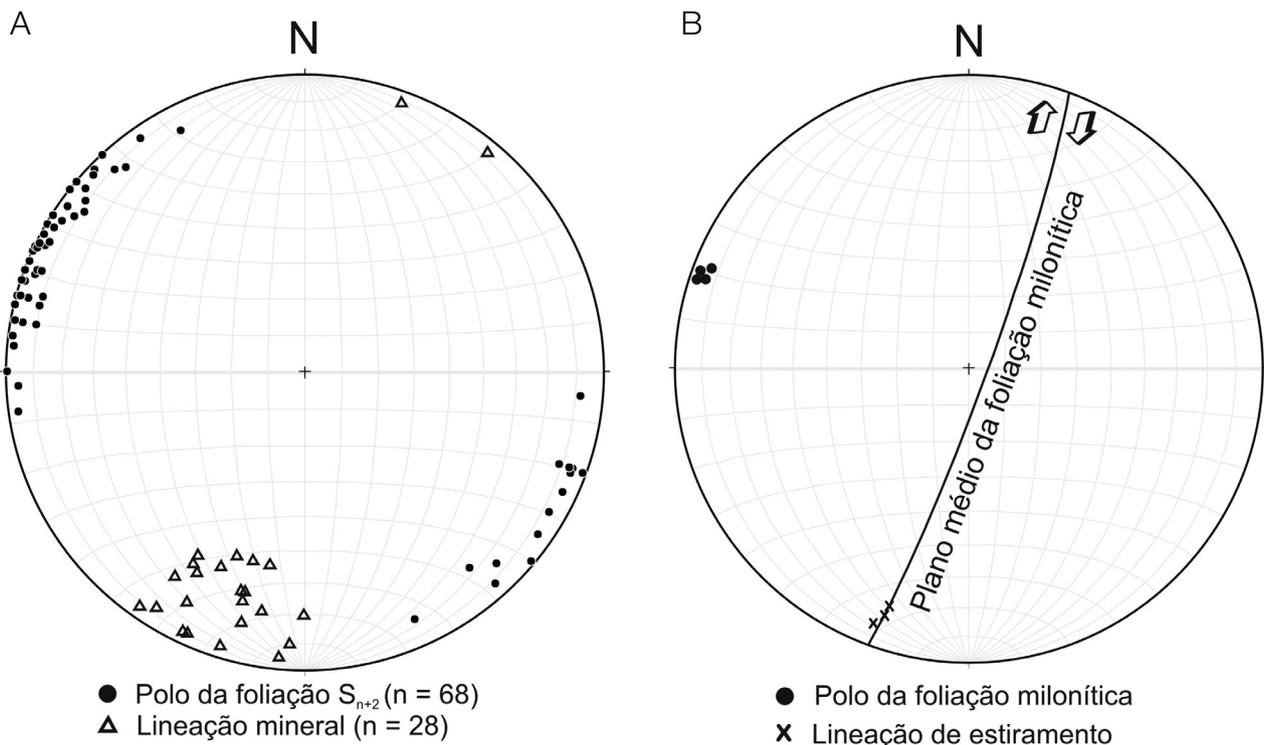
conjugados, com direções noroeste-sudeste e nordeste-sudoeste. As falhas noroeste-sudeste comumente mostram um componente de rejeito direcional sinistral oposto às falhas nordeste-sudoeste. Em ambas as falhas, a presença de estrias mostra *rakes* que variam de 15 a 50°, o que indica que são predominantemente oblíquas (Figura 8B). Pseudotaquilitos, embora não necessariamente associados a marcantes zonas de falha, ocorrem na forma de veios preenchidos por material de aspecto vítreo, normalmente de cor escura, dispostos em arranjos paralelos, em geral persistentes em um trecho de 40 a 50 cm, conforme constatado em alguns afloramentos, e com espessuras inferiores a 3 cm (Figura 8C). A formação dessas feições é geralmente atribuída à fusão local da rocha devido ao rápido movimento friccional de blocos ao longo de um plano de falha (Spray, 1997). As fraturas, similarmente às falhas, ocorrem em arranjos sistemáticos, constituindo pares de cisalhamento conjugados e, em menor frequência, fraturas de extensão, sendo essas comumente preenchidas por diques pegmatíticos de composição granito-granodiorito e dispostas na direção leste-oeste (Figura 8D). As fraturas de cisalhamento, por outro lado, são estruturas fechadas (juntas) dispostas em pares conjugados com direção noroeste-nordeste e, menos frequentemente, nordeste-sudoeste. Às vezes,

essas últimas ocorrem como estruturas subsidiárias a falhas de componente direcional (Figura 8E).

Na Figura 9 podem ser verificados os eventos deformacionais identificados na área, as principais feições estruturais relacionadas e as litologias nas quais essas estruturas são mais comumente observadas.

ESTRUTURAÇÃO DOS CORPOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS

A evolução estrutural dos corpos cromítiferos máfico-ultramáficos da área estudada foi aparentemente similar à experimentada pelas rochas encaixantes gnáissicas. Isso é constatado no que se refere à atuação dos eventos deformacionais D_{n+1} , D_{n+2} e D_{n+3} . Na configuração da estruturação desses corpos, a formação de dobras F_{n+1} foi primordial para o estabelecimento de um controle estrutural em escala de mina, na qual o principal nível de cromitito, com espessura média de 7 a 8 m, tende a constituir uma camada variavelmente descontínua em ambos os flancos de dobras sinformais, como observado nas minas de Medrado e Ipueira (Figura 10). Nessas duas localidades, o nível de cromitito ocorre na forma de massas



n: número total de medidas.

Figura 7. (A) polos da foliação S_{n+2} e lineação mineral para o setor Medrado-Sul de Ipueira; (B) polos da foliação milonítica e lineação de estiramento mineral, ambas medidas em rochas da zona de cisalhamento. As setas indicam o sentido de movimento observado no plano XZ (perpendicular à foliação e paralelo à lineação de estiramento) em milonitos. Os dois estereogramas representam a projeção inferior em diagramas de igual área.

alongadas e subparalelizadas com a linha de charneira das dobras. Essa orientação, portanto, tem sido geralmente adotada no desenvolvimento de galerias para lavra do minério ao longo desses corpos em escala de mina.

Na área norte (Monte Alegre-Riachão II) o controle estrutural da mineralização de cromita é imposto por uma sinforme reversa, cujos dois flancos mergulham para o quadrante oeste-noroeste, com eixo em fraco caimento para

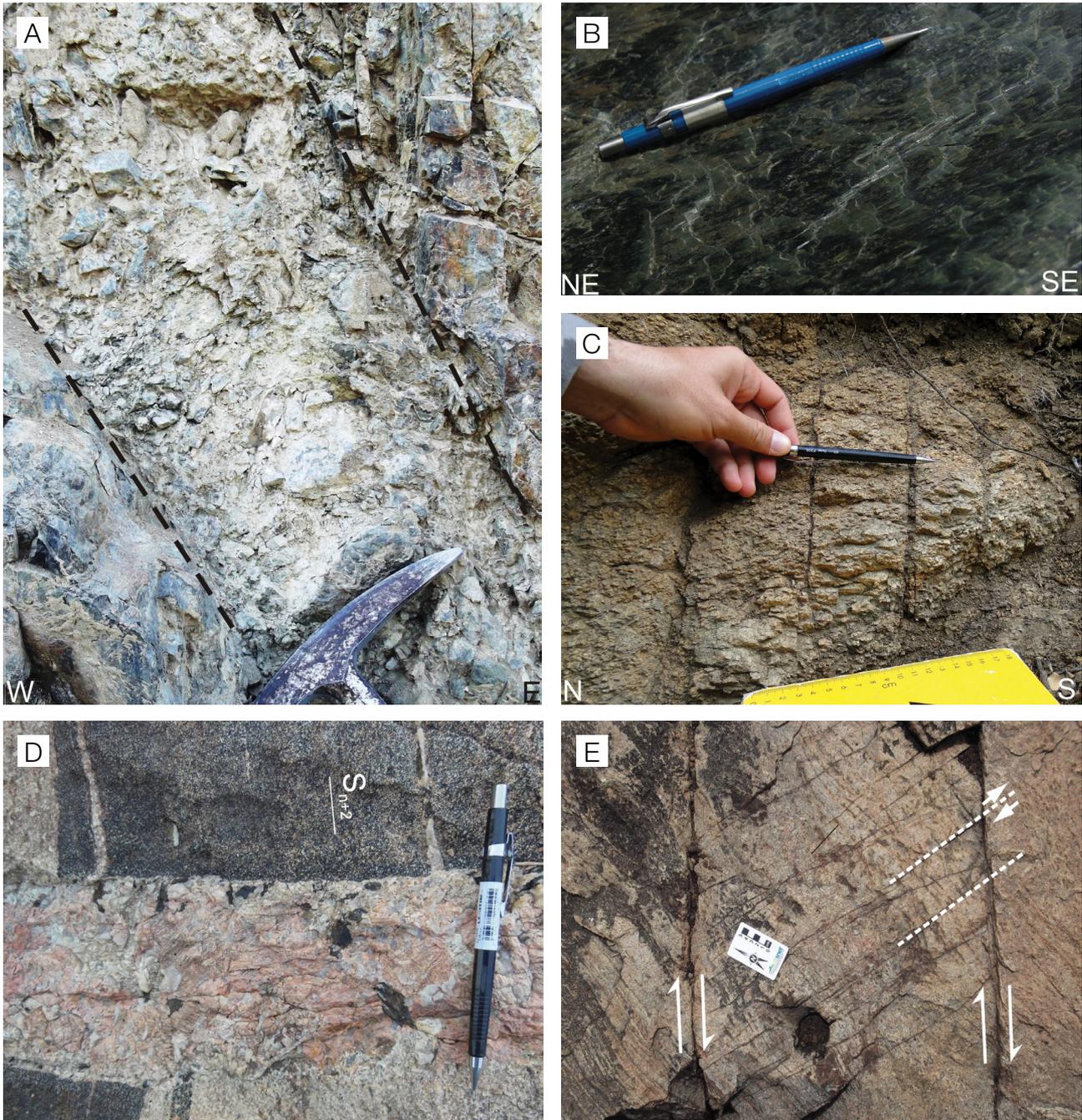


Figura 8. (A) zona com a formação de cataclasitos (entre as linhas tracejadas). Os blocos da capa e da lapa estão localizados, respectivamente, nas porções superior direita e inferior esquerda das linhas tracejadas; (B) plano de falha em diopsidito caracterizada pela presença de uma superfície polida com estrias e ressaltos. Movimento do bloco para nordeste, na direção indicada pelo lápis; (C) pseudotaquilitos desenvolvidos em arranjos paralelos e regularmente espaçados; (D) fratura de extensão com preenchimento pegmatítico; (E) fraturas de cisalhamento com movimento antitético ao das falhas, as quais mostram componente transcorrente dextral.

sudoeste (Figura 11A). Nessa dobra, as rochas ultramáficas metamorfizadas ocorrem tanto na região de charneira quanto em ambos os flancos da referida estrutura. Os depósitos de Monte Alegre e Riachão II estão hospedados em serpentinitos localizados, respectivamente, na região de charneira e no flanco oeste da dobra. Na área sul, a mineralização ocorre associada às dobras sinformais de Ipueira e de Medrado. A Sinforme de Ipueira é uma dobra reversa na qual ambos os flancos mergulham para leste (Figura 11B). A lineação de crenulação, medida em dobras parasíticas, indica caimento para sudoeste de 10 a 15° do eixo da referida sinforme. Já a Sinforme de Monte Alegre – Riachão II, localizada na

área norte, mostra inversão estratigráfica no flanco oeste. Estratigraficamente, o gabro ocorre no topo da sequência, sobreposto ao serpentinito. Entretanto, nesse flanco o serpentinito posiciona-se sobre o gabro indicando ser este o flanco invertido da dobra. No caso da Sinforme de Ipueira, a inversão na estratigrafia, com o serpentinito ocorrendo posicionado no topo da sequência, ocorre no flanco leste da estrutura. A Sinforme de Medrado é uma dobra normal com superfície axial mergulhando de 75 a 90°. Medidas da lineação de crenulação nessa dobra também indicam um fraco caimento do seu eixo para sudoeste (Figura 11C). Na região do Vale do Jacurici, Souza e Archanjo (1984) mapearam dobras com

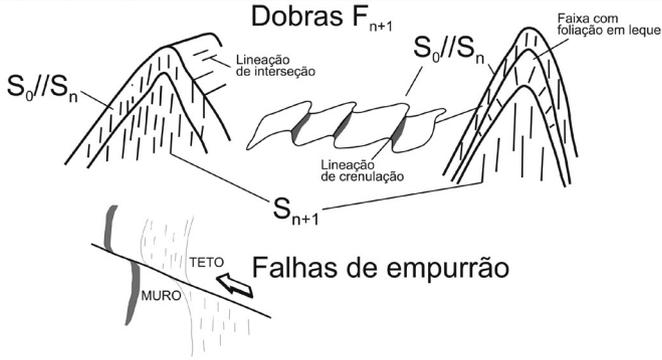
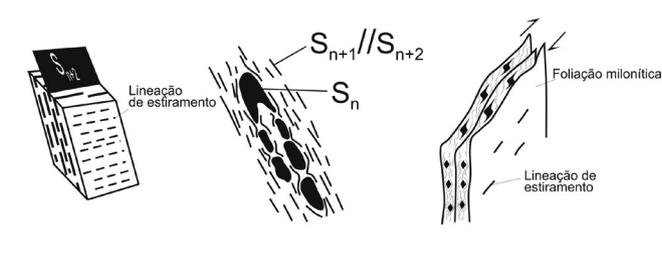
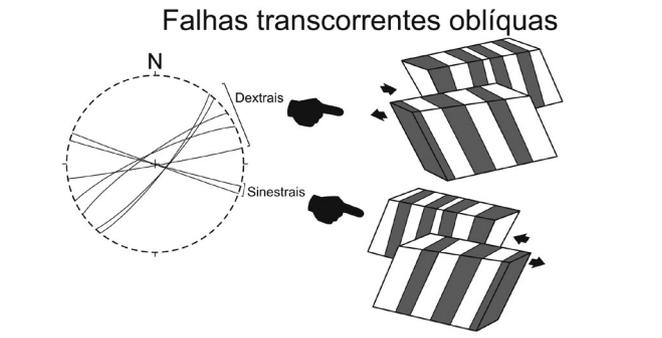
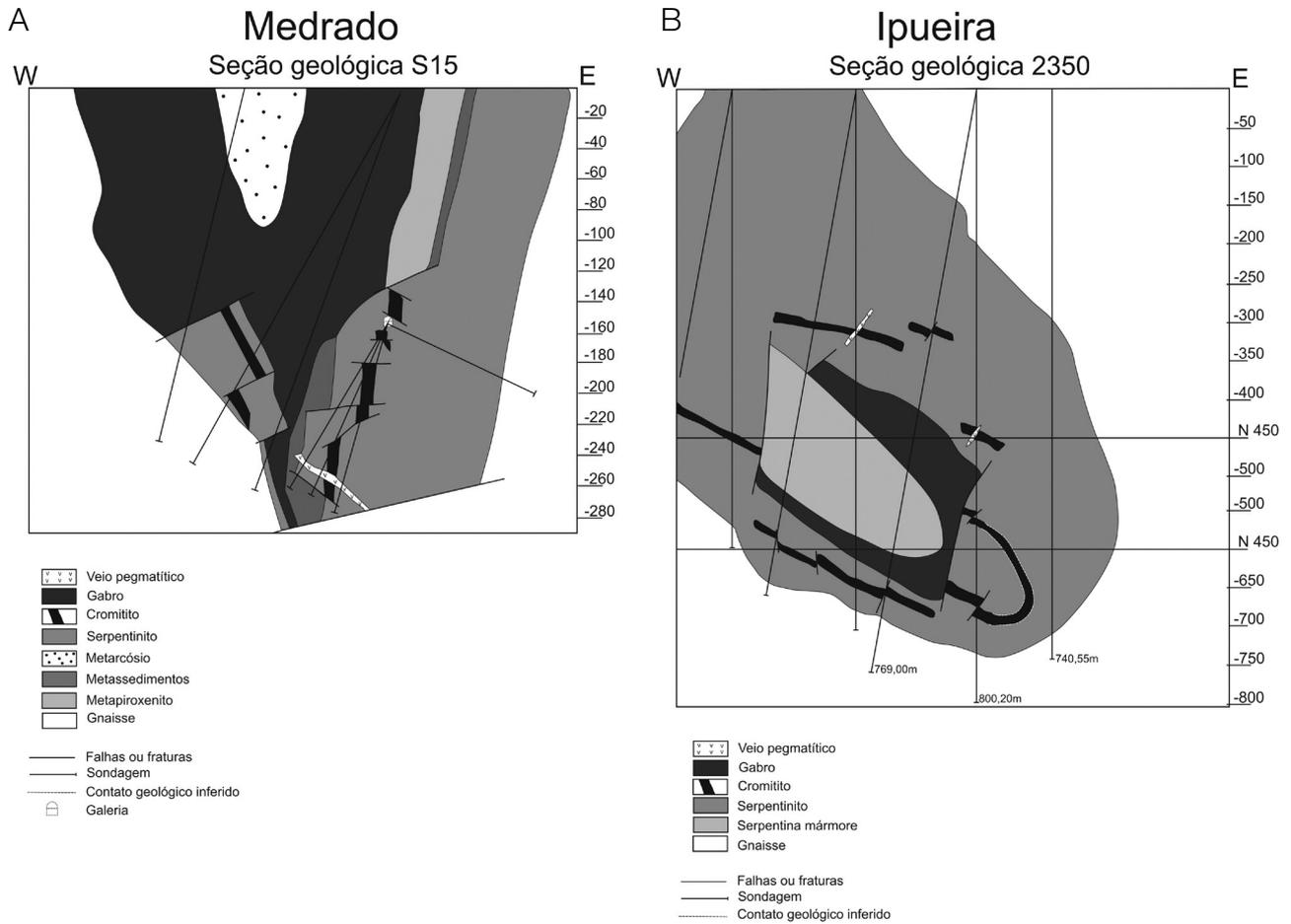
Eventos deformacionais	Estruturas relacionadas	Unidades litológicas nas quais foram observadas	Baixa/alta temperatura de deformação Regime tangencial Regime transcorrente/ transpressivo
D _n /D _{n+1}		Rochas encaixantes de alto grau e corpos máfico-ultramáficos.	
D _{n+2}		Rochas encaixantes de alto grau, corpos máfico-ultramáficos e ortomilonitos da borda oeste.	
D _{n+3}		Em todas as unidades da área, incluindo os corpos máfico-ultramáficos.	

Figura 9. Quadro simplificado sobre os eventos deformacionais reconhecidos na área, as estruturas relacionadas a cada evento e rochas nas quais essas estruturas foram melhor impressas.



Fonte: Queiroz, 2014.

Figura 10. Seções geológicas construídas a partir de furos de sonda mostrando o controle estrutural imposto aos corpos máfico-ultramáficos encaixantes das mineralizações de cromita de Medrado e Ipueira.

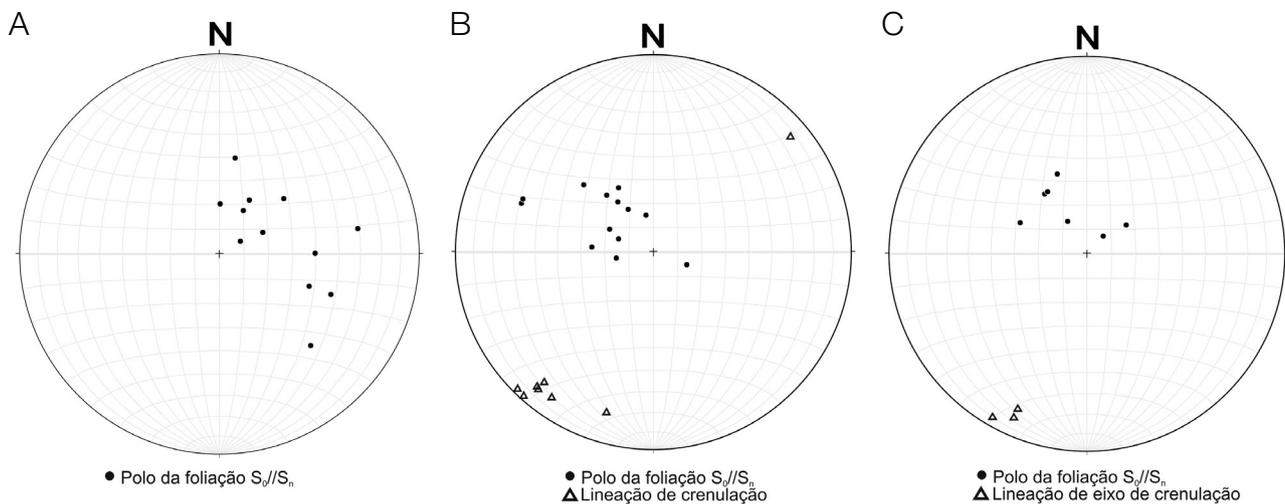


Figura 11. Estereogramas de igual área (projeção inferior) construídos com base em medidas da foliação S_0/S_n realizada nos três corpos discutidos nesse trabalho. (A) sinforme inversa de Monte Alegre-Riachão II; (B) sinforme inversa de Ipueira; (C) sinforme de Medrado.

similar orientação por mais de 50 km, as quais parecem ser correlatas às dobras F_{n+1} mapeadas, o que inclui as estruturas sinformais controladoras das mineralizações de cromita nas duas áreas estudadas.

Uma das expressões regionais mais marcantes dos corpos máfico-ultramáficos da região do Vale do Jacurici é a ocorrência daqueles na forma de segmentos descontínuos, aproximadamente alongados, dispostos segundo a direção submeridiana do vale. Uma expressão regional dessa relativa descontinuidade dos corpos é indicada, em parte, pela ocorrência de cromita ao longo de uma direção submeridiana (Misi et al., 2006).

Esses segmentos de massas de rochas máfico-ultramáficas, hospedeiras dos cromititos da área estudada, constituem *oreshoots* aproximadamente alinhados e variavelmente espaçados, dispostos segundo a direção norte-sul. A foliação regional S_{n+2} exerce forte controle sobre a orientação geral desses *oreshoots* em toda a área. Isso é evidenciado pelos contatos concordantes desses corpos com a foliação S_{n+2} , a qual normalmente os isola. Os *oreshoots* mostram caimento constante para sul com valores que variam de 35 a 40° a aproximadamente 10 a 15° (Figura 12).

Falhas normais obliquas, com direções preferencialmente noroeste-sudeste e nordeste-sudeste, seccionam transversalmente esses corpos ultramáficos, impondo um aparente rejeito direcional. O movimento dessas falhas é compatível com o ulterior desmembramento dos corpos, ocorrido durante o evento D_{n+3} .

MODELO DE EVOLUÇÃO ESTRUTURAL PARA OS CORPOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS DO VALE DO JACURICI

Um modelo de evolução estrutural para os corpos máfico-ultramáficos metamorfizados hospedeiros dos cromititos nesse

segmento do Vale do Jacurici deve refletir o seu modo de ocorrência e distribuição na área. Marques e Ferreira Filho (2003) e Dias et al. (2013), em estudos realizados nas mineralizações cromitíferas de Medrado, Ipueira e Várzea do Macaco (essa a norte de Monte Alegre-Riachão II), indicam haver uma afinidade petrológica e geoquímica entre os referidos corpos. Com base nisso, os autores aventaram a possibilidade de que um único corpo (*sill*) intrusivo poderia ter se desmembrado em outros menores por efeito da tectônica. No que concerne à evolução estrutural da área, os dados encontrados na presente pesquisa corroboram a interpretação prévia dos autores acima mencionados, e possibilitam estabelecer uma relação estrutural entre os corpos de Monte Alegre-Riachão II e Medrado-Ipueira. O modelo sugere que esses corpos, submetidos aos mesmos eventos deformacionais, evoluíram para segmentos desmembrados por efeito de forte tectônica.

Os eventos deformacionais D_{n+1} , D_{n+2} e D_{n+3} , conforme discutido anteriormente, contribuíram de forma decisiva para a atual configuração estrutural dos corpos máfico-ultramáficos nas duas áreas estudadas. Portanto, com base na evolução deformacional dessas duas áreas, um modelo de evolução estrutural é proposto (Figura 13). Por uma questão de simplificação, ele envolve dois estágios evolutivos, os quais contemplam os três últimos eventos deformacionais que efetivamente colaboraram para a estruturação desses corpos.

No primeiro estágio de evolução estrutural, ou estágio I, a deformação foi regida por forte compressão, característica marcante do evento D_{n+1} . Esse evento compressivo resultou na formação de dobras F_{n+1} com fraco caimento para sudeste e afetando tanto as rochas encaixantes regionais quanto os corpos máfico-ultramáficos ocorrentes nas duas áreas (sinformes de Monte Alegre-Riachão II, Medrado e Ipueira). É provável que esse evento de dominante encurtamento, bem como as dobras F_{n+1} resultantes, esteja relacionado à colisão noroeste-sudeste entre os blocos crustais de Serrinha

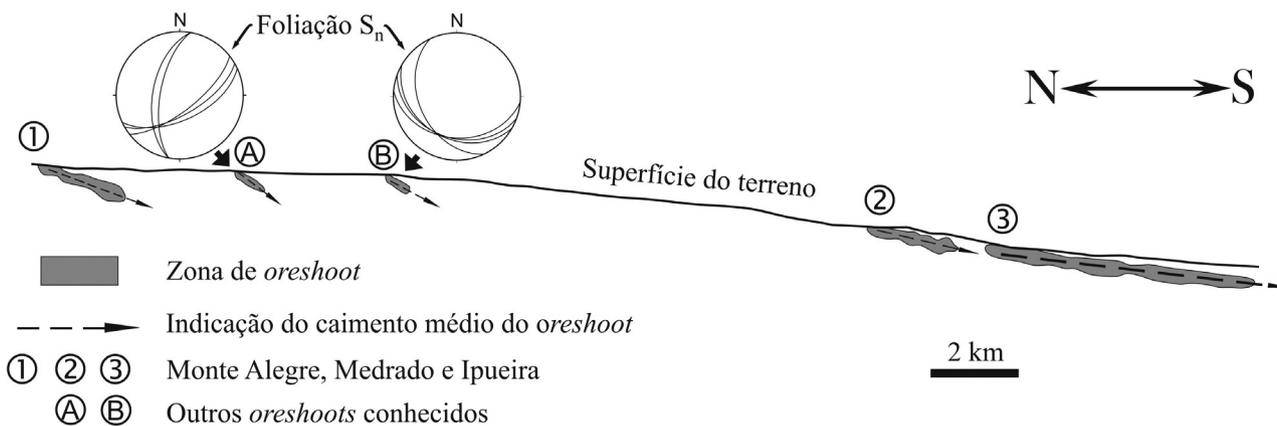


Figura 12. Esquema de ocorrência dos *oreshoots* de Monte Alegre, Medrado e Ipueira, bem como de outros corpos conhecidos não presentes nas duas áreas, os quais mostram caimentos variáveis para sul.

e Gavião (Barbosa, 1997; Oliveira et al., 2004a). O reflexo imediato da atuação da deformação D_{n+1} foi a imposição de um controle estrutural aos corpos, com a camada mineralizada ocorrendo em *trends* paralelos e ao longo dos flancos de dobras F_{n+1} . A instalação local de falhas de empurrão, cujo sentido de transporte é para oeste, está relacionada a esse primeiro estágio de evolução.

Durante a atuação do evento D_{n+2} o regime deformacional, que era inicialmente compressivo, mudou para predominantemente transcorrente/transpressivo, o que marca o estágio II de evolução deformacional dos corpos máfico-ultramáficos metamorfizados e de suas rochas encaixantes regionais, resultando no desmembramento em segmentos menores ao longo de uma direção aproximadamente

norte-sul. O regime deformacional atuante durante esse estágio impôs a segmentação e a boudinagem dos corpos máfico-ultramáficos, ocasionando *oreshoots* distribuídos descontinuamente ao longo da direção submeridiana do vale. A instalação de sistemas de falhas normais transcorrentes (D_{n+3}) contribuiu para o ulterior desmembramento desses corpos e, conseqüentemente, a redistribuição da mineralização nas duas áreas.

Sob o ponto de vista estrutural, os corpos máfico-ultramáficos abordados nesse estudo assemelham-se aos depósitos minerais discutidos por Findlay (1998). Em ambos os casos, o mecanismo de boudinagem parece ter sido um dos principais fatores responsáveis pelo controle e modo de ocorrência das mineralizações.

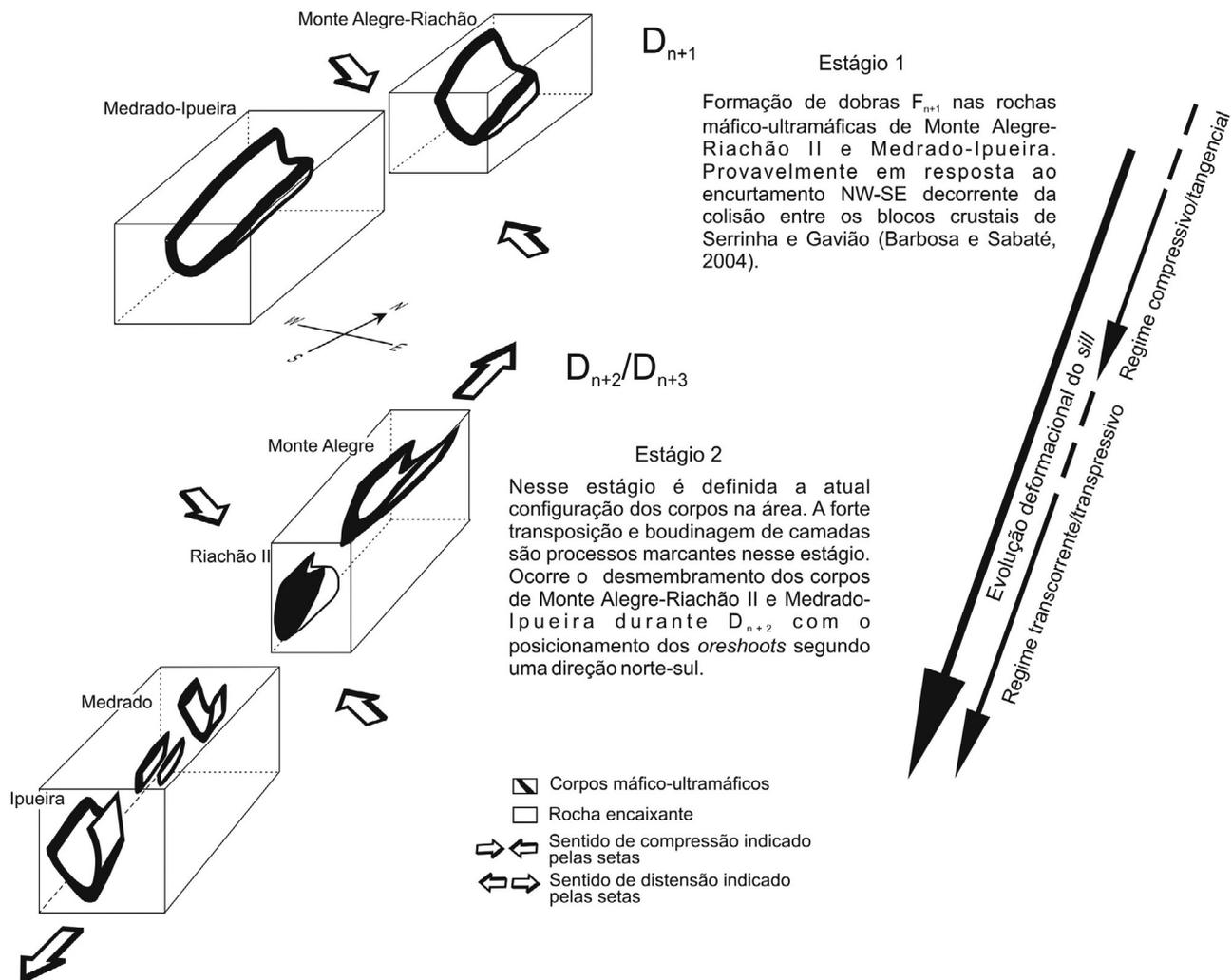


Figura 13. Desenho esquemático simplificado (sem escala) ilustrando o modelo de evolução estrutural idealizado para os corpos máfico-ultramáficos mineralizados em cromita de Monte Alegre-Riachão II, Medrado e Ipueira. Nos estágios I e II estão inclusos os três últimos eventos deformacionais reconhecidos na área. Considera-se que a história de evolução deformacional para esses corpos foi estabelecida sob as bases de uma deformação progressiva, envolvendo estágios de encurtamento inicial e extensão final.

O modelo de evolução estrutural proposto nessa pesquisa traz fortes implicações para a prospecção de cromititos no Vale do Jacurici. Diferente da estruturação imposta ao Complexo Máfico-Ultramáfico de Campo Formoso (Couto et al., 1978), o qual envolveu empurrões, a grosso modo, direcionados para oeste, e onde os corpos aparentemente não se mostram segmentados, a expressiva segmentação/boudinagem dos cromititos e de suas encaixantes, principalmente ao longo de uma direção norte-sul, é um fator norteador para futuros programas de pesquisa e prospecção de cromita no Vale do Jacurici. É pertinente ressaltar que o modelo não descarta a ocorrência de cromitito nos setores intermediários, localizados entre as áreas norte e sul, focos da discussão nesse trabalho. Para o sul de Ipueira, a ocorrência de rochas máfico-ultramáficas, às vezes não aflorantes, tem sido confirmada a partir de furos de sonda. Portanto, a adoção de um modelo de prospecção que leve em consideração a distribuição irregular desses corpos segundo um *trend* aproximadamente norte-sul deve ser considerado.

CONCLUSÕES

Na região do Vale do Jacurici, quatro eventos deformacionais (e as respectivas estruturas associadas) foram reconhecidos em rochas encaixantes de corpos máfico-ultramáficos metamorfizados e mineralizados em cromita. Um evento mais antigo (D_n) foi responsável pela formação de um bandamento metamórfico S_n , em geral, paralelo a S_0 . Um evento deformacional tangencial/compressivo (D_{n+1}) afetou o bandamento anterior (S_0/S_n) e impôs a formação de uma foliação S_{n+1} plano axial de dobras F_{n+1} . Essas dobras ocorrem nas encaixantes regionais e nas rochas máfico-ultramáficas hospedeiras de importantes mineralizações de cromita, nas quais as dobras F_{n+1} constituem sinformes que exercem um controle estrutural à mineralização em escala de mina, resultando em dois *trends* subparalelos. A mudança para um regime transcorrente/transpressivo (D_{n+2}) é marcado pela formação de uma foliação de transposição (S_{n+2}) que evolui para boudinagem. Esse último evento foi também responsável pela segmentação das rochas meta-ultramáficas e do principal nível de cromitito, dispendo-os alinhados à direção submeridiana do vale. Um regime de natureza rúptil, responsável pela formação de fraturas e falhas oblíquas com componentes de rejeitos direcionais dextrais e sinistrais, encerra o ciclo de evolução estrutural da área.

AGRADECIMENTOS

Harrizon Lima de Almeida agradece à Companhia de Ferro-Ligas da Bahia (Ferbasa) pelo apoio logístico bem como pelo acesso a relatórios internos. Especiais agradecimentos

aos geólogos Waldemir Queiroz, Enckel Cunha e Kleiton Sales pela ajuda nos trabalhos de campo. O primeiro autor também agradece ao colega Carlos Echeverri pela discussão sobre a petrografia de cromititos, especialmente da amostra apresentada neste artigo. Os autores são igualmente gratos pelas sugestões dos revisores, as quais foram valiosas para a melhoria da redação final.

REFERÊNCIAS

- Alkimim, F. F., Brito Neves, B. B., Castro Alves, J. A. (1993). Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. In: J. M. L. Dominguez, A. Misi (Eds.). *O Cráton do São Francisco* (45-62). Bahia: SBG.
- Barbosa, J. S. F. (1997). Síntese do conhecimento sobre a evolução geotectônica das rochas metamórficas Arqueanas e Paleoproterozóicas do embasamento do Cráton do São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 27, 241-256.
- Barbosa, J. S. F., Sabaté, P. (2004). Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil; geodynamic features. *Precambrian Research*, 133, 1-27.
- Barbosa de Deus, P., Viana, J. S. (1982). Distrito cromitífero do Vale do Rio Jacurici. *XXXII Congresso Brasileiro de Geologia*, 3, 44-52. Salvador: SBG.
- Cordani, U. G., Sato, K., Nutman, A. (1999). Single zircon SHRIMP determination from Archean tonalitic rocks near Uauá, Bahia, Brazil. *II South American Symposium on Isotope Geology* (27-30). Córdoba: IGRM.
- Couto, P. A. A., Sampaio, A. R., Gil, C. A. A., Loureiro, H. C., Archanjo, J. B., Fernandes Filho, J. F., Guimarães, J. T. (1978). *Projeto Serra de Jacobina: Geologia e Prospecção Geoquímica*. Salvador: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Departamento Nacional de Produção Mineral.
- Del Lama, E. A., Candia, M. A. F., Szabo, G. A. J. (2001). Petrography and metamorphism of the metasedimentary country-rocks of the Jacurici Valley Chromitite-hosting mafic-ultramafic complexes, Bahia, northeastern Brazil. *Revista do Instituto de Geociências*, 1, 1-15.
- Dias, J. R. P., Giusti, R., Marques, J. C., Frantz, J. C. (2013). Petrografia e química mineral aplicadas ao *sill* Várzea do Macaco e à mineralização de cromo e níquel-cobre. Complexo máfico-ultramáfico Jacurici, Bahia. *III Simpósio Brasileiro de Metalogenia. Os Novos Depósitos Minerais Brasileiros*. CD-ROM. Gramado, RS.

- Findlay, D. (1998). Boudinage: a key to an organizing principle for the formation of ore deposits. *Economic Geology*, 93, 671-682.
- Kosin, M., Angelim, L. A. A., Souza, J. D., Guimarães, J. T., Teixeira, L. R., Martins, A. A. M., Bento, R. V., Santos, R. A., Vasconcelos, A. M., Neves, J. P., Wanderley, A. A., Carvalho, L. M., Pereira, L. H., Gomes, I. P. (2004). *Folha Aracaju SC_24*. Escala 1: 1.000.000. Brasília: CPRM.
- Kosin, M., Melo, R. C., Souza, J. D., Oliveira, E. P., Carvalho, M. J., Leite, C. M. M. (2003). Geologia do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e guia de excursão. *Revista Brasileira de Geociências*, 33, 15-26.
- Lord, R. A., Prichard, H. M., Sá, J. H. S., Neary, C. R. (2004). Chromite geochemistry and PGE fractionation in the Campo Formoso Complex and Ipueira-Medrado Sill, Bahia State, Brazil. *Economic Geology*, 99(2), 339-394.
- Marinho, M. M., Rocha, G. F., Deus, P. B., Viana, J. S. (1986). Geologia e potencial cromitífero do Vale do Jacurici - Bahia. *XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia*, 5, 2074-2088. Goiânia: SBG.
- Marques, J. C., Ferreira Filho, C. F. (2003). The chromitite deposit of the Ipueira-Medrado sill, São Francisco Craton, Bahia State, Brazil. *Economic Geology*, 98, 87-108.
- Marques, J. C., Ferreira Filho, C. F., Carlson, R. W., Pimentel, M. M. (2003). Re-Os and Sm-Nd isotope and trace element constraints on the origin of the chromite deposit of the Ipueira-Medrado Sill, Bahia, Brazil. *Journal of Petrology*, 4, 659-678.
- Melo, R. C., Loureiro, H. S. C., Pereira, L. H. M. (1995). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: *Folha Serrinha SC.24-Y-D*. Escala 1: 100.000. Salvador: CPRM.
- Misi, A., Teixeira, J. B., Sá, J. H. S., Dias, L. S. O., Rocha, G. A., Silva, A. B. (2006). *Mapa Metalogenético Digital do Estado da Bahia: Nota Explicativa*. Escala 1: 1.000.000. Salvador: Secretaria de Indústria, Comércio e Mineração/CBPM.
- Oliveira, E. P.; Carvalho, M. J.; McNaughton, J. (2004a). Evolução do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá: cronologia da acreção de arcos, colisão continental e escape de terrenos. *Revista do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo*, 1, 41-53.
- Oliveira, E. P., Windley, B. F., McNaughton, N. J., Pimentel, M. M., Fletcher, I. R. (2004b). Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the Paleoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá orogeny, São Francisco craton, Brazil: new zircon (SHRIMP) and Sm-Nd (model) ages and their significances for orogen-parallel escape tectonics. *Precambrian Research*, 128, 143-165.
- Oliveira Jr., T. R. (2001). *Petrologia, litogeoquímica e caracterização tipológica das rochas máfico-ultramáficas do Vale do Jacurici: implicações metalogenéticas e significado no contexto geodinâmico da porção NNE do Cráton do São Francisco, Bahia*. Tese (Doutorado). Salvador: Instituto de Geociências - UFBA.
- Padilha, A. V., Melo, R. C. (1991). *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Folha Pintadas SC.24-Y-D-V*. Escala 1: 100.000. Salvador: CPRM.
- Queiroz, W. J. (2014). *Seções Geológicas de Ipueira VI e Medrado*. Relatório interno. Salvador: Companhia de Ferro Ligas da Bahia.
- Ragan, D. M. (2009). *Structural geology: an introduction to geometrical and techniques*. 4th ed. Cambridge: Cambridge University Press.
- Ramsay, J. G. (1967). *Folding and fracturing of rocks*. London: McGraw-Hill.
- Ramsay, J. G., Huber, M. I. (1987). *The techniques of modern structural geology: folds and fractures* (2). London: Academic Press.
- Souza, J. D., Archanjo, J. B. A. (1984). *Folha Senhor do Bonfim SC.24.-Y-B*. Escala 1: 250.000. Salvador: DNPM.
- Spray, J. G. (1997). Superfaults. *Geology*, 25, 579-582.
- Turner, F. J., Weiss, L. E. (1963). *Structural analysis of metamorphic tectonites*. New York: McGraw-Hill Company.