

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**ANÁLISE E MODELAGEM ESTRUTURAL DO
DOMO DE BRASÍLIA**

SISSA KUMAIRA

ORIENTADORA – Prof^a. Dr^a. Andréa Ritter Jelinek

CO-ORIENTADOR – Prof. Dr. Felipe Guadagnin

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**ANÁLISE E MODELAGEM ESTRUTURAL DO
DOMO DE BRASÍLIA**

SISSA KUMAIRA

ORIENTADORA – Prof^a. Dr^a. Andréa Ritter Jelinek

CO-ORIENTADOR – Prof. Dr. Felipe Guadagnin

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Léo Afraneo Hartmann – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Luiz César Correa Gomes – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia

Prof. Dr. José Elói Guimarães Campos – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília

Dissertação de Mestrado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do Título de
de Mestre em Geociências.

Porto Alegre – 2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Kumaira, Sissa

Análise e modelagem estrutural do domo de Brasília

. / Sissa Kumaira. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2016.
[101 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2016.

Orientador(es): Andréa Ritter Jelinek

Coorientador(es): Felipe Guadagnin

1. Modelagem Estrutural 3D 2. Domo de Brasília 3. Geometria de dobras 4. Domínios de mergulho I. Título.

CDU 528.8

Catlogação na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Miriam Alves

CRB 10/1947

Agradecimentos

Agradeço primeiramente à minha família pelo apoio e incentivo, mesmo com os muitos quilômetros que nos separa. Agradeço ao meu pai, Selem Kumaira, pelo exemplo que és como pessoa, como pai e amigo, e pela educação que sempre foi prioridade em casa, sendo grande responsável pelo que me tornei hoje. Agradeço à minha mãe, Maria Helena, pelo grandioso amor e por ter abrido mão dos seus próprios sonhos pensando nos meus. Sem isso eu nada seria.

Obrigada ao Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul pela estrutura e oportunidade de realização desta pesquisa, aos professores, funcionários e amigos que fiz nestes dois anos. Ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB) por disponibilizar suas instalações e frota durante a etapa de campo, e às pessoas envolvidas as quais tive o prazer de conhecer e trabalhar como a Prof.^a Anete Maria.

Agradeço à minha querida orientadora Prof.^a Andréa Jelinek pelo acolhimento e apoio, por ter encarado da melhor forma os contratempos que enfrentamos durante a pesquisa, pelo incentivo e ensinamentos que me foram muito válidos. Agradeço ao Prof. Farid Chemale Júnior por sua orientação, transferência de conhecimento, respeito, paciência e coerência, e por viabilizar esta pesquisa em parceria com a UnB. Ao meu Co-orientador Prof. Felipe Guadagnin que meu deu o devido suporte na coleta dos dados em campo e na prática com o *software*, e por acreditar no meu trabalho mesmo conhecendo minhas limitações. Meus sinceros agradecimentos aos meus queridos orientadores.

Agradeço à Universidade Federal do Pampa pelas horas concedidas para a realização deste trabalho e pela oportunidade de utilizar o *software* MoveTM, uma vez que a licença acadêmica é disponibilizada à esta universidade.

Muito Obrigada!

Resumo

O Domo de Brasília aflora em uma janela estrutural onde ocorrem as unidades do Grupo Paranoá na região central da Faixa de Dobramentos Brasília. A estruturação regional do domo é relacionada com encurtamentos progressivos de direção NE-SW e NW-SE, que resultaram em diferentes estilos de dobramentos e padrões de interferência entre dobras. Neste trabalho é proposta uma metodologia de análise e modelagem estrutural de superfícies deposicionais dobradas em ambiente tridimensional. Os procedimentos envolvem a obtenção de dados estruturais em superfície em três escalas de observação. As etapas de trabalho consistem em: i) obtenção de dados através de medidas de orientação de camadas em campo e digitalização de linhas de afloramento de estruturas geológicas em dados de sensoriamento remoto; ii) análise estrutural através de projeções estereográficas, mapas e perfis geológicos; iii) modelagem 2D e 3D dos dados estruturais de campo e sensoriamento remoto, representando estruturas de escala local a intermediária; e iv) integração dos dados coletados e modelados para a construção do modelo geológico regional do Domo de Brasília. A modelagem geológica baseada em dados da superfície é realizada pela integração de linhas de significado geológico digitalizadas em 3D sobre modelos digitais do terreno (fotografias aéreas ortorretificadas sobrepostas a modelos digitais de elevação) e dados de campo, como limites entre unidades geológicas e orientação de planos e linhas. A análise estrutural permitiu a delimitação de domínios de mergulho e caimento consistentes, que definem limbos de dobras separados por planos axiais. Seguindo o conceito geométrico de domínios de mergulho e caimento, foram gerados modelos 2D a partir da projeção dos dados em perfis *down-plunge* e reconstrução de horizontes estratigráficos a partir da interpolação dos dados de campo pelo método *Kink-band*. As linhas estruturais digitalizadas foram modeladas em 3D pelo método *3D Dip Domain-Ribbon* resultando na geometria 3D de dobras de escala intermediária. Os modelos gerados foram integrados para a criação do modelo regional, que se baseou na extrapolação em 3D das linhas de contato estratigráfico extraídas do mapa geológico do Domo de Brasília seguindo a geometria observada nas dobras de menor escala. Os modelos propostos neste trabalho forneceram informações coerentes sobre a geometria 2D e 3D das dobras de 3ª, 2ª e 1ª ordens no Domo de Brasília, além de permitir a interpretação das relações angulares entre as fases de deformação e os mecanismos de dobramento.

Abstract

The Brasília Dome outcrop in a structural window where occur units of the Paranoá Group in central Brasilia Belt. The dome regional structure is related to progressive shortening oriented NE-SW and NW-SE, which resulted in different folding styles and folds interference pattern. This work proposes a methodology of structural analysis and modeling of folded depositional surfaces in three-dimensional environment. Procedures involve acquisition of structural data in Earth's surface in three scales of observation. Working steps consist of: i) obtaining data through bedding orientation measures in the field and digitalization of geological structures outcropping lines over remote sensing data; ii) structural analysis through stereographic projections, maps and geological cross-sections; iii) 2D and 3D modeling of structural field and remote sensing data, representing structures at local and intermediate scale; and iv) integration of data collected and modeled for the construction of the regional geological model of Brasília Dome. 3D geological modeling based on surface data is built by the integration of geological significance lines digitalized over digital terrain models (aerial orthophotographs draped over digital elevation models) and field data, as boundaries between geological units and orientation of planes and lines. Structural analysis allowed the definition of consistent dip and plunge domains that define limbs of folds separated by axial planes. Following the geometric concept of dip and plunge domains, 2D models were generated from the projection of data in down-plunge cross-sections and reconstruction of stratigraphic horizons from the interpolation of field data by the Kink-band method. Digitalized structural lines were modeled in 3D by the 3D Dip Domain-Ribbon method resulting in the 3D geometry of intermediate scale folds. Generated models were integrated for the creation of regional model, which was based on extrapolation in 3D of stratigraphic contact lines extracted of the Brasília Dome geological map following the geometry observed in minor scale folds. The models proposed provide coherent information on the 2D and 3D geometry of the 3rd, 2nd and 1st order folds in the Brasília Dome, and allows the interpretation of the angular relationships between deformation phases of and folding mechanisms.

Sumário

Resumo.....	i
Abstract.....	ii
Sumário.....	iii
Sobre a Estrutura desta Dissertação.....	iv
CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO	1
I.1. JUSTIFICATIVA.....	1
I.2. OBJETIVOS	4
I.3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	4
I.4. CONTEXTO GEOLÓGICO	6
CAPÍTULO II – METODOLOGIA.....	12
II. 1. MODELAGEM GEOLÓGICA.....	12
II. 2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	17
2.1 <i>Fonte e Estruturação dos Dados</i>	17
2.1.1 <i>Dados topográficos e de Sensoriamento Remoto</i>	17
2.1.2 <i>Dados de Campo</i>	18
2.1.3 <i>Dados bibliográficos</i>	19
2.2 <i>Processamento dos Dados</i>	20
2.2.1 <i>Processamento dos dados topográficos e geração dos Modelos Digitais da Superfície</i>	20
2.2.2 <i>Análise e processamento dos dados de campo</i>	20
2.3 <i>Modelagem dos Dados</i>	22
2.3.1 <i>Modelagem 2D dos dados de campo – Perfis transversais</i>	22
2.3.2 <i>Modelagem 2D e 3D dos dados estruturais obtidos no MDT</i>	25
2.3.3 <i>Integração dos dados e geração do Modelo 3D do Domo de Brasília</i>	27
CAPÍTULO III – REFERÊNCIAS	29
CAPÍTULO IV – CORPO PRINCIPAL DA DISSERTAÇÃO	35
CAPÍTULO V – ANEXOS	89

Sobre a Estrutura desta Dissertação

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno de artigos publicados em periódicos ou publicações equivalentes. Consequentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

Capítulo I – Introdução: Consiste nas considerações iniciais sobre o tema da dissertação, com a finalidade de apresentar de forma sucinta a justificativa do trabalho, os objetivos e a localização da área de estudo. Além disso, aborda o contexto geológico da área estudada com objetivo de esclarecer ao leitor suas características geológicas principais.

Capítulo II – Metodologia: Neste capítulo são descritos os procedimentos e técnicas empregados no desenvolvimento da Dissertação. Para uma melhor compreensão da metodologia aplicada, este capítulo foi dividido em dois tópicos principais. No primeiro tópico são apresentadas, de forma resumida, considerações sobre o tema modelagem geológica/estrutural 3D. O segundo tópico aborda os materiais e métodos utilizados neste trabalho, onde são descritas as fontes e processamentos dos dados, e as técnicas de modelagem aplicadas.

Capítulo III – Referências: Lista de referências bibliográficas utilizadas para o desenvolvimento da Dissertação. Incluem artigos, teses, dissertações, banco de dados e *softwares*.

Capítulo IV – Corpo principal da Dissertação: No Capítulo IV é apresentado o artigo científico, cujo manuscrito foi submetido a revista *Journal of Structural Geology* sob o título *Field and remote sensing based 3D structural modeling: a case study in the Brasília Dome*.

Capítulo V – Anexos: Neste capítulo está anexado o resumo expandido publicado no mês de Maio de 2015 no *XV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos/ IX International Symposium on Tectonics* cujo título é *Determinação de taxa de encurtamento em sequências sedimentares dobradas: estratégia para a escala de afloramento*. A publicação apresenta uma metodologia de análise estrutural com aplicação de algoritmos de restauração de camadas dobradas, utilizando um afloramento localizado no Domo de Brasília.

CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO

I. 1. JUSTIFICATIVA

Estruturas geológicas correspondem a feições planares e lineares que necessariamente se comportam como objetos tridimensionais em um volume de rocha (RAGAN, 2009). A caracterização dessas estruturas é frequentemente realizada a partir de análises geométricas e de orientação espacial em campo projetadas em mapas e perfis geológicos e pela análise de dados que ilustram a subsuperfície, como perfis de sísmica de reflexão (TWISS; MOORES, 2007). Estes métodos, apesar de bastante difundidos, proporcionam uma abordagem bidimensional do arranjo das estruturas, uma vez que representam a geometria das superfícies geológicas em planos horizontais e verticais que interceptam um determinado volume da crosta (GROSHONG, 2006). Neste sentido, as ferramentas computacionais para manipulação de dados geológicos em três dimensões (3D) surgem como importantes instrumentos para aumentar a confiabilidade de interpretações estruturais, possibilitando a construção de modelos matemáticos formados pela combinação de gráficos digitais em concordância com características geológicas (CAUMON *et al.*, 2009).

Um modelo geológico 3D consiste na representação de elementos geológicos planares e lineares, como contato entre litologias, falhas, dobras e foliações, em superfícies 3D a partir da interpolação de dados pontuais (MALLETT, 1997). A extrapolação das estruturas observadas em um determinado plano 2D para um volume 3D inclui abordagens explícitas, que as consideram como superfícies explícitas que podem ser delimitadas manualmente; e abordagens implícitas, onde a informação estrutural é descrita matematicamente a partir de isovalores em um campo escalar volumétrico (CALGANO *et al.*, 2006; MAXELON *et al.*, 2009; VOLLGGER *et al.*, 2015). Partindo desses critérios, diversos métodos e *softwares* foram desenvolvidos para a construção de superfícies 3D, principalmente nas últimas duas décadas como é retratado em diversos trabalhos (MALLETT, 1997; DE KEMP, 1998, 2000; GALERA *et al.*, 2003; CAUMON *et al.*, 2009; FERNANDEZ *et al.*, 2004, 2009; JONES *et al.*, 2009; MAXELON *et al.*, 2009; DHONT *et al.*, 2005). Estes métodos se diferenciam principalmente em função da técnica de interpolação (como interpolação suave discreta (MALLETT, 1997);

interpolação B-spline (deKemp, 1998); interpolação linear, krigagem, (GROSHONG, 2006), etc) e dos tipos de dados utilizados no modelo.

Uma grande variedade de dados de diferentes fontes pode ser manipulada simultaneamente em um modelo 3D, desde observações de campo até dados mais sofisticados, como de geofísica (CAUMON *et al.*, 2009). Os critérios de escolha dependem basicamente da disponibilidade de dados e dos objetivos e resposta que se pretende adquirir com a modelagem. Em regiões com ausência de um banco de dados de subsuperfície, a modelagem geológica pode ser executada com base em dados da superfície topográfica que são adquiridos principalmente pela investigação de campo. Neste caso, o uso de dados de sensoriamento remoto é particularmente útil, pois oferece um imageamento claro da topografia, agregando informação em regiões com escassez de dados e possibilitando a análise de estruturas em escala regional (MAXELON *et al.*, 2009).

A proposta deste trabalho é gerar um modelo geológico explícito 3D com base em dados de superfície, que incluem medidas de campo e análise de Modelos Digitais do Terreno (MDT), em uma sequência sedimentar dobrada exposta na Faixa Brasília, região central do Brasil. A área selecionada consiste em um domo estrutural gerado pela interferência de fases ortogonais de dobramento, caracterizado na literatura como Domo de Brasília, por situar em seu núcleo a cidade de mesmo nome (FARIA, 1995; FREITAS-SILVA; CAMPOS, 1998; DEL-REY SILVA *et al.*, 2004, 2011). As estruturas geológicas escolhidas para a geração do modelo consistem em dobras descritas em afloramentos (dobras de 3ª ordem ou escala local), dobras observadas e digitalizadas no MDT (dobras de 2ª ordem ou escala intermediária), e os contatos geológicos entre as unidades que afloram no Domo de Brasília, extraídos do mapa geológico do Distrito Federal (dobras de 1ª ordem ou escala regional; FREITAS-SILVA; CAMPOS, 1998). Os modelos foram elaborados em 2D e em 3D, abordando as diferentes escalas de observação. A definição da geometria das estruturas se baseou no conceito de domínios de mergulho (GROSHONG; USDANSKY 1988), o qual separa regiões de mergulho uniforme através de planos que marcam uma mudança de orientação, como planos axiais, falhas ou descontinuidades estratigráficas (FERNANDEZ *et al.*, 2004). Os domínios de mergulho foram aqui definidos a partir dos dados estruturais de campo projetados em mapas e em estereogramas. Para o modelo 2D das dobras foram gerados perfis transversais *down plunge* (MACKIN, 1950) construídos pelo método *Kink-band* (GILL, 1953), onde assume-

se que as camadas sedimentares ocorrem como segmentos planares (domínios de mergulho) separados por superfícies axiais que bisectam o ângulo interlimbo entre domínios adjacentes. O modelo geométrico 3D se baseou no modelo 2D e nos domínios de mergulho observados. As superfícies 3D foram construídas a partir de traços estruturais (linhas de interseção entre superfícies geológicas e a superfície topográfica) mapeados no MDT e linhas de contatos estratigráficos utilizando, respectivamente, os métodos de construção de superfície *3D Ribbon* e *Extrusion*. Posteriormente, as superfícies criadas foram ajustadas e interpoladas pela ferramenta *Top/Mid/Base Surface* que constrói superfícies contínuas ao longo de superfícies individuais, resultando no modelo regional 3D do Domo de Brasília. Além dos domínios de mergulho, adotou-se o conceito de domínios de caimento, uma vez que a região estudada contém ao menos dois *trends* de dobramento principais. Em locais onde dobras com duplo caimento foram identificadas, perfis *Kink-band* foram criados ao longo do caimento de cada domínio de orientação, o que permitiu a modelagem da geometria dos padrões de interferência entre dobras.

O acervo estrutural no Domo de Brasília e sua excelente exposição, além da grande disponibilidade de dados topográficos e de sensoriamento remoto de detalhe (1:10.000), o torna um ótimo candidato para aplicação de métodos de modelagem explícita baseado em dados de superfície. Desse modo, este trabalho visa contribuir com informações acerca da geometria e arranjo tridimensional das estruturas geológicas no Domo de Brasília a fim de aprimorar as interpretações estruturais nesta região. Os modelos 2D e 3D foram construídos e analisados com o *software Move*TM, versão 2015.2 (MIDLAND VALLEY EXPLORATION Ltd.), que permite ao usuário construir características geológicas no espaço 3D e inclui algoritmos dedicados à modelagem de estruturas geológicas. Os modelos gerados demonstram a geometria e hierarquia das dobras e também permite a extração de várias informações, incluindo o cálculo de taxas de encurtamento, e restauração e balanceamento de seções geológicas (por exemplo: ANEXO I).

I. 2. OBJETIVOS

O objetivo principal desta Dissertação é a aplicação de métodos de modelagem geológica em 3D como ferramenta para análise estrutural. Foi utilizado como estudo de caso o Domo de Brasília.

Os objetivos específicos são:

1) realizar análise geométrica das estruturas geológicas no Domo de Brasília, destacando as superfícies dobradas, em escala local, intermediária e regional; através de análise estrutural em campo e em dados de sensoriamento remoto (principalmente Modelos Digitais do Terreno-MDT);

2) mapear e digitalizar linhas de interseção entre estruturas geológicas e a superfície topográfica (traços estruturais) observados no MDT;

3) gerar mapas e estereogramas com os dados obtidos em campo e no MDT; e analisar a orientação espacial das estruturas (principalmente planos de acamamento e eixos) a partir do conceito de domínios de mergulho e caimento;

4) gerar modelos 2D e 3D dos dados estruturais de campo e traços estruturais digitalizados, utilizando o modelo geométrico de domínios de mergulho em algoritmos de reconstrução de horizontes e superfícies, implementados no *software Move*TM;

5) gerar um modelo regional explícito 3D da estrutura dômica baseado nos modelos 2D e 3D de menor escala, demonstrando a hierarquia das dobras e sua geometria aproximada em subsuperfície.

I. 3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada no Planalto Central do Brasil, onde se situa o Distrito Federal (DF). Este distrito é considerado como uma das 27 Unidades Federativas do Brasil e compreende uma área de 5.814 Km², limitando-se a norte pelo paralelo 15°30' latitude sul, a leste pelo vale do Rio Preto, a oeste pelo vale do Rio Descoberto e a sul pelo paralelo 16°03' latitude sul (Fig. 1). Em seu território está localizada a capital federal

do Brasil, Brasília, e mais 21 regiões administrativas, denominadas cidades satélites (IBGE, 2015).

Para esta Dissertação, foi delimitado um polígono de trabalho dentro dos limites do Distrito Federal que representa a área onde foram gerados os modelos geológicos (Fig.1). Considerando os objetivos deste estudo, a área escolhida corresponde à feição geomorfológica em formato dômico marcada por chapadas com cotas acima de 1.000 metros, destacando-se a Chapada da Contagem, que contorna grande parte da cidade de Brasília à Norte/Nordeste e Noroeste/Sudoeste; e a Chapada de Brasília, à Sudeste (NOVAES PINTO, 1987). Além das chapadas, o relevo também é composto por uma região dissecada em seu núcleo, denominada Depressão do Paranoá, onde a cidade de Brasília está situada (Fig. 1; NOVAES PINTO, 1987).

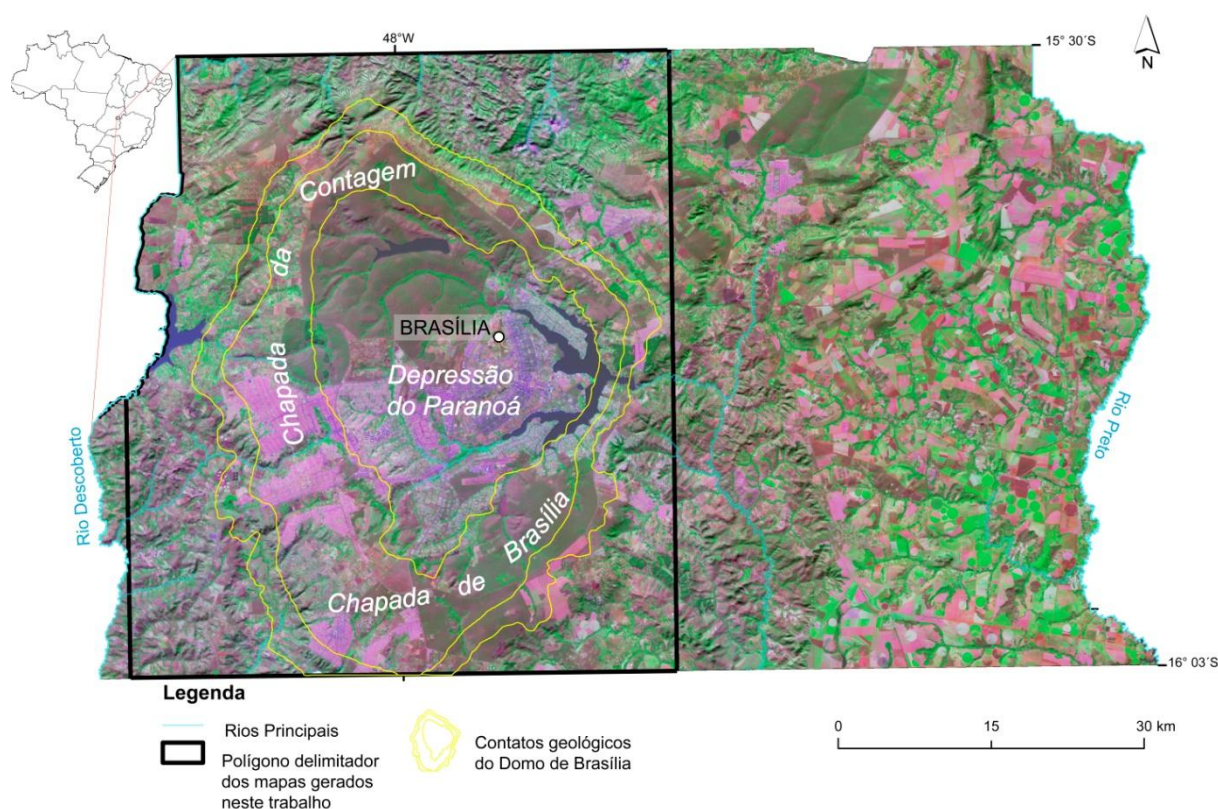


Figura 1: Mapa de localização do Distrito Federal em relação aos estados do Brasil e, em destaque, área administrativa do Distrito Federal com imagem Landsat (composição 741, resolução 30m; USGS, 2014) sobreposta ao relevo sombreado. A área onde se concentrou o trabalho de campo e onde foram gerados os mapas e modelos geológicos está demarcada pelo polígono preto. Os contatos estratigráficos entre as unidades que afloram no Domo de Brasília estão destacados em amarelo.

I. 4. CONTEXTO GEOLÓGICO

O Domo de Brasília está situado na Faixa de Dobramentos Brasília que, juntamente com as Faixas Paraguai e Araguaia, constituem a Província Estrutural do Tocantins (ALMEIDA *et al.*, 1977). A Faixa Brasília é apresentada na literatura atual como “um cinturão de dobras e cisalhamento neoproterozóico (790-600 Ma) desenvolvido à margem ocidental do Cráton do São Francisco, com intensidade de deformação e metamorfismo crescente de leste para oeste” (VALERIANO *et al.*, 2004), ou ainda “ um cinturão de dobramentos derivado da colisão entre os crátons Amazônico e São Francisco-Congo com participação do bloco continental Paranapanema (MONTOVANI; BRITO NEVES, 2005), que mostra uma evolução complexa e possivelmente diacrônica (UHLEIN *et al.*, 2012)”.

As unidades litoestratigráficas da Faixa Brasília são descritas em quatro principais componentes (Fig. 2a; DARDENNE, 2000; PIMENTEL *et al.*, 2001): o Maciço de Goiás, o núcleo interno metamórfico, o Arco Magmático de Goiás e uma espessa sequência (meta-)sedimentar estruturada em um cinturão de falhamento e dobramento, que inclui os Grupos: Araí (1.7-1.58 Ma), Serra da Mesa (1.5-1.28 Ma), Paranoá (1.2-1.04 Ma), Canastra (1.03-0.9 Ma), Vazante (0.9 Ma), Araxá (0.9-0.7 Ma), Ibiá (0.64-0.63 Ma), e Bambuí (0.6-0.54 Ma; BRITO NEVES; CORDANI, 1991; FUCK *et al.*, 1994; RODRIGUES *et al.*, 2010; PIMENTEL *et al.*, 1999, 2011; CAMPOS *et al.*, 2013; GUADAGNIN; CHEMALE, 2015). As taxas de metamorfismo e deformação nas rochas decrescem em direção à borda do Cráton São Francisco, o que permite a delimitação de três zonas transversais: as zonas interna, externa e cratônica (Fig. 2a; FUCK *et al.*, 1994).

A Faixa Brasília é ainda descrita em dois segmentos longitudinais, Setentrional e Meridional, de acordo com os diferentes padrões estruturais e tectônicos observados ao longo do cinturão (Fig. 2a; TROMPRETTE, 1994; DARDENE, 2000). O setor da Faixa Brasília Setentrional (FBS), configura um arco voltado para NW com deformação caracterizada por empurrões para SE e encurtamento com *trend* WNW-ESE (Fig. 2a; FONSECA *et al.*, 1995). O setor Meridional (FBM), diferente do primeiro, apresenta uma morfologia N-S, que próximo à região central de Goiás, inflete para WNW, fazendo um arco de concavidade para SW (Fig. 2a). O encurtamento regional neste setor possui *trend* SW-NE e vergência principal das estruturas para NE (Fig. 2a; VALERIANO *et al.*, 2000;

DEL'REY SILVA *et al.*, 2011). Na altura do paralelo de Brasília os dois compartimentos estruturais se interceptam, gerando uma zona de sobreposição de estruturas conhecido como Zona de alta deformação dos Pirineus (ZADP; ARAÚJO FILHO, 2000), onde a deformação é acomodada por zonas de cisalhamento E-W e uma série de estruturas ocorre justaposta, gerando padrões de interferência de dobras dos tipos 1, 2 e 3 (RAMSAY, 1967; ARAÚJO FILHO, 2000).

O Domo de Brasília, foco deste estudo, está situado na Zona Externa da Faixa Brasília, aproximadamente na altura da ZADP (Fig. 2). As principais unidades litoestratigráficas que afloram nesta região são: os Grupos Paranoá, Canastra, Araxá e Bambuí (Fig. 2b; DARDENE, 1981; FREITAS-SILVA; CAMPOS, 1998). Os contatos entre as unidades são regidos por tectonismo e representados por cavalgamentos regionais com vergência para o cráton São Francisco. Os grandes cavalgamentos, em função de sua cronologia relativa, são agrupados em três sistemas, denominados: Sistema de Cavalgamento Paranã, que resultou na sobreposição do Grupo Paranoá sobre o Grupo Bambuí; Sistema de Cavalgamento São Bartolomeu/Maranhão, responsável pela colocação do Grupo Canastra sobre os Grupos Paranoá e Bambuí; e Sistema de Cavalgamento Descoberto, que sobrepôs o Grupo Araxá sobre os Grupos Canastra e Paranoá (Fig. 2b; FREITAS-SILVA; CAMPOS, 1998). A disposição das frentes de cavalgamento é modificada por processos erosivos, que dá origem a feições de klippe e janelas estruturais (Fig. 2b). O Domo de Brasília ocorre no interior da janela estrutural onde aflora o Grupo Paranoá, tectonicamente sotoposto ao Grupo Canastra (Fig. 2b).

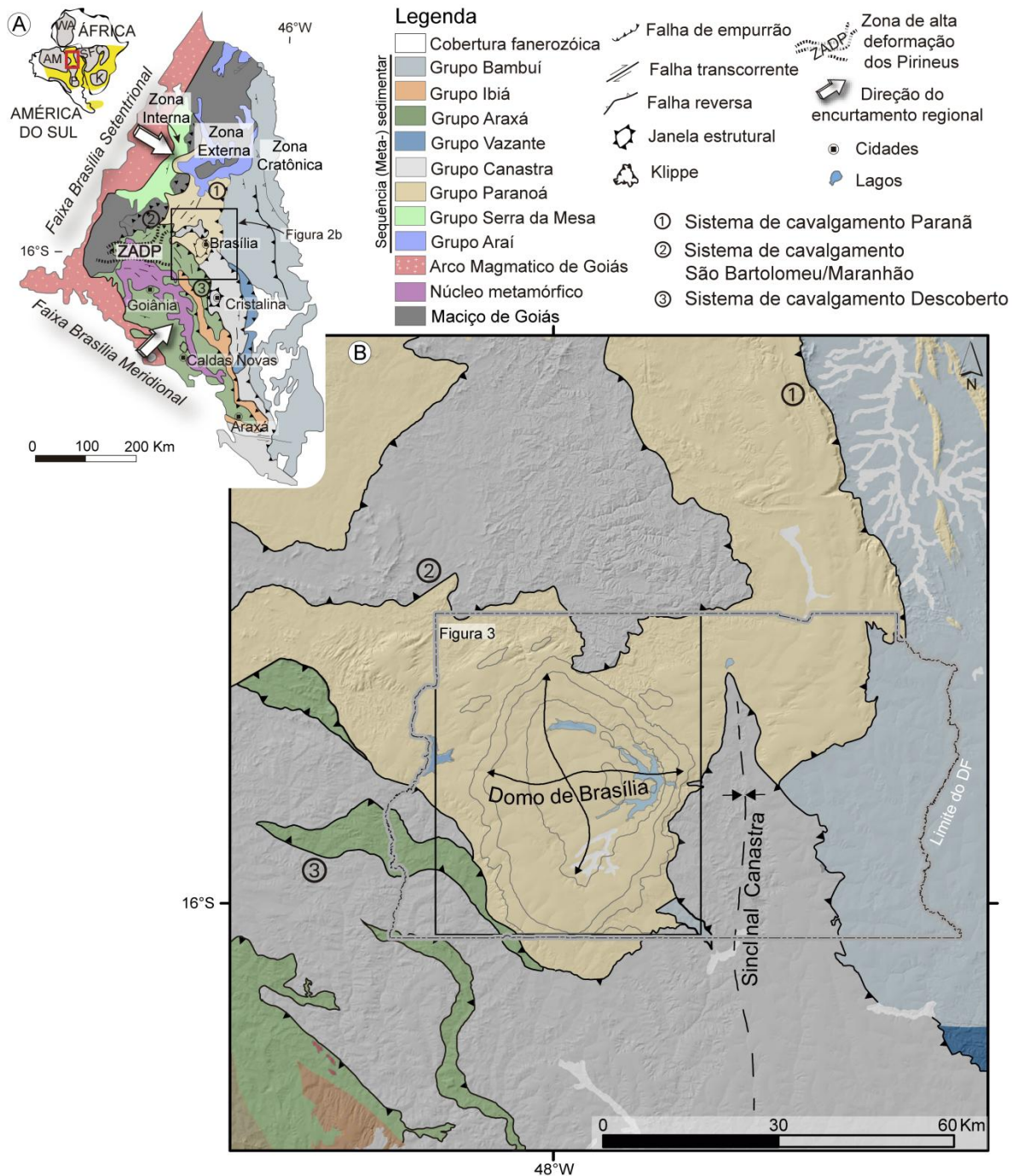


Figura 2: A) Mapa Geológico simplificado da Faixa Brasília ilustrando as principais unidades litoestratigráficas e sua compartimentação estrutural (modificado de DARDENNE, 2000). B) Mapa geológico do entorno do Distrito Federal, indicando as principais frentes de empurrão que estruturam os Grupos Paranoá, Canastra, Araxá e Bambuí. O Domo de Brasília aflora no interior da janela estrutural do Grupo Paranoá, localizada na porção centro-oeste do Distrito Federal. Os contatos geológicos no Domo de Brasília correspondem às unidades pertencentes ao Grupo Paranoá, e serão explicadas na Figura 3.

O Grupo Paranoá corresponde ao registro estratigráfico de depósitos siliciclásticos marinhos de águas rasas em uma bacia de margem continental costeira mesoproterozóica (ALVARENGA *et al.*, 2012, 2014). A idade deposicional da bacia é limitada entre 1.2 Ma datada por estromatólitos *Conophyton metulum Kirichenko* e 1.042 Ma datada em sobrecrecimentos de xenotima diagenética (DARDENNE *et al.*, 1976; FAIRCHILD *et al.*, 1996; MATTEINI *et al.*, 2012; ALVARENGA *et al.*, 2014). As unidades estratigráficas que compõe o grupo foram inicialmente descritas por Faria (1995) e denominadas informalmente por códigos da base para o topo: SM, R₁, Q₁, R₂, Q₂, S, A, R₃, Q₃, R₄ e PC. Recentemente Campos *et al.* (2013) propuseram a formalização estratigráfica do Grupo Paranoá, com o agrupamento das unidades em formações. A Figura 3a apresenta a coluna estratigráfica proposta.

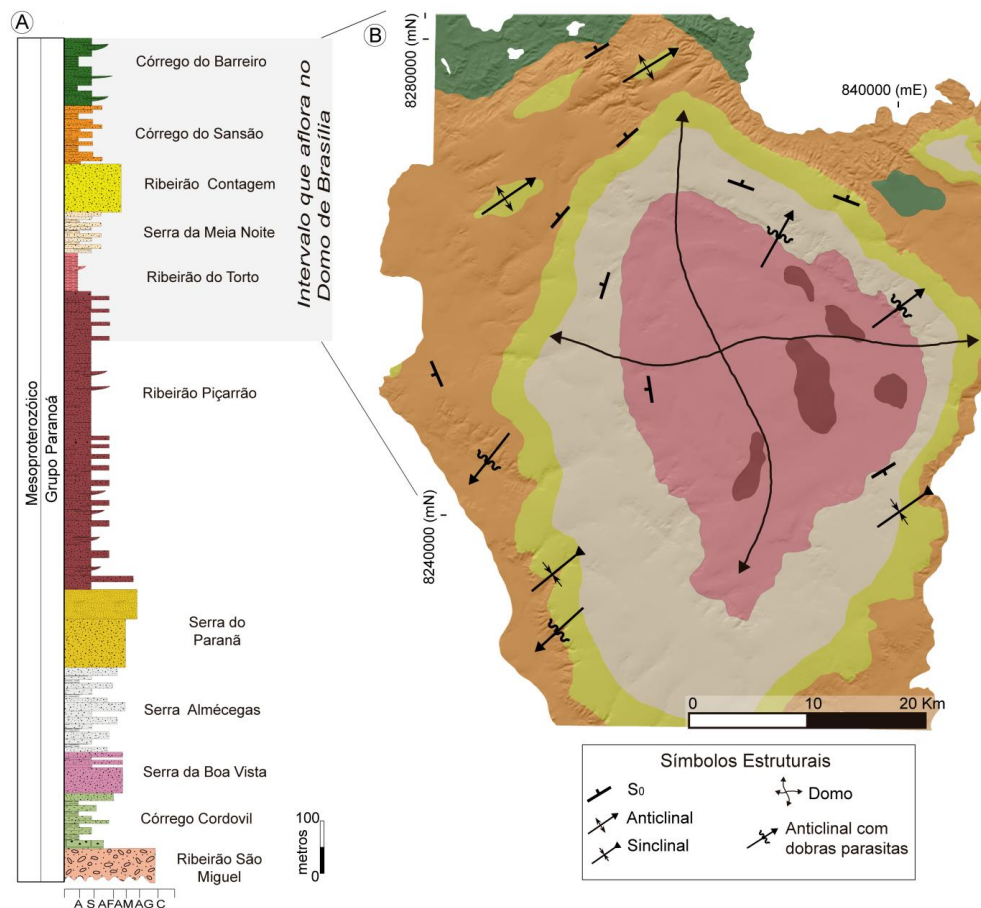


Figura 3: A) Coluna estratigráfica proposta para o Grupo Paranoá (modificado de CAMPOS *et al.*, 2013), destacando as unidades que afloram no Domo de Brasília. B) Mapa geológico simplificado do Domo de Brasília mostrando os contatos entre as Formações Ribeirão Piçarrão, Ribeirão do Torto, Serra da Meia Noite, Ribeirão Contagem, Córrego do Sansão e Córrego do Barreiro e as principais estruturas geológicas (modificado de FREITAS-SILVA, CAMPOS, 1998).

As unidades que afloram no Domo de Brasília localizam-se na seção de topo da coluna estratigráfica do Grupo Paranoá (Fig. 3; CAMPOS *et al.*, 2013). No núcleo do domo afloram lentes isoladas da Formação Ribeirão Piçarrão, composta por metarritmitos finos, e a Formação Ribeirão do Torto composta por ardósias de cor roxa. Sobreposta a estas unidades estão depositados os metarritmitos da Formação Serra da Meia Noite, com rochas caracterizadas pela alternância de camadas centimétricas a métricas de quartzitos finos a médios com níveis de metassiltitos argilosos, metalamitos siltosos e metalamitos micáceos (CAMPOS *et al.*, 2013). A proporção de quartzitos é relativamente maior, dando a rocha um caráter arenoso, o que justifica a denominação desta unidade como metarritmito arenoso. Em contato brusco e concordante com a unidade acima, ocorrem os metarenitos finos a médios da Formação Ribeirão Contagem (CAMPOS *et al.*, 2013). Este litotipo é responsável pela sustentação das áreas de chapadas elevadas da borda do Domo de Brasília. As rochas possuem aspecto maciço, devido à intensa silicificação, com um arcabouço bem selecionado e maduro mineralogicamente constituídos essencialmente de quartzo e sericita. Sobreposta a essa unidade, depositam-se os metarritmitos da Formação Córrego do Sansão, que ocorrem principalmente nos flancos do domo. Este nível é representado por metassiltitos e metargilitos e metarenitos finos em camadas predominantemente centimétricas, onde há predomínio da fração silte-argila (CAMPOS *et al.*, 2013). Por fim, tem-se a Formação Córrego do Barreiro, representada principalmente por metalamitos siltosos de coloração cinza prateado e laminação bem definida, intercalados com rochas carbonáticas e areníticas, que afloram restritamente a norte do domo (CAMPOS *et al.*, 2013).

No Domo de Brasília, os estratos do Grupo Paranoá são afetados por metamorfismo de baixo grau, cuja deformação regional é controlada principalmente pelas frentes de empurrão dos Sistemas Paranã e São Bartolomeu/Maranhão (Fig. 2b; CAMPOS *et al.*, 2013). A deformação resultou em diferentes estilos de dobramentos (como em *chevron*, em caixa e dobras cilíndricas) e falhamentos, gerados principalmente pelo mecanismo de deslizamento flexural (FARIA, 1995; FREITAS-SILVA; CAMPOS, 1998; CAMPOS *et al.*, 2013). As dobras ocorrem de 4ª a 1ª ordens de grandeza em relação aos seus comprimentos de onda e amplitudes e com dezenas a centenas de quilômetros a poucos centímetros de comprimento de onda. As dobras apresentam-se frequentemente com duplo caimento de eixo, definidas pela sobreposição de eventos deformacionais de direção NE-SW e NW-SE. Dobras com *trend* NE-SW são

predominantemente verticais à suavemente inclinadas, e sub-horizontais com mergulho suave (FLEUTY, 1964). Estas dobras são geralmente assimétricas com sentido anti-horário e superfície axial mergulhando predominantemente para NW. Camadas de metarenitos apresentam dobras abertas a fechadas, enquanto que as camadas de silte-argila apresentam dobras apertadas com menor comprimento de onda (FARIA, 1995; FREITAS-SILVA; CAMPOS, 1998). As dobras com *trend* NW-SE são verticais horizontais à sub-horizontais, e geralmente apresentam arqueamentos suaves a abertos. Estas dobras possuem comprimento de onda na escala de quilômetros e sua geometria, juntamente com as dobras de *trend* NE-SW, define a configuração de domos e bacias regionais observados nesta região (FARIA, 1995; FREITAS-SILVA; CAMPOS, 1998).

CAPÍTULO II – METODOLOGIA

II. 1. MODELAGEM GEOLÓGICA

A definição de objetos em subsuperfície é essencial para a execução bem sucedida de inúmeros projetos que envolvam o meio físico (TURNER, 2006). Apesar da necessidade, o acesso às porções localizadas abaixo da superfície do terreno não é uma tarefa simples e barata, sendo possível através de túneis, poços ou métodos indiretos de geofísica (CAUMON *et al.*, 2009).

Com o avanço da tecnologia computacional nas últimas duas décadas e a crescente necessidade da indústria em criar modelos espaciais e espaço-temporais de objetos geológicos, o rápido desenvolvimento de uma série de *hardwares* e *softwares* aplicados às Geociências mudou de forma significativa a forma de armazenamento, gerenciamento e visualização de dados geológicos em três dimensões (WU *et al.*, 2015). Esta nova fronteira de pesquisas possibilitou aos Geocientistas a capacidade efetiva de modelar e visualizar: i) a geometria de unidades geológicas e tempos estratigráficos; ii) relações espaciais e temporais entre geo-objetos; iii) variações composicionais internas de geo-objetos; iv) deslocamentos ou distorções causadas por forças tectônicas e v) fluxo de fluido entre unidades de rocha (KELK, 1991). A disseminação dessa ferramenta, inicialmente proposta para atender problemas envolvendo a exploração de óleo e gás, inovou áreas como hidrogeologia, mineração, engenharia, dentre outras, aumentando a eficiência na visualização e interpretação de dados e agregando maior confiabilidade aos modelos propostos.

A construção de um modelo geológico 3D consiste basicamente na representação gráfica tridimensional de objetos geológicos observados e/ou inferidos em um determinado volume (DE KEMP, 2000). Na Geologia, duas abordagens para a construção de modelos são utilizadas: modelagem explícita e modelagem implícita (COWAN *et al.*, 2003; CAUMON *et al.*, 2009; MAXELON *et al.*, 2009; VOLLGGER *et al.*, 2015). A modelagem explícita constitui o conceito básico da construção de modelos geológicos, baseado principalmente em seções transversais e mapas digitais. As superfícies explícitas são delimitadas manualmente a partir da digitalização de linhas 2D que representam estruturas geológicas e são definidas no espaço 3D por métodos de

interpolação que interligam essas linhas (COWAN *et al.*, 2003). Na modelagem implícita, diferentemente da explícita, as superfícies não são definidas diretamente, mas a partir de funções matemáticas. Isso significa que para cada superfície gerada existe uma função implícita que a reproduz em um campo escalar gerado por interpolação de dados pontuais numéricos e não numéricos (VOLLGGER *et al.*, 2015). Ambas as metodologias apresentam vantagens e desvantagens e devem ser adotadas de acordo com a complexidade geológica da área modelada, a disponibilidade de dados e a proposta do modelo (GUILLEN *et al.*, 2008). Modelos construídos por modelagem implícita, por exemplo, podem ser ajustados à medida que mais dados tornam-se disponíveis aumentando sua acurácia, o que os torna excelente para modelagem de reservatório e recursos minerais. Por outro lado, os modelos explícitos podem ser amplamente aplicados através da interpolação de dados explícitos como distribuições de pontos ou linhas no espaço 3D, apesar da compilação manual de dados ser uma grande desvantagem para a indústria. Apesar de suas limitações, os modelos explícitos podem ser usados como modelos conceituais de entrada e para avaliação de modelos implícitos. Além disso, este método é considerado ideal para o ensino acadêmico de construção de modelos 2D e 3D.

A disponibilidade de informações referente à área que se pretende modelar é um importante fator na escolha do método, promovendo maior ou menor liberdade ao modelo (WU *et al.*, 2015). O conjunto de dados poderá incluir desde observações de campo (como contatos entre unidades de rocha, medidas de planos e linhas, representações de croquis e fotografias), mapas e seções geológicas interpretativas, imagens de sensoriamento remoto e dados cartográficos; até investigações mais rebuscadas como imagens de *Laser Scanner*, dados geofísicos e de furos de sondagem (CAUMON *et al.*, 2009). Na ausência de um bom controle geométrico da subsuperfície a partir de furos de sondagens ou dados geofísicos, as informações extraídas da superfície da Terra darão suporte à construção do modelo, baseando-se nos contatos geológicos e no reconhecimento de condicionantes geométricos e cinemáticos por análises estruturais (MAXELON *et al.*, 2009). Neste caso, a modelagem explícita é uma boa alternativa para a construção de modelos, uma vez que os objetos podem ser explicitamente definidos e extrapolados para a subsuperfície.

A modelagem explícita de dados da superfície da Terra se baseia na premissa de que duas superfícies que se intersectam (isto é, uma superfície geológica aflorando na

superfície topográfica) produz uma linha de intersecção (linha de intersecção estrutural ou traço estrutural), que pertence a ambas as superfícies, o que significa que são coplanares (GROSHONG, 2006; TWISS; MOORES, 2007; RAGAN, 2009). Caso seja possível mapear essas linhas e definir pontos de coordenadas 3D conhecidas (x, y, z), então a orientação espacial (direção e ângulo do mergulho) pode ser calculada a partir de três ou mais pontos e, finalmente, a geometria da estrutura pode ser determinada em 3D. Nos dias de hoje, a superfície topográfica pode ser precisamente definida no espaço digital 3D, através de modelos digitais (por exemplo, Modelos digitais de Terreno – MDTs; imagens do Google Earth), proporcionando uma importante fonte de informações sobre estruturas expostas na superfície (CAUMON *et al.*, 2013). A utilização deste tipo de dado aliado à análise estrutural clássica de campo possibilita a definição das linhas estruturais que representam objetos geológicos e essas linhas poderão servir de base para a modelagem de tais objetos. Isto irá fornecer uma análise da orientação, posição e natureza dos elementos estruturais na superfície da Terra (DE KEMP; SPRAGUE, 2003; FERNANDEZ, 2009; MENCOS *et al.*, 2012).

A utilização de dados da superfície topográfica para gerar modelos geológicos 3D é proposta em trabalhos como de Kemp (1998, 2000); de Kemp, Sprague, (2003); Fernandez *et al.*, (2004); Dhont *et al.*, (2005); Sprague, de Kemp (2005); Mencos *et al.*, (2012), Caumon *et al.*, (2013); Hillier *et al.*, (2013) e Husson; Mugnier (2013). Esses autores se baseiam principalmente na análise das variações de orientação do mergulho de planos e linhas estruturais, observados no MDT e em campo, através da delimitação de domínios com orientação semelhante. Esses domínios, chamados de domínios de mergulho, são limitados por superfícies onde há mudança na orientação dos mergulhos, como planos axiais, falhas ou descontinuidades estratigráficas (FERNANDEZ *et al.*, 2004). Partindo desses critérios, as superfícies são criadas pela projeção de linhas individuais (que representem estruturas geológicas) em uma dada profundidade ao longo do valor e direção do mergulho da estrutura (projeção *down plunge*). Este processo se dá através da criação de vetores de orientação (DE KEMP, 1998; SPRAGUE; DE KEMP, 2005) que representam o vetor de orientação tridimensional de máxima inclinação que caracteriza a orientação espacial de um ponto da superfície de um corpo geológico. Esses vetores podem ser interpolados ao longo de linhas proporcionando uma representação completa de uma dada superfície geológica (DE KEMP, 1998).

O processo de modelagem estrutural explícita 3D com base em dados da superfície da Terra inclui a aquisição e processamento dos dados e a construção de modelos. A Figura abaixo resume a metodologia adotada nesta Dissertação com as fontes e processamento dos dados, os métodos de modelagem aplicados e os produtos obtidos (Fig. 4 - Mapa Conceitual). O processamento dos dados geológico/estruturais de campo objetivou a determinação de domínios de mergulho e caimento para criar modelos 2D de dobras de 3ª ordem (perfis *Kink-band* em escala de afloramento). Dados topográficos e de sensoriamento remoto foram integrados no MDT e permitiu a definição de traços estruturais em mapa que são usados para criar modelos 2D de projeção *down plunge* e 3D *Ribbons*, resultando em modelos estruturais das dobras de 3ª a 2ª ordens (escala local à intermediária; Fig. 4). Esses modelos integrados com os dados geológicos existentes são a entrada para o método *Extrusion* para criar o modelo 3D das dobras de 1ª ordem (Fig. 4). O resultado obtido é um modelo regional 3D das dobras de 1ª ordem que representam o próprio Domo de Brasília e modelos de dobras de 2ª e 3ª ordem, os quais são integrados para gerar o modelo regional (Fig. 4).

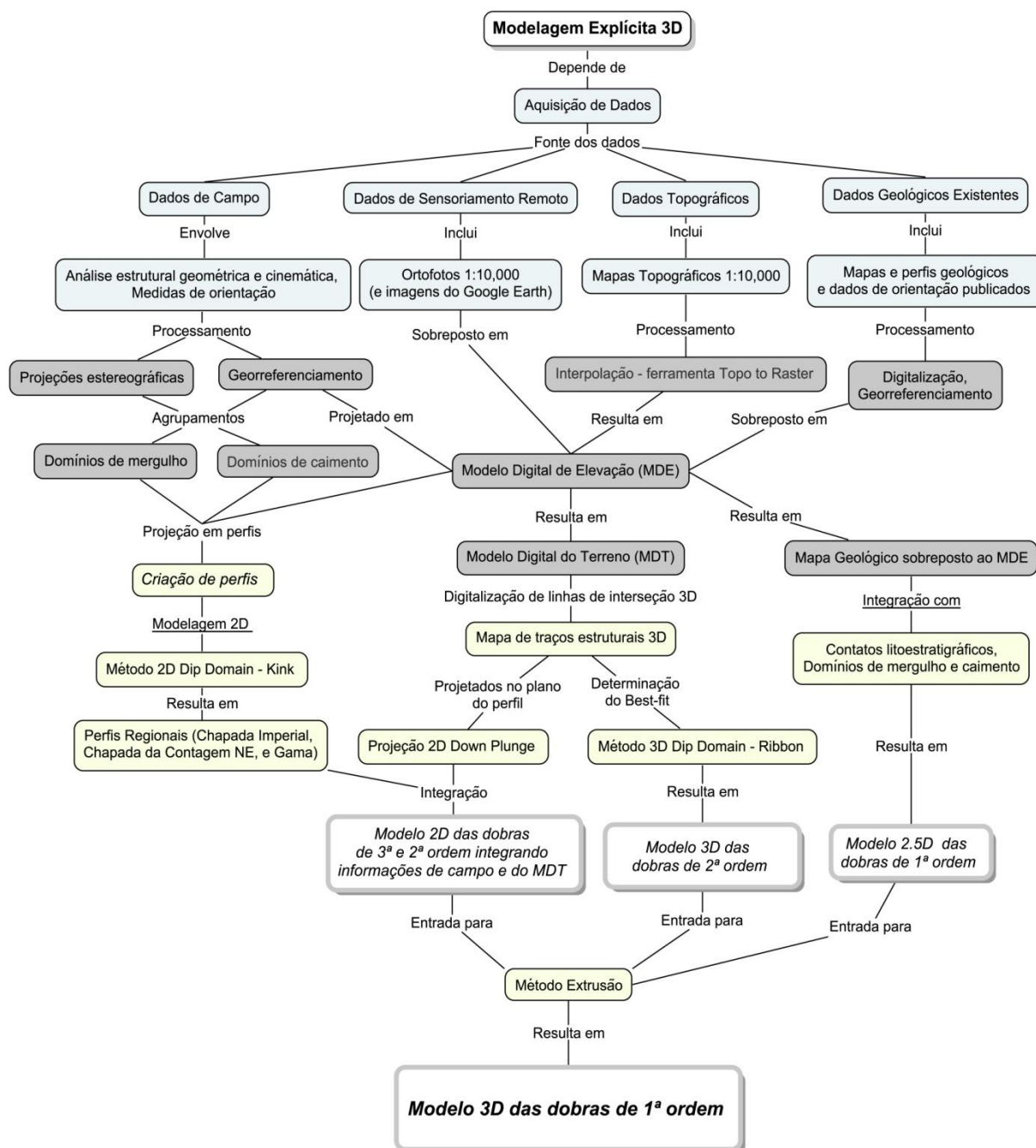


Figura 4: Mapa conceitual da estratégia de modelagem estrutural 3D explícita adotada neste trabalho. As caixas azuis ilustram as fontes de dados, caixas cinzas ilustram as etapas de processamento principais. Caixas amarelas referem-se a modelagem 2D, 2.5D, e os procedimentos de modelagem em 3D, enquanto caixas brancas são os produtos da modelagem.

II. 2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Fonte e Estruturação dos Dados

2.1.1 Dados topográficos e de Sensoriamento Remoto

Os mapas topográficos da área de estudo foram obtidos na Secretaria de Estado de Gestão do Território e Habitação do Distrito Federal (SEGETH-DF), em escala 1:10.000 e 1:2.000 (em áreas urbanas). As cartas topográficas foram elaboradas pela Companhia de Planejamento do Distrito Federal (ou antiga Companhia de Desenvolvimento do Planalto Central-CODEPLAN) em 1991, dentro do projeto Sistema de Informação Cartográfica do Distrito Federal (SICAD), criado em 1976. Cada quadrante 1: 10.000 abrange uma área de 2' 30" latitude (cerca de 4,615 Km) por 3' 45" longitude (cerca de 6,713 Km) num total de aproximadamente 31 Km². Para cada carta topográfica estão vinculados os dados de sensoriamento remoto, que correspondem a fotografias aéreas obtidas no ano de 2009, com resolução de 1m. Foram utilizados 91 quadrantes da articulação 1:10.000, que satisfaz a área selecionada para o desenvolvimento deste trabalho (Fig. 5). Feições representadas por vetores como curvas de nível, drenagens, estradas, divisões territoriais e contatos geológicos, foram obtidas na Universidade de Brasília. O conjunto de dados foi estruturado no *software* ArcGis em um mesmo sistema de projeção e datum (UTM-WGS-84).

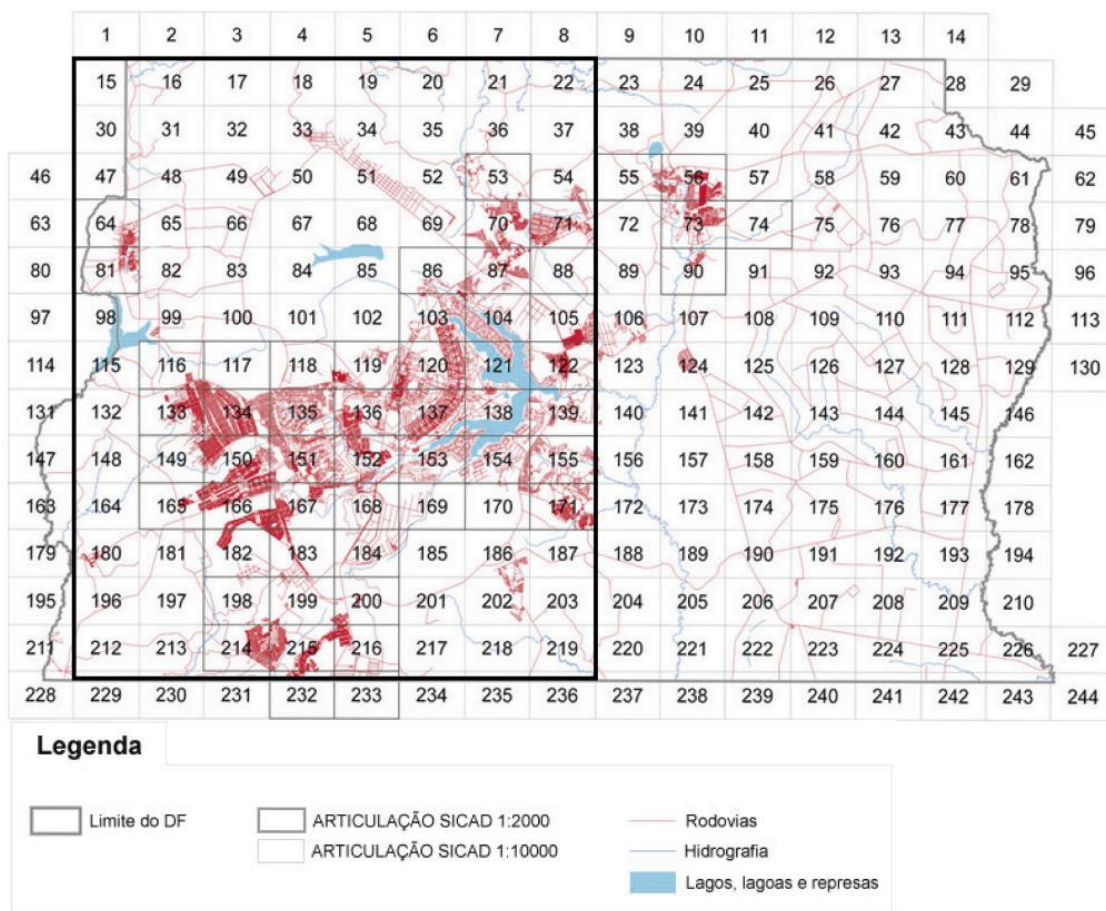


Figura 5: Mapa índice do Sistema Cartográfico do Distrito Federal (SICAD), nas escalas 1:2.000 e 1:10.000. As articulações utilizadas neste trabalho estão contidas no polígono preto e correspondem a 91 quadrantes em escala 1:10.000 (modificado de SEGETH-DF, 2015).

2.1.2 Dados de Campo

O trabalho de campo foi realizado com o intuito de analisar as estruturas geológicas de forma descritiva, a partir do reconhecimento e determinação de atitudes das estruturas planares e lineares contidas nas unidades litológicas que afloram na área de estudo. Por se tratar de um domo, procurou-se percorrer todos os setores com variações de mergulho, fazendo perfis a partir do topo das chapadas até sua base, a fim de mapear as superfícies que sustentam a estrutura dômica. Para as medidas estruturais, utilizou-se bússola modelo *Brunton Geo Pocket Transit 5010*, de 1° a 2° de precisão, adotando a notação *DipAzimute/Dip (Dip Direction)* para a aferição das atitudes. Foram registradas cerca de 900 medidas estruturais, que incluem medidas de acamamento sedimentar, planos axiais e eixos de dobra, e estrias nos planos de acamamento. As informações foram anotadas em caderneta e registradas por fotografias e croquis em

planos perpendiculares à direção do mergulho, a fim de evitar possíveis distorções e mergulhos aparentes.

Os dados estruturais coletados foram armazenados em uma tabela *MsOffice Excel* como um único ponto no espaço geograficamente referenciado, isto é, a localização definida por suas coordenadas e a altitude em relação ao nível do mar. Para cada ponto foi atribuído um número de 1 à 109, iniciando com a letra M referente a palavra Move (ex.: M22). As medidas de atitude foram classificadas de acordo com o tipo de estrutura e organizadas em colunas de direção do mergulho (*Dip Azimute*) e ângulo do mergulho (*Dip Angle*).

2.1.3 Dados bibliográficos

Nesta etapa, foi realizada uma revisão bibliográfica referente à área de estudo, baseada em artigos científicos, teses, dissertações e outros documentos disponíveis, a fim de contextualizar a geologia e características principais. Além destas informações, foram analisadas produções científicas referentes aos métodos e técnicas utilizados, além do estudo detalhado do tutorial e práticas de exercícios do *software Move™* (MIDLAND VALLEY EXPLORATION Ltd.) que ofereceram o devido suporte ao desenvolvimento desta Dissertação.

Para a geração do modelo 3D foram compiladas informações geológicas da área de estudo como: mapas geológicos (FREITAS-SILVA; CAMPOS, 1995, 1998; BIZZI *et al.*, 2003), perfis geológicos transversais (FARIA, 1995; FREITAS-SILVA; CAMPOS, 1998) e informações estruturais. Feições de interesse, como contatos geológicos, foram convertidos em objetos vetoriais a partir de mapas geológicos em formato *raster*. Esses dados foram digitalizados, quando necessário, e georreferenciados no mesmo sistema de projeção e datum adotados neste trabalho.

2.2 Processamento dos Dados

2.2.1 Processamento dos dados topográficos e geração dos Modelos Digitais da Superfície

Modelos digitais de elevação (MDE) fornecem informações cruciais sobre a posição exata de dados georreferenciados no espaço tridimensional (*MAXELON et al.*, 2009), além de destacar as relações entre estruturas geológicas e a topografia do terreno. Para obter o MDE foi aplicado o algoritmo de interpolação *Topo to Raster* no software ArcGis 10.1 (ESRI, 2014) utilizando como amostragem curvas de nível com espaçamento de 25 metros extraídas das cartas topográficas em escala 1:10.000 do DF (SEGTH-DF, 2015). Este processo resultou em um MDE para toda a área de estudo com resolução espacial de 20 m em cada *pixel*. Nos locais onde foram mapeadas estruturas de menor escala, a amostragem de interpolação consistiu em curvas de níveis com espaçamento de 5 m, resultando em um modelo digital de melhor resolução (10 m por pixel). O MDE atuou no modelo geológico 3D como fonte de dados de elevação, que são então atribuídos aos respectivos pontos de geometria bidimensional no espaço tridimensional. A imagem foi carregada no 3DMove™, onde as ortofotos foram sobrepostas para gerar o Modelo Digital do Terreno (MDT).

As informações geológicas obtidas em campo (tabelas com atitude de planos e linhas) e aquelas já publicadas em trabalhos anteriores (mapas geológicos e atitudes de planos e linhas) foram carregadas no 3DMove™ e sobrepostas ao MDE, resultando em um mapa geológico/estrutural 2,5D em ambiente tridimensional (modelo 2,5D; Fig. 4). O mapa gerado mostra as relações entre a geologia, o relevo e as estruturas geológicas na superfície, sem envolver volumes ou projeções em subsuperfície, e por isso é denominado como 2,5D (*DE DONATIS et al.*, 2009).

2.2.2 Análise e processamento dos dados de campo

A tabela de dados estruturais, descrita na seção 2.1.2, foi avaliada de modo a eliminar os erros de digitação que poderiam afetar a modelagem dos dados. Feito esta primeira averiguação, os dados estruturais foram separados em tabelas de acordo com o tipo de estrutura para que fossem analisados separadamente, a partir de projeções estereográficas e projeções em mapas. Para a geração de estereogramas as tabelas foram inseridas no módulo de análise de atributos no software Move™, onde foram

produzidos estereogramas com o conjunto de dados de S_0 , Plano Axial, Eixo de dobra e lineações nos planos do acamamento. As medidas planares e lineares foram projetadas na rede de Schmidt como grandes círculos individuais e/ou polos de planos ou regiões contornadas. O plano de melhor ajuste da distribuição de orientações (*best-fit plane*) foi calculado a partir da matriz de orientação (WOODCOCK, 1977), onde o valor mínimo de *eigenvalues* (λ_3) e *eigenvectors* (v_3) correspondem à orientação do polo do plano que melhor se ajusta (FERNANDEZ, 2005).

Análises de orientações estruturais foram efetuadas nos estereogramas e no mapa estrutural 2,5D gerado na etapa 2.2.1 com o objetivo de delimitar domínios de mergulho das camadas e domínios de caimento dos eixos. A delimitação dos domínios de mergulho e caimento foi primeiramente feita em mapas estruturais de S_0 e eixo (Fig.6a, b). A partir de cada par de domínios de mergulho de S_0 adjacentes identificados no mapa, um diagrama β é construído de modo a determinar a orientação do eixo e plano axial (Fig.6a, por exemplo, TWISS; MOORES, 2007; RAGAN, 2009). O polo do plano de melhor ajuste (*best-fit plane*) corresponde à orientação do eixo, e é chamado Eixo-Beta (eixo- β ; por exemplo, RAGAN, 2009). O plano que contém o eixo- β e bissecta o grande círculo de melhor ajuste corresponde ao plano axial da dobra (por exemplo, RAGAN, 2009). Os eixos e planos axiais calculados foram projetados sobre o MDE. Para cada par de domínios de caimento adjacentes identificados em mapa, outro diagrama β foi construído. O eixo- β resultante corresponde ao eixo das dobras sobrepostas (Fig.6b).

Foram efetuadas análises de orientação através da separação de agrupamentos de medidas estruturais com orientações semelhantes. Este processo foi realizado a partir do algoritmo *média-K* implementado no MoveTM, que separa as medidas em domínios de mergulho e calcula valores de orientação média que representam estes domínios. A determinação do número de agrupamentos é ajustada pelo usuário, de acordo com a distribuição das medidas estruturais. Os estereogramas de S_0 e eixos de dobras foram utilizados para esta análise, pois apresentaram distribuição em agrupamentos bem definidos.

2.3 Modelagem dos Dados

2.3.1 Modelagem 2D dos dados de campo – Perfis transversais

A criação de perfis transversais ao longo da área de estudo permitiu uma compreensão básica da geometria 2D das estruturas geológicas, agregando informações importantes para garantir maior consistência e confiabilidade nos resultados finais. Nesta etapa foi gerado o modelo 2D das dobras de escala local (3ª ordem), cujos horizontes foram incorporados em perfis regionais e deram suporte à modelagem dos dados em escala local à intermediária (dobras de 3ª à 2ª ordens, Fig. 8).

Em afloramentos selecionados, foram criados planos de projeções (seções transversais) perpendiculares a direção das camadas sedimentares, com inclinação em ângulo complementar e inclinados em sentido contrário ao caimento do eixo das dobras (perfis *down-plunge* (ALLMENDINGER *et al.*, 2011). Os dados de S_0 foram projetados em direção normal aos planos de projeções e foram utilizados como dado de entrada para a construção dos modelos 2D dos horizontes dobrados (Fig. 6c, d). Os traçados dos perfis foram digitalizados sobre as ortofotos no 2DMove™, a partir da rotina *Section* (Fig. 6a). A direção dos perfis foi atribuída observando o estereograma de S_0 de cada afloramento e a inclinação em sentido contrário e em ângulo complementar ao valor do caimento do eixo- β . A orientação sugerida para o perfil foi automaticamente calculada no Move, em notação de polo e plano a partir da direção de maior mudança estrutural (T Direction) e da direção de menor mudança estrutural (L Direction), ambas derivadas de Eigenvectors (MOVE, 2015). As linhas de perfil foram traçadas, segundo as orientações calculadas, e projetada sobre o MDE para gerar o perfil topográfico com valores de elevação. As informações geológicas foram posteriormente projetadas sobre os perfis. No caso dos contatos entre unidades de rocha, os pontos de interseção entre as linhas de contato derivadas do mapa geológico e as linhas dos perfis foram coletados e projetados sobre os perfis como pontos coloridos e nomeados de acordo com a linha original. Para os dados estruturais de campo, cada conjunto de estrutura (S_0 e plano axial) foi coletado nos perfis como *Field Dip Data* e o método de projeção definido foi *Normal to Section* por apresentar uma projeção mais realista (Fig.6c, d). Após os perfis topográficos serem carregados com as informações geológicas, os horizontes estratigráficos foram criados pelo método *Kink-band* (GILL, 1953), a partir dos dados de mergulho das camadas (S_0). O método identifica setores com mergulho similar, ou domínios de mergulho, e separa esses setores através de planos axiais que cortam o ângulo de mergulho entre domínios vizinhos (FERNANDEZ

et al., 2004). Para isso, uma linha perpendicular ao mergulho é criada para cada dado de mergulho inserido e a intersecção de duas linhas forma um ângulo, o qual é cortado por um traço (plano axial) que separa os dois domínios mergulho. Neste método, assume-se que a espessura das camadas é constante (RAGAN, 2009). Os horizontes modelados resultam em dobras do tipo *Kink* que são mais ou menos arredondadas, dependendo da densidade de dados de entrada (Fig.6c, d). A fim de respeitar a geometria observada, os dados de mergulho foram interpolados utilizando uma função linear média a cada 1 a 5 m, em função da densidade da amostragem. Onde as dobras de duplo caimento estão presentes, outra projeção *Down-plunge* é criada, orientada ao longo da distribuição de melhor ajuste do caimento das linhas de eixo. Este procedimento permitiu a modelagem das dobras de 3ª ordem com duplo caimento (Fig.6f).

Os horizontes modelados para cada afloramento foram posteriormente projetados em direção normal a perfis regionais criados ao longo de um conjunto de afloramentos. A direção dos perfis foi definida pelo plano de melhor ajuste (*best-fit plane*) calculado no estereograma do conjunto de S_0 dos afloramentos abrangidos pelo perfil. Os perfis foram nomeados de acordo com sua localização, como: Chapada Imperial e Gama (Fig. 8a).

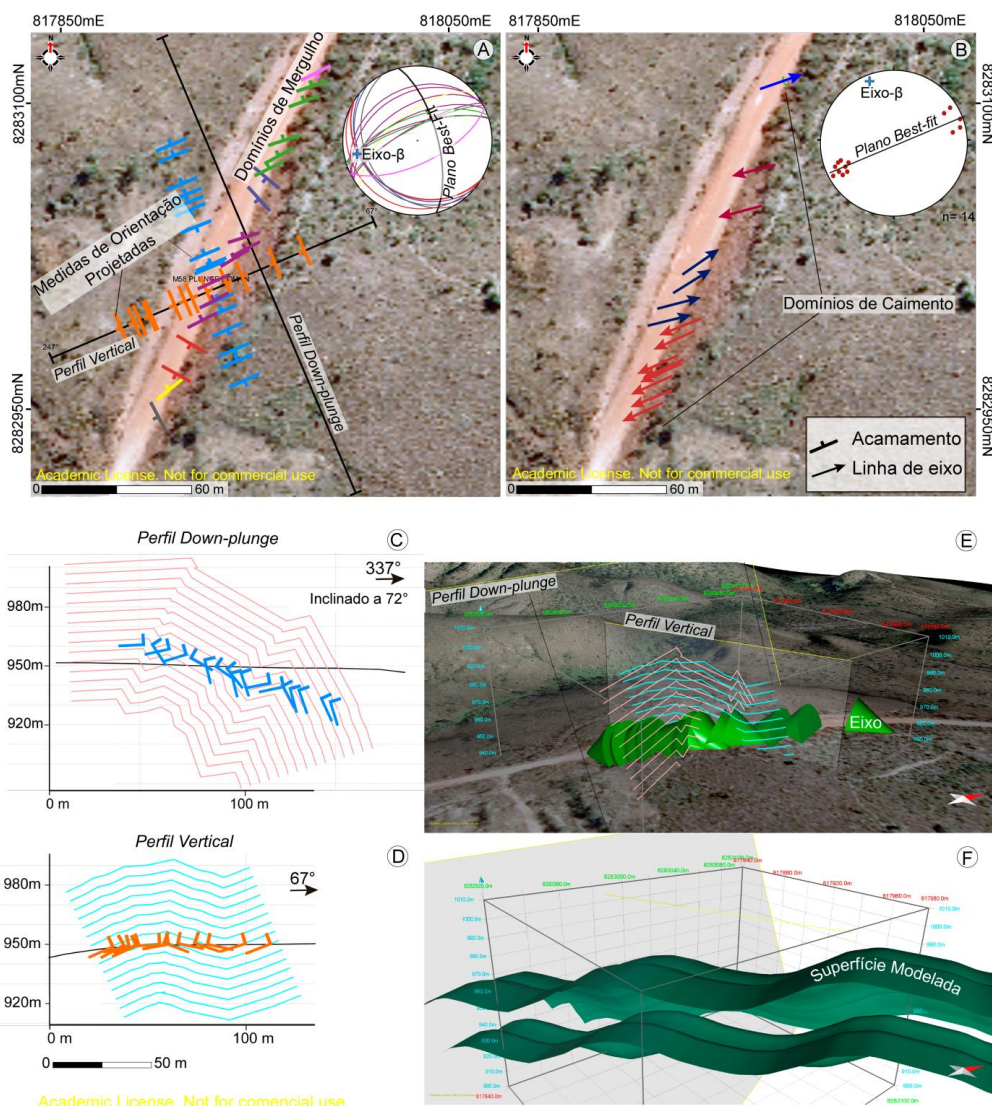


Figura 6: Reconstrução de dobras usando o método Kink-band. A) Projeção em mapa e estereograma das medidas de orientação feitas em campo. Os diferentes domínios de mergulho são definidos e coloridos em conformidade; os perfis transversais, vertical e inclinado (down-plunge), são mostrados com as medidas de orientação projetadas nos perfis (em azul e laranja). B) Orientação das linhas de eixo calculadas a cada dois domínios de mergulho adjacentes projetados em mapa e em estereograma. Os domínios de caimento são identificados e coloridos em mapa; no estereograma de eixos dois domínios de caimento são bem marcados, definindo o eixo- β que corresponde ao eixo das dobras sobrepostas. C) Perfil down-plunge inclinado a 72° para NW mostrando a projeção normal ao perfil das medidas de orientação, e as dobras reconstruídas. D) Perfil vertical de direção NE mostrando projeção das medidas de orientação normal ao perfil, e as dobras reconstruídas. E) Visualização oblíqua para NW mostrando as linhas de eixo como cones (verde) e os perfis vertical e down-plunge projetados no DTM (sem exagero vertical). F) Mesma visualização mostrando as superfícies modeladas.

2.3.2 Modelagem 2D e 3D dos dados estruturais obtidos no MDT

Os dados estruturais modelados consistem nos traços estruturais obtidos pela digitalização das linhas de interseção entre feições de significado geológico e a superfície do terreno digital (MDT; Fig. 7). Este processo foi efetuado no 3DMove™ o que permitiu a visualização das feições geológicas em planos perpendiculares ao mergulho, diminuindo possíveis distorções da geometria das estruturas. Foram digitalizadas cerca de 200 linhas que representam principalmente planos de acamamento dobrados (Fig. 7). Essas linhas se localizam principalmente na região da Chapada da Contagem, onde a excelente exposição das estruturas permite o mapeamento contínuo das linhas de interseção (Fig. 7c).

Os traços estruturais foram modelados através de técnicas de projeção em 2D e em 3D, em concordância com as medidas de orientações de campo e com os domínios de mergulho determinados no item 2.2.2 (Análise e processamento dos dados de campo).

A modelagem 2D consistiu na projeção das linhas digitalizadas em planos perpendiculares ao eixo das dobras (projeção *down-plunge*; Fig. 8c). Este processo permitiu a projeção das linhas nos planos de visualização do perfil das dobras, que corresponde ao plano onde a geometria é mais bem representada. Estas linhas foram projetadas nos perfis regionais criados na etapa anterior (Perfil Chapada Imperial e Gama) e um novo perfil foi criado ao longo da Chapada da Contagem, o que permitiu modelar as dobras em escala local à intermediária (modelo de dobras de 3ª à 2ª ordens).

A modelagem 3D se baseou na metodologia proposta por de Kemp (1998, 2000) e de Kemp e Sprague (2003). O método consiste na extrapolação dos traços estruturais para a subsuperfície através de vetores de mergulho “*ribbons*” que representam valores médios de orientação calculados ao longo de uma determinada linha. Esta técnica foi feita automaticamente com a ferramenta *Horizon From Lines* no 3DMove™, utilizando o método 3D Dip Domain - *Ribbons*. Os *ribbons* (ou domínios de mergulho) são criados pela orientação média calculada em triângulos planares gerados pelo ajuste de três pontos de coordenadas (x,y,z) conhecidas ao longo da linha digitalizada. Este processo é feito até que se contemplem todos os pontos contidos na linha, então o usuário pode calcular a média dos domínios de mergulho, selecionando manualmente um intervalo de janela de pesquisa. Após se obter os valores de orientação média, estes são projetados

em 3D como *ribbons* e as superfícies são automaticamente criadas ao longo desses vetores por meio de interpolação linear (Fig. 8d).

Estas etapas resultaram no modelo 2D das dobras de 3ª a 2ª ordens e no modelo 3D das dobras de 2ª ordem, a partir da integração de dados de campo e informações estruturais obtidas no MDT (Figs. 4; 8b, c e d).

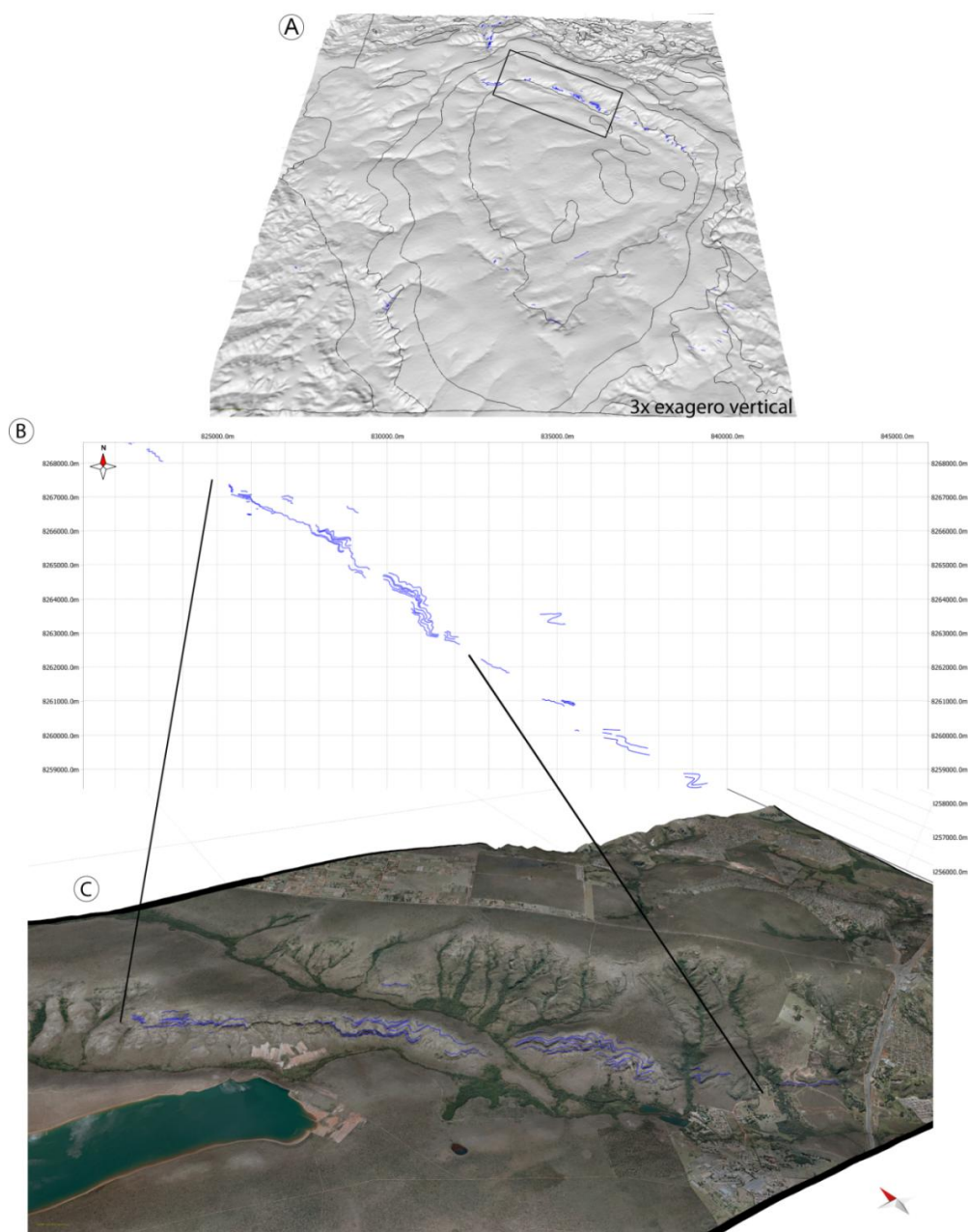


Figura 7: Exemplo de mapa de traço estrutural visto em mapa e em 3D. Em A) é mostrado o MDE da área de estudo com as linhas de contatos projetadas (em preto) e os traços estruturais digitalizados (em azul). B) é mostrado os traços estruturais de um train de dobras na Chapada da Contagem, de cerca de 15 km de extensão em mapa. C) vista down-plunge dos traços estruturais projetados sobre o MDT, em ambiente 3D.

2.3.3 Integração dos dados e geração do Modelo 3D do Domo de Brasília

De posse com os dados estruturais produzidos nas etapas anteriores, o modelo regional do Domo de Brasília foi gerado com base no modelo geológico 2,5D e nos modelos 2D (*kink-band*) e 3D (*ribbons*) das dobras de 3ª a 2ª ordens (Fig.8). O modelo geológico 2,5D forneceu informações a cerca dos contatos geológicos entre as unidades do Grupo Paranoá no Domo de Brasília e da geometria 2,5D das dobras regionais, e os modelos 2D e 3D forneceram informações sobre a geometria das dobras de 3ª e 2ª ordem, e a distribuição dos domínios de mergulho e caimento (Fig.8).

As unidades estratigráficas foram utilizadas como horizonte de referência para o processo de reconstrução das superfícies 3D. As linhas de contato foram extraídas do mapa geológico do Distrito Federal (FREITAS-SILVA; CAMPOS, 1998) e recortadas a cada domínio de mergulho identificado. A ferramenta *Extrusion* foi utilizada para criar as superfícies 3D a partir dos segmentos de linhas definidos. Esta ferramenta é disponível no módulo 3DMoveTM e gera superfícies a partir de linhas individuais extrapoladas em subsuperfície de acordo com sua orientação espacial. Para cada segmento de linha um mergulho constante é utilizado, levando-se em conta os domínios de mergulho. A curva de projeção da superfície 3D é ajustada de acordo com a geometria das dobras modeladas nas etapas anteriores (modelo 2D das dobras de 3ª e 2ª ordem e modelo 3D das dobras de 2ª ordem). Este procedimento foi realizado para o topo das formações Ribeirão do Torto, Serra da Meia Noite, Ribeirão Contagem e Córrego do Sansão (Fig.8a). As superfícies de extrusão geradas para cada unidade foram posteriormente tratadas com a ferramenta *Top/Mid/Base Surface*. Esta ferramenta permite a construção de superfícies contínuas a partir de diversas superfícies individuais, utilizando métodos automáticos de triangulação. O *grid* de triangulação utilizado no modelo contém cerca de 140 células individuais, cada uma com aproximadamente 250 m de largura, e o tamanho total do *grid* foi ajustado para sobrepor a área do mapa geológico (Fig. 8f).

Os métodos de extrusão de linhas e *Top/Mid/Base Surface* resultaram no modelo 3D das dobras de 1ª ordem no Domo de Brasília (Fig. 8).

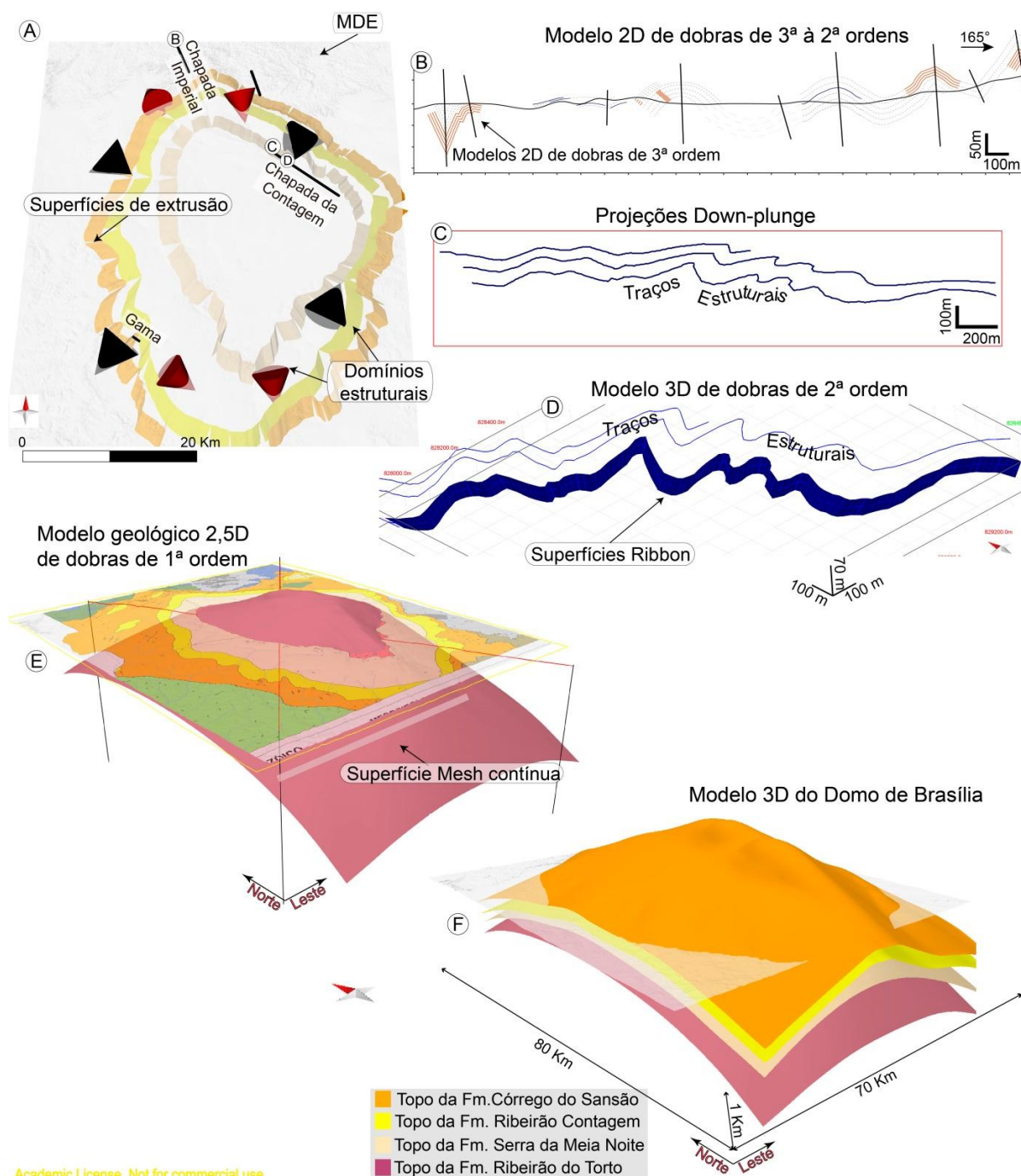


Figura 8: Estratégia de modelagem geológica aplicada neste trabalho. Em A) É mostrado o MDE; a localização dos perfis geológicos; as superfícies de extrusão geradas a partir das linhas de contato estratigráficas do Grupo Paranoá (FREITAS-SILVA; CAMPOS, 1998) e a distribuição espacial dos domínios estruturais. Os cones pretos indicam eixos de dobras com trend NE-SW e os cones vermelhos eixos de dobras com trend NW-SE. B) Exemplo de modelo 2D de dobras de 3ª à 2ª ordens. O perfil mostrado corresponde ao perfil Chapada Imperial e sua localização é mostrada em A. C) Exemplo de projeção em down-plunge de traços estruturais no perfil Chapada da Contagem. D) Exemplo de modelo 3D de dobras de 2ª ordem na Chapada da Contagem pelo método 3D Ribbon. E) Modelo geológico 2,5D de dobras de 1ª ordem. O mapa geológico está drapeado ao DEM e a superfície 3D do topo da Fm. Ribeirão do Torto é mostrada. F) Modelo 3D do Domo de Brasília.

CAPÍTULO III – REFERÊNCIAS

- ALLMENDINGER, R.W., CARDOZO, N., FISHER, D.M. **Structural geology algorithms: vectors and tensors**. New York: Cambridge University Press, 2012. 286p.
- ALMEIDA, F.F.M. de, HASUI, Y., NEVES B.B de B., FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, Campina Grande, 1977.. **Bol. Esp...**, Campina Grande: SBG. 12 p. 1977.
- ALVARENGA, C.J.S., DARDENNE, M.A., VIEIRA, L.C., MARTINHO, C.T., GUIMARÃES, E.M., SANTOS, R.V., SANTANA, R.O. Estratigrafia da borda ocidental da Bacia do São Francisco. **Bol. Geociências Petrobrás** v.20, p. 145-164, 2012.
- ALVARENGA, C.J.S., SANTOS, R.B., VIEIRA, L., LIMA, B.A.F., MANCINI, L.H. Meso-Neoproterozoic isotope stratigraphy on carbonates platforms in the Brasília Belt of Brazil. **Precambrian Research** v. 251, p. 164-180, 2014.
- ARAÚJO FILHO, J.O. The Pirineus sintaxis: an example of the intersection of two brasiliano fold-thrust belts in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n.1, p. 144-148, 2000.
- BIZZI, L. A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R. M. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG**. Brasília: CPRM, 2003. 674 p. il. 1 DVD anexo.
- BRITO NEVES, B. B., CORDANI, U. G.,. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. **Precambrian Research** v. 53, p. 23-40, 1991.
- CALCAGNO, P., COURRIOUX, G., GUILLEN, A., FITZGERALD, D., MCINERNEY, P. How 3D implicit geometric modelling helps to understand geology: the 3DGeoModeller methodology. In: INT. ASSOC. FOR MATHEMATICAL GEOLOGY XITH INTERNATIONAL CONGRESS, Université de Liège, Belgium, 2006.
- CAMPOS J.E.G., DARDENNE M.A., FREITAS-SILVA F.L., MARTINS-FERREIRA M.A.C. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n.3, p. 46-476, 2013.
- CAUMON, G., COLLON-DROUAILLET, P., LE CARLIER DE VESLUD, C., VISEUR, S., SAUSSE, J. Surface-Based 3D Modeling of Geological Structures. **Mathematical Geosciences**, v.41, n.8, p. 927-945, 2009.
- CAUMON, G., GRAY, G.G., ANTOINE, C., TITEUX, M.-O. 3D implicit stratigraphic model building from remote sensing data on tetrahedral meshes: theory and application to a regional model of La Popa basin, NE Mexico. **IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing** v. 51, n. 3, p. 1613-1621, 2013.
- CODEPLAN/SICAD. Folhas topográficas escala 1:10.000. Sistema SICAD de mapeamento do Distrito Federal. Brasília, CODEPLAN, 1991. Disponível em: SECRETARIA DE ESTADO DE GESTÃO DO TERRITÓRIO E HABITAÇÃO – SEGETH – GOVERNO DE BRASÍLIA. <http://www.sedhab.df.gov.br/mapas_sicad>. Acesso em: Mai. 2014.

COWAN, E.J., BEATSON, R.K., ROSS, H.J., FRIGHT, W.R., MCLENNAN, T.J., EVANS, T.R., CARR, J.C., LANE, R.G., BRIGHT, D.V., GILLMAN, A.J., OSHUST, P.A., T., M. Practical implicit geological modelling. In: Dominy, S. (Ed.), **Fifth International Mining Geology Conference Proceedings**. AusIMM, v.8, p. 89-99, 2003.

DARDENNE, M.A., FARIA, A., ANDRADE, G.F. Occurrence de stromatolites columnaires dans le Groupe Bambuí (Goiás, Brésil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.48, p.555-566, 1976.

DARDENNE, M.A. Os Grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. In: II SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1979. **Anais...** Salvador, SBG/CBM, p.140-155, 1981.

_____. The Brasília Fold Belt. In: CORDANI, U. G., MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A., CAMPOS, D. A. (Ed.) **Tectonic Evolution of South America**, 31 INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, Rio de Janeiro, p. 231-264, 2000.

DE DONATIS, M., BORRACCINI, F., SUSINI, S. Sheet 280 – Fossombrone 3D: a study project for the new geological map of Italy at the scale of 1:50,000 in three dimensions. **Computers & Geosciences**, vol. 35, p. 19-32, 2009.

DE KEMP, E.A. Three-dimensional projection of curvilinear geological features through direction cosine Interpolation of structural field observations. **Computers & Geosciences**, v. 24, n. 3, p. 269-284, 1998.

_____. 3-D visualization of structural field data: examples from the Archean Caopatina Formation, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. **Computers & Geosciences**, v. 26, n. 5, p. 509-530, 2000.

DE KEMP, E.A., SPRAGUE, K. Interpretive tools for 3-D structural geological modelling. Part I: Be´zier-based curves, ribbons and grip frames. **Geoinformatica**, v. 7, n. 1, p. 55-71, 2003.

D'EL-REY SILVA, L.J.H., KLEIN, P.B.W., WALDE, D.H.G. The Caldas Novas dome, central Brazil: structural evolution and implications on the evolution of the Neoproterozoic Brasília belt. **Journal of South American Earth Sciences**, v.17, n. 1, p. 163-179, 2004.

D'EL-REY SILVA, L.J.H., DE OLIVEIRA, I.L., POHREN, C. B., TANIZAKI, M.L.N., CARNEIRO, R. C., FERNANDES, G.L.F., ARAGÃO, P.E. Coeval perpendicular shortenings in the Brasília belt: Collision of irregular plate margins leading to oroclinal bending in the Neoproterozoic of central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 32, p. 1-13, 2011.

DHONT, D., LUXEY, P., CHOROWICZ, J. 3-D modeling of geologic maps from surface data. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 89, n. 11, p. 1465-1474, 2005.

ESRI – ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE. ArcGIS. Sistema de Informação Geográfica para área de trabalho de computador, versão 10.1. 2014. Disponível em: <<http://www.esri.com/software/arcgis/arcgis-for-desktop>>. Acesso em: 01 set. 2014.

FAIRCHILD, T.R., SCHOPF, J.W., SHEN-MILLER, J., GUIMARÃES, E.M., EDWARDS, M.E., LAGSTEIN, A., Li, X., PABST, M., MELO-FILHO, L.S. Recent discoveries of

Proterozoic microfossils in south-central Brazil. **Precambrian Research**, v. 80, p. 125-152, 1996.

FARIA, A., **Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João d'Aliança-Alto Paraiso de Goiás**. 1995. 199 p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1995.

FERNÁNDEZ, O., MUNÓZ, J.A., ARBUÉS, P., FALIVENE, O., MARZO, M., Three-dimensional reconstruction of geological surfaces: an example of growth strata and turbidite systems from the Ainsa basin (Pyrenees, Spain). **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 88, p. 1049-1068, 2004.

FERNÁNDEZ, O. Obtaining a best fitting plane through 3D georeferenced data. **Journal of Structural Geology**, v.27, p. 855-858, 2005.

FERNÁNDEZ, O., JONES, S., ARMSTRONG, N., JOHNSON, G., RAVAGLIA, A., MUNÓZ, J.A. Automated tools within workflows for 3D structural construction from surface and subsurface data. **Geoinformatica**, v.3, p. 291-304, 2009.

FLEUTY, M.J., The description of folds. **Proc. Geol. Ass. Lond.**, v. 75, p. 461-492, 1964.

FONSECA, M. A., DARDENNE M. A., UHLEIN, A. Faixa Brasília setor setentrional: estilos estruturais e arcabouço tectônico. **Revista Brasileira de Geociências** v. 25, n. 4, p. 267-278, 1995.

FREITAS-SILVA, F.H., CAMPOS, J.E.G. Geologia do Parque Nacional de Brasília. SBG. **Boletim de Geociências do Centro-Oeste** v.18, n.1/2, p. 32-43. 1995.

FREITAS-SILVA, F.H., CAMPOS, J.E.G. Geologia do Distrito Federal. In: **Inventário Hidrogeológico e dos Recursos Hídricos Superficiais do Distrito Federal**. Brasília. IEMA/SEMATEC/UnB. Parte I., p. 86, 1998.

FUCK R.A., PIMENTEL M.M., SILVA L.J.H.D. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994. Camboriú-SC, 1994. **Anais...**,Camboriú: SBG, 1994. v. 1, p.215-216.

GALERA, C., BENNIS, C., MORETTI, I., MALLET, J.L. Construction of coherent 3D geological blocks. **Computers & Geosciences**, v. 29, p. 971–984, 2003.

GILL, W.D. Construction of geological cross-sections of folds with steep-limb attenuation. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 37, p. 2389-2406, 1953.

GROSHONG, R. H., Jr., USDANSKY, S. I. Kinematic models of plane-roofed duplex styles: **Geological Society of America Special Paper** 222, p. 197-206, 1988.

GROSHONG, R.H. **3D Structural Geology: A Practical Guide to Quantitative Surface and Subsurface Map Interpretation**. Berlin: Springer-Verlag, Heidelberg, 2006. 400 p.

GUADAGNIN, F., CHEMALE, F.J. Detrital zircon record of the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic cratonic basins in the São Francisco Craton. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 60, p. 104-116, 2015.

GUILLEN, A., CALCAGNO, P., COURRIUX, G., JOLY, A., LEDRU, P. Geological modelling from field data and geological knowledge: Part II. Modelling validation using gravity and magnetic data inversion. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v.171, p.158-169, 2008.

HILLIER, M.J., SCHETSELAAR, E.M., DE KEMP, E.a., PERRON, G. Three-dimensional modelling of geological surfaces using generalized interpolation with radial basis functions. **Mathematical Geosciences**, v. 46, p. 931–953, 2014.

HUSSON, L., MUGNIER, J.L., Three-dimensional horizon reconstruction from outcrop structural data, restoration, and strain field of the Baisahi anticline, Western Nepal. **Journal of Structural Geology**, v. 25, p. 79-90, 2003.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. IBGE – Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br>>. Acesso em: 10 mar. 2015.

JONES, R. R., MCCAFFREY, K. J. W., CLEGG, P. R., WILSON, W., HOLLIMAN, N. S., HOLDSWORTH, R. E., IMBER, J., WAGGOTT, S. Integration of regional to outcrop digital data: 3-D visualization of multiscale geological models. **Computers & Geosciences**, v.35, p. 4-18, 2009.

KELK, B. 3D modelling with geoscientific information systems: the problem. In: Turner AK (ed) Three-dimensional modelling with geoscientific information systems. **NATO ASI Series C: mathematical and physical sciences**, vol 354. Kluwer, Dordrecht, pp 29–38, 1991.

MACKIN, J.H. The Down-Structure Method of Viewing Geologic Maps. **The Journal of Geology**, v. 58, n.1, p. 55 – 72, 1950.

MALLET, J.L. Discrete Modeling for Natural Objects¹. **Mathematical Geology**, v. 29, n. 2, p. 199-219, 1997.

MANTOVANI, M.S.M., BRITO NEVES, B.B. The Paranapanema Lithospheric Block: It's Importance for Proterozoic (Rodinia, Gondwana) Supercontinent Theories. **Gondwana Research**, v. 8, n.3, p.303–315, 2005.

MAXELON, M., RENARD, P., COURRIUX, G., BRÄNDLI, M., MANCKTELOW, N. A workflow to facilitate three-dimensional geometrical modelling of complex polydeformed geological units. **Computers & Geosciences**, v.35, p. 644–658, 2009.

MENCOS, J., GRATACÓS, O., FARRÉ, M., ESCALANTE, J., ARBUÉS, P., MUNÓZ, J.A. Orientation domains: A mobile grid clustering algorithm with spherical corrections. **Computers & Geosciences**, v.49, p. 140-150, 2012.

MIDLAND VALLEY EXPLORATION LTD, 2015. **Move™ suite of geological software**. Versão 2015.2. Disponível em: <<http://www.mve.com/software/move>> Acesso em: Jan. 2015.

NOVAES PINTO, M. Superfícies de aplainamento do Distrito Federal. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 49, n.2, p. 9-26, 1987.

PIMENTEL, M.M., FUCK, R.A., BOTELHO, N.F. Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. **Lithos** v.46, p. 463-483, 1999.

PIMENTEL, M.M., RODRIGUES, J.B., DELLAGIUSTINA, M.E.S., JUNGES, S., MATTEINI, M., ARMSTRONG, R. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA e ICPMS U/Pb sedimentary provenance data: a review. **Journal South America Earth Science**, v.31, p. 345-357, 2011.

RAGAN, D. M. **Structural Geology: An Introduction to Geometrical Techniques**. Cambridge: Cambridge University Press, Fourth edition, 2009.

RAMSAY, J.G., 1967. **Folding and fracturing of rocks**. McGraw-Hill, New York.

RODRIGUES, J.B., PIMENTEL, M.M., DARDENNE, M.A., ARMSTRONG, R.A. Provenance and tectonic setting of the Canastra and Ibiá Groups (Brasília Belt, Brazil): Implications for the age of a Neoproterozoic glacial event in central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, p. 512–521, 2010.

SPRAGUE, K. B., DE KEMP, E. A. Interpretive Tools for 3-D Structural Geological Modelling Part II: Surface Design from Sparse Spatial Data. **Geoinformatica** v. 9, n. 1, p. 5–32, 2005.

TROMPETTE, R. 1994. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. A.A. Balkema, Rotterdam, 350p.

TURNER, A.K. Challenges and trends for geological modeling and visualization. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, v. 65, n.2, p.109-127, 2006.

TWISS, R.J., MOORES, E.M. **Structural Geology**. W. H. Freeman and Company, New York, 2007. 736 p.

UHLEIN, A., FONSECA, M.A., SEER, H.J., DARDENNE, M.A. Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília – setores Setentrional e Meridional. **Geonomos**, v. 20, n. 2, p. 1-14, 2012.

USGS EARTH EXPLORER WEBSITE 2014. Disponível em: <<http://edcns17.cr.usgs.gov/EarthExplorer/>> Acesso em: Mai. 2014.

VALERIANO, C.M., MACHADO, N., SIMONETTI, A., VALLADARES, C.S., SEER, H.J., SIMÕES, L.S.A. U/Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. **Precambrian Research**, v.130, p. 27-55, 2004.

VALERIANO C.M., PIMENTEL M.M., HEILBRON M., ALMEIDA J.C.H., TROUW R.A.J. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. In: R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. Brito Neves, M.J. De Wit (eds) West Gondwana: pre Cenozoic correlations Across the South Atlantic region. **Geological Society, London, Special Publication**, v. 294, p.197-210, 2008.

VOLLGER, S.A., CRUDEN, A.R., AILLERES, L., COWAN, E.J. Regional dome evolution and its control on ore-grade distribution: Insights from 3D implicit modelling of the Navachab gold deposit, Namibia. **Ore Geology Reviews** v.69, p.268–284, 2015.

WOODCOCK, N. H. Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. **Geological Society of America Bulletin**, v. 88, n.9, p. 1231-1236, 1977.

WU, Q., XU, H., ZOU, X., LEI, H. A 3D modeling approach to complex faults with multi-source data. **Computers & Geosciences**, v. 77, p. 126–137, 2015.

CAPÍTULO IV – CORPO PRINCIPAL DA DISSERTAÇÃO

Artigo submetido para a revista Journal of Structural Geology em 23 de Junho de 2016, intitulado: "Field and remote sensing based 3D structural modeling: a case study in the Brasília Dome".

Carta de recebimento do artigo submetido:

Full Length Article

Dear Miss. SISSA KUMAIRA,

Your submission entitled "Field and remote sensing based 3D structural modeling: a case study in the Brasília Dome" has been received by the Journal of Structural Geology.

You may check on the progress of your paper by logging on to the Elsevier Editorial System as an author. The URL is <http://ees.elsevier.com/sq/>.

Your username is: sissakumaira@hotmail.com

If you need to retrieve password details, please go to: http://ees.elsevier.com/SG/automail_query.asp

Your manuscript will be given a reference number once an Editor has been assigned.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System
Journal of Structural Geology

**Field and remote sensing based 3D structural modeling: a case study in the Brasília
Dome**

Sissa Kumaira ^{a,b *}, Felipe Guadagnin ^b, Andréa Ritter Jelinek ^a, Farid Chemale Jr. ^{c,d},
Anete Maria de Oliveira ^d

^a *Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – Av. Bento
Gonçalves 9500, 91501-970, Porto Alegre, Brazil*

^b *Campus Caçapava do Sul, Universidade Federal do Pampa – Av. Pedro Anunciação
111, 96570-000, Caçapava do Sul, Brazil*

^c *Escola Politécnica, Universidade do Vale do Rio dos Sinos – Av. Unisinos 950, 93022-
750, São Leopoldo, Brazil*

^d *Instituto de Geociências, Universidade de Brasília – Campus Darcy Ribeiro, Brasília,
Brazil*

* *Corresponding author: Tel.: +55 55 3281 9000; fax: +55 55 3281 9001*

Email: sissakumaira@unipampa.edu.br

Abstract

A structural analysis workflow for 2D and 3D modeling of geological structures based on field and remote sensing data, and published geological maps is presented. The workflow consists of the following steps: 1) acquisition of structural data in the field through measurements of structures orientation, in digital terrain models through digitalization of 3D structural intersection lines, and in geological maps through extraction of stratigraphic contact; 2) dip data analysis to define orientation domains through maps, cross-sections, and stereographic projections; 3) 2D and 3D modeling of outcrop to semi-regional scale structures based on dip domain geometrical modeling and down plunge data projections; and 4) integration of structural data for 3D model building at regional scale. This workflow is applied to the 3D modeling of the Brasília Dome, an elliptical structural window situated in the Neoproterozoic Brasília Belt (central Brazil). The good exposures of folded structures and the availability of high resolution remote sensing and topographic data are crucial for the geological modeling strategy proposed. Following the dip domain approach, appropriate methods are applied from outcrop to regional scales to construct the 3D geometry of folded structures. Constructed surfaces allow the extraction of additional structural information and a consistent structural interpretation.

Keywords

3D Structural Modeling, Brasília Dome, Dip and Plunge Domains, 3D Intersection Lines, Fold Hierarchy

1. Introduction

Geological structures are geometric features produced by breaking, bending, and/or flowing of rocks, which can be described and used to reconstruct the deformation that

produced them (e.g., van der Pluijm and Marshak, 2004; Twiss and Moores, 2007).

Geological structures can be modeled by tridimensional (3D) linear and/or surface features to define a 3D geological (structural) model (e.g., Houlding, 1994; Mallet, 2002; Groshong, 2006). To this end, geometric and kinematic information are necessary, such as shape, size, location, and orientation of structures and direction of displacement vectors. Data can be obtained by analysis of structures exposed at Earth's surface or from subsurface structures (*i.e.*, drilling or seismic data). In the absence of subsurface data, 3D structural modeling can only be made by analysis of exposed structures, through geological field and topographic and remote sensing structural analyses, and by geophysical methods (mostly potential field and gamma spectrometry; de Kemp, 1998, 2000; Husson and Mugnier, 2003; Fernandez et al., 2004, 2009; Dhont et al., 2005; Turner, 2006; Caumon et al., 2009; Maxelon et al., 2009; Reif et al., 2011).

The basic geometric assumption for 3D structural modeling from Earth's surface data is that two intersecting surfaces (*i.e.*, a geological surface intersecting the topographic surface) produce a line of intersection (structural intersection line or map trace), which belongs to both surfaces (coplanar; e.g., Groshong, 2006; Twiss and Moores, 2007; Ragan, 2009). Both geological field and topographic and remote sensing structural analyses of exposed structures rely on this assumption. Nowadays, the topographic surface can be relatively accurately defined in the 3D digital space, and there is a plenty of remote sensing data (spectral images and aerial orthophotographs) that can be projected on Digital Elevation Models (DEMs) to produce 3D digital representations of Earth's surface (Digital Terrain Models – DTMs; Caumon et al., 2013). The digitalization of structural intersection lines observed in DTMs defines points of known 3D coordinates (x, y, z) which can be used to calculate the geological surface orientation (dip and dip azimuth; Gumiaux et al., 2003; Banerjee and Mitra, 2004; Fernandez, 2005; Groshong,

2006; Ragan, 2009; Reif et al., 2011). In order to construct coherent structural models, orientations obtained from DTMs need to be consistent with field observations (de Kemp and Sprague, 2003).

In folded terrains, such as fold and thrust belts, the geometry of folded strata is variably complex, but in some situations the outcrop pattern of opposing limbs of same fold can be used to determinate dip and plunge domains (de Kemp and Sprague, 2003; Banerjee and Mitra, 2004; Fernandez et al., 2004; Fernandez, 2005; Dhont et al., 2005; Groshong, 2006; Ragan, 2009; Caumon et al., 2013). A dip domain is defined as a group of consistent oriented dipping strata, representing a fold limb, separated from an adjacent domain by a trace (fold axial plane) which bisects the angle formed by the intersection of both domains (Fernandez et al., 2004; Groshong, 2006). By consequence, a plunge domain is defined as a group of consistent oriented hinge lines separated from an adjacent plunge domain by the axial plane of a superposed fold. Dip and plunge domains can be used to model folded strata geometry in 2D and 3D. 2D Dip domain modeling can be made using traditional Kink-band method (Suppe, 1983; *e.g.*, Groshong, 2006; Ragan, 2009), whereas the 3D Dip domain modeling is based on determination of dip vectors from at least three points of known coordinates within a 3D structural intersection line through best-fit plane determinations from the orientation matrix (Woodcock, 1977; Fernandez, 2005). Each group of dip vectors is used to construct a 3D structural ribbon that represents the modeled geological surface.

In the present study, 3D explicit structural modeling strategy is presented, which is supported by the integration of coupled geological field based geometric and kinematic analysis and remote sensing and elevation data (DTM). The methodology is partly adapted and modified from published procedures described in de Kemp (1998, 2000) and Fernandez et al. (2004). The method employed relies on information observed at Earth's

surface, consequently depends on good exposed sequences, high resolution remote sensing data, and appropriate terrain models availability. In this respect, it is presented a case study on the modeling of Brasília Dome, a ca. 60 x 50 Km structure developed by the interference of two orthogonal folding events (Fig. 1; Faria, 1995; Freitas-Silva and Campos, 1998; Del' Rey et al., 2004, 2011). This structure has been selected for the relatively good exposition and accesses, availability of topographic information (from 1:2,000 to 1:10,000 scales topographic charts) and aerial orthophotographs (1:10,000 scale). The model is constructed by three different scales: i) local scale, which consist in observed folds in outcrops; ii) intermediate scale that consists in observed folds in remote sensing data; and iii) regional folds, that comprise the Brasilia Dome regional structure. Each one of scales are used different data sources, which demonstrate the fold geometry and hierarchy and also allows the extraction of several information including stretching and elongation rates, restoration, and balancing. The 3D model was built and analyzed with Move™ (Midland Valley Exploration Ltd.), which enables the construction of geological features in the 3D space and includes algorithms dedicated to modeling of geological structures.

2. Geologic Context

The Brasília Dome is named after Brazil's federal capital, Brasília city, and essentially occupies the central-east portion of Federal District (Fig. 1). It occurs within the Brasília Belt, an N-S trending Neoproterozoic-aged orogen formed by the collision between the Amazon and São Francisco cratons and the Paranapanema Block to form part of the West Gondwana supercontinent (Fig. 1 inset; e.g., Almeida et al., 1981; Fuck et al., 1994; Del' Rey et al., 2011).

The Brasília Belt is comprised by four main components (Fig. 1A; Dardenne, 2000; Pimentel et al., 2001), the Goiás Massif, Metamorphic core, Goiás Magmatic Arc, and a thick sequence of (meta-) sedimentary rocks disposed in a fold and thrust belt. The (meta) sedimentary strata are comprised by the Araí (1.7-1.58 Ga), Serra da Mesa (1.5-1.28 Ga), Paranoá (1.2-1.04 Ga), Canastra (1.03-0.9 Ga), Vazante (younger than 0.9 Ga), Araxá (0.9-0.7 Ga), Ibiá (0.64-0.63 Ga), and Bambuí (0.6-0.54 Ga) groups (Brito Neves and Cordani, 1991; Fuck et al., 1994; Rodrigues et al., 2010; Pimentel et al., 1999, 2011; Campos et al., 2013; Guadagnin and Chemale, 2015). These lithostratigraphic units were deposited either along the western margin or within the São Francisco Craton and were variably deformed during West Gondwana supercontinent assembly (*e.g.*, Alkmim and Martins-Neto, 2012).

Metamorphism and deformation within the Brasília Belt decreases toward the São Francisco Craton, which defines three main domains, the Internal, External, and Cratonic zones (Fig. 1A; Fuck et al., 1994). Based on its structural relations, the Brasília Belt is subdivided into two tectonic domains, the Northern and Southern Brasília belts (Fig. 1A; Araújo Filho, 2000). The Northern Brasília Belt presents mostly NE striking structures with tectonic transport to the S and SE directions (Fonseca et al., 1995; Araújo Filho, 2000); whereas the Southern Brasília Belt displays NW striking structures and kinematic indicators appoint tectonic transport to the NE direction (Araújo Filho, 2000; Valeriano et al., 2004, 2008; Del' Rey et al., 2004). This difference is caused by WNW-ESE shortening related to the convergence between the Amazon and São Francisco cratons, which influenced mostly the Northern Brasília Belt; and by SW-NE shortening related to the convergence between the Paranapanema Block and São Francisco Craton, affecting mainly the Southern Brasília Belt (Araújo Filho, 1980, 2000; Valeriano et al., 2004, 2008; Del' Rey et al., 2004, 2011). By the latitude of Federal District, these northern and

southern segments are limited by the Pirineus Zone of High Strain which consists of a set of rather E-W shear zones (Fig. 1a; Araújo Filho, 1980, 2000; Del' Rey et al., 2004, 2011). In this region, overlapping between the two shortenings (WNW-ESE and SW-NE) produced interference structures as straight to curved thrust faults with salient and re-entrant geometry which defined internal blocks as windows and klippen, where large dome and basin folds occur such as the Brasília, Cristalina, and Caldas Novas domes (Araújo Filho, 2000; Del' Rey et al., 2004, 2011).

The Brasília Dome is located in the Brasília Belt External Zone, within the fold and thrust belt, and at the interface between the northern and southern structural domains (Fig. 1). It exposes predominantly strata from the Paranoá Group, which crops out in the center of a large structural window defined by the stacking of the Paranã, São Bartolomeu/ Maranhão, and Descoberto thrust systems, which thrusts respectively the Paranoá Group over the Bambuí Group, the Canastra Group over the Paranoá and Bambuí groups, and the Araxá Group over the Canastra and Paranoá groups (Fig. 1B; Freitas-Silva and Campos, 1998). These thrust systems and subsequent processes resulted in the present day exposed geology (Fig. 1).

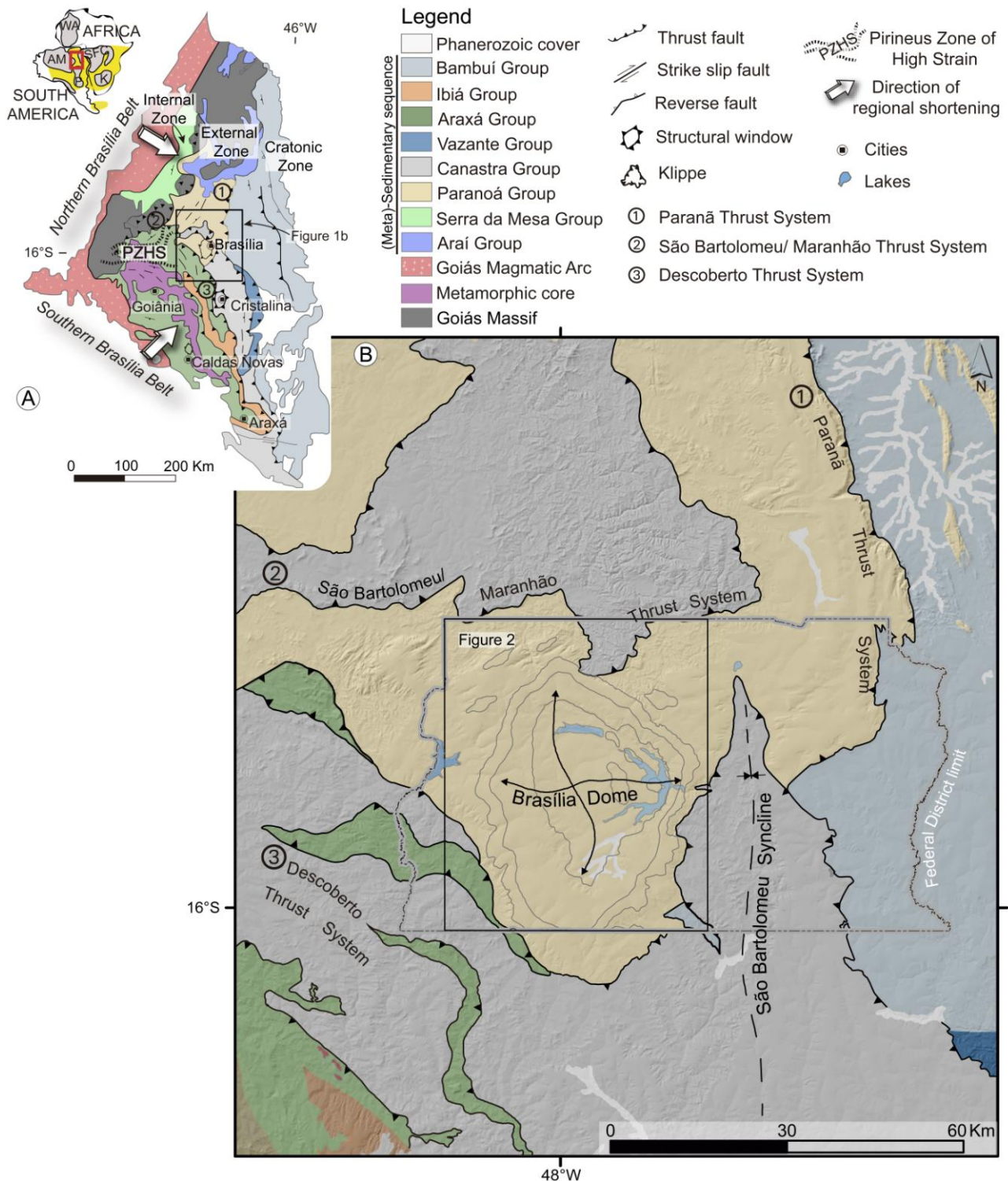


Figure 1: Brasília Dome geologic context. A) Simplified geological map of the Brasília Belt showing the Internal, External, and Cratonic zones and the main components (modified from Dardenne, 2000). B) Simplified geological map of part of the External and Cratonic zones, emphasizing the main thrust systems that influenced the Brasília Dome (Federal District limits is shown, along with the main stratigraphic contacts within the Brasília Dome shown in figure 2; modified from Bizzi et al., 2003). The inset displays the tectonic framework of SW Gondwana, showing cratons (grey) and mobile belts (yellow; WA – West African Craton, AM – Amazon Craton, SFC – São Francisco-Congo Craton, P – Parapanema Block, K – Kalahari Craton; modified from Unrug, 1992).

The Paranoá Group corresponds to the stratigraphic record of coastal to shallow-water marine siliciclastic deposits in a continental margin basin (Alvarenga et al., 2012, 2014). The deposition is constrained by *Conophyton metulum* Kirichenko at 1.2 Ga and diagenetic xenotime overgrowths at 1.04 Ga (Dardenne et al., 1976; Fairchild et al., 1996; Matteini et al., 2012; Alvarenga et al., 2014). The Paranoá Group is comprised by the Ribeirão São Miguel, Córrego do Cordovil, Serra da Boa Vista, Serra Almécegas, Serra do Paranã, Ribeirão Piçarrão, Ribeirão do Torto, Serra da Meia Noite, Ribeirão Contagem, Córrego do Sansão, and Córrego do Barreiro formations (Fig. 2B; Campos et al., 2013). Of such, only the Paranoá Group upper sections are exposed within the Brasília Dome (Fig. 2).

Topography in the Brasília Dome is defined by high plateaus, such as the Chapada da Contagem and Brasília plateaus, which border an internal dissected domain, the Paranoá Depression (Novaes Pinto, 1987; Freitas-Silva and Campos, 1998). The lowest stratigraphic sections crop out at the Paranoá Depression and correspond to lenses of clay-silt rhythmites of the Ribeirão Piçarrão Formation within the Ribeirão do Torto Formation, which is composed of shales associated with rare lenses of siltstone and sandstone at the top, both deposited on lower shoreface to offshore settings (Fig. 2; Campos et al., 2013). Above occurs the Serra da Meia Noite Formation consisting of predominantly fine-grained sandstone interbedded with siltstone and mudstone deposited in lower to upper shoreface settings; succeeded by the Ribeirão Contagem Formation which is consisted of well selected, medium-grained ferruginous sandstone interspersed with lenses of mudstones, deposited in upper shoreface setting (Fig. 2; Campos et al., 2013). The Ribeirão Contagem Formation sustains the Contagem and Brasília high plateaus that define the dome geometry. Stratigraphically on top and at the outer edges of Brasília Dome occurs the Córrego do Sansão Formation, which consists of interlayered

centimeter thick claystone and siltstone with minor proportions of fine-grained sandstone, defining a clayed-silted rhythmite deposited in tidal plain depositional setting (Fig. 2; Campos et al., 2013). Locally in the northwest and northeast edges of Brasília dome occurs the Córrego do Barreiro Formation, composed of siltstone with lenses of limestone (Fig. 2; Faria, 1995; Campos et al., 2013).

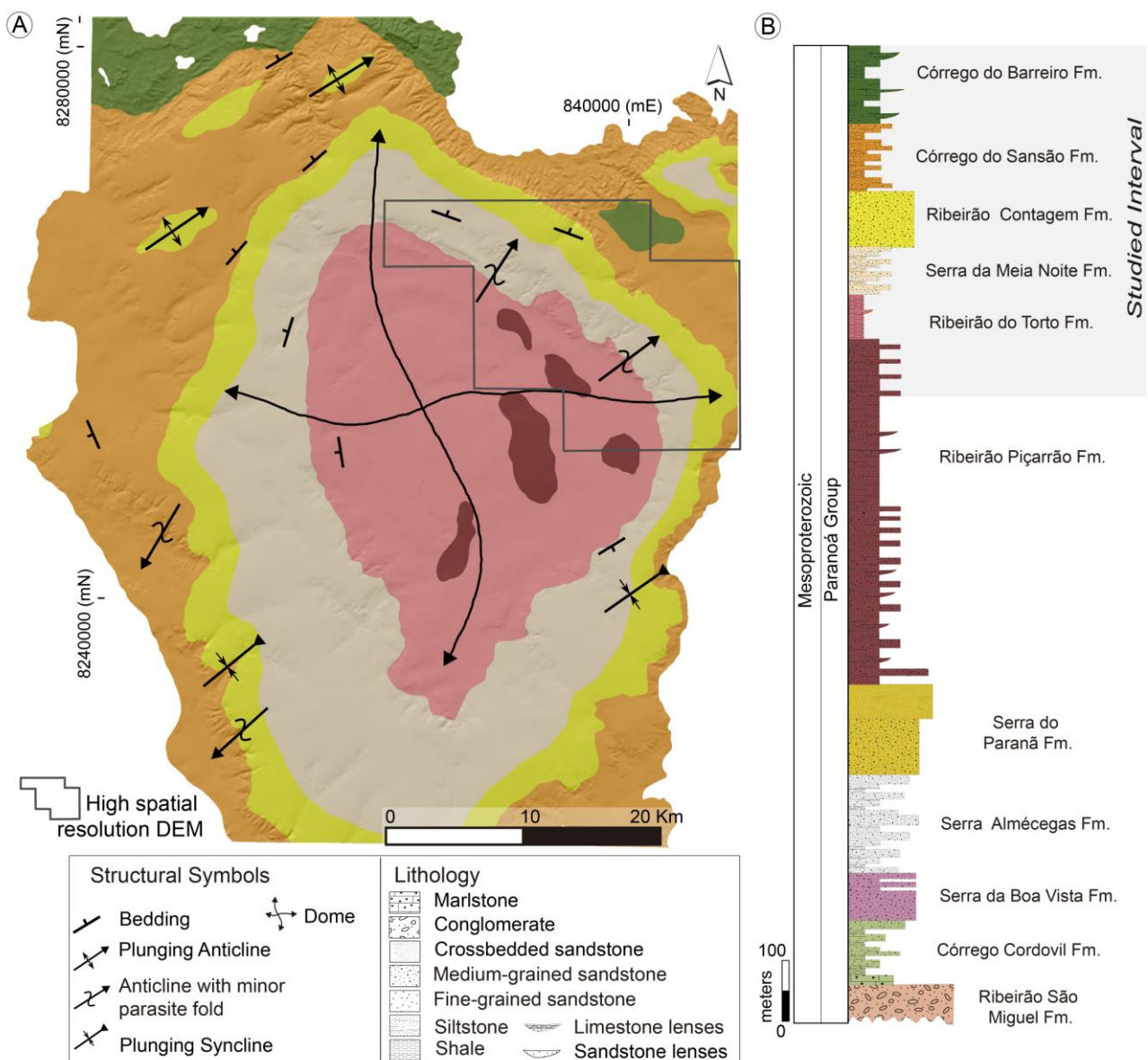


Figure 2: Simplified geological map of Brasília Dome showing the main structural features (A; modified from Freitas-Silva and Campos, 1998) and Paranoá Group stratigraphy and studied interval (B; modified from Campos et al., 2013). Structural measurements are extracted from Freitas-Silva and Campos, 1998 and this work.

In the Brasília Dome, Paranoá Group strata is deformed through flexural slip folding and faulting (Faria, 1995; Freitas-Silva and Campos, 1998). Folds occur roughly at 1st to 4th orders of magnitude relative to their wavelengths and amplitudes, from few millimeters to tens kilometers wavelength. Folds are characteristically doubly-plunging, defined by superposed NE-SW and NW-SE trending folds. The NE-SW trending folds have shorter wavelength than the NW-SE trending folds. NE-SW trending folds are predominantly upright to steeply inclined, sub-horizontal to gently plunging (Fleuty, 1964). These folds are predominantly counterclockwise asymmetric folds with hinge surface dipping steeply to NW and SE quadrants. Sandstone layers within these folds present open to close tightness, while mudstone layers present tighter folds with shorter amplitude and wavelengths (Faria, 1995; Freitas-Silva and Campos, 1998). Most folds are harmonic and layers present same thickness within the NE-SW trending folds. The NW-SE trending folds are upright horizontal to sub-horizontal gentle to open folds. These folds have a few tens of meters to kilometers wavelength and its geometry along with the NE-SW trending folds define the regional dome configuration (Faria, 1995; Freitas-Silva and Campos, 1998). Faults control major dome and basin folds, such as the Brasília Dome, and are less frequent within faulted blocks. Main faults are inverse to oblique, related to the compressional tectonics, but younger normal faults also occur (Freitas-Silva and Campos, 1998).

3. Modeling strategy

3D explicit structural modeling based on Earth's surface data can be implemented by coupled geological field and elevation and remote sensing (DTM) structural analysis, and includes data acquisition, processing, model construction, and interpretations (Fig. 3; *e.g.*, Husson and Mugnier, 2003; Fernandez et al., 2004, 2009; Banerjee and Mitra, 2004; Maxelon et al., 2009; Tonini et al., 2009; Reif et al., 2011; Snidero et al., 2011).

The processing of geological field structural data objective the determination of dip and plunge domains to create 2D Dip domain models at local scale. Topographic and remote sensing data are integrated in the DTM and allow definition of 3D intersection lines (map traces) which are used to create 2D Down-plunge projections and 3D ribbons, resulting in local to intermediate scale modeled folds. Those models integrated with existing geological data are the input to extrusion method to create the 3D model of the Brasília Dome. The modeling strategy is illustrated in figure 3.

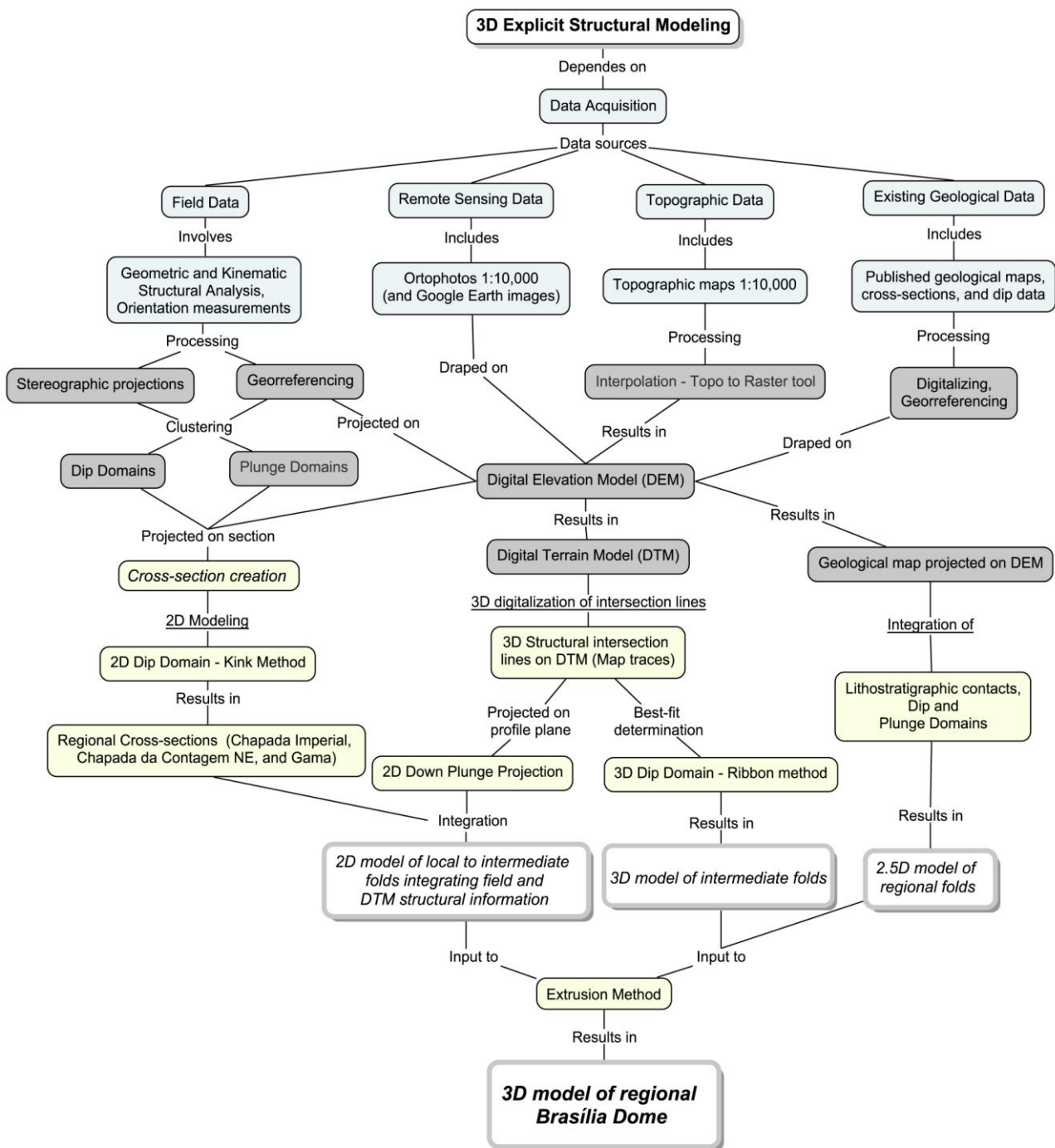


Figure 3: Conceptual diagram of the 3D explicit structural modeling strategy presented herein. Blue boxes illustrate data sources; grey boxes illustrate main processing steps; yellow boxes refer to 2D, 2.5D, and 3D modeling procedures; white boxes are the modeling products. Folds hierarchy occurs from metric to tens of kilometer scale, and is discussed in section 5.

3.1 Data acquisition

Four different data sources are used as input to the model: geological field, remote sensing, topographic, and published geological data (Fig. 3). Remote sensing data and topographic charts embracing the Brasília Dome are available from the Federal District

Territorial Management and Housing State Department

(http://www.sedhab.df.gov.br/mapas_sicad). Topographic charts are available at 1:10,000 and 1:2,000 (urban areas) scales. Each 1:10,000 quadrangle covers an area of 2' 30" latitude (ca. 4.615 Km) by 3' 45" longitude (ca. 6.713 Km) totaling ca. 31 Km², and presents its correspondent aerial orthophotograph. The area in the present study corresponds to ninety one 1:10,000 charts. The digital aerial orthophotographs are available at 1m (3 ft) spatial resolution.

Fieldwork is focused on detailed structural analysis and orientation measurements of planar and linear structural features. The field based analysis is made at 1:100 to 1:1,000 scales in selected outcrops (Fig. 4). High-precision compass is used for orientation measurements (Brunton Geo Pocket Transit compass – azimuth and vertical angle accuracy $\pm 1/2^\circ$), adopting Dip/Dip Azimuth notation for measured attitudes; and hand-held Global Positioning System is used (Garmin Map 62csx) to define measured locations. Approximately nine hundred orientation measurements were collected in 109 selected outcrops. The structure's geometric descriptions (shape, size, distribution, and orientation) and records (outcrop photographs and sketches) are made in down-plunge planes (orthogonal to fold hinge lines, where available), eliminating potential distortions and apparent dips. Descriptions and classification of structures are made according to Fleuty (1964), Ramsay (1967), and Twiss (1988).

Available geological maps and cross-sections embracing the study area were obtained from Faria (1995), Freitas-Silva and Campos (1998), and Bizzi et al. (2003).

3.2 Data processing

Aerial orthophotographs and topographic data were projected in the same projection system and datum in ArcGIStm (Universal Transverse Mercator projection zone

22 south and World Geodetic System 1984 datum). The elevation contour lines from the digital topographic charts were used to generate the DEM interpolated using *Topo to Raster* tool (ArcGIStm). This tool uses an iterative finite difference interpolation technique from contour inputs (Wahba, 1990). It is a discretized thin plate spline method for which the roughness is modified to allow the fitted DEM to follow abrupt changes in terrain, such as streams and ridges (Wahba, 1990). DEM is built with 20 m (66 ft) spatial resolution by interpolation of 25 m vertical intervals elevation contour lines. At Chapada da Contagem region, where folds are best exposed (Fig. 2), interpolation is made at 10 m (33 ft) spatial resolution using 5 m vertical intervals elevation contour lines. DEM and aerial orthophotographs were imported in the 3D environment in MoveTM software. Aerial orthophotographs draped over DEM produce the DTM (Fig. 3).

Orientation measurements are stored in tables as single points in geographically referenced space, imported in the 3D environment, and projected over the DTM. Orientation data analysis objective determination of dip and plunge domains through maps, cross-sections, and stereographic projections (Fig. 4). For the stereographic projections, planar and linear measures are projected into Schmidt lower hemisphere net as individual great circles and/or poles of planes or as contoured regions, and best-fit of orientation distributions is calculated from the orientation matrix (Woodcock, 1977). Minimum eigenvalue (λ_3) and eigenvector (ν_3) correspond to the orientation of the pole to the best-fit plane (Fernandez, 2005).

Dip and plunge domains delimitation is firstly made in map projection (Fig. 4). From each pair of adjacent dip domains identified in map, a β -diagram is constructed to determinate the hinge line and axial plane orientation (Rowland et al., 2007; Twiss and Moores, 2007; Ragan, 2009). The pole to the best-fit plane corresponds to the hinge line orientation, and is called the Beta-axis (β -axis; e.g., Ragan, 2009; Fig. 4A). The plane that

contains the β -axis and bisects the best-fit great circle corresponds to the fold axial plane (e.g., Ragan, 2009). Calculated hinge lines and axial planes are projected on the DEM. For each pair of adjacent plunge domains identified in map projection, another β -diagram is constructed (Fig. 4B). The resulting β -axis corresponds to the hinge line orientation of superposed folds.

Clusters analysis of bedding orientation data objective estimates the geometric relationships between superposed folds. Cluster generation process is based on relations between eigenvalues and eigenvectors, through k-means algorithm (MacQueen, 1967; Move, 2015). The algorithm separates data points into the number of expected clusters, which is defined by user. A set of mean dip and dip azimuth values representative of each orientation domain are obtained (Mencos et al., 2012).

Statistical analysis of orientation data is made in stereograms. Classification of orientation data distribution is made by shape (γ) and strength (ζ ; or intensity) parameters from orientation matrix eigenvalues (Woodcock, 1977; Fernandez, 2005). Shape values (γ) close to 0 correspond to girdle distribution and $\gamma \gg 1$ to uniaxial cluster distribution. Values close to 1 correspond to mixed girdle and uniaxial distributions (Woodcock, 1977). Strength values (ζ) close to 0 indicate weak distribution, whereas values close to 3 indicate strong distribution (Woodcock, 1977). The dispersion of orientations is described by k value (Fisher, 1953), where the tightness or dispersion of an orientation cluster is defined. Larger k value implies a tighter cluster and smaller k value implies a more dispersed cluster (Fisher, 1953). Classification of orientation distribution is made according to Mardia (1972).

Available geological maps and cross-sections are digitalized, georeferenced, and imported into MoveTM. Rasterized geological maps and vectors of lithological contacts are projected over DEM (Fig. 3).

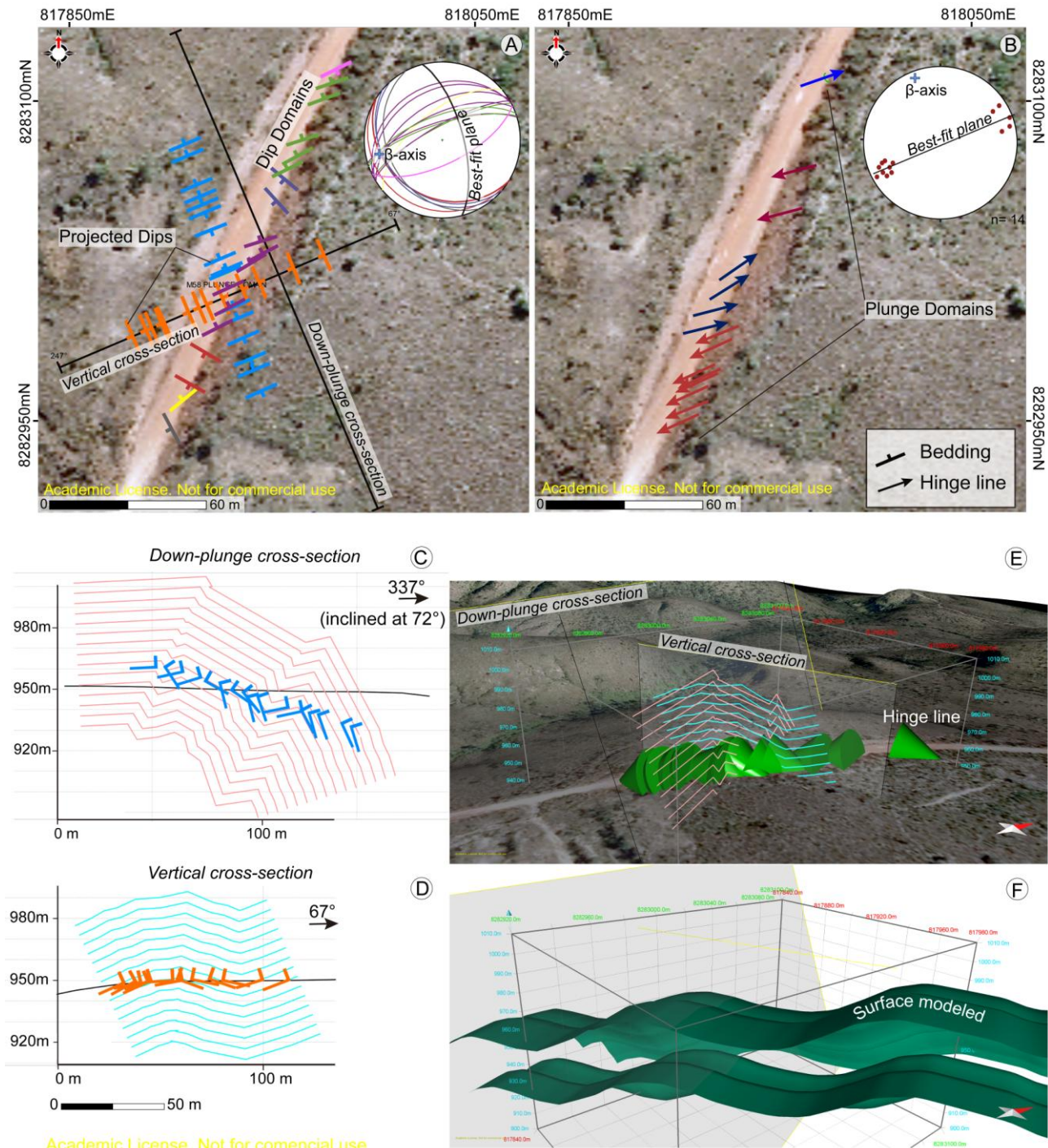


Figure 4: Fold construction using the Kink-band method. A) Map projection of bedding orientation above aerial orthophotograph and corresponding β -diagram; the different dip domains are defined and colored accordingly; cross-sections trace lines are shown along with projected bedding (blue and orange). B) Hinge lines orientation projected on map showing different plunge domains; β -axis corresponds to the hinge line orientation of superposed folds. C) Down-plunge cross-section dipping 72° to N67E showing normal-projected bedding orientations and constructed folds. D) Vertical cross-section along N67E-S67W direction showing normal-projected bedding orientations and constructed folds. E) Oblique view to the NW showing hinge lines as cones and Down-plunge and vertical cross-sections projected on DTM (no vertical exaggeration). F) Same view showing modelled surfaces.

3.3 Model Construction

Model construction is based on integration of 2D Dip Domain modeling and Down-plunge projections, 2.5D modeling of lithologic contacts and dip and plunge domains, and 3D Dip Domain modeling as 3D ribbons. The integration of such models allowed creation of the 3D explicit structural model of Brasília Dome (Fig. 3).

Orientation data as beddings, hinge lines, and axial planes measured in the field along with calculated hinge lines and axial planes are projected on cross-sections for each outcrop. Cross-section creation is based on the plunge domain analysis. Down-plunge cross-sections are created and field data are projected according to the hinge lines (Down-plunge projections; Figs. 3 and 4; Allmendinger et al., 2011).

2D Kink-band method is used to model fold geometry at local scale (Fig. 4; Gill, 1953). 2D Kink-band method assumes that folds are parallel with straight limbs, defining dip domains separated by axial planes (Gill, 1953). The dip data projected on Down-plunge cross-section is used as input to model construction (Fig. 4). A line perpendicular to dip is created for each dip data inserted. The intersection of two lines forms an angle, which is bisected by a trace (axial plane) separating the two dip domains. A straight line parallel to dip is created from each of the dip domains defined by axial traces (Ragan, 2009). The model results in kink folds, which are more or less rounded depending on density of input data (Fig. 4D). In order to respect the observed fold geometry, interpolated dip data using a linear average function is added to the model at every 1 to 5 m, depending on sampling density. Where double plunging folds are present, another Down-plunge projection is created, oriented along the best-fit distribution of plunging hinge lines (Fig. 4D). 2D Kink-band modeling of doubly plunging hinge lines results in the geometry of superposed folds at local scale (Fig. 4F).

Intersection lines are digitalized for each fold identified in the DTM at 1 m sampling interval along length, resulting in 3D map traces (Fig. 3; de Kemp and Sprague, 2003; Fernandez et al., 2009). 3D map traces are projected on Down-plunge cross-sections based on dip and plunge domains resulting in Down-plunge intersection lines. The horizons constructed with 2D Kink-band method along with the 3D map trace horizons on Down-plunge cross-sections are projected on regional scale cross-sections (Chapada Imperial, Chapada da Contagem, and Gama cross-sections) resulting in the 2D model of local to intermediate scale folds (Fig. 3).

3D map traces are also used as input to 3D Dip domain modeling. For each three points in the intersection line, the orientation of a triangle fitting these points is calculated. The mean principal orientation (Woodcock, 1977) of all possible triangles along the line is calculated and averaged by a search window interval defined by user. The sample interval and search window parameters are defined by best adjust of surface geometry. 3D Dip domain (Ribbon) method creates dip vectors (3D Dip domains or ribbons) to points along the 3D map traces. The linear interpolation of these dip vectors defines 3D ribbon surface. 3D Dip domain modeling results in the 3D model of intermediate scale folds (Fig. 3).

The collection of 2D and 3D projections along with the existing geological data projected on DEM and the dip and plunge domains are used as an input to 3D modeling of regional Brasília Dome (Fig. 3). The stratigraphic contacts from geological map projected on DEM are split for each dip and plunge domain identified. Splitted intervals are assigned to proper plunge values. Extrusion tool is used to project the stratigraphic contacts down-plunge to create 3D extrusion surfaces. Projection curve is adjusted according to the geometry of modeled folds (2D model of local to intermediate scale folds and 3D model of intermediate scale folds). Top/Mid/Base Surface tool is used to create a continuous, dome scale triangulated surface through the extrusion surfaces. The scale of structures that can

be represented in this continuous surface depends on the resolution of the triangles grid. Given the scale of modeling and data distribution in this work, the grid geometry is made so that it covers all horizons in size, with ca. 140 cells in a grid and individual cells width of 250 m. The Top algorithm with spread boundary of template is used for building surfaces for each horizon and results in the 3D model of Brasília Dome (Fig. 3).

4. Structural analysis and modeling

Geometric and kinematic information of the structures within the Brasília Dome obtained directly through geological field structural analysis and indirectly by analysis of DTM are described below. Integration of such information and structural modeling is presented following.

4.1 Geological field structural analysis

4.1.1 Structures description

Folded and inclined bedding planes (S_0) are the most common structures observed during field based structural analysis, and the consequent direct obtaining of axial surfaces and hinge lines. Fractures are common and faults were found locally. Ductile foliations were very rare, represented by very low-grade metamorphic crystallization of clay minerals in crenulation and slaty cleavages (S_1). The most common linear features observed are grooves and mineral fibers (slickensides) at bedding surfaces and less common at fault surfaces.

Folding styles are conditioned by rocks rheology. In most competent lithologies, such as sandstones and sandy-rhytmities, the folds are predominantly rounded anticlinal and synclinal with straight limbs and open to close folds (Fig. 5), while mudstone layers present tighter folds and often in chevron style. Field based analysis focused on most

competent lithologies (Serra da Meia Noite, Ribeirão Contagem, and Córrego do Sansão formations; Fig. 2). Folds occur in varying scales with amplitudes between few centimeters to 10 m and wavelengths up to 20 m (Fig. 5), classified mainly as wide, broad, and equant aspect ratio. Observed folds are horizontal to gently plunging and upright to steeply inclined folds (Fig. 5). Folds are mainly asymmetric and commonly parasitic indicating S and SE vergence mainly in the north sector; E vergence in the west sector; and NNE vergence in the east sector of Brasília Dome (Fig. 5). Layer thickness variations within fold trains determine parallel folds (subclass 1B) and convergent isogons folds (subclass 1C). Folds in mudstone layers also exhibit horizontal to gently plunging and upright to steeply inclined orientations. These folds are also asymmetrical and very common parasitic (Fig. 5D). Mudstone layers display folds in dome and basin geometry at centimeter to meter scale wavelength (Fig. 5G).

Locally, incipient crenulation cleavage occur parallel to the axial surfaces defining a secondary foliation (S_1). Where present, this structure has millimeter spacing and is mainly parallel to the axial plane of parasitic folds at centimeter scale, resulting in an asymmetric crenulation cleavage (Fig. 5D). In some situations it is possible to map intersection lines between S_0 and S_1 surfaces. These intersection lines are visible in the bedding planes and are parallel to the fold hinge lines.

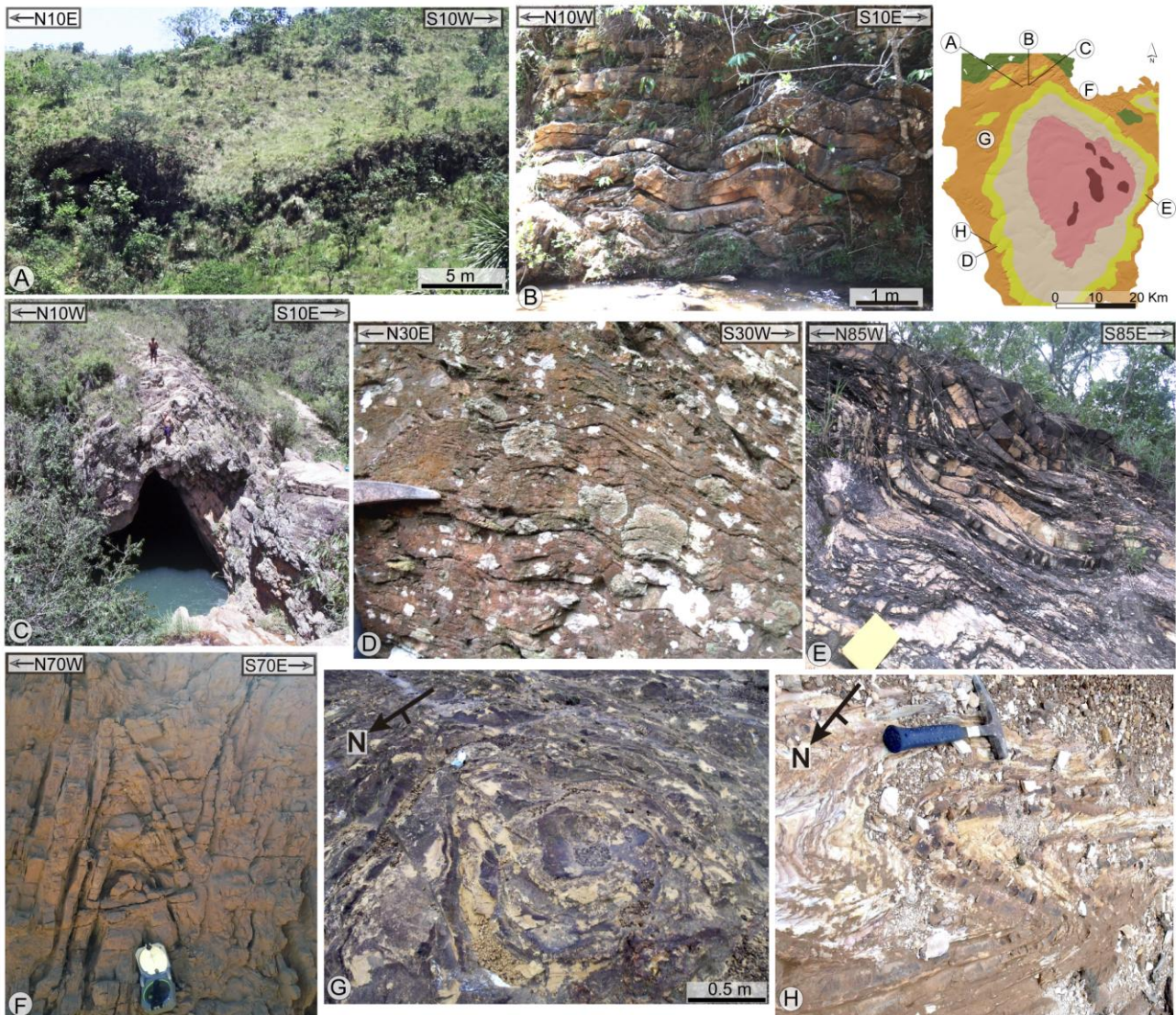


Figure 5: Photographs obtained during field based structural analysis showing main observed fold geometries. A, B, and C) Metric to decametric scale wavelength open to close folds, observed at the northern sector of Brasília Dome. D) Centimeter scale wavelength asymmetric folds observed at the southwestern sector, showing centimeter scale spacing secondary foliation (S_1) parallel to axial surface. E) Sub-horizontal moderately inclined folds with meter scale wavelength observed at the eastern sector. F) Kink style fold with decimeter scale wavelength observed at the northeast sector. G) Interference pattern observed at the northwestern sector of Brasília Dome within silt-fine sand rhythmites, showing basin geometry at metric scale wavelength, superposed folds define a double-plunging syncline; H) S-fold with tens of centimeters wavelength observed at the southwestern sector.

On top of bedding surfaces is very common the presence of linear features such as grooves and mineral fibers (slickensides; Fig 6). Grooves occur at polished and striated bedding surfaces while fibers are mainly composed of fine quartz-fiber lineation with millimetric spacing which contains steps showing reverse to oblique movement

perpendicular to fold axis (Fig. 6). Orientation of these linear features defines a concentric pattern on stereographic projections and demonstrates that these lineation scatter around a mean pitch angle that is orthogonal to the local fold-axis orientation and point to the center of regional dome structure (Fig. 6E).

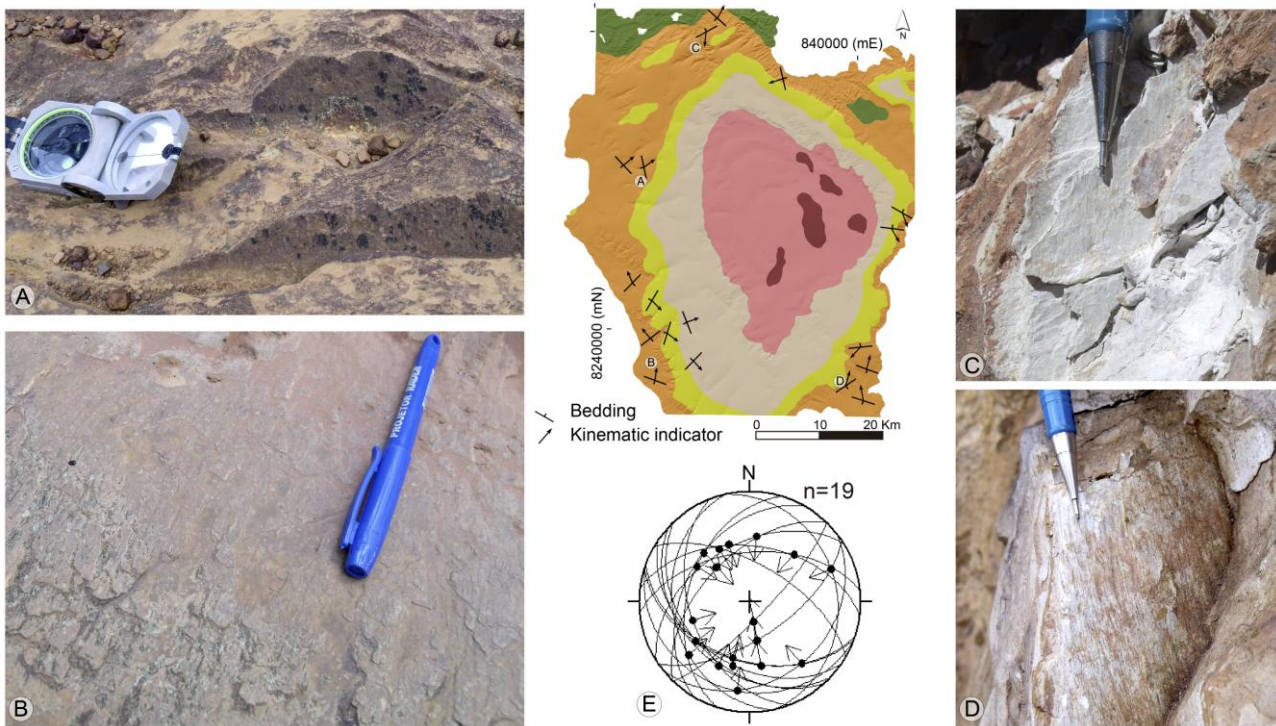


Figure 6: Grooves and fibers in bedding surface observed in the field, indicating inverse to oblique movement. A) Striation in top of mudstone beds. B) Quartz fibers with steps indicating inverse movement. C and D) Closely spaced groove striations. E) Stereographic projection showing bedding plane and striae orientations with corresponding kinematic.

4.1.2 Orientation Domains

Strata dip to all directions among measured bedding orientations (S_0), as observed in stereographic projection with uniform distribution (Fig. 7A). Strata dip predominantly to the NW and SE directions and less frequently to the NE and SW directions and generally with lower dip angles (Fig. 7). β -axis calculated for all measured bedding orientations dips 1° to N57E, indicating an upright horizontal fold pattern. Four clusters are defined within stereographic projection of bedding orientations and treated in pairs of opposite directions to unravel superposed fold orientation (Fig. 7B). One pair defines a NE-SW fold trend with

subhorizontal β -axis (hinge line) plunging 6° to S44W and upright to steeply inclined axial plane dipping 81° to N47W (Fig. 7C). Other pair defines a WNW-ESE fold trend with subhorizontal hinge line plunging 9° to N70W and upright axial plane dipping 85° to S20W (Fig. 7D).

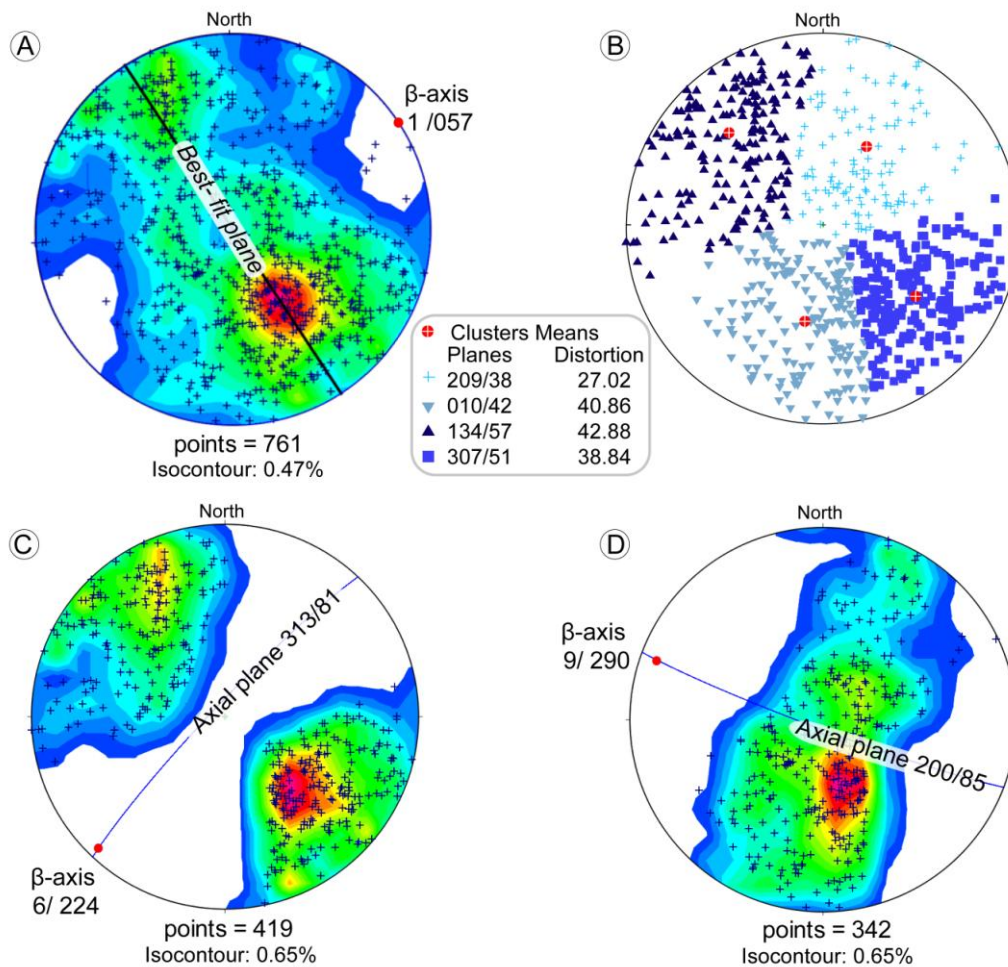


Figure 7: Stereographic projection of pole to measured bedding orientations. A) Contoured stereographic projection with all pole to measured bedding orientations showing a uniform distribution ($k = 2.49$). B) Distribution of 4 clusters of pole to bedding orientations with mean plane and distortion values indicated. Each 2 opposite clusters define girdle distributions with β -axis (hinge lines) and axial planes shown (C and D).

Four major bedding orientation domains are identified in map and stereographic projections as the Northwest and Southwest domains, where bedding orientations define girdle distribution with β -axis plunging to the SW quadrant (Fig. 8); and the Northeast and

Southeast domains, where girdle distribution of bedding orientations determine NE plunging β -axis (Fig. 8):

- a) Northwest domain displays low dispersion ($k=3.23$) for poles of S_0 defining a great-circle girdle distribution ($\gamma = 0.24$ and $\zeta = 2.59$) with strata dipping mainly to the NNW and secondarily to the SSE directions; β -diagram indicates upright sub-horizontal fold with hinge line plunging 6° to S69W (Fig. 8).
- b) Southwest domain displays higher dispersion ($k = 2.74$) for poles of S_0 . Yet, strata dipping mainly to the NW direction and subordinately to the SE direction defines a girdle distribution ($\gamma = 0.58$ and $\zeta = 2.74$); β -diagram indicates gently plunging fold with hinge line plunging 12° to S40W (Fig. 8).
- c) Northeast domain displays a similar girdle distribution ($\gamma = 0.42$ and $\zeta = 1.63$), but with higher dispersion values for poles of S_0 ($k = 2.27$; Fig. 8). Bedding dip predominantly to the NNW to NNE and SSE to SSW directions; β -diagram indicates gently plunging fold geometry with hinge line plunging 19° to N80E (Fig. 8).
- d) Southeast domain displays a girdle distribution ($\gamma = 0.38$ and $\zeta = 1.12$) with relatively large dispersion values for poles of S_0 ($k = 2.38$; Fig. 8). Strata dip predominantly to the WNW and NW directions and subordinately to the SE direction; β -diagram indicates gently plunging fold geometry with hinge line plunging 14° to N27E (Fig. 8).

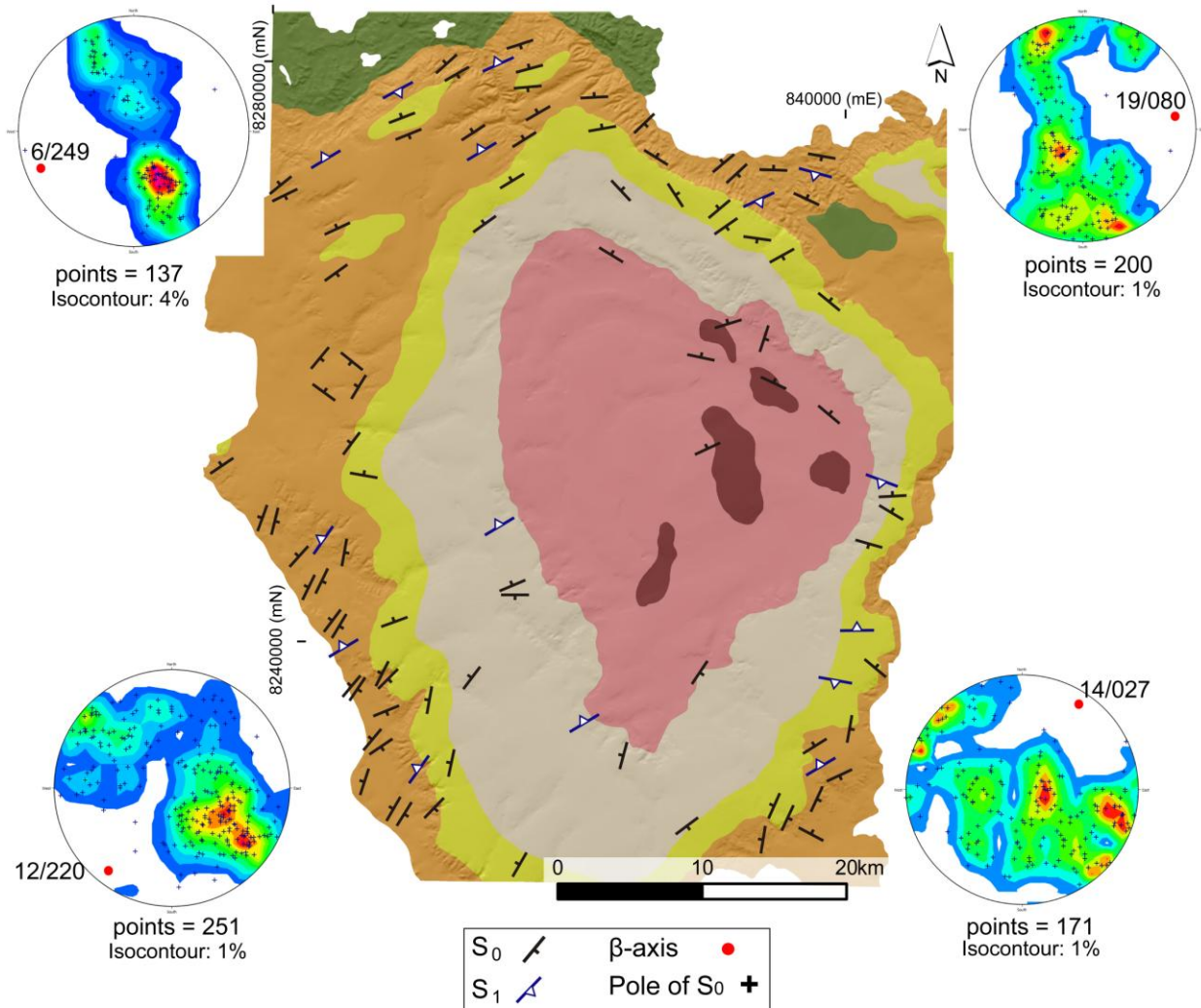


Figure 8: Distribution and orientation of bedding in the Brasília Dome. Structures indicated are geological field observations. S_0 – bedding; S_1 – crenulation cleavage/fold axis; Map colors are according to Figure 2 (geological map modified from Freitas-Silva and Campos, 1998).

Measured fold hinge lines and axial planes are oriented according to the four bedding orientations domain identified (Fig. 9). Observed gently to moderately plunging hinge lines trend predominantly to the NE and SW quadrants; axial planes strike to the NE-SW direction dipping steeply to the NW and SE quadrants (Fig. 9). Hinge lines distribution defines a unimodal cluster, while axial planes displays a bimodal cluster distribution.

- e) Northwest domain displays doubly plunging hinge lines to ENE and WSW and NNW-SSE upright to steeply inclined axial planes (Fig. 9);

- f) Southwest domain displays doubly plunging hinge lines to NE and SW and NW-SE upright to steeply inclined axial planes (Fig. 9);
- g) Northeast domain presents predominantly NE to ESE plunging hinge lines and NNW-SSE steeply inclined axial planes (Fig. 9);
- h) Southeast domain displays the most dispersed hinge line orientations; in addition to the predominant plunging directions in the other three domains, the Southeast domain displays NW and ESE gently to steeply plunging hinge lines and steeply to moderately inclined axial planes, dipping predominantly to NNW (Fig.9)

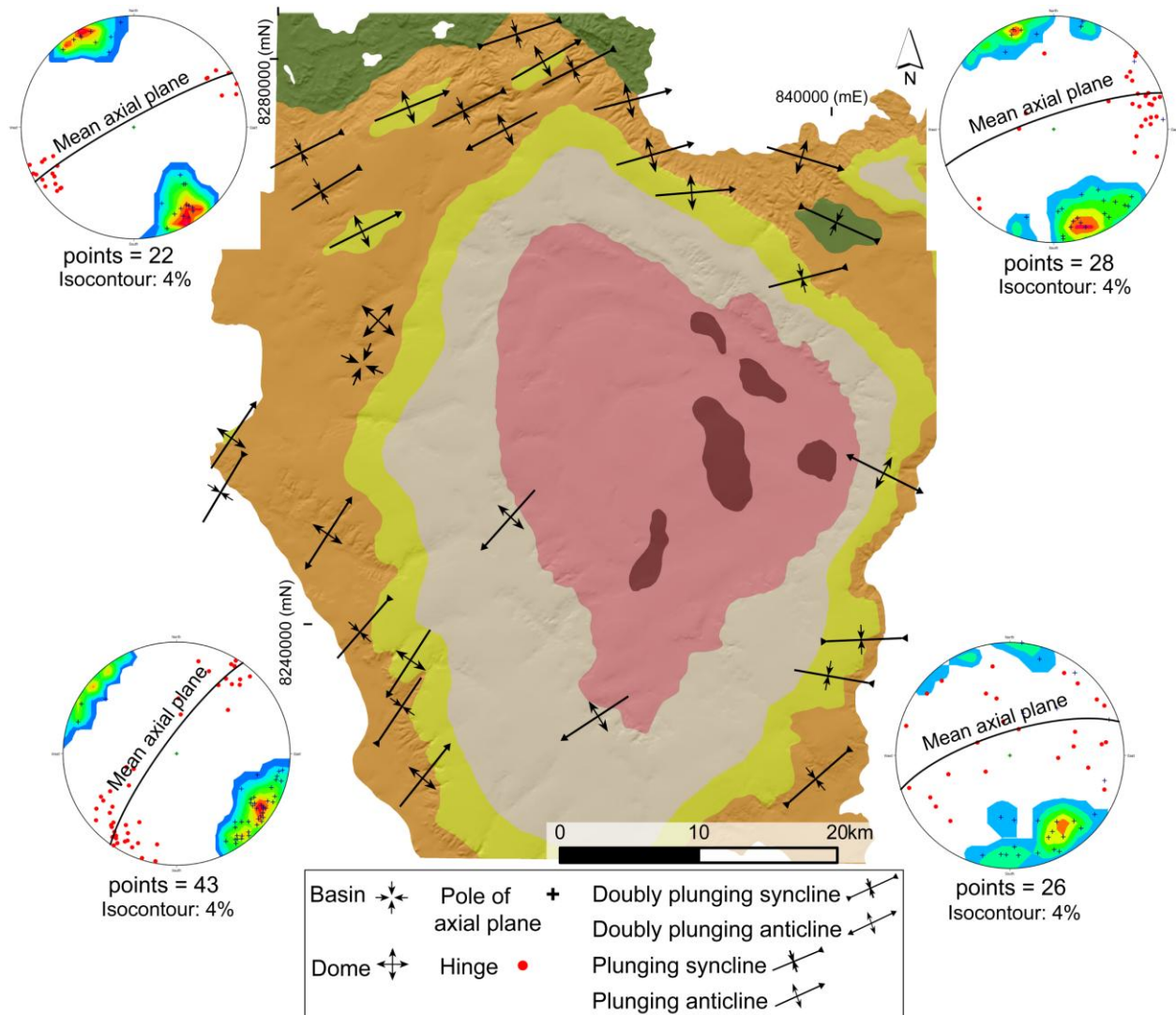


Figure 9: Distribution and orientation of main folds at local scale in Brasília Dome. Structures indicated are geological field observations. Map colors are according to map on Figure 2 (geological map modified from Freitas-Silva and Campos, 1998). Stereographic projections show pole to axial plane (contoured) and hinge line orientations; mean axial plane is indicated.

4.2 Digital Terrain Model Structural Analysis

Traditionally, remote sensing analysis is made in map projections. In this approach, the intersection of bedding and fault surfaces with topography defines 2D intersection lines. These intersection lines are either straight or curved lines, depending on the geometry of both geological and topographic surfaces (Fig. 10). Structures observed on remote sensing data projected over DEM in the 3D space (DTM) consist in 3D straight and curve intersection lines. The analysis of DTM down-plunge (along the axis of main folds)

allow definition of limb and hinge zone geometries along a intersection line, and definition of dip vectors based on best-fit equations. In such a case, straight bedding intersection lines correspond to consistent dip domains such as straight fold limbs, whereas curved intersection lines correspond to either fold hinge zones or due to effects of topography (Fig. 10).

Intersection of folded surfaces with topography defines 3D map traces in several portions of Brasília Dome, especially in the Chapada da Contagem region, within Serra da Meia Noite Formation (Fig. 10). These folds vary from gentle to close folds either symmetric or asymmetric, with sizes varying from 50 to 100 m, and amplitudes from 20 to 80 m (Fig. 10).

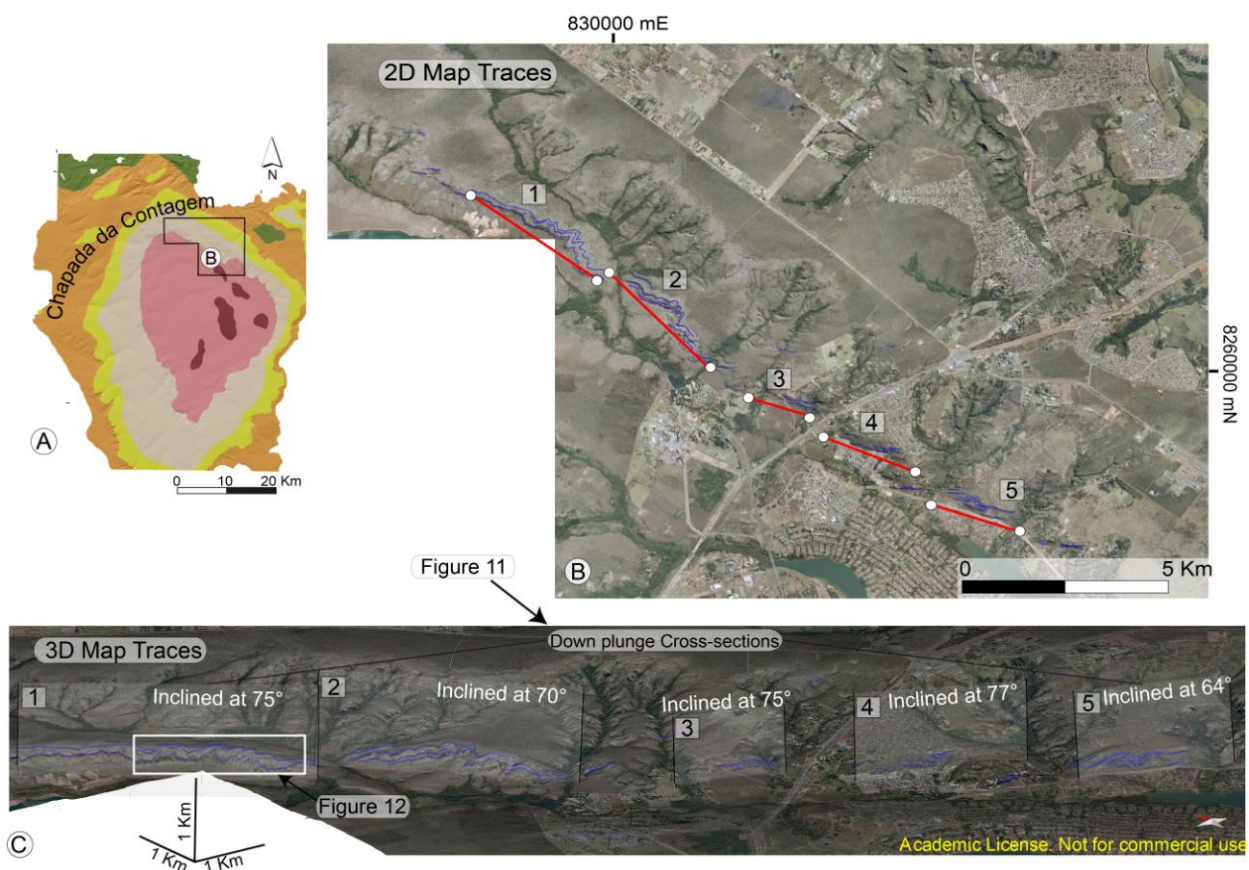


Figure 10: Structural analysis of DTM in the Chapada da Contagem region. Observed folds are digitalized in the 3D space as 3D intersection lines (map traces; blue lines). These 3D intersection lines are projected on Down-plunge cross-sections (from 1 to 5) to observe their true geometry (Fig. 11); and are used to calculate dip vectors from best-fit equations to generate 3D ribbons (3D Dip domain modeling; Fig.12).

4.3 Explicit structural modeling of Brasília Dome

Orientation measurements projected on Down-plunge cross-sections are used to model folds geometry by the Kink-band method, which are coupled to Down-plunge projections of 3D intersection lines and produce the 2D model of local to intermediate scale folds integrating field and DTM structural information (Fig. 3). Additionally to these models, 2.5D modeling of lithologic contacts and dip and plunge domains, and 3D Dip domain modeling are integrated to generate the 3D explicit structural model of Brasília Dome.

4.3.1 2D Model of local to intermediate scale folds

The actual geometry of folds is obtained by the projection of orientation data and 3D intersection lines in Down-plunge cross-sections (Figs. 10, 11). Regional Down-plunge cross-sections are built in three targeted sites located in the southwest, north, and northeast slopes of Brasília Dome (Gama, Chapada Imperial, and Chapada da Contagem cross-sections; Fig.11). 3D intersection lines identified at the vicinities of outcrops are project on same Down-plunge cross-sections to help interpretations. Horizons modeled by the Kink-band method and Down-plunge intersection lines for each outcrop are projected onto those regional cross-sections, resulting in the 2D model of local to intermediate scale folds integrating field and DTM structural information (Fig. 11).

Most modeled folds by the Kink-band method are subrounded to angular folds, with straight limbs defining close to tight folds (Fig. 11). Amplitudes of folds do not exceed tens of decimeters in size and wavelengths have up to a few meters, classified as broad to tall aspect ratio (Fig. 11). Plunge of fold axis not exceed 22° , thus modeled folds are horizontal to gently plunging and upright to steeply inclined, and mostly asymmetric (Fig. 11).

Intersection lines identified are located mainly in dome slopes, especially in the northern and northeastern portions of Chapada da Contagem, and correspond to horizons in Serra da Meia Noite, Ribeirão Contagem, and Córrego do Sansão formations (Fig. 10). Intersection lines are projected in five Down-plunge cross-sections that compose the Chapada da Contagem regional section (Fig. 10). These sections are inclined at angles complementary to plunge, between 64° and 77° , and in the opposite direction of plunge, in accordance with the plunge domains (Figs. 10, 11). Modeled intersection lines are semi-regional structures with amplitudes up to 30 m and decametric to hectometric wavelengths (ca. 50 to 160 m), classified as wide to broad aspect ratio (Fig. 11). The angles between limbs define gentle to close folds, angular to rounded curvature, and sometimes asymmetric flanks verging mainly to SE and E (Figs. 10, 11). Orientations are consistent with those observed in the field, where horizontal to gently plunging and upright to steeply inclined folds are prevalent.

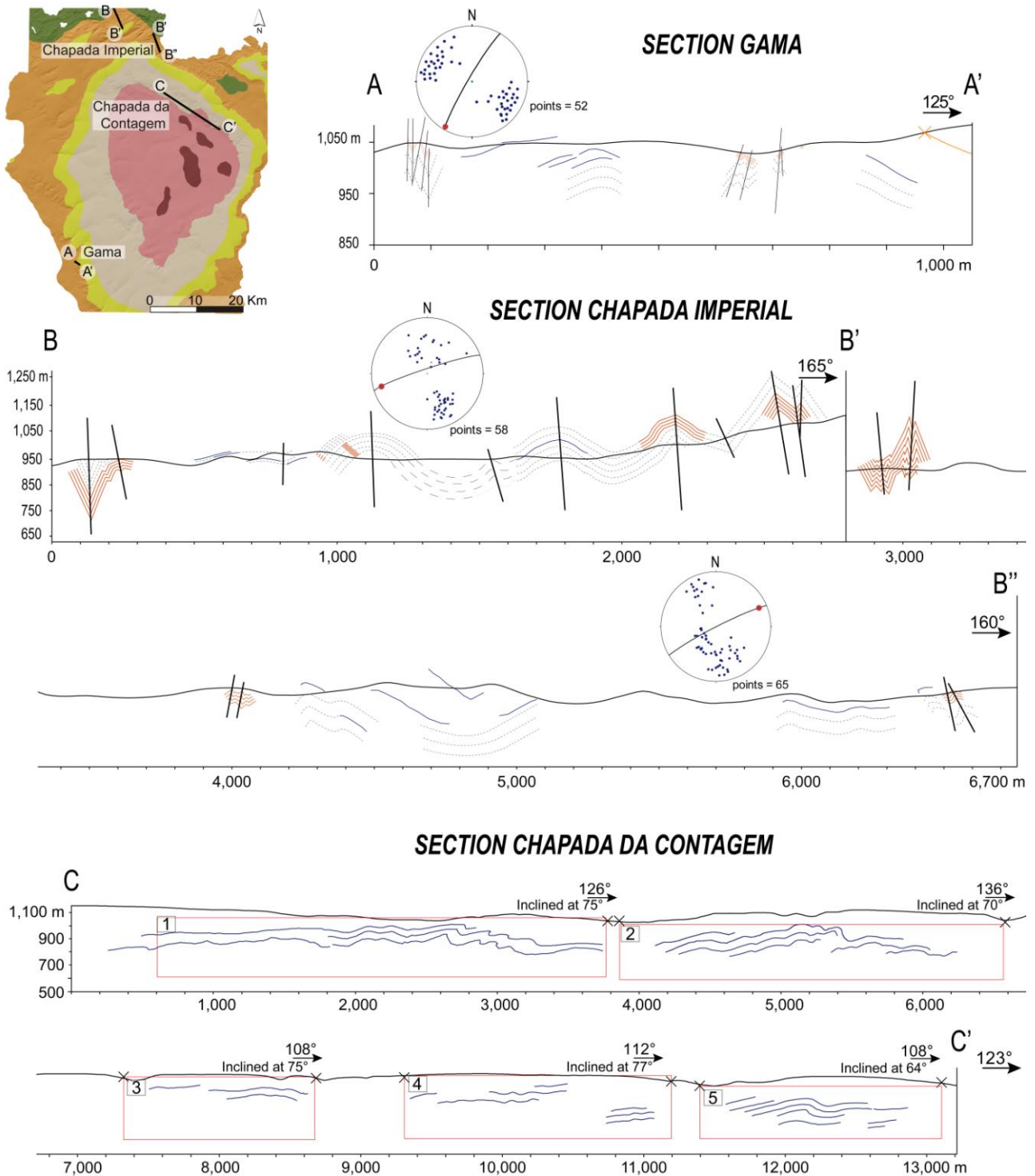


Figure 11: 2D models of local to intermediate scale folds. Bedding orientations are projected over DTM and Down-plunge cross-sections, along with 3D intersection lines. Trend and inclination of Down-plunge cross-sections are determined as the best-fit plane of bedding orientations (plane to β -axis). Projected bedding orientations are used as input to Kink-band method of fold construction (red lines) and intersection lines (blue lines) help to constrain folds geometries. Grey lines correspond to interpreted horizons based.

4.3.2 3D Model of intermediate scale folds

Calculated dip vectors to the point distribution along the 3D intersection lines were created using constant dip attribute defined by Down-plunge intersection lines (3D Dip Domain; see method section; Fig. 12). 3D surfaces are created along those dip vectors. The spacing between the dip vectors ranges from 20 to 40 m and the search window up to 1,000 m, according to the best geometrical fit. Such process results in the 3D model of intermediate scale folds (Fig. 12C).

Modeled ribbon surfaces show shape (γ) values between 1.29 and 2.27 and strength (ζ) values between 7.67 and 5.45, with strong distribution in uniaxial cluster shape of surface geometry. In the Chapada da Contagem region the mean orientation of surfaces dips 12° to N39E (Fig. 12). Geometry of modeled surfaces fit field observations. Folds are subrounded with wavelengths between 50 and 100 m and amplitudes up to 30 m, classified as wide and broad aspect ratio (Fig. 12). The folds vary from gentle to close folds and are mostly asymmetric with SE vergence. Axial planes dips steeply to NW and hinge lines are horizontal to gently plunging.

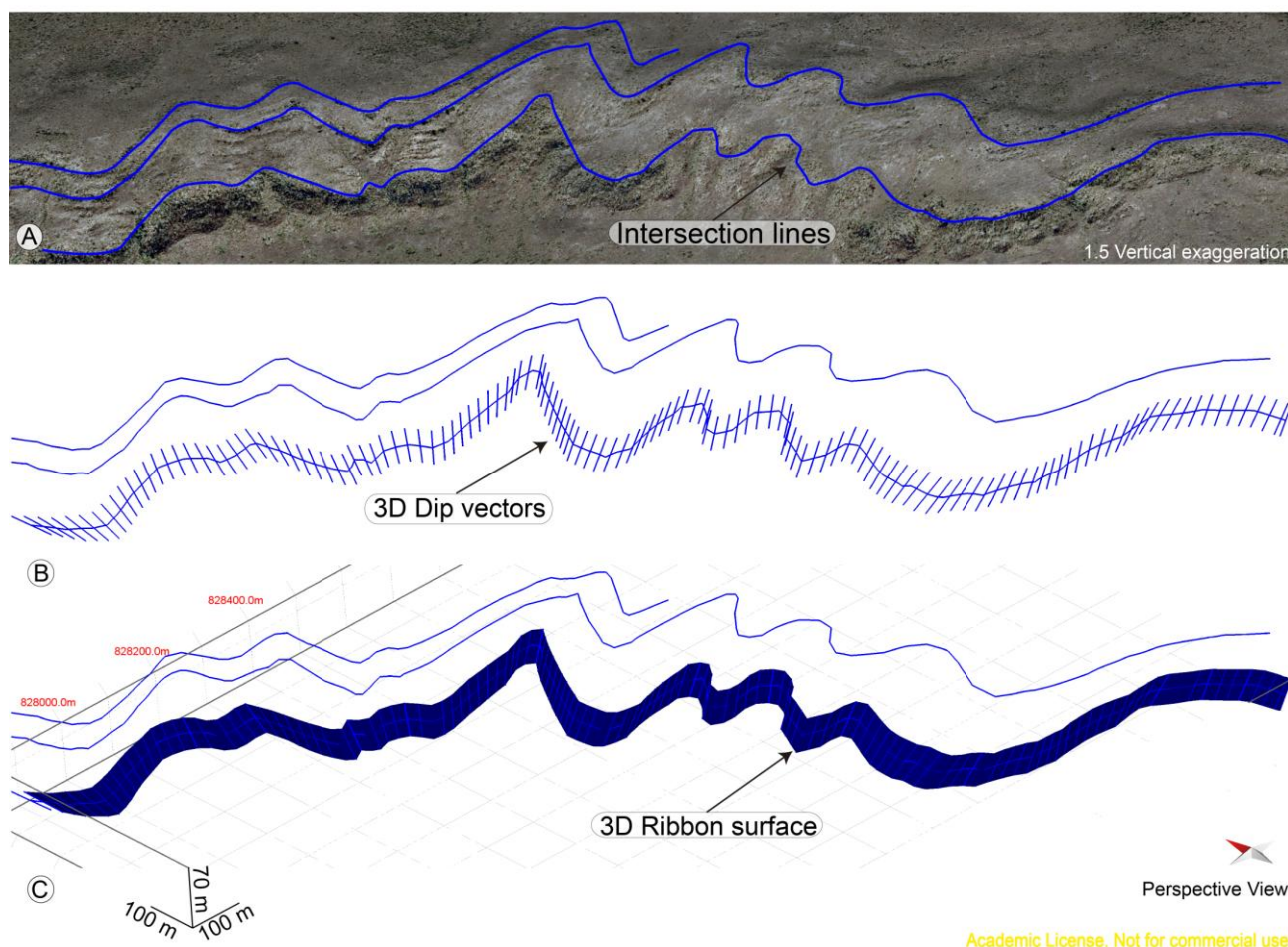


Figure 12: Example of 3D model of intermediate scale folds constructed by the 3D Dip-domain method. A) Detail of DTM showing the 3D intersection lines of fold trains. B) Best-fit determinations of points within the intersection lines define dip vectors, which are used to construct 3D ribbon surfaces. In this case it is used a constant dip of 15° , with 20 m spaced dip vectors and search window of 1,000 m. C) 3D ribbon surface constructed from interpolation of the 3D dip vectors.

4.3.3 3D Model of Brasília Dome

The four main stratigraphic horizons of Brasília Dome have been reconstructed by the Extrusion method: the top of Ribeirão do Torto, Serra da Meia Noite, Ribeirão Contagem, and Córrego do Sansão formations (Fig. 13A). Following the orientation domains, a constant dip and dip azimuth is adopted for each segment along DTM projected horizons lines and several extrusion surfaces are created for each splitted interval along the 2.5D horizons. The modeled folds are incorporated as geometric constrain to adjust extrusion surfaces geometry as projection curves. Top/Mid/Base Surface algorithm is applied to create a continuous mesh surface through extrusion and ribbon surfaces and results in the 3D model of Brasília Dome (Fig. 13).

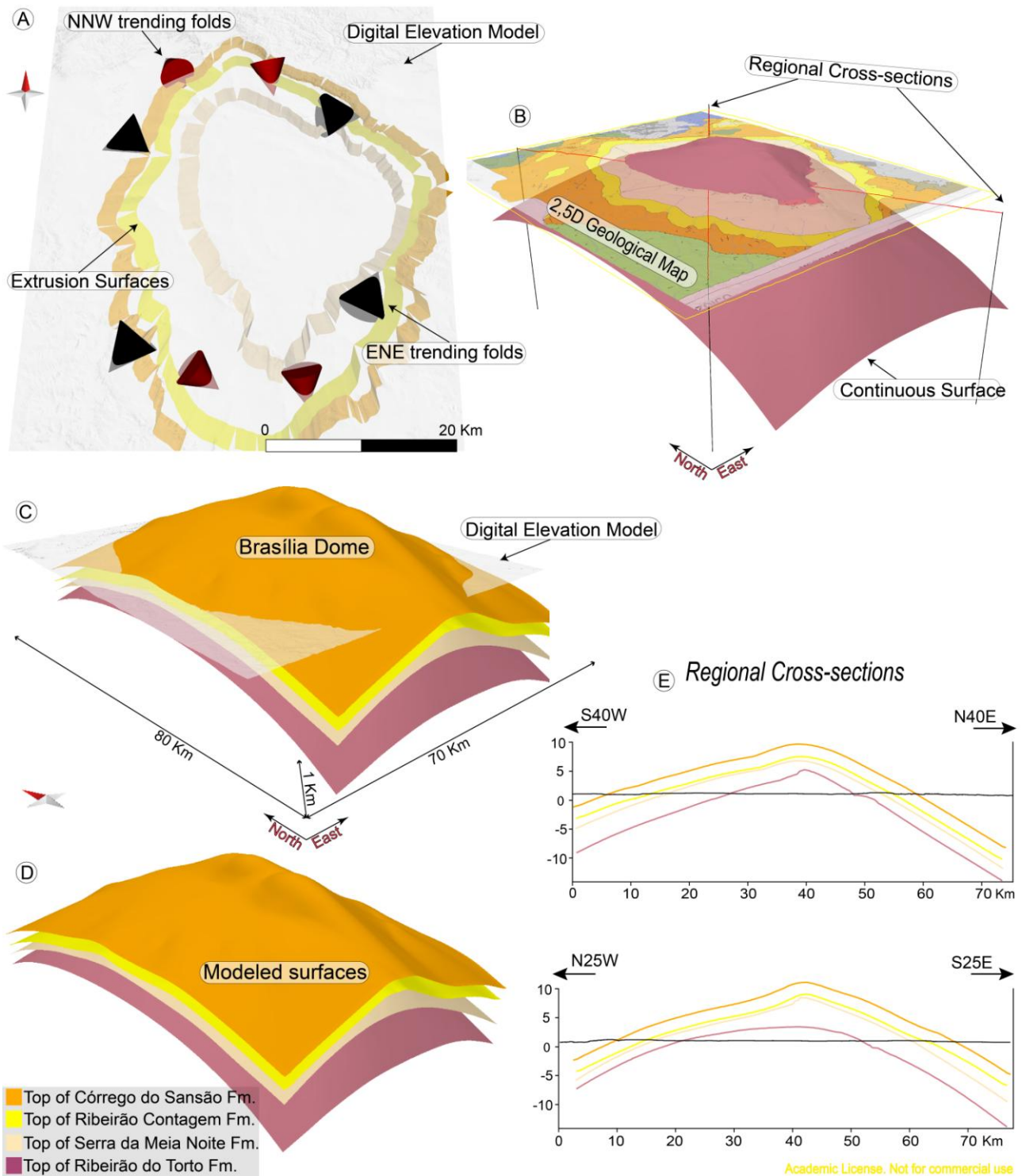


Figure 13: 3D model of Brasília Dome. A) Digital Elevation Model along with extruded surfaces of top of Ribeirão do Torto, Serra da Meia Noite, Ribeirão Contagem, and Córrego do Sansão formations, and ENE and NNW trending folds based on the dip and plunge domains. B) Perspective view of the 2.5D Geological map, the surface corresponding to the top of the Ribeirão do Torto Formation, and two regional cross-sections (shown in E). C and D) Shows the four modeled surfaces in perspective view. E) Presents two regional cross-sections, along N40E and N25W trends, showing modeled horizons in 2D.

The 3D model shows concave surfaces which represent the stratigraphic horizons (top of Ribeirão do Torto, Serra da Meia Noite, Ribeirão Contagem, and Córrego do Sansão formations) in the Brasília Dome, in an area of ca. 3,300 Km² (ca. 67 X 50 Km; Fig. 13C). Bedding thickness varies between approximately 110 and 460 m, and the thicknesses in all modeled horizons reach their highest values in the hinge zone of the Brasília Dome. In some portions of the model, high thickness values of some kilometers are artifacts of the model (see discussion). Bedding dip to four orientation domains which are rather consistent with the interpretations obtained from field data (Fig. 13). Eastern portions have an asymmetrical bending with pronounced dip to E, while Southeastern portions dip to SE and Northeastern portions dip to NE. Western portions have a more symmetrical gentle bending (Fig. 13C, D). Orientation of modeled surfaces presents a clustered bimodal distribution, where shape (γ) and strength (ζ) parameters are 7.10 and 2.15, respectively, and k value at 8.84 indicate tighter cluster distribution.

The Brasília Dome has amplitudes of ca. 12 Km and half-wavelength of ca. 45 Km, when observed in the NE regional section (Fig. 13E). In this cross-section, the regional fold is classified as open, with subrounded curvature and broad aspect ratio. Surfaces dip gentle in the Southwestern limb, at around 17°, while in the Northeastern limb surfaces dip about 25° (Fig. 13E). In the NNW cross-sections, the Brasília Dome has larger size and gentle geometric pattern, presents rounded curvature and wide aspect ratio, with amplitudes of ca. 10 Km and half-wavelength of ca. 55 Km. Surfaces dips moderately in the Southeastern limb (ca. 23°), while in the Northwestern limb surfaces dips close to 30° (Fig. 13E). Modeled fold hinges have two trends with double plunge in the Brasília Dome. The first fold trend plunges gently to ENE and SW. The second trend plunges gently to NW and SE (Fig. 13).

5. Discussions

The integration of geological field and DTM structural analysis in 3D space allowed the construction of the Brasília Dome 3D structural model. Furthermore, acquired data along with the analysis of 3D model allows extraction of structural information regarding the geological evolution of the Brasília Dome. Below is discussed the fold geometry and hierarchy, folding mechanisms, and the 3D model construction.

5.1 Folds hierarchy, geometry, and folding mechanisms

Semi-quantitative to quantitative information is obtained by the constructed explicit model, such as the fold geometry and hierarchy (Tab. 1). Observed and modeled folds vary from centimeter scale crenulation folds to metric to decametric scale folds (local folds), decametric to hectometric scale folds (intermediate folds), and tens kilometer scale folds (regional folds; Tab. 1).

Table 1: Summary of the fold hierarchy and geometry in the Brasília Dome.

Fold Hierarchy		Observation	Fold Geometry				
Scale	Order		Symmetry	Aspect ratio	Tightness	Bluntness	Orientation
Crenulation	4 th	Mudstone layers	asymmetric	wide to broad	open to close	subrounded to rounded	horizontal to gently plunging / upright to steeply inclined
Local	3 rd		Sandstone layers	asymmetric	equant to tall	tight to isoclinal	chevron to angular
		asymmetric		broad to equant	open to close	subrounded to rounded	horizontal to gently plunging / upright to steeply inclined
Intermediate	2 nd		symetric/ asymmetric	wide to broad	gentle to close	angular to rounded	horizontal to gently plunging / upright to steeply inclined
Regional	1 st	NE trend	asymmetric	broad	open	subrounded	horizontal to gently plunging / upright to steeply inclined
		NW trend	asymmetric	wide	gentle to open	rounded	horizontal to gently plunging / upright to steeply inclined

Crenulations folds are asymmetrical, millimeter to centimeter scale folds that occur on the limbs of local folds (Fig. 5D). Tightness of crenulation folds define open to close folds, with wide to broad aspect ratio and subrounded to rounded bluntness. Axial surfaces

are inclined at high angle to bedding (Fig. 5D). Crenulation folds are classified as 4th order folds (Tab. 1). Metric to decametric scale folds are defined as local folds, which present wavelengths up to 20 m and amplitudes up to 10 m. In the field, these fold are asymmetric and it's geometry vary according to rock type, but are mostly open to close, broad to equant aspect ratio, and subrounded to rounded folds (Fig. 5B, E, F). Local folds are classified as 3rd order folds (Tab. 1). Decametric to hectometric scale folds are defined as intermediate folds. These folds consist of trains of the 3rd order folds with more than 50 m in length, observed in the field but mostly as 3D intersection lines (Figs. 10, 11, 12). These folds have similar geometry as the local folds, but higher wavelengths of up to 100 m and amplitude up to 30 m (Fig. 10). Intermediate folds are asymmetric, gentle to close, with wide to broad aspect ratio, and angular to rounded bluntness (Figs. 5A, C; Fig. 10). These folds are classified as 2nd order folds (Tab. 1). Crenulation folds are located in local folds limbs, which in turn are located on the intermediate fold limbs, both with S-folds and Z-folds geometry, separated by symmetric M-folds and W-folds. These folds (crenulation, local and intermediate folds), behaves like smaller-order folds within the limbs and hinge zones of the regional folds described below.

Kilometer scale folds are regional folds that consist in largest anticline folds that have up to about 55 Km in their half-wavelengths and 12 Km in amplitudes (Fig. 13). These folds are classified as 1st order folds, and the interference between two 1st order anticlines define the Brasilia Dome geometry (Fig. 13). The two 1st order folds have distinct geometry (Tab.1; Fig. 13E). The NE trend fold have open tightness, broad aspect ratio, and subrounded bluntness, with 12 Km of amplitude and 45 Km of half-wavelength; while the NW trend fold have gentle tightness, wide aspect ratio, and rounded bluntness with 10 Km of amplitude and 55 Km of half-wavelength (Fig. 13).

Orientation of the folds in the Brasília Dome is similar in all scales, where folds horizontal to gently plunging and upright to steeply inclined predominates (Fig. 9; Tab. 1). Clusters analysis of orientation data of the 3rd order folds projected on stereogram reflect the geometry of the two 1st order folds (Fig. 7). Orientation of bedding along the Brasília Dome occurs in a uniform distribution, whereas the two opposite clusters define girdle distributions (Fig. 7). The angular relation between these two clusters determines the geometry of the folding interference pattern (Ramsay, 1967; Twiss and Moores, 2007). Hinge line of first fold plunge 6° to S44W and pole to axial plane plunges 9° to S47E; Hinge line of second fold plunge 9° to N70W and pole to axial plane plunges 5° to N20E (Fig. 14). The angle between hinge line of first fold and pole to axial plane of second fold is ~ 26° and the angle between first and second fold hinge lines is ~ 65°. The geometric relationship between the kinematic axis of the initial and the superposing fold shows a Type 1 interference fold, transitioning to Type 2 (Fig. 14; Ramsay, 1967; Fousseis and Gresemann, 2002). Furthermore, indicates slight rotation of the axial plane of second fold relative to the first fold axis, and the angle less than 90° between hinge lines indicate arrangement of dome and basin system en echelon. This is in agreement with Faria (1995), Freitas-Campo and Silva (1998), and Del'Rey-Silva et al., (2011).

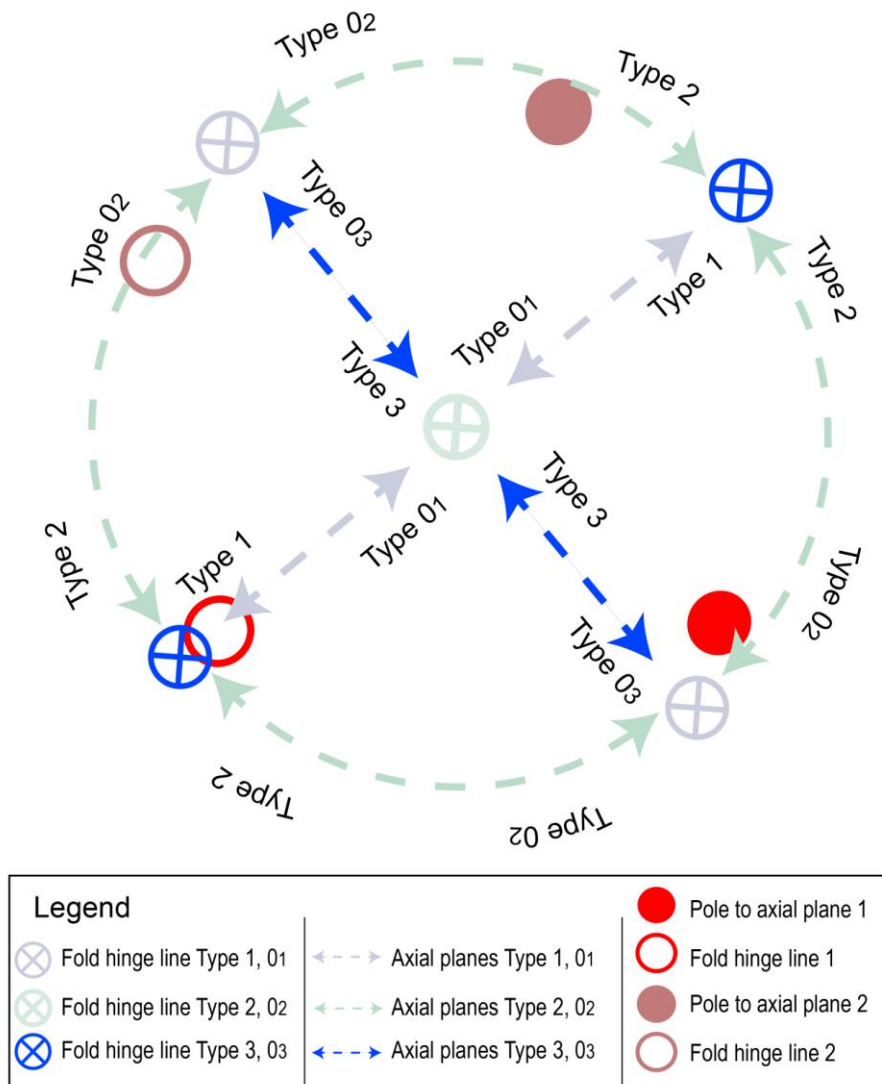


Figure 14: Stereographic projection in a refold-stereoplots (Fusseis and Gresemann, 2002) of orientation of the fold hinge line and pole to axial planes of the first and second superposed folds.

Advanced analyses of the 3D meshes on MoveTM allow examine some properties such as area, curvature, or in our case, the dip azimuth of each triangle in the mesh. Surfaces are colored according to dip azimuth representing the range and distribution of this attribute (Fig. 15). Colored surfaces by dip azimuth attribute and stereographic projection reveals that the modeled surfaces have four dip domains, similar to orientation domains defined by measured bedding in the field. Field measured dip orientations are uniform distributed and β -axis plunge 1° to N57E, whereas modeled surfaces β -axis plunge 1° to N14E with clustered bimodal distribution (Figs. 7, 15). The asymmetrical

bending in the eastern portion of Brasilia Dome model, with greater angle of dip to NE and SE, define two clusters well distinct in stereogram, while the western portion of model the gentle bending defines a continuous cluster, with dips predominant to WNW, W and WSW (Fig. 15). Dips to NNW are less representative in the model (Fig. 15).

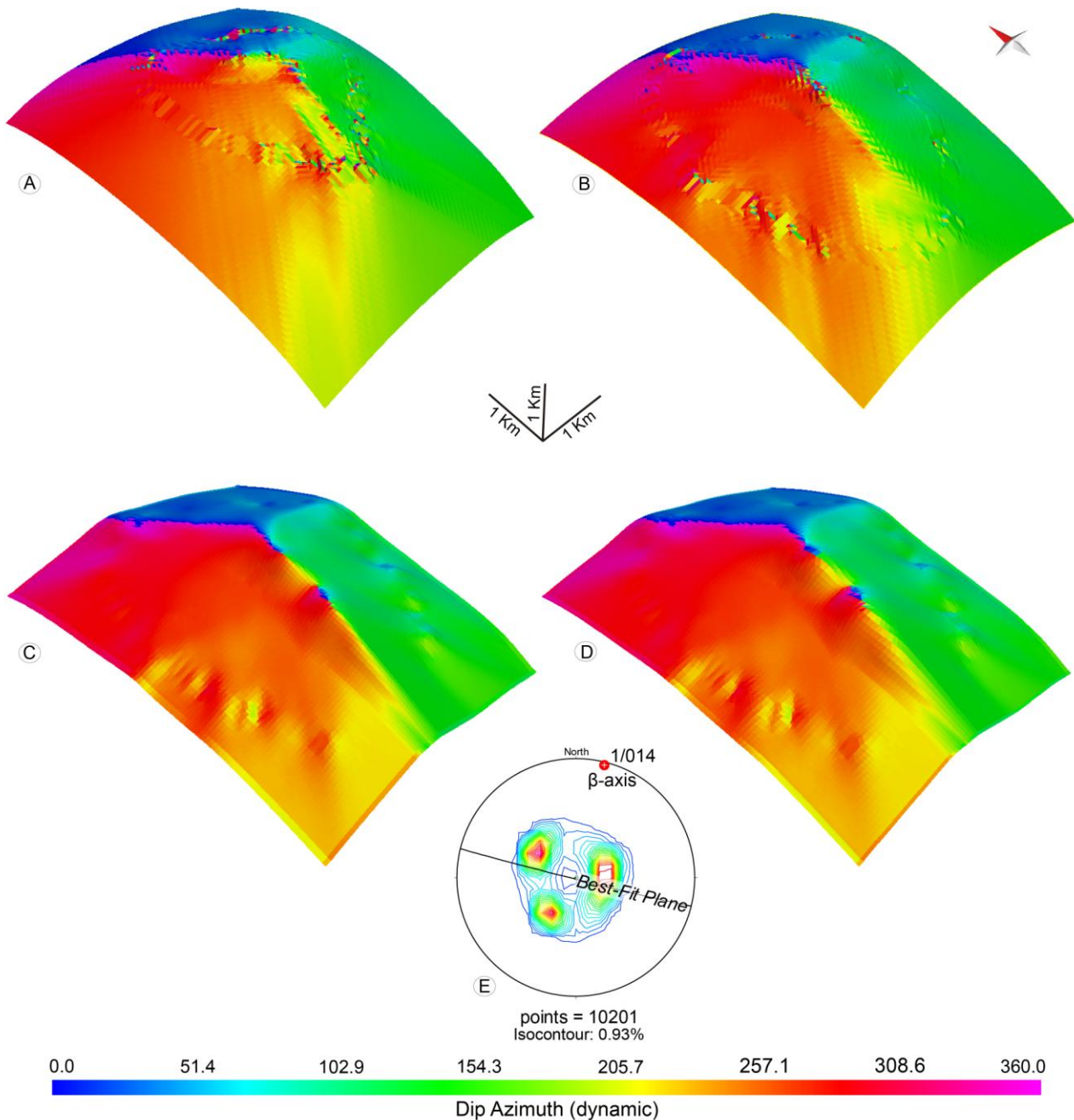


Figure 15: Analysis of modeled surfaces colored according to dip azimuth attribute. A) Top of Ribeirão do Torto Fm.; B) Top of Serra da Meia Noite Fm.; C) Top of Ribeirão Contagem Fm.; D) Top of Córrego do Sansão Fm.; E) Stereographic projection of orientation data of modeled surfaces.

Grooves and mineral fibers at bedding surfaces indicate that folding in the Brasília Dome occurred by flexural-slip mechanism (Ramsay, 1967; Twiss and Moores, 2007). Flexural-slip folding involves the slip of upper layers over lower layers towards the fold hinges during the lateral shortening of stratigraphic sequences (*e.g.*, Ramsay, 1967; Tanner, 1992; Twiss and Moores, 2007). Statistical analysis of flexural-slip lineation in Brasília Dome show that the trend of movement lineations have a mean orientation approximately perpendicular to the two β -axis defined in the opposite clusters stereogram (Figs. 6E, 7C, 7D). Some orientations are slightly oblique (Fig. 6E), representing a possible adjustment of slip vector in response the development of doubly plunging folds, as described by Tanner (1992).

Thickening of fold hinges observed in the 1st order folds (Fig. 13) may be related to artifacts of the explicit modeling approach or to homogeneous flattening folding mechanism (Ramsay, 1967). If the second is true, then it suggests that homogeneous flattening have also occurred during deformation of Brasília Dome, probably to accommodate the progressive shortening (Twiss and Moores, 2007). The occurrence of superposed folds classified as Type 1 to Type 2, indicates also that both the fold hinges and axial surfaces have been distorted (Ramsay, 1967; Fousseis and Gresemann, 2002).

5.2 Model construction

Model construction presented herein is based on the explicit modeling approach (Houlding, 1994), which rely on the manual to semi-manual construction of geological surfaces. Proposed strategy is based on geological structures explicitly exposed at Earth's surface, as there is no subsurface information available. In this case, the main assumption is that two intersecting surfaces produce a line of intersection, *i.e.* geological structures

intersecting topography. This basic concept fits either the geological field observations or the remote sensing structural analysis.

Explicit modeling does not allow quantitative error determinations as implicit modeling does (*e.g.*, Vollgger et al., 2015). Whereas, errors associated with data acquisition are related to the orientation measurements and image resolution and interpretations (Caumon et al., 2009). Accuracy and precision of measured orientation vectors depends on two main aspects, compass quality and operator. Orientations measured in this work were made with high precision, with angle accuracy $\pm 1/2^\circ$, and stable compass, thus providing good accuracy and precision measurements estimated as $\pm 1^\circ$. Positioning was made with hand-help GPS with precision on metric scale, typically ± 3 m. Field information, either measured structures or outcrop drawings and photographs, is more or less sparse according to several aspects including degree of exposition and continuity of outcrops, size of covered area and scale of mapping, and difficulty of access into sharp relief or dense vegetated areas.

Variable density of field data is supplemented with the integration of digital aerial orthophotographs over DEM (DTM), which allowed extraction of 3D intersection lines helping in horizons correlation at 2nd order (Fig. 10). The observation and digitalization of the 3D intersection lines was based on DTM created with high resolution remote sensing data and DEM. It were used aerial orthophotographs with 1 m spatial resolution and DEM constructed based on 1:2,000 and 1:10,000 topographic charts interpolated with 10 m spatial resolution. Digitalization of such features depends highly on high resolution spatial data (Banerjee and Mitra, 2004; Caumon et al., 2013), although accuracy and precision is not dependent only upon resolution of aerial photographs and elevation data, but is also influenced by factors as geomorphology, vegetation, complexity of structures geometry (Reif et al., 2011), and operator, since it relies on manual digitalization of intersection lines.

A closer analysis of the DTM in several portions of Brasília Dome reveals evident relationships between geological structures and topography defining 3D intersection lines, such as in the Chapada da Contagem hills (Fig. 10). The digitalization of such features provided relatively precise lateral correlation of folded depositional surfaces for hundreds to few thousands meters (Figs. 10, 11).

Reconstruction of the Brasília Dome regional geometry was made by the integration of 2D, 2.5D, and 3D explicit models of local, intermediate, and regional folds (3rd, 2nd, and 1st order folds, respectively; Fig. 3). Local folds were modeled from outcrop structural interpretations and provided the local orientations domains (Fig. 4). Local scale models show the 2D geometry of folds of up to 10 m amplitude and wavelengths up to 20 m (3rd order folds), whereas centimeter scale crenulations (4th order folds) are not observed in the models since their sizes are minor than models resolution (Fig. 4). Intermediate folds were modeled through interpreted cross-sections and 3D intersection lines (Fig. 11). The models were made in Down-plunge projection planes and the folded horizons constructed from dip data by Kink-band method. The digitalized 3D intersection lines were projected in Down-plunge cross-sections defining the 2D model of 3rd to 2nd order folds (Fig. 11), and used to construct ribbon surfaces based on best-fit plane determinations, which helped to construct folds geometry in 3D at 2nd order (Fig. 12). 1st order folds were reconstructed based on top of Ribeirão do Torto, Serra da Meia Noite, Ribeirão Contagem and Córrego do Sansão formations within published geological map of Brasília Dome (Freitas-Campos and Silva, 1998; Fig. 13). The relationship between the geology, the topographic relief, and the major folds was obtained from preliminary interpretations of geological map draped in DEM, that consist in 2.5D model of lithologic contacts (Fig. 13B). The integration of 2.5D model of lithologic contacts and dip and plunge domains, and 3D model of 2nd order folds provide a range of structural information that support and constrain the

construction of 3D model of 1st order folds. 3D surfaces were created from several single surfaces modeled by extrusion of orientation domains along contact lines, and fitted by ribbon surfaces geometry (Fig. 13A, B, C). The strategy of constructed models in different scale levels allows representing the geometric variations of structures, since small- to large-scale. This provides extracting a greater number of structural information that is added to the regional model, although this information is not always being explicit properly in the regional model. This was done because the data density is heterogeneous, once the data are sparse within very large area of the regional model, and model resolution.

6. Conclusions

The 3D model construction presented is based on the explicit modeling approach of structures exposed at Earth's surface. The method relies on appropriate structures exposition, accurate and precise geological field based orientation measurements and high-resolution DTM, and available geological maps; and allows extraction of additional structural information. Model construction is based on different methods for each scale of observation, from outcrop scale to regional.

Outcrop scale observations are grouped according to dip and plunge domains, defined as a group of consistent dip or plunge vectors separated from another consistent group by the axial surface of folds (*e.g.*, Fernandez, 2004). The definition of the dip and plunge domains are made on stereograms, maps, and cross-sections. Projection of the orientation measurements in Down-plunge cross-sections and modeling using the Kink-band method, along with the down-plunge projections of 3D intersection lines, results in the 2D model of outcrop (local folds) to intermediate scale folds. Determination of dip vector to each point (x, y, z) in the 3D intersection lines and interpolation of these dip vectors produce the 3D model of intermediate folds (3D ribbons). Stratigraphic contacts

are projected over the DEM and are assigned to proper dip and plunge values. These 3D lines are extruded according to the geometry observed in the local to intermediate scale folds to produce the regional scale 3D model. These folds are interpolated in the 3D space, resulting in the geometry of the Brasília Dome.

Observed and modeled folds are mainly asymmetric, wide to tall aspect ratio, gentle to isoclinal tightness, rounded to angular bluntness, and horizontal to gently plunging and upright to steeply inclined. Local folds are defined as 3rd order folds, which parasitize the intermediate folds (2nd order folds), and those subsequently parasitize the regional folds (1st order folds). Folding mechanism is mainly by flexural-slip folding but deformation may also been influenced by homogeneous flattening. The 3D explicit structural model outlines the shape and dimensions of the Brasília Dome, which have amplitudes of 10 to 12 Km and half-wavelength up to 55 Km. The angular relationship between two 1st order folds define Type 1 to Type 2 superposed folds, indicating that both fold hinge and axial surfaces are distorted.

The exhaustive digitization of intersecting lines on DTM is compensated by the semi-automatic 2D (Kink-band and down-plunge projections) and 3D (ribbon and extruded surfaces) model construction. This approach allows controlling of some variables, such as shape and strength (Woodcock, 1977), as well as dip and plunge values and projection curves. Thus, model construction is semi-manual and have advantages is spite of the traditional manual digitalization of cross-sections and maps. It is a low-cost method which can be coupled to implicit models to constrain the 3D geometry of geological structures, especially where subsurface information is scarce or absent.

Acknowledgements

We are grateful to Midland Valley Exploration Ltd. for providing academic licenses of Move 2015.2 geological modeling software to Unipampa. We thank Federal District Planning Company (CODEPLAN) and Federal District Territorial Management and Housing State Department for providing high resolution remote sensing data. This research did not receive any specific grant from funding agencies in the public, commercial, or not-for-profit sectors.

References

- 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, 127-139.
- Allmendinger, R.W., Cardozo, N., Fisher, D.M., 2011. *Structural geology algorithms: vectors and tensors*. Cambridge University Press, New York.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. *Earth-Science Reviews*, 17, 1-29.
- Alvarenga, C.J.S., Dardenne, M.A., Vieira, L.C., Martinho, C.T., Guimarães, E.M., Santos, R.V., Santana, R.O., 2012. Estratigrafia da borda ocidental da Bacia do São Francisco. *Boletim de Geociências Petrobrás* 20, 145-164.
- Alvarenga, C.J.S., Santos, R.B., Vieira, L., Lima, B.A.F., Mancini, L.H., 2014. Meso-Neoproterozoic isotope stratigraphy on carbonates platforms in the Brasília Belt of Brazil. *Precambrian Research* 251, 164-180.
- Araújo Filho, J.O., 1980. The geology of the Pirineus Megainflexion, Goiás, Central Brazil. In: *Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium*, 7, 9-11.
- Araújo Filho, J.O., 2000. The Pirineus sintaxis: an example of the intersection of two brasiliano fold-thrust belts in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (1), 144-148.

Banerjee and Mitra, 2004. Remote surface mapping using orthophotos and geologic maps draped over digital elevation models: Application to the Sheep Mountain anticline, Wyoming. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* v. 88 (9), 1227-1237.

Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H., 2003. *Geology, Tectonics and Mineral Resources of Brazil: Text, Maps & GIS*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Brasília, ISBN: 85-230-0790-3.

Brito Neves, B. B., Cordani, U. G., 1991. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Precambrian Research* 53, 23-40.

Campos J.E.G., Dardenne M.A., Freitas-Silva F.L., Martins-Ferreira M.A.C. 2013. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. *Brazilian Journal of Geology* 43(3), 46-476.

Caumon, G., Collon-Drouaillet, P., Le Carlier de Veslud, C., Viseur, S., Sausse, J., 2009. Surface-Based 3D Modeling of Geological Structures. *Mathematical Geosciences* 41 (8), 927-945.

Caumon, G., Gray, G.G., Antoine, C., Titeux, M.-O., 2013. 3D implicit stratigraphic model building from remote sensing data on tetrahedral meshes: theory and application to a regional model of La Popa basin, NE Mexico. *IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing* 51 (3), 1613-1621.

CODEPLAN/SICAD. 1991. Topographic charts 1:10.000 scale. SICAD mapping system of Federal District, Brasília, CODEPLAN. Available in: Federal District Territorial Management and Housing State Department – Brasília Government. http://www.sedhab.df.gov.br/mapas_sicad (accessed 04.20.14).

Dardenne, M.A., Faria, A., Andrade, G.F., 1976. Occurrence de stromatolites columnaires dans le Groupe Bambuí (Goiás, Brésil). *Anais Acad. Bras. Ciências* 48, 555-566.

Dardenne, M.A., 2000. The Brasília Fold Belt. In: Cordani, U. G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (Ed.) *Tectonic Evolution of South America*, 31 International Geological Congress, Rio de Janeiro 231-264.

de Kemp, E.A., 1998. Three-dimensional projection of curvilinear geological features through direction cosine Interpolation of structural field observations. *Computers & Geosciences* 24 (3), 269-284.

de Kemp, E.A., 2000. 3-D visualization of structural field data: examples from the Archean Caopatina Formation, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Computers & Geosciences* 26 (5), 509-530.

de Kemp, E.A., Sprague, K., 2003. Interpretive tools for 3-D structural geological modelling. Part I: Bézier-based curves, ribbons and grip frames. *Geoinformatica* 7(1), 55-71.

D'el-Rey Silva, L.J.H., Klein, P.B.W., Walde, D.H.G., 2004. The Caldas Novas dome, central Brazil: structural evolution and implications on the evolution of the Neoproterozoic Brasília belt. *Journal of South American Earth Sciences* 17 (1), 163-179.

D'el-Rey Silva, L.J.H., de Oliveira, I.L., Pohren, C. B., Tanizaki, M.L.N., Carneiro, R. C., Fernandes, G.L.F., Aragão, P.E., 2011. Coeval perpendicular shortenings in the Brasília belt: Collision of irregular plate margins leading to oroclinal bending in the Neoproterozoic of central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 1-13.

Dhont, D., Luxey, P., Chorowicz, J., 2005. 3-D modeling of geologic maps from surface data. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 89 (11), 1465-1474.

ESRI 2011. ArcGIS Desktop: Release 10. Redlands, CA: Environmental Systems Research Institute.

Fairchild, T.R., Schopf, J.W., Shen-Miller, J., Guimarães, E.M., Edwards, M.E., Lagstein, A., Li, X., Pabst, M., Melo-Filho, L.S., 1996. Recent discoveries of Proterozoic microfossils in south-central Brazil. *Precambrian Research*. 80, 125-152.

Faria, A., 1995. Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João d'Aliança-Alto Paraíso de Goiás. Ph.D. thesis, Universidade de Brasília.

Fernández, O., Munõz, J.A., Arbués, P., Falivene, O., Marzo, M., 2004. Three-dimensional reconstruction of geological surfaces: an example of growth strata and turbidite systems

from the Ainsa basin (Pyrenees, Spain). American Association of Petroleum Geologists Bulletin 88, 1049-1068.

Fernández, O., 2005. Obtaining a best fitting plane through 3D georeferenced data. Journal of Structural Geology 27, 855-858.

Fernández, O., Jones, S., Armstrong, N., Johnson, G., Ravaglia, A., Munõz, J.A., 2009. Automated tools within workflows for 3D structural construction from surface and subsurface data. Geoinformatica 3, 291-304.

Fisher, R. 1953. Dispersion on a sphere. Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, 217 (1130), 295-305.

Fleuty, M.J., 1964. The description of folds. Proc. Geol. Ass. Lond., 75, 461-492.

Fonseca, M. A., Dardenne M. A., Uhlein, A., 1995. Faixa Brasília setor setentrional: estilos estruturais e arcabouço tectônico. Revista Brasileira de Geociências 25 (4), 267-278.

Freitas-Silva, F.H., Campos, J.E.G., 1995. Geologia do Parque Nacional de Brasília/DF. SBG. Boletim de Geociências do Centro-Oeste 18 (1/2), 32-43.

Freitas-Silva, F.H., Campos, J.E.G., 1998. Geologia do Distrito Federal. In: Inventário Hidrogeológico e dos Recursos Hídricos Superficiais do Distrito Federal. Brasília. IEMA/SEMATEC/UnB. Parte I., 86.

Fuck R.A., Pimentel M.M., Silva L.J.H.D. 1994. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38. Boletim de Resumos Expandidos, 215-216.

Fusseis, F. and Grasemann, B. 2002. Animation of refold structures. In: (Ed.) Andy Bobyarchick, Visualization, Teaching and Learning in Structural Geology, Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, 9, paper 1, doi:10.3809/jvirtex.2002.00059

Gill, W.D., 1953. Construction of geological cross-sections of folds with steep-limb attenuation. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 37, 2389-2406.

Groshong, R.H., 2006. 3D Structural Geology: A Practical Guide to Quantitative Surface and Subsurface Map Interpretation. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

- Guadagnin, F., Chemale, F.J., 2015. Detrital zircon record of the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic cratonic basins in the São Francisco Craton. *Journal of South American Earth Sciences* 60, 104-116.
- Gumiaux, C., Gapais, D., Brun J.P., 2003. Geostatistics applied to best-fit interpolation of orientation data. *Tectonophysics* 376, 241-259.
- Houlding, S.W., 1994. 3D geoscience modeling computer techniques for geological characterization. Springer, Berlin Heidelberg, New York.
- Husson, L., Mugnier, J.L., 2003. Three-dimensional horizon reconstruction from outcrop structural data, restoration, and strain field of the Baisahi anticline, Western Nepal. *Journal of Structural Geology* 25, 79-90.
- MacQueen, J., 1967. Some methods for classification and analysis of multivariate observations. *Proceedings of the Fifth Berkeley Symposium on Mathematical Statistics and Probability*, University of California Press, Berkeley, California 1, 281-297.
- Mallet, J.L., 2002. *Geomodeling. Applied Geostatistics Series.* Oxford University Press, Oxford, 624pp.
- Mardia, K.V. 1972. *Statistics of Directional Data.* Academic Press, London.
- Matteini, M., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Alvarenga, C.J.S., Dardenne, M.A., 2012. U/Pb and Hf isotope study on detrital zircons from the Paranoá Group, Brasília Belt Brazil: constraints on depositional age at Mesoproterozoic-Neoproterozoic transition and tectono-magmatic events in the São Francisco Craton. *Precambrian Research* 206-207, 168-181.
- Maxelon, M., Renard, P., Courrioux, G., Brändli, M., Mancktelow, N., 2009. A workflow to facilitate three-dimensional geometrical modelling of complex poly-deformed geological units. *Computers & Geosciences* 35, 644–658.
- Midland Valley Exploration Ltd, 2015. Move™. [WWW Document] URL, <http://www.mve.com/software/move> (accessed 10.25.14).
- Mencos, J., Gratacós, O., Farré, M., Escalante, J., Arbués, P., Munõz, J.A., 2012. Orientation domains: A mobile grid clustering algorithm with spherical corrections. *Computers & Geosciences* 49, 140-150.

Novaes Pinto M. 1987. Superfícies de aplainamento do Distrito Federal. *Revista Brasileira de Geografia*, 49 (2): 9-26.

Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Botelho, N.F., 1999. Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. *Lithos* 46, 463-483.

Pimentel, M.M., Rodrigues, J.B., DellaGiustina, M.E.S., Junges, S., Matteini, M., Armstrong, R., 2011. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA e ICPMS U/Pb sedimentary provenance data: a review. *Journal South America Earth Science* 31, 345-357.

Ragan, D. M., 2009. *Structural Geology: An Introduction to Geometrical Techniques*. Cambridge: Cambridge University Press.

Ramsay, J.G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York.

Reif D., Grasemann B., Faber R.H., 2011. Quantitative structural analysis using remote sensing data: Kurdistan, northeast Iraq. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 95 (6), 941-956.

Rodrigues, J.B., Pimentel, M.M., Dardenne, M.A., Armstrong, R.A., 2010. Provenance and tectonic setting of the Canastra and Ibiá Groups (Brasília Belt, Brazil): Implications for the age of a Neoproterozoic glacial event in central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 512-521.

Rowland, S. M. D., Schiefelbein, E. M., Rowland, I. M. S. M., Duebendorfer, E. M., & Schiefelbein, I. M. 2007. *Structural analysis and synthesis: a laboratory course in structural geology*. 3rd edition. Maldon, Oxford, Carlton: Blackwell.

Snidero, M., Amilibia, A., Gratacos, O., Blanc, E.J-P., Muñoz, J.A., 2011. The 3D reconstruction of geological structures based on remote sensing data: example from the Anaran anticline, Lurestan province, Zagros fold and thrust belt, Iran. *Journal of the Geological Society, London* 168, 769-782.

Tanner, P.W.J.1992. Morphology and geometry of duplexes formed during flexural slip folding. *Journal of Structural Geology*, 14, 1173–1192.

- Tonini, A., Guastaldi, E., Meccheri, M. 2009. Three-dimensional reconstruction of the Carrara Syncline (Apuane Alps, Italy): An approach to reconstruct and control a geological model using only field survey data. *Computers & Geosciences* 35, 33-48.
- Turner, A.K. 2006. Challenges and trends for geological modelling and visualization. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 65 (2), 109-127.
- Twiss, R.J., 1988. Description and classification of folds in single surfaces. *Journal of Structural Geology* 10, (6), 607-623.
- Twiss, R.J., Moores, E.M., 2007. *Structural Geology*. W. H. Freeman and Company, New York.
- Unrug, R., 1992. The supercontinent cycle and Gondwanaland assembly: Component cratons and the timing of suturing events. *Journal of Geodynamics* 16, 215-240.
- Valeriano, C.M., Machado, N., Simonetti, A., Valladares, C.S., Seer, H.J., Simões, L.S.A., 2004. U/Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research* 130, 27 e 55.
- Valeriano C.M., Pimentel M.M., Heilbron M., Almeida J.C.H., Trouw R.A.J. 2008. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. In: R.J.Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. Brito Neves, M.J. De Wit (eds) *West Gondwana: pre Cenozoic correlations Across the South Atlantic region*. Geological Society, London, Special Publication, 294, 197-210.
- van der Pluijm, B.A., Marshak, S., 2004. *Earth Structure*. W.W. Norton & Company, New York.
- Vollgger S. A., Cruden A. R., Ailleres L., Cowan J. E. 2015. Regional dome evolution and its control on ore-grade distribution: Insights from 3D implicit modelling of the Navachab gold deposit, Namibia. *Ore Geology Reviews* 69, 268-284.
- Wahba, G., 1990. *Spline Models for Observational Data*. Society for Industrial and Applied Mathematics. Vol. 59. Siam.
- Woodcock, N. H., 1977. Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. *Geological Society of America Bulletin*, 88 (9), 1231-1236.

CAPÍTULO V – ANEXOS

Anexo I – Resumo expandido publicado no *XV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos/ IX International Symposium on Tectonics* cujo título é:

Determinação de taxa de encurtamento em sequências sedimentares dobradas: estratégia para a escala de afloramento.

DETERMINAÇÃO DE TAXA DE ENCURTAMENTO EM SEQUÊNCIAS SEDIMENTARES DOBRADAS: ESTRATÉGIA PARA A ESCALA DE AFLORAMENTO

Sissa Kumaira¹, Felipe Guadagnin¹, Farid Chemale Jr.², Anete de Oliveira²,
Andréa R. Jelinek³

¹ Universidade Federal do Pampa, sissakumaira@hotmail.com; ² Universidade de Brasília; ³ Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Introdução

A restauração de um perfil geológico consiste em reverter a geometria de sequências deformadas por incrementos até que se obtenha a geometria prévia à deformação. Esses procedimentos devem levar em conta o mecanismo de deformação da região, seja por rotação, translação, cisalhamento simples, fluxo flexural ou a interação desses processos, e deve assumir um valor constante de volume de rocha, permitindo a aplicação de situações inversas que remontam a história deformacional (e.g. Fossen, 2010). A forma mais simples de realizar a restauração é a partir do mapeamento de marcadores estratigráficos na seção deformada e posterior comparação com a seção balanceada. Isto permite a determinação dos valores de encurtamento ou extensão que, por sua vez, são importantes para o entendimento das variações de distorção (*strain*) ao longo de uma região deformada. As técnicas de restauração podem ser aplicadas em qualquer escala de observação, contudo perfis em escala regional são mais frequentemente analisados, ainda que as observações feitas em escala de afloramento possam apresentar significativa contribuição no entendimento das variações de distorção e na evolução da deformação.

No presente trabalho apresentamos a aplicação de uma metodologia de análise estrutural em sequências dobradas na escala de afloramento, que consiste na determinação de valores de encurtamento com a aplicação de algoritmo simples de restauração de camadas dobradas. O afloramento analisado se localiza em Brasília (DF) e compreende as rochas (meta)sedimentares do Grupo Paranoá expostas na porção externa da Faixa Brasília (Fuck *et al.*, 1994). Na área de estudo (Fig. 1a) as unidades do Grupo Paranoá estão dispostas em uma megaestrutura dômica com cerca de 60 km no seu alongamento maior. Esta feição, conhecida como Domo Estrutural de Brasília, é resultante de dois eventos deformacionais que acarretaram dobramentos com *trend* N-S e E-W gerando padrões regionais de domos e bacias assimétricos (Faria, 1995). No

afloramento estudado, ocorrem camadas de arenitos finos de estrutura maciça, dobradas na maior parte em dobras simétricas de amplitude e comprimento decimétrico a métrico, apresentando ângulo aberto entre os flancos e charneira abaulada. De acordo com a classificação de Fleuty (1964), representam dobras normais a normais com caimento suave. A superfície axial das dobras gera uma foliação S_1 muito incipiente que afeta o acamamento primário (Superfície deposicional – S_0), com direção predominante para N60-70E e mergulhos entre 40° e 60° para NW. Nos planos das camadas é recorrente a presença de estrias de atrito materializadas por sulcos milimétricos, indicando o processo de dobramento por deslizamento flexural.

Materiais e Métodos

A metodologia do presente trabalho consistiu na: i) seleção do afloramento e aquisição de dados estruturais (planos e linhas, confecção de croquis e aquisição de fotografias); ii) compilação de dados e georreferenciamento de imagens; e iii) construção e restauração do perfil geológico.

A seleção do afloramento levou em consideração sua área de exposição e a proporção e geometria das estruturas. Os dados estruturais foram coletados com bússola modelo Brunton Geo Pocket 500 com precisão entre $\pm 1^\circ/2^\circ$, usando a notação *Dip Direction* para aferição de dados planares e lineares. As atitudes estruturais obtidas em campo foram posteriormente tabeladas para a geração de estereogramas, mapas e perfis. As fotografias e croquis foram adquiridos respeitando o plano de perfil da dobra, ou seja, perpendicular à linha de charneira, observando a geometria e forma real da dobra em afloramento.

A construção do perfil geológico foi realizada com o *software* de modelagem estrutural MOVE™ 2015. Foram inseridas nesse programa: i) as fotografias aéreas ortorretificadas fornecidas pela Secretaria de Habitação, Regularização e Desenvolvimento Urbano do Governo do Distrito Federal, nas escalas 1:10.000 e 1:2.000; ii) o modelo digital de elevação gerado a partir dos dados SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), iii) a imagem de relevo sombreado (derivada dos dados SRTM), e iv) a tabela de dados estruturais. Sobre a fotografia aérea, foi criado um perfil (*cross-section*) de direção S30E–N30W ao longo do afloramento, de acordo com as coordenadas iniciais e finais obtidas em campo. Sobre o perfil foi georreferenciada a fotografia do afloramento, e sobre a

fotografia foram digitalizadas as S_0 como horizontes (Fig.1c). Para cada horizonte foi definido uma nomenclatura que variou de 1 a 8. As anticlinais de cada horizonte foram denominadas de A1 e as sinclinais de S1 e S2 (Fig.1d). Os marcadores de referência (*pin line*) foram traçados ao longo das superfícies axiais de cada dobra. A superfície mediana (L) de cada conjunto de camadas dobradas foi definida conectando os pontos de inflexão das dobras em 2D. O comprimento das superfícies medianas foi medido no perfil deformado e o comprimento da S_0 desdobrada (L_0) definido pela aplicação do algoritmo de desdobramento. O algoritmo utilizado foi Desdobramento por Comprimento de Linha (*Line Length Unfolding*), que se baseia no desdobramento de uma linha (ou camada) inicial deformada para um estado não deformado, representado por uma linha reta perfeita. Este recurso rotaciona as camadas dobradas em relação a um marcador (*pin line*) mantendo o comprimento original das linhas.

Uma vez que as camadas dobradas foram restauradas, o *strain* linear, ou seja, o alongamento ou encurtamento ao longo de uma linha pôde ser obtido através das equações de estiramento e extensão. O estiramento (S_n) mede a razão entre o comprimento deformado (L) e o comprimento não deformado (L_0), sendo seu valor sempre positivo, e menor que 1 ($0 < S_n < 1$) se a linha for encurtada, e maior que 1 ($S_n > 1$) se for alongada. A extensão (e_n) mede a relação entre a variação de comprimento (ΔL) ao longo do comprimento não deformado (L_0), sendo seu valor menor que 0 ($e_n < 0$) caso a linha for encurtada, e maior que 0 ($e_n > 0$) se a linha for alongada.

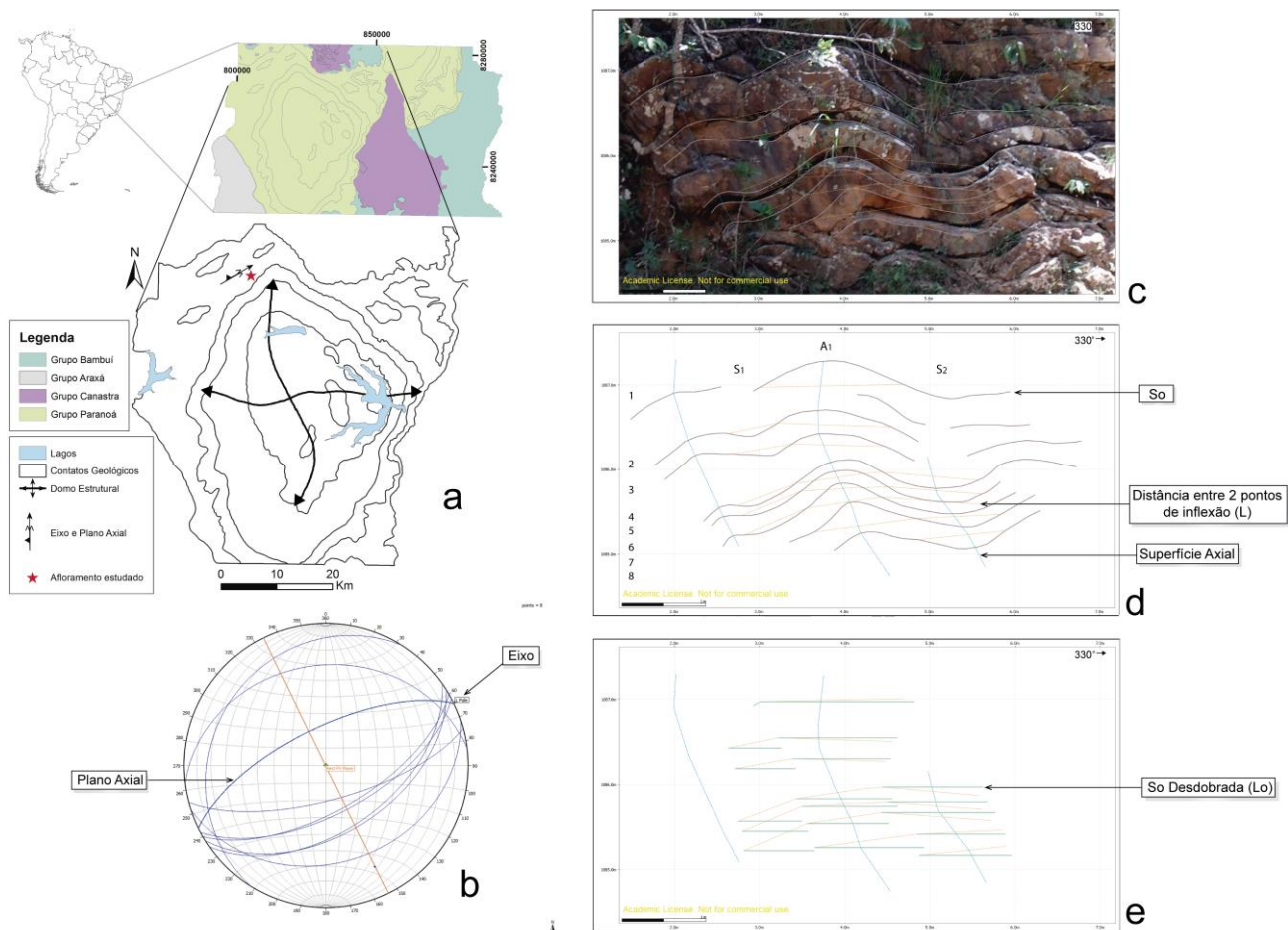


Figura 1: Localização do afloramento estudado, geometria dos estrados e procedimentos de medidas. Em 'a' é mostrado o mapa geológico simplificado do Distrito Federal, acima (modificado de Freitas-Silva & Campos, 1998); e a localização do afloramento estudado, a atitude do eixo e plano axial no afloramento estudado, os contatos geológicos do Domo de Brasília e a estruturação regional, abaixo. O estereograma em 'b' mostra a atitude das superfícies deposicionais (S_0 , em azul; $n=8$) e do eixo e plano axial. Em 'c' e 'd' é ilustrado perfil de direção S30E-N30W mostrando o traçado das superfícies deposicional e axial e a distância entre os 2 pontos de inflexão (L). Em 'e' são representadas as superfícies deposicionais desdobradas (L_0).

Resultados e Discussões

Os resultados estão apresentados na Tabela 1. A diferença entre o comprimento da mediana da S_0 deformada (L) e o comprimento da S_0 desdobrada (L_0) varia entre -0,016 e -0,118 m sendo a variação média de $-0,056 \pm 0,029$ m. O estiramento absoluto varia de 0,910 a 0,981 e a média é de $0,950 \pm 0,021$, enquanto que a extensão absoluta varia de -0,019 e -0,090 e o valor médio é $-0,050 \pm 0,021$. Os valores obtidos pelas equações de *strain* linear demonstram que o estiramento das camadas foi menor do que 1 e sua extensão negativa, o que sugere que o comprimento da S_0 foi encurtado a uma taxa média de 5 ± 2 %. A taxa de encurtamento variou de 2 a 8,9 %.

A ferramenta permite uma estimativa rápida e acurada da variação entre o comprimento da mediana e da superfície deposicional dobrada e, por sua vez, das taxas de estiramento e extensão, podendo ser utilizada na escala de afloramento seguindo alguns critérios: i) a fotografia deve ser tirada no plano da dobra; ii) dispender o devido cuidado no georreferenciamento das fotografias; iii) digitalizar os horizontes em 2D, mantendo atenção às irregularidades de cada afloramento. A aplicação da ferramenta em uma região dobrada permite estabelecer a distribuição espacial da distorção, sendo muito útil na análise da deformação.

Tabela 1: Dados de comprimento inicial (L0) e final (L) e de fatores de estiramento (Sn) e extensão (en) e taxa de encurtamento (1 desvio padrão) para os horizontes mostrados na figura 1c.

Horizonte	Dobra	L (m)	L0 (m)	ΔL (m)	Sn	en	Taxa de Encurtamento (%)
1	A1	1.690	1.808	-0.118	0.935	-0.065	6.527
2	S1	0.595	0.624	-0.029	0.954	-0.046	4.647
2	A1	1.337	1.400	-0.063	0.955	-0.045	4.500
3	S1	0.683	0.713	-0.030	0.958	-0.042	4.208
3	A1	1.108	1.157	-0.049	0.958	-0.042	4.235
4	S1	0.729	0.751	-0.022	0.971	-0.029	2.929
4	A1	1.027	1.128	-0.101	0.910	-0.090	8.954
4	S2	1.140	1.188	-0.048	0.960	-0.040	4.040
5	S1	0.761	0.778	-0.017	0.978	-0.022	2.185
5	A1	1.027	1.127	-0.100	0.911	-0.089	8.873
5	S2	1.117	1.170	-0.053	0.955	-0.045	4.530
6	S1	0.815	0.831	-0.016	0.981	-0.019	1.925
6	A1	0.880	0.958	-0.078	0.919	-0.081	8.142
6	S2	1.297	1.340	-0.043	0.968	-0.032	3.209
7	A1	1.213	1.293	-0.080	0.938	-0.062	6.187
7	S2	1.002	1.042	-0.040	0.962	-0.038	3.839
8	S2	1.027	1.093	-0.066	0.940	-0.060	6.038
Média				-0.056	0.950	-0.050	4.998
Desvio Padrão				#NOME?	#NOME?	#NOME?	#NOME?

Referências

- Faria A. 1995. Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D'Aliança-Alto Paraíso de Goiás. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Unb, Brasília, 199 p.
- Fleuty M.J. 1964. The description of folds. Proc. Geol. Ass., 75 (1964), pp. 461–492.
- Fossen, H., 2010. Structural Geology. Cambridge University Press 1 ed., Cap.20
- Freitas-Silva, F.H. & Campos, J.E.G. 1998. Geologia do Distrito Federal. In: IEMA/SEMATEC/UnB 1998. Inventário Hidrogeológico e dos Recursos Hídricos Superficiais do DF. Brasília. IEMA/SEMATEC/UnB. Vol. 1, Parte I. 86p.
- Fuck R.A.; Pimentel M.M. & D'el-Rey Silva L. J. 1994. Compartimentação Tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú (SC), Anais, p.215-216.

Agradecimentos: Os autores agradecem à Midland Valley Inc. por fornecer licença acadêmica do software Move.