



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE MARINGÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS LETRAS E ARTES
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA
MESTRADO EM GEOGRAFIA**

MANOELA GOMES DOS ANJOS COELHO

**CARACTERIZAÇÃO MORFODINÂMICA E MORFOESTRUTURAL
DO ASTROBLEMA DE VISTA ALEGRE – CORONEL VÍVIDA –
PARANÁ**

MARINGÁ
2015

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE MARINGÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS LETRAS E ARTES
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA
MESTRADO EM GEOGRAFIA**

MANOELA GOMES DOS ANJOS COELHO

**CARACTERIZAÇÃO MORFODINÂMICA E MORFOESTRUTURAL
DO ASTROBLEMA DE VISTA ALEGRE – CORONEL VIVIDA –
PARANÁ**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, área de concentração Análise Regional e Ambiental, do Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes da Universidade Estadual de Maringá, como requisito para a obtenção do título de mestre em Geografia.

Orientador: Edison Fortes

MARINGÁ
2015

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
(Biblioteca Central - UEM, Maringá, PR, Brasil)

C672c Coelho, Manoela Gomes dos Anjos
Caracterização morfodinâmica e morfoestrutural do
astroblema de Vista Alegre - Coronel Vivida - Paraná
/ Manoela Gomes dos Anjos Coelho. 1. ed. -- Maringá,
2015.
133 p. : il. color.

Orientador: Prof. Dr. Edson Fontes
Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de
Maringá. Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes,
Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2015

1. Astroblema - Mapa morfofisiográfico. 2.
Astroblema - Domínio geomorfológico. 3.
Fotointerpretação - Astroblema. 4. Astroblema -
Lineamento e direção. I. Universidade Estadual de
Maringá. Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes.
Programa de Pós-Graduação em Geografia. II. Título.

CDD 21.ed.910

CARACTERIZAÇÃO MORFODINÂMICA E MORFOESTRUTURAL DO
ASTROBLEMA DE VISTA ALEGRE – CORONEL VIVIDA - PARANÁ

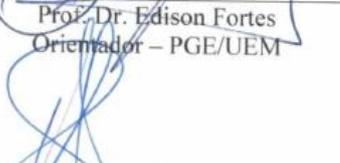
Dissertação de Mestrado apresentada a Universidade Estadual de Maringá, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Geografia, área de concentração: Análise Regional e Ambiental, linha de pesquisa: Análise Ambiental

Aprovada em 22 de abril de 2015.

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. Edison Fortes
Orientador – PGE/UEM



Prof. Dr. Hélio Silveira
Membro convidado
Universidade Estadual de Maringá



Prof. Dr. Marga Eliz Pontelli
Membro convidado
UNIOESTE

De tudo ficaram três coisas:
A certeza de que estamos começando...
A certeza de que é preciso continuar...
A certeza de que podemos ser interrompidos antes de terminar...
Fernando Sabino

Dedico esse trabalho

À Deus por seu infinito amor e cuidado para comigo.

À meu marido Leandro, à minha mãe Cleuza e irmãos Sabrina, Lucas, Mateus e tia Clisalva pelo apoio, incentivo, compreensão e amor que me tem dedicado nos meses de desenvolvimento dessa empreitada acadêmica.

AGRADECIMENTOS

À Deus primeiramente, pelo dom maior: a vida!

Ao meu orientador, professor Dr. Edison Fortes, por sua ajuda e compreensão, razão pela qual esse trabalho ganhou corpo e existência.

Ao GEMA (Grupo de Estudos Multidisciplinares do Meio Ambiente) – UEM – Universidade Estadual de Maringá pela utilização das instalações e equipamentos.

Aos professores Susana Volkmer, Paulo Nakashima, Hélio Silveira, Nelson Lovatto Gasparetto, Marta Luzia de Souza, Patrícia Souza e Manoel Luiz dos Santos pelo incentivo e apoio em todos os momentos, além de auxílios e contribuições, que também foram de muita importância neste trabalho.

Aos professores Júlio Cesar Paisani e Marga Eliz Pontelli pela pronta colaboração e contribuições no campo. Agradeço em especial ao professor Wellington Barbosa da Silva pela prontidão em ajudar no desenvolvimento do presente trabalho, seja na utilização do GPR (Georradar), bem como com outras contribuições e à UNICENTRO – Universidade Estadual do Centro Oeste – pelo empréstimo do equipamento do GPR.

Aos meus colegas de mestrado Felipe Rodrigues Macedo, Márcio José Elias, Bruno Augusto Candelari, Mayara dos Reis Monteiro, Daiany Golovati, Paulo Miguel de Bodas Terassi, Elaine Cristina Zavadovski Kalinovski e do doutorado Sandra Betineli da Costa pela parceira nos estudos e no desenvolvimento do trabalho. Em especial aos colegas Sandra e Márcio pela prontidão em ajudar nos campos necessários, e, ao colega Felipe pelo auxílio na digitalização dos dados obtidos.

À secretária do Programa de Pós-Graduação, Mirian, pela atenção, colaboração e eficiência no decorrer desse período.

À todos que direta e indiretamente colaboraram para a realização deste trabalho o meu sincero obrigado.

E finalmente, àqueles que sempre me apoiaram, minha família e em especial meu esposo, meu porto seguro em meio a calmaria e a tempestade.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	17
1.1. Objetivo Geral.....	18
1.2. Objetivos Específicos.....	18
1.3. Caracterização geral da área.....	19
2. MÉTODOS E TÉCNICAS.....	21
2.1. Base cartográfica.....	21
2.1.1. <i>Fotointerpretação de dados geomorfológicos</i>	21
2.1.2. <i>Análise geológica/ estrutural</i>	24
2.1.3. <i>Análise da rede de drenagem</i>	24
2.1.4. <i>Análise dos depósitos quaternários</i>	25
2.2. Levantamentos de Campo.....	27
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	28
3.1. Crateras de impacto meteorítico e astroblemas.....	28
3.1.1. <i>Formação das crateras</i>	29
3.1.2. <i>Classificação das estruturas de impacto</i>	29
3.1.3. <i>Feições associadas às estruturas de impacto</i>	33
3.1.4. <i>Crateras de impacto na Bacia Sedimentar do Paraná</i>	38
3.2. Superfícies de aplainamento e paleosuperfícies/ paleoformas.....	40
3.3. Modelado das vertentes.....	42
3.4. Depósitos sedimentares.....	44
3.5. Geomorfologia estrutural.....	45
3.6. Neotectônica.....	46
3.7. Sistemas de drenagem.....	47
3.7.1. <i>Padrões de drenagem</i>	47
3.7.2. <i>Classificação de canais</i>	49
3.7.3. <i>Propriedades das redes de drenagem</i>	50
4. ANÁLISE FISIAGRÁFICA.....	52
4.1. Contexto geotectônico e estrutural do estado do Paraná.....	52
4.1.1. <i>O Escudo Atlântico</i>	52
4.1.2. <i>Bacia Sedimentar do Paraná</i>	53

4.1.3. <i>O Cenozoico do Paraná</i>	56
4.2. Contexto geomorfológico do estado do Paraná.....	56
4.3. Caracterização bioclimática e pedológica regional.....	57
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES	59
5.1. Contexto geológico e geomorfológico do astroblema e áreas adjacentes.....	59
5.2. Caracterização geológica do astroblema.....	63
5.3. Análise geomorfológica do modelado do astroblema.....	72
5.4. Sistema de drenagem do astroblema de Vista Alegre.....	97
5.5. Depósitos de cobertura do astroblema de Vista Alegre.....	100
5.5.1. <i>Depósito aluvial (Ponto 24)</i>	102
5.5.2. <i>Depósito coluvial (Ponto 27)</i>	106
5.5.3. <i>Cascalheiras oligomíticas imaturas (Ponto 11)</i>	108
5.5.4. <i>Depósito de encosta (Ponto 28)</i>	110
5.6. Caracterização morfoestrutural do astroblema e áreas circunvizinhas.....	112
5.7. Modelo de evolução morfogênica do astroblema.....	118
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS	120
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	122
8. APÊNDICES	129

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização do município de Coronel Vivida, estado do Paraná.....	19
Figura 2: A) Vista em perspectiva 3D Cratera de Vista Alegre elaborada a partir de imagem Landsat-5/Thematic Mapper combinada ao modelo digital de elevação SRTM. Fonte: Crósta <i>et al.</i> (2011). B) Vista geral da depressão central do Astroblema de Coronel Vivida, com tomada de norte para sul.....	20
Figuras 3 e 4: Aparelho GPR e antena de 270MHz da marca GSSI.....	26
Figura 5: Desenvolvimento de uma estrutura de impacto simples.....	31
Figura 6: Desenvolvimento de uma estrutura de impacto complexa.....	32
Figura 7: Brecha polimítica alóctone da estrutura de impacto de Vista Alegre.....	35
Figura 8: Cones de estilçamento de pequenas dimensões, formados em rochas carbonáticas da estrutura de impacto de Haughton, Canadá.....	36
Figura 9: A) PFs em quartzo proveniente de arenitos da estrutura de impacto de Cerro do Jarau (RS). B) PDFs em pelo menos duas direções em cristal de quartzo do granito do núcleo central soerguido do Domo de Araguainha (MT-GO).....	37
Figura 10: Localização das estruturas de impacto brasileiras.....	38
Figura 11: Elementos básicos de vertentes.....	43
Figura 12: Formas de terreno a partir da combinação da curvatura horizontal e vertical.....	44
Figura 13: Padrões geométricos de drenagem básicos.....	48
Figura 14: Determinação da ordem dos canais de drenagem proposta por Strahler.....	50
Figura 15: Propriedades da rede de drenagem.....	51
Figura 16: Principais unidades geológicas do Paraná.....	52
Figura 17: Mapa da espessura total do preenchimento da Bacia do Paraná (sedimentos e rochas ígneas pós-ordovicianas).....	53
Figura 18: Perfil esquemático do relevo do Paraná, com localização pontual da posição do astroblema de Vista Alegre.....	56
Figura 19: Recorte das unidades de relevo regional.....	60
Figura 20: Estruturas regionais.....	62
Figura 21: Localização dos pontos de verificação em campo.....	63
Figura 22: Mapa geológico do astroblema de Vista Alegre e adjacências.....	64
Figura 23: Afloramento em pedreira de basalto com família de fraturas subhorizontais apresentando veios de quartzo e outros minerais.....	65

Figura 24: Localização do perfil com basalto cisalhado.....	65
Figura 25: Posição dos pontos amostrados em relação à vertente.....	66
Figura 26: Espelho de falha em pedreira de basalto.....	66
Figura 27: Afloramento de basalto com famílias de fraturas em blocos colunares.....	67
Figura 28: A e B) Amostras de brechas polimíticas onde podem ser observados clastos de diferentes tamanhos e natureza.....	69
Figura 29: A e B) Amostras de quartzito.....	70
Figura 30: Amostra de brecha polimítica com presença de cones de estilhaçamento.....	71
Figura 31: Mapa hipsométrico do astroblema de Vista Alegre e adjacências.....	74
Figura 32: Mapa clinográfico do astroblema de Vista Alegre e adjacências.....	75
Figura 33: Mapa hidrográfico do astroblema de Vista Alegre e adjacências.....	76
Figura 34: Mapa morfofisiográfico do astroblema de Vista Alegre e adjacências.....	77
Figura 35: Diferentes patamares identificados nas bordas do astroblema.....	78
Figura 37: Ocorrência de ombreiras após os diferentes níveis de patamares da borda norte do astroblema.....	79
Figura 37: Perfil A-A'	82
Figura 38: Perfil B-B'	84
Figura 39: Perfil C-C'	86
Figura 40: Perfil D-D'	88
Figura 41: Perfil E-E'	90
Figura 42: Perfil F-F'	92
Figura 43: Perfil G-G'	94
Figura 44: Perfil H-H'	96
Figura 45: Localização dos rios Quietto e Lambedor.....	98
Figura 46: Perfil de solo na área central do astroblema de Vista Alegre.....	100
Figura 47: Perfil de solo próximo ao rio Surubim.....	101
Figura 48: Perfil de solo do ponto 24.....	102
Figura 49: Visão panorâmica do ponto 24, perfil 1, segmento AB.....	103
Figura 50: Radargrama do ponto 24, Perfil 1, segmento AB.....	104
Figura 51: Radargrama do ponto 24, Perfil 1, segmento CD.....	105
Figura 52: Visão panorâmica do ponto 24, perfil 1, segmento CD.....	106
Figura 53: Perfil de solo com presença de concreção ferruginosa.....	106
Figura 54: A) Perfil de solo bruto; B) Camada de concreção ferruginosa; C) Perfil de solo com presença de concreções ferruginosas.....	108

Figura 55: Perfil esquemático da cascalheira.....	109
Figura 56: A) Cascalheira oligomítica imatura em relação à vertente; B) Espessura da cascalheira; C) Alteração esferoidal de basalto.....	109
Figura 57: Perfil esquemático de perfil de solo com cascalheira.....	110
Figura 58: Perfil com cascalheira.....	111
Figura 59: Modelo tridimensional do astroblema, confeccionada a partir da fusão dos dados topográficos SRTM com imagem obtida pelo sensor ETM+ com as bandas 543 em RGB...	112
Figura 60: Mapa de lineamentos extraídos a partir da rede de drenagem.....	114
Figura 61: Mapa de lineamentos extraídos a partir de descontinuidades lineares do relevo..	115
Figura 62: Canais de primeira ordem na área do astroblema de Vista Alegre.....	116
Figura 63: Diagrama de roseta dos canais de primeira ordem na área do astroblema de Vista Alegre.....	117
Figura 64: Teorias para a formação da paisagem da borda para o interior do astroblema.....	119

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Características morfológicas e geológicas das estruturas de impacto terrestres.....	33
Quadro 2: Feições de metamorfismo de choque e seus efeitos.....	34
Quadro 3: Estruturas de impacto contidas na Bacia Sedimentar do Paraná.....	38

LISTA DE APÊNDICES

Apêndice I – Direções preferenciais dos canais de primeira ordem.....	130
---	-----

RESUMO

Crateras de impacto meteorítico comumente encontradas na superfície de alguns planetas e da Lua precisam de algumas feições diagnósticas para a sua determinação. Datadas de milhares ou milhões de anos, essas estruturas além de apresentarem tipologia/ morfologia diferenciada de outras feições de relevo, vêm sendo obliteradas com o passar do tempo geológico através da ação de processos geológicos, pedológicos, bioclimáticos, etc., podendo ser que possam vir a ser classificadas erroneamente dentro de uma análise geomorfológica regional e/ ou local devido ao não conhecimento dessas feições diagnósticas. Assim, o presente trabalho apresenta uma caracterização da área do astroblema de Vista Alegre, localizada no município de Coronel Vivida, sudoeste do estado do Paraná. Identificada a origem da estrutura, procedeu-se a caracterização do contexto geológico e geomorfológico do modelado, onde se observou as estruturas regionais nitidamente influenciadas pelo astroblema, evidenciadas nas deformações das litoestruturas e na presença dos lineamentos, principalmente os positivos que apresentam as cristas deslocadas formando sistemas paralelos, enquanto outros lineamentos apresentam curvaturas em sentido oposto ao da cratera, formando sistemas de falhas com componentes normais e transcorrentes. Os basaltos toleíticos ocupam as áreas adjacentes e grande parte da estrutura do astroblema, mas também se verifica a presença de brechas polimíticas de impacto e, feições diagnósticas desse tipo de estrutura impressas nessas litologias. Identificaram-se também formas de relevo individuais características dos modelados de dissecação e de acumulação por meio de fotointerpretação de fotografias aéreas, definindo-se assim as três unidades geomorfológicas definidas como Domínio Geomorfológico das Bordas de Cimeira, Domínio Geomorfológico das Colinas Baixas e Domínio Geomorfológico da Depressão Central. O sistema de drenagem presente é superimposto, comandado pelo rio Chopim e é responsável pelo desgaste da parte sudoeste do astroblema, apresentando padrões de drenagem dendrítico e radial centrípeta e com diferença de densidade de drenagem entre a periferia e o centro do astroblema. Foram identificados solos sendo autóctones e argilosos, mas também a presença de depósitos sedimentares quaternários de origem fluvial, coluvial e colúvio-aluvial indiferenciado com detecção das estruturas subsuperficiais através do Georradar. A caracterização morfoestrutural do astroblema e áreas circunvizinhas foi realizada por meio do mapeamento dos lineamentos a partir da rede de drenagem e da fotointerpretação, apresentando também a direção preferencial dos canais fluviais de primeira ordem devido à drenagem local estar condicionada a prováveis falhas. Além disso, apresenta-

se uma proposta de modelo de evolução morfogenética do astroblema, cuja evolução estaria associada à erosão diferencial nos blocos falhados/ abatidos originados no processo de formação das bordas inicialmente, fases de intemperização responsáveis pelo surgimento de superfícies de aplainamento através de erosão lateral e ainda, em climas úmidos, os processos de pedogênese, coluvionamento e, modelagem atual dessa cratera.

PALAVRAS-CHAVE: Mapa morfofisiográfico, domínios geomorfológicos, fotointerpretação, lineamentos e direção preferencial dos canais de primeira ordem.

ABSTRACT

Meteorite impact craters commonly found on the surface of some planets and the Moon need some diagnostic features for its determination. Dated thousands or millions of years, these structures besides presenting typology/ differentiated morphology of other relevant features, have been obliterated over geological time through the action of geological processes, soil, bioclimatic, etc., may be they can come to be erroneously classified within a regional geomorphological analysis and/ or location due to no knowledge of these diagnostic features. Thus, this paper presents a characterization of astrobleme area of Vista Alegre, located in the city of Coronel Vivida, southwest of Paraná state. Identified the origin of the structure, we proceeded to the characterization of geological and geomorphological context of modeling, where there was regional structures clearly influenced by astrobleme, evidenced in deformation of lithostructure and in the presence of the guidelines, especially the positive presenting displaced crests forming parallel systems, while other guidelines have bends in the opposite direction to the crater, forming fault systems with standard components and transcurrent. The tholeiitic basalts occupy adjacent areas and much of the astrobleme structure, but there is also the presence of polymict breccias and diagnostic features of this type of printed structure in these lithologies. Also identified forms of individual relief features of the modeled dissection and accumulation by photo-interpretation of aerial photographs, thus defining the three geomorphological units set to Geomorphological Domain Summit Borders, Geomorphologic Domain of Low Hills and Geomorphologic Domain Central depression. This drainage system is superimposed, commanded by river Chopim and is responsible for the erosion of the southwestern part of astrobleme, presenting dendritic drainage patterns and centripetal radial and drainage density difference between the periphery and the center of astrobleme. Soils were identified with indigenous and clay, but also the presence of Quaternary sedimentary deposits of fluvial origin, colluvial and alluvial-colluvial undifferentiated with detection of subsurface structures by Georradar. The morphostructural characterization of astrobleme and surrounding areas was performed by mapping the guidelines from the drainage network and photo interpretation, while setting the preferred direction of fluvial channels first order due to local drainage is conditioned to likely failures. In addition, we present a proposal of morphogenetic evolution model astrobleme, whose evolution is associated with the differential erosion in blocks failed/ slaughtered originated in the process of forming the edges initially weathering phases responsible for the emergence of

planning surfaces through erosion side and, in humid climates, pedogenesis processes, colluvial deposition and current modeling this crater.

KEYWORDS: Morpho physiographic map, geomorphological domains, photo interpretation, guidelines and preferred direction of first-order channels.

1. INTRODUÇÃO

É reconhecida a ideia de que eventos de impacto meteorítico ajudaram a formar o Sistema Solar e ainda hoje estariam alterando a superfície de planetas e seus satélites naturais (FRENCH, 1998). Esses eventos seriam responsáveis pela liberação de grande quantidade de energia e por produzirem feições de relevo com características únicas e intrínsecas à sua gênese.

Entretanto, pelo fato de serem estruturas formadas a milhares ou milhões de anos, várias situações tem concorrido para a obliteração das características originais da fase final de formação das mesmas ante os processos geológicos, pedobioclimáticos e referentes à rede de drenagem instalada no contexto das crateras.

E dentro do escopo da ciência geográfica, os estudos geomorfológicos se ocupariam da “gênese, da evolução e das relações espaciais das formas do relevo terrestre” (JOLY, 1977 *apud* KOHLER, 2002).

Dentro do arcabouço de estudos geomorfológicos, propõe-se a análise das características geomorfológicas e geológicas em estruturas de impacto meteorítico juntamente com a apresentação do conhecimento já acumulado sobre essas estruturas pelas Geociências, bem como a apresentação das características identificadas no astroblema de Vista Alegre.

O Astroblema de Vista Alegre apresenta um arranjo estrutural delineado pela Formação Serra Geral, cujo quadro evolutivo encontra-se associado aos seguintes elementos:

- I. O Astroblema de Vista Alegre permite estabelecer um parâmetro cronológico relativo dos eventos tectônicos pós-impacto meteorítico;
- II. O relevo da área de estudo é de caráter estrutural e vinculado a reativações tectônicas pós-cretácea;
- III. Os níveis topográficos do astroblema correspondem a superfícies estruturais, vinculadas a regime distensivo, no qual reativações tectônicas posteriores promoveram o transporte por fluxos de massa viscosos;
- IV. A morfologia circular do astroblema é o resultado de longos ciclos de aplainamentos que evidencia apenas parte da cratera original.

Os estudos a respeito de estruturas de impacto têm sido pouco abordados frente aos estudos das geociências de um modo geral. O Brasil apresenta terrenos que durante o Terciário sofreram soerguimentos de caráter epirogenético seguidos de fases de aplainamento

do relevo. E exatamente por apresentar terrenos muito erodidos, estudos dessa ordem ficam comprometidos, dado ao mascaramento dessas estruturas pelas fases erosivas.

Diante desse cenário nacional, encontrar e caracterizar essas estruturas de impacto torna-se uma tarefa complicada, pois muitas delas podem ter sido mascaradas pelos processos erosivos. O Astroblema de Vista Alegre mesmo sofrendo com esses processos conseguiu ainda preservar muitas feições necessárias à sua classificação como uma estrutura de impacto.

Mas o seu estudo, na área das geociências torna-se ainda mais importante por ser uma das três únicas estruturas de impacto meteorítico em rochas basálticas existentes em toda a superfície terrestre. As outras duas estruturas são o Domo de Vargeão distante cerca de 100 quilômetros já no estado de Santa Catarina e a Cratera de Lonar Lake sobre os derrames basálticos do Deccan, na Índia (CRÓSTA, 2008). Acredita-se que a estrutura de Vargeão teria sido formada pelo mesmo corpo celeste que teria se fragmentado, sendo que uma parte teria produzido a estrutura em Vargeão e a outra, a de Vista Alegre, sendo assim consideradas “crateras irmãs” (CRÓSTA, 2004).

No caso de Vista Alegre, a estrutura geológica da Bacia Sedimentar do Paraná sofreu alterações com o impacto meteorítico pós-derramamento das lavas basálticas da Formação Serra Geral. Alterações essas verificadas pela presença de falhamentos, fraturamentos, exumação e metamorfismo nas formações sotopostas à rocha basáltica – a saber, as Formações Botucatu e Piramboia – imprimindo uma nova configuração local.

Por conta dessa nova configuração produzida pelo impacto meteorítico, seja pela alteração estrutural ou por uma possível reativação tectônica local baseada nos estudos de neotectônica, além da identificação das alterações promovidas pelas superfícies de aplainamento e pelos processos erosivos a que a área foi submetida através do tempo, é que se propõe a presente pesquisa, buscando propor um modelo evolutivo de morfogênese do astroblema.

1.1. Objetivo geral

Compreender as relações dos eventos de formação do astroblema com os eventos tectônicos e erosivos posteriores responsáveis pela configuração do relevo atual.

1.2. Objetivos específicos

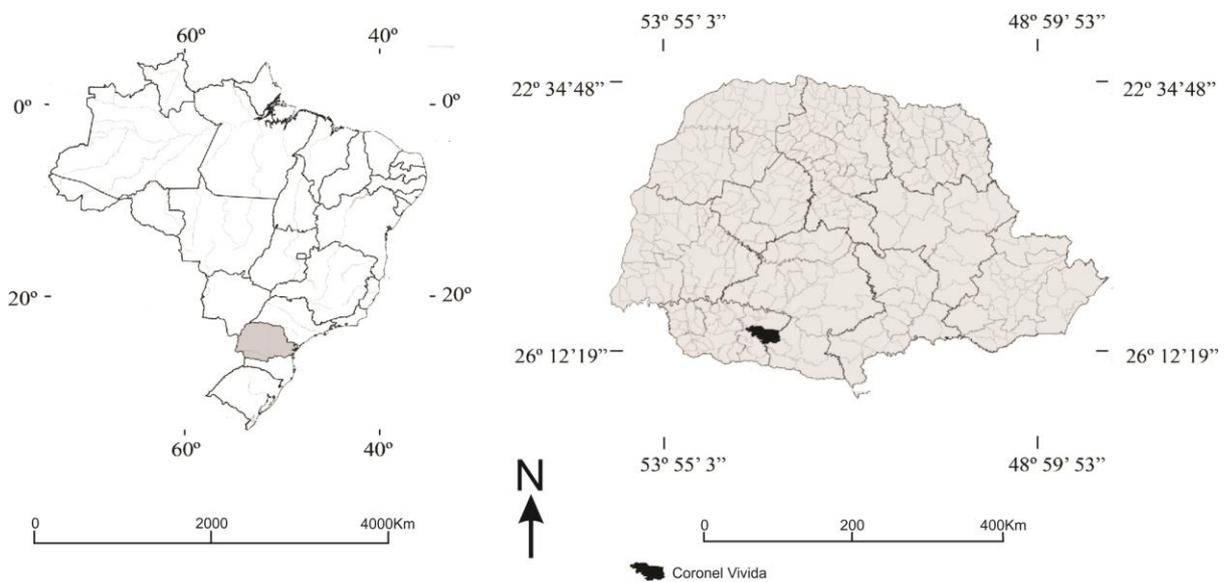
- Proceder a análises correlativas das feições do relevo do astroblema em relação às áreas circunvizinhas;
- Identificar controles estruturais decorrentes do pós-evento colisional;

- Estabelecer análise correlativa dos materiais sedimentares e rochosos com as formas de relevo;
- Propor uma compartimentação morfoestrutural para o astroblema e áreas circunvizinhas;
- Propor um modelo evolutivo de morfogênese para o astroblema.

1.3. Caracterização geral da área

A área do astroblema de Vista Alegre está contida no distrito rural de Vista Alegre, na porção oeste do município de Coronel Vivida, localizado na Mesorregião Sudoeste Paranaense, com altitude aproximada de 700 metros e com coordenadas geográficas de 25° 58' 47" de latitude sul e 52° 34' 04" de longitude oeste (IPARDES, 2015).

O astroblema de Vista Alegre tem seu centro localizado à 25° 57' de latitude sul e 52° 42' de longitude oeste (CRÓSTA & VASCONCELOS, 2013). Contudo, a área de estudo abrange o astroblema e áreas adjacentes, compreendidas na carta topográfica de Coronel Vivida (folha SG-22-V-C-VI-4), na escala de 1/50.000 (Figura 1) entre as coordenadas 25°55' e 26° de latitude Sul e 52°45' e 52°38' de longitude Oeste.



Fonte: IBGE, ITCG (2011).
Elaboração: Manoela Gomes dos Anjos Coelho, 2014.

Figura 1: Localização do município de Coronel Vivida, estado do Paraná

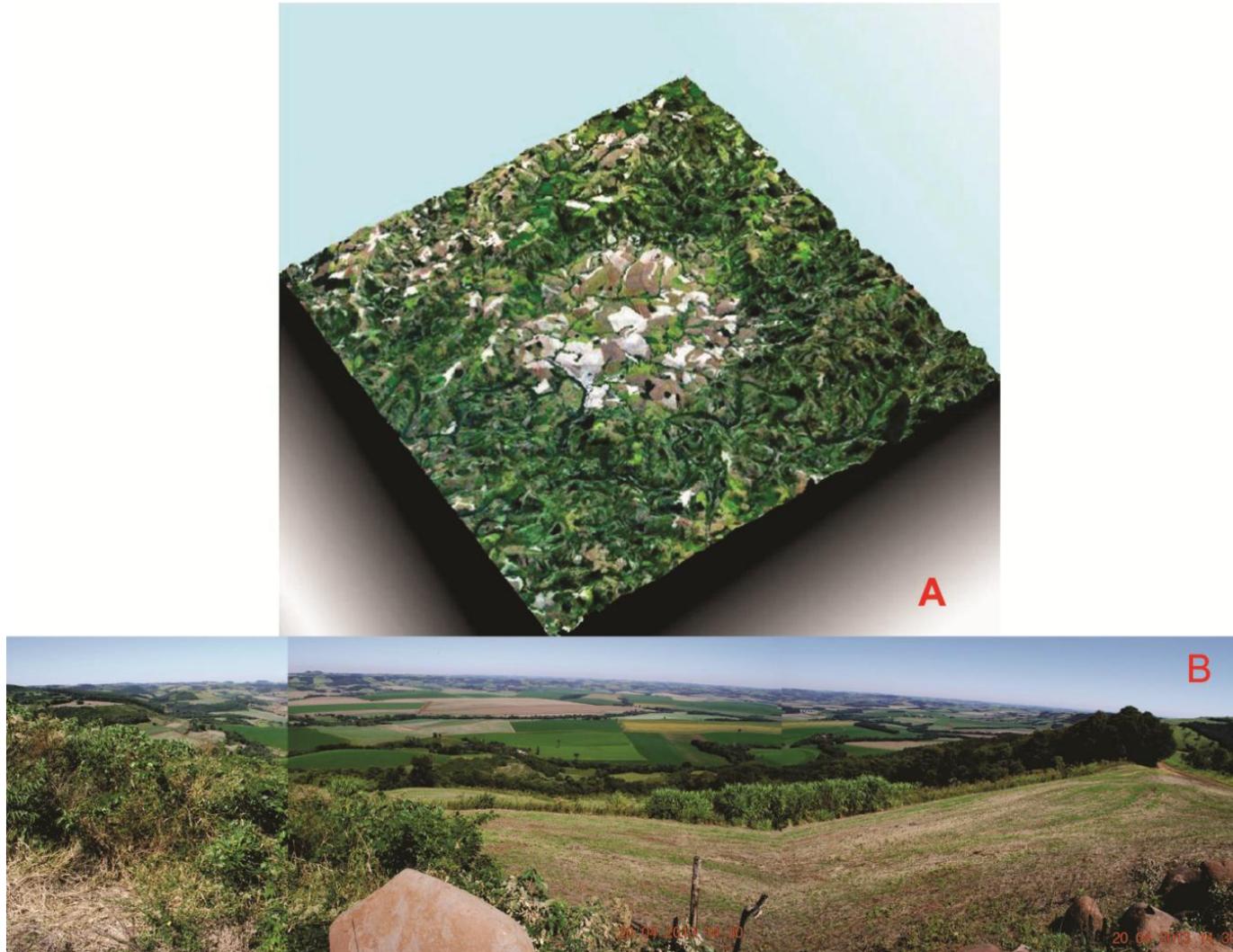


Figura 2: A) Vista em perspectiva 3D Cratera de Vista Alegre elaborada a partir de imagem Landsat-5/Thematic Mapper combinada ao modelo digital de elevação SRTM. Fonte: Crósta *et al.* (2011). B) Vista geral da depressão central do Astroblema de Coronel Vivida, com tomada de norte para sul

2. MÉTODOS E TÉCNICAS

2.1. Base cartográfica

Nessa etapa de trabalho foram elaborados arquivos digitais a partir da carta topográfica na escala 1: 50.000, da Folha de Coronel Vivida (SG – 22 – V – C – VI – 4) da Diretoria de Serviço Geográfico do Exército Brasileiro com impressão de 1980, mediante *software* Spring® versão 5.0.6 (INPE, 2004), utilizando a plataforma operacional *Windows 7*.

O banco de dados gerado pelo *software* Spring®, possibilitou a construção de cartas morfométricas, como a hipsométrica e clinográfica. No caso do mapa de declividade, as classes de declividades foram discriminadas em seis intervalos distintos sugeridos pela EMBRAPA (1988): 0-3% (relevo plano), 3-8% (relevo suavemente ondulado), 8-20% (relevo ondulado), 20-45% (relevo fortemente ondulado), 45-75% (relevo montanhoso), e maior de 75% (relevo escarpado).

2.1.1. Fotointerpretação dos dados geomorfológicos

Os mapas morfodinâmico e morfoestrutural contendo os dados geomorfológicos, foram elaborados mediante trabalho de interpretação de fotos aéreas na escala 1: 25.000, do ITC-PR, com sobrevoo em 24 de março de 1980. Este procedimento foi realizado a partir da sobreposição de papel tipo *ultraphan* sobre as fotografias, permitindo assim a análise das fotografias em *overlays*. A interpretação das formas do relevo teve como base o Manual Técnico de Geomorfologia – IBGE (2009), com adaptações para auxiliar na identificação das formas e padronização das legendas.

A edição gráfica dos mapas para a geração do produto cartográfico final realizou-se através da digitalização dos *overlays* nos *softwares* *Corel Draw X6*®.

Para determinação das feições a serem mapeadas, foi levado em consideração os modelados de dissecação e de acumulação, definidos pelo IBGE (2009), que considera os modelados de dissecação como sendo aqueles “que ocorrem de forma mais generalizada na paisagem brasileira, sendo caracterizados como dissecados homogêneos, dissecados estruturais e dissecados em ravinas. Os dois primeiros são definidos pela forma dos topos e pelo aprofundamento e densidade da drenagem”.

Os modelados de dissecação aqui compreendem as formas das rupturas de declive, ombreiras, colo, topo, cabeceiras de drenagem em anfiteatro, os interflúvios, os tipos de vales e os paleocanais.

As **rupturas de declive** seriam formas marcadas por uma falta de continuidade de um alicive numa encosta produzida por influência estrutural, tectônica, erosiva, etc. (GUERRA e GUERRA, 2011) e no caso do mapa geomorfológico estão associadas às escarpas, podendo ser **Convexas** ou **Côncavas**. “As **rupturas convexas** são formas de quebra convexas da vertente, em diferentes níveis topográficos, mas que apresentam um ângulo de abertura maior, sendo mais suaves que a borda erosiva e de patamar. As **rupturas côncavas** ocorrem no limite da escarpa com o patamar, ocorrendo ao longo das vertentes com ruptura de declive acentuada, podendo marcar diferenças na litologia” (VARGAS, 2012).

Embora Guerra e Guerra (2011) apresentem as **ombreiras** como “patamares que surgem nas encostas de vales escavados por glaciares”, Vargas (2012) aponta que essas são “feições que compreendem pequenos lances abruptos nas encostas dos vales. Onde em climas mais quentes e úmidos, estão associados à erosão diferencial ou mesmo níveis antigos de erosão”.

Colo seria depressão acentuada numa linha de cristas de uma serra, podendo ser definidos segundo a direção dos vales em: *colos de montante* – depressões existentes na linha de crista entre dois vales de direções opostas – e *colos de flanco* – os que aparecem numa linha de crista, separando dois vales, cujos trajetos são mais ou menos paralelos (GUERRA e GUERRA, 2011).

Os **topos** são formas localizadas na parte mais elevada de um morro ou de uma elevação, podendo ser utilizado algumas vezes como sinônimo de cume (GUERRA e GUERRA, 2011).

As **cabeceiras de drenagem em anfiteatro** “referem-se a bacias, ou vales não canalizados, denominados bacias de ordem zero. São caracterizados por uma conformação topográfica côncava em planta, correspondentes aos primeiros formadores da rede de drenagem, podendo constituir o prolongamento direto da nascente dos canais fluviais de primeira ordem. São também os tributários laterais de fluxos canalizados de qualquer nível hierárquico, correspondendo a feições geomorfológicas muito frequentes em domínios morfológicos de encostas recobertas por espessos regolitos, em ambiente tropical e subtropical úmido” (GUERRA e GUERRA, 2011).

Os **interflúvios**, também conhecidos como divisores de água, são terrenos ou área mais elevadas, situadas entre dois vales compreendidos entre dois talwegues, entre dois cursos de maior importância de uma mesma bacia hidrográfica ou de bacias distintas (VARGAS, 2012). Foram identificados dois tipos de interflúvio, os **interflúvios de crista afunilada** e os de **crista convexa**.

Os **vales** constituem um corredor ou depressão de forma longitudinal, de fundo descendente, sulcada pelas águas correntes, formados pelo talvegue e duas vertentes com declividades convergentes, cuja forma e traçado dependem diretamente da litologia em que se desenvolvem, além da atuação das intempéries e agentes erosivos (SUERTEGARAY, 2008; GUERRA e GUERRA, 2011). Na área estudada foram mapeados **vales em V**, **vales Suspensos**, **vales Encaixados** e **vales de Fundo Chato**.

Os **vales em V** referem-se aos vales “produtos do entalhamento fluvial, por vezes acompanhando linhas de fratura, em vertentes íngremes” (SUERTEGARAY, 2008). Os **vales suspensos** são vales escavados por rios que têm seu nível de base acima do nível de base do rio principal (SUERTEGARAY, 2008), sendo esse tipo de vale é indicativo de neotectônica. Os **vales encaixados** são “vales cujo afundamento do talvegue foi muito grande, dando aparecimento a margens pouco largas e vertentes de fortes declives” (GUERRA e GUERRA, 2011). O **vale de fundo chato** “corresponde à forma do fundo do vale, que é relativamente plana ou chata, isso ocorre devido ao tipo litológico e ao fluxo de energia da drenagem baixo, o qual não altera o fundo do vale” (VARGAS, 2012).

Já os **Paleocanais** referem-se às formas do relevo existentes no terreno, demonstrando que existiu no passado um rio numa determinada região, podendo ser identificados através de fotografias aéreas ou imagens de satélite. Em campo, podem ser identificados por meio de antigos terraços, antigos leitos de rios que foram preenchidos por sedimentos (GUERRA e GUERRA, 2011).

Os modelados de acumulação “são diferenciados, em função de sua gênese, em fluviais, lacustres, marinhos, lagunares, eólicos e de gêneses mistas, resultantes da conjugação ou atuação simultânea de processos diversos” (IBGE, 2009). Foram mapeados depósitos sedimentares caracterizados como **fluviais**, **coluviais** e **colúvio-aluviais indiferenciados**, que são descritos como modelados de acumulação (IBGE, 2009).

Os **depósitos fluviais** foram mapeados ocorrendo em áreas mais baixas próximas a jusantes de canais fluviais ou próximos à segmentos meandranes de canais fluviais.

Os **depósitos coluviais** sendo provenientes de material detrítico de locais topograficamente mais elevados, foram depositados nas partes medianas e baixas das vertentes por toda a área, transportados por processos comandados pela ação da gravidade. Podem ocorrer associados à paleopavimentos detríticos, junto aos patamares das bordas escarpadas das serras.

Os **depósitos colúvio-aluviais indiferenciados** correspondem às formações superficiais de difícil distinção no campo e em fotos aéreas (VARGAS, 2012). Foram

mapeados ocorrendo junto às baixas vertentes e fundo dos vales. Não são visíveis estruturas que permitam inferir sobre o ambiente gerador.

As análises das feições do relevo foram complementadas com a construção de perfis topográficos transversais, utilizando-se a carta topográfica de Coronel Vivida, na escala 1:50.000, editadas pela Diretoria de Serviço Geográfico do Exército Brasileiro, com elaboração através do *software Corel Draw X6®*, para a visualização das superfícies contidas na área estudada.

2.1.2. Análise geológica/ estrutural

O mapeamento geológico foi realizado mediante interpretação de fotos aéreas, na escala 1:25.000, de 1980, seguindo os mesmos procedimentos para fotointerpretação geomorfológica. Esses dados apresentam informações de caráter litoestratigráfico e estrutural.

A análise estrutural que dá subsídio à elaboração do mapeamento geológico e morfoestrutural é baseada em elementos observados em campo, bem como na análise de mapas de contorno do topo da Formação Serra Geral. A elaboração da legenda do mapa morfodinâmico levou em consideração as propostas do IBGE (2009), porém, com adaptações.

As estruturas foram abordadas na escala dos maiores padrões de falhamentos, nos quais foram observados elementos da geometria, relações temporais e arranjos espaciais que possibilitaram a análise do padrão de compartimentação estrutural regional. Esses dados permitiram análises dos conjuntos estruturais do relevo.

Foram também analisados lineamentos, que segundo Etchebehere, Saad & Fulfaro (2007) são “feições lineares topográficas ou tonais observáveis nas imagens fotográficas, que podem representar descontinuidades estruturais”. Ainda segundo esses autores, trechos retilíneos de escarpas, cristas e faixas alongadas constituem feições positivas do relevo, tratados na presente pesquisa como lineamentos positivos.

Após a extração e vetorização dos lineamentos a partir de fotos aéreas, procedeu-se a elaboração de mapas com lineamentos extraídos a partir da rede de drenagem e a partir das descontinuidades lineares das formas do relevo, e sua análise conforme a disposição espacial e direcional, que se dá basicamente pela visualização de interrupções na continuidade de determinados lineamentos ocorridas pela presença de outros lineamentos.

2.1.3. Análise da rede de drenagem

Levando-se em consideração os possíveis controles estruturais a que está submetida à região de Coronel Vivida, analisou-se os padrões da rede de drenagem, observando a partir

disso, primeiramente as direções preferenciais dos canais fluviais de primeira ordem extraída por meio da interpretação de fotos aéreas, cujos procedimentos foram os mesmos para fotointerpretação geomorfológica e geológica/ estrutural, elaborando assim um mapa hidrográfico da área estudada. Dessa forma, foram traçados lineamentos a partir do mapa hidrográfico.

A rede de drenagem primeiramente foi digitalizada no *software Corel Draw X6*®, sendo posteriormente extraída e analisada em duas frentes: tablet e desktop. Utilizando o sistema operacional móvel iOS 6© da Apple®, aplicativo Ideas©. Para a formatação das tabelas foi utilizado Numbers©. Para a finalização do diagrama de Roseta, o SketchBook© da Autodesk®. No Desktop foi utilizado o *software* vetorial Illustrator© da Adobe® e para a finalização das tabelas, o Numbers© da Apple®.

Com toda a rede de drenagem vetorizada, essa foi duplicada e mantida apenas os rios de primeira ordem. Em casos de neotectônica, esses rios são os primeiros a sofrer algum tipo de alteração.

Os rios de primeira ordem tiveram os ângulos calculados utilizando a ferramenta segmento de linha do Illustrator©, onde é possível traçar uma linha reta e medir o ângulo, porém esse ângulo é dado em 0° a 360°, começando a direita da tela e em sentido anti-horário. O Diagrama de Roseta utiliza o N (0°) e sentido horário até E (90°) e em sentido anti-horário até W (90°). Com os dados plotados, foram necessárias correções. Os ângulos de até 180° foram retirados 90°, assim o ângulo que originalmente era 1°, passou para -89°. Os ângulos maiores que 180°, foram retirados 270°, assim o ângulo de 359° passou para 89°. Essas correções consideraram o fato do diagrama de roseta apontar somente a direção dos rios e não o sentido.

2.1.4. Análise dos depósitos quaternários

O mapa morfodinâmico cujo procedimento metodológico de elaboração foi descrito acima, contém informações quanto à distribuição e características morfológicas dos depósitos quaternários, norteando assim a escolha de pontos para a descrição no campo.

A descrição desses depósitos foi realizada por meio de perfis, em que se observaram algumas características morfológicas como transição entre camadas, profundidade e espessura, textura, estrutura e cor (IBGE, 2007), utilizando no quesito cor a cartas de cores, como a tabela Munsell (*Munsell Soil Color Chart*) (MUNSELL COLOR, 1994).

Além disso, para a identificação desses depósitos realizou-se um levantamento subsuperficial com *Ground Penetrating Radar* (GPR). A utilização do *Ground Penetrating*

Radars (GPR) ou Georradar buscou o levantamento de fraturas, mudança de material dos depósitos e solos, através de caminhamento em linha transversal ao canal principal encontrado com antena blindada de 270MHz da marca GSSI. O processamento dos dados foi feito utilizando o software *Radan 7*, também da GSSI.

O Radar de Penetração no Solo (*Ground Penetrating Radar - GPR*) é um método geofísico que utiliza ondas eletromagnéticas de alta frequência (15-2.500 MHz) que são transmitidas ao solo, onde sua propagação depende das propriedades elétricas dos materiais existentes. Mudanças nestas fazem com que parte do sinal transmitido seja refletido, podendo ser detectado na superfície onde é amplificado, digitalizado e armazenado, para ser processado e transformado em registro (radargrama), que fornecerá informações sobre a subsuperfície. O GPR oferece a possibilidade de mapeamento com a mais alta resolução dentre os métodos geofísicos de feições subsuperficiais rasas (BRASIL, 2013).

O equipamento GPR é composto por quatro componentes: antena transmissora, antena receptora, unidade de controle e unidade de armazenamento e apresentação do dado (Figuras 2 e 3). As linhas de aquisição foram posicionadas em áreas onde o GPR ficasse o mais próximo ao solo/ superfície.



Figuras 3 e 4: Aparelho GPR e antena de 270MHz da marca GSSI

Vale ressaltar que, o aparelho de GPR foi emprestado pela Universidade Estadual do Centro Oeste – UNICENTRO.

2.2. Levantamentos de campo

Os trabalhos de campo foram executados visando percorrer toda a área de estudo. Para isso, a região dispõe de malha viária com rodovias pavimentadas e estradas vicinais que permitem o acesso a toda a área.

Nos trabalhos de campo realizou-se a checagem das informações obtidas na etapa de fotointerpretação, bem como a identificação e descrição de depósitos associados às feições de relevo identificadas. Além disso, foram coletadas amostras de rochas durante os trabalhos de campo realizados nas datas de 20 e 21 de abril de 2013 e 9 e 10 de agosto de 2014.

A análise dos depósitos quaternários procedeu-se mediante a descrição de perfis e coleta de sedimentos em afloramentos, levando-se sempre em consideração o compartimento geomorfológico em que esteja situado o depósito.

Finalizando a etapa de campo foi elaborado um memorial fotográfico para compor um banco de dados digitais.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Nesse ítem leva-se em conta a necessidade de apresentar os temas pertinentes ao desenvolvimento da temática apresentada no presente trabalho. Primeiramente destaca-se a temática relativa às estruturas de impacto meteorítico por ser esse o objeto de estudo.

Pelo fato da estrutura de Vista Alegre ser considerada um astroblema, parcialmente erodida, abordou-se o tema de superfícies de aplainamento e paleosuperfícies/ paleoformas, levando-se em consideração o modelado das vertentes atuais, definições sobre depósitos sedimentares, além de apresentar os temas de geomorfologia estrutural e neotectônica. Para finalizar esse ítem, apresenta-se a temática relativa aos sistemas de drenagem, dando destaque aos padrões de drenagem, classificação dos canais fluviais e propriedades da rede de drenagem para subsidiar as análises realizadas.

3.1. Crateras de impacto meteorítico e astroblemas

No processo de formação da Terra e de outros corpos celestes presentes no Sistema Solar, o choque de meteoros, asteroides e cometas representou um dos principais processos de agregação de massa nos períodos iniciais de história geológica do Sistema Solar, há aproximadamente 4 bilhões de anos. Portanto, esses impactos eram relativamente comuns àquele período. No entanto, a quantidade de material como meteoros e asteroides diminuiu consideravelmente ou foi atraído para o cinturão de asteroides situado entre as órbitas de Marte e Júpiter e o Cinturão de Kuiper, além da órbita de Netuno (CRÓSTA, 2012).

Ha também corpos celestes, geralmente asteroides e cometas, cujas orbitas se aproximam ou cruzam a orbita da Terra, conhecidos como NEOs (*near-Earth objects* – objetos próximos a Terra). Alguns NEOs possuem um potencial de colisão contra a Terra e, por esse motivo, a NASA mantém programa de monitoramento permanente. Por meio de observações astronômicas periódicas, os NEOs são identificados e seus movimentos monitorados em detalhe e projetados para o futuro, com o objetivo de avaliar se há risco de impacto contra a Terra (CRÓSTA, 2012).

A estrutura de impacto mais conhecida mundialmente é a Cratera de Meteoro, localizada no estado do Arizona, Estados Unidos, sendo a mais recente estrutura formada por impacto meteorítico (aproximadamente 55 mil anos). A estrutura de aproximadamente 1 quilômetro de diâmetro destaca-se dentre as demais estruturas devido ao fato de se encontrar pouco erodida estando em uma área desértica, servindo assim como modelo de estudo para outras estruturas espalhadas pela Terra. Entretanto, a maior estrutura de impacto conhecida é

o astroblema de Chicxulub na Península de Yucatan, no México, cujo evento de colisão de um asteroide teria provocado a extinção dos dinossauros e dos grandes mamíferos há 65 Ma.

Até fevereiro de 2012, segundo dados de Crósta (2012), eram conhecidas 181 estruturas de impacto no mundo, sendo que oficialmente figuram 9 na América do Sul e 5 delas em solo brasileiro. A identificação dessas estruturas no Brasil iniciou-se somente a poucas décadas, em que um dos primeiros estudos realizados em solo brasileiro foi o de Álvaro Penteado Crósta em 1982, com a dissertação de mestrado sobre o Domo de Araguinha (Mato Grosso), a primeira estrutura de impacto identificada.

O fato de mesmo atualmente ainda existirem poucas estruturas identificadas deve-se ao fato de: (i) o território brasileiro ser composto por terrenos cristalinos muito antigos e portanto, submetidos a longos processos erosivos, contribuindo para mascarar as feições características de estruturas menores, ficando preservadas as estruturas maiores podendo ser mais antigas ou relativamente mais jovens; (ii) o soterramento dessas estruturas pela deposição de camadas (posteriores à formação das crateras) das bacias sedimentares que também se destacam em território brasileiro, porém, com a estabilização dos processos de sedimentação nas bacias e início dos ciclos erosivos, as crateras soterradas poderiam eventualmente ser exumadas; (iii) no Canadá, Estados Unidos, Rússia e Austrália utilizou-se métodos exploratórios diretos de mapeamento ou indiretos como uso de imagens de satélite da superfície e o imageamento geofísico em subsuperfície como esforço para identificação de novas estruturas de impacto, o que não ocorreu no Brasil (CRÓSTA, 2012).

Os corpos celestes que formam crateras pesam no mínimo 1.000 toneladas e diâmetros mínimos de cerca de 10 metros. Por conta dessas dimensões e alta velocidade, penetram na atmosfera da Terra sem sofrer desaceleração considerável e sem se fragmentar em várias partes (CRÓSTA, 2012).

De acordo com Dietz (1961, *apud* CRÓSTA *et al.*, 2011), quando uma cratera de impacto meteorítico encontra-se em estágio avançado de erosão, essa passa a ser chamada de astroblema. O termo vem do latim, significando queda de um corpo celeste (“*astro*”) causando uma cicatriz (“*blema*”), sendo a condição da maioria das estruturas de impacto terrestres.

3.1.1. Formação das crateras

Segundo Melosh & Ivanov (1999), as etapas na formação de uma cratera de impacto seriam três (Figuras 5 e 6):

- **Contato e compressão – geração das ondas de choque**

De menor duração, envolve a transferência da energia cinética pela desaceleração do corpo celeste impactante, propagando assim, ondas de choques por esse e pela rocha-alvo. Essas ondas redistribuem a energia cinética na rocha-alvo, deslocando-a e a energia térmica, aquece o material que também é fundido e/ ou vaporizado. A cratera transiente é aberta juntamente com a ejeção de fragmentos que dão origem às brechas de impacto ou impactitos com a energia cinética restante (Figura 5-A e 5-B).

- **Escavação e crescimento da cratera transitória**

Após a passagem das ondas de choque, a rocha-alvo é deslocada radialmente para longe do local do impacto, produzindo um alívio de carga e posterior compensação isostática, abrindo horizontalmente a cratera transitória e seria responsável pelo soerguimento da porção central da cratera (MELOSH & IVANOV, 1999) (Figura 5-C e 6-A).

Inicialmente a cratera transitória tem o formato de um hemisfério, seu diâmetro aumenta, sua profundidade se estabiliza até atingir o momento efetivo da formação da mesma (MELOSH & IVANOV, *op. cit.*) (Figura 5-D e 6-B).

- **Modificação da cratera transitória**

A gravidade, principal força atuante, além da resistência das rochas determinam a forma final da cratera. A reorganização pós-formação da cratera transitória se processa por meio de movimentos de massa por conta do abatimento das paredes da cratera, formação de patamares via falhamento (Figura 5-E e 6-C) e soerguimento da área central (caso essa estrutura venha a se tornar uma cratera complexa, como no caso do Astroblema de Vista Alegre), levando a uma estabilidade da estrutura (MELOSH & IVANOV, *op. cit.*) (Figura 5-F e 6-D).

3.1.2. Classificação do tipo de estruturas de impacto

Dependendo de como a cratera transitória é modificada, três tipos diferentes de estruturas de impacto podem ser formadas: crateras simples, crateras complexas e crateras multi-anéis (FRENCH, 1998), ou seja, a classificação depende da morfologia original.

- **Crateras simples**

Depressões em forma de tigela com diâmetro entre 2 e 4 quilômetros e profundidade de aproximadamente 1/3 de seu diâmetro. Logo após a formação desse tipo de cratera ocorre

o abatimento das paredes marginais para dentro da depressão, seguido da deposição de fragmentos da rocha alvo e do corpo impactante ejetado para o alto pela força do impacto. Esses fragmentos podem ou não estar deformados pelo impacto, formando uma rocha fundida (Figura 5).

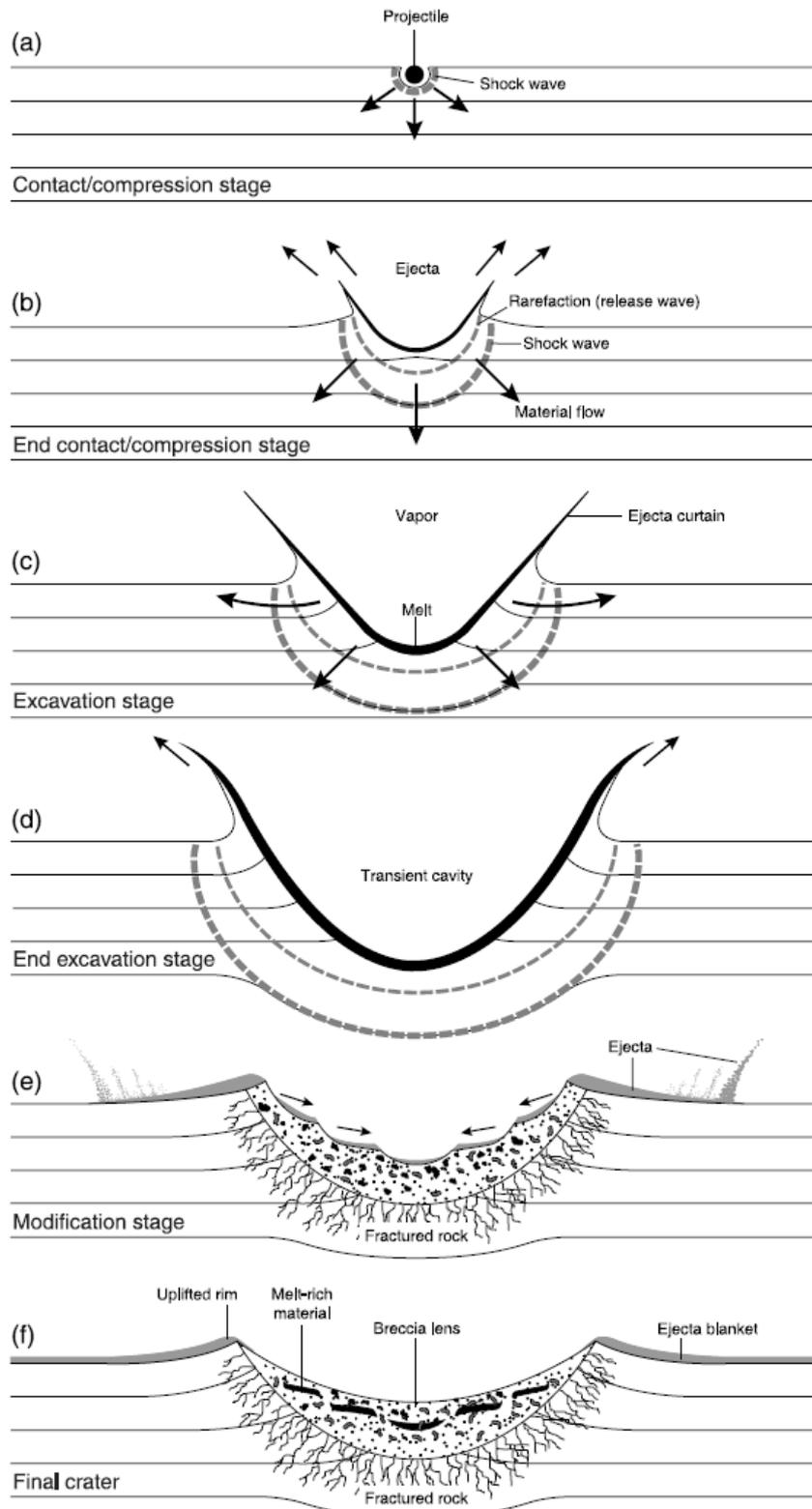


Figura 5: Desenvolvimento de uma estrutura de impacto simples. Fonte: French (1998)

- **Crateras complexas**

Estruturas caracterizadas pela presença de um núcleo central soergido (Figura 6-B), seguido de uma depressão anelar circundando essa região (Figura 6-C), uma zona marginal de colapso de blocos e por uma borda soerguida (Figura 6-D). Possuem profundidade de 1/5 a 1/6 de seu diâmetro aproximadamente (Figura 6).

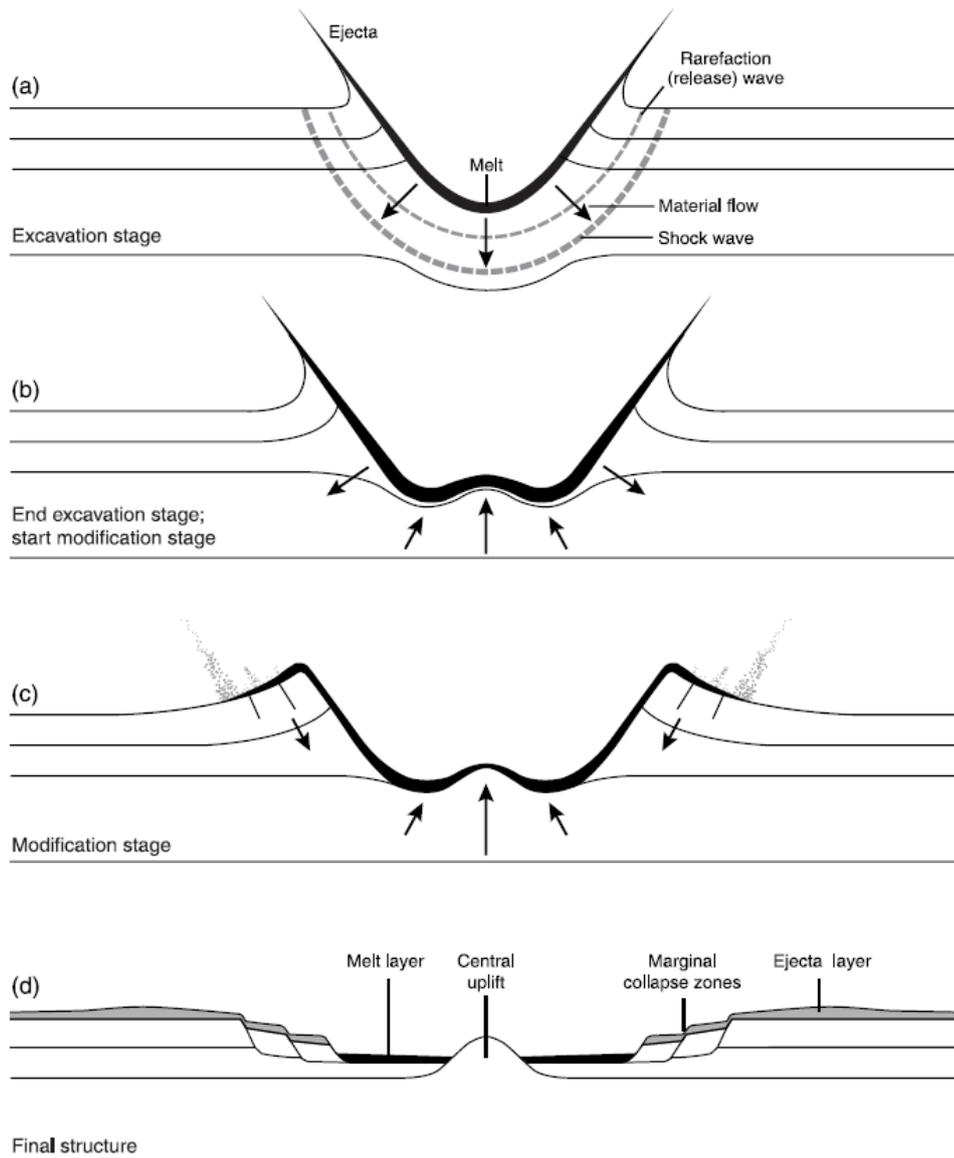


Figura 6: Desenvolvimento de uma estrutura de impacto complexa. Fonte: French (1998)

- **Crateras multi-anéis**

Estruturas que têm dois ou mais anéis concêntricos erguidos e intercalados com grábens em anéis para além da borda externa da estrutura.

Crósta (2012) apresenta um quadro síntese das principais características das estruturas de impacto simples e complexas (Quadro 1), sendo que essas características são válidas para estruturas pouco erodidas.

Quadro 1: Características morfológicas e geológicas das estruturas de impacto terrestres (Adaptado de CRÓSTA, 2012)

	Crateras simples	Crateras Complexas
Morfologia	Depressão circular em forma de bacia.	Depressão circular com núcleo central soerguido e bordas falhadas; entre o núcleo e as bordas podem ocorrer elevações e depressões anelares, de natureza estrutural.
Morfometria	O diâmetro é geralmente ≤ 2 km em rochas sedimentares e ≤ 4 km em rochas cristalinas; a profundidade é cerca de 1/3 do diâmetro.	A razão profundidade/diâmetro é variável, sendo geralmente inferior a das crateras simples e decresce conforme aumenta o diâmetro; o soerguimento do núcleo é de aproximadamente 1/10 do diâmetro.
Geologia	Preenchimento parcial de lentes de brechas alóctones e material fundido; rochas-alvo para-autóctones fraturadas, possivelmente contendo diques de brechas e de material fundido.	Preenchimento parcial de lentes relativamente delgadas (com relação ao diâmetro) de brechas alóctones e material fundido. Rochas de camadas subjacentes expostas no núcleo central. Rochas de camadas sotopostas associadas a blocos abatidos nas depressões anelares. Fundo de rochas-alvo para-autóctones fraturadas com veios de brechas e de material fundido.
Metamorfismo de choque	Feições de choque ocorrem nas lentes de brechas, com materiais mais intensamente deformados concentrados no topo e na base. Nas rochas alvo para-autóctones, os efeitos de choque são restritos ao fundo da cratera original, sendo atenuados radialmente e em profundidade.	Feições de choque ocorrem em rochas alóctones. Nas rochas-alvo para-autóctones, elas se concentram na região do núcleo central ($< 0,5$ do diâmetro) e se atenuam radialmente e em profundidade.

3.1.3. Feições associadas às estruturas de impacto

Para a comprovação de que uma estrutura circular é decorrente de impacto de corpo celeste contra a superfície terrestre, existem algumas feições características produzidas pelo evento colisional. Dentre essas feições, destacam-se a presença de brechas mono ou polimíticas que podem ser para-autóctones ou alóctones, cones de estilhaçamento (“*shatter*

cones”), fraturas planares (PFs), feições planares de deformação (PDFs) em grãos de quartzo. “Outras feições, como os polimorfos de alta densidade, vidros diapléticos e minerais parcial ou totalmente fundidos, são muito mais raros, tendo sido encontrados em poucas estruturas de impacto na Terra” (CRÓSTA, 2012). Nesse caso, entra a formação de quartzitos.

Essas feições são geradas devido a um aumento de pressão sobre as rochas-alvo/substrato-alvo, conforme verificado no Quadro 2 abaixo (FRENCH, 1998):

Quadro 2: Feições de metamorfismo de choque e seus efeitos

Pressão de choque aproximada (Gpa)	Temperatura pós-choque estimada (°C)*	Efeitos
2 – 6	<100	Fratramento da rocha; Brechação; Cones de estilhaçamento.
5 – 7	100	Fratura mineral em quartzo.
8 – 10	100	Geminação basal do tipo Brazil twins.
10	100	-----
12 – 15	150	Quartzo → estishovita.
13	150	Grafite → diamante cúbico.
20	170	-----
30	275	Quartzo → coesita.
35	300	-----
45	900	Vidros feldspáticos (vesiculados).
60	>1500	Vidros rochosos, rochas fundidas cristalizadas.
80 – 100	>2500	Vidros rochosos (condensados a partir de vapor).

- **Brechas de impacto**

Uma brecha é considerada “rocha composta por fragmentos angulares, cimentados ou expostos numa matriz de granulação fina. Pode formar-se por falhas (brechas tectônicas), por erosão (brechas clásticas), por vulcanismo (brechas vulcânicas) ou por colapso”, como no caso de impactos meteoríticos (IBGE, 1999).

As brechas de impacto genericamente são conhecidas como impactitos, podendo ser em relação à fonte dos materiais componentes, monomíticas ou polimíticas. As monomíticas são aquelas em que os fragmentos são todos da mesma rocha e as polimíticas, são aquelas em que existem fragmentos de várias rochas distintas (Figura 7).

Podem ser agrupadas em dois grupos, o das brechas para-autóctones e o das alóctones. As para-autóctones são formadas pela deformação das rochas originalmente situadas em

profundidade, abaixo do fundo da cratera original, exibindo geralmente feições de metamorfismo de choque de pressão menos elevadas que produzem fraturamento e formação de cones de estilhaçamento (CRÓSTA, 2012). As brechas alóctones são “formadas por fragmentos lançados para o alto e para fora da cratera. Parte destes fragmentos é redepositada no interior da cratera recém-formada, originando depósitos de preenchimento de cratera, enquanto a outra parte se deposita ao redor da cratera, formando depósitos semicirculares denominadas “*ejecta layers*” (camadas de ejeção)” (CRÓSTA, *op. cit.*), sendo geralmente formadas por massas desordenadas e pobremente selecionadas de fragmentos angulares de rochas, fraturadas.



Figura 7: Brecha polimítica alóctone da estrutura de impacto de Vista Alegre. Fonte: Crósta (2012)

- **Cones de estilhaçamento**

Ou “*shatter cones*”, é a principal feição diagnóstica da ocorrência de metamorfismo de choque. São feições estriadas em forma cônica, formadas em decorrência da passagem das ondas de choque provocadas pela colisão do corpo celeste sobre a litologia presente no local (Figura 8). “Em geral, estão associados a regimes de pressões de 2 a 10 GPa e se desenvolvem melhor em rochas relativamente homogêneas de granulação fina, tais como carbonatos” (VIEIRA, 2009). São “geralmente encontrados em rochas situadas abaixo do fundo da cratera original, associados ao núcleo soerguido das crateras complexas, embora possam ocorrer também como fragmentos isolados em brechas de impacto” (CRÓSTA, 2012).

Pode apresentar dimensões dos cones individuais variando entre centímetros ou até vários metros.



Figura 8: Cones de estilhaçamento de pequenas dimensões, formados em rochas carbonáticas da estrutura de impacto de Haughton, Canadá. Fonte: French (1998).

- **Fraturas planares e feições planares de deformação**

São feições microscópicas de deformação sendo mais frequentes em cristais de quartzo, mas também encontradas em feldspatos e outros minerais, produzidas pela passagem das ondas de choque causadas pelo impacto, em intervalos de pressão situados entre 5 e 35 GPa (Figura 9).

As fraturas planares ou *planar fractures* (PFs) são conjuntos paralelos de fraturas de clivagem em grãos de quartzo (Figura 9-A) que se desenvolvem em pressões mais baixas, geralmente entre 5 e 8 GPa (CRÓSTA, 2012).

As feições planares de deformação ou *planar deformation features* (PDFs) têm sido importantes no reconhecimento das estruturas de impacto, especialmente das mais antigas e erodidas, onde outras feições de choque não são visualizadas (FRENCH, 1998). São conjuntos de planos paralelos de deformação que se formam em regimes de pressão entre 8 e 30 GPa, ocorrendo dentro de cristais minerais individuais, formando múltiplos conjuntos de

planos bem definidos (Figura 9-B) e extremamente delgados com um espaçamento reduzido entre os planos (CRÓSTA, 2012) (Figura 9).

Pressões acima de 25 GPa, podem formar variedades minerais de alta densidade a partir de quartzo (coesita e a estishovita em pequenas quantidades) e grafita (microdiamantes cúbicos ou hexagonais), ou podem se transformar em fases amorfas, gerando os denominados “vidros diapléticos” (principalmente quartzo, feldspatos alcalinos e plagioclásios) (FRENCH, 1998; STÖFFER, 1984 *apud* CRÓSTA, *op. cit.*). Ocorre fusão parcial seletiva de minerais como os feldspatos entre 35 e 60 GPa, a fusão completa de todos os minerais gerando fundidos superaquecidos entre 60 e 100 GPa e acima de 100 GPa ocorre a vaporização completa de todo material rochoso (CRÓSTA, *op. cit.*).

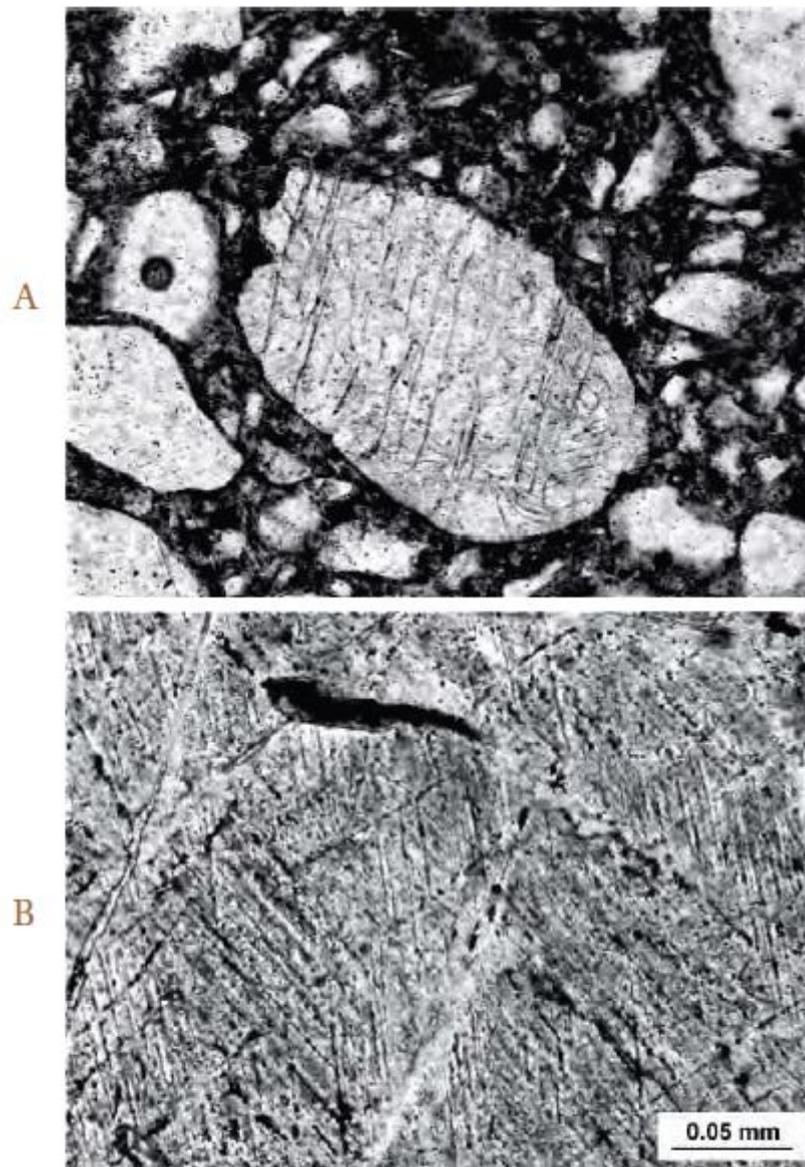


Figura 9: A) PFs em quartzo proveniente de arenitos da estrutura de impacto de Cerro do Jarau (RS). B) PFs em pelo menos duas direções em cristal de quartzo do granito do núcleo central soerguido do Domo de Araguainha (MT-GO). Fonte: Crósta (2012)

3.1.4. Crateras de impacto na Bacia Sedimentar do Paraná

A Bacia do Paraná contém o maior número de estruturas de impacto identificadas e comprovadas em território brasileiro: Araguainha, Vargeão, Vista Alegre e Cerro Jarau (Figura 10 e Quadro 3).

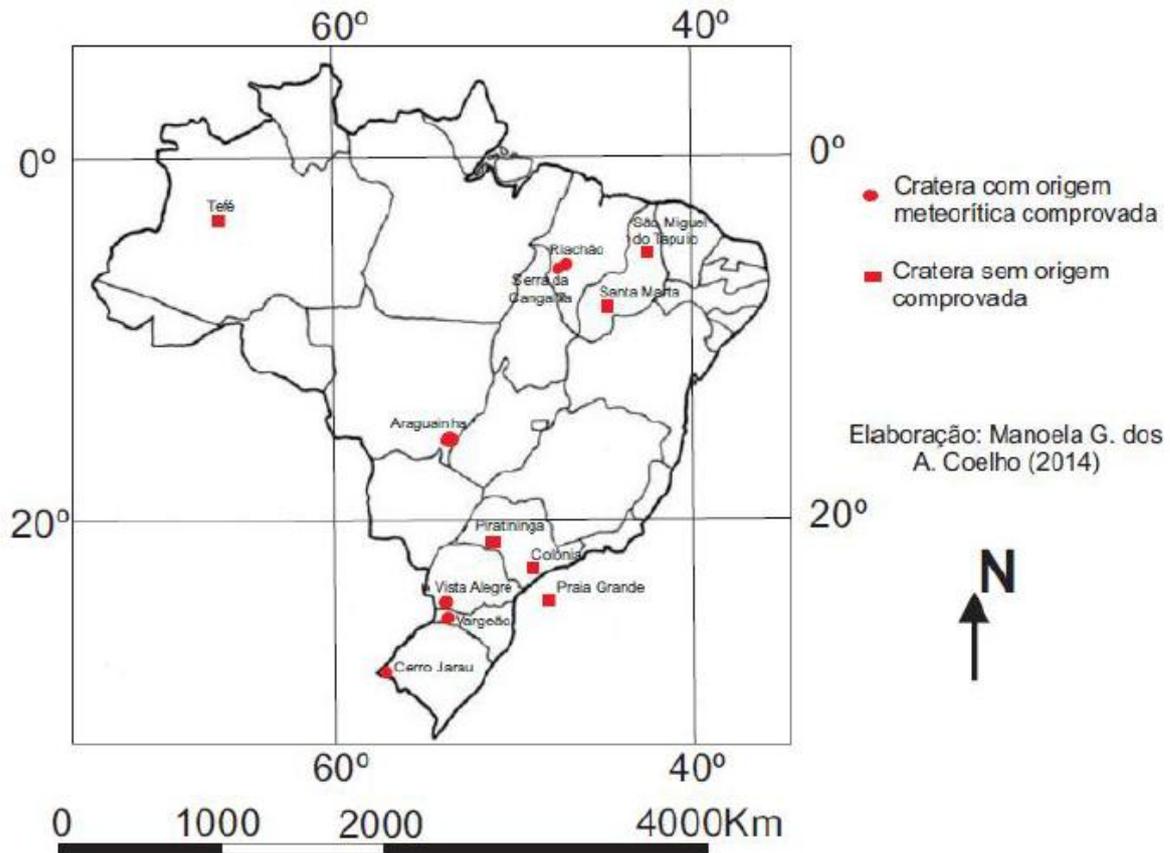


Figura 10: Localização das estruturas de impacto meteorítico brasileiras

Quadro 3: Estruturas de impacto contidas na Bacia Sedimentar do Paraná. Fonte: Adaptado de Crósta (2012)

Nome/ UF	Latitude*	Longitude*
Araguainha – MT/ GO	16° 49' S	52° 59' W
Vargeão – SC	26° 49' S	52° 10' W
Vista Alegre – PR	25° 57' S	52° 42' W
Cerro Jarau – RS	30° 12' S	56° 32' W

*Latitudes e longitudes referem-se ao ponto central das estruturas

O Domo de Araguainha é a maior estrutura de impacto da América do Sul e do Brasil com 40 km de diâmetro, cobrindo uma área aproximada de 1.300 km², localizada entre os estados de Mato Grosso e Goiás. Formada sobre rochas sedimentares paleozoicas da Bacia Sedimentar do Paraná e sobre rochas cristalinas de seu embasamento, foi inicialmente descrita como uma estrutura do tipo criptovulcânica por Silveira Filho e Ribeiro (1971 *apud*

CRÓSTA, 2012), e, somente com Dietz e French (1973 *apud* CRÓSTA, *op. cit.*), sua formação foi relacionada a impacto de um corpo meteorítico de grandes dimensões contra a superfície da Terra. É classificada como uma estrutura do tipo complexa com geometria concêntrica, caracterizada pelo núcleo central soerguido e múltiplas estruturas anelares (LANA *et. al*, 2007 *apud* CRÓSTA, 2012). Ainda segundo CRÓSTA (*op. cit.*), “Hammerschmidt e Engelhardt (1995) determinaram a idade do evento de impacto pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Duas frações granulométricas de uma amostra de material fundido forneceram idades-*platô* de 245.5 ± 3.5 Ma e 243.3 ± 3.0 Ma, respectivamente, confirmando que o evento de Araguainha ocorreu próximo ao limite Permiano-Triássico”.

O Domo de Vargeão está localizado na região oeste do estado de Santa Catarina, dentro dos limites municipais de Faxinal dos Guedes, Passos Maia e Vargeão (situado na borda meridional e interior da estrutura). Com um diâmetro total de 12,4 quilômetros e desníveis abruptos de até 150 metros entre suas bordas e as porções internas. É uma estrutura de impacto do tipo complexa parcialmente erodida, formada sobre os derrames vulcânicos da Fm. Serra Geral, caracterizada por sucessões de elevações e depressões topográficas arranjadas na forma de anéis concêntricos, produto de falhas rúpteis associadas ao processo de formação da cratera, com presença de um núcleo central soerguido, constituído por brechas de impacto e arenitos atribuídos às formações Botucatu e Pirambóia, normalmente situados a cerca de 1 quilômetro abaixo da superfície atual (CRÓSTA *et. al*, 2005; VIEIRA, 2009).

A Estrutura de Cerro Jarau, localizada no município de Quaraí (RS), destacando-se em relação à região do domínio do pampa do sudoeste do estado do Rio Grande do Sul. Lisboa *et al.* (1987 *apud* CRÓSTA, 2012) consideraram a estrutura como de origem indefinida, mas levantaram a hipótese de a mesma ter sido formada por impacto meteorítico. A estrutura do Cerro do Jarau corresponde a uma feição subcircular com cerca de 13,5 quilômetros de diâmetro. Apresenta brechas de impacto formadas a partir de arenitos e também de basaltos, fraturas de estilhaçamento (*shatter fractures*) – semelhantes aos *shatter cones*, porém as superfícies são planas – tanto em arenitos como em basaltos, além de fraturas planares (PFs), que associadas às outras feições, são consideradas como indicativas de impacto meteorítico (FRENCH & KOEBERL, 2010 *apud* CRÓSTA, *op. cit.*). A cratera original foi bastante modificada pela erosão e a morfologia atual registra apenas parte do núcleo central, representado pelos remanescentes erosivos correspondentes aos arenitos silicificados das porções norte e nordeste do Cerro do Jarau e sua formação ocorreu em época ainda indeterminada (CRÓSTA *et. al*, 2010 *apud* CRÓSTA, *op. cit.*).

3.2. Superfícies de aplainamento e paleosuperfícies/ paleoformas

Conforme apresentou Ab'Saber (2012), a respeito das superfícies de aplainamento, “trata-se de uma área de geomorfologia clássica – de raízes davisianas – inteiramente revista e fortalecida conceitualmente, durante a segunda metade do século XX, por meio da introdução de conceitos de pediplano e *echt*plano; e através de uma nova percepção da força e potencialidade dos processos erosivos por ocasião de mudanças climáticas de paisagens e ambientes úmidos para ambientes secos”.

Portanto, no Brasil, os primeiros estudos geomorfológicos datados das décadas de 1940 e 1950, fundamentam-se na teoria davisiana do ciclo geográfico. A partir de então, muito pesquisadores como Moraes-Rego, Freitas, De Martonne, Ruellan, Maack e King começaram desenvolver suas pesquisas dentro da perspectiva da geomorfologia climática. Maack, responsável por um inventário sobre a fisiografia e biogeografia do estado do Paraná e de Santa Catarina, teria aventado a hipótese de “terem existido altas superfícies aplainadas, geradas em tempos geológicos em que o Brasil e a África ainda estivessem ligados” (AB’SABER, *op. cit.*).

De acordo com os estudos de King (1949; 1953; 1956; 1957) “as superfícies aplainadas são referidas como resultantes da atuação de processos de recuo paralelo” (PASSOS & BIGARELLA, 2012). Com isso, substituiu os processos de peneplanização responsáveis pela evolução das encostas, por processos de pedimentação e pediplanação (BIGARELLA *et al*, 1965).

Passos e Bigarella (*op. cit.*) pontuam que “sob o aspecto morfodinâmico essas superfícies são marcadas por dois grandes grupos de processos correlacionados às alternâncias climáticas que atuaram de modo diverso, ou seja, a degradação lateral (clima semiárido) e a dissecação vertical (clima úmido). Tais processos, além de esculpir o relevo de modo diferenciado, originaram depósitos característicos, e, que quando preservados, são elementos-chave para a interpretação da evolução da paisagem atual”.

No modelo de Davis (1899), o peneplano teria origem com um profundo rebaixamento do relevo com atuação preponderante da erosão fluvial e seria uma superfície suave ondulada, resultante da degradação erosiva de uma região montanhosa durante um lapso de tempo de milhões de anos, portanto senil e com elevações residuais chamadas de *monadnocks*. Ainda segundo Davis, um relevo policíclico é verificado quando há formas de relevo topograficamente distintas e de épocas de formação diferentes em um mesmo nível, formadas

quando um ciclo geomórfico é abortado e outro é iniciado (SUERTEGARAY, 2008; GUERRA e GUERRA, 2011; PENTEADO, 1974; PASSOS e BIGARELLA, 2012).

Para Penck não existiria um ciclo de evolução do modelado, sendo o levantamento da crosta em épocas distintas o responsável pela repetição de formas a diferentes níveis (BIGARELLA *et al.*, 1965). Assim sendo, nos patamares de piemonte (*Piedmonttreppen*) de Penck, os perfis das encostas se desenvolveriam de acordo com as diferenças de velocidade dos processos de levantamento crustal e de denudação, gerando assim perfis côncavos quando a denudação é mais rápida do que o soerguimento, ou perfis convexos quando o soerguimento é mais veloz que a denudação, ou ainda perfis retilíneos quando há equilíbrio entre os processos (PASSOS e BIGARELLA, *op. cit.*).

O plano de corrosão (*Etchplain*) de Wayland, uma superfície suave, sem qualquer relevo, devido ao fato de que o manto de intemperismo ser removido pelos processos de denudação (PASSOS e BIGARELLA, *op. cit.*).

O pedimento pode ser considerado, segundo Bigarella *et al.* (1965), como uma “uma feição morfológica, desenvolvida durante períodos em que as condições climáticas favoreceram a operação de processos hidrodinâmicos e de meteorização específicos”, no caso sendo decorrente erosão lateral em ambiente árido (SUERTEGARAY, *op. cit.*).

Passos e Bigarella (*op. cit.*) apresentam o pedimento como sendo “uma superfície suavemente inclinada, situada no sopé de uma encosta mais íngreme, cortando a rocha do substrato. É separado da vertente superior por uma rápida mudança do ângulo de declividade (ângulo de piemonte) na zona de piemonte”.

De modo geral, “os pedimentos são, na realidade, formas que se desenvolvem pelo recuo paralelo das vertentes montanhosas provocado pela meteorização e a remoção dos detritos” (BIGARELLA *et al.*, *op. cit.*), sendo portanto, uma superfície de transporte.

Várias são as explicações para o que vem a ser pedimento, sendo por isso que alguns autores tem se utilizado de outros termos para que não haja mal-entendidos quanto à terminologia. Utiliza-se de palavras como rampa, *bench ramp*, plano de piemonte, *glacis* de erosão, entre outras (DRESCH, 1962 *apud* PASSOS e BIGARELLA, *op. cit.*)

Apresentam-se conceitos como de rampas topográficas de origem poligenética, constituídas por seções individuais em equilíbrio/ graduadas ou não; de pedimentos rochosos que são seções de rampas topográficas em possível equilíbrio verificada por pequena cobertura de alúvio e/ ou colúvio; e de pedimentos detríticos que são seções de rampa topográfica caracterizada pelo acúmulo de alúvios e/ ou colúvios cortando rochas resistentes ou friáveis (BIGARELLA e BECKER, 1975 *apud* PASSOS e BIGARELLA, *op. cit.*).

Passos e Bigarella (2012) apontam que a “coalescência regional de pedimentos dá origem ao pediplano”, e, Guerra e Guerra (2011), acrescenta que o pediplano é formado pelas justaposições de glaciais, sendo grandes superfícies de erosão modeladas em condições de aridez e semiaridez quentes, sendo o último estágio de desenvolvimento do relevo dentro da perspectiva da geomorfologia climática (SUERTEGARAY, 2008).

Salgado (2007 *apud* LIMA, 2013) quanto às especificidades dos modelos de evolução do relevo propostos por Davis, Penck, King, Wayland e Büdel, aponta que “as superfícies de aplainamento de dimensão continental possuem origem poligenética e que a justaposição das diversas teorias constitui alternativa para sua compreensão”.

3.3. Modelado das vertentes

Por vertente entende-se um elemento do relevo, com certa declividade e recoberto por material solto, friável (solo) sobre a rocha, encontrada entre um divisor de águas e o fundo do vale, ou como coloca Suertegaray (2008) “é uma forma tridimensional limitada a montante (parte superior) pelo interflúvio e a jusante (parte inferior) pelo talvegue, modelada por processos morfológicos do passado e do presente”. Entretanto, Bigarella (2003) pontua que nem sempre o interflúvio é o limite superior da vertente, podendo ser esse limite a “extensão mais distante e mais alta da superfície de onde provém o transporte contínuo de material sólido em direção à base da vertente”. Por isso, tanto geomorfólogos quanto pedólogos a estudam dada a sua importância morfogenética e pedogenética.

Derreau (1965 *apud* BIGARELLA, *op. cit.*) manifesta que um perfil típico de vertente é composto de convexidade no topo, passando por um ponto de inflexão ou por um segmento retilíneo e posterior concavidade na parte inferior.

De acordo com o modelo de evolução de encostas de King (1953 e 1957 *apud* BIGARELLA *et al.*, 1965), uma encosta é subdividida em quatro setores (Figura 11) sendo: 1) convexo (*waxing slope*); 2) face nua, segmento sem cobertura detrítica (*free face*); 3) detrítico (*debris slope*); 4) pedimento (*pediment*), cujas condições de formação seriam as mesmas para os diferentes setores, quaisquer sejam as condições climáticas.



Figura 11: Elementos básicos de vertentes. Adaptado de Bigarella *et. al.* (1965)

Os tipos de processos que ocorrem em uma vertente, que são distintos e englobam os movimentos de massa até os processos similares aos fluviais (BIGARELLA, 2003), dependem da morfologia da encosta, em que se destacam componentes geomórficos como gradiente, extensão, largura, orientação e formato da vertente, litologia e condições climáticas (MEIS *et al.*, 1982 *apud* SORDI, 2014).

Os processos que agem na formação de uma vertente têm uma componente vertical e outra componente paralela que favorecem a formação de solos ao longo da vertente. Quando a componente vertical é igual à componente paralela, a vertente apresenta-se em equilíbrio. Quando a componente vertical é maior que a paralela, os solos formados nessa vertente serão mais espessos. E em caso contrário, quando a componente paralela é maior que a vertical, ocorre erosão.

No caso da componente paralela, sua atuação depende da declividade pois quanto menor a declividade, mais espesso será o solo; da natureza da rocha/ litologia e sua forma/ estrutura, além de uma combinação entre clima e cobertura vegetal.

As vertentes são compostas por pequenos segmentos de encosta, podendo ser simples quando há um único segmento ou complexas quando há vários segmentos (MEIS *et al.*, 1982 *apud* SORDI, *op. cit.*).

Os tipos de declives e de perfis de encostas “são produzidos pela interação de processos de intemperismo, de escorregamento e erosão, fatores litológicos e tectônicos” (PENTEADO, 1974). Ainda considera-se a curvatura vertical que refere-se à forma convexo/côncava do terreno e a curvatura horizontal que refere-se ao caráter divergente/convergente dos fluxos de matéria sobre o terreno. “As classes de curvaturas horizontais (convergente, planar ou divergente) e verticais (côncavo, retilíneo ou convexo) podem ser combinadas para fornecer indicação da forma do terreno” (SORDI, *op. cit.*) (Figura 12).

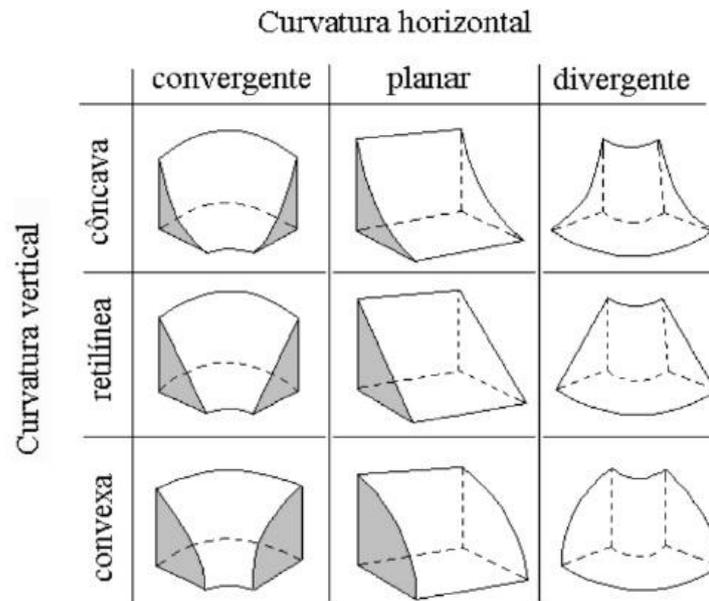


Figura 12: Formas de terreno a partir da combinação da curvatura horizontal e vertical. Fonte: Florenzano (2008 *apud* SORDI, 2014)

3.4. Depósitos sedimentares

De acordo com Dewolf (1983 *apud* QUEIROZ NETO, 2001), as formações superficiais “são materiais que recobrem a parte emersa da crosta, provenientes da alteração das rochas por intemperismo (físico, químico, biológico) e que podem ter sido remanejadas e/ou retrabalhadas sobre vertentes, superfícies de erosão, planícies fluviais, etc.”. Ou seja, como resultado de processos de intemperização e erosão, surgem os depósitos sedimentares superficiais que podem ser Terciários ou Quaternários.

Entretanto, o reconhecimento dos depósitos sedimentares constitui um desafio relacionado ao fato de seu caráter descontínuo e irregular de deposição (MOURA, 2012). Partindo-se desse pressuposto, utilizar-se-á os conceitos de **elúvios**, **colúvios** e **alúvios** no sentido de caracterizar os depósitos sedimentares superficiais associados ao Astroblema de Vista Alegre.

Por **elúvio** compreende-se o produto da alteração causada pela intemperização química sendo uma formação autóctone (CASSETI, 2005), ou seja, um material inconsolidado recobrendo as feições geomórficas oriundo da alteração da rocha *in situ* (RIBEIRO *et al.*, 2012) ou “configura um depósito de sedimentos oriundos da desintegração da rocha matriz, sem haver o transporte deste material detrítico; o sedimento intemperizado permanece no seu local de origem” (SUERTEGARAY, 2008). Ainda conforme Casseti (*op. cit.*) “muitas vezes o elúvio se constitui num manto bastante decomposto quimicamente, podendo encontrar-se

preservada a estrutura original da rocha”. Assim, os depósitos eluviais são ignorados em alguns trabalhos porque muitas vezes eles podem se confundir com depósitos de colúvios.

O termo **colúvio** designaria “qualquer depósito sedimentar, que se acumule ao longo de uma encosta em consequência do transporte gravitacional, a despeito do conteúdo original de água nesse material” (CORREA, 2002 *apud* MISSURA, 2005). Suertegaray (2008) ainda ressalta que “o material coluvial constitui depósito de base de vertente e tem composição granulométrica heterogênea”.

Já o termo **alúvio** ou **aluvião**, “constitui um depósito de material detrítico que foi transportado e depositado pelos rios” (SUERTEGARAY, 2008) ou “detritos ou sedimentos clásticos, carregados e depositados pelos rios. Este material é arrancado das margens e das vertentes, sendo levado em suspensão pelas águas dos rios que o acumulam em bancos, constituindo os depósitos aluvionares. São depósitos suspensos, que aparecem algumas vezes na vertente de um vale e constituem uma prova morfológica do afundamento do talvegue” (GUERRA e GUERRA, 2011).

Os **depósitos aluviais** são encontrados próximos aos canais fluviais em forma de terraços e várzeas, sendo mais retrabalhados que os depósitos coluviais (MISSURA, 2005), caracterizados por serem um “acúmulo de material carregado pelas águas dos rios” (GUERRA e GUERRA, 2011).

Paisani e Pontelli (2012) referem-se os **depósitos coluviais** como sendo “depósitos gerados e estabelecidos no ambiente de encosta, aplicado a uma variedade de depósitos resultantes tanto de movimentos quanto de escoamento laminar em diferentes zonas climáticas” e Guerra e Guerra (2011) ainda ressaltam que esses estão frequentemente localizados no sopé de uma encosta.

Os **depósitos fluviais** são compostos de “material transportado e acumulado pelos rios” (GUERRA e GUERRA, *op. cit.*).

Os **depósitos colúvio-aluvionares** contêm sedimentos oriundos de encostas remobilizados por movimentos de massa e/ ou escoamento laminar (colúvios) e sedimentos aluviais (MISSURA, 2005).

3.5. Geomorfologia estrutural

Na definição mais usualmente difundida da geomorfologia, veem-se afirmações como a que “geomorfologia leva em consideração as influências do substrato geológico na configuração do relevo em unidades morfoestruturais, como também das relações entre a

natureza das rochas e a ação intempérica resultando em unidades morfoesculturais” (MINEROPAR, 2006).

Ou seja, a geomorfologia é a área da ciência que estuda a gênese e a evolução das formas de relevo sobre a superfície terrestre, sendo essas formas resultantes de processos atuais e pretéritos ocorridos nas litologias existentes. Dentro da área científica, existe o ramo da geomorfologia estrutural, analisando a relação entre as formas de relevo e a composição geológica.

No caso da geomorfologia estrutural especificamente, existe a preocupação de associar o relevo à formação geológica, onde as estruturas geológicas influenciam diretamente o desenvolvimento do relevo.

3.6. Neotectônica

O controle estrutural de origem tectônica implica na influência das estruturas geológicas no desenvolvimento do modelado da paisagem, seja em estruturas ativas influenciando a paisagem atual ou em estruturas passivas de origem antiga interferindo diretamente na erosão diferencial (BIGARELLA, 2003).

Bigarella (*op. cit.*) expõe que os “aspectos tectônicos fornecem subsídios para reconstituir a evolução da paisagem inserindo-se em um quadro de evolução geomorfológica regional”. Expõe ainda que a “abordagem deste tema, a primeira vista complexa devido à dificuldade de obtenção de dados em áreas relativamente estáveis distintas das zonas orogênicas atuais, pode ser realizada através de estudos indiretos que podem caracterizar a área do ponto de vista morfotectônico”.

A primeira vez que se utilizou o termo neotectônica foi com o geólogo soviético V. A. Obruchev em 1948, que o definiu como “os movimentos da crosta terrestre que se instalaram durante os períodos do Terciário Superior (Mioceno e Plioceno) e do Quaternário, e que assumiram um papel decisivo na formação da topografia contemporânea” (SAADI, 1992).

A *International Union for Quaternary Research* (INQUA) utiliza a definição sugerida por Pavlides (1989 *apud* LIMA, 2000) “neotectônica é o estudo de eventos tectônicos jovens, que ocorreram ou ainda estão ocorrendo em uma região qualquer, após sua orogênese ou após o seu reajustamento tectônico mais significativo”. Entretanto, acrescenta-se ainda que “o início do período neotectônico depende das características individuais, de cada ambiente geológico” (SAADI, *op. cit.*).

Saadi (1992) coloca que a partir da definição em 1978 pelo INQUA do conceito de neotectônica, “estabeleceu-se o consenso de que os movimentos neotectônicos não seriam mais atrelados à concepção puramente verticalista, e de alguma maneira superficialista, que prevalecia em meios tanto geomorfológicos quanto geológicos. Passou-se então a considerar oficialmente todo o acervo de deformações de caráter rúptil e/ ou dúctil, que venham a ocorrer no período dito neotectônico”.

E quanto à delimitação do que seria esse “período dito neotectônico”, deve-se levar em consideração que as várias partes do globo terrestre estão submetidas a tensões diferenciadas referentes às diferenciações na evolução tectônica regionais.

Mendes *et al.* (2007) destaca que os esforços a que estão submetidas as regiões de bordas de placas e intraplacas são distintas. Nas regiões intraplacas, “os esforços na crosta são influenciados por fatores locais, como proximidade com a margem continental e a carga de sedimentos acumulada, além de descontinuidades pré-existentes que são reativadas” e que “essas estruturas do embasamento reativadas associam-se a zonas de cisalhamento brasileiras, com orientação ENE, geradas por um evento tectônico pós-colisional (HEILBRON *et al.*, 2000 *apud* MENDES *et al.*, *op. cit.*) e que se comportam como zonas de fraqueza preferencial (FERRARI, 2001 *apud* MENDES *et al.*, *op. cit.*)”.

3.7. Sistemas de drenagem

O estudo dos mananciais de água dentro do escopo de estudos da geomorfologia recebe um lugar de destaque, visto que a água é um dos principais agentes modeladores do relevo. Segundo Howard (1967), “a análise da drenagem pode fornecer pistas para as características estruturais não detectáveis por outros métodos”.

3.7.1. Padrões de drenagem

Por padrão de drenagem “compreende-se arranjo espacial dos canais fluviais em uma área, podendo ser influenciados por características geológicas, litológicas e geomorfológicas reinantes na região” (COELHO e MACEDO, 2013).

Existem alguns tipos de drenagem considerados básicos, como por exemplo, dendrítico, paralela, treliça, retangular, radial, anular, multibacia e contorcido. Recebem essa definição de padrões básicos porque facilmente pode-se distingui-lo de outros padrões básicos (HOWARD, 1967).

Há também padrões de drenagem modificados a partir dos padrões básicos, que seriam subdendrítica, pinulada, anastomosado, distributário, subparalela, colinear, treliça direcional, treliça recurvada, treliça de falha, treliça articulada, angular, centrípeta, etc.

Segue abaixo figura 13 apresentando os padrões geométricos básicos baseado em Howard (*op. cit.*).

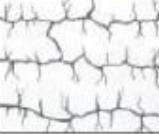
Morfologia do terreno	Padrão geométrico
	Dendrítico 
	Retangular 
	Treliça 
	Paralela 
	Radial centrifuga 
	Radial centrípeta 
	Anelar 

Figura 13: Padrões geométricos de drenagem básicos. Fonte: Adaptado de Andrades Filho (2010 *apud* VARGAS, 2012)

Ainda segundo Suertegaray (2008), existe o padrão irregular ou desarranjado ou desordenado, que “caracteriza-se por um padrão bastante complexo, sem a definição de um padrão específico. Esse tipo de drenagem é bem marcado nas planícies glaciais onde o degelo gera um padrão que mescla padrões de drenagem pré-glaciais e pós-glaciais”.

3.7.2. *Classificação de canais*

Para o IBGE (2009), “um único rio pode assumir diferentes formas em seu percurso, alternando vários tipos de canais segundo a relação dos parâmetros já citados”.

Chitale (1970 *apud* CUNHA, 2012) classifica os canais fluviais em canais únicos (reto, sinuoso, meandrante, tortuoso), em canais múltiplos (ramificado, anastomosado, reticulado, deltaico e labiríntico em trechos rochosos) e em canais transicionais entre os dois tipos anteriores. Entretanto, são considerados os canais fluviais retilíneos, anastomosados e meandranes.

Os canais retilíneos apresentam leito rochoso homogêneo que oferece igualdade de resistência à atuação das águas, podendo ser que sua existência esteja associada a controles tectônicos como linhas de falhas e fraturas, ou por encontrarem-se localizados em áreas de planícies de restingas controlados por cordões arenosos ou em planícies deltaicas (CUNHA, 2012).

Os canais anastomosados apresentam grande quantidade de carga de fundo que, conjuntamente com as variações das descargas, favorecem a formação de ilhas e barras arenosas que podem migrar lateralmente, subdividindo o canal em várias ramificações. Associados também à existência de contraste topográfico acentuado (CUNHA, 2012).

Os canais meandranes possuem um único canal, ocorrendo em áreas com gradiente topográfico moderadamente baixo, com cargas em suspensão e de fundo quase equivalentes, descrevendo curvas sinuosas semelhantes entre si. Nas margens côncavas, ocorre ação erosiva, provendo as margens convexas à jusante de sedimentos que dão origem a barras ou bancos de sedimentos (CUNHA, 2012).

A hierarquia fluvial “consiste em estabelecer um ordenamento na disposição dos canais para efeitos comparativos entre sub-bacias inseridas nos modelados”, sendo o “sistema de Horton (1945), modificado por Strahler (1952), atualmente o mais utilizado. Esse sistema assume os canais sem tributários como os de primeira ordem, estendendo-se desde a nascente até a confluência; os de segunda ordem surgem da confluência de dois canais de primeira ordem e só recebem afluentes de primeira ordem; os canais de terceira ordem surgem da

confluência de dois canais de segunda ordem, podendo receber afluentes de segunda e de primeira ordem, e assim sucessivamente” (IBGE, 2009) (Figura 14).

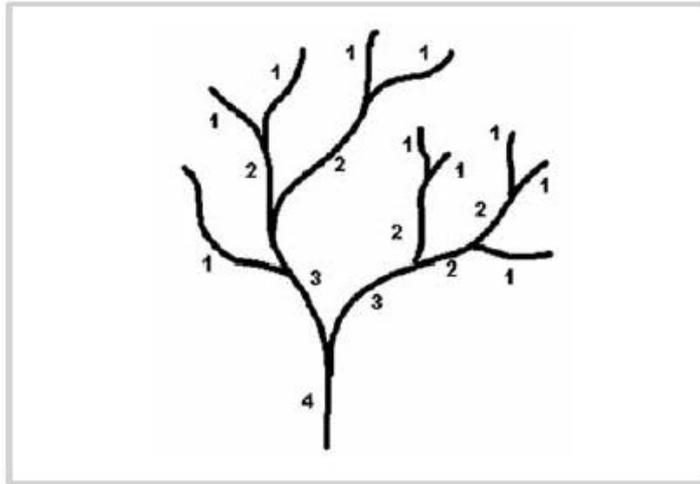


Figura 14: Determinação da ordem dos canais de drenagem proposta por Strahler (1952 *apud* CHRISTOFOLETTI, 1980)

Os canais fluviais também são classificados de acordo com a atitude dos mesmos ante às litologias em rios antecedentes, consequentes, subsequentes, obsequentes, ressequentes e insequentes.

Os rios antecedentes são rios contemporâneos aos episódios tectônicos. Os rios consequentes são determinados pela declividade do terreno, coincidindo com o mergulho das camadas. Os subsequentes são rios em que o sentido do fluxo é controlado pela estrutura rochosa, acompanhando zonas de fraqueza (falhas, juntas, etc.). Os obsequentes correm em sentido contrário ao mergulho das camadas. Os rios ressequentes fluem no mesmo sentido dos rios consequentes, nascendo em um nível topográfico mais baixo e desaguando em um rio subsequente tributário do rio consequente principal. Já os rios insequentes são independentes de qualquer conformação geológica visível.

3.7.3. Propriedades das redes de drenagem

Com o objetivo de analisar as formas da drenagem, observam-se as propriedades das redes de drenagem. Destacam-se padrões como a densidade de drenagem (relação entre o valor do comprimento total da rede de canais da bacia e sua área, refletindo a permeabilidade e nível de dissolução do substrato rochoso), a sinuosidade (consequência da relação entre comprimento do canal e distância em linha reta entre dois pontos, determinada pela litologia presente), a angularidade (ângulo entre o canal principal e os afluentes na área de confluência, fornecendo subsídios para a verificação de controle estrutural na drenagem), a assimetria (indicada através da comparação entre comprimento dos canais à direita e à esquerda do canal

principal da bacia hidrográfica, podendo ser a consequência da movimentação de blocos ou forma e disposição da litologia), o grau de controle e a tropia são propriedades que fornecem informações referentes à orientação estrutural que controla a drenagem, além de possíveis formas anômalas existentes (Figura 15) (VARGAS, 2012).

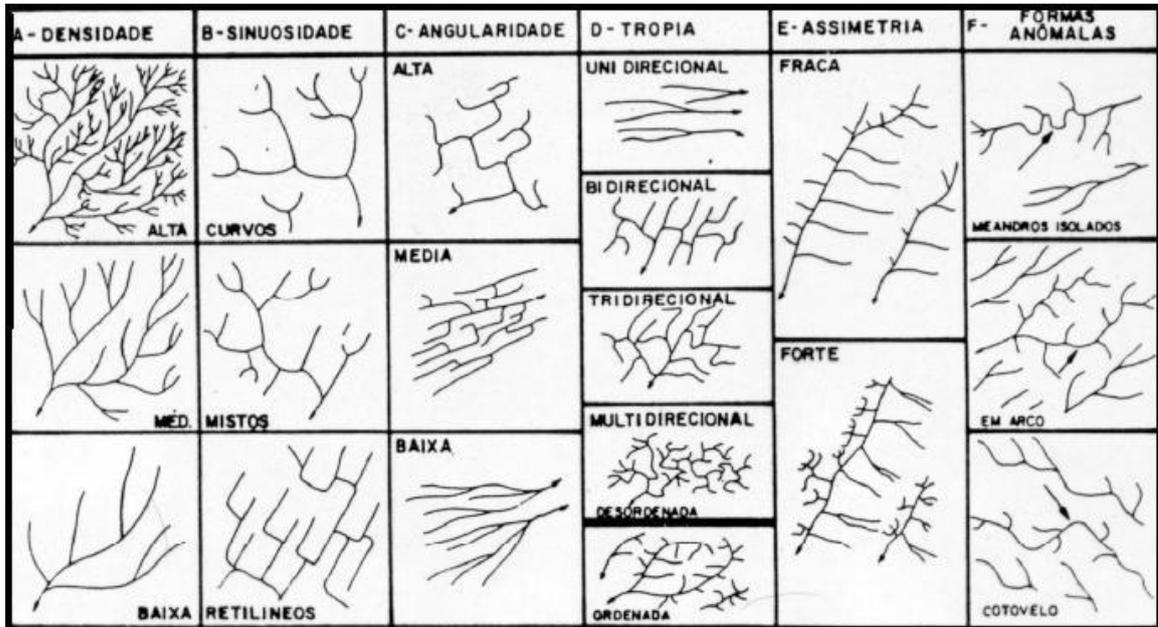


Figura 15: Propriedades da rede de drenagem. Fonte: Compilado de Soares e Fiori (1976 *apud* VARGAS, 2012)

Segundo VARGAS (*op. cit.*), o sistema de drenagem é um dos elementos mais sensíveis às modificações tectônicas, já que ao se alterar o nível de base de um curso d'água, as formas de relevo vão se remodelando pelo retrabalhamento desse sistema.

Situações em que há desvios bruscos nos canais fluviais, feições de alinhamento de meandros, terraços fluviais assimétricos, etc., indicam algum controle tectônico e são referidos na literatura geomorfológica como anomalias locais da drenagem (GONTIJO, 1999 *apud* VARGAS, *op. cit.*).

Segundo Howard (1967), uma anomalia de drenagem pode ser definida como um desvio local de drenagem regional ou de um padrão de fluxo, sugerindo desvios estruturais ou topográficos no plano regional, sendo que muitas anomalias estão localizadas ao longo dos canais individuais.

4. ANÁLISE FISIAGRÁFICA

4.1. Contexto geotectônico e estrutural do estado do Paraná

O Estado do Paraná está inserido em duas unidades geotectônicas principais, denominadas de Escudo Atlântico e Bacia Sedimentar do Paraná. O primeiro ocupando uma área menor localizada na parte leste do estado e a segunda ocupando a maior parte do território.

4.1.1. O Escudo Atlântico

O Escudo Atlântico aflora nas regiões do Litoral e Primeiro Planalto Paranaense, contendo rochas ígneas e metamórficas cujas idades variam do Arqueano (2,6 bilhões de anos) ao Paleozoico Inferior (450 milhões de anos), sendo que as rochas mais antigas – de alto grau metamórfico (granulitos) – situam-se na porção sudeste próximo ao litoral e as rochas de baixo grau metamórfico ocorrem na porção noroeste – correspondendo às rochas do Grupo Açungui (filitos, mármore, quartzitos, entre outras) (MINEROPAR, 2001).

As rochas que compõe o arcabouço geológico do território paranaense apresentam idade em um intervalo de 2,8 Ga até 570 Ma de anos, sendo formado por rochas magmáticas e metamórficas no embasamento da Plataforma Sul-Americana (MINEROPAR, 2001) (Figura 16).

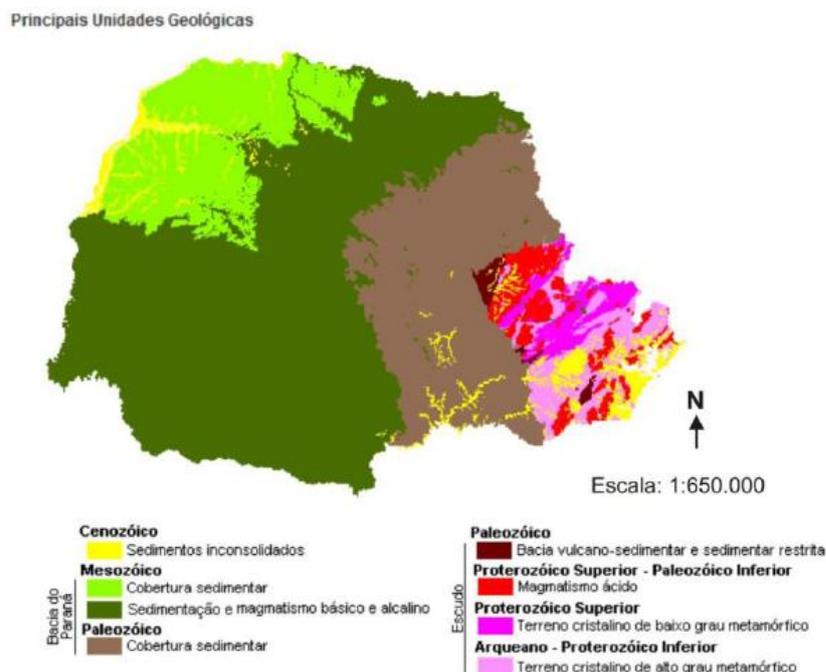


Figura 16: Principais unidades geológicas do Paraná. Fonte: MINEROPAR (2001)

4.1.2. Bacia Sedimentar do Paraná

Sendo uma bacia intracratônica (ou sinéclise) a Bacia Sedimentar do Paraná está assentada sobre a Plataforma Sul-Americana, do Ordoviciano (400 Ma) e se formou até o Cretáceo Superior (100 Ma), ocupando uma área de aproximadamente 1.500.000 km². Apresenta formato alongado no sentido NNE-SSW, composta por sequências sedimentares que atingem mais de 5.000m de espessura em suas porções centrais por conta da subsidência que a área da bacia sofreu (Figura 17).

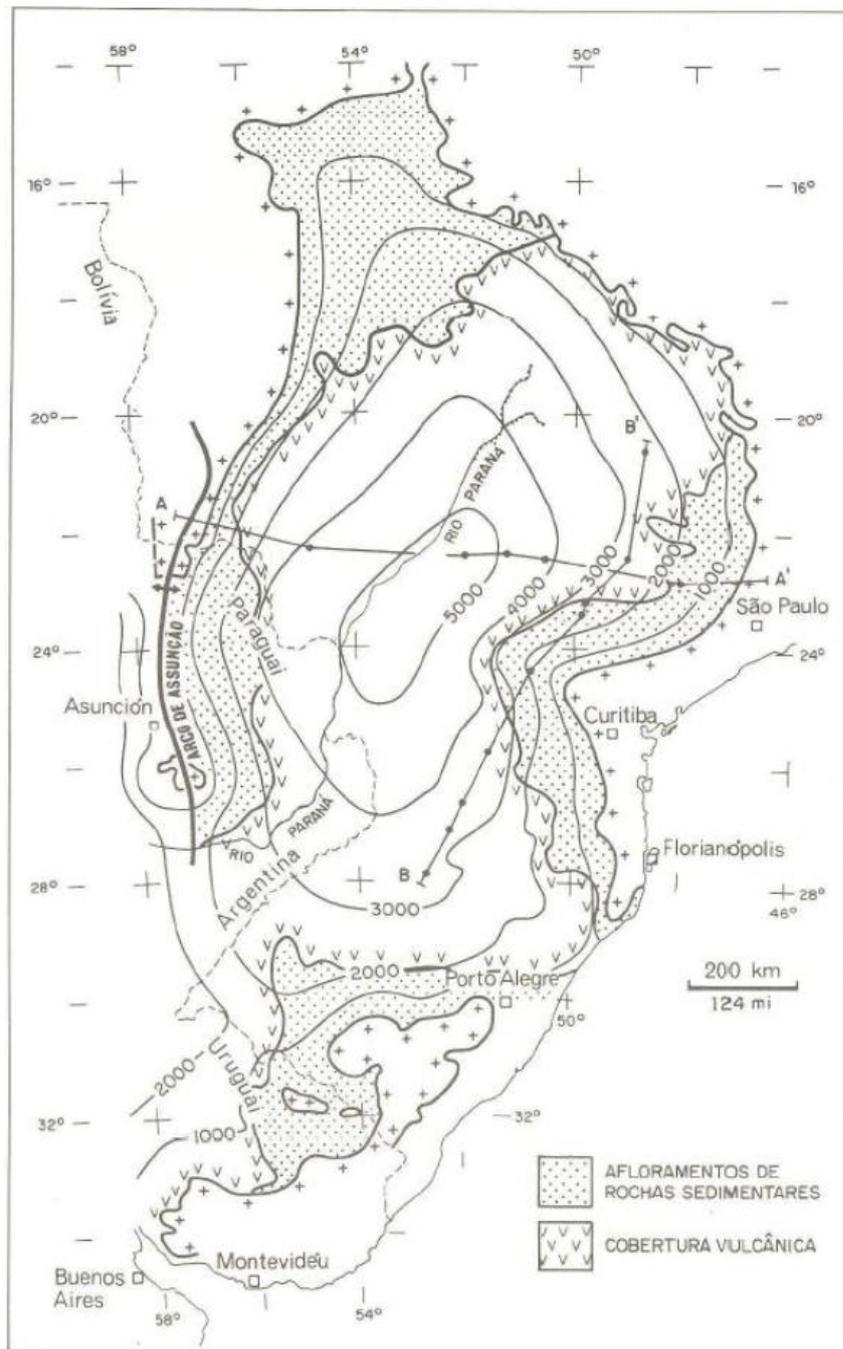


Figura 17: Mapa da espessura total do preenchimento da Bacia do Paraná (sedimentos e rochas ígneas pós-ordovicianas). Fonte: ZALÁN *et. al.* (1991)

Segundo Milani (1997 *apud* VARGAS, 2012), “a Bacia do Paraná constitui uma grande área de sedimentação Paleozoico-Mesozoica, estabelecida no Neo-Ordoviciano, sobre crosta continental estabilizada pelos processos geotectônicos ligados ao Ciclo Brasileiro”.

No Paleozoico, os depósitos sedimentares correspondem à grande feição de sedimentação marinha e litorânea, verificados principalmente no Segundo Planalto Paranaense, cuja sequência apresenta siltitos, conglomerados, arcósios e argilitos da Formação Camarinha, conjunto de rochas sedimentares e vulcânicas da Formação Guaratubinha, conjunto de rochas vulcânicas e sedimentares intercaladas do Grupo Castro, ambos de idade ordoviciano (MINEROPAR, 2001).

De idade devoniana, o Grupo Paraná contempla as Formações Furnas e Ponta Grossa. A Formação Furnas marca deposição em ambiente aluvial e litorâneo de arenitos médios a grosseiros e siltitos esbranquiçados. A Formação Ponta Grossa foi gerada por depósitos litorâneos e de plataforma, apresentando folhelhos, siltitos cinzentos com intercalações de arenitos muito finos e esbranquiçados (MINEROPAR, *op. cit.*).

O Grupo Itararé, de idade permiana, é composto pelas Formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul. A Formação Campo do Tenente foi formada por depósitos flúvio-glaciais, constituindo-se de arenitos avermelhados grosseiros, siltitos, ritmitos e diamictitos (arenitos Vila Velha e Lapa). A Formação Mafra formada por depósitos de planície litorânea e de plataforma periglacial, apresenta arenitos finos a grosseiros, esbranquiçados e amarelados, além de siltitos e ritmitos. A Formação Rio do Sul é formada em ambientes litorâneos de plataforma periglacial e deltaica, apresentando folhelhos e siltitos cinzentos dos membros Passinho e Guaraúna, além de arenitos esbranquiçados finos a médios, diamictitos e algumas camadas de carvão de Ribeirão Novo (MINEROPAR, *op. cit.*).

O Grupo Guatá compreende siltitos e arenitos, englobando as Formações Rio Bonito, Palermo, Irati e Serra Alta, ambas do Permiano Médio. A Formação Rio Bonito tem como ambiente gerador sistema flúvio-deltaico, costeiro a marinho raso com arenitos muito finos a grossos, e folhelhos, contendo localmente camadas de carvão e calcário. A Formação Palermo foi formada em ambiente marinho regressivo, constituída por siltitos arenosos, sendo que localmente ocorrem arenitos finos a médios no topo da unidade. A Formação Irati tem como ambiente de deposição um mar raso restrito, constituída por folhelhos negros, por vezes betuminosos, fossilíferos, intercalados com dolomitos e calcários. A Formação Serra Alta se originou em ambiente de mar raso e é composta por argilitos, folhelhos e siltitos fossilíferos (MINEROPAR, 2001).

O Grupo Passa Dois, compreende as Formações Teresina e Rio do Rasto do Permiano Superior. A Formação Teresina de origem continental flúvio-lacustre com influência de marés e é composta por siltitos e arenitos muito finos intercalados, com calcários fossilíferos subordinados. A Formação Rio do Rasto de ambiente continental flúvio-lacustre com influência marinha restrita, é composta por siltitos com intercalações de argilitos, arenitos finos e níveis carbonáticos (MINEROPAR, *op. cit.*).

A sequência Mesozoica no estado do Paraná inicia com o estabelecimento de condições ambientais continentais. No Jurássico, depositaram-se na Bacia os arenitos da Formação Piramboia, formada por arenitos esbranquiçados, amarelados e avermelhados, com granulação média a fina, siltico-argilosa e estratificação plano-paralela (SCHOBENHAUS *et al.*, 1984 *apud* FURUIE, 2006), indicando um ambiente de deposição fluvial.

Sob essas condições de continentalidade, identificam-se ambientes desérticos, desencadeando o processo de erosão responsável pela Formação Botucatu também no Jurássico, seguido do intenso vulcanismo que recobriu grande área da Bacia.

A Formação Botucatu é composta por arenitos avermelhados, com grãos quartzosos finos a médios, apresentando estratificações plano-cruzadas e acanaladas, refletindo um ambiente desértico de deposição eólica (paleodunas) associada a corpos d'água descontínuos (STRUGALE *et al.*, 2004).

Quanto às rochas basálticas da Formação Serra Geral, segundo Furuie (2006), “determinações geocronológicas pelo método $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ conduzidas por Mantovani *et al.* (1993) estabeleceram dois breves intervalos para a ocorrência do magmatismo, respectivamente de 138-135 Ma e de 133-128 Ma, ambos no Cretáceo Inferior”. Recobrem 75% da área da Bacia do Paraná, sendo que a “sequência de derrames da Formação Serra Geral, como citado em Milani (2004) beira os 2.000 metros no depocentro das lavas, situado na região do Pontal do Paranapanema” (FERNANDES *et al.*, 2010).

Nardy *et al.* (2002 *apud* FERNANDES *et al.*, *op. cit.*) propõem três unidades litoestratigráficas para a Formação Serra Geral, denominadas de Unidade Básica Inferior, Membro Palmas e Membro Chapecó, que Nardy *et al.* (2011) apresenta como três tipos petrográficos principais: “o primeiro deles, majoritário, corresponde ao do basalto que se apresenta predominantemente com textura intergranular e suas variações (intersertal, hialofítica, etc.). Os outros dois são representados por rochas de natureza ácida, denominados de Palmas (ATP) e Chapecó (ATC), sendo as do primeiro grupo maciças e afíricas e as do segundo, porfiríticas”.

A Bacia Sedimentar do Paraná forma extensas superfícies monoclinais, marcadas por uma tectônica de arqueamento e falhamento que teria orientado o sistema de drenagem.

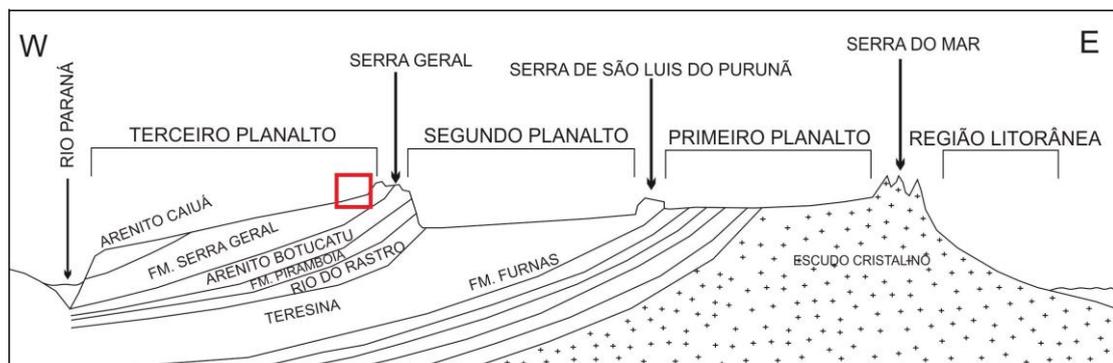
4.1.3. O Cenozoico do Paraná

O cenozoico é marcado em território paranaense por coberturas sedimentares inconsolidadas. Vargas (2012) detalha que “o processo formador é hidráulico-deposicional, fluvial no interior do continente, condicionado às calhas de drenagem dos rios e planícies de inundação, e marinho e deltaico na faixa litorânea. Depósitos de terraço aluvionares mais antigos passam com o avanço do processo erosivo a constituírem paleoterraços em posição topográfica superior às aluviões mais recentes. Depósitos colúviais ocorrem localmente em encostas e são provenientes de movimentos de massas”.

4.2. Contexto geomorfológico do estado do Paraná

Para Maack (1947), a característica que mais destaca a fisionomia da superfície do estado do Paraná é a separação em duas regiões naturais a partir do pedestal cristalino ou Serra do Mar. As duas regiões seriam a região litorânea e o planalto do interior, que mergulha suavemente para NW. W e SW. Planalto esse, que em sua maior porção, abrange parte da Bacia Sedimentar do Paraná.

O Estado do Paraná apresenta compartimentação geomorfológica onde se destacam planaltos escalonados com caimento para oeste-noroeste, separados por escarpas que formam verdadeiros degraus topográficos. De leste para oeste tem-se a Planície Costeira, a Serra do Mar, o Primeiro Planalto Paranaense (ou Planalto de Curitiba), o Segundo Planalto Paranaense (ou Planalto de Ponta Grossa), e o Terceiro Planalto Paranaense (ou Planalto de Guarapuava), o qual se estende às margens do Rio Paraná (Figura 18).



Localização da área do Astroblema de Vista Alegre

Figura 18: Perfil esquemático do relevo do Paraná, com localização pontual da posição do astroblema de Vista Alegre. Adaptado de THOMAZ (1984).

O Litoral abrange porções do complexo cristalino com as enseadas de ingressão, regiões de entulhamento marinho e terrestre e as planícies de aluvião. A Serra do Mar constitui uma serra marginal que se eleva de 500 a 1000 metros sobre o nível geral do Primeiro Planalto (MAACK, *op. cit.*).

O Primeiro Planalto ou Planalto de Curitiba, entre a Serra do Mar e a escarpa devoniana, com altitudes entre 850 e 950 metros, apresenta-se com relevo suave ondulado em planícies de sedimentos fluviais do quaternário recente, jazendo sobre rochas cristalinas (MAACK, *op. cit.*).

O Segundo Planalto ou Planalto de Ponta Grossa, limitado a leste pela escarpa devoniana e a oeste pela escarpa triássico-jurássica, apresenta planos de declive suavemente abaulados, com suave inclinação para oeste (MAACK, *op. cit.*).

Já o Terceiro Planalto ou Planalto de Guarapuava, é constituído pelos blocos planálticos de Cambará-São Jerônimo da Serra, Apucarana, Campo Mourão, Guarapuava e Palmas. Representa a região dos grandes derrames de lavas básicas do vulcanismo gondwânico. Assentado sobre essas rochas afloram os arenitos de ambiente flúvio-eólico da Formação Caiuá, de idade Cretácea. Por apresentarem graus de resistência diferenciados à erosão, as rochas basálticas manifestam no relevo formas escalonadas (degraus), além de morros com topo aplainado e vertentes íngremes (MAACK, 1947; 1968).

4.3. Caracterização bioclimática e pedológica regional

De acordo com a classificação de Köppen, na Mesorregião Sudoeste do Paraná – onde se insere o Astroblema de Vista Alegre – ocorre o clima subtropical úmido mesotérmico (Cfa), apresentando verões quentes, geadas pouco frequentes no outono e inverno, e chuvas em todos os meses do ano, porém com tendência a concentração nos meses de verão (CAVIGLIONE *et al.*, 2000).

A cobertura vegetal da região é a Floresta Ombrófila Mista ou como também é conhecida, Mata das Araucárias (MAACK, 1968). Os desmatamentos ocorridos, decorrentes do atual uso do solo agrícola e da exploração seletiva de espécies vegetais de interesse econômico como a Araucária, por exemplo, determinaram uma redução na área de florestas.

A alteração das rochas basálticas da Formação Serra Geral, associada ao clima da região, deu origem a solos espessos como os latossolos ocupando áreas mais planas e suavemente onduladas em posição mais alta na vertente, bem como a formação de nitossolos

em média vertente. Nas áreas com maiores declividades ou próximas aos canais fluviais, ocorrem solos rasos, como os Neossolos litólicos, muito suscetíveis à erosão (BHERING *et. al.*, 2007).

A região de Coronel Vivida faria parte da Região de Paisagem Natural da “zona caracterizada pela situação da cidade de Palmas” (MAACK, 1968) do Terceiro Planalto Paranaense. Com base no mapeamento de relevo realizado pelo IBGE (2006), a área em que ocorre o Astroblema de Vista Alegre, faz parte do Planalto das Araucárias, enquanto que segundo a MINEROPAR (2006), a área situa-se no Planalto de Francisco Beltrão. Também está situada na Subprovíncia Paraná Central delimitada pelos lineamentos dos rios Piquiri e Uruguai (FURUIE, 2006).

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1. Contexto geológico e geomorfológico do astroblema e áreas adjacentes

A região em que se situa o astroblema está embutida no Terceiro Planalto Paranaense de Maack (1968), fazendo parte do Planalto Meridional Brasileiro, onde ocorrem os derrames vulcânicos da Formação Serra Geral (PAISANI *et al.*, 2008).

O Terceiro Planalto Paranaense é representado por extensos espigões levemente ondulados com vertentes convexas, longas e de baixa declividade. Apresenta baixa dissecação, exceto em áreas em que o retrabalhamento erosivo dos rios determinou a formação de vales profundos com entalhamento nas cabeceiras dos principais sistemas fluviais.

De acordo com a classificação do Atlas Geomorfológico do Paraná (Figura 19) apresentado pela MINEROPAR (2006), o astroblema de Vista Alegre está inserido na carta topográfica de Guaraniaçu. O setor estudado apresenta áreas contidas no compartimento do Planalto do Alto/ Médio Piquiri e no Planalto de Francisco Beltrão.

O **Planalto do Alto/ Médio Piquiri** segundo MINEROPAR (2006), “situada no Terceiro Planalto Paranaense, apresenta dissecação média e ocupa uma área de 4.626,01 km², que corresponde a 28,04% desta Folha. As classes de declividade predominantes estão entre 12-30% em uma área de 1.696,26 km²; menor que 6% em uma área de 1.651,53 km² e entre 6-12% em uma área de 916,97 km². Em relação ao relevo, apresenta um gradiente de 620 metros com altitudes variando entre 360 (mínima) e 980 (máxima) metros sobre o nível do mar. As formas predominantes são topos alongados e isolados, vertentes convexas e convexo-côncavas e vales em ‘U’ aberto. A direção geral da morfologia é NE/SW, modelada em rochas da Formação Serra Geral”.

O **Planalto de Francisco Beltrão** “situada no Terceiro Planalto Paranaense, apresenta dissecação média e ocupa uma área de 2.240,16 km² que corresponde a 13,58% desta Folha. As classes de declividade predominantes são menores que 6% em uma área de 909,07 km² e classe entre 12-30% em uma área de 737,56 km². Em relação ao relevo apresenta um gradiente de 520 metros com altitudes variando entre 340 (mínima) e 860 (máxima) metros sobre o nível do mar. As formas predominantes são topos alongados, vertentes convexas e vales em ‘V’ aberto, modeladas em rochas da Formação Serra Geral” (MINEROPAR, 2006).

Entretanto, pode-se afirmar que a maior parte do astroblema está contido em áreas do Planalto de Francisco Beltrão.

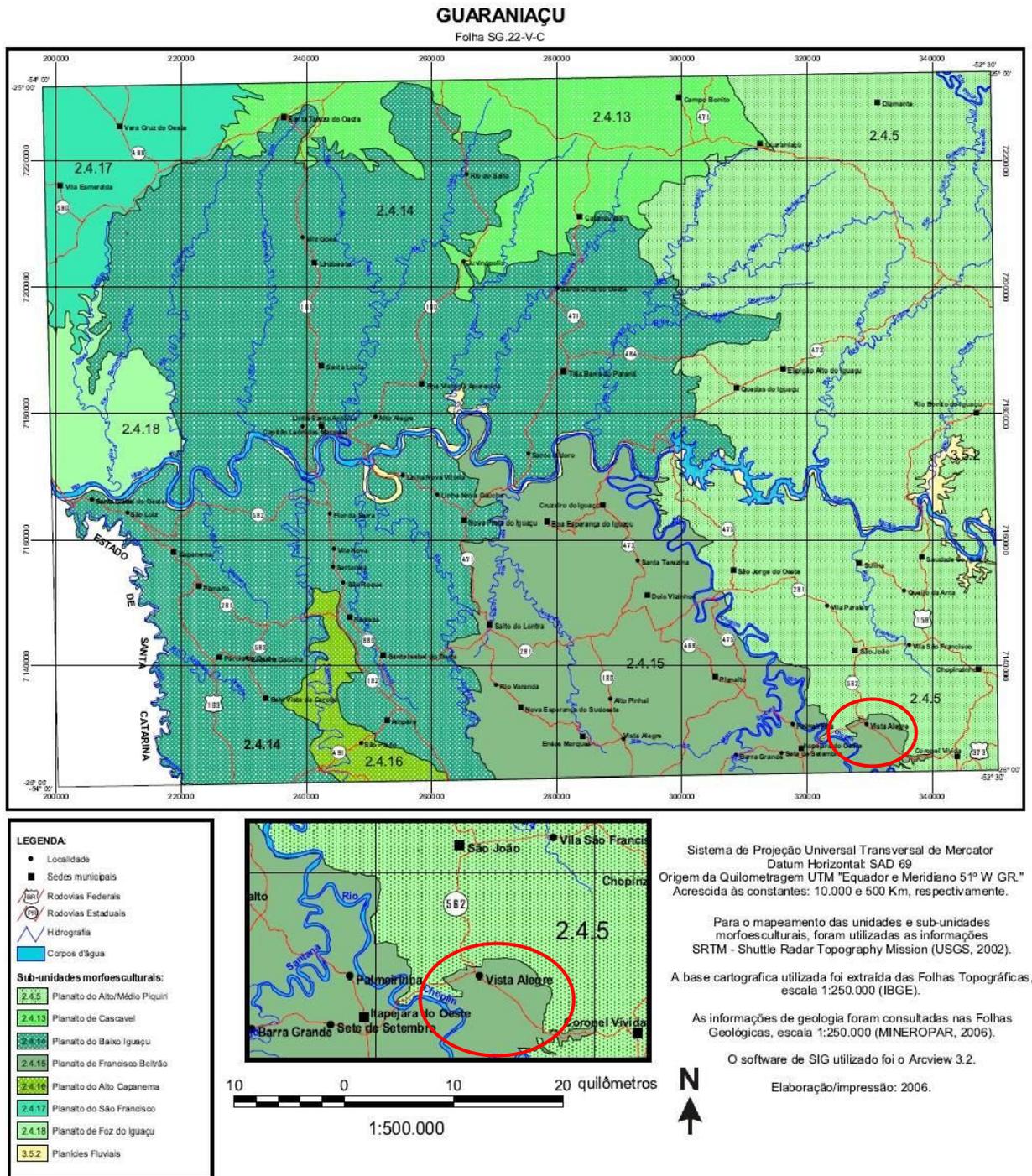


Figura 19: Recorte das unidades de relevo regional com a localização do astroblema de Vista Alegre. Fonte: Adaptado de MINEROPAR (2006).

Paisani *et al.* (2008b) apontam que “a paisagem geomorfológica dessa área é dominada pelas seguintes formas de relevo: a) topos tabulares suavemente ondulados, devido a presença de cabeceiras de drenagem e depressões fechadas; b) patamares extensos e curtos, sendo os últimos caracterizados como degraus estruturais (Paisani *et al.*, 2008a); d) vales com segmentos ora fechados, em canyon, ora abertos, constituindo alvéolos; e) rios com

meandros estruturais; f) encostas na maioria convexas; g) canais conectados e desconectados à rede hidrográfica; e h) relevos residuais (mesetas)”.

O Astroblema de Vista Alegre provavelmente se formou após o término dos derrames das rochas da Formação Serra Geral que compõe a litologia regional e de grande parte da estrutura do astroblema (Figura 20). Portanto, considerando as relações estratigráficas, pode-se situar a formação do astroblema no Cretáceo, sendo que eventos tectônicos e possivelmente paleoclimáticos posteriores, aplainaram o relevo e desalinham cristas de serra, levando a deformação da morfologia da cratera.

As estruturas regionais apresentam uma nítida influência do astroblema, na qual a feição radial original apresenta cerca de 20 quilômetros de diâmetro, deformando as litoestruturas e gerando lineamentos curvos limitando blocos com adernamento aparente para todas as direções a partir do centro da cratera (Figura 20-A e 20-B).

As curvaturas dos lineamentos coincidem com as curvaturas do astroblema, formando sistemas paralelos, enquanto outros lineamentos apresentam curvaturas em sentido oposto ao da cratera. No primeiro caso, o paralelismo não é perfeito, podendo indicar movimentações posteriores das estruturas, o que é corroborado pelos principais lineamentos positivos que formam cristas de serra (Figura 20-A e 20-B).

A deformação da morfologia original da cratera é sintomática, principalmente na parte nordeste da mesma. Nesse local um alinhamento de serra, zona interfluvial dos rios Iguaçu e Chopim, de direção NW-SE, cruza o astroblema emprestando a este um aspecto achatado. O desalinhamento da crista de serra por falha de direção NE-SW, pode indicar movimentos com transcorrência sinistral no processo de deformação das estruturas durante o Cenozoico (Figura 20-B e 20-C).

As estruturas e o padrão hipsométrico do relevo (Figura 20) permitem setorizar regionalmente as áreas adjacentes ao astroblema em três Domínios Morfoestruturais (DM), com padrão bem definido de direção NW-SE, condizente com as principais linhas interfluviais regionais. O DM 1 corresponde ao domínio situado na parte nordeste, cuja característica principal é a elevada densidade de lineamentos negativos e cristas de serra alinhadas (lineamentos positivos), com indicação de cristas deslocadas. O DM 3 está situado no extremo sudoeste e corresponde ao compartimento mais elevado e com a menor densidade de drenagem. O DM 2 está representado pelo setor central, onde se encontra o astroblema, propriamente dito. Corresponde a um setor deprimido, com menores altitudes e que sofreu influência de movimentos transcorrentes sinistrais do DM 1.

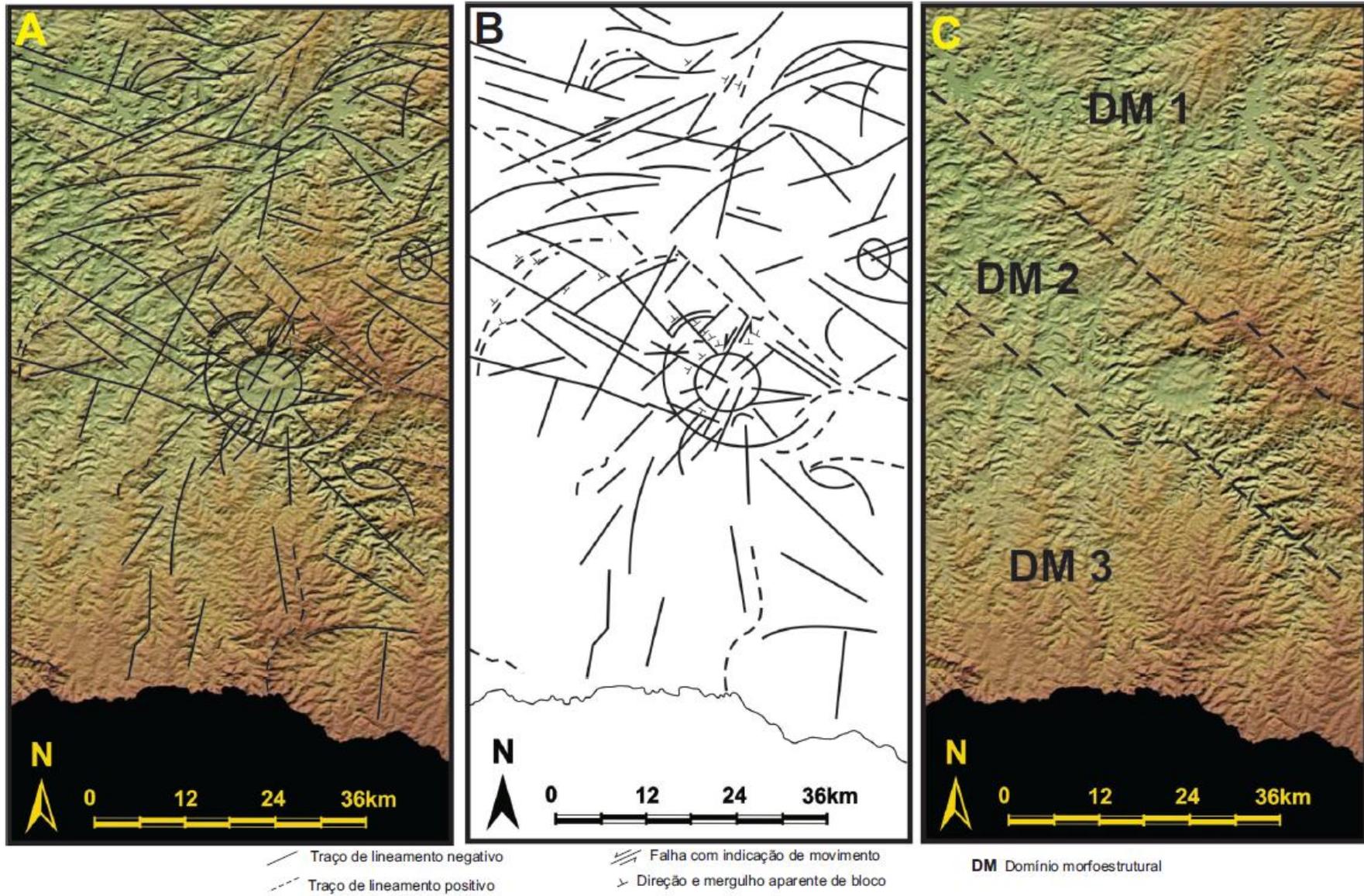


Figura 20: Estruturas regionais

5.2. Caracterização geológica do astroblema

Foram verificados pontos em campo, nas quais pode-se observar as rochas que compõem a área estudada (Figura 21).

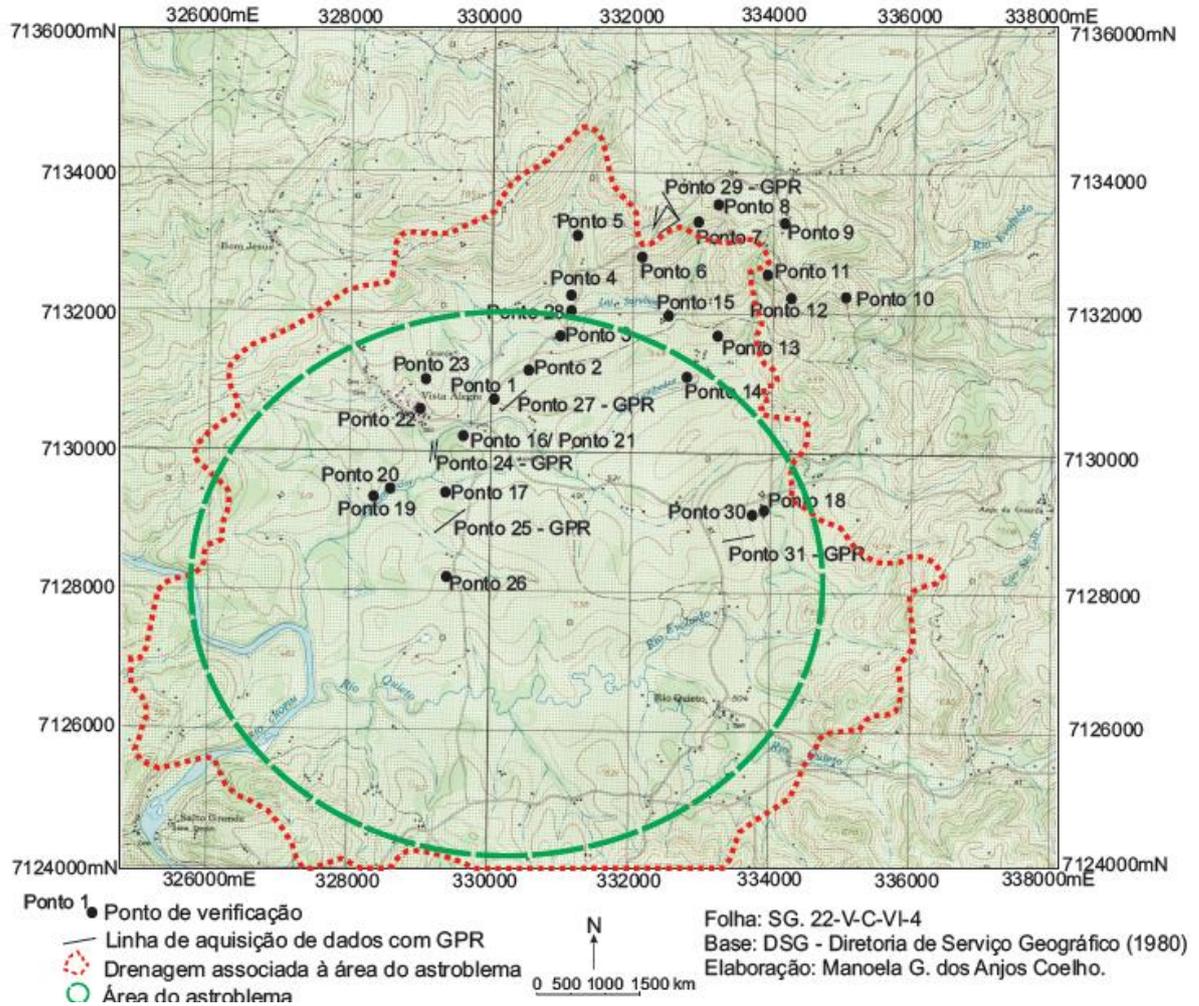


Figura 21: Localização dos pontos de verificação em campo

As rochas que compõem a Formação Serra Geral são ígneas básicas (Figura 22). Na área de estudo ocorrem as rochas básicas, ocupando a maior parte do setor estudado, desde a periferia da cratera até parte da depressão central.

Os basaltos toleíticos de coloração cinza-escuro com textura afanítica a fanerítica fina, foram diferenciados nas bordas do astroblema em quatro ou cinco derrames sobrepostos (FURUIE, 2006). Isso está provavelmente associado ao fato dos derrames apresentarem pulsos de liberação de lava, caracterizados por apresentar no topo basalto amigdaloidal e abaixo um nível colunar, horizontal e vítreo (com maior composição de sílica) respectivamente. Além de áreas com veios de quartzo (Figura 23).

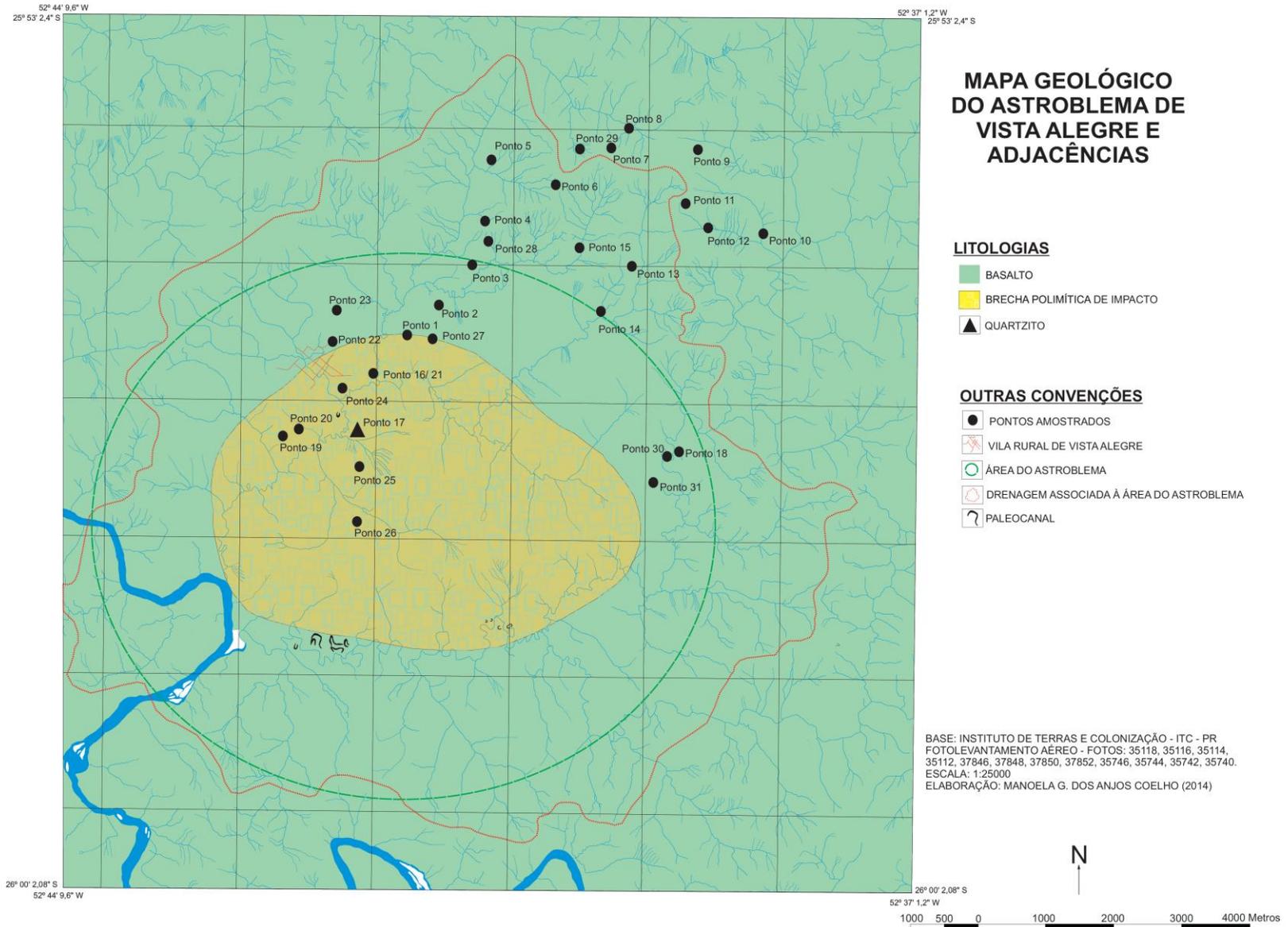


Figura 22: Mapa geológico do astroblema de Vista Alegre e adjacências

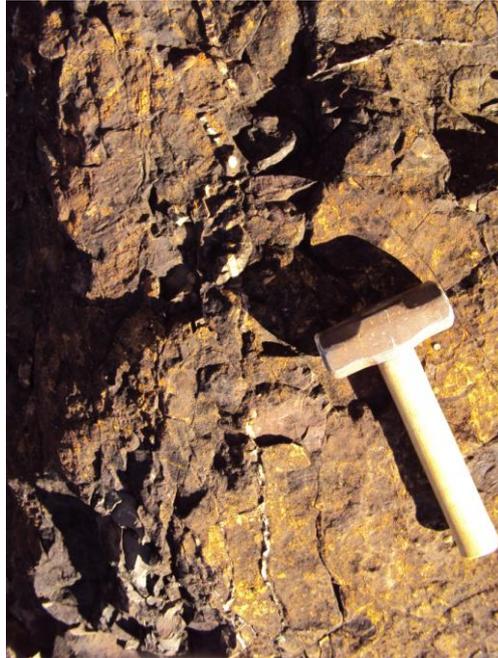


Figura 23: Afloramento em pedreira de basalto com família de fraturas subhorizontais apresentando veios de quartzo e outros minerais

Os basaltos, como os observados no ponto 4 (Figuras 21 e 22) podem ocorrer intensamente fraturados. O afloramento nesse ponto encontra-se associado a rupturas de vertente convexa (Figura 24) e associado à fratura de padrão radial. A rocha apresenta cor N3 (*dark grey*) segundo a escala de *Moss*, de caráter básico, não apresentando evidências de juntas de resfriamento, mas forma um padrão de faturamento que individualiza blocos retangulares predominantemente de até 10 centímetros de largura e até 30 centímetros de comprimento. As fraturas são fechadas (sem preenchimento) e formam sistemas sem um padrão definido, evidenciando um cisalhamento local sem redeposição.

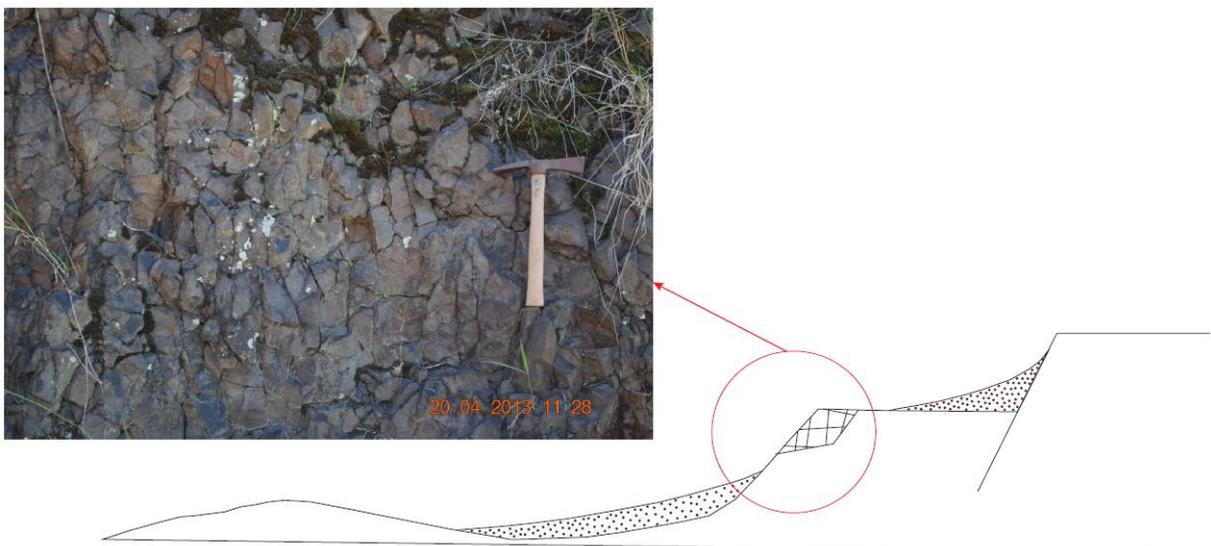


Figura 24: Localização do perfil com basalto cisalhado

No setor abaixo na vertente (Ponto 5 das figuras 21 e 22) encontra-se uma pedreira abandonada (Figura 25), em que foi identificado um afloramento de basalto com famílias de fraturas sub-horizontais, apresentando padrão de faturamento em sistemas conjugados de direções diversas e associadas ao cisalhamento de impacto.

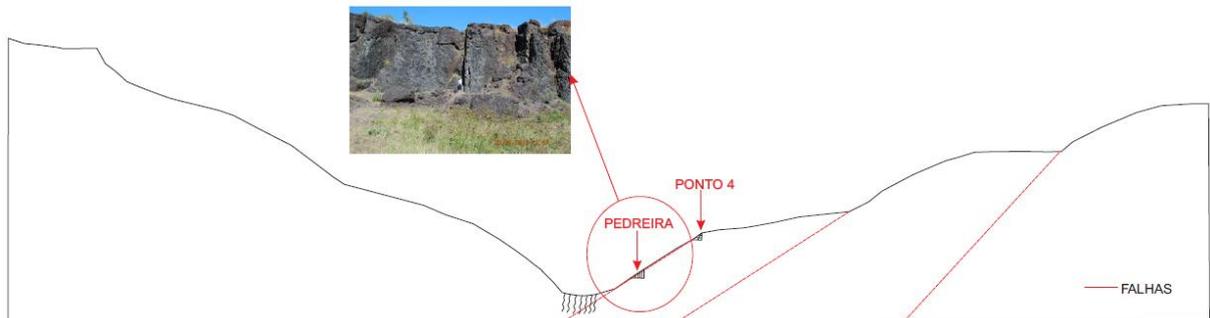


Figura 25: Posição dos pontos amostrados em relação à vertente

Nesse afloramento foram averiguadas estrias de falha, presença de espelho de falha sub-horizontal marcado por veio de quartzo paralelo com orientação horizontal de sílica (Figura 26) e presença de ressaltos, indicando transcorrência sinistral de direção 121° subvertical.



Figura 26: Espelho de falha em pedra de basalto

Ainda na pedreira (Figura 25), ocorre sistema de falhas paralelas de direção 140° /subvertical, apresentando estrias horizontais e ressaltos que indicam movimento transcorrente sinistral, sendo essa fratura padrão paralela à borda da cratera, mostrando também fraturas diagonais em ziguezague, evidenciando movimento transcorrente com componentes normais.

No ponto 15 (Figuras 21 e 22), verificou-se outra pedreira de basalto, onde as famílias de fraturas geram blocos colunares de aproximadamente 10 centímetros de largura com película de óxido de manganês (Figura 27), apresentando planos estriados com transcorrência com componente normal de direção¹ $62^\circ/66^\circ$ SE e direção² $85^\circ/66^\circ$ SE e também apresentando estrias impressas no óxido de manganês, indicando transcorrência com componente normal e sinistral.



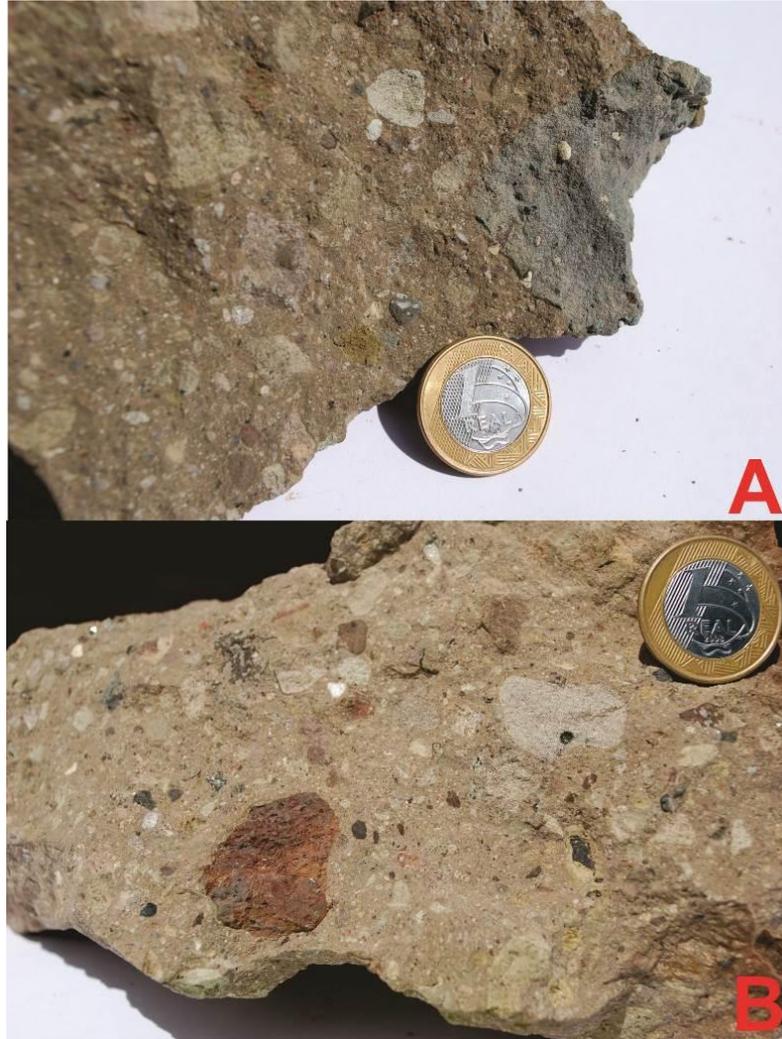
Figura 27: Afloramento de basalto com famílias de fraturas em blocos colunares

Na zona central do astroblema ocorrem, junto a colinas, brechas polimíticas e quartzitos (Figura 22), cujas relações de contato com o basalto é de difícil observação no campo, mas que pode ser deduzido considerando atribuição genética adotada para a feição radial, objeto desse estudo.

A presença de brecha de impacto polimítica está associada à área de colisão do corpo impactante. Encontram-se distribuídas na parte central do astroblema, cujos afloramentos são visíveis próximos aos canais fluviais dessa área, que segundo Furuie (2006), “onde se pode observar que as brechas formam uma camada aparentemente contínua, subjacente a uma camada de solos relativamente delgada (entre 1 e 3 metros). É precisamente esta camada de solos que parece recobrir as brechas em todo o interior da cratera, aparentemente indiferenciada dos solos que recobrem os basaltos”. Observou-se sua ocorrência entre as cotas de 460 e 500 metros (pontos de verificação P16, P18 e P19b, cujas cotas altimétricas são respectivamente 464 metros, 490 metros e 474 metros) (Figura 22).

As brechas são recobertas por um nível de manto de alteração em todo o interior da cratera, aparentemente indiferenciada dos solos que recobrem os basaltos. Podem ser identificadas entre as cotas de 460 e 500 metros (pontos de verificação 16, 18 e 19, cujas cotas altimétricas são respectivamente 464 metros, 490 metros e 474 metros) (Figura 22).

A brecha polimítica apresenta coloração acinzentada e clastos desde tamanhos milimétricos até alguns com mais de 20 centímetros de diâmetro; angulosos e granulometricamente pobremente selecionados, indicando deposição caótica e rápida, condizente com a natureza polimítica e a baixa ocorrência de feições de choque nestas rochas (Figura 28). Apresenta clastos de composições diferentes, incluindo fragmentos de arenitos e basaltos, pode estar relacionada a um possível soerguimento das unidades litoestratigráficas localizadas abaixo dos basaltos da Formação Serra Geral (arenitos das Formações Botucatu e Piramboia), possivelmente relacionado ao processo de soerguimento de um núcleo central.



Figuras 28: A e B) Amostras de brechas polimíticas onde podem ser observados clastos de diferentes tamanhos e natureza

Já a presença de quartzito carece de melhor investigação, podendo estar associado ao soerguimento dos arenitos da Formação Botucatu e Piramboia por ocasião do impacto. Apresentando cor branca, “exibindo forte catáclase e ocorrendo na forma de blocos de dimensões sub-métricas, encontrados em meio aos solos residuais” (CRÓSTA *et al.*, 2011).

Os quartzitos foram encontrados em uma área próxima ao centro do astroblema, apresentando-se como rochas esbranquiçadas (Figura 29). “Ainda assim a natureza dessas ocorrências é incerta, pois ocorrem como blocos, sem indicação sobre sua ocorrência *in situ* ou se teriam sido transportados” (FURUIE, 2006).



Figura 29: A e B) Amostras de quartzito

Na área central do astroblema, foram encontrados cones de estilhaçamento ou shatter cones (Figura 30) impressas em brechas polimíticas, indicando que as rochas-alvo foram submetidas a tensões diferenciais, tornando-se rochas para-autóctones que originaram essas feições e que, posteriormente, sofreram algum tipo de colapso, sendo retrabalhadas e compondo por fim, as brechas encontradas e interpretadas como material alóctone.



Figura 30: Amostra de brecha polimítica com presença de cones de estilçamento

5.3. Análise geomorfológica do modelado do astroblema

O astroblema apresenta-se como uma estrutura depressional quase circular de 9,5 quilômetros de diâmetro, contendo bordas íngremes com desníveis de mais de 150 metros, excetuando-se as bordas sul e sudoeste. Ao se observar o mapa hipsométrico da área (Figura 31), fica nítido o desnível apresentado do astroblema em relação às áreas circunvizinhas.

A região circunvizinha à estrutura de impacto de Vista Alegre compreendida pelos Planaltos do Alto/ Médio Piquiri e de Francisco Beltrão, é visualizada à norte, nordeste, leste e em parte sudeste do astroblema.

As principais altitudes da área estudada estão localizadas nas extremidades N, NE e ENE, onde atinge altitudes maiores que 800 metros (Figura 31), configurando a característica geral do relevo regional, de topos alongados e isolados, vertentes convexas e convexo-côncavas e vales em U aberto.

As menores cotas altimétricas, entre 440 e 520 metros, são verificadas no interior do astroblema, associadas às colinas suaves a onduladas e com vales fluviais pouco profundos dos afluentes do rio Chopim que drenam a área.

Quanto à declividade, observou-se que na área compreendida pelo astroblema, as declividades predominantes foram de 0 a 8%, indicando um relevo plano a suave ondulado. As áreas fora do limite do astroblema apresentam características de um relevo forte ondulado a dissecado, condizentes com as características regionais (Figura 32).

Na área estudada é possível distinguir dois modelados de relevo principais, o de dissecção e o de acumulação. O modelado de dissecção está presente nas três unidades geomorfológicas identificadas, mas predominando nos setores mais altos do relevo, a saber, a N, NE, E e SE, onde as altitudes variam entre 700 e 880 metros, formando colinas de vertente convexas, topos convexas e planos e, relevo em escadaria provavelmente associados aos níveis diferenciados de derrames basálticos. As altitudes variam de 640 metros nas bordas do astroblema a 880 metros nas áreas circunvizinhas à estrutura de Vista Alegre (Figura 31), onde a declividade varia nas bordas entre 8 e 75% (Figura 32), configurando desde áreas de relevo suave ondulado a áreas com declividade montanhosa, onde se verificam os degraus estruturais encontrados nas bordas do astroblema. Nesse sentido, somente a borda oeste da estrutura de impacto não corresponde a tal constatação, muito provavelmente tendo sido aplainada devido à superimposição da drenagem, comandada pelo canal do rio Chopim.

O modelado de acumulação está representando no sopé das vertentes e nos fundos dos vales. A característica geomórfica principal é representada pelas colinas baixas entremeadas por fundos de vale rasos, apresentando altitudes entre 440 e 600 metros (Figura 31),

modeladas tanto a partir de rochas basálticas da Formação Serra Geral, bem como de brechas de impacto meteorítico e recobertas por depósitos fluviais, coluviais e colúvio-aluviais indiferenciados. As declividades predominantes variam entre 0 e 45% (Figura 32).

A morfologia da área apresenta inclinação para oeste e sudoeste em direção da calha do rio Chopim.

Nas áreas onde o relevo se apresenta mais dissecado correspondente ao modelado de dissecação, a rede de drenagem apresenta padrão que varia de sub-dendrítico a sub-retangular nas áreas próximas às bordas do astroblema, formando vales encaixados tanto nos sopés de vertentes convexas, como côncavas (Figura 33 e 34).

Vales suspensos foram mapeados onde há degraus no relevo ou níveis embutidos, principalmente a nordeste da área.

Os vales de fundo chato ocorrem em áreas de basalto, em áreas abertas e planas, portanto de baixo fluxo de energia da drenagem, identificados nas três unidades geomorfológicas (Figura 34).

A porção Norte caracteriza-se por ser uma área de transição entre duas unidades geomorfológicas, apresentando padrão de drenagem radial centrípeta próximo às bordas do astroblema, com aparecimento de depósitos coluviais e colúvio-aluvial indiferenciado onde ocorre o padrão dendrítico. Já na porção Nordeste, a ocorrência desses depósitos é menor devido à característica das formas de relevo na área – topos alongados e vertentes compostas de sequências de segmentos convexas e côncavas. Nessa área, a drenagem caracteriza-se por apresentar padrão retangular a sub-retangular.

Nas baixas vertentes do modelado de dissecação, de forma restrita às porções Leste e Sudeste, ocorrem depósitos coluviais e colúvio-aluviais indiferenciados associados à vertentes côncavas, que se estendem até os fundos dos vales (Figura 34).

As rupturas de declive – convexa e côncava – estão presentes nas três unidades geomorfológicas mapeadas. Entretanto, nas porções mais elevadas da área estudada fica evidente a ocorrência desses tipos de formas associadas, ocorrendo como degraus ou patamares de uma mesma vertente, seja nas bordas do astroblema, como nas áreas mais dissecadas do relevo. Nesse caso, na porção Nordeste da área estudada, observou-se uma sequência de até seis rupturas até o fundo de vale (Figura 34), configurando assim, um relevo em degraus, podendo estar associados à diferença de resistência dos derrames basálticos presentes na região. Tal constatação também pode ser observada nas bordas do astroblema, conforme observado na figura 35.

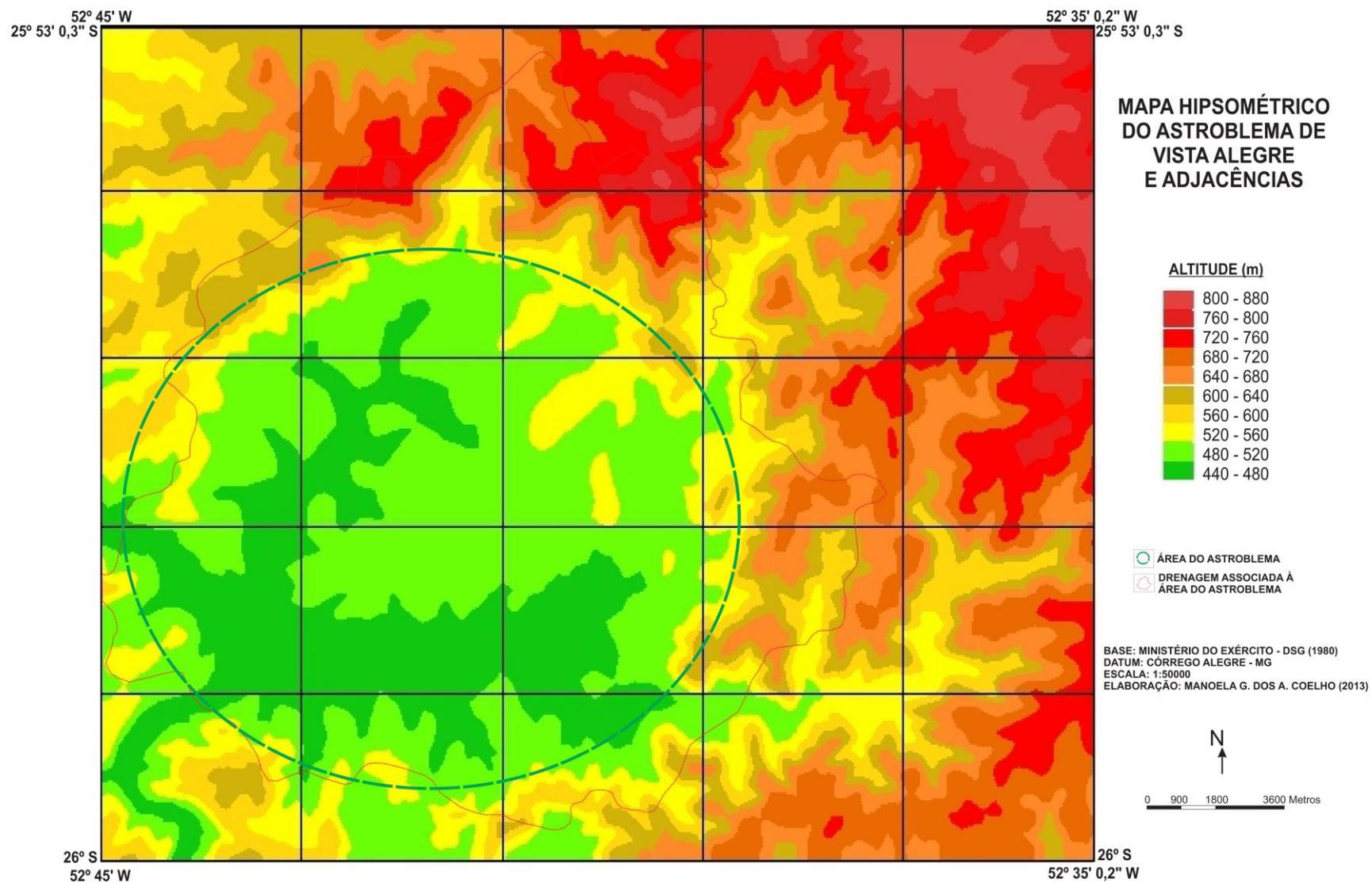


Figura 31: Mapa hipsométrico do astroblema de Vista Alegre e adjacências

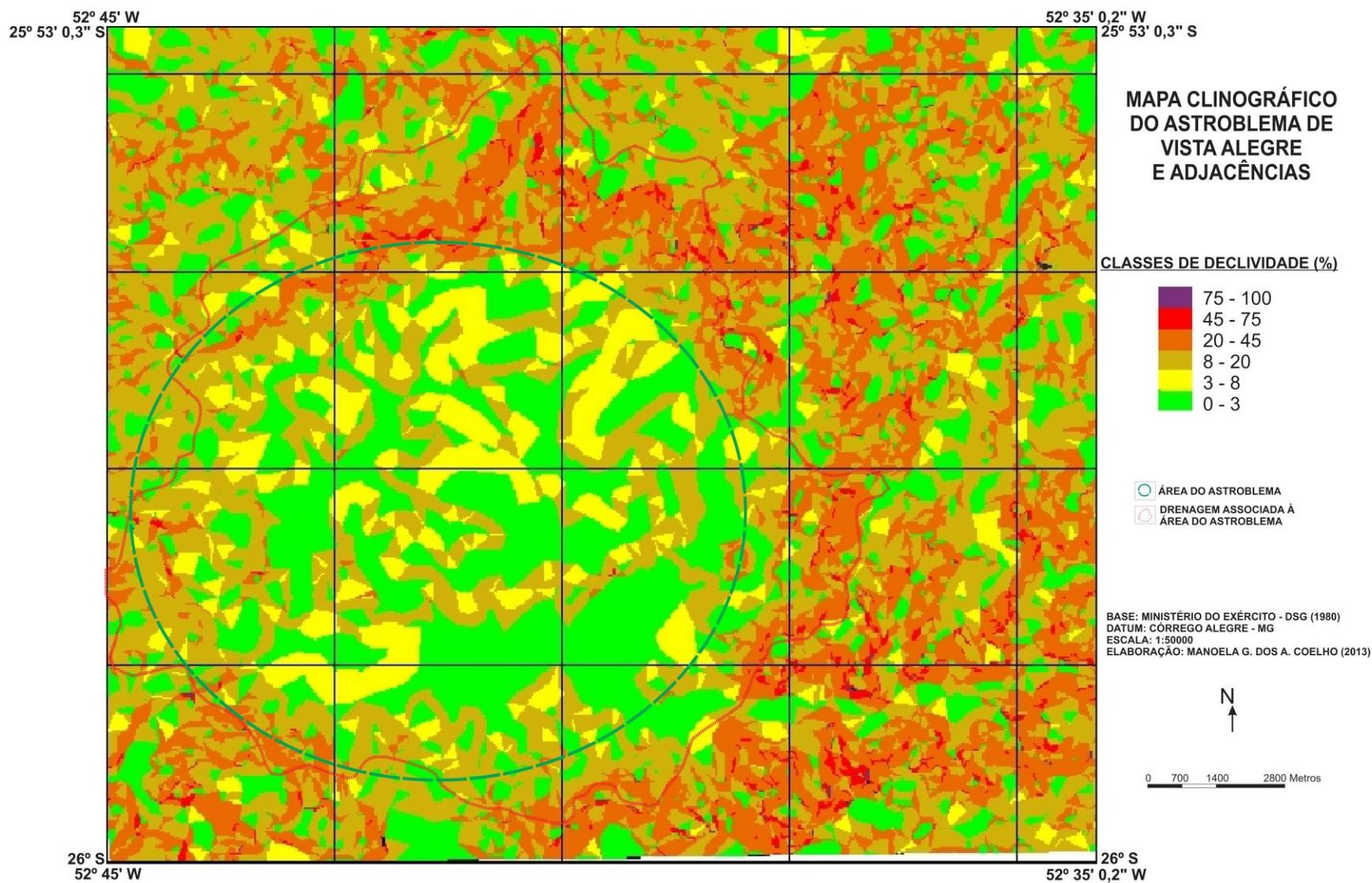


Figura 32: Mapa clinográfico do astroblema de Vista Alegre e adjacências

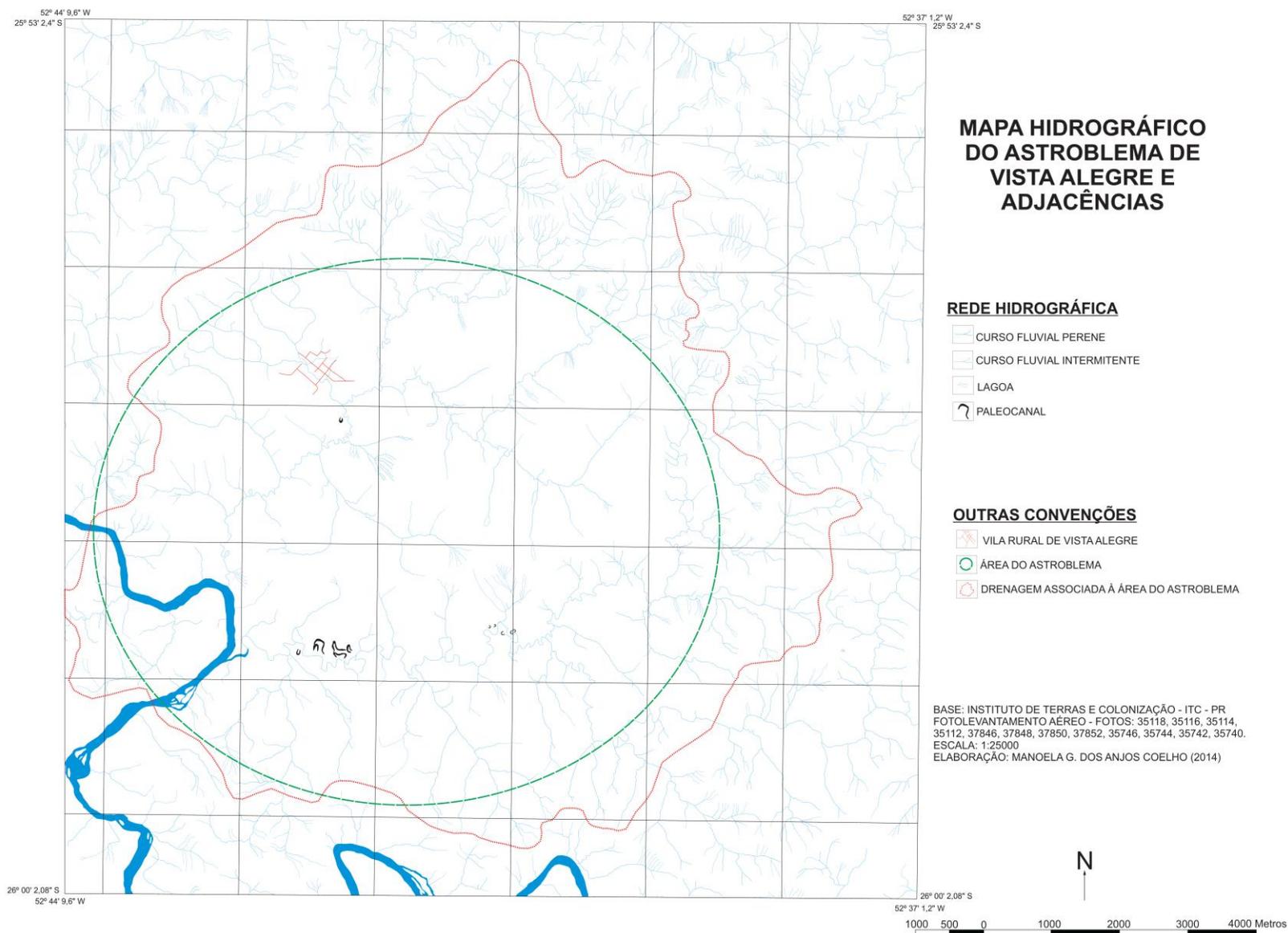


Figura 33: Mapa hidrográfico do astroblema de Vista Alegre e adjacências

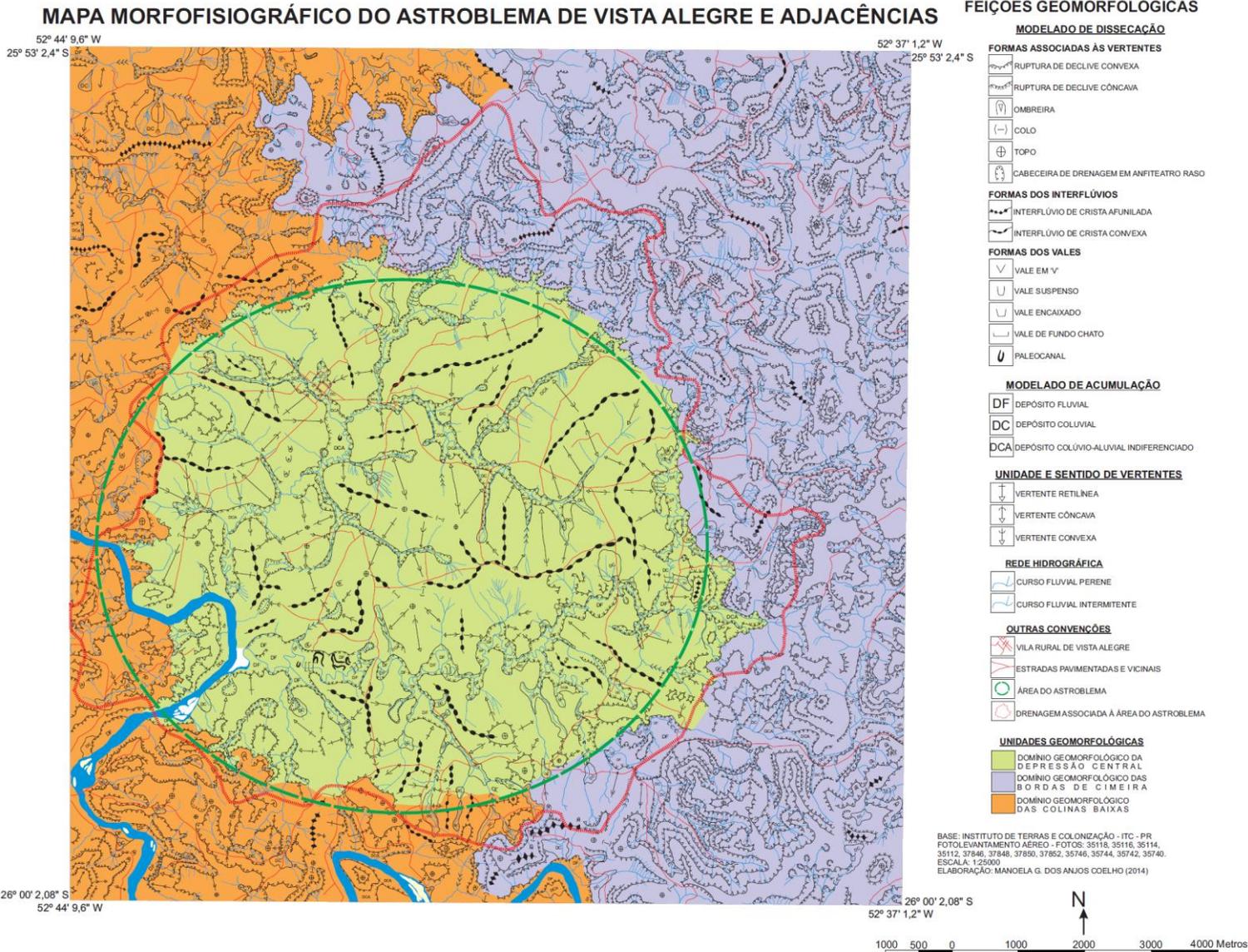


Figura 34: Mapa morfofisiográfico do astroblema de Vista Alegre e adjacências

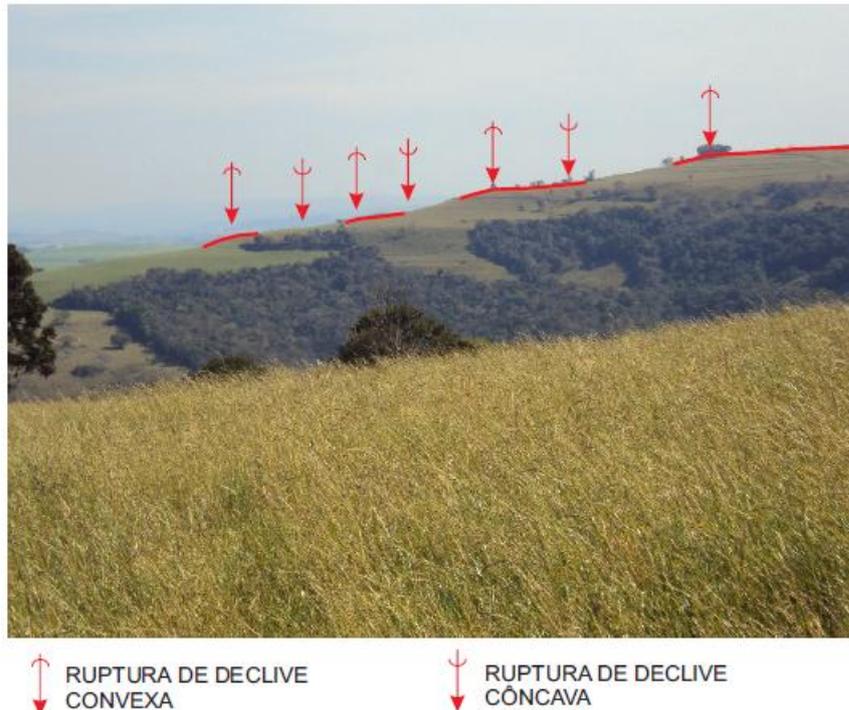


Figura 35: Diferentes patamares identificados nas bordas do astroblema

Na área do astroblema, delimitando os fundos de vale, ocorrem rupturas de declive côncavas, configurando vales pouco profundos, com ocorrência de depósitos coluviais, colúvio-aluviais indiferenciados, mas principalmente, depósitos fluviais ao longo da baixa vertente do rio Quieto, afluente do rio Chopim, que drena a porção sul e leste do astroblema (Figura 34).

Os interflúvios de crista afunilada são bordejados por áreas mais abertas, por vezes associadas a topos e interflúvios de crista convexa nas porções identificadas como modelado de dissecação (Figura 34). Os topos são seguidos por rupturas de declive convexas na maioria das vezes.

Interflúvios de crista convexa ocorrem com maior frequência na área do astroblema, onde se apresentam como colinas de relevo suave ondulado (Figura 34).

Ao longo das vertentes mais íngremes, diferentes níveis de ombreiras (Figura 34) se destacam evidenciando possível gênese associada aos diferentes níveis dos derrames basálticos (Figura 36). No ponto 12 (Figuras 21 e 22), foi verificada a presença de uma ombreira com colúvio delgado ou de material argiloso e a base apresentando basaltos alterados com fraturas de direção 111° / sub-horizontal, 115° / sub-horizontal e 8° / 55° SE.



Figura 36: Ocorrência de ombreiras após os diferentes níveis de patamares da borda norte do astroblema

Os colos estão associados, na maioria dos casos a pequenas depressões ao longo da linha interfluvial, com presença de topos na proximidade da depressão e de uma ruptura de declive convexa (Figura 34).

As porções NW, W e SW do astroblema, são menos dissecadas, não apresentando os diferentes níveis de patamares compostos de sequências de rupturas de declive convexa e côncava (Figura 34). Por sua vez, apresenta padrão de drenagem ora dendrítico (parte da porção Norte e Sudoeste), ora retangular a sub-retangular, tal qual observado nas áreas mais dissecadas (Figura 33 e 34). A ruptura de declive convexa aparece associada às áreas mais altas, enquanto que a ruptura de declive côncava aos fundos de vale, que na porção Norte apresenta-se como vale em V, com aprofundamento do talvegue.

O modelado de acumulação abrange uma pequena parte da área estudada, prevalecendo na área do astroblema. Contudo, esse modelado será tratado no ítem sobre a rede de drenagem.

A área estudada que compreende o astroblema de Vista Alegre e o seu entorno, pode ser compartimentada morfoestruturalmente em três unidades distintas (Figura 34), que são: o Domínio Geomorfológico da Depressão Central, o Domínio Geomorfológico das Bordas de Cimeira e o Domínio Geomorfológico das Colinas Baixas.

O Domínio Geomorfológico da Depressão Central corresponde à zona central em que os processos erosivos e deposicionais ainda encontram-se relativamente bem preservados e permitem caracterizar a forma aproximadamente original decorrente do evento colisional que

deu origem a esse compartimento, possivelmente Cretáceo. O relevo é modelado sobre rochas vulcânicas da Formação Serra Geral e por brechas polimíticas compactas, mas sem evidências de diagênese. As brechas ocorrem circunscritas na parte mais central desse domínio, formando colinas baixas de cristas convexas.

O Domínio Geomorfológico das Bordas de Cimeira está associado à borda leste do astroblema, correspondendo as zonas mais elevadas e onde o escalonamento do relevo é mais acentuado, evidenciando a sucessão de derrames basálticos. Contudo, a grande quantidade de vales suspensos e encaixados (Figura 34), bem como o desalinhamento de cristas de serra (Figura 20) demonstram o forte controle estrutural desse compartimento. A deformação do astroblema com sua morfologia achatada é coincidente com esse domínio geomorfológico, que pode indicar atividade tectônica pós-cretácea, possivelmente quaternária considerando as formas elementares de relevo, como os vales suspensos.

O Domínio Geomorfológico das Bordas das Colinas Baixas compreende todo o setor oeste do astroblema, caracterizado por modelados de altitudes intermediárias e profundamente desgastados pela erosão promovida pelo rio Chopim.

Os perfis A-A' e B-B' (Figuras 37 e 38) representam a configuração do relevo com as três unidades geomorfológicas: na parte a oeste o Domínio Geomorfológico das Colinas Baixas; na maior porção – parte central – o Domínio Geomorfológico da Depressão Central; e na parte a leste, novamente o Domínio Geomorfológico das Bordas de Cimeira.

O perfil A-A' (Figura 37) foi extraído na porção superior do astroblema, apresentando características da área adjacente às bordas também e domínio da litologia basáltica. O ponto A tem cota altimétrica de 540 metros. Do ponto A até aproximadamente 1,5 quilômetro onde se tem a cota de 600 metros, tem-se o Domínio Geomorfológico das Colinas Baixas, onde se percebe uma área de vertente côncava ora convergente ora planar com desnível de 60 metros inicialmente, passando para uma área relativamente plana no limite desse domínio. A área apresenta-se pouco falhada.

Entre 1,5 quilômetro e 10 quilômetros (Figura 37), verifica-se o Domínio Geomorfológico da Depressão Central. A borda oeste (entre 1,5 e aproximadamente 3,2 quilômetros) apresenta-se muito falhada e em uma posição altimétrica menor em relação à borda leste (entre 9 e 10 quilômetros aproximadamente), sendo que a borda oeste foi remodelada pela instalação da drenagem afluyente do rio Chopim, formando áreas mais baixas e relativamente planas que configuram o Domínio Geomorfológico das Colinas Baixas que fica a oeste dessa borda. A borda leste apresenta-se mais dissecada, marcando um desnível de mais de 100 metros – de 580 a 660 metros aproximadamente – com presença de falhas,

provavelmente associadas, tal como na borda oeste aos blocos falhados resultantes da formação da estrutura no pós-impacto.

A área central desse domínio (Figura 37) caracteriza-se por uma área de depressão, onde as altitudes variam de 460 a 550 metros, com alguns canais fluviais correndo linear e perpendicularmente às falhas identificadas.

De 10 quilômetros até o ponto A' localizado em 15,5 quilômetros (Figura 37), verifica-se o Domínio Geomorfológico das Bordas de Cimeira, que se caracteriza nesse perfil, por apresentar a maior altitude destacada no perfil – de 780 metros de altitude. Esse domínio contém áreas em que a incisão fluvial desenvolveu uma planície fluvial restrita, sendo responsável pela dissecação do relevo em algumas áreas. Pode-se dizer que, na área compreendida entre 9,5 e 12,5 quilômetros tem-se a uma sequência de blocos abatidos com inclinação para oeste, resultantes da pós-impacto.

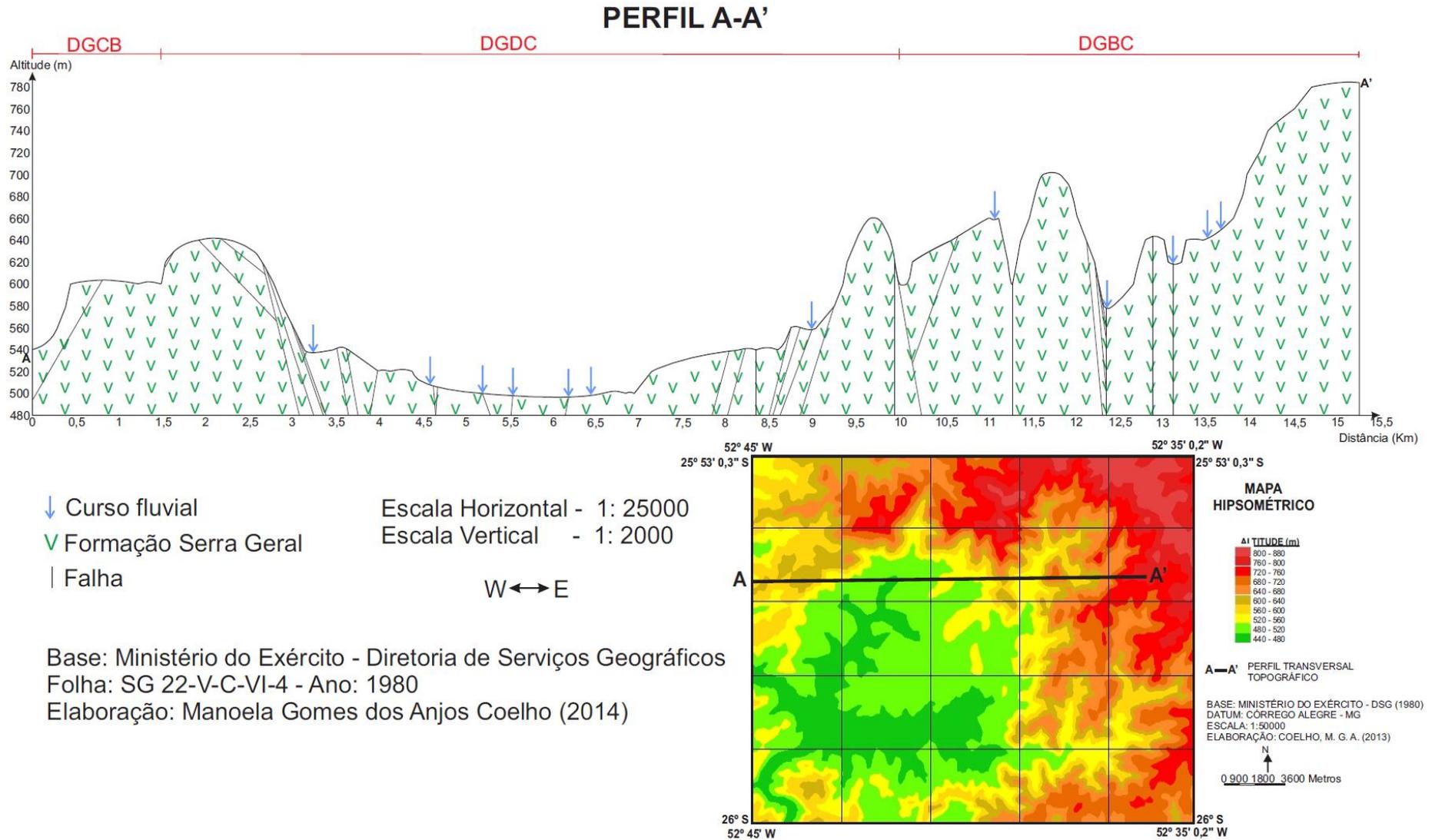


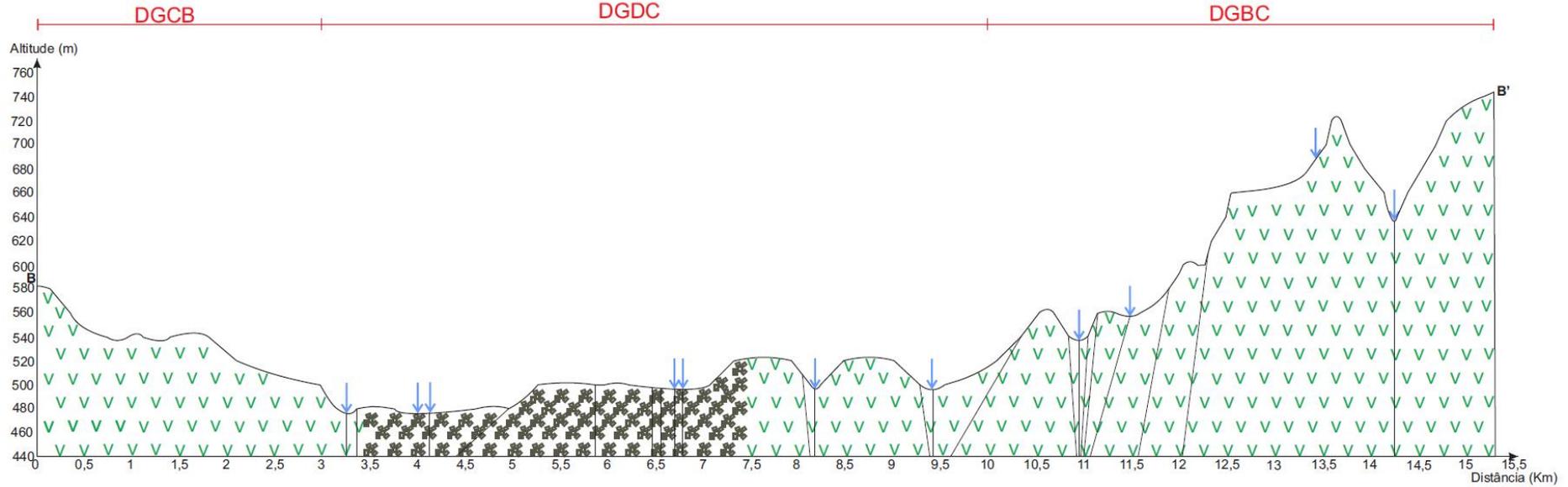
Figura 37: Perfil A-A'

No perfil B-B' (Figura 38), que corta quase o meio do astroblema, mais próximo à calha do rio Chopim, as altitudes variam entre 580 e 740 metros. Além disso, entre 3,5 e 7,5 quilômetros – área central do astroblema – registrou-se a presença de brecha polimítica de impacto, sendo que no restante do perfil, ocorre o basalto. Até 3 quilômetros, verifica-se o Domínio Geomorfológico das Colinas Baixas, marcado por um desnível de 80 metros, mas apresentando próximo ao ponto B vertente com componentes convexa e côncava, pequenas colinas de morfologia suave na parte central desse domínio e além dessas colinas, uma vertente retilínea até o limite do domínio. Destaca-se também, a inexistência de falhamentos nessa área do perfil.

O Domínio Geomorfológico da Depressão Central, nesse perfil (Figura 38), ocorre entre 3 e 10 quilômetros, apresentando como característica marcante a presença de brecha polimítica como anteriormente apresentado. As altitudes variam entre 480 e 520 metros, onde se destacam áreas planas a suavemente onduladas, formando colinas baixas entremeadas pelo aprofundamento dos talvegues dos canais fluviais que atravessam o setor. Nessa área, a maioria dos canais fluviais corre por falhas.

Ainda no perfil B-B' (Figura 38), após os 10 quilômetros, foi identificado o Domínio Geomorfológico das Bordas de Cimeira, marcado nesse perfil pela inexistência de uma borda leste bem pronunciada tal como no perfil A-A'. A maioria das falhas nessa área do perfil ocorre próxima ao domínio anterior, podendo ser considerada essa a borda leste do astroblema, tanto interna como externamente, mas com um desnível de 60 metros em um espaço de 2,2 quilômetros aproximadamente. Nessa unidade, a maioria dos canais fluviais também corre por falhas, marcando o aprofundamento do relevo. Tal constatação é devido ao fato do entalhamento ocorrer nos planos de fraturas e falhas do basalto, que é resistente à erosão.

PERFIL B-B'



- ↓ Curso fluvial
- ∨ Formação Serra Geral
- ☼ Brecha de impacto polimítica
- | Falha

Escala Horizontal - 1: 25000
Escala Vertical - 1: 2000

W ↔ E

Base: Ministério do Exército - Diretoria de Serviços Geográficos
Folha: SG 22-V-C-VI-4 - Ano: 1980
Elaboração: Manoela Gomes dos Anjos Coelho (2014)

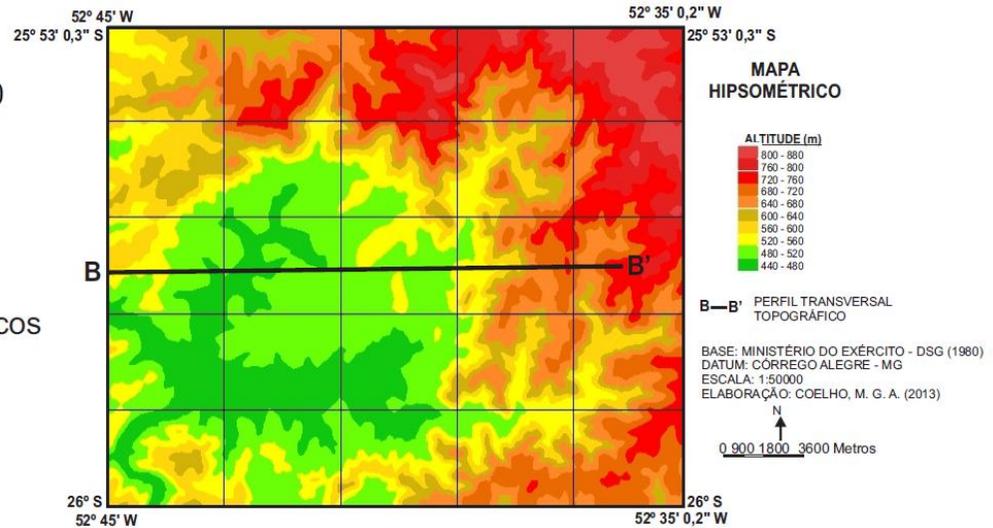


Figura 38: Perfil B-B'

Os perfis C-C' e D-D' (Figuras 39 e 40) representam a configuração do relevo com as três unidades geomorfológicas tal qual os perfis A-A' e B-B': na parte a oeste o Domínio Geomorfológico das Colinas Baixas; na maior porção – parte central – o Domínio Geomorfológico da Depressão Central; e na parte a leste, novamente o Domínio Geomorfológico das Bordas de Cimeira.

Na primeira parte do perfil C-C' (Figura 39), área do Domínio Geomorfológico das Colinas Baixas, cortando quase o meio do astroblema e a calha do rio Chopim em um espaço do ponto C a 1 quilômetro aproximadamente, onde as altitudes variam entre 500 e 600 metros. Essa área caracteriza-se por ser a vertente oeste do rio Chopim com componentes convexas e retilíneas, e por ser pouco falhada.

Entre 1 e 10,2 quilômetros aproximadamente (Figura 39), com altitudes variando 80 metros, identifica-se o Domínio Geomorfológico da Depressão Central, também marcado pela presença de brecha polimítica. De toda a área estudada, essa é uma das que apresentam a menor altitude – 460 metros – na calha do rio Chopim que se estende desde 1 quilômetro até 2,7 quilômetros aproximadamente. De 2,7 quilômetros até o limite desse domínio, percebe-se relevo plano e onde se mapeou colinas, relevo suave ondulado. Além disso, as vertentes mapeadas são retilíneas e convexas. Os canais fluviais também correm por falhas, mas não há incisão fluvial pronunciada.

O Domínio Geomorfológico das Bordas de Cimeira que se estende de 10 quilômetros até 15,5 quilômetros (Figura 39) repete o padrão do perfil B-B' (Figura 38) quanto à inexistência de uma borda leste bem pronunciada, quanto à maioria das falhas nessa área do perfil ocorrer próximas ao domínio anterior, caracterizando-se como uma borda leste do astroblema em um desnível de 80 metros em um espaço de 800 metros aproximadamente. Os canais fluviais já promoveram uma dissecação do relevo de aproximadamente 80 metros.

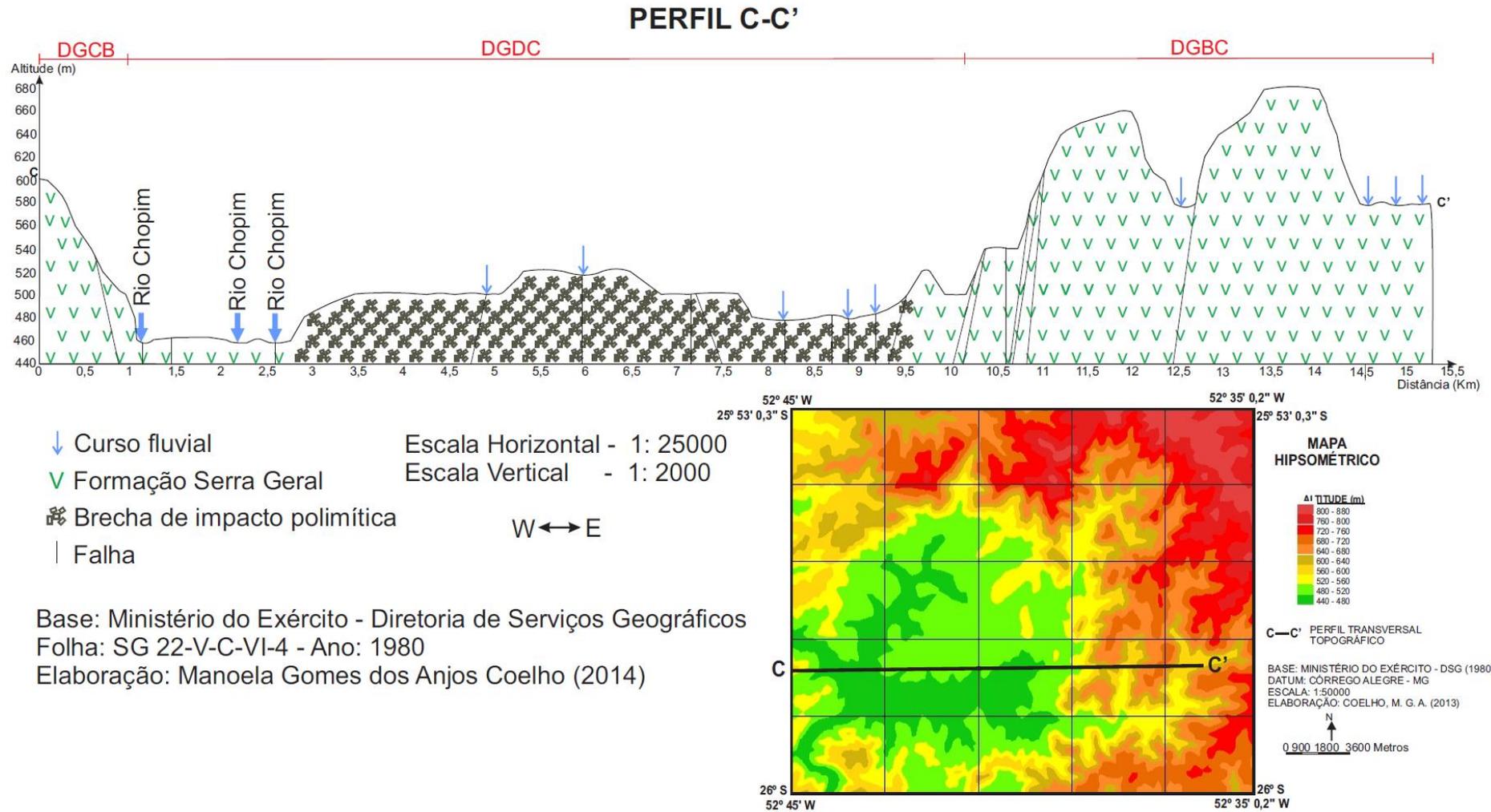


Figura 39: Perfil C-C'

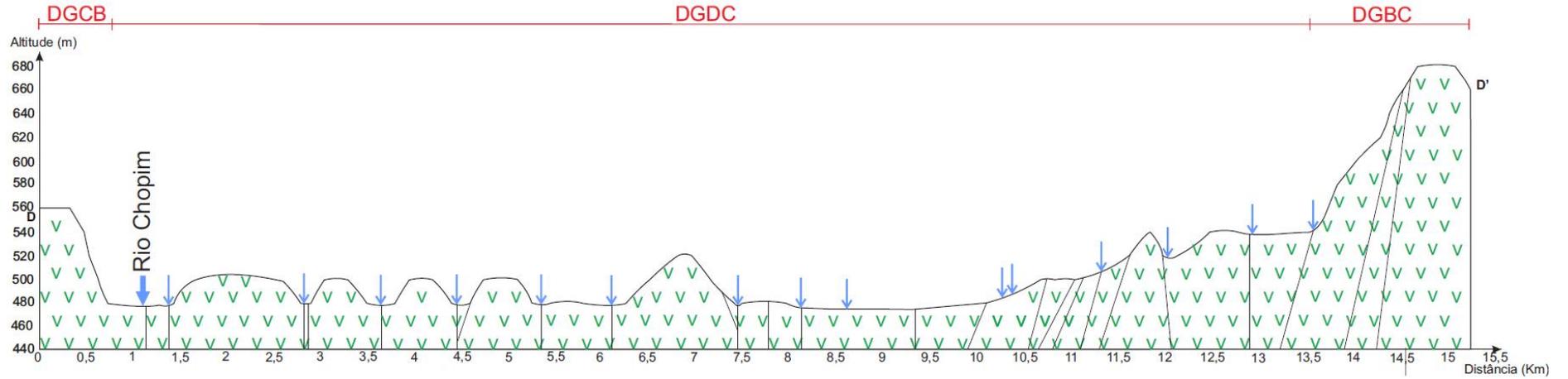
O perfil D-D' (Figura 40) corta a cratera ao sul, com ocorrência de basalto em todo o perfil. A variação da altitude é de 200 metros. De um modo geral, os canais fluviais – em sua maioria – correm sobre falhas.

O Domínio Geomorfológico das Colinas Baixas estende-se do ponto D até aproximadamente 700 metros (Figura 40), onde as altitudes variam 80 metros. Essa área caracteriza-se por ser a vertente oeste do rio Chopim como uma grande vertente com características retilíneas, e com ausência de falhamentos.

O Domínio Geomorfológico da Depressão Central estende-se de 0,7 quilômetro até aproximadamente 13,5 quilômetros (Figura 40), apresentando desnível de 60 metros e somente a ocorrência de basalto. As formas individuais de relevo dessa área são desde amplas e curtas colinas suaves onduladas a planícies aluviais planas a suaves.

O Domínio Geomorfológico das Bordas de Cimeira apresenta nesse perfil (Figura 40) a ausência da borda leste do astroblema causada pela calha do rio Quieto e seus afluentes. Assim, para diferenciar a área desse domínio do da Depressão Central, há somente a variação de altitude – de 130 metros – sem o aparecimento de blocos individualizados.

PERFIL D-D'



- ↓ Curso fluvial
- ∨ Formação Serra Geral
- | Falha

Escala Horizontal - 1: 25000
 Escala Vertical - 1: 2000

W ↔ E

Base: Ministério do Exército - Diretoria de Serviços Geográficos
 Folha: SG 22-V-C-VI-4 - Ano: 1980
 Elaboração: Manoela Gomes dos Anjos Coelho (2014)

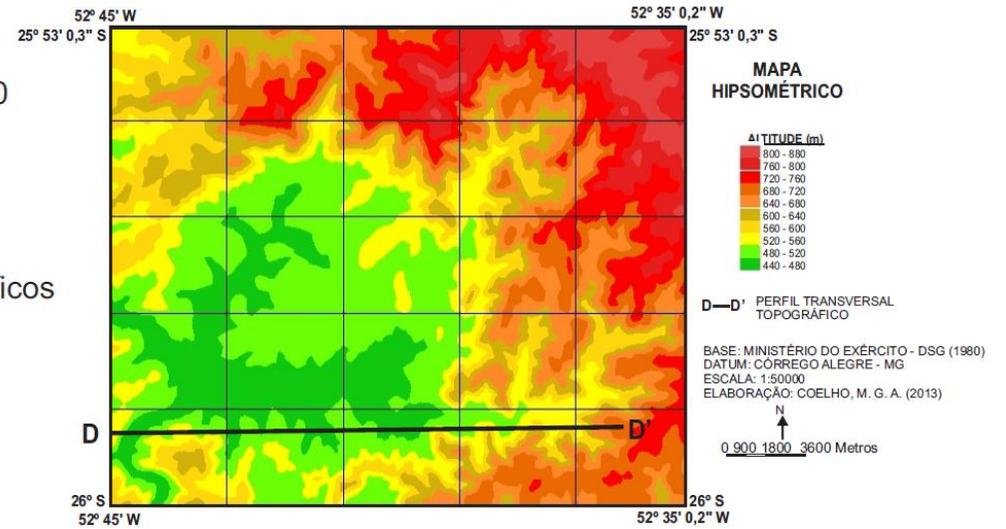


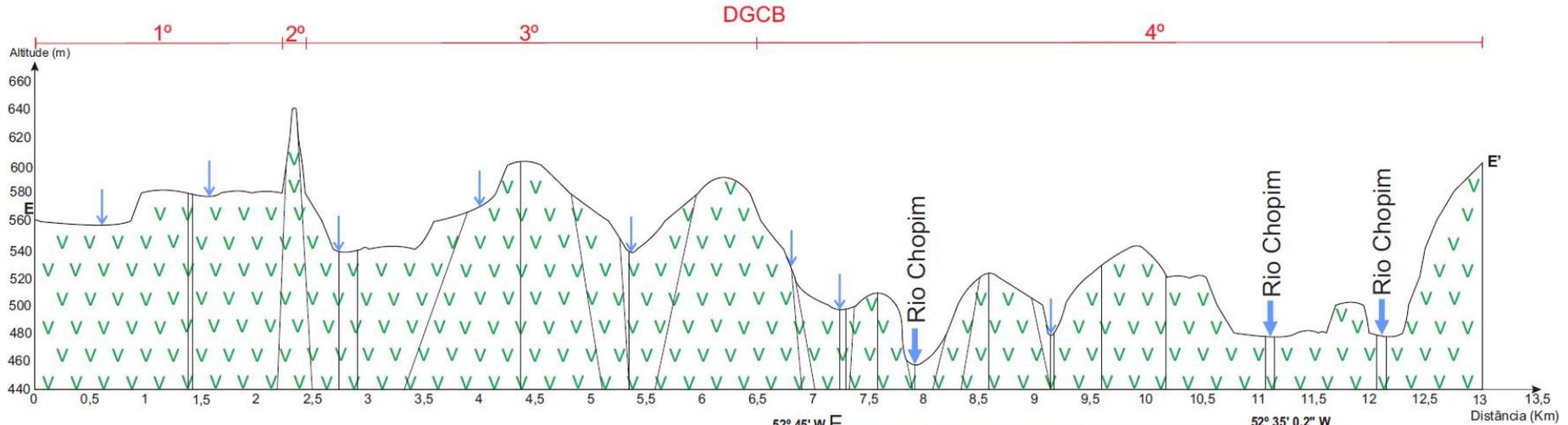
Figura 40: Perfil D-D'

Os perfis E-E' e F-F' (Figuras 41 e 42) apresentam diferenças quanto às unidades do relevo mapeadas: enquanto no perfil E-E' ocorre somente o Domínio Geomorfológico das Colinas Baixas, no perfil F-F' ocorrem na parte superior o Domínio Geomorfológico das Colinas Baixas e o Domínio Geomorfológico das Bordas de Cimeira, na maior porção – parte central – o Domínio Geomorfológico da Depressão Central e na parte inferior, novamente o Domínio Geomorfológico das Colinas Baixas. No perfil E-E' a área interna do astroblema não está incluída, somente sua borda externa à oeste. O perfil E-E' também se apresenta muito falhado, principalmente próximo às calhas dos canais fluviais.

No Domínio Geomorfológico das Colinas Baixas representado no perfil E-E' (Figura 41), observa-se desnível de 180 metros, apresentando do ponto E até aproximadamente 2,2 quilômetros relevo plano a suave com vertente convexa; logo após identifica-se um interflúvio de crista afunilada entre 2,2 e 2,5 quilômetros, marcado por falhas; desse ponto até aproximadamente 6,5 quilômetros, em uma variação entre 540 e 600 metros, identificou-se um relevo mais movimentado apresentando uma área de planície aluvial com possível presença de depósito colúvio-aluvial indiferenciado e, também uma área em que há um aprofundamento do talvegue do canal fluvial. Nesse setor do perfil identificaram-se vertentes côncavas em áreas de maior altitude e convexas próximas aos canais fluviais.

O último setor (Figura 41) é caracterizado pelo vale do rio Chopim, cuja calha foi mapeada três vezes, sendo as últimas representações as duas pontas de uma mesma curva do rio a 480 metros. Na calha do rio (primeira mapeada próxima a 8 quilômetros) apresenta desnível de 40 e 50 metros em relação a área do entorno. Tal constatação demonstra a capacidade de remodelação do relevo pelo rio, podendo ser essa a explicação para a inexistência de uma borda bem pronunciada à oeste da estrutura do astroblema, tal qual verificado a N, NE, E e em parte do SE. Quanto às formas de relevo identificadas, tem-se vertentes convexas e retilíneas próximas à primeira representação do rio. Na segunda representação do rio, há a presença de uma planície com aproximadamente 1 quilômetro de largura com presença de depósito fluvial. Nas duas pontas da curva do rio, destaca-se a capacidade do rio de aprofundamento do talvegue, mas também de recuo paralelo das vertentes. Depois da terceira representação do rio Chopim, a vertente apresenta desnível de 120 metros, demonstrando a movimentação do relevo na área posterior à área de estudo.

PERFIL E-E'



- ↓ Curso fluvial
- ∨ Formação Serra Geral
- | Falha

Escala Horizontal - 1: 25000
 Escala Vertical - 1: 2000



Base: Ministério do Exército - Diretoria de Serviços Geográficos
 Folha: SG 22-V-C-VI-4 - Ano: 1980
 Elaboração: Manoela Gomes dos Anjos Coelho (2014)

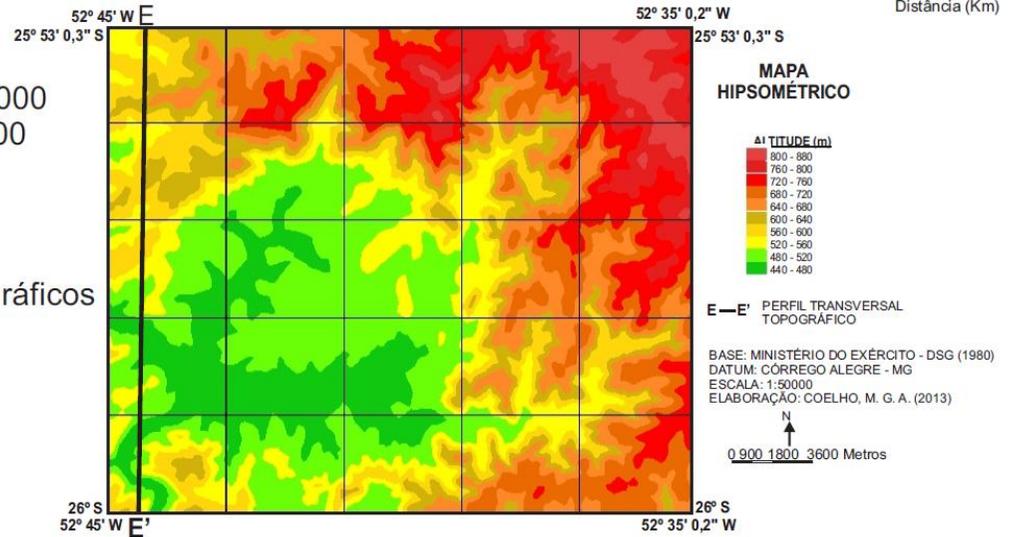


Figura 41: Perfil E-E'

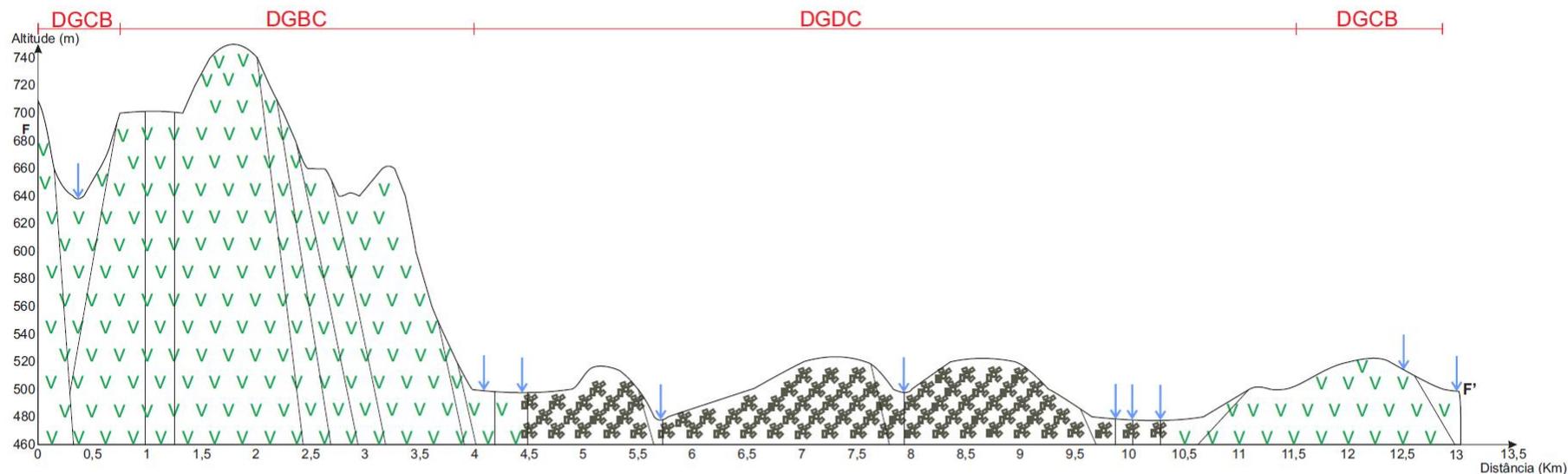
O perfil F-F' (Figura 42) apresenta no setor inicial que se estende do ponto F até 4 quilômetros, somente em uma pequena parte (os primeiros 700 metros) o Domínio Geomorfológico das Colinas Baixas, marcado por um vale encaixado com desnível de aproximadamente 70 metros e, a partir desse ponto, o Domínio Geomorfológico das Bordas de Cimeira, onde a altitude máxima do perfil (mais de 740 metros) é verificada. Observam-se topos convexos, vertentes com componentes convexas e côncavas, falhas ao longo da vertente mais íngreme à mesma distância, mas sem a presença de canais fluviais.

No setor caracterizado pela estrutura do astroblema, área do Domínio Geomorfológico da Depressão Central (Figura 42), as altitudes são as mais baixas do perfil, de 480 a 520 metros, apresentando entre aproximadamente 4,5 e 10,4 quilômetros brechas polimíticas de impacto. As formas de relevo caracterizam-se por serem amplas colinas margeadas por vales fluviais pouco profundos.

Vale destaque as colinas entre 6,6 e 9,7 quilômetros aproximadamente (Figura 42) que podem caracterizar a área central do astroblema, marcando uma elevação central característica de estruturas de impacto complexas. Os cursos fluviais correm pelas falhas que foram identificadas.

A partir de 11,5 quilômetros (Figura 42), de forma muito discreta, inicia-se o Domínio Geomorfológico das Colinas Baixas com uma ampla colina pouco falhada.

PERFIL F-F'



- ↓ Curso fluvial
- ✓ Formação Serra Geral
- ⊗ Brecha de impacto polimítica
- | Falha

Escala Horizontal - 1: 25000
 Escala Vertical - 1: 2000



Base: Ministério do Exército - Diretoria de Serviços Geográficos
 Folha: SG 22-V-C-VI-4 - Ano: 1980
 Elaboração: Manoela Gomes dos Anjos Coelho (2014)

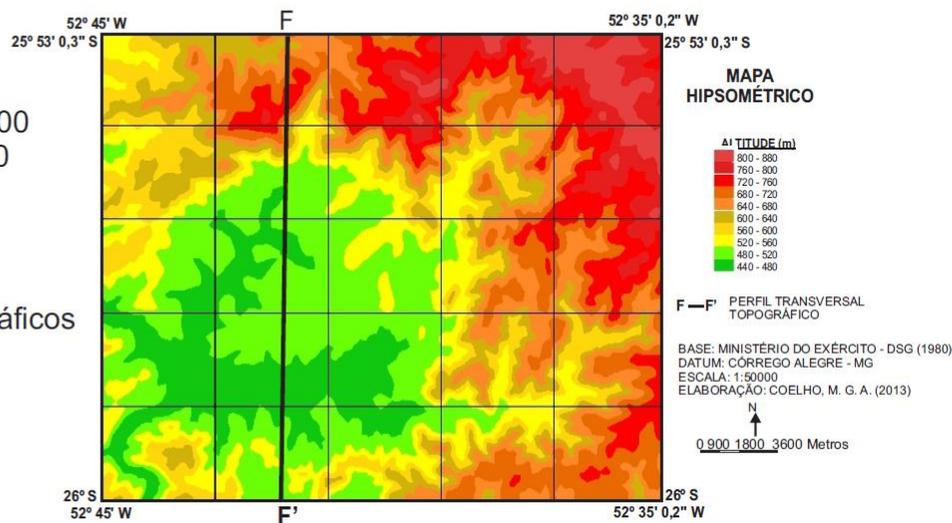


Figura 42: Perfil F-F'

Os perfis G-G' e H-H' (Figura 43 e 44) representam a configuração do relevo na unidade geomorfológica do Domínio Geomorfológico das Bordas de Cimeira e no caso do perfil G-G' também do Domínio Geomorfológico da Depressão Central. Além disso, nos dois perfis o substrato rochoso é composto de rochas basálticas.

O perfil G-G' (Figura 43) apresenta no setor inicial – do ponto G até aproximadamente 5,5 quilômetros – o Domínio Geomorfológico das Bordas de Cimeira, cujas altitudes variam de 560 a mais de 820 metros. Dessa forma, observam-se topos e vertentes na maioria dos casos convexas; grande quantidade de falhamentos que em alguns trechos ocorrem à mesma distância e em outros trechos ocorrem muito próximos, especialmente na borda do astroblema, entre 3,5 e 5,5 quilômetros, formando nessa borda patamares tais como identificados na figura 33; com canais fluviais correndo por falhas e devido a esse fato, podendo estar aprofundando o talvegue, promovendo a erosão linear.

No segundo setor do perfil G-G' que se estende de 5,5 a 10,5 quilômetros aproximadamente (Figura 43), destaca-se o final do astroblema sendo representado como o Domínio Geomorfológico da Depressão Central. As altitudes variam em aproximadamente 60 metros. Entre 6 e 7,8 quilômetros observa-se uma área formando uma planície aluvial em que seus limites são marcados por falhas, formando um vale de fundo chato. Logo após, como divisores de águas, colinas suave onduladas e incisão fluvial promovendo erosão linear.

No último setor do perfil, do Domínio Geomorfológico das Bordas de Cimeira (Figura 43), o desnível é de 160 metros do limite com o domínio anterior para o ponto G'. Ocorrem vertentes com componentes convexas e côncavas, cujas declividades atingem até 45%. Entre 11,5 e 11,8 quilômetros aproximadamente, mapeou-se um vale encaixado, cujos limites são também marcados por falhas.

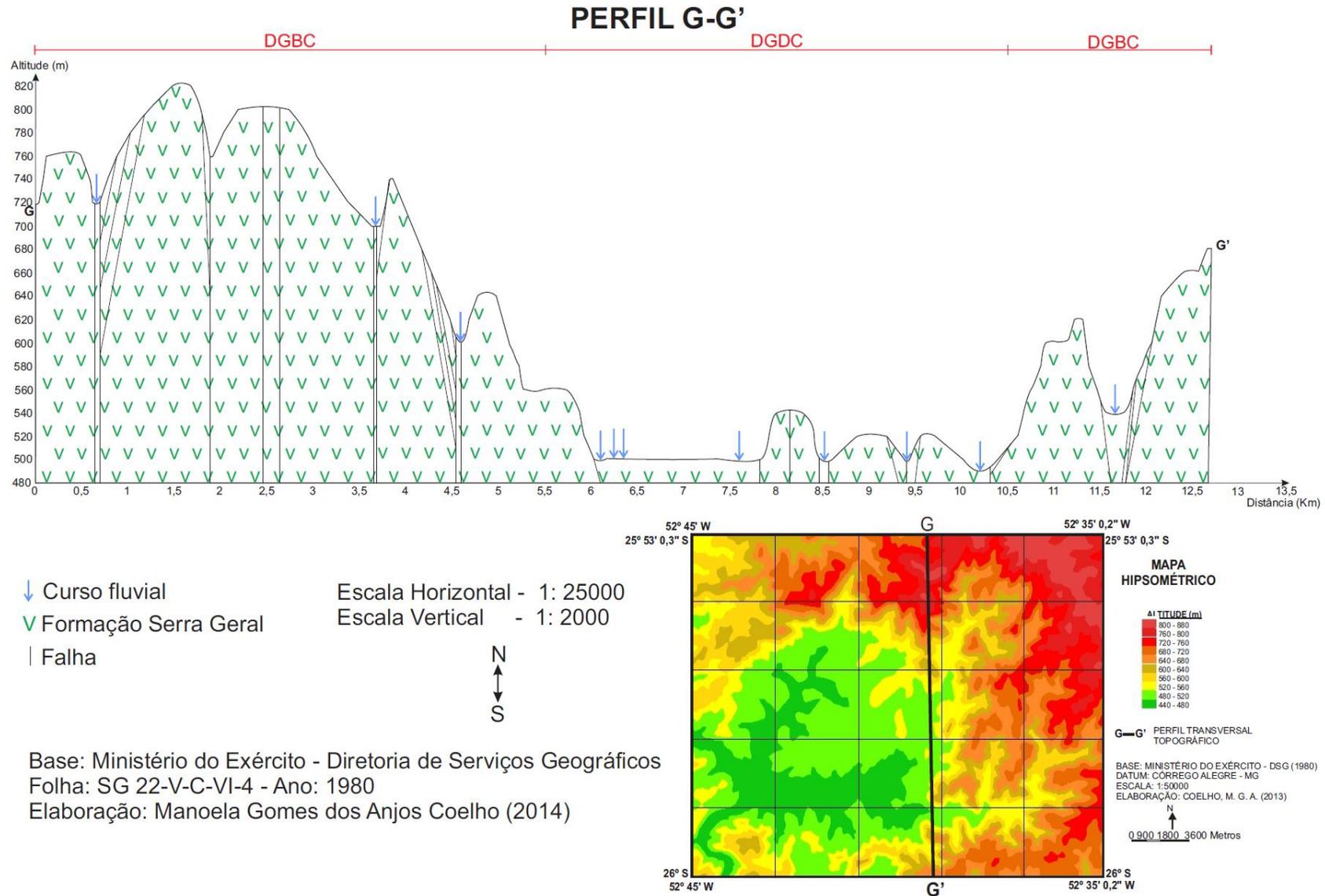


Figura 43: Perfil G-G'

O perfil H-H' (Figura 44) apresenta o Domínio Geomorfológico das Bordas de Cimeira do começo ao fim, com altitudes mínimas próximas a 520 metros e máximas próximas a 800 metros.

Esse perfil demonstra bem as características desse domínio, onde o setor N e NE apresentam as maiores altitudes de toda a área estudada, presente no perfil do ponto H até 2 quilômetros, com altitudes variando em 100 metros.

Identificou-se no trecho entre 2 e 6 quilômetros (Figura 44), a presença de canais fluviais cujos vales estão margeados por vertentes convexas com desnível de 60 a 80 metros.

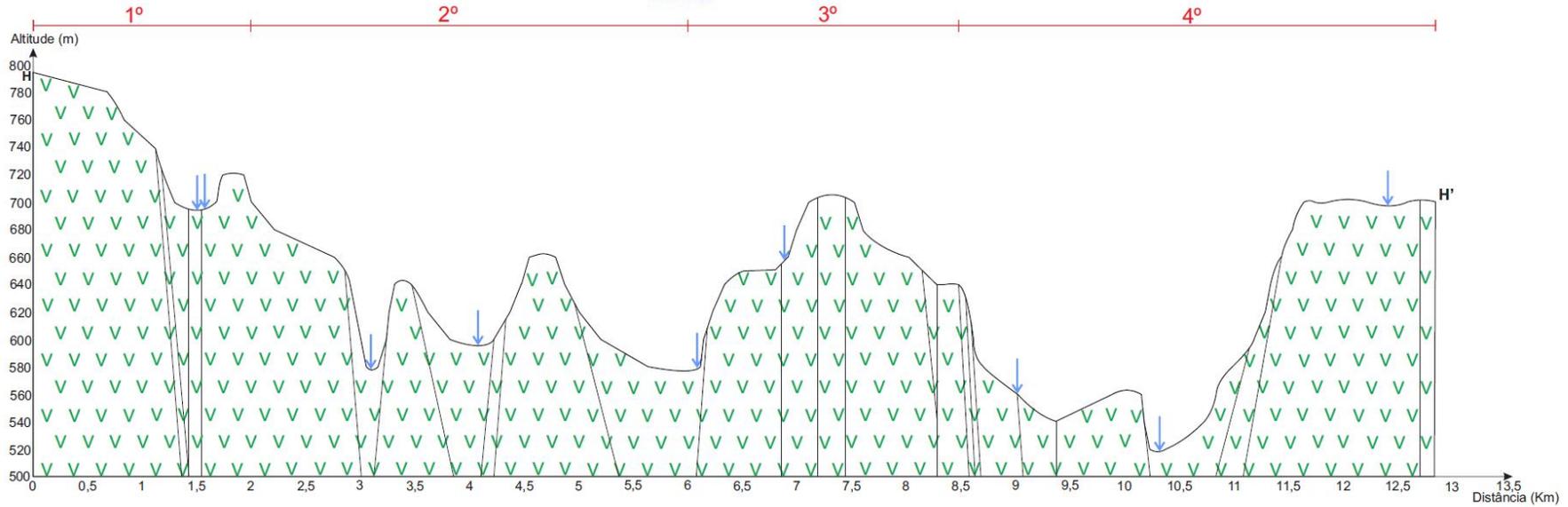
Percebeu-se também um setor mais alto entre 6 e 8,5 quilômetros (Figura 44) composto por um topo convexo e alguns patamares que em sua maioria são marcados pela presença de falhamentos, que ocorrem em maior número próximo ao final desse setor mais alto, entre 8 e 8,5 quilômetros.

O setor compreendido entre 8,5 e 11 quilômetros (Figura 44) caracteriza-se por ser a área drenada pelas nascentes do rio Quieto e seus afluentes. Dessa forma, nesse trecho são verificadas as menores altitudes do perfil com desnível de aproximadamente 60 metros. Apresenta formas de relevo e vertentes convexas com declividades entre 8 e 45%.

No último setor (Figura 44), a partir de 11 quilômetros, observa-se uma vertente mais íngreme com mais de 120 metros em um espaço de 700 metros de distância cujo trecho posterior caracteriza-se por ter relevo alto – 700 metros aproximadamente – e suave.

PERFIL H-H'

DGBC



- ↓ Curso fluvial
- ∨ Formação Serra Geral
- | Falha

Escala Horizontal - 1: 25000
 Escala Vertical - 1: 2000



Base: Ministério do Exército - Diretoria de Serviços Geográficos
 Folha: SG 22-V-C-VI-4 - Ano: 1980
 Elaboração: Manoela Gomes dos Anjos Coelho (2014)

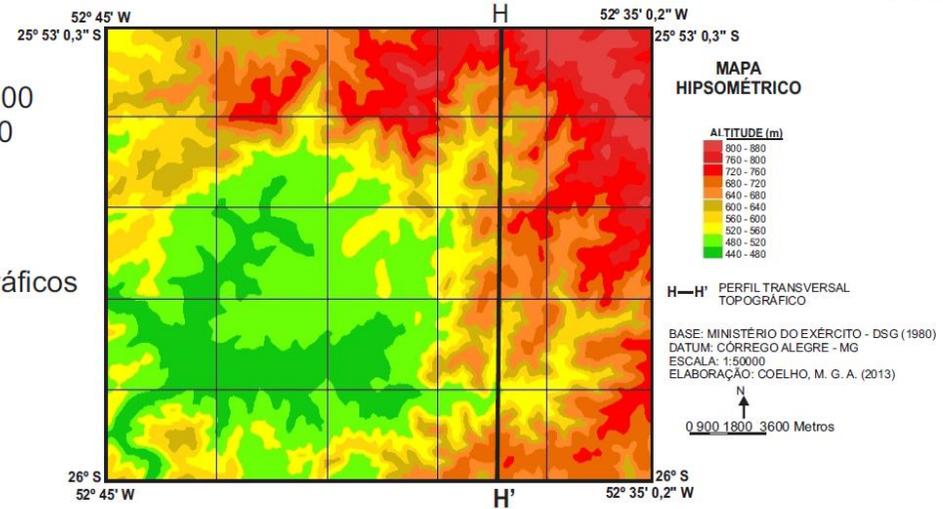


Figura 44: Perfil H-H'

5.4. Sistema de drenagem do astroblema de Vista Alegre

No que se refere à rede de drenagem instalada na região do Terceiro Planalto Paranaense, essa é consequente, ou seja, os sistemas fluviais fluem, grosso modo, no sentido do mergulho das camadas.

No caso da rede de drenagem regional, a baixa permeabilidade e porosidade das rochas que compõem os derrames basálticos, resultaram numa rede hidrográfica densa.

O sistema de drenagem da área que envolve o Astroblema de Vista Alegre é comandado pelo rio Chopim (Figura 45), que tem suas nascentes próximas da fronteira do estado de Santa Catarina, na Serra da Fartura. O seu curso segue rumo a oeste com inflexão suave para noroeste.

O rio Chopim e seus afluentes (Figura 45) tiveram grande participação na erosão do astroblema. A instalação desse sistema, possivelmente do final do Paleógeno, contribuiu para o desgaste da parte sudoeste das bordas da depressão. A superimposição da drenagem serve como um importante marcador temporal para avaliação cronológica, mesmo que relativa, dos eventos que deram origem a cratera e dos eventos neotectônicos posteriores.

A bacia do rio Chopim, está inserida no quadrilátero formado pelas coordenadas geográficas aproximadas de 25°32' e 26°35' de latitude sul e 51°30' e 53°12' de longitude oeste, na região sul e sudoeste do estado do Paraná. Tem sua nascente no município de Palmas, desembocando no Rio Iguaçu pela sua margem esquerda no município de São Jorge D'Oeste. Ao longo de sua extensão apresenta vários desníveis, entre eles 4 saltos, sendo o último salto, Salto Grande do Rio Chopim, situado no município de Itapejara do Oeste. Os maiores afluentes do rio Chopim se encontram na margem esquerda, sendo os rios Vitorino e Santana os principais, e além desses, ao longo de toda a sua extensão, apresenta afluentes de pequeno a médio porte.

As nascentes de alguns pequenos canais afluentes do rio Chopim, que drenam tanto a área do astroblema, bem como Sudeste e Sul da área estudada, desenvolvem anfiteatros rasos com morfologia do tipo “cabeça de palito de fósforo” ou como Guerra & Guerra (2011) pontuam, vales não canalizados, denominados bacias de ordem zero, típico dos modelados de dissecação em rochas basálticas. No entanto, ainda de acordo com os autores acima citados, podem ser os primeiros formadores da rede de drenagem ou também serem os tributários laterais de fluxos canalizados de qualquer nível hierárquico (Figura 34). Esse seria o caso da maioria dos anfiteatros observados, cuja gênese pode estar associada a processos de evolução geoquímica e coluviamento em ambiente tropical e subtropical úmido.

O elemento geomorfológico de grande relevância na análise da rede de drenagem é a diferença de densidade de drenagem entre a periferia e o centro do astroblema (Figura 33 e 34), e que empresta uma morfologia anelar ao astroblema.

No interior do astroblema o sistema de drenagem está orientado a partir das vertentes íngremes e escalonadas da borda interna da cratera em direção ao interior e desaguando no rio Chopim a sudoeste, sendo os principais rios o Lambedor e o Quieto (Figura 45) com seus afluentes: o Evoluído (localmente conhecido como Envolvido) e o Surubim (localmente, Suruvi).

O padrão de drenagem dos maiores canais fluviais do interior da estrutura é do tipo radial centrípeta, mais visível na parte norte do astroblema, no qual os limites dos modelados ocorrem a partir de escalonamento de blocos.

As nascentes e terço à montante dos rios Quieto e Lambedor (Figura 45) encontram-se nas áreas circunvizinhas à cratera. Ao adentrarem na área da borda da cratera, formam gargantas, nas quais se observam cachoeiras (FERNANDES *et. al.*, 2013).

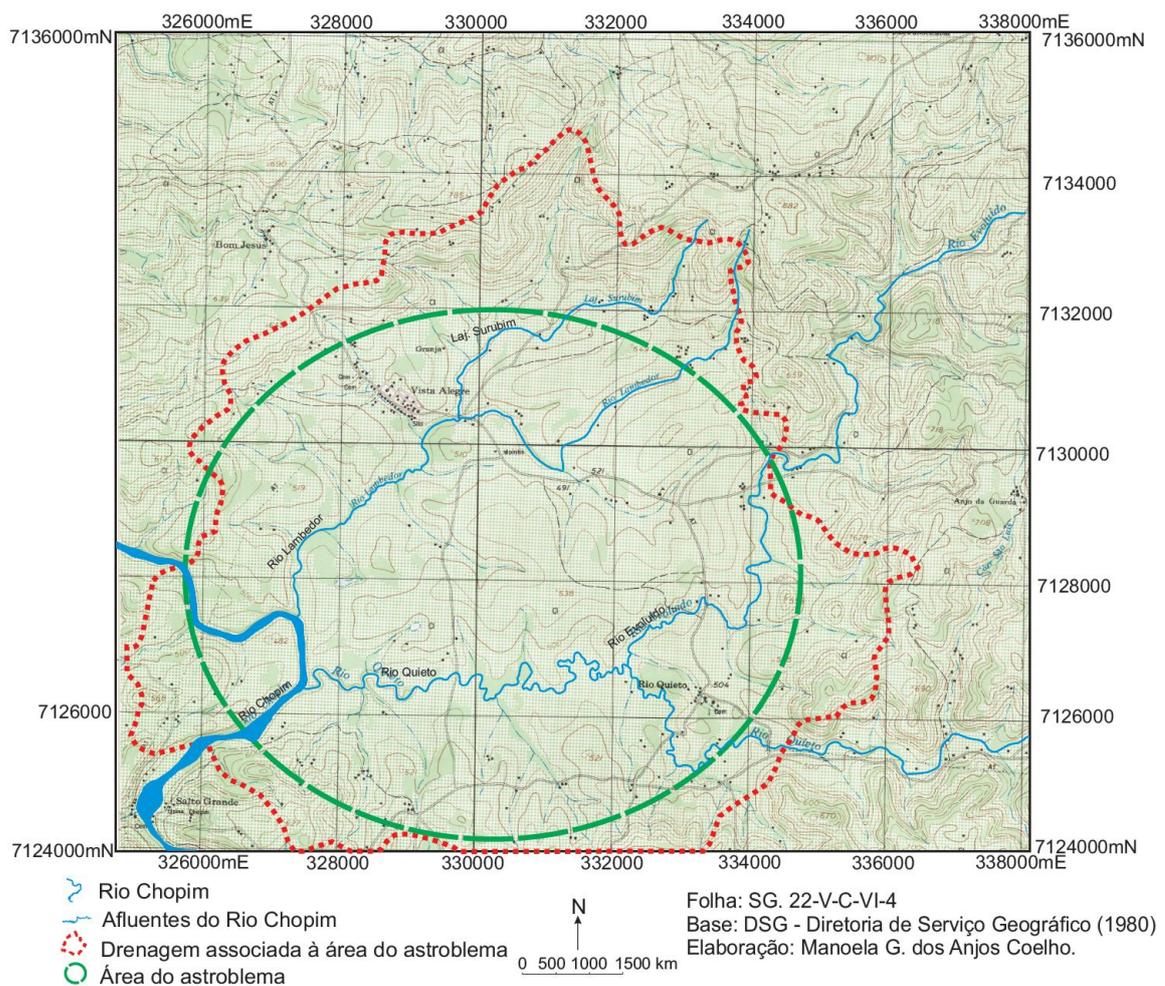


Figura 45: Localização dos rios Quieto e Lambedor

No baixo curso do rio Quietto, a rede de drenagem assume um aspecto retangular a sub-retangular (Figura 33), com presença de muitos meandros na calha fluvial do referido rio, isso devido à presença de amplas colinas na área central da cratera que promovem a formação de canais meândricos nos trechos inferiores dos rios Quietto e Lambedor.

Nessa área os vales são de fundo chato, com planície aumentando sua dimensão progressivamente próxima à confluência com o rio Chopim (Figura 34), visualizada através do aumento da área com depósitos fluviais. Os paleocanais (Figura 33 e 34) identificados distribuindo-se junto ao baixo curso, onde a planície é mais larga, evidenciando intenso processo de meandramento e abandono de canal, próximo ao nível de base local.

As propriedades da drenagem para essa área são: densidade de drenagem também média; sinuosidade com predomínio de canais mistos; com angularidade média a alta; com tropia multidirecional desordenada, isso devido à característica da estrutura de impacto formando uma depressão na área; e a assimetria é bem marcada, podendo ser considerada como forte.

Como a área analisada caracteriza-se por ser uma estrutura de impacto formada sobre rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, sendo essas rochas resistentes à erosão, a dissecação do relevo está condicionada ao entalhe dos rios em planos de fraqueza, fraturas e falhas presentes nessa litologia.

5.5. Depósitos de cobertura do astroblema de Vista Alegre

Os solos se distribuem de maneira contínua sobre a área, sendo argilosos e entendido, a priori, como tendo se desenvolvido a partir de depósitos, embora não se tenha comprovação disso, e nem é esse o objetivo da presente pesquisa.

Sobre os relevos colinosos os solos são mais espessos com até 4 metros de espessura no limite entre o Domínio Geomorfológico das Colinas Baixas e o Domínio Geomorfológico da Depressão Central (Figura 46), porém nas zonas de ruptura de declive e nas baixas vertentes são mais rasos, com menos de 1 metro (Figura 47), condizentes com a ocorrência de Latossolos e Nitossolos em alta e média vertente e para áreas mais rasas, a ocorrência de Neossolos Litólicos (BHERING *et. al.*, 2007).

Entretanto, vale ressaltar que as descrições aqui apresentadas não tem a pretensão de serem análises pedológicas, sendo, portanto, descrições de campo para situar a gênese dos depósitos.



Figura 46: Perfil de solo na área central do astroblema de Vista Alegre



Figura 47: Perfil de solo próximo ao rio Surubim

Os depósitos sedimentares quaternários se distribuem de forma mais restrita, caracterizando o modelado de acumulação. Eles ocupam os fundos de vale, junto a planícies alveolares de fundo chato, formando depósitos de gênese aluvial e/ou colúvio-aluvial. Nas planícies mais largas, podem ocorrer paleocanais indicando a origem fluvial dos mesmos.

Os depósitos coluviais podem ocorrer sobrepostos ao embasamento rochoso ou em associação com depósitos de fluxos de massa mais densos. Podem apresentar espessuras pouco superiores a 30 cm ou até com mais de 2,0 metros. Eles ocupam setores restritos do relevo cuja declividade é maior que 20%, junto às margens das planícies alveolares, nas baixas vertentes íngremes, vales encaixados e suspensos, bem como junto aos patamares limitados por rupturas de declives.

Os depósitos quaternários evidenciam uma longa história de evolução geoquímica dos modelados, no qual as drenagens aprofundaram os talwegues, concomitante aos processos de alteração supérgena e movimentos de massa. Esses últimos evidenciam episódios, mais antigos de movimento intenso de massa junto aos patamares seguidos de movimentos menos enérgico com recobrimento coluvial.

As relações de contato com o embasamento são de difícil observação no campo, considerando os poucos afloramentos na área. As descrições dos depósitos foram seguidas de escaneamento do solo com GPR, para se tentar estabelecer relações de contato com o material subjacente.

5.5.1. Depósito aluvial (Ponto 24)

O ponto 24 (Figura 21 e 22), localizado na margem direita do rio Surubim, local do ponto de coleta de informações com o GPR. O perfil na margem do rio está no contexto de aluvião baixo, próximo ao afloramento de brecha polimítica. O local se mostra retrabalhado pelo rio Surubim, junto à curva do rio. Nessa curva em torno do lajeado se formam dois níveis colúvio-aluvionares.

O aluvião mais baixo (1º nível ou nível superior) na margem do rio se mostra de aspecto homogêneo, apresentando 1 metro até o lençol, contendo material de cor bruno-avermelhado-escuro e essencialmente argiloso nos primeiros 60 centímetros formando nódulos e o restante argiloso com presença de areia (Figura 48).

O 2º nível ou nível da base aparenta ter contato horizontal e claro com o nível superior, com coloração bruno-avermelhado). Apesar de apresentar teor de umidade maior, mantêm aspecto nodular e concreções ferruginosas delgadas associadas à variação do freático (Figura 48).

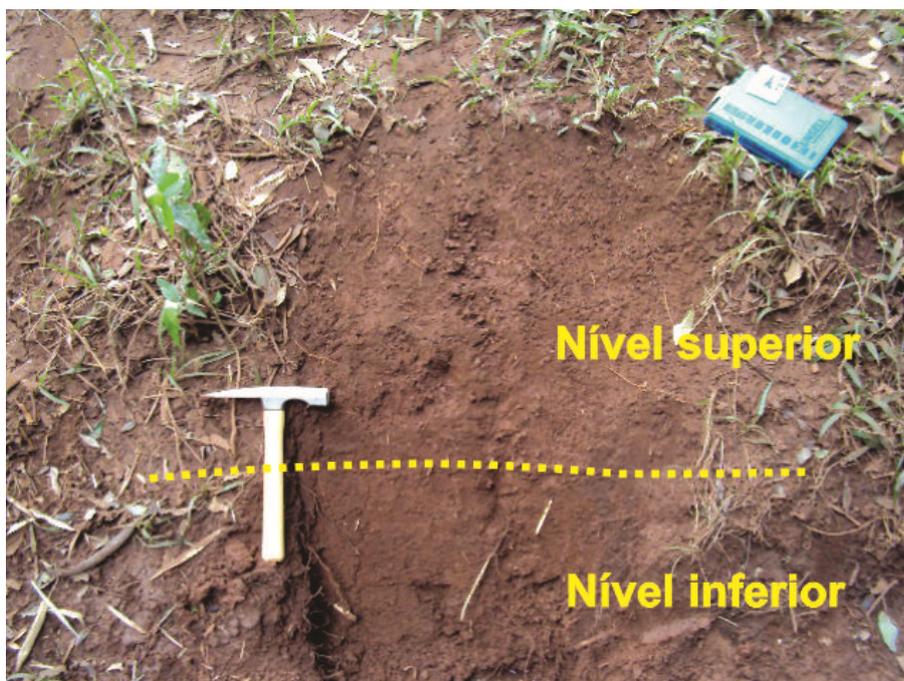


Figura 48: Perfil de solo do ponto 24

O Georradar foi empregado com o objetivo de escanear toda a vertente, desde o topo onde se encontram os afloramentos de brechas polimíticas até o fundo do vale onde foi descrito o perfil citado (Figura 49).

O radargrama do ponto 24 (Figura 49 e 50) no segmento AB, de direção Norte-Sul, mostrou que os depósitos de cobertura (colúvio-aluvial) apresentam espessuras de

aproximadamente 40 a 50 centímetros no início do segmento, chegando a aproximadamente 2,5 metros no final da linha de escaneamento, próximo à margem do rio. Abaixo dessas profundidades estão presentes as brechas polimíticas, sendo que a aproximadamente 6,0 metros ocorrem mudanças no padrão de textura da imagem, podendo indicar a presença de um sistema de fraturas que sugerem um estilo em flor positiva.

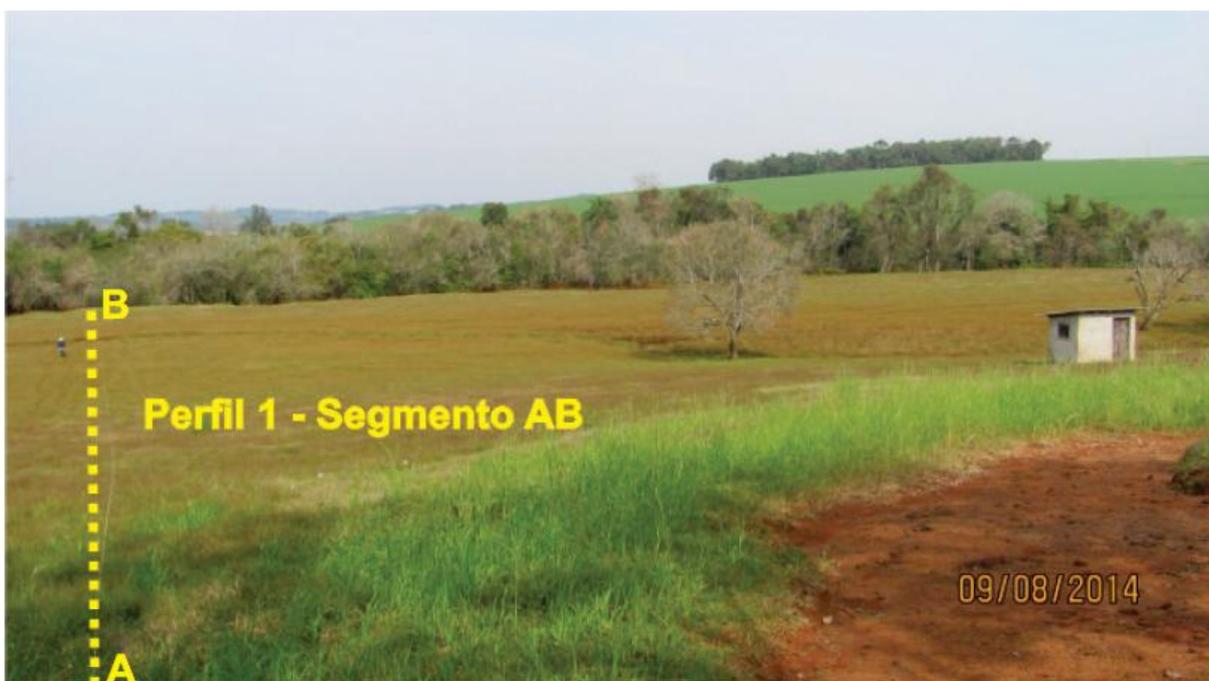


Figura 49: Visão panorâmica do ponto 24, perfil 1, segmento AB. Foto: Wellington Barbosa da Silva (2014)

No mesmo ponto P24, foi elaborado outro perfil, denominado C-D, este com direção Norte-Sul.

O perfil C-D (Figura 48 e 49) demonstra uma cobertura colúvio-aluvial mais espessa, variando de mais de 4,5 metros de espessura na alta vertente, até cerca de 10 metros de espessura na baixa vertente. Abaixo dessa cobertura sedimentar encontra-se o embasamento constituído pelas brechas polimíticas (Figura 51 e 52). Não ficou evidente a presença de fraturamentos no radargrama, possivelmente devido ao ângulo de posição de tomada durante o escaneamento.

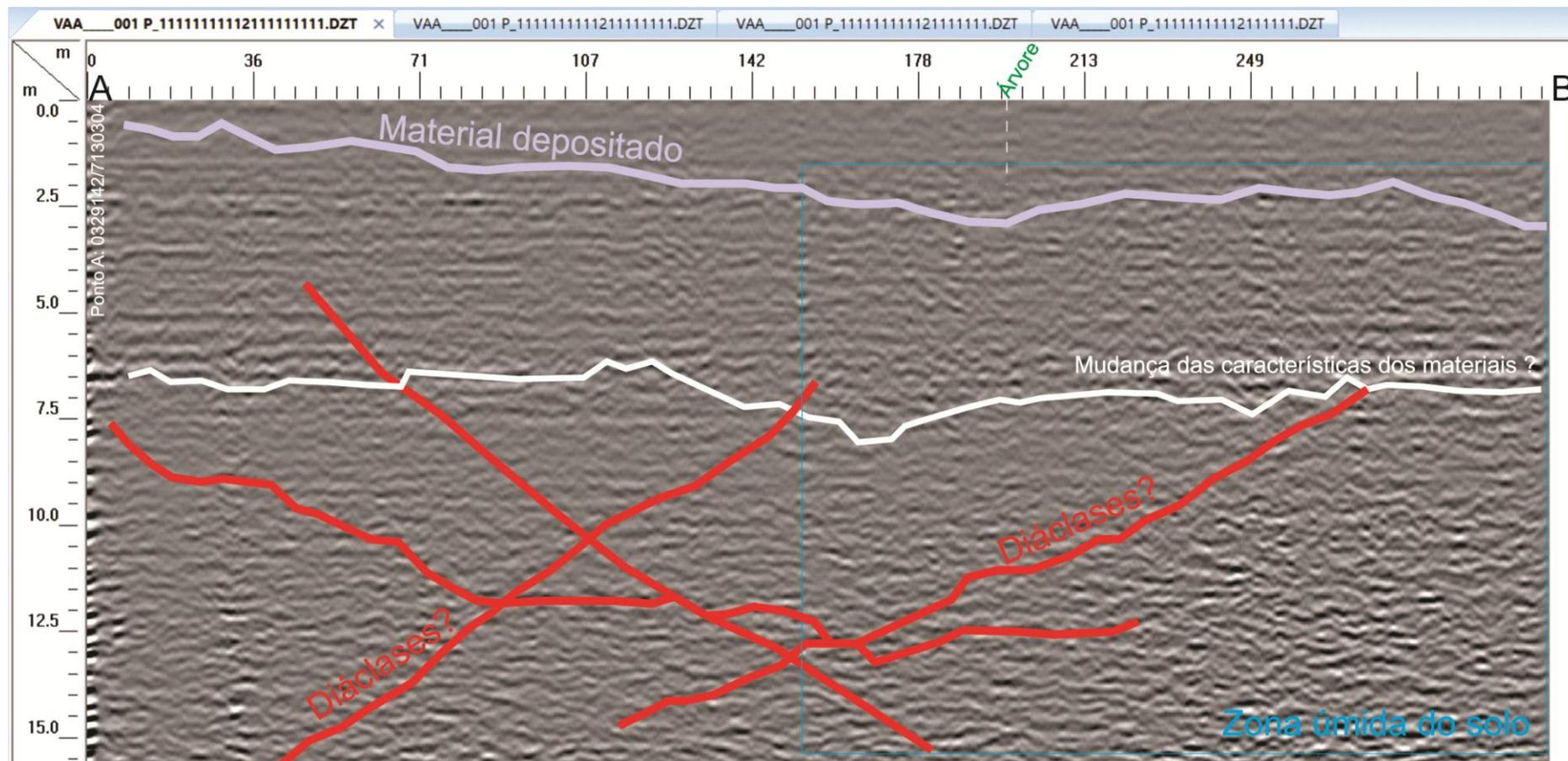


Figura 50: Radargrama do ponto 24, Perfil 1, segmento AB

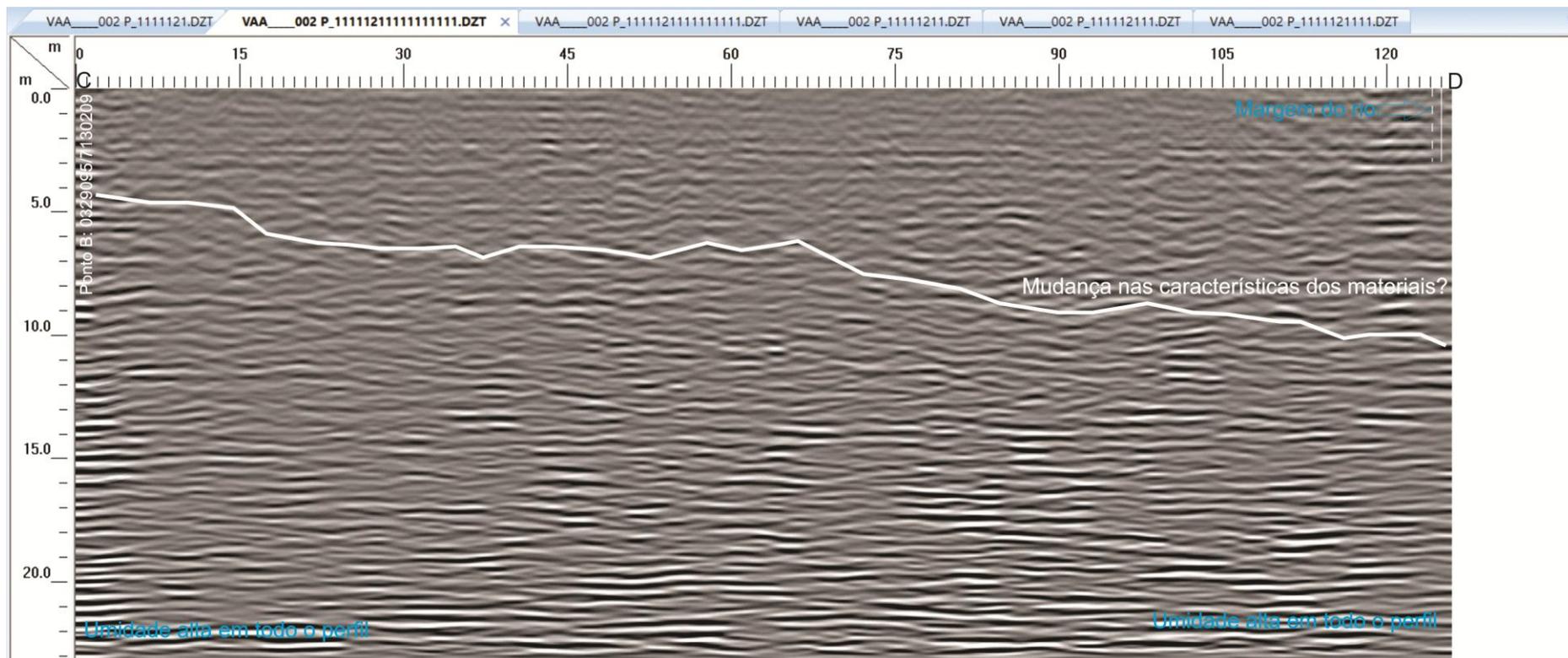


Figura 51: Radargrama do ponto 24, Perfil 1, segmento CD

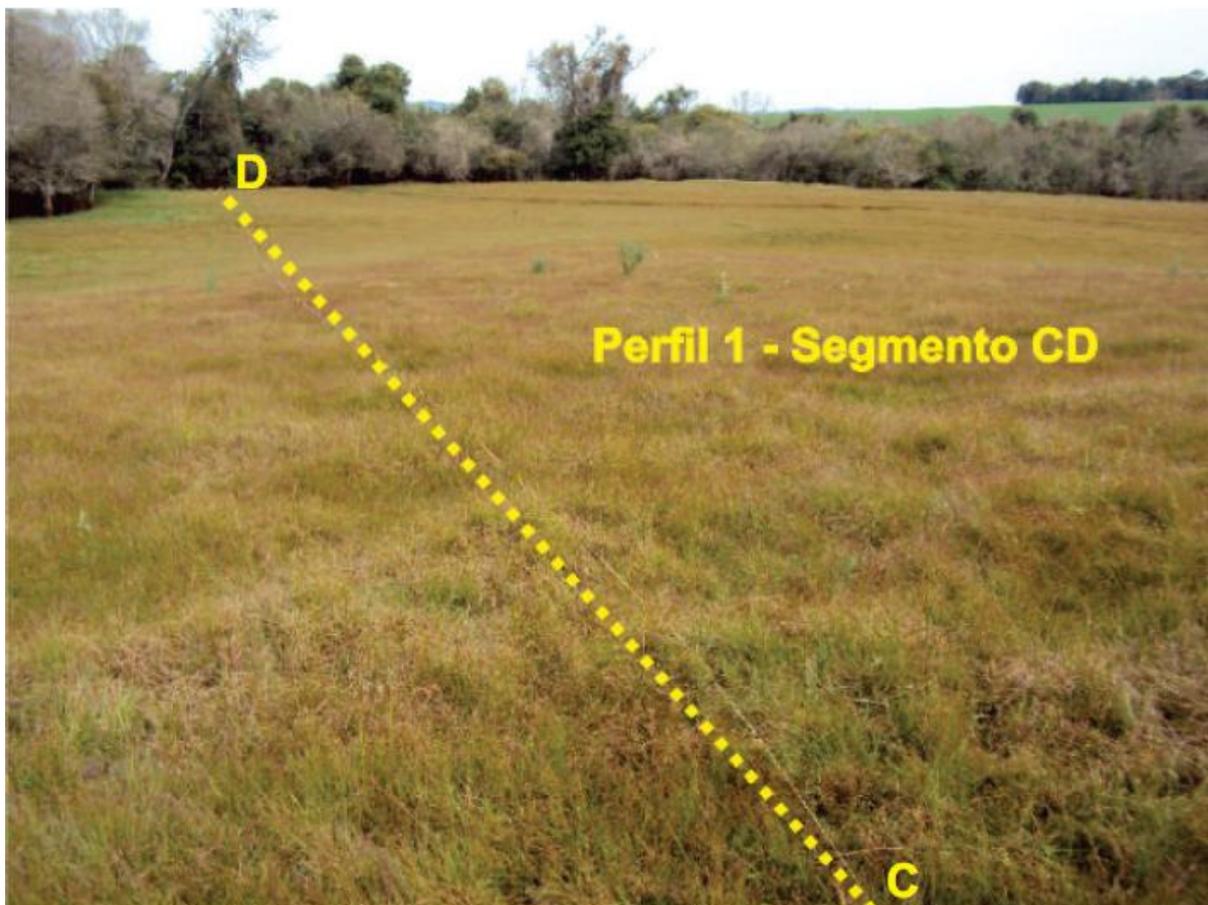


Figura 52: Visão panorâmica do ponto 24, perfil 1, segmento CD

5.5.2. Depósito coluvial (Ponto 27)

O ponto 27 (Figura 21 e 22) corresponde a depósito coluvial situado em zona de média e alta vertente, formando um vale em “V” encaixado vinculado ao embasamento da Formação Serra Geral. O afloramento apresenta cerca de 1,90 metros de espessura, constituído de material argiloso, mal selecionado, avermelhado na beira da estrada (Figura 53 e 54-A).

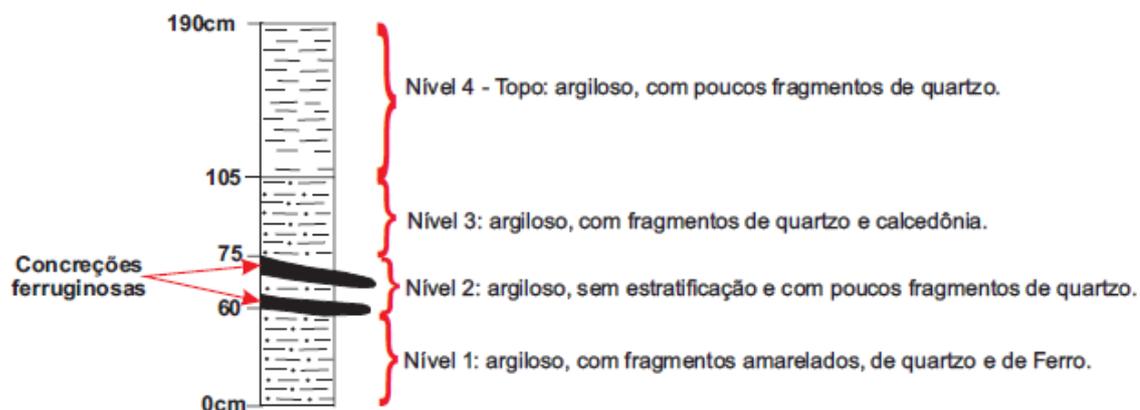


Figura 53: Perfil de solo com presença de concreção ferruginosa

O nível inferior ou da base tem cerca de 60 centímetros (Figura 53). Ocorre um nível argiloso de coloração bruno-avermelhado-escuro, com estrutura maciça, mal selecionada, com fragmentos de quartzo milimétricos, subarredondados e subangulosos, com presença de fragmentos amarelados milimétricos provenientes de alteração de basalto, fragmentos arredondados e subarredondados de Ferro preto.

O nível 2 apresenta contato abrupto com o nível inferior e superior a partir de linha de concreção ferruginosa (Figura 53) com cerca de 2 centímetros de espessura, que se distribui no perfil de modo aparentemente regular, porém mergulhando a N270° W e 23° NW. Esses dados de atitude indicam que a concreção está obedecendo à inclinação da vertente.

Ainda no nível 2, a concreção é de coloração preta-acinzentada (glei 2 2,5/10B – *Bluish black* ou Preto-azulado), com tonalidades amareladas (10YR 5/8 – *Red* ou vermelho), mostrando um processo de alteração tanto no topo como na base. Superficialmente, a concreção apresenta aspecto mais regular e homogêneo, enquanto que em subsuperfície apresenta aspecto irregular com caneluras e buracos de até 5 milímetros, podendo indicar uma origem pedogenética (Figura 54-B).

Nesse nível a concreção apresenta-se em dois subníveis de aproximadamente 2 centímetros de espessura. Possui então 20 centímetros total de espessura com essas duas intercalações situadas a 5 centímetros e a 15 centímetros da base, interrompidas por um subnível argiloso de aproximadamente 7 centímetros. Esse subnível argiloso não apresenta estratificação e apresenta raros fragmentos de quartzo milimétrico.

O nível 3 apresenta contato transicional com o nível superior. Com predomínio de material argiloso, semelhante aos níveis inferiores e com de coloração vermelho-escuro, não apresenta estratificação e material mal selecionado (Figura 53). Apresenta fragmentos de calcedônia alterada, grânulos de quartzo com 2 milímetros apresentando formatos alongados e angulosos e fragmentos de até 2 milímetros de grânulos de Ferro.

O nível 4 ou do topo contém material argiloso, semelhante aos níveis inferiores, com raros grãos de quartzo milimétricos imersos na matriz argilosa. O quartzo desse nível, assim como os dos níveis inferiores, apresenta aspecto lavado. Sua coloração é bruno-avermelhado-escuro (Figura 54-C).



Figura 54: A) Perfil de solo bruto; B) Camada de concreção ferruginosa; C) Perfil de solo com presença de concreções ferruginosas

A presença de concreções ferruginosas demonstra uma condição paleotopográfica importante na gênese desses materiais. Considerando que o perfil encontra-se na alta/ média vertente, pode-se presumir uma condição de declividade menor para o vale durante o Quaternário, com movimentos lentos de massa na medida em que os rios escavavam o leito e aprofundavam os talvegues, aumentando o ângulo de inclinação das vertentes.

5.5.3. *Cascalheiras oligomíticas imaturas (Ponto 11)*

O ponto 11 (Figuras 21 e 22) corresponde a cascalheiras imaturas de origem oligomítica sobreposta em contato abrupto com o embasamento associado à Formação Serra Geral e sotoposta em nível de colúvio.

Pode-se observar no nível inferior – de 0 a 40 centímetros – o basalto alterado, com evidência de alteração esferoidal (Figura 53-C). No nível intermediário – entre 40 e 73 centímetros – observa-se a cascalheira de brecha oligomítica (basalto, calcedônia, quartzo) angulosa a subangulosa, disposta de modo ondulada ocupando pequenas ravinas de cerca de 1,10 metro de largura; apresenta diâmetro variando de menos de 1 centímetros a mais de 15 centímetros (Figura 55 e 56).

O nível colúvial recobre o cascalho, numa espessura de cerca de 30 cm em contato abrupto (Figura 53-A). É constituído de fragmentos de quartzo milimétricos, calcedônia de até 3 centímetros, todos imersos em matriz argilosa marrom. No nível superior observa-se um colúvio mais fino.

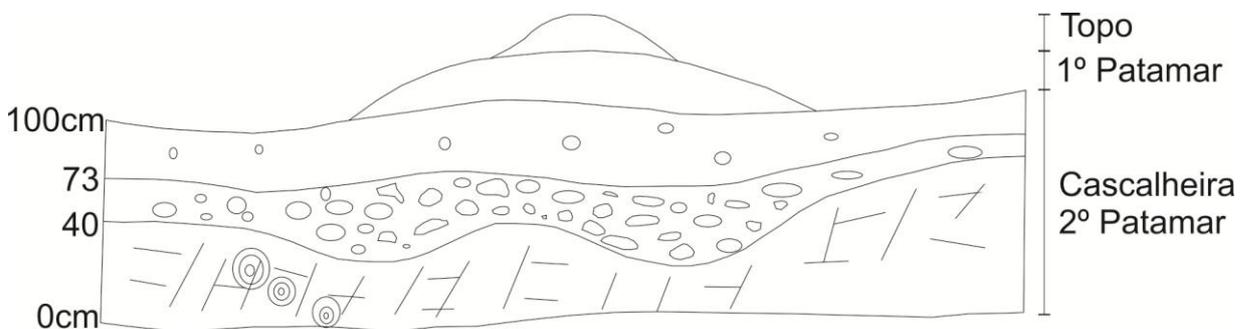


Figura 55: Perfil esquemático da cascalheira



Figura 56: A) Cascalheira oligomítica imatura em relação à vertente; B) Espessura da cascalheira; C) Alteração esferoide de basalto

A despeito da presença do embasamento próximo a superfície, constata-se a gênese alóctone desse material, mesmo com transporte de curta distância. A cascalheira provavelmente está relacionada à ação de pulsos tectônicos e retrabalhamento sem tempo para formação de solo, correspondendo a episódios de solifluxão de diferentes estágios de energia do ambiente na borda externa a nordeste do astroblema.

5.5.4. Depósito de encosta (Ponto 28)

O perfil verificado no ponto 28 (Figuras 21 e 22) encontra-se junto à ruptura de declive convexa que limita o 1º nível de patamar, apresentando cerca de 1,80 metros de espessura total (Figura 57 e 58).

A base do afloramento com 0,80 centímetros (Figura 57) caracteriza-se por apresentar material argiloso, mal selecionado e avermelhado, sem estratificação ou estruturas de bioturbação. Apresenta contato abrupto com o nível superior, representado por cascalheira oligomítica da Formação Serra Geral.

A cascalheira é formada de blocos angulosos a subarredondados de basalto microcristalino de cor preta, com sílica abundante (Figura 58) com a presença de grande quantidade de matriz argilosa, no qual os clastos e blocos encontram-se imersos. Forma um nível de aproximadamente 70 centímetros e faz contato claro com o nível superior.

O nível superior encontra-se em contato abrupto com o nível inferior, da cascalheira. No nível superior predomina material argiloso marrom-avermelhado, mas com presença de grânulos de basalto e quartzo de até 5 centímetros. Ocorrem também, de maneira esparsa, tanto na base como no topo, níveis de blocos de basalto, demonstrando uma granodecrescência ascendente para esse depósito.

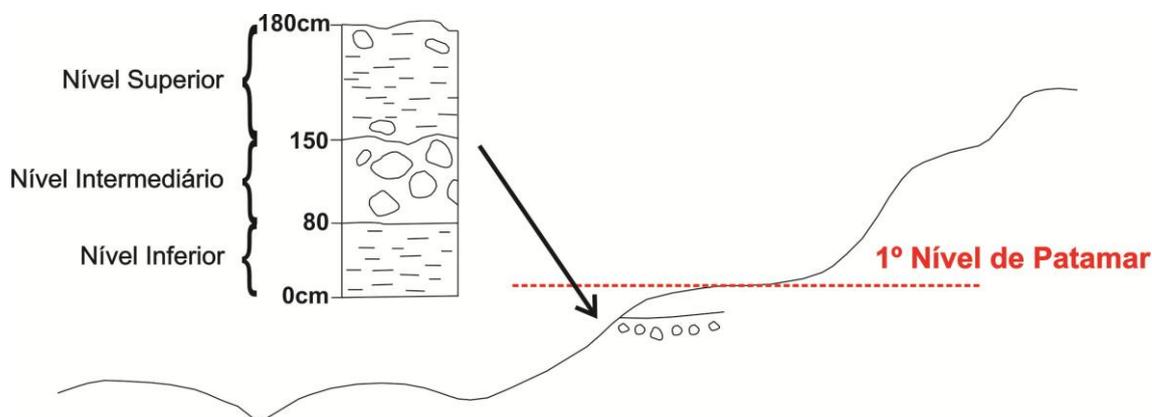


Figura 57: Perfil esquemático de perfil de solo com cascalheira

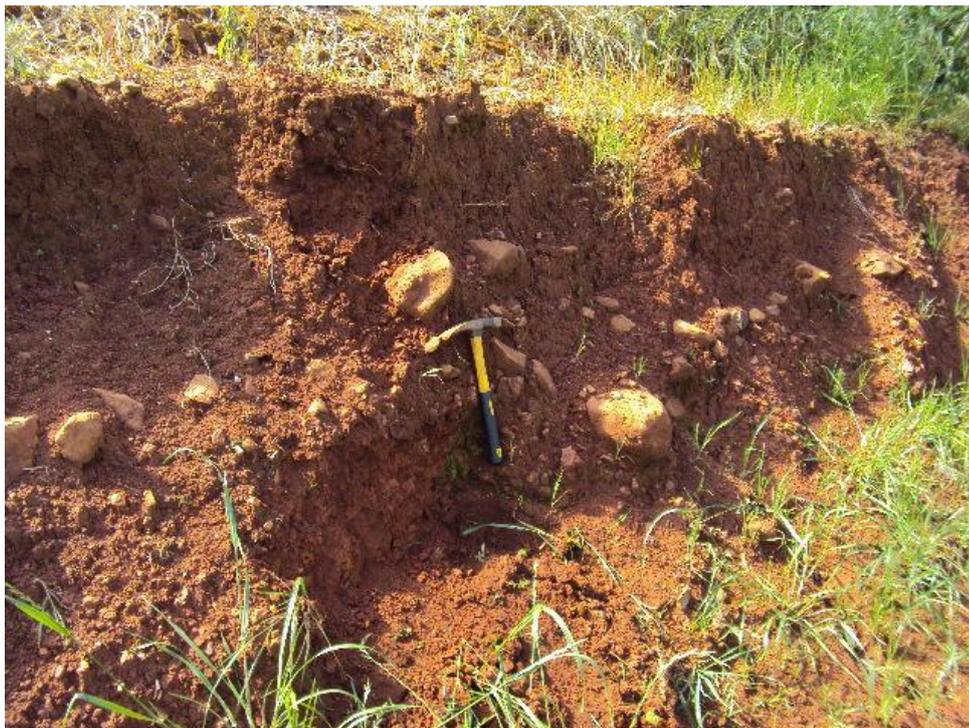


Figura 58: Perfil com cascalheira

As características morfológicas e granulométricas desses depósitos indicam uma forte gênese associada a fluxos de massa de alta densidade, intercaladas com períodos de menor energia, representadas pela deposição coluvial. Este, embora também seja característico de ambiente de alta energia, a presença de maior quantidade de material fino indica uma redução das condições de torrencialidade dos eventos quando comparado ao das cascalheiras.

A posição do depósito junto a ruptura de declive convexa que limita os níveis de patamar pode ser um importante indicador da morfogênese desses compartimentos.

5.6. Caracterização morfoestrutural do astroblema e áreas circunvizinhas

Em relação ao relevo da região, existe um grande contraste regional em relação ao astroblema, conforme visualizado no modelo tridimensional do terreno (Figura 59).

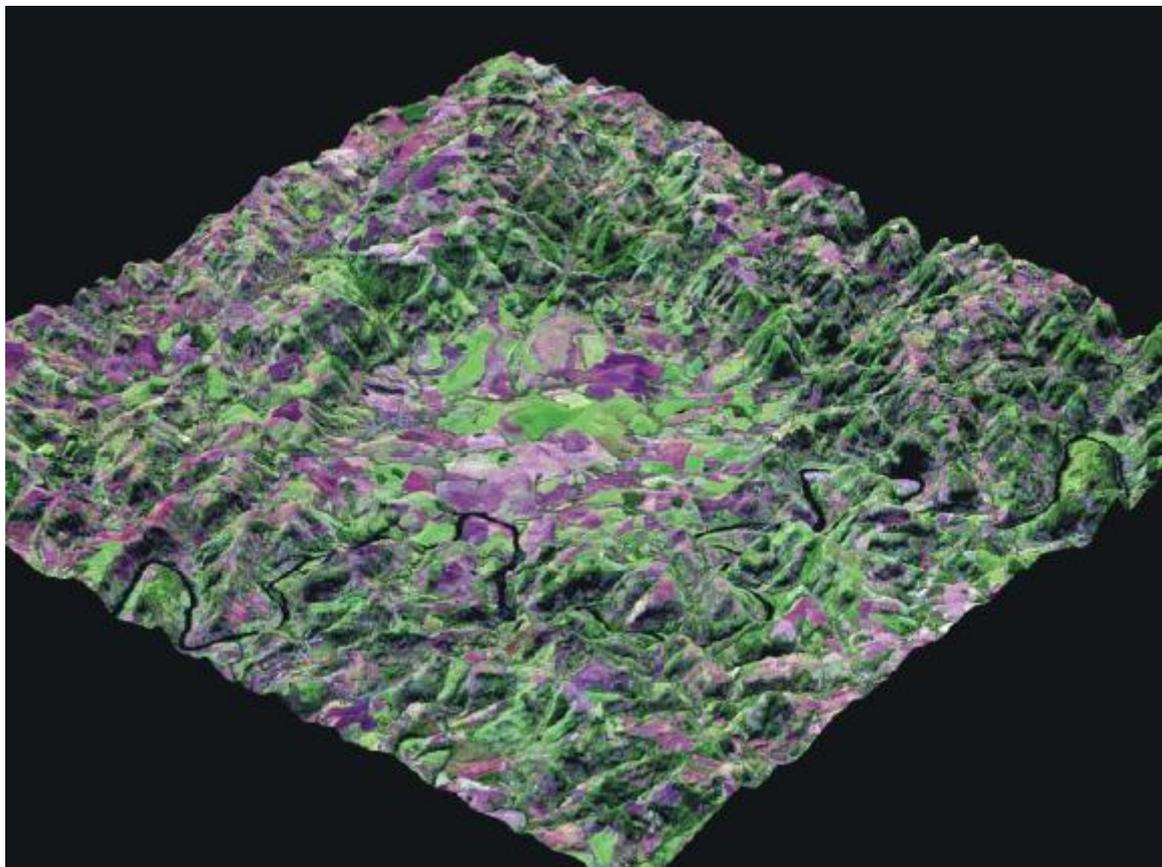


Figura 59: Modelo tridimensional do astroblema, confeccionada a partir da fusão dos dados topográficos SRTM com imagem obtida pelo sensor ETM+ com as bandas 543 em RGB. Fonte: Furuie (2006)

As bordas da estrutura apresentam classes de declividade de 20 a 75%, caracterizando-se por apresentarem as formas de vertentes íngremes e escalonadas, associadas a blocos abatidos nas margens internas da cratera, mapeados como rupturas de declive convexas.

Para a análise do comportamento estrutural do relevo do astroblema de Vista Alegre foram combinados mapas em escalas diversas, produzidos a partir de fotos aéreas e imagens de radar. A análise regional das estruturas foi discutida no item 5.1 dessa pesquisa.

A análise comparativa dos mapas de lineamentos produzidos a partir da rede de drenagem (Figura 60) e a partir de descontinuidades lineares em fotos aéreas (Figuras 59 e 60) demonstrou uma densidade de lineamentos maior nas áreas da borda da cratera para o segundo caso (Figura 61). Enquanto que a zona do Domínio Morfoestrutural da Depressão Central mostrou maior densidade de lineamentos quando utilizado a rede de drenagem como parâmetro de mapeamento (Figura 60).

Os traços de lineamentos definidos a partir da rede de drenagem mostraram um padrão mais condizente com a estrutura circular do astroblema, principalmente no domínio central, evidenciando falhas concêntricas, porém descontínuas, além de um padrão radial, com falhas perpendiculares as bordas do astroblema.

Nos lineamentos definidos a partir de descontinuidades de estruturas, foi possível identificar pequenas intrusões com ligeira curvatura para direções diversas, podendo indicar a deformação dessas estruturas, após o impacto meteorítico.

Foi observado, tanto por fotos aéreas como imagens de radar (Figuras 60 e 20) um aparente adernamento de blocos distribuídos de forma radial, o que é condizente com o padrão morfológico e estrutural do astroblema. Contudo, não foram observados, por meio de fotos aéreas ou radar, adernamentos de blocos na zona da depressão central, o que leva a conclusão de que os mesmos estão profundamente desgastados pela erosão. Apesar da não constatação desses blocos, é possível observar um relevo fortemente escalonado nas paredes internas da cratera, com coberturas detríticas ricas em matriz argilosa, o que permite defini-las como superfícies estruturais e não apenas vinculadas a erosão diferencial dos topos de derrames, embora esse caso também esteja presente. A presença das coberturas detríticas, junto às zonas de ruptura de declive convexa, pode indicar movimentos tectônicos recentes e bruscos, que levaram o transporte do material, sem tempo suficiente para o desenvolvimento de solos.

A presença de pequenos blocos com indicação de rejeito de mergulho, junto aos fundos de vales, na parte sudeste e nordeste (Figura 61), indicam possíveis eventos neotectônicos de caráter distensivo, atuantes na região. O que corrobora com as observações feitas com respeito ao desalinhamento de cristas de serras, no item 5.1. Contudo, a sincronicidade dos eventos tectônicos ainda não podem ser constatadas, nem possíveis pulsos recorrentes de movimentação das estruturas.

Outros elementos geomorfológicos podem indicar atividade tectônica pós-colisional, com a presença de grande quantidade de vales suspensos. A presença desses vales encontra-se associado a falhas perpendiculares ao vale, podendo conter também falhas longitudinais. Essa associação é sintomática, podendo estar vinculada a episódios quaternários, considerando tratar-se de vales com canais de primeira e segunda ordem.

Considerando a possibilidade de atribuímos idades relativamente recentes para os canais de baixa ordem hierárquica, foram feitas medidas de 429 canais de primeira ordem, com a finalidade de análise de suas direções preferenciais (Figura 62).

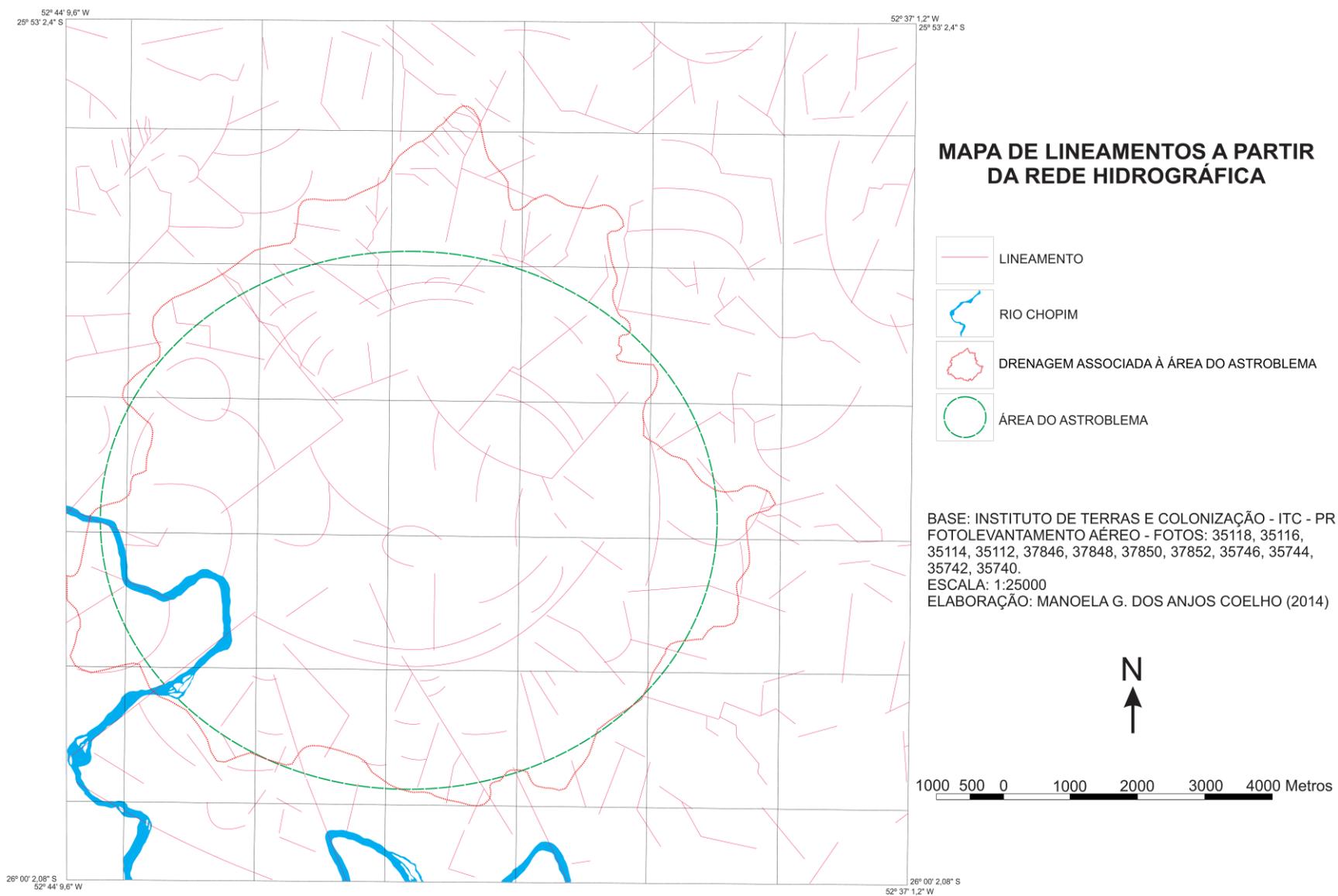


Figura 60: Mapa de lineamentos extraídos a partir da rede de drenagem

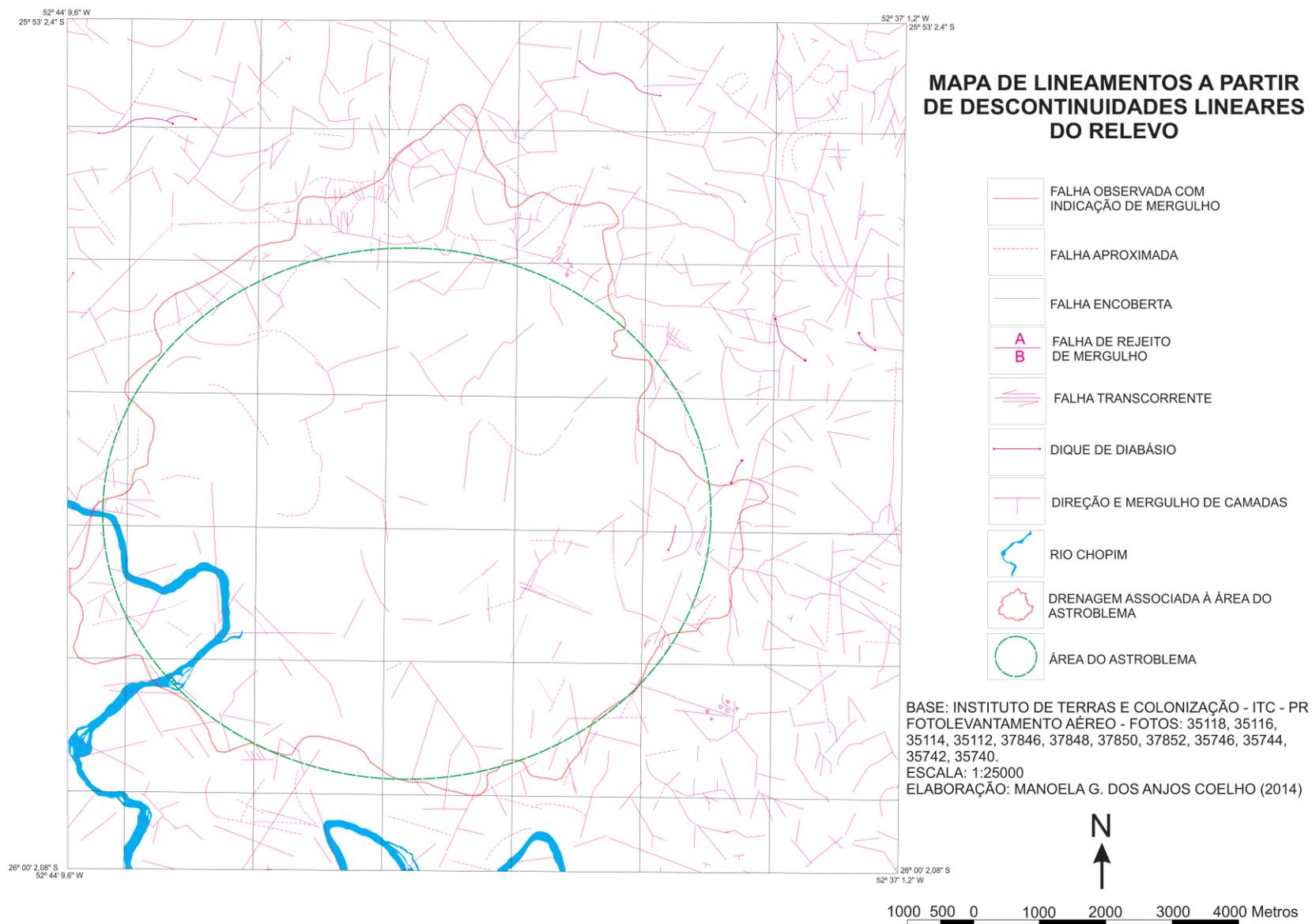


Figura 61: Mapa de lineamentos extraídos a partir de descontinuidades lineares do relevo

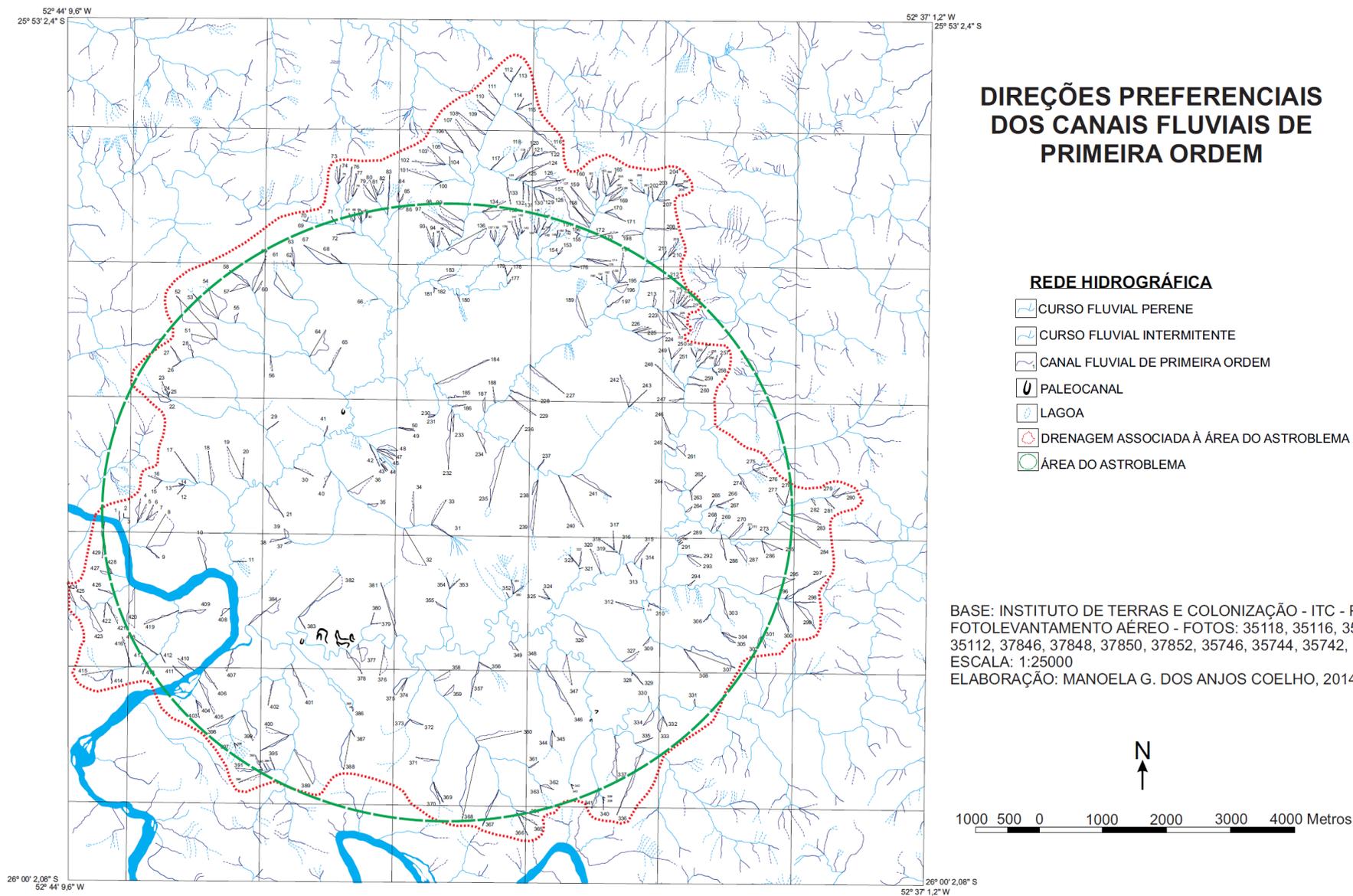


Figura 62: Direções preferenciais dos canais de primeira ordem

Os canais de primeira ordem demonstram destaque para um grupo de direção predominante de 0° a 10° NE, condizente com a direção de deslocamento das serras observadas no ítem 5.1, mas destacam-se também as direções secundárias de 0° a 40° NW e de 20° a 30° NE (Figura 63). O grupo das direções secundárias está associado às bordas da cratera.

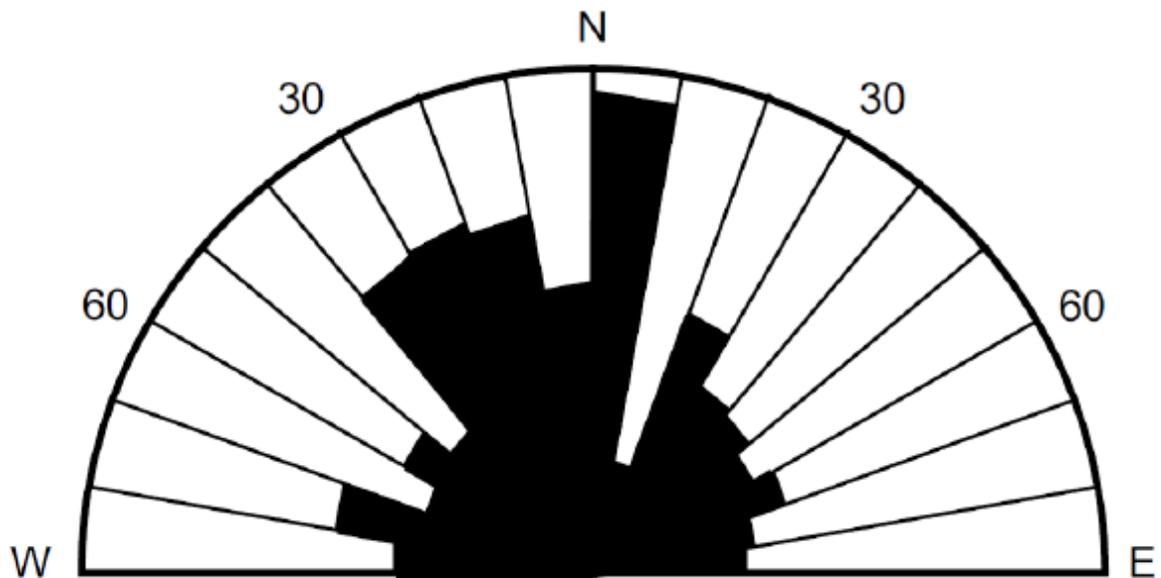


Figura 63: Diagrama de roseta dos canais de primeira ordem na área do astroblema de Vista Alegre. Elaboração: Felipe R. Macedo (2014)

Essas direções indicam um padrão perpendicular às bordas noroeste, norte e nordeste do astroblema, devido à drenagem local estar condicionada a prováveis falhas radiais que surgiram com o fraturamento que ocorreu com o impacto meteorítico. Dessa forma, o controle da drenagem nessa área ocorre em decorrência do controle estrutural nítido através dos planos de falha e fraturas nessas rochas.

Observou-se no mapeamento de lineamentos a partir da rede de drenagem (Figura 60), que as falhas identificadas indicam um padrão radial, bem definido, concordante com a morfologia anelar da cratera, condicionando a drenagem local. Verificou-se também lineamentos orientados a NW, paralelos ao traçado da calha do rio Chopim que deságua nesse sentido no rio Iguaçu. Tal situação torna-se menos frequente ou quase nula na área adjacente ao astroblema.

5.7. Modelo de evolução morfogênética do astroblema

Diversos trabalhos feitos no Brasil por Crósta (1981, 1982, 1987, 2004, 2005, 2006, 2008 e 2012), Crósta & Vasconcelos (2013), Dietz e French (1973), Dietz *et. al.* (1973), Kenkmann *et. al.* (2010), Furuie (2006), Vieira (2009), Maziviero (2012), Maziviero *et. al.* (2013), entre outros, mostram a importância de eventos siderais de impactos, que produziram formas e materiais anômalos e imprimiram características únicas que permanecem na paisagem após longos períodos de tempo na escala geológica. Esses eventos geraram formas de relevos importantes, durante seus estágios formativos e que acabam servindo de marco temporal e geomorfológico, permitindo distinguir eventos ambientais posteriores.

Esse trabalho permitiu diferenciar três estágios evolutivos, cuja cronologia ainda carece de maior estudo.

O primeiro estágio é caracterizado pelo impacto ocorrido em algum momento do Cretáceo – entre 145,5 e 99,6 Ma – e cujas ondas de choque se propagaram além do Domínio Geomorfológico da Depressão Central, num raio de cerca de 20 quilômetros aproximadamente. Contudo, a concentração da onda de choque, num raio de cerca de 5 quilômetros, permitiu a abertura de uma cratera profunda com formação de cones de estilhaçamento que evidenciam o impacto. O efeito “rebote” produzido permitiu à ascensão das litologias sotopostas às ígneas da Formação Serra Geral, incorporando arenitos das Formações Botucatu e Piramboia, conforme análises feitas por Vieira (2009). A incorporação de clastos de arenitos e basaltos em uma massa fina produziu brechas polimíticas, hoje restritas a área central. A presença de quartzitos, embora ainda não suficientemente esclarecida, devido aos poucos afloramentos, indicam os níveis de temperatura a que foram submetidos os arenitos (Figura 64).

O segundo estágio de provável idade Paleógena ou Neógena, é caracterizado por longos períodos de aplainamentos da superfície, descrito para vastas áreas do continente sul-americano (MARTONNE, 1943; KING, 1956; BIGARELLA & AB’SABER, 1964; BIGARELLA *et. al.*, 1965; AB’SABER, 1977), seguidos de pulsos de caráter epirogênico e compensações isostáticas decorrentes de alívio de carga. Na área do Astroblema de Vista Alegre esse estágio não está suficientemente caracterizado. Contudo, a morfologia deformada do astroblema, especialmente na sua parte nordeste, bem como as características geomorfológicas do Domínio Geomorfológico das Bordas de Cimeira, poderiam ser atribuídas aos eventos tectônicos desse período (Figura 64).

O terceiro estágio é caracterizado por deformações tectônicas mais recentes, possivelmente quaternárias, e são responsáveis por formas elementares de relevo com

controle estrutural, com os vales suspensos, drenagens encaixadas, blocos abatidos e possivelmente cristas de serras desalinhadas. A presença de depósitos sedimentares de blocos com grande quantidade de matriz, localizada junto às zonas de patamar, constitui outro elemento que reforça a ideia de fluxos de massa repentinos associados ao deslocamento e/ou reativação de blocos situados nas margens internas do astroblema (Figura 64).

A análise das direções preferenciais dos canais de primeira ordem de grandeza, com marcante direção 10° corrobora com essas observações. Apesar da atuação de eventos tectônicos quaternários ainda serem sujeitas revisões, considerando os poucos dados estruturais disponíveis, as características geomorfológicas constituem uma primeira análise para se caracterizar esses eventos geradores de estruturas de impacto complexas, como é o caso de Vista Alegre.

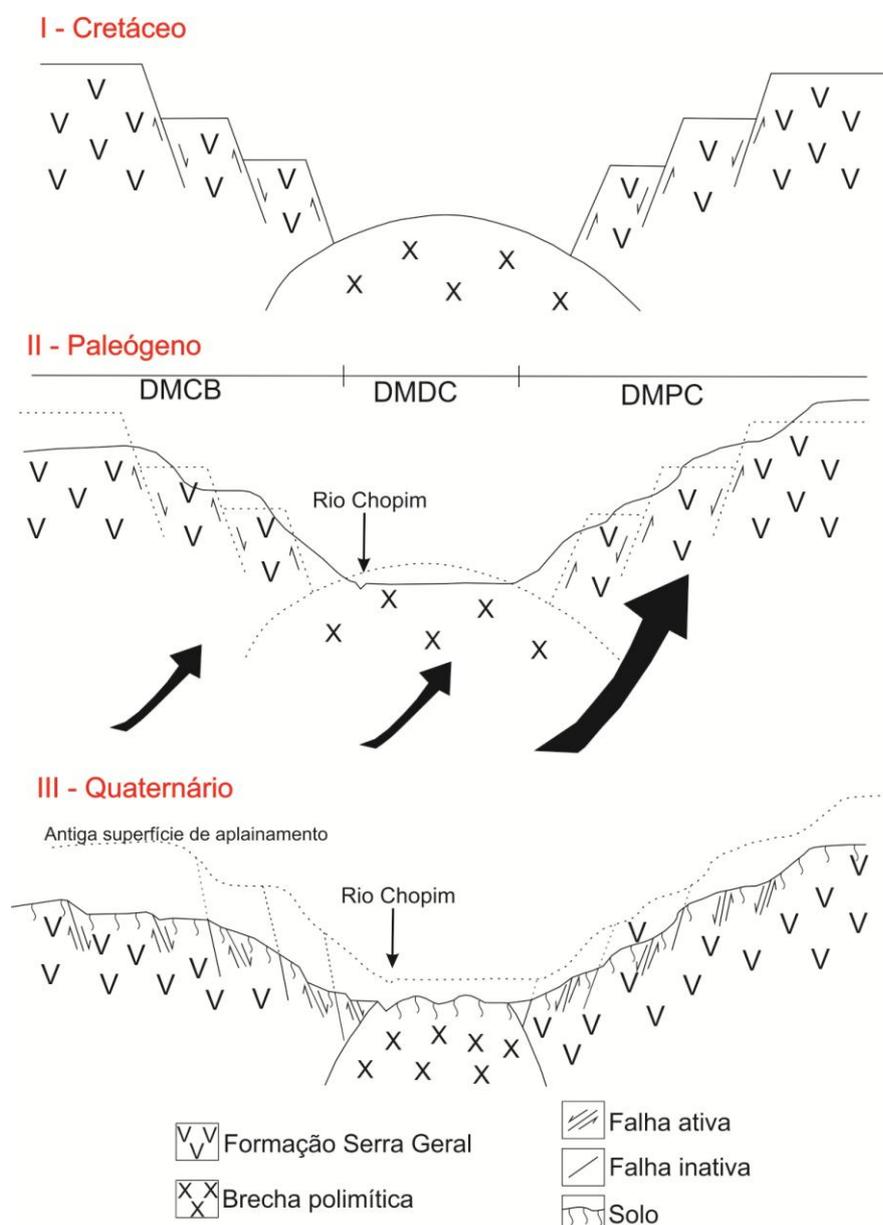


Figura 64: Teorias para a formação da paisagem da borda para o interior do astroblema

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O astroblema de Vista Alegre, localizado na vila rural homônima do município de Coronel Vivida, sudoeste do estado do Paraná, é classificado como uma estrutura de impacto complexa, provavelmente formada antes do término da deposição das rochas da Formação Serra Geral, que compõe a litologia regional e de grande parte da estrutura do astroblema.

Como a forma final das crateras de impacto meteorítico não são mais visíveis dadas às alterações promovidas pela ação de processos geológicos, pedológicos, bioclimáticos, etc., cabe a Geomorfologia identificar e classificar as feições de relevo atuais nessas estruturas baseada no que se propõe quanto à sua gênese.

Observou-se que as estruturas regionais são influenciadas pelo astroblema. Tal constatação fica evidente através das deformações das litoestruturas e dos lineamentos, principalmente os positivos que apresentam as cristas de serra deslocadas, formando sistemas paralelos. Já os lineamentos negativos apresentam curvaturas tanto em sentido oposto ao da cratera como seguindo a morfologia do astroblema, formando assim sistemas de falhas com componentes normais e transcorrentes.

Além dos basaltos toleíticos verificados no astroblema, foram identificadas brechas polimíticas de impacto na área central do astroblema, presença de cones de estilhaçamento – impressões deixadas pela passagem das ondas de choque – além da ocorrência de quartzito – provavelmente oriundo do recozimento dos arenitos das Formações Botucatu e Piramboia – que carecem de melhor esclarecimento quanto a sua gênese.

Com a análise da fotointerpretação de fotografias aéreas, identificaram-se três unidades geomorfológicas, definidas como Domínios Geomorfológicos: das Bordas de Cimeira, das Colinas Baixas e da Depressão Central. Dessa forma, foi possível a identificação de modelado de dissecação cujas formas individuais de relevo são predominantes na área de ocorrência do Domínio Geomorfológico das Bordas de Cimeira e do Domínio Geomorfológico das Colinas Baixas. Áreas essas onde as altitudes variam de 560 a 680 metros no Domínio Geomorfológico das Colinas Baixas e de 560 a 880 metros no Domínio Geomorfológico das Bordas de Cimeira, marcadas pela ocorrência de rupturas de declive convexa e côncava associadas, ocorrendo como degraus ou patamares de uma mesma vertente. O modelado de acumulação é mais evidente na área interna do astroblema, onde a topografia suave ondulada é entremeada por canais fluviais e seus depósitos fluviais, depósitos coluviais e colúvio-aluviais indiferenciados, bem como a presença de solos

autóctones e argilosos, identificados tanto por meio de afloramentos como pela detecção das estruturas subsuperficiais através do Georradar.

O sistema de drenagem composto pelo rio Chopim e seus afluentes, apresenta padrões de drenagem dendrítico e radial centrípeta e com menor densidade de canais no centro do astroblema. Com a análise realizada, pode-se constatar que por um retrabalhamento do sistema de drenagem superimposto à área em questão, graças ao rebaixamento do nível de base regional, tem contribuído grandemente para a intensificação dos processos erosivos obliterantes a que essa estrutura tem sofrido no decorrer do tempo geológico.

Com o mapeamento dos lineamentos a partir da rede de drenagem e de discontinuidades de estruturas obtidas pela fotointerpretação, demonstrou maior densidade de lineamentos nas áreas da borda da cratera – Domínio Geomorfológico das Bordas de Cimeira e do Domínio Geomorfológico das Colinas Baixas – no mapa relativo à fotointerpretação. Já na área do Domínio Morfoestrutural da Depressão Central, há uma maior densidade de lineamentos quando o critério utilizado foi a rede de drenagem e mais concordante com a morfologia circular do astroblema.

Pode-se observar que os lineamentos definidos a partir de discontinuidades de estruturas possuem trechos com curvatura para diversas direções, podendo indicar uma deformação dessas estruturas após o impacto meteorítico. Além disso, a presença de pequenos blocos com indicação de rejeito de mergulho, junto aos fundos de vales, indicam possíveis eventos neotectônicos de caráter distensivo, atuantes na região.

A direção preferencial dos canais fluviais de primeira ordem, condicionada a prováveis falhas, apresentam um grupo de direção predominante de 0° a 10° NE, condizente com a direção de deslocamento das cristas das serras e outro grupo de direção de 0° a 40° NW e de 20° a 30° NE, associado às bordas da cratera.

Finalmente, apresentou-se proposta de modelo de evolução morfogenética do astroblema, cuja evolução estaria associada à erosão diferencial nos blocos falhados/ abatidos originados no processo de formação das bordas inicialmente, fases de intemperização responsáveis pelo surgimento de superfícies de aplainamento através de erosão lateral e ainda, em climas úmidos, os processos de pedogênese, coluvionamento e, modelagem atual dessa cratera associada a prováveis eventos de pulsos tectônicos.

Portanto, considerando as relações estratigráficas, podemos situar a formação do astroblema, de morfologia complexa, no Cretáceo, sendo que eventos tectônicos e possivelmente paleoclimáticos posteriores, aplainaram o relevo e desalinham cristas de serra, levando à deformação da morfologia da cratera.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SABER, A. N. Os domínios morfoclimáticos da América do Sul. Primeira Aproximação. **Geomorfologia**, n. 52, São Paulo, 1977.

_____. Megageomorfologia do território brasileiro. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. **Geomorfologia do Brasil**. 8ª edição. Rio de Janeiro: Bertand Brasil, 2012. 71-106p.

BHERING, S. B.; SANTOS, H. G.; MANZATTO, C. V.; BOGNOLA, I. F.; FASOLO CARVALHO, A. P.; POTTER, O.; AGLIO, M. L. D.; SILVA, J. S.; CHAFFIN, C. E.; CARVALHO JUNIOR, W. **Mapa de solos do estado do Paraná**. Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 2007. 73p.

BIGARELLA, J.J. & AB'SÁBER, A. N. Paläogeographische und Paläoklimatische Aspekte des Känozoikums in Südbrasilien. **SEIT. Für Geomorph.**, Berlin, 8 (3):286-312, 1964.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. **Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil**. Boletim Paranaense de Geografia, n. 16 e 17, 1965. 117-151p.

BIGARELLA, J. J. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Vol. 3. Florianópolis: Editora da UFSC, 2003. 884-1436p.

BRASIL, D. L. **Investigação geofísica forense e antropológica com o método GPR no cemitério do Tapanã e no cemitério perdido de Mosqueiro (Belém, Pará)**. Dissertação (Mestrado em geofísica) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Belém, 2013. 94p.

CASSETI, V. **Geomorfologia**. 2005. Disponível em: <http://www.funape.org.br/geomorfologia/>. Acesso em 10/03/2013.

CAVIGLIONE, J.H.; KIIHL, L.R.B.; OLIVEIRA, D.; GALDINO, J.; BORROZINO, E.; GIACOMINI, C.C.; SONOMURA, M.G.Y.; PUGSLEY, L. Cartas climáticas do estado do Paraná. IN: **Congresso e mostra de agroinformática**, 1, 2000, Ponta Grossa. **Anais...** Ponta Grossa, 2000.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2ª ed. São Paulo: Blucher, 1980. 188p.

COELHO, M. G. A.; MACEDO, F. R. **Padrões de drenagem e direções preferenciais em canais fluviais de primeira ordem**. In: I Simpósio Nacional de Métodos e Técnicas da Geografia e XXII Semana de Geografia, 2013, Maringá – PR. 786-797p.

COPEL – COMPANHIA PARANAENSE DE ENERGIA. **Usina hidrelétrica Chopim I.** Relatório ambiental COPEL – GERAÇÃO GESPR/SPRGPR/EQGMA 09/ 1999. Disponível em [http://www.copel.com/hpcopel/root/pagcopel2.nsf/arquivos/relambientalcim/\\$FILE/RelAmbienta1CIM.pdf](http://www.copel.com/hpcopel/root/pagcopel2.nsf/arquivos/relambientalcim/$FILE/RelAmbienta1CIM.pdf). Acesso em 30/07/2014.

CRÓSTA, A. P.; GASPAR, J. C.; CANDIA, M. A. F. Feições de metamorfismo de impacto no Domo de Araguinha. **Revista Brasileira de Geociências**, 11: 139-146, 1981.

CRÓSTA, A. P. **Mapeamento geológico do Domo de Araguinha utilizando técnicas de sensoriamento remoto.** Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1982. 90 p.

_____. Impact structures in Brazil. In: J. Pohl (ed.) **Research in Terrestrial Impact Structures**. Wiesbaden, Vieweg & Sohn, 30-38, 1987.

CRÓSTA, A. P.; KAZZUO-VIEIRA, C.; SCHRANK, A. **Vista Alegre: a newly discovered impact crater in Southern Brazil.** *Meteoritics & Planetary Science*, v. 39, Supplement, pp. A-28, 2004.

CRÓSTA, A. P.; KAZZUO-VIEIRA, C.; CHOUDHURI, A.; SCHRANK, A. Astroblema Domo de Vargeão, SC: Registro de Impacto Meteorítico sobre Rochas Vulcânicas da Bacia do Paraná. In: Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Berbert-Born, M.; Queiroz, E.T.; Campos, D.A. (Editores). **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. Publicado online, 2005. Disponível em <http://sigep.cprm.gov.br/sitio114/sitio114.pdf>]. Acesso em 22/03/2013.

CRÓSTA, A. P. Crateras meteoríticas no Brasil. **Textos de Glossário Geológico Ilustrado**, 2006. Disponível em <http://www.unb.br/ig/glossario/>. Acesso em 10/02/2013.

CRÓSTA, A. P. **Basaltic impact structures of the Paraná Basin, Brazil.** Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution IV, 2008. 2p.

CRÓSTA, A. P.; FURUIE, R. A.; SCHRANK, A.; KAZZUO-VIEIRA, C. Astroblema de Vista Alegre, PR: Impacto meteorítico em derrames vulcânicos da Formação Serra Geral, Bacia do Paraná. In: Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Berbert-Born, M.; Queiroz, E.T.; Souza, C. R. G.; Fernandes, A. C. S.; Filho, W. S. (Editores). **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil, vol. 3.** Publicação online, 2011. Disponível em <http://sigep.cprm.gov.br/sitio044/sitio044.pdf>. Acesso em 22/03/2013.

CRÓSTA, A. P. Estruturas de impacto e astroblemas brasileiros. In: HASUI, Y; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. (Org.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012. 673-708p.

CRÓSTA, A. P.; VASCONCELOS, M. A. R. **Update on the current knowledge of the Brazilian impact craters.** 44th Lunar and Planetary Science Conference, 2013. 2p.

CUNHA, S. B. Geomorfologia fluvial. In: GUERRA, A. J. T., CUNHA, S. B. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos.** 11ª edição. Rio de Janeiro: Bertand Brasil, 2012. 211-252p.

DAVIS, W. M. The geographical cycle. **Geographical Journal**, **14**: 481-504, 1899.

DIETZ, R. S.; FRENCH, B. M. Two probable Astroblemes in Brazil. **Nature**, 244:561-562, 1973.

DIETZ, R. S.; FRENCH, B. M.; OLIVEIRA, M. A. M. 1973. Araguinha Dome (Goiás) and Serra da Cangalha (Mato Grosso): probable astroblemes? In: SBG, **Congresso Brasileiro de Geologia**, 27, Resumo das Comunicações, 1:102.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. **Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos.** In: Critérios para distinção de classes de solos e de fases de unidades de mapeamento. Rio de Janeiro, **EMBRAPR-SNLCS**, 1988. 67p.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J. Análise de bacia aplicada à prospecção de água subterrânea no planalto acidental paulista, SP. **Geociências, São Paulo: UNESP**, v.26, n.3, 229-247, 2007.

FERNANDES, A. J.; MALDANER, C. H.; SOBRINHO, J. M. A.; PRESSINOTTI, M. M. N.; WAHNFRIED, I. Estratigrafia dos Derrames de Basaltos da Formação Serra Geral (Ribeirão Preto - SP): Baseada na Geologia Física, Petrografia e Geoquímica. **Revista do Instituto de Geociências – USP**. Geol. USP, Sér. cient., São Paulo, v. 10, n. 2, p. 73-99, julho 2010.

FERNANDES, O. V.; TIZ, G. J.; JESUS, K. A.; NACKE, S. M. M. Caracterização Morfométrica da Rede de Drenagem Associada à Cratera de Impacto de Vista Alegre, Município de Coronel Vivida, Sudoeste do Paraná. **Revista Brasileira de Geografia Física**. V. 06, N.02, 157-169, 2013.

FRENCH, B.M.. **Traces of Catastrophe: A Handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures.** LPI Contribution nº 954, Lunar and Planetary Institute, Houston, 1998. 120 p.

FURUIE, R. A. **Aspectos Geológicos e Feições de Impacto da Cratera de Vista Alegre, PR.** Trabalho de conclusão de curso (Graduação de Geologia) – Instituto de Geociências – Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2006. 59p.

GUERRA, A. T; GUERRA, A. J. T. **Novo dicionário geológico-geomorfológico**. 9ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2011. 648p.

HOWARD, A. D. **Drainage analysis in geologic interpretation: summation**. Bulletin American Association of Petroleum Geologist, 51(11): 2246-2259, 1967.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA – IBGE. **Glossário geológico**. Rio de Janeiro: IBGE, 1999. 214p.

_____. **Mapa das unidades de relevo do Brasil**. Disponível em ftp://geoftp.ibge.gov.br/mapas_tematicos/mapas_murais/relevo_2006.pdf. Acesso em 22/03/2013.

_____. **Manual técnico de pedologia**. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. 2º ed , Rio de Janeiro , 2007. 316 p.

_____. **Manual técnico de geomorfologia**. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. 2º ed , Rio de Janeiro , 2009. 182 p.

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. **SPRING versão 5.0.6**. 2004. Disponível em <http://www.inpe.gov.br>. Acesso em 05/04/2013.

IPARDES. **Caderno estatístico de Coronel Vivida**. Curitiba, 2015, 40p. Disponível em <http://www.ipardes.gov.br/cadernos/MontaCadPdf1.php?Municipio=85550&btOk=ok>. Acesso 10/02/2015.

KENKMANNI, T.; VASCONCELOS, M.; CRÓSTA, A. P.; REIMOLD, W. U. Serra da Cangalha, Tocantins, Brazil: insights to the structure of a complex impact crater with na overturned central uplift. **41st Lunar and Planetary Science Conference**. N° 1237, 2010. 2p.

KING, L.C. The pediment landform: Some current problems. **Geol. Magazine**, **86**: (4) 245-250, 1949.

_____. Canons of landscape evolution. **Bull. Geol. Society of America. New York**, **64** (7), 721-752, 1953.

_____. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Rev. Bras. Geogr.**, Rio de Janeiro, v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.

_____. The uniformitarian nature of hillslope. **Trans. Edin. Geol. Soc. Edinburg – USA**, v. **17** (1), 81-102, 1957.

KOHLER, H. C. **A escala na análise geomorfológica.** Revista Brasileira de Geomorfologia, Ano 3, Nº 1 (2002) 11-19

LIMA, C. C. U. **O neotectonismo na costa do sudeste e do nordeste brasileiro.** In: revista de ciência & tecnologia, v. 15, 91-102 p, 2000.

LIMA, J. G. G. **Ocorrência e gênese de derrame alterado sob rocha sã no planalto de Palmas (PR)/ Água Doce (SC).** Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual do Oeste do Paraná. Francisco Beltrão, 2013. 167p.

MAACK, R. Breves notícias sobre a geologia do Paraná e Santa Catarina. **Arquivo de Biologia Tecnologia do Estado do Paraná**, v. 2: 1947.

_____. **Geologia física do Estado do Paraná.** Curitiba: Imprensa Oficial, 1968.

MARTONNE, E. (1943) Problemas morfoclimáticos do Brasil tropical atlântico. **Rev. Bras. Geografia**, 5(4):523-550.

MAZIVIERO, M. V.; VASCONCELOS, M. A. R.; **CRÓSTA, A. P.**; GOES, A. M.; REIMOLD, W. U.; CARNEIRO, C. C. Geology and impact features of Riachão structure, northern Brazil. **Meteoritics & Planetary Science**, v. 48, p. 2044-2058, 2013.

MELOSH, H. J.; IVANOV, B. A. **Impact Crater Collapse.** In Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 27: 385-415, 1999.

MENDES, L. D.; FERNANDES, N. F.; GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F. **Morfotectônica da bacia hidrográfica do rio Bonito, Petrópolis, RJ.** Revista Brasileira de Geomorfologia, v.8, n.1, p.63-77, 2007.

MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A.; FERNANDES, L. AL; FRANÇA, A. B. **Bacia do Paraná.** Boletim de Geociências Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, maio/nov. 2007.

MINEROPAR – MINERAIS DO PARANÁ S. A. **Atlas Geológico do Paraná.** Secretaria da Indústria do Comércio e do Turismo do Estado do Paraná. Curitiba, 2001. 116p.

_____. **Atlas geomorfológico do Estado do Paraná – Escala 1: 250.000 modelos reduzidos – Minerais do Paraná.** Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 2006. 63 p.

MISSURA, R. **Análise morfoestratigráfica da bacia do ribeirão dos Poncianos/ MG.** Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2005. 137p.

MOURA, J. R. S. Geomorfologia do Quaternário. In GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 11ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2012. 335-364p.

MUNSELL COLOR. **Munsell soil color charts**. Baltimore: Munsell Color, 1994.

NARDY, A. J. R.; ROSA, M. C.; LUCHETTI, A. C. F.; FERREIRA, M. L. C.; MACHADO, F. B.; OLIVEIRA, M. A. F. Parâmetros físicos pré-eruptivos do magmatismo ácido da província magmática do Paraná: resultados preliminares. **Geociências**, v. 30, n. 4, p. 575-588, 2011.

QUEIROZ NETO, J. P. **O estudo de formações superficiais no Brasil**. Revista do Instituto Geológico, v. 22 (1/2): 65-78. 2001.

PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E.; PASA, V.; ANDRES, J. Verificação da ocorrência da sequência de derrames vulcânicos da Formação Serra Geral na ocorrência de patamares na área drenada pelo rio Marrecas – SW, PR. In: **Simpósio nacional de geomorfologia, 7, Encontro latino americano de geomorfologia, 2, Anais em CD Rom**. Belo Horizonte, 2008 (a), 10p.

PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E.; ANDRES, J. **Superfícies aplainadas em zona morfoclimática subtropical úmida no planalto basáltico da bacia do Paraná (SW Paraná/NW Santa Catarina): primeira aproximação**. Geociências (UNESP), v. 27, p. 541-553, 2008(b).

PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E. **Propriedades micromorfológicas de colúvios em encosta no médio vale do Rio Marrecas (Sudoeste do Estado do Paraná) - bases para distinção de formações superficiais alóctones e autóctones em substrato basáltico**. Pesquisas em Geociências, 39 (1): 53-62, jan./abr. 2012.

PASSOS, E.; BIGARELLA, J. J. Superfícies de erosão. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. **Geomorfologia do Brasil**. 8ª edição. Rio de Janeiro: Bertand Brasil, 2012. 107-141p.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de geomorfologia**. Rio de Janeiro: IBGE, 1974. 141p.

RIBEIRO, S. C.; LIMA, F. J.; CORREA, A. C. B. **Depósitos de encostas em regiões tropicais: uma abordagem sobre a formação de colúvios**. Revista Geonorte, Edição Especial, V.2, N.4, 334 – 342 p., 2012.

SAADI, A. **Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares**. Geonomos, Revista de Geociências, nº1, v. 1: 1-15, 1992.

SORDI, M. V. **Parâmetros granulométricos e relações morfoestratigráfica dos depósitos sedimentares de vertente: o caso da Serra de São Pedro – Faxinal – PR**. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual de Maringá. Maringá, 2014. 104p.

STRUGALE, M., ROSTIROLLA, S. P.; MANCINI, F., PORTELA FILHO, C. V. Compartimentação Estrutural das Formações Pirambóia e Botucatu na Região de São Jerônimo da Serra, Estado do Paraná. **Rev. Bras. de Geociências**, vol. 34, p.303-316, 2004.

SUERTEGARAY, D. M. A. **Terra: feições ilustradas**. 3ª ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2008. 263p.

THOMAZ, S. L. Sinopse sobre a geologia do Paraná. **Boletim de geografia – UEM. Ano 2: nº 2**. Janeiro, 1984.

VARGAS, K. B. **Caracterização morfoestrutural e evolução da paisagem da bacia hidrográfica do ribeirão Água das Antas – PR**. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual de Maringá. Maringá, 2012. 102p.

VIEIRA, C. K. **Caracterização geológica e geofísica da estrutura de impacto Domo de Vargeão, SC**. Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências. Campinas, SP, 2009. 153p.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Bacia do Paraná. In Raja Gabaglia, G. P. e Milani, E.J. (eds.), **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**, Ed. Gávea, Petrobras, 135-168, 1991

APÊNDICES

Apêndice I - Direções preferenciais dos canais de primeira ordem

Rios	Ângulos	Direção	Rios	Ângulos	Direção	Rios	Ângulos	Direção
1	269	-1	46	163	73	91	262	-8
2	273	3	47	160	70	92	264	-6
3	176	86	48	176	86	93	291	21
4	263	-7	49	169	79	94	272	2
5	244	-26	50	176	86	95	268	-2
6	244	-26	51	347	77	96	301	31
7	217	-53	52	313	43	97	328	58
8	239	-31	53	316	46	98	327	57
9	141	51	54	289	19	99	326	56
10	286	16	55	263	-7	100	26	-64
11	179	89	56	97	7	101	341	71
12	60	-30	57	16	-74	102	355	85
13	10	-80	58	323	53	103	316	46
14	343	73	59	249	-21	104	272	2
15	46	-44	60	239	-31	105	336	66
16	341	71	61	303	33	106	308	38
17	306	36	62	302	32	107	306	36
18	276	6	63	277	7	108	321	51
19	296	26	64	239	-31	109	326	56
20	267	-3	65	242	-28	110	317	47
21	122	32	66	9	-81	111	308	38
22	332	62	67	336	66	112	310	40
23	294	24	68	319	49	113	237	-33
24	296	26	69	340	70	114	240	-30
25	263	-7	70	247	-23	115	203	-67
26	33	-57	71	302	32	116	138	48
27	306	36	72	7	-83	117	226	-44
28	286	16	73	276	6	118	290	20
29	217	-53	74	263	-7	119	247	-23
30	166	76	75	229	-41	120	240	-30
31	160	70	76	263	-7	121	241	-29
32	121	31	77	261	-9	122	191	-79
33	239	-31	78	240	-30	123	264	-6
34	271	1	79	307	37	124	207	-63
35	186	-84	80	289	19	125	216	-54
36	211	-59	81	289	19	126	181	-89
37	20	-70	82	249	-21	127	196	-74
38	13	-77	83	267	-3	128	149	59
39	281	11	84	277	7	129	114	24
40	64	-26	85	244	-26	130	104	14
41	263	-7	86	206	-64	131	93	3
42	114	24	87	299	29	132	90	0
43	124	34	88	266	-4	133	99	9
44	136	46	89	284	14	134	204	-66
45	129	39	90	276	6	135	186	-84

Rios	Ângulos	Direção	Rios	Ângulos	Direção	Rios	Ângulos	Direção
136	208	-62	182	167	77	228	169	79
137	287	17	183	199	-71	229	144	54
138	266	-4	184	204	-66	230	21	-69
139	242	-28	185	186	-84	231	22	-68
140	293	23	186	188	-82	232	87	-3
141	282	12	187	269	-1	233	86	-4
142	276	6	188	279	9	234	116	26
143	223	-47	189	288	18	235	76	-14
144	286	16	190	330	60	236	236	-34
145	261	-9	191	269	-1	237	238	-32
146	242	-28	192	270	0	238	68	-22
147	190	-80	193	299	29	239	84	-6
148	227	-43	194	261	-9	240	116	26
149	269	-1	195	179	89	241	160	70
150	261	-9	196	194	-76	242	286	16
151	269	-1	197	213	-57	243	223	-47
152	176	86	198	6	-84	244	331	61
153	239	-31	199	322	52	245	328	58
154	286	16	200	273	3	246	295	25
155	46	-44	201	267	-3	247	6	-84
156	337	67	202	276	6	248	317	47
157	306	36	203	241	-29	249	282	12
158	316	46	204	261	-9	250	227	-43
159	310	40	205	189	-81	251	244	-26
160	284	14	206	167	77	252	298	28
161	267	-3	207	180	90	253	267	-3
162	266	-4	208	179	89	254	236	-34
163	278	8	209	238	-32	255	222	-48
164	283	13	210	226	-44	256	266	-4
165	246	-24	211	239	-31	257	237	-33
166	219	-51	212	186	-84	258	126	36
167	209	-61	213	264	-6	259	166	76
168	222	-48	214	262	-8	260	174	84
169	203	-67	215	264	-6	261	136	46
170	206	-64	216	233	-37	262	222	-48
171	168	78	217	234	-36	263	104	14
172	173	83	218	219	-51	264	218	-52
173	189	-81	219	177	87	265	241	-29
174	176	86	220	168	78	266	203	-67
175	162	72	221	136	46	267	161	71
176	167	77	222	118	28	268	248	-22
177	236	-34	223	124	34	269	238	-32
178	239	-31	224	179	89	270	227	-43
179	281	11	225	194	-76	271	268	-2
180	113	23	226	193	-77	272	216	-54
181	90	0	227	140	50	273	324	54

Rios	Ângulos	Direção	Rios	Ângulos	Direção	Rios	Ângulos	Direção
274	122	32	320	294	24	368	77	-13
275	193	-77	321	191	-79	369	118	28
276	161	71	322	260	-10	370	108	18
277	306	36	323	312	42	371	353	83
278	266	-4	324	305	35	372	158	68
279	228	-42	325	346	76	373	53	-37
280	190	-80	326	124	34	374	68	-22
281	134	44	327	212	-58	375	66	-24
282	124	34	328	84	-6	376	80	-10
283	162	72	329	133	43	377	102	12
284	149	59	330	281	11	378	124	34
285	158	68	331	273	3	379	188	-82
286	106	16	332	113	23	380	252	-18
287	125	35	333	79	-11	381	287	17
288	102	12	334	66	-24	382	225	-45
289	216	-54	335	197	-73	383	120	30
290	233	-37	336	68	-22	384	219	-51
291	210	-60	337	93	3	385	16	-74
292	171	81	338	168	78	386	101	11
293	145	55	339	114	24	387	121	31
294	217	-53	340	93	3	388	80	-10
295	204	-66	341	71	-19	389	119	29
296	232	-38	342	155	65	390	21	-69
297	209	-61	343	112	22	391	355	85
298	180	90	344	89	-1	392	296	26
299	129	39	345	116	26	393	298	28
300	108	18	346	120	30	394	290	20
301	111	21	347	100	10	395	28	-62
302	70	-20	348	312	42	396	139	49
303	108	18	349	127	37	397	105	15
304	161	71	350	218	-52	398	26	-64
305	144	54	351	277	7	399	110	20
306	46	-44	352	301	31	400	339	69
307	160	70	353	224	-46	401	115	25
308	126	36	354	286	16	402	78	-12
309	49	-41	355	327	57	403	100	10
310	156	66	356	160	70	404	126	36
311	79	-11	357	77	-13	405	114	24
312	347	77	358	210	-60	406	124	34
313	116	26	359	227	-43	407	74	-16
314	266	-4	360	192	-78	408	40	-50
315	236	-34	361	210	-60	409	186	-84
316	269	-1	362	163	73	410	323	53
317	274	4	363	104	14	411	316	46
318	323	53	364	156	66	412	120	30
319	354	84	365	149	59	413	75	-15
			366	117	27	414	85	-5

Rios	Ângulos	Direção
415	7	-83
416	288	18
417	309	39
418	327	57
419	21	-69
420	90	0
421	117	27
422	86	-4
423	119	29
424	292	22
425	306	36
426	341	71
427	347	77
428	297	27
429	86	-4