



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**PROGRAMA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**  
**ÁREA DE CONCENTRAÇÃO:**  
**GEOLOGIA MARINHA, COSTEIRA E SEDIMENTAR**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**CARACTERIZAÇÃO DE COMPLEXO DELTAICO NA**  
**SUPERFÍCIE DE MARTE**

**IVAN DE MESQUITA BARICHIVICH**

SALVADOR

2024

# **CARACTERIZAÇÃO DE COMPLEXO DELTAICO NA SUPERFÍCIE DE MARTE**

**Ivan de Mesquita Barichivich**

*Orientador: Michael Holz*

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia como requisito parcial para a obtenção do Título de Mestre em Geologia, Área de Concentração: Geologia Marinha, Costeira e Sedimentar.

SALVADOR

2024

Ficha catalográfica elaborada pela Biblioteca Universitária de Ciências e  
Tecnologias Prof. Omar Catunda, SIBI – UFBA.

B252 Barichivich, Ivan de Mesquita

Caracterização de Complexo Deltaico na Superfície de  
Marte/ Ivan de Mesquita Barichivich. – Salvador, 2024.

115 f.

Orientador: Prof. Dr. Michael Holz

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal da Bahia.  
Instituto de Geociências, 2024.

1. Geologia. 2. Sedimentologia. 3. Marte. 4. Deltas. I. Holz,  
Michael. II. Universidade Federal da Bahia. III. Título.

CDU:551.435.12:523.43

**IVAN DE MESQUITA BARICHIVICH**

**CARACTERIZAÇÃO DE COMPLEXO DELTAICO NA  
SUPERFÍCIE DE MARTE**


Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal da Bahia, como requisito para a obtenção do Grau de Mestre em Geologia na área de concentração em Geologia Marinha, Costeira e Sedimentar em 11/12/2024.

**DISSERTAÇÃO APROVADA PELA BANCA EXAMINADORA:**

Documento assinado digitalmente  
 **MICHAEL HOLZ**  
Data: 12/12/2024 10:29:36-0300  
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

---

**Dr. Michael Holz (Orientador) - UFBA**

Documento assinado digitalmente  
 **CARLSON DE MATOS MAIA LEITE**  
Data: 12/12/2024 17:32:29-0300  
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

---

**Dr. Carlson de Matos Maia Leite - UFBA**

Documento assinado digitalmente  
 **ARIADNE MARRA DE SOUZA**  
Data: 19/12/2024 20:30:00-0300  
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

---

**Dra. Ariadne Marra de Souza - UFES**

Salvador – BA  
2024

*Em memória de Ernesto Segundo Barichivich Vicuña,  
meu amado pai, que esteja feliz, onde quer que esteja.*

## **AGRADECIMENTOS**

O presente trabalho foi realizado com o apoio da CAPES - Código de financiamento 001.

Agradeço a meus pais, Ernesto Segundo Barichivich Vicuña e Ana Regina de Mesquita Barichivich, pelo constante apoio, mesmo nos momentos mais difíceis e pelo amor incondicional com o qual fui presenteado.

A minha namorada Tamara Khouri e minha sogra Douba Tannoury pelo suporte e por terem me aturado mesmo eu tendo escolhido um assunto tão difícil para fazer em minha dissertação de Mestrado.

A meu orientador Michael Holz pela paciência na minha trajetória, que afinal foi carregada de problemas e imprevistos.

## RESUMO

Marte, o planeta vermelho, tem despertado o interesse humano por séculos e se tornou um foco central na corrida espacial contemporânea. As potências espaciais dedicam esforços significativos para estudá-lo visando a possibilidade de colonização. A água desempenha um papel crucial nesse cenário, sendo essencial para a vida e um modelador primário da superfície marciana através do intemperismo e erosão. Marte diferenciou-se em crosta, manto e núcleo rapidamente e apesar das incertezas sobre a quantidade original de água disponível, é evidente que as condições necessárias para a presença e ação da água líquida na superfície durante as suas Eras ocorreu diversas vezes. O estudo concentra-se em um complexo deltaico marciano, explorando suas características através de dados de imagens da NASA e USGS, utilizando a literatura existente para estudar esse sistema deltaico, baseando-se nos conhecimentos dos sistemas análogos terrestres. O complexo deltaico se encontra na região de Aeolis Dorsa, uma área dentro do quadrângulo de Aeolis, onde se encontra uma bacia sedimentar rica em depósitos fluviais e deltaicos. Durante o trabalho o complexo deltaico foi descrito, analisado, classificado e comparado com análogos terrestres, evidenciando a aplicabilidade dos princípios da Sedimentologia na área da Astrogeologia. Este estudo contribui para o avanço da Astrogeologia no Brasil e no mundo, explorando a aplicação de conhecimentos terrestres em corpos celestes e expandindo nosso entendimento dos processos geológicos marcianos. Marte continua a intrigar como um laboratório natural para entender não apenas a geologia planetária, mas também para investigar a viabilidade de vida extraterrestre e futuras missões humanas. O estudo dos sistemas deposicionais, como os deltas, não só revela aspectos da história do planeta, mas também impulsiona o campo emergente da Astrogeologia, preparando o caminho para futuras explorações e descobertas significativas além da Terra.

Palavras-chave: Marte, Sedimentologia, Deltas, Astrogeologia.

## **ABSTRACT**

Mars, the red planet, has sparked human interest for centuries and has become a central focus in the contemporary space race. Space powers dedicate significant efforts to studying it with an eye toward colonization. Water plays a crucial role in this scenario, essential for life and a primary shaper of the Martian surface through weathering and erosion. Mars differentiated into crust, mantle, and core rapidly, and despite uncertainties about the original amount of available water, it is evident that conditions necessary for the presence and action of liquid water on the surface occurred multiple times during its Eras. The study focuses on a Martian deltaic complex, exploring its characteristics through data from NASA and USGS images, utilizing existing literature to study this deltaic system based on knowledge from analogous terrestrial systems. The deltaic complex is located in the Aeolis Dorsa region, an area within the Aeolis quadrangle, where a sedimentary basin rich in fluvial and deltaic deposits is found. Throughout the study, the deltaic complex was described, analyzed, classified, and compared with terrestrial analogs, highlighting the applicability of Sedimentology principles in the field of Astrogeology. This study contributes to advancing Astrogeology in Brazil and globally, exploring the application of terrestrial knowledge to celestial bodies and expanding our understanding of Martian geological processes. Mars continues to intrigue as a natural laboratory for understanding not only planetary geology but also investigating the viability of extraterrestrial life and future human missions. The study of depositional systems, such as deltas, not only reveals aspects of the planet's history but also drives the emerging field of Astrogeology, paving the way for future explorations and significant discoveries beyond Earth.

**Keywords:** Mars, Sedimentology, Deltas, Astrogeology.



# SUMÁRIO

<b>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO GERAL .....</b>	<b>10</b>
<b>CAPÍTULO 2 - ARTIGO 1 - CARACTERÍSTICAS HISTÓRICAS DE MARTE E POSSÍVEIS CONDIÇÕES HÍDRICAS .....</b>	<b>13</b>
<b>CAPÍTULO 3 - ARTIGO 2 - CARACTERÍSTICAS DO COMPLEXO DELTAICO DE MARTE .....</b>	<b>31</b>
<b>CAPÍTULO 4 - ARTIGO 3 - DESCRIÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DO COMPLEXO DELTAICO DE MARTE .....</b>	<b>55</b>
<b>CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES .....</b>	<b>101</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>102</b>
<b>ANEXO A - REGRAS DE FORMATAÇÃO DA REVISTA GEOCIENCES = GEOCIÊNCIAS – ARTIGOS 1, 2 E 3 .....</b>	<b>111</b>
<b>ANEXO B - COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DO ARTIGO 2 .....</b>	<b>113</b>
<b>ANEXO C - COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DO ARTIGO 3 .....</b>	<b>114</b>

# CAPÍTULO 1

## INTRODUÇÃO GERAL

---

Marte é um planeta que tem intrigado a curiosidade humana a séculos, sendo o mais novo alvo da corrida espacial. Como grande objetivo das potências espaciais, o planeta vermelho tem ganhado muita notoriedade e sido alvo de inúmeros estudos focando em suas condições atuais, passado e na possibilidade de colonização. E no centro de toda esses esforços está a busca e estudo da água, composto vital para a existência e manutenção da vida, sendo um dos mais importantes modeladores da superfície, principal agente do intemperismo e erosão. Essa ação modeladora da água é responsável pela formação de diversas estruturas, feições e depósitos de vital importância para a compreensão do planeta, tanto no passado quanto no presente.

Segundo Carr & Head (2010), Marte acumulou e se diferenciou em crosta, manto e núcleo nas primeiras dezenas de milhões de anos da formação do sistema solar. O inventário global de água disponível próxima a superfície que participou no processo geológico não é bem restrito, devido ao grande número de incertezas acerca da quantidade de água que foi acrescida originalmente e depois perdida nos primeiros 0.5 G.a. A Era Noachiana (4.1-3.7 G.a atrás) foi caracterizada pela presença de um campo magnético, grandes taxas de crateramento, erosão e formação de vales. Grande parte da maior região vulcânica de Marte, Tharsis, se formou durante essa Era e as condições superficiais para a presença de água líquida ocorreram pelo menos de maneira episódica, causando a formação difundida de filossilicatos.

As taxas de erosão, apesar de altas quando comparadas com as outras Eras, ainda eram baixas em relação as terrestres. Sistemas de vales erodidos pela ação da água são comuns, mas os vales mais bem preservados formam somente sistemas imaturos, com um efeito modesto em modelar a paisagem. O registro geológico sugere que condições quentes e úmidas, necessárias para a presença de

atividade fluvial, ocorriam ocasionalmente, causadas por impactos de meteoros ou vulcanismo. Ao fim da Era Noachiana grandes mudanças ocorreram, as taxas de impactos, formação de vales, intemperismo e erosão caíram de maneira vertiginosa.

Carr & Head (2010) afirmam que durante a Era Hesperiana (3.7-3.0 G.a) as taxas de vulcanismo se mantiveram altas durante todo o período, à medida que as demais taxas caíram muito após o fim da Era Noachiana. A forte atividade vulcânica resultou recobrimento de pelo menos 30% do planeta, fornecendo o necessário para que as condições superficiais possibilitassem a presença de muita água. Grandes inundações ocorriam episodicamente, deixando para trás grandes corpos d'água e causando a formação dos cânions. As observações sugerem que após o fim da Era Noachiana a atividade hidrológica foi majoritariamente suprimida, exceto as grandes inundações, causando a formação de uma grossa criosfera, porém a presença de discretos depósitos ricos em sulfatos sugere que ela não foi extinta. Após o fim da Era Hesperiana a atividade geológica diminuiu mais, de forma que o vulcanismo durante a Era Amazoniana (3.0-0.0 G.a) era uma ordem de grandeza menor.

A Era Amazoniana não contou com a presença de grandes inundações, mas pequenas inundações ocorreram episodicamente até tempos geológicos mais recentes. As feições mais distantes da Era Amazoniana são atribuídas a presença, acumulação e movimento do gelo. De maneira semelhante a Terra, Marte exhibe um passado rico, com inúmeros eventos resultando na presença e ação de água líquida na superfície.

Não é difícil de imaginar que diversos sistemas deposicionais derivados da atividade hidrológica surgiram. Estes se formaram de maneira análoga aos terrestres. Isso possibilitaria a descrição, análise, classificação

e comparação utilizando os métodos aplicados para os análogos terrestres, presentes na bibliografia. Em um esforço para provar a possibilidade de caracterização dos sistemas marcianos seguindo os padrões da Terra, um

sistema abrangente teria de ser escolhido, o Delta.

## ÁREA DE ESTUDO

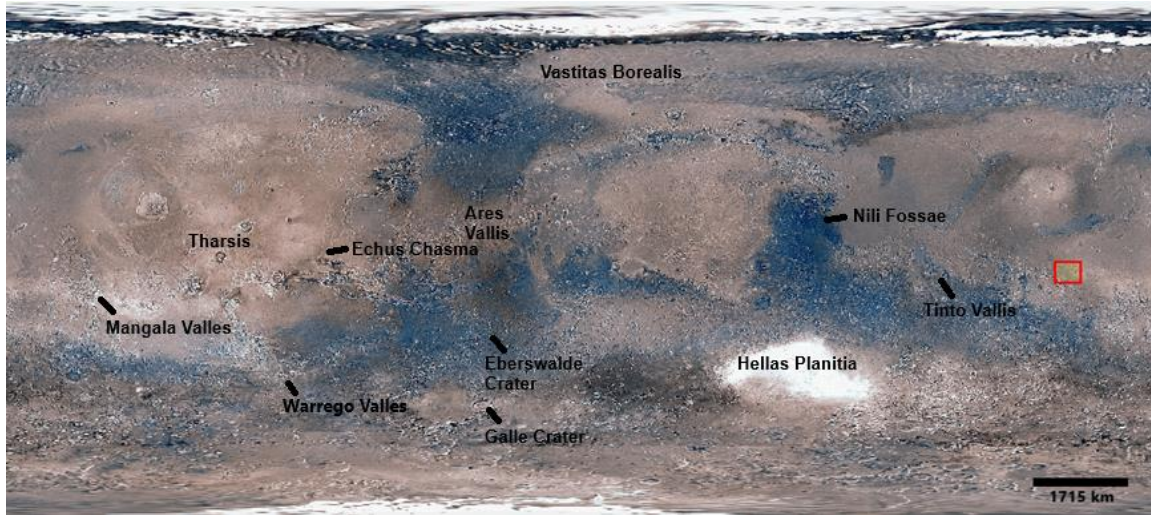


Figura 1: Mapa global de Marte, com destaque na região de Aeolis Dorsa e principais estruturas desse capítulo. Norte para cima. Composição gerada usando a ferramenta *Mars Orbital Data Explorer* (ODE) com os mapas *Mars Global Digital Image Color Mosaic*, *Wide Angle Atlas Mosaic* e *THEMIS Day IR Global Mosaic*, da *Mars Orbiter Camera* (PDS, 2024). Imagens base dos mapas captadas pela *Mars Orbiter Camera* (MOC) a bordo da sonda espacial *Mars Global Surveyor* (MGS).

A área de estudo (Fig. 2) se encontra na região de Aeolis Dorsa (Fig. 1). De acordo com Davies et al. (1992), Aeolis Dorsa é uma região dentro do quadrângulo de Aeolis, sendo este um dos 30 que dividem Marte, usados pelo USGS. Foi escolhida por ser uma área já bastante estudada e rica em depósitos aluviais, em especial os fluviais e deltaicos.

Segundo Burr et al. (2021), Aeolis Dorsa é uma região ao Norte da Dicotomia Global, englobando Aeolis Plana, Zephyria Plana (planaltos) e a bacia entre elas. Essa bacia, consiste em uma extensa rede de cristas, que tem sua formação interpretada pela inversão de relevos fluviais e aluviais, compondo uma vasta paisagem de processos sedimentares erosivos e deposicionais.

O foco deste trabalho é nas feições, estruturas e unidades fluvio-deltaicas, mesmo que dentro da área de estudo ocorram outras unidades visíveis com origens sedimentares diferentes das buscadas, estas não serão abordadas. Neste âmbito, foi identificado um complexo deltaico na área e este será o alvo do estudo, visto que apresenta características marcantes a serem estudadas.

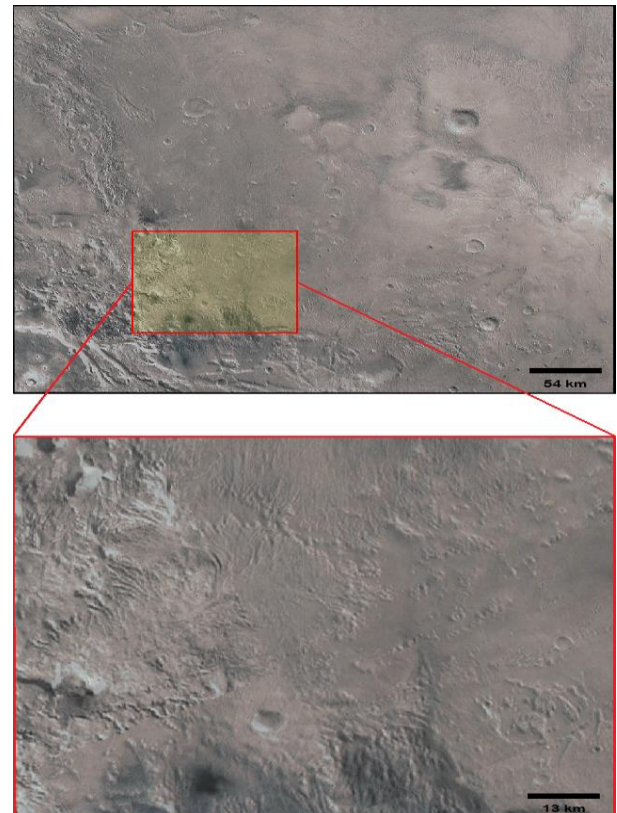


Figura 2: Mapa da região de Aeolis Dorsa demarcado na Figura 1, com zoom para a área de estudo, Norte para cima. Composição gerada usando a ferramenta *Mars Orbital Data Explorer* (ODE) com os mapas *Mars Global Digital Image Color Mosaic*, *Wide Angle Atlas Mosaic* e *THEMIS Day IR Global Mosaic*, da *Mars Orbiter Camera* (PDS, 2024).

## OBJETIVOS E METODOLOGIA

Objetiva-se utilizar a bibliografia disponível nos artigos de periódicos científicos, livros que abordam a temática, imagens da NASA e USGS disponíveis no Google Earth Pro, para descrever, analisar, classificar e comparar o complexo deltaico marciano com os análogos terrestres.

É necessário seguir de acordo com os parâmetros já estabelecidos e utilizados na literatura para os deltas na Terra, para que ao final deste trabalho fique claro que os princípios da sedimentologia são universais, sendo possível utilizar o conhecimento adquirido nos sistemas terrestres para outros corpos celestes. Isso colabora para o crescimento da recente área da Astrogeologia (ou Exogeologia), em especial no Brasil, onde ainda cresce a lentos passos.

Este trabalho está dividido em 5 capítulos, onde os capítulos 2, 3 e 4 compõem cada um artigo, os artigos 1, 2 e 3, respectivamente. Somente o primeiro não será publicado, sendo somente um capítulo introdutório ao restante do trabalho.

## DADOS

As imagens de satélite são obtidas por meio do software Google Earth Pro, com fonte principal sendo a National Aeronautics and Space Administration (NASA) para as imagens de Marte, com alguma participação do United States Geological Survey (USGS) e Arizona State University (ASU).

As imagens do mapa *CTX Mosaic* são captadas usando a *Context Camera* (CTX) a bordo da sonda espacial *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO). A câmera CTX tem uma resolução de 6 metros por pixel, podendo captar uma faixa de até 30 km de largura. A câmera começou as operações em Março de 2006, com as imagens ficando disponíveis em Dezembro de 2011 (NASA, 2024).

Para as imagens de mais alta resolução, é utilizada a banda *High Resolution Imaging*

*Science Experiment* (HiRISE), capturadas pela câmera de mesmo nome a bordo da MRO. Possui uma resolução de 30 cm por pixel, podendo captar faixas de até 6 km largura, dependendo da banda escolhida. A câmera começou as operações em Março de 2006, com as imagens ficando disponíveis em Dezembro de 2011 (NASA, 2024).

As imagens de infravermelho térmico são captadas usando o *Thermal Emission Imaging System* (THEMIS) a bordo da sonda espacial *Mars Odyssey*. O instrumento combina um sistema de imagem visual de 5 comprimentos de onda com um de imagem infravermelha com 9 comprimentos de onda para gerar as imagens. Começou as atividades em Fevereiro de 2002 (NASA, 2024).

As imagens da Terra têm como fonte os satélites da Airbus e Landsat/Copernicus, por meio da parceria desempenhada por estes últimos disponível nas imagens do Google Earth Pro.

## REFERÊNCIAS

Burr, D.M., Jacobsen, R.E., Lefort A., Borden R.M., and Peel, S.E., 2021, Geologic map of the Aeolis Dorsa Region, Mars: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 3480, pamphlet 11 p., 1 sheet, scale 1:500,000, <https://doi.org/10.3133/sim3480>.

CARR, Michael H.; HEAD, James W. Acquisition and History of Water on Mars. In: CABROL, Nathalie A.; GRIN, Edmond A. Lakes on Mars. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier, 2010. p. 31-67. ISBN 978-0-444-52854-4.

Davies, M.E.; Batson, R.M.; Wu, S.S.C. "Geodesy and Cartography" in Kieffer, H.H.; Jakosky, B.M.; Snyder, C.W.; Matthews, M.S., Eds. Mars. University of Arizona Press: Tucson, 1992.

NASA (EUA). National Aeronautics and Space Administration. [S. l.], 2024. Disponível em: <https://www.nasa.gov/>. Acesso em: 20 ago. 2024.

## CAPÍTULO 2

# Artigo 1 - CARACTERÍSTICAS HISTÓRICAS DE MARTE E POSSÍVEIS CONDIÇÕES HÍDRICAS

---

### INTRODUÇÃO

Este artigo contém uma revisão bibliográfica sobre o histórico de Marte e suas condições hidrológicas. Consiste em textos condensados sobre as Eras de Marte (Pré-Noachiana, Noachiana, Hesperiana e Amazoniana), grandes eventos, estruturas importantes, feições relevantes e atividade hidrológica. Possui objetivo de munir os leitores com as informações necessárias para compreender a história do planeta vermelho e a curiosa ação da água em sua superfície, facilitando a melhor compreensão dos capítulos subsequentes. Por ser um capítulo introdutório e consistir de um panorama geral resumido, este artigo não será submetido, sua função é somente ser introdutório e informativo.

### Condições e Determinação das Idades

Antes de apresentar o histórico de Marte é necessário que seja apresentada as condições de Marte e explicado como ocorrem as determinações das idades de suas superfícies. Marte tem aproximadamente metade do diâmetro da Terra, com 15% do seu volume e 11% da sua massa. Isso resulta em uma gravidade muito mais fraca, com 38% da aceleração encontrada na Terra (Williams, 2004). A cor vermelho-alaranjada se dá pela presença do óxido de ferro (III), mais conhecido como hematita (Peplow, 2007).

Essa gravidade reduzida em relação a terrestre, ocasionaria diferenças no fluxo de água, no transporte e aporte de sedimentos, na competência do sistema fluvial e na deposição dos sedimentos. Isso causaria, alterações nas formações geológicas, em especial as relacionadas ao escoamento de água superficial. Logo, as feições sedimentares derivadas de ambientes subaquosos talvez apresentem diferenças físicas, estruturais em

relação as terrestres. Porém, é provável que sejam em escalas menores não sendo visíveis nas maiores, não alterando a interpretação.

Na Terra, a idade das superfícies pode ser determinada fisicamente ao retirar uma amostra de rocha e analisar o decaimento dos isótopos radioativos presentes na nela, podendo determinar a idade absoluta da rocha e assim do local em que se encontra.

Mas para descobrir estas idades em corpos celestes distantes da Terra, como planetas e luas, a história é diferente. É neste momento que entram as crateras de impacto. Ao longo de sua existência, os corpos celestes no sistema solar são bombardeados por bólidos de tamanhos diversos e estes deixam para trás crateras de impacto, criando uma assinatura que pode ser usada para determinar uma cronologia destes impactos, possibilitando a interpretação das idades de diferentes superfícies em um corpo Kohler (2021). Segundo Kohler (2021) a idade relativa de superfícies crateradas é um conceito bem simples, superfícies mais velhas possuem mais crateras, por terem sido expostas por mais tempo a impactos, enquanto superfícies mais novas tem menos. Mas como se firma essas idades relativas em uma escala de tempo absoluta? Se faz necessário um ponto de calibração, a Lua, que possui condições ideais para isso. Por ser densamente impactada, rica em crateras, possibilitando o emprego desse método e por existirem amostras de sua superfície com datação radiométrica, ancorando as idades e dando confiabilidade ao método.

### Era Pré-Noachiana

De maneira semelhante a Terra, Marte passou por um período em que era constantemente bombardeado por meteoros, chamado de período de bombardeamento pesado. Durante este período, os impactos

eram grande fator modelador na superfície, não sendo possível discernir o registro geológico da topografia superficial (Cabrol & Grin, 2010). Parte dessa incerteza vem do histórico de formação de crateras, podendo ter ocorrido um aumento súbito tardio na formação de bacias em torno de 3.9 G.a (Tera et al., 1974) ou um declínio constante após a acreção (Stöffler et al., 2006).

Assumindo um declínio constante e utilizando as estimativas de Hartmann & Neukum (2001) para as taxas de formação de

cratera no bombardeamento pesado tardio, Frey (2003) estimou que Hellas (Fig. 3), uma grande bacia de impacto, com 2300 km de diâmetro, o que seria mais da metade do comprimento do Brasil. Se formou em torno de 4.1 G.a, pelo número de feições semelhantes a bacias sobrepostas em suas margens. Esse número deve ser visto com considerável cautela, pela quantidade de suposições envolvidas (Cabrol & Grin, 2010). Frey também sugeriu em tomar Hellas como a base da Era Noachiana e que a Era de 4.55 a 4.1 G.a seja referida como pré-Noachiana.



Figura 3: Bacia de impacto Hellas, *Viking Mars Digital Image Map (MDIM)*. Com 2300 km de diâmetro, sendo mais da metade do comprimento do Brasil. Imagem Captada pela *Viking Orbiter* (NASA, 2009) e mapa gerado pelo USGS (2020).

O primeiro evento geológico registrado na topografia da superfície de Marte foi a formação da dicotomia global (Carr, 2006; Nimmo & Tanaka 2005; Solomon et al., 2005), ocorrendo durante a Era pré-Noachina. A dicotomia (Fig. 4) consiste em três características que não coincidem em todos os lugares: diferenças de elevação, diferenças na espessura crustal e diferenças na densidade de crateras.

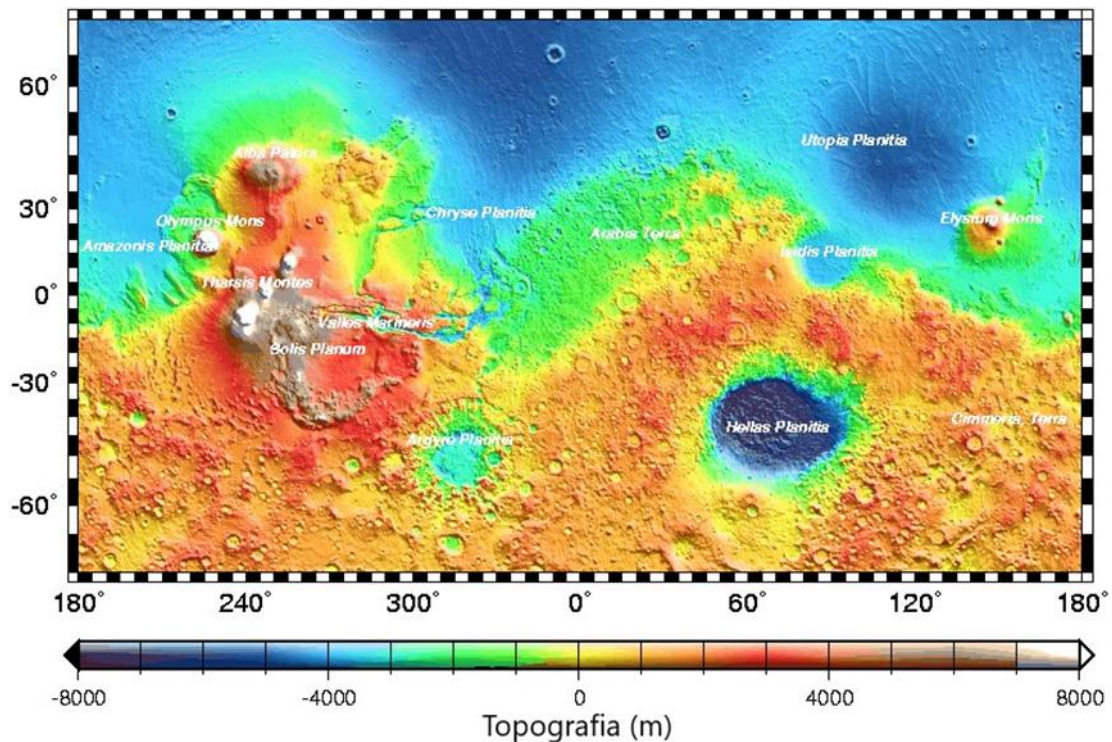


Figura 4: Mapa topográfico global de Marte (NASA, 2007), gerado pelo *Mars Orbital Global Altimeter (MOLA)*. Destacando a maiores feições superficiais, como as bacias de impacto Hellas, Chryse, Utopia, a região mais vulcanicamente ativa do planeta, Tharsis e a Dicotomia Global, evidenciada pela discrepante diferença topográfica entre o Norte e o Sul.

A dicotomia origina uma distribuição bimodal de elevação, com uma diferença 5.5 km entre os hemisférios Norte e Sul (Fig. 4), sendo este último o mais alto (Aharonson et al., 2001). Neumann et al. (2004) estima que a espessura crustal média ao Norte da dicotomia seja de 30 km, enquanto ao Sul seja em torno de 60 km. De acordo com Cabrol & Grin (2010), era esperado que as diferenças entre as densidades de crateras através da fronteira da dicotomia fossem somente superficiais. Mas a superfície Noachiana abaixo das mais novas (Hesperianas-Amazonianas), densamente craterada, ao Norte da fronteira da dicotomia está coberta por depósitos mais novos. Isso pode ser determinado por resquícios de crateras mais antigas que se elevam além das planícies mais novas, por contornos circulares vagos captados pelas imagens da Mars Orbiter Camera (MOC) e pelos dados do Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA).

Uma distinção também deve ser feita entre o tempo de formação da depressão e a formação do material que a preenche. O número de crateras sobrepostas no preenchimento revela pouca informação sobre

a idade da depressão em si. De acordo com as evidências geológicas a dicotomia poderia ter se formado a qualquer momento entre a formação da crosta a 4.5 G.a e a formação da mais antiga e sobreposta bacia de impacto, como Utopia e Chryse (Fig. 4), em torno de 4.1 G.a seguindo a cronologia de Frey (2003).

A maneira como a dicotomia se formou também é incerta (Cabrol & Grin, 2010). Uma possibilidade é que a dicotomia tenha se originado de um grande impacto ou de vários grandes impactos (Andrews-Hanna et al., 2008; McGill & Squyres, 1991; Wilhelms & Squyres, 1984). O contorno da bacia é quase circular, com exceção de Tharsis (Fig. 4), uma área que teve intensa atividade vulcânica, onde seus depósitos vulcânicos mais novos sobrepueram a fronteira e em Chryse, onde pode existir uma bacia mais nova sobrejacente.

Existe um ceticismo sobre essa teoria, Zuber et al. (2000) e Neumann et al. (2004) expressaram que dificilmente as terras baixas do Norte poderiam ser oriundas de uma cicatriz de impacto. Afirmam que existem poucas evidências de extremo afinamento crustal, da

forma que existem em outras grandes bacias de impacto, como Hellas (Fig. 3) e Isidis, também não existindo um aro perceptível ao redor da bacia. Uma origem interna que tenha ocorrido mais cedo na história do planeta, ligada a convecção mantélica, parece ser melhor aceita por esses autores e diversos outros (Wise et al., 1979; Zuber et al., 2000; Zhong & Zuber 2001; Solomon et al., 2005). Porém, uma crosta mais espessa e a ausência de um aro em volta da prevista bacia de impacto, podem somente ser um reflexo da extrema idade da estrutura como um todo.

Andrews-Hanna et al. (2008) tentaram conciliar os dados geofísicos com a teoria da origem por impacto. De forma que caso a bacia tenha se formado cedo na história geológica do planeta, a mesma teria experienciado erosão, sedimentação, rebote isostático e preenchimento vulcânico por centenas de milhões de anos. Uma Era quase tão longa como o Éon Fanerozóico na Terra, até que um registro geológico mais completo surgisse após a formação da bacia de Hellas no começo da Era Noachiana.

As condições superficiais da Era Pré-Noachiana são bem incertas, de forma que a única certeza é que a superfície era episodicamente atingida por grandes impactos, eventos de magnitudes grandes os suficientes para formar bacias (Cabrol & Grin, 2010). A formação destas grandes crateras e bacias teria resultado na ejeção de grandes quantidades de vapor de rocha e rochas derretidas na atmosfera e causado a evaporação de qualquer oceano que estivesse presente. A temperatura seria elevada para várias centenas de graus kelvin (Segura et al., 2002; Sleep & Zahnle 1998).

Segundo Cabrol & Grin (2010), apesar da baixa luminosidade, as temperaturas superficiais teriam ficado acima do congelamento por anos após cada grande impacto. Água era injetada na atmosfera durante o impacto e inicial e subsequente aquecimento da superfície e subsuperfície, podendo fazer chover por anos a depender do tamanho do impacto. As condições entre os longos períodos, talvez de milhões de anos, destes grandes eventos, poderiam depender

dos efeitos de impactos menores e da habilidade da atmosfera de prover um afeito estufa significativo durante essa Era de pouca luminosidade solar. Esta dependeria diretamente de sua espessura e composição, em particular da abundância de gases estufa traços, como o CH<sub>4</sub> e SO<sub>2</sub>.

Em suma, o registro geológico da Era Pré-Noachiana com idade estimada desde a formação do planeta, a 4.5 G.a, até a formação de Hellas em torno de 4.1 G.a, é esparso. O planeta diferenciou em crosta, manto e núcleo nos primeiros milhões de anos da formação do planeta, a dicotomia global formou cedo e o planeta tinha um campo magnético. Grandes crateras de impacto e bacias se formaram episodicamente, tendo um impacto ambiental devastador para o planeta. Porém, a natureza da atmosfera, o inventário superficial de voláteis e as condições superficiais entre impactos são desconhecidas (Cabrol & Grin, 2010)

### **Era Noachiana**

Segundo Cabrol & Grin (2010), a Era Noachiana (4.1-3.7 G.a) coincide de maneira relativa com o Hadeano Superior da Terra, se caracterizava pela presença de campo magnético ativo nos primeiros 100 milhões de anos. Desapareceu em torno de 4 G.a, sendo vestigial nas Eras seguintes, a Hesperiana e Amazoniana.

A presença de um campo magnético durante essa Era, foi um dos resultados mais surpreendentes da missão *Mars Global Surveyor*, onde foram descobertas grandes anomalias magnéticas, majoritariamente nas terras altas que compõe o hemisfério Sul (Acuna et al., 1999; Connery et al., 1999). Estas anomalias estavam ausentes nos locais e arredores de grandes impactos (Solomon et al., 2005), datados de antes ou próximos de 4 G.a.

A Era Noachiana exibia taxas de atividade geológica mais elevadas em relação as Eras posteriores. Erosão, formação de crateras e vales, ocorriam em taxas elevadas, mesmo que pequenas em comparação com a Terra, sendo as mesmas as mais altas em comparação com as Eras futuras. Possui evidente intemperismo



causado pela ação da água, por existirem filossilicatos em abundância e abrangência, sendo os mesmos produtos do intemperismo aquoso. Esta é a Era com as melhores e mais difundidas evidências de intemperismo aquoso (Cabrol & Grin, 2010).

De acordo com Cabrol & Grin (2010), o terreno da Era Noachiana é mais erodido que os terrenos mais novos. Enquanto crateras Hesperianas com alguns quilômetros de diâmetro estão com todas as suas características primárias preservadas, incluindo texturas delicadas como os ejectas. As crateras Noachianas com centenas de quilômetros de diâmetro possuem bordas bem erodidas e interiores parcialmente preenchidos. Porém, mesmo que as taxas de erosão Noachianas sejam de 2 a 5 ordens de magnitude maiores que as que vieram depois, estas ainda seriam próximas da mais baixas ou bem menores que as terrestres (Carr, 1992; Golombek & Bridges, 2000; Golombek et al., 2006).

O número de crateras com aparência nova e com padrões de ejecta bem preservados em terrenos da Era Noachiana é comparável ao número em terrenos da Era Hesperiana, o que sugere que as taxas de erosão altas persistiram até o final da Era Noachiana e depois caíram rápido (Craddock & Maxwell, 1993).

Conforme Cabrol & Grin (2010), as baixas taxas de erosão médias Noachianas em comparação com a Terra são consistentes com a preservação das maiores estruturas do planeta. O fato da bacia de Hellas ainda estar preservado, é um indicativo da das taxas de erosão médias.

A taxa de denudação dos Estados Unidos continental é próxima de  $50 \text{ m } 10^{-6} \text{ anos}$  (Judson & Ritter, 1964), ou 20 km em 400 milhões de anos, o período de tempo estimado da Era Noachiana. Hellas não foi erodida em 20 km e não se sabe o quanto ela foi preenchida, mas com uma profundidade superior a 9 km, é difícil que contenha mais que alguns quilômetros de preenchimento.

Se presumirmos que a base da bacia ( $2.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ ) possui 2 km de preenchimento derivado das drenagens que circundam a área ( $17 \times 10^6 \text{ km}^2$ ), deriva-se uma taxa de denudação de  $0.75 \text{ m } 10^{-6} \text{ anos}$ . Isto demonstra que as taxas de erosão Noachianas mesmo que ordens de magnitude maiores que as das Eras subsequentes, ainda eram bem inferiores as terrestres.



Figura 5: Warrego Valles, em 42°S, 93°W. Exemplo de relevo dissecado da Era Noachiana usando a banda de Infravermelho Diurno (Daytime Infrared). Captado pelo Thermal Emission Imaging System (THEMIS), da sonda orbital Mars Odyssey. Mars Odyssey THEMIS-IR Day Global Mosaic 100m v12 (ASU, 2019).

Redes de vales são uma forte evidência de que as condições necessárias para que o fluxo sustentável de água líquida na superfície de Marte existiu, de forma que muito, mas não todo, terreno da Era Noachiana foi dissecado por redes de vales (Fig. 5). Existe pouca indicação de que os vales formados identificáveis hoje resultaram de um rebaixamento geral e gradação da paisagem como ocorre com os rios de vida longa na Terra. Isso resulta em baixas concavidades de bacias (Aharonson et al, 2001), cursos fluviais mal gradados e péssima correlação entre

circularidade e elevação nas bacias (Stepinski & O'Hara, 2003).

A aparente baixa densidade de drenagens, cabeças em anfiteatro de tributários e seções transversais retangulares, sugerem que as águas subterrâneas tiveram um grande papel na formação dos vales (Baker, 1990; Carr & Clow, 1981; Gulick, 1998, 2001; Pieri 1980). Apesar disso, todos os autores reconhecem que a precipitação e/ou circulação hidrotermal foram necessárias para reabastecer o sistema de águas subterrâneas necessário para sustentar fluxo contínuo ou episódico.

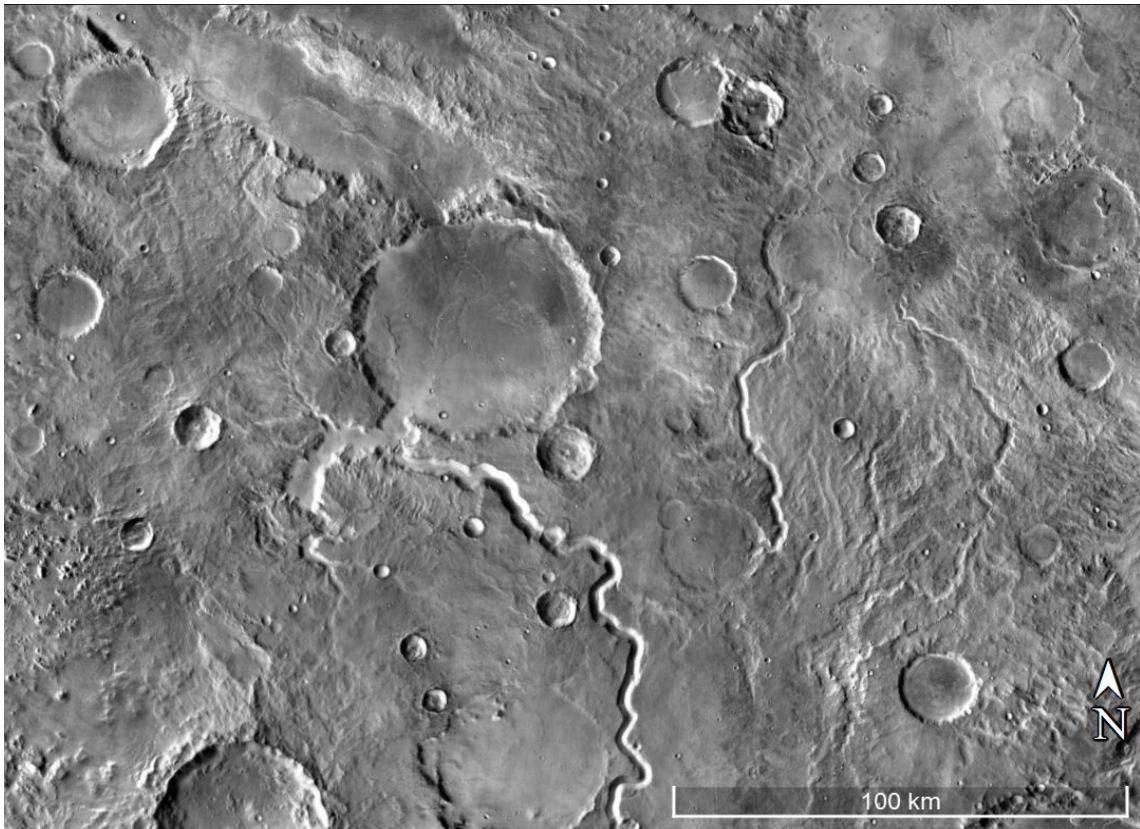


Figura 6: Possíveis paleolagos em 3° S, 110°E. Pode-se observar ao centro da figura que a cratera Palos foi aberta pelo Tinto Vallis. Nota-se que foi aberta tanto ao Sul quanto ao Norte, o que indica que houve fluxo nesse sentido. Diversas outras crateras apresentam essas feições (THEMIS). *Mars Odyssey THEMIS-IR Day Global Mosaic 100m v12* (ASU, 2019).

Imagens melhores e altimetria agora mostram que as densas e abrangentes redes fluviais são comuns a terrenos da Era Noachiana (Fig. 5). Elas indicam que precipitação seguida de escoamento superficial junto com infiltração e surgência das águas subterrâneas, deve ter ocorrido pelo menos de maneira episódica durante essa Era (Carr, 2006; Howard et al., 2005; Hynek & Phillips 2003; Irwin & Howard, 2002).

Muitos terrenos baixos, como crateras, possuem vales de entrada e saída (Fig. 6), indicando que lagos se formaram e ocuparam esses terrenos baixos dissecados, o que é esperado para uma paisagem pouco gradada sofrendo erosão fluvial (Cabrol & Grin, 1999, 2001, 2002, 2005; Fasset & Head, 2008). Esses lagos poderiam exibir dimensões de dezenas a centenas de quilômetros, sendo comparados a lagos de grande porte terrestres.

Deltas ou leques aluviais são observados onde vales entram nesses terrenos baixos. Exemplos claros de deltas são visíveis em diversos desses locais, como Eberlswalde

Crater (Fig. 7), Holden Crater e Nili Fossae (Fasset & Head, 2005). As dimensões dos canais vestigiais do delta de Eberwalde (Fig. 7) sugerem que as descargas eram comparáveis as bacias de drenagem terrestres de tamanhos semelhantes (Moore et al., 2003) e que os deltas e leques poderiam ter se formado em décadas (Jerolmack et al., 2004). Com dimensões de delta semelhante aos do Rio Alcobaça e Mucuri.

Howard et al. (2005) sugerem que durante a maior parte da Era Noachiana ocorreu a erosão fluvial dos aros de crateras de impacto e outros terrenos altos com consequente preenchimento parcial de terrenos baixos, como crateras, mas que a formação de redes incisivas foi diferente. Elas foram incisivas em uma paisagem degradada, contribuindo pouco para a degradação. Elas formam um sistema imaturo de drenagem do qual vales individuais são mal gradados e o desenvolvimento de bacias por erosão e aluviação quase não ocorreu.

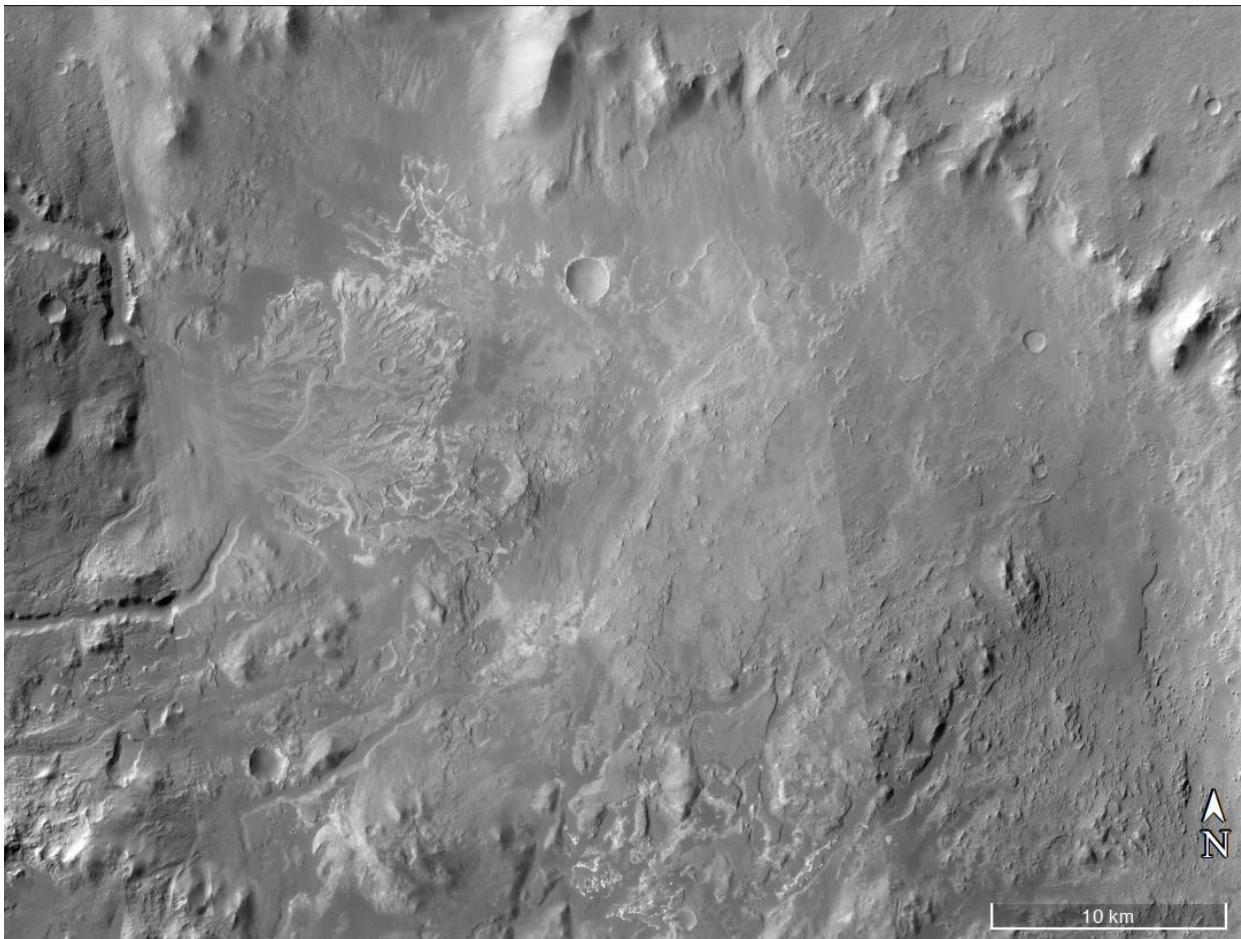


Figura 7: Eberswalde Delta (24° S, 33.5°W), cratera Eberswalde. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a Context Camera (CTX).

A degradação da paisagem Noachiana deve ter produzido grandes quantidades de material erodido. Do parcial ao quase completo preenchimento de crateras Noachianas de todos os tamanhos é um destino possível para os produtos da erosão (Cabrol & Grin, 2010). Malin & Edgett (2000) concluem que muito do sedimento que preenche as crateras é composto de rochas sedimentares estratificadas (Fig. 8), também estando presente em áreas entre as crateras, cânions e áreas de terreno caótico.

Malin & Edgett (2000) observaram que com base na sua erodibilidade, na presença de escarpas íngremes e na ausência de matacões na base dessas escarpas, eles concluíram que a maior parte desses depósitos estratificados são compostos de sedimentos finos, endurecidos ao invés de rochas vulcânicas. Uma das características mais incríveis desses sedimentos é a ritmicidade observada nas camadas, sendo em muitos casos muitos regulares (Fig. 8). O padrão no ritmo sugere

uma causa astronômica, como mudanças nas taxas de erosão causada por mudanças climáticas, que por sua vez poderiam se originar de mudanças periódicas orbitais e rotacionais no movimento do planeta (Laskar et al., 2004).

A questão dos oceanos em Marte é um dos pontos mais controversos em discussão, caso tenham existido e quando teriam existido (Cabrol & Grin, 2010; Carr & Head, 2002; Clifford & Parker, 2001; Head et al., 1999; Parker et al., 1989, 1993). As discussões focam principalmente na possibilidade dos oceanos teriam existido pós Era Noachiana, pelo histórico de inundações de grande escala ocorrerem pós essa Era. Porém essa é a Era com as melhores evidências de condições para a existência de oceanos. Clifford & Parker (2001) discutem com base nas estimativas do inventário global de água e as condições termais implicadas pelas redes de vales, que possivelmente um terço do planeta esteve

coberto por oceanos durante partes da Era Noachiana. Moore & Wilhelms (2001) identificam duas possíveis linhas de costa Noachianas em Hellas e Howard et al. (2005) propõe que a ausência de vales na porção Nordeste de região de Arabia, um terreno Noachiano, resultam do soterramento ao longo da periferia de um oceano no Norte. De qualquer forma, a quantidade de evidências sobre a existência de oceanos nessa era são pobres ou inexistentes pelo soterramento e erosão (Cabrol & Grin, 2010).

Uma característica distinta Noachiana quando comparada com outras eras, é a presença de difundida de filosilicatos, como nontronita, cloritas ricas em ferro, saponita e montmorilonita (Bibring et al., 2006; Murchie et al., 2008), minerais formados pela alteração aquosa do basalto. A maior parte dos minerais e rochas identificados na superfície de Marte são reconhecidos pelas suas características espectroscópicas captadas pelos sensores das sondas orbitais da NASA.

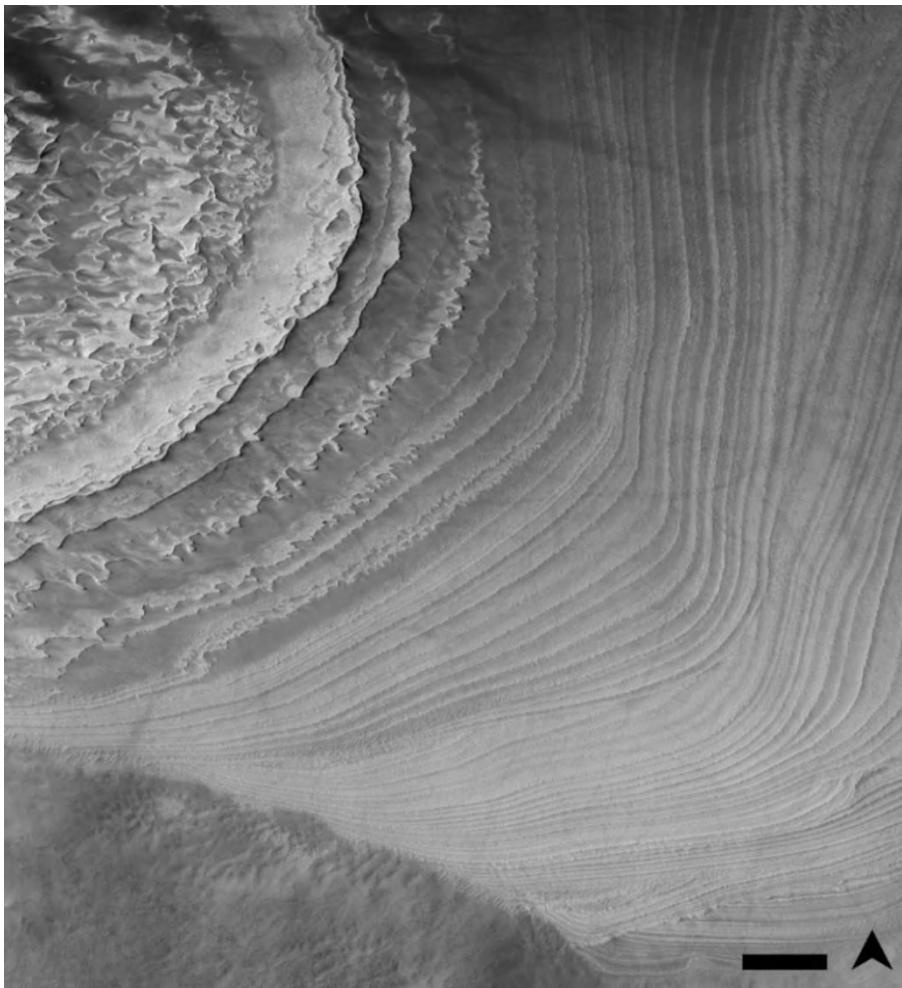


Figura 8: Sedimento depositado em finas camadas na cratera Galle, em 52°S, 30°O. Escala de 500m. Sedimentos com forma de deposição desconhecida, mas o ritmo sugere influência de movimentos astronômicos (MOC). Imagens captadas pela câmera *High Resolution Imaging Science Experiment* (HiRISE) da *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX). Imagem PSP\_003934\_1275 (NASA, 2007).

Em algumas localidades esses filosilicatos aparentam ter sido escavados ou estão sobrepostos por rochas inalteradas ricas em olivina, como em Nili Fossae (Fig. 9), que é um grupo grande de grabens concêntricos na região (quadrângulo) de Syrtis Major (Mustard et al., 2007). Exibe dimensões comparáveis ao sistema de grabens do Vale da Morte nos EUA, com dimensões de centenas de quilômetros. A presença de

filosilicatos em terrenos da Era Noachiana e a ausência dos mesmos em terrenos mais novos sugerem que durante essa Era a condição superficial se mantinha quente e úmida, a ponto de possibilitar a ação do intemperismo aquoso. Porém próximo ao fim dela as condições mudaram para mais frias e secas, onde o intemperismo aquoso foi suprimido (Cabrol & Grin, 2010).

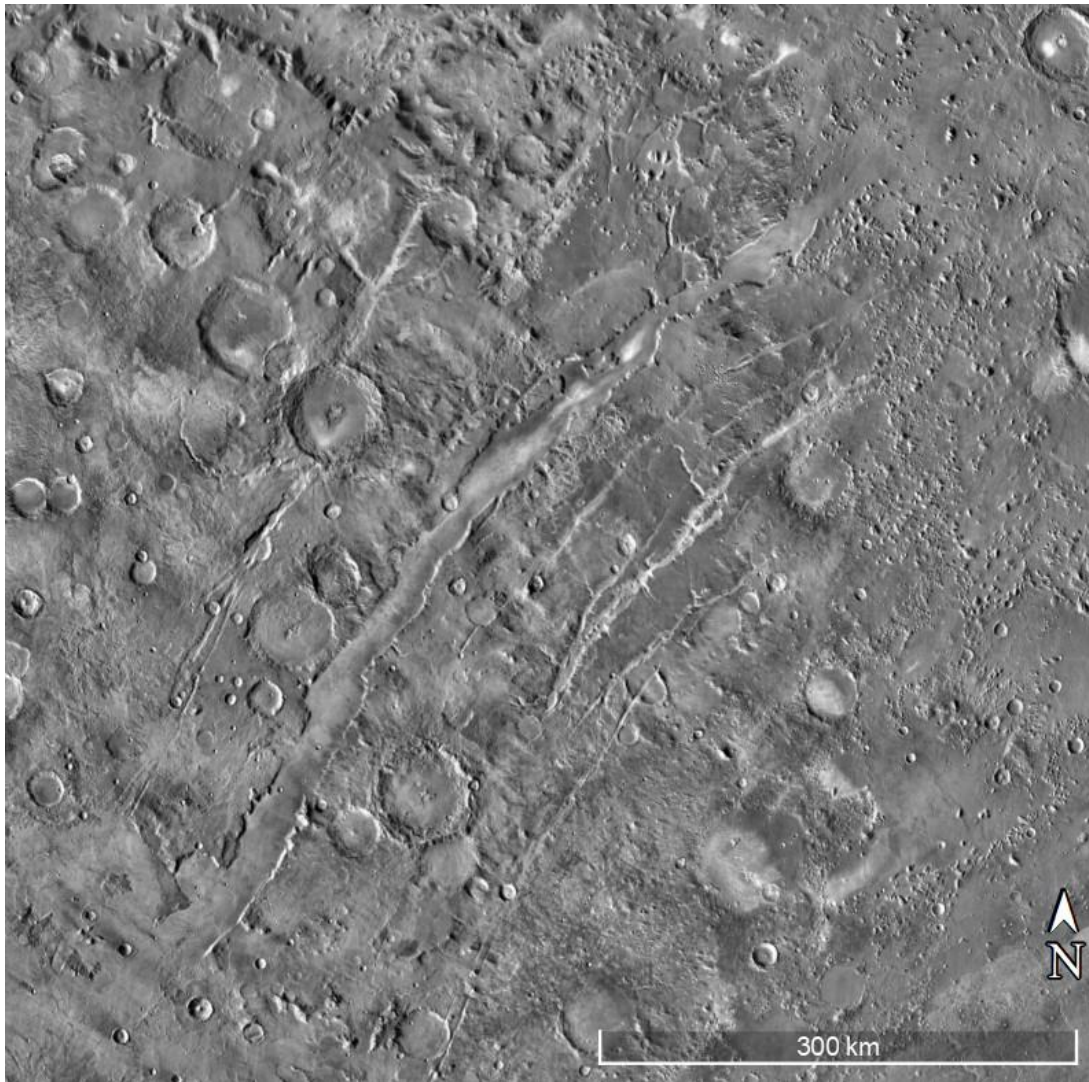


Figura 9: Nili Fossae, um grupo de grabens concêntricos ricos em filossilicatos (THEMIS), em 22°N, 77°E. Infravermelho Diurno (NASA, 2009). *Mars Odyssey THEMIS-IR Day Global Mosaic 100m v12* (ASU, 2019).

Em suma, os sistemas de vales escavados por atividade hidrológica são comuns, mas os que se encontram preservados compõem somente um sistema imaturo com um modesto efeito em modelar a paisagem. O registro geológico torna evidente que as condições climáticas para a existência de sistemas fluviais, ocorriam ocasionalmente, sendo relacionadas a grandes eventos cataclísmicos, como grandes impactos e erupções vulcânicas de larga escala. No fim da Era Noachiana ocorreram grandes mudanças, reduzindo muito as taxas de erosão, intemperismo, impactos e formação de vales, de forma que somente o vulcanismo se manteve ativo em altas taxas continuando mesmo durante a Era Hesperiana.

### **Era Hesperiana**

Ainda de acordo com Cabrol & Grin (2010), a Era Hesperiana (3.7-3.0 G.a), que coincide em idade aproximada com o Arqueano Inferior. Foi marcada por intenso vulcanismo, responsável por recobrir pelo menos 30% da superfície do planeta, baixas taxas de formação de vales, comparado com o período anterior, formação dos cânions, formação das maiores desembocaduras e seus respectivos lagos ou mares (possíveis oceanos). Exibe taxas de erosão muito baixas, um grande declínio e possível término da formação de filossilicatos, início da acumulação local de depósitos ricos em sulfatos, em especial no hemisfério ocidental. Baseado em Cabrol & Grin (2010), a atividade vulcânica Hesperiana é evidente principalmente na forma de planícies estriadas.

No hemisfério Oeste as planícies de lava ocorrem mais na periferia leste de Tharsis (Fig. 10), um vasto planalto vulcânico próximo ao equador no hemisfério Oeste de Marte e maior região vulcânica do planeta. Tharsis exibe dimensões continentais com mais de 5000 km

de diâmetro, superiores às do território brasileiro, tanto em largura (4.394,7 km), quanto em comprimento (4.319,4 km).

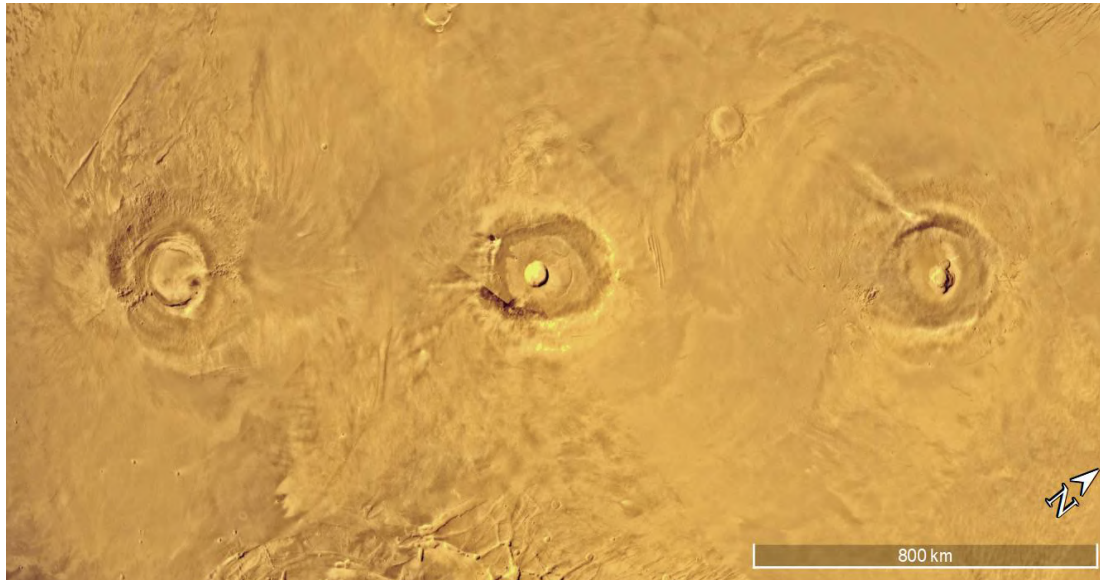


Figura 10: Tharsis, a maior região vulcânica de Marte, em 1°N, 112°W. *Viking Mars Digital Image Map (MDIM)*. Imagem Captada pela *Viking Orbiter* (NASA, 2009) e mapa gerado pelo USGS (2020).

No hemisfério Leste a coberturas vulcânicas formam as planícies de Hesperia Planum, Syrtis Major Planum, Male Planum e parte da base de Hellas. As planícies estriadas presentes em baixos topográficos nas crateras das terras altas em ambos os hemisférios um componente vulcânico significativo.

Crateras parcialmente soterradas e cristas abrandadas em Vastitas Borealis (Fig. 11), que é a maior planície de Marte com mais de 2000 quilômetros de diâmetro, sugerem que as planícies do Norte estão recobertas por rochas vulcânicas. Estas rochas exibem continuidade

com as das planícies estriadas ao Sul (Head et al., 2002) e que as planícies vulcânicas Hesperianas estão muito provavelmente abaixo das planícies Amazonianas de Tharsis central e Elysium (segunda maior região vulcânica de Marte). Considerando as áreas recobertas reconhecidas pela identificação das rochas usando suas características espectroscópicas, pela provável suposição de que as rochas vulcânicas de Tharsis central e Elysium estejam recobertas por depósitos mais novos, estima-se que cerca de 30% do planeta tenha sido recoberto por esse vulcanismo (Tanaka et al., 1986).

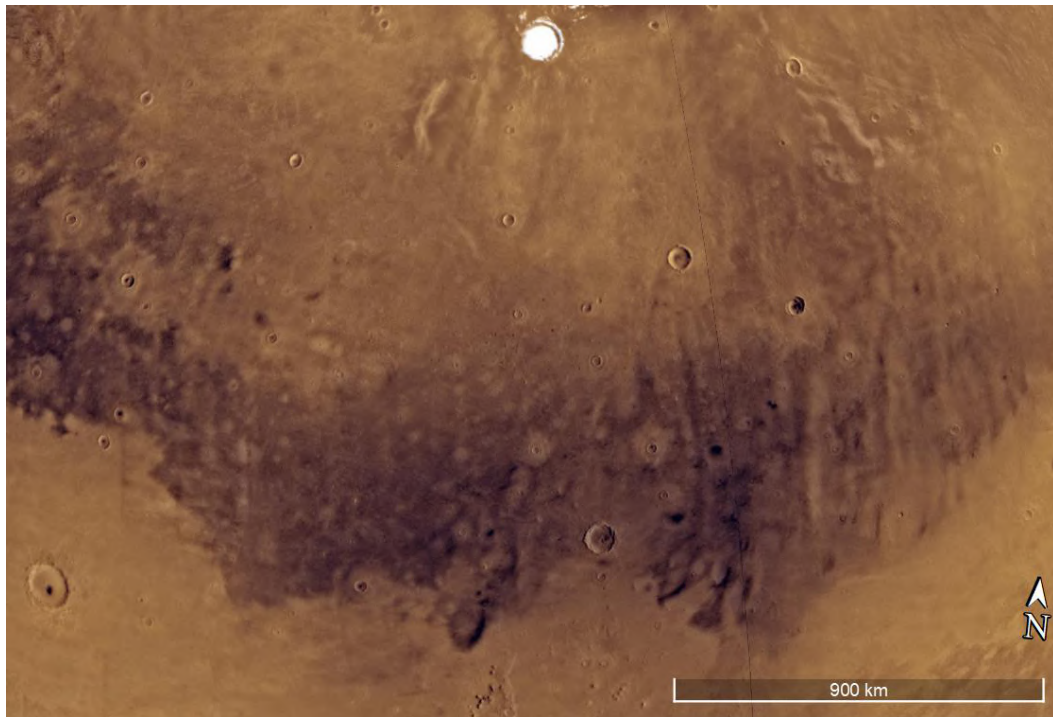


Figura 11: Vastitas Borealis, a maior planície de Marte, em 67°N, 179°W. Possui mais de 2000 km de diâmetro, dimensões maiores a maior parte dos países na Terra. *Viking Mars Digital Image Map (MDIM)*. Imagem Captada pela *Viking Orbiter* (NASA, 2008) e mapa gerado pelo USGS (2020).

A taxa de formação dos sistemas de vales caiu de maneira vertiginosa após o fim da Era Noachiana, mas apesar do declínio, existem exemplos de redes de vales Hesperianas e até Amazonianas, particularmente em vulcões. Já os terrenos dissecados, que são um forte indicativo de atividade hidrológica superficial, são bem raros, como nas planícies Hesperianas de Echus Chasma (Mangold et al., 2014), chasmas (Fig. 12) são depressões alongadas, profundas e com laterais íngremes, semelhantes a cânions.

Nas terras altas existem diversos exemplos de vales, cortando ou tendo depositado sedimentos, no que parecem ser planícies Hesperianas em baixos topográficos locais. As drásticas mudanças tornaram possível a formação ocasional de pequenos vales quando

as condições permitiam, mesmo que só no local (Cabrol & Grin, 2010).

Segundo Cabrol & Grin (2010), em contraste, a maior parte dos grandes canais de desembocadura se formaram na Era Hesperiana (Tanaka et al., 2005). A questão mais importante para esses canais é a sua origem, o que levanta a dúvida de eles terem sido feitos pela água. Alguns apresentam feições típicas de fluxos de lava e em alguns casos é possível observar estas feições ou o próprio fluxo preservado, como em Marte Vallis e Athabasca Valles, de idades Amazonianas. Mas apesar dessas observações, a maior parte dos grandes canais de desembocadura possuem uma origem fluvial certa.



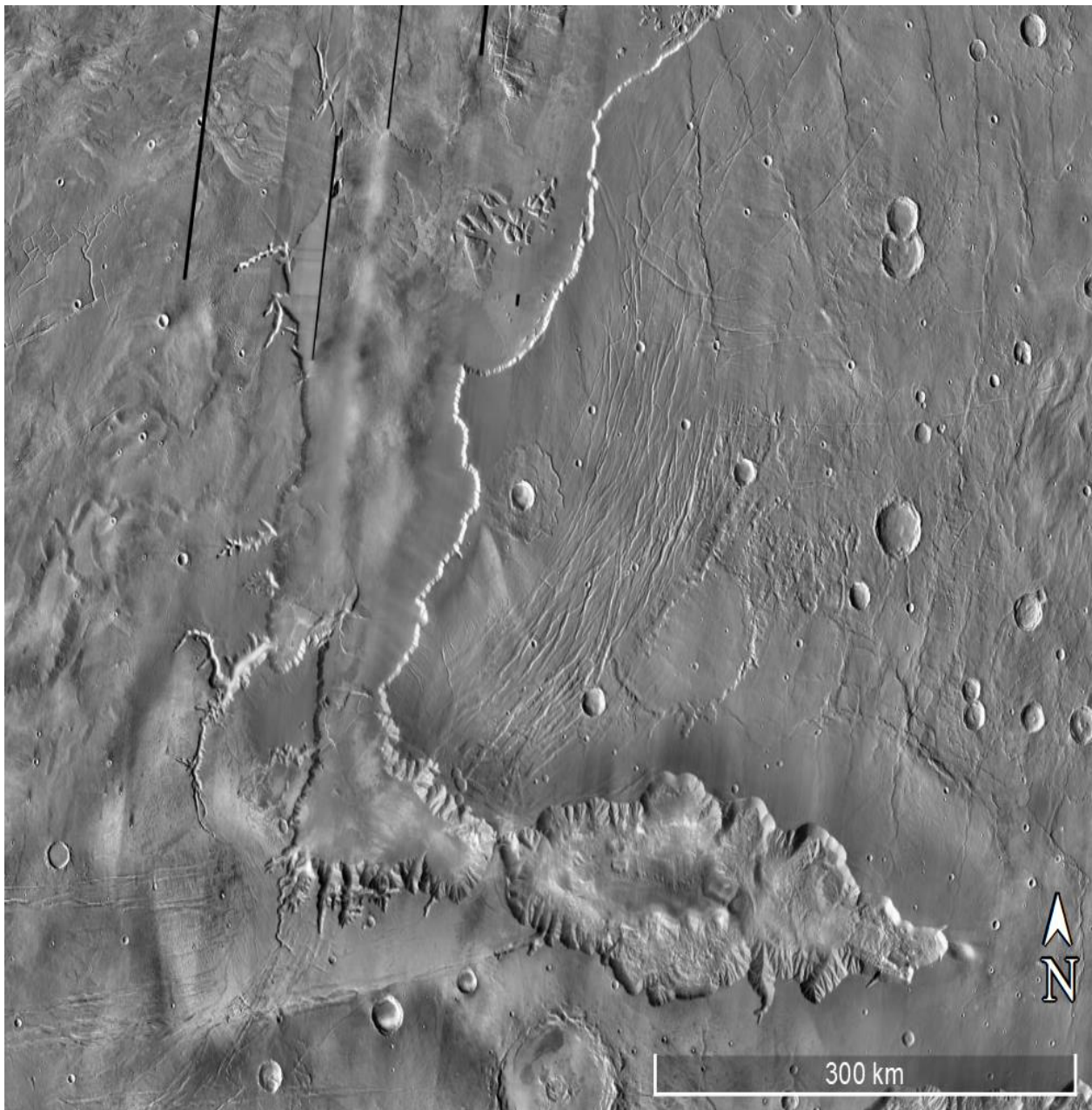


Figura 12: Echus Chasma e seus terrenos dissecados de idade Hesperiana (THEMIS) em 2°N, 80°W. Infravermelho Diurno (NASA, 2008). *Mars Odyssey THEMIS-IR Day Global Mosaic 100m v12* (ASU, 2019).

Os canais de origem vulcânica tiveram sua procedência acertada pela comparação com o mesmo tipo de estrutura presente na Lua. Da mesma forma, ao compararmos estas estruturas lunares aos diversos grandes canais de desembocadura de origem fluvial, como Kasei, Ares, Mangala (Fig. 13) e outros, temos que estes possuem formas mais complexas e uma rica diversidade de estruturas. Estes canais de desembocadura, exibem dimensões comparáveis ou até superiores à dos maiores canais de desembocadura terrestres, como os do Amazonas.

Essas características são comuns a grandes canais de desembocadura na Terra (Baker & Milton, 1974). Considerando ainda que o solo cheio de escombros de vários canais fonte (Juventae Chasma e Aromatum Chaos) são muito mais baixos em elevação que os canais de desembocadura e não possuem nenhuma evidência de serem antigos lagos de lava (Cabrol & Grin, 2010).

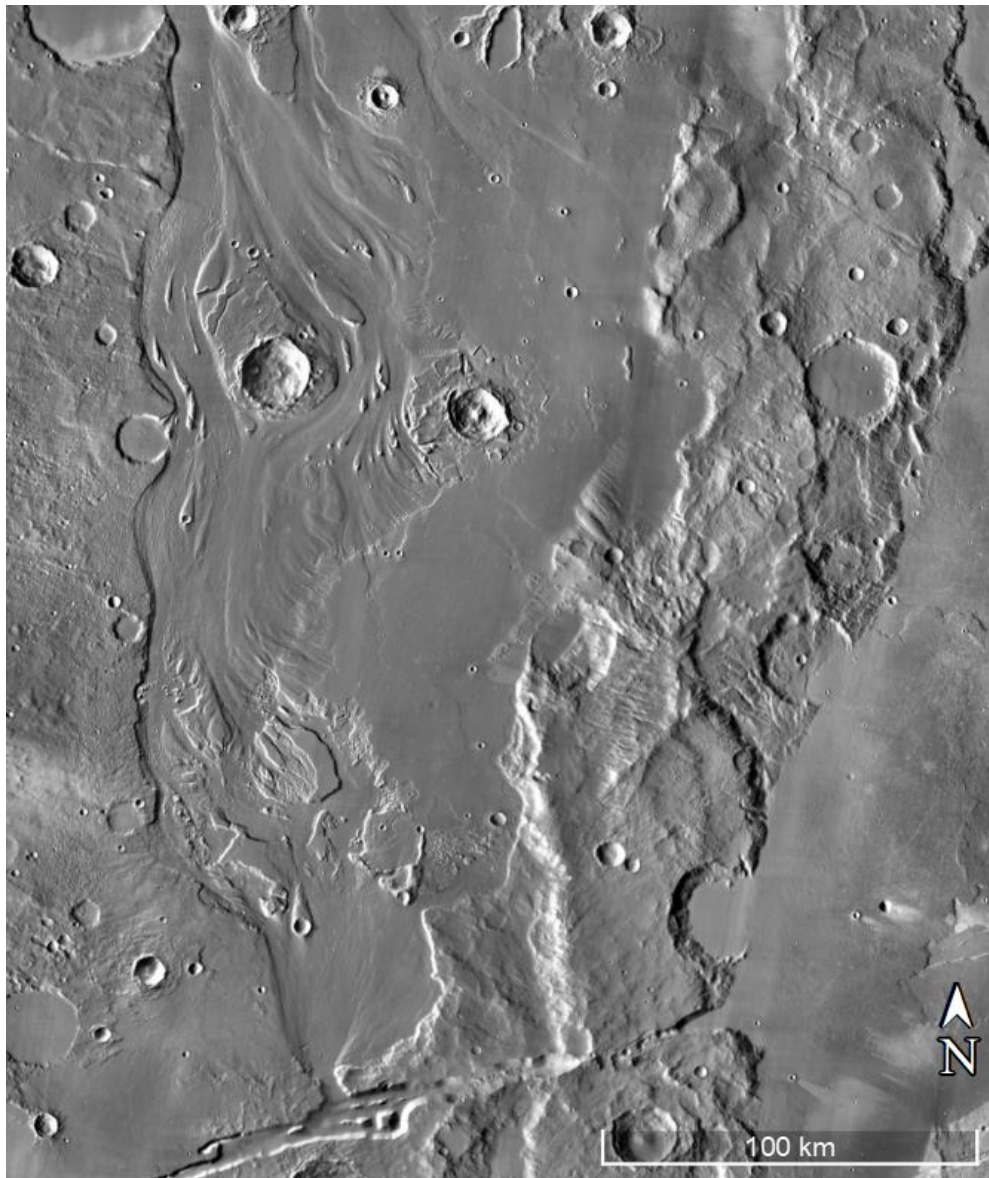


Figura 13: Mangala Vallis, um grande canal de desembocadura (THEMIS), em 18°S, 150°W. Exibe dimensões comparáveis ou até maiores que as maiores desembocaduras terrestres, como a do Amazonas. Infravermelho Diurno (NASA, 2009). *Mars Odyssey THEMIS-IR Day Global Mosaic 100m v12* (ASU, 2019).

O começo abrupto dos canais de desembocadura indica que eles não foram formados por drenagens superficiais derivadas de precipitação, mas pela rápida liberação de grandes volumes de água. O meio de armazenamento poderia ser um aquífero, um lago, como nas *Channeled Scablands* (Fig. 14) do Leste de Washington, ou então gelo, como nos *jokulhlaups* islandeses, que são ambos canais de desembocadura terrestres (Cabrol & Grin, 2010).

Todas essas possibilidades podem ter ocorrido em Marte, como vários grandes canais que emergem de depressões cheias de cascalho ao sul da bacia de Chryse. Começando em um graben, foram interpretados como tendo se formado de erupções de águas subterrâneas (Carr, 1979).



Figura 14: *Channeled Scablands*, local onde rios se originam de fontes subterrâneas de água (Airbus, 2024).

A drenagem de lagos também pode ser sugerida ao observar Valles Marineris, o maior sistema de cânions conhecido, onde o provável escoamento dos seus lagos erodiu seções das Chasmas Ganges, Eos e Capri. Fundiu ainda outras estruturas como Kasei Vallis, grande sistema de cânions, com Echus Chasma e Maja Vallis, grandes sistemas de canais de desembocadura, com Juventae Chasma (Luchitta et al., 1992). Ainda existe a última possibilidade que é pelo derretimento de geleiras, como sugerido para Chasma Boreale (Fig. 15), tendo provável formação causada pelo derretimento da calota polar do Norte (Clifford, 1980; Fishbaugh & Head, 2002).

Baseado Cabrol & Grin (2010), diversas estimativas foram feitas para o pico das descargas e o volume de água envolvendo as inundações. A maior dificuldade é descobrir as profundidades durante as inundações e quanto tempo duravam. A profundidade dos canais pode ser medida, mas fornece somente o limite superior para a profundidade do fluxo. A maioria das estimativas do pico das descargas para os maiores canais vão de  $10^7$  a  $10^8$   $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$  dependendo do canal e da profundidade assumida (Baker, 1982; Leask et al., 2007; Robinson & Tanaka 1990).

Se as inundações ocorreram pela ação da água, então uma fonte subterrânea é muito provável para diversos grandes

canais de desembocadura, como Shalbatana, Tiu, Maja, Ares. Estes se originam de depressões preenchidas de forma caótica. A mesma coisa pode ser dita para aquelas que se originam de um graben, como em Athabasca Valles (idade Amazoniana) e Mangala Valles (idade Hesperiana-Amazoniana).

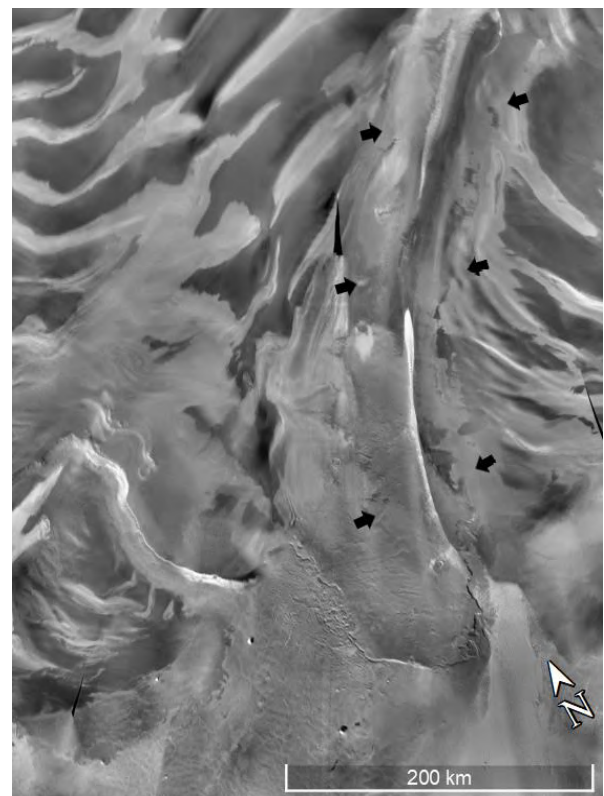


Figura 15: Chasma Boreale, feição provavelmente formada pelo fluxo de água proveniente do derretimento de geleiras, em  $83^\circ\text{N}$ ,  $47^\circ\text{W}$ . Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

A fonte subterrânea para tais inundações seriam aquíferos retidos abaixo de uma espessa criosfera. As descargas de tais aquíferos seriam restritas pelas dimensões dos aquíferos, permeabilidade, cabeçote hidrostático e as dimensões do conduto para a superfície (Carr, 1979; Manga, 2004).

Andrews-Hanna & Phillips (2007) modelaram a erupção de águas subterrâneas pressurizadas presas abaixo de uma criosfera com quilômetros de espessura, estimando que para um canal de desembocadura grande como Ares (Fig. 16) o pico de descarga seria entre  $10^6$  e  $10^7$   $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$  e que entre  $10^3$  e  $10^4$   $\text{km}^3$  de água entrou em erupção.

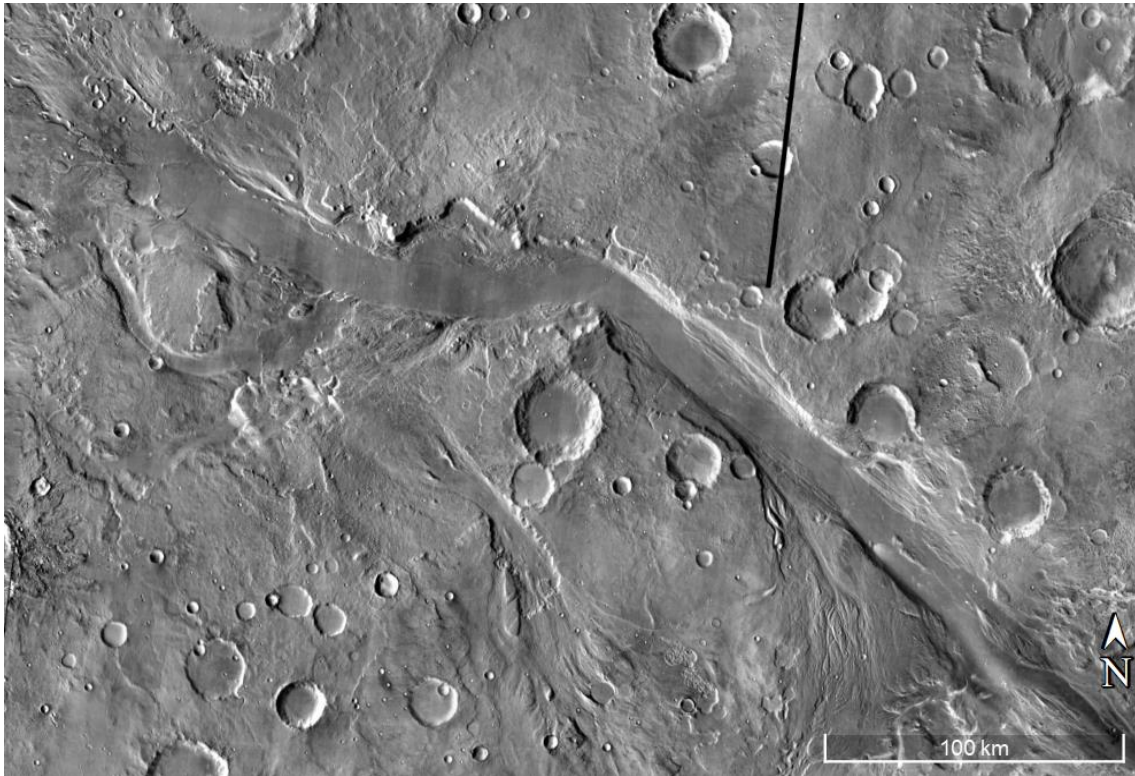


Figura 16: Ares Vallis, um grande canal de desembocadura (THEMIS), em  $10^\circ\text{N}$ ,  $25^\circ\text{W}$ . Exibe dimensões de canal maiores que os maiores canais de desembocadura terrestres, superiores aos do Amazonas. Infravermelho Diurno (NASA, 2009). *Mars Odyssey THEMIS-IR Day Global Mosaic 100m v12* (ASU, 2019).

O volume de Ares Vallis (Fig. 16) é próximo de  $8 \times 10^4$   $\text{km}^3$ , então muitas inundações foram necessárias para erodi-lo, segundo esse modelo. Exibe dimensões maiores que os maiores canais de desembocadura terrestres, superiores aos do Amazonas. Seria imprescindível que o aquífero estivesse pressurizado, seja por pressurização tectônica, como nos mais novos Mangala Valles (Fig. 13) e Athabasca Valles (Hanna & Phillips, 2005), que começam em falhas ou pela topografia do aquífero, tendo a fonte em altos topográficos como Tharsis ou Elysium (Carr, 1979; Harrison & Grimm, 2005a, 2005b).

Se os canais de desembocadura foram formados por inundações, como devem ter

tido, então grandes corpos de água devem ter existido a partir de onde desaguavam, o que pode ter ocorrido nas planícies do Norte, mas a evidências para tais corpos ainda são controversas (Cabrol & Grin, 2010). Diversas linhas de costas foram apontadas nas planícies do Norte e em suas redondezas (Clifford & Parker, 2001; Parker et al., 1989, 1993), além de algumas em Hellas também, mas todas incertas (Moore & Wilhelms, 2001).

As evidências que dão suporte a grandes corpos de água de idade Hesperiana nas planícies do Norte são as crateras e cristas parcialmente soterradas. Interpretadas como tendo sido recobertas por sedimentos trazidos por grandes inundações (Head et al., 2002) e as numerosas feições que sugerem que coberturas

de gelo estagnadas podem ter restado quando os corpos d'água congelaram (Kargel et al., 2005). Os argumentos contra incluem a ausência de evaporitos identificados nas planícies do Norte (Bibring et al., 2005) e a presença de grandes matacões com até 2 metros de diâmetro em áreas que sedimentos finos eram esperados na hipótese da inundação (McEwen et al., 2007).

Tanto as observações orbitais quanto as superficiais (Golombek et al., 2006, resumiu de maneira abrangente) indicam que as taxas médias de erosão caíram entre 2 e 5 ordens de magnitude após o fim da Era Noachiana. Valores de 0.002 a 0.003 nm ano<sup>-1</sup> foram estimados para as planícies de lava de Gusev e no local de pouso da sonda Pathfinder, possuindo idades no topo da Era Noachiana ou idades Hesperianas. Estes valores encontrados são muitas ordens de magnitude menores que as taxas mais baixas na Terra (10<sup>4</sup> a 10<sup>5</sup> nm ano<sup>-1</sup>).

As taxas baixas se mantiveram pelo resto da história do planeta com episódios extensos de erosão ocorrendo localmente. As maiores taxas de parecem ter ocorrido como resultado de eventos locais como inundações ou onde a propriedade das rochas é fraca o suficiente para a erosão eólica e sublimação serem agentes erosivos efetivos (Cabrol & Grin, 2010).

Uma quantidade abundante de sulfatos foi observada em todos os solos dos locais de pouso visitados pelas sondas terrestres. Sulfatos são um dos principais componentes nos sedimentos de Meridiani, uma vasta planície equatorial de Marte. Espessos depósitos foram observados da órbita em diversos locais, mais no hemisfério oeste, mas também em volta do polo norte (Cabrol & Grin, 2010). A equipe da sonda terrestre *Mars Exploration Rover* (MER) interpretou que a composição dos depósitos analisados pela sonda são uma mistura em partes iguais de sulfatos membros finais (minerais no extremo final de sua série mineral) e basalto depletado, com próximo de 50% dos seus teores originais de Fe, Mg e Ca (Cabrol & Grin, 2010).

A Jarosita foi o único mineral dos sulfatos encontrado pelas sondas terrestres, enquanto a

Kieserita foi somente identificada pelo espectrômetro (CRISM) da sonda orbital *Reconnaisense Orbiter* (Wiseman et al., 2007), da mesma forma que os filossilicatos (Poulet et al., 2008).

Apesar das idades precisas dos depósitos de sulfatos ser incerta a maior parte deles, menos os do polo norte, são da porção superior da Era Noachiana ou de idade Hesperiana (Cabrol & Grin, 2010). A transição de filossilicatos para sulfatos que aparenta ter ocorrido da Era Noachiana média para a superior é evidente em terrenos desta Era. Estima-se que o motivo sejam largos períodos de vulcanismo que formaram Tharsis (Bibring et al., 2006), trazendo grandes quantidades de enxofre pelas erupções. Uma origem que concordante com Phillips et al. (2001), que propôs que Tharsis tenha se formado no final da Era Noachiana.

Segundo Cabrol & Grin (2010), de maneira resumida, o planeta sofreu uma grande mudança em sua transição entre a Era Noachiana e Hesperiana, de forma que a taxas de impactos e erosão diminuirão bastante. As taxas de formação de vales também caíram muito, as condições superficiais mudaram drasticamente, acabando com a produção de filossilicatos e formando depósitos ricos em sulfatos.

Mas ao contrário das taxas decedentes, as inundações de grande porte passaram a ocorrer mais, de forma que pode ter resultado a formação de grandes corpos d'água temporários, em especial nas planícies do Norte. Valles Marineris, que aparenta ter se formado mais no final do Hesperiano, pode ter contido episodicamente lagos que drenaram para o leste e formaram grandes canais de desembocadura. Muitas dessas mudanças sugerem uma mudança climática no final da Era Noachiana e o começo do crescimento de uma espessa criosfera, mesmo que magnitude das mudanças ainda não seja clara.

### **Era Amazoniana**

Baseado em Cabrol e Grin (2010), a Era Amazoniana, estende-se desde 3 G.a atrás até o presente, o que seria equivalente do meio do Arqueano até a atualidade, sendo o período

mais longo do planeta vermelho. Caracteriza-se por uma modesta atividade geológica em paralelo com os períodos anteriores, taxas extremamente baixas de erosão e intemperismo (Golombek et al., 2006).

Os efeitos dos processos superficiais envolvendo a ação do gelo e do vento são mais evidentes, isso se deve parcialmente as baixas taxas de construção de terrenos. A ação do gelo, em especial, é muito abundante nesta Era, sendo o fator que mais distingue a Era Amazoniana das anteriores. Os processos influenciados pelas variações de obliquidade são mais evidentes nesta, mesmo que tenham ocorrido por toda história do planeta.

O vulcanismo continua presente, mas em volumes muito inferiores aos da Era Hesperiana, deixando de  $1 \text{ km}^3 \text{ ano}^{-1}$  para  $0.1 \text{ km}^3 \text{ ano}^{-1}$  na Era Amazoniana (Greeley & Schneid, 1991; Hartmann e Neukum, 2001). A maior parte das planícies vulcânicas Amazonianas são bem distintas das Hesperianas, de forma que as desta última apresentam numerosos cristas enrugadas e poucas estruturas de fluxo primárias.

As Amazonianas, por sua vez, possuem poucas cristas enrugadas, mas muitas estruturas primárias, como frentes de fluxo, canais de lava e linhas de claraboias nas cristas de lava (Cabrol & Grin, 2010).

Para Cabrol & Grin (2010), o gelo desempenhou um papel importante na modificação da paisagem ao longo da história de Marte, mas nunca de maneira tão evidente como na Era Amazoniana. A possibilidade de que extensivos depósitos de gelo foram deixados em baixos topográficos após as grandes inundações Hesperianas existe, de maneira que ocorrem indicativos difundidos de gelo infiltrado próximo a superfície em latitudes médias a altas.

Capas de gelo (Fig. 17) cobrem a maior parte da superfície nessas mesmas latitudes e glaciação também pode ter ocorrido no local. Os polos também aparentam ter sido recobertos e acumulado gelo em grande parte durante a Era Amazoniana, e a ação do mesmo

gerou grandes depósitos estratificados, sendo o melhor registro geológico recente de Marte.

Ainda consoante Cabrol & Grin (2010), apesar da principal Era de formação dos canais de desembocadura tivesse acabado com o fim da Era Hesperiana, alguns canais de desembocadura mais jovens foram identificados e é provável que mais sejam, pelo auxílio das imagens de alta resolução. Alguns exemplos são Athabasca, Grjota, Rahwal e Marte Valles, ao sudeste de Elysium. Estes possuem idades de crateras variando de 2 milhões de anos a 140 milhões de anos Burr et al. (2002) e algumas planícies cortadas têm idades de crateras de 10 milhões de anos Berman & Hartmann (2002). Todos os canais de desembocadura mais jovens começam em fissuras causadas por falhas e caso tenham sido formados pela água, indicaria que em alguns locais água líquida está presente em profundidade, abaixo da criosfera e pode ser liberada para a superfície por atividade tectônica, até no presente.

Muitos poucos sistemas de vales foram identificados nessa Era, com alguns poucos exemplos como Melas Chasma e a oeste da porção sul distal de Echus Chasma (Mangold et al., 2004). Também ocorrem na cratera Lyot (Dickson et al., 2009), mas a idade destes ainda é incerta, visto que dissecam unidades Hesperianas.

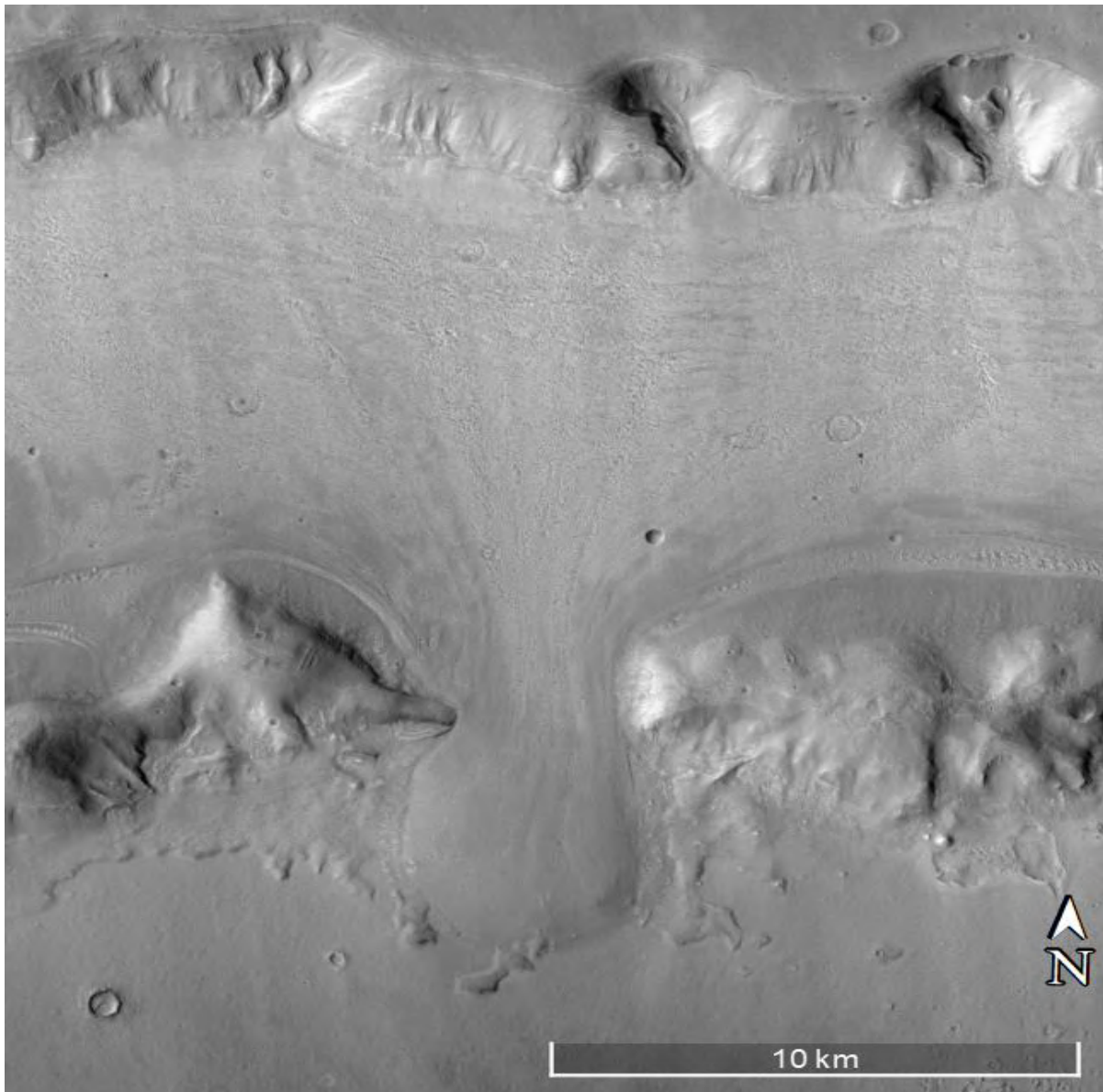


Figura 17: Movimento de detritos ricos em gelo, possível geleira, em 40°N, 23°E. O radar de penetração indica que o material seja majoritariamente gelo (Cabrol & Grin, 2010). As crateras na superfície indicam o fluxo pode ter de dezenas a centenas de milhões de anos (THEMIS). Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

O mais proeminente exemplo de sistema de vale da era Amazoniana é o de Alba Patera (Cabrol & Grin, 2010). O maior exemplo de atividade fluvial da Era Amazoniana são as ravinas, que consistem em alcovas com formato de teatro elevado que se afunilam mais abaixo e convergem em um ou mais canais, se estendendo ainda mais na descida, terminando em um leque de detritos (Malin & Edgett, 2000).

As ravinas apesar de não serem feições exclusiva dessa Era, são as mais numerosas e proeminentes, deixando para trás a formação de vales e canais de desembocadura, que costumavam dominar nas eras anteriores.

## CAPÍTULO 3

# Artigo 2 - CARACTERÍSTICAS DO COMPLEXO DELTAICO EM MARTE

---

### INTRODUÇÃO

Para realizar uma análise sobre a área de estudo é necessário antes conhecer a geologia local na região de Aeolis Dorsa e classificar a estrutura presente. Esta estrutura exhibe características comuns a estruturas análogas na Terra, podendo ser classificada por meio de um processo de comparação e eliminação. O complexo deltaico exhibe uma grande quantidade de características e feições que precisam ser descritas para que sua análise seja realizada. Diversos autores já realizaram trabalhos semelhantes em outras áreas de

Aeolis Dorsa, descrevendo diversas feições presentes na região, em especial as sedimentares. Estes precursores estabeleceram uma base já descrita, com diversos tipos de feições, análogas a feições terrestres, podendo ser utilizada e complementada para se adequar a descrição do complexo deltaico. Portanto, objetiva-se com esse capítulo realizar uma descrição da área de estudo, classificando a estrutura alvo e depois caracterizando suas feições com base na literatura, comparando-as com as análogas terrestres.

### GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

Segundo Jacobsen & Burr (2017) o modelo (Fig. 18) de formação dos depósitos de Aeolis Dorsa envolve quatro processos hidrológicos associados a sedimentação, preservação por soterramento, cimentação e exposição subaérea (Pain et al., 2007; Williams et al., 2007; Burr et al., 2009).

Este modelo de formação requer clima favorável a ampla atividade hidrológica. A topografia desta área foi provavelmente gerada por precipitação orográfica, degelo e subsequente escoamento fluvial (Burr et al., 2009; Kite et al., 2013), como modelado em

outros locais de Marte por Scanlon et al., (2013). Conforme Burr et al. (2021, mapa geológico, USGS), existem 16 unidades mapeadas, divididas em 6 grupos, na superfície de Aeolis Dorsa. Destes 6 grupos, só um contém possíveis feições geomorfológicas deltaicas, *Aeolis Dorsa Units*, sendo o mesmo dividido em 4 unidades, *Aeolis Dorsa Upper Unit* (AHad<sub>3</sub>), *Aeolis Dorsa Middle Unit* (Had<sub>2</sub>), *Aeolis Dorsa Lower Unit* (Had<sub>1</sub>) e *Aeolis Dorsa Undivided Unit* (Had<sub>u</sub>). Destas 4 unidades, só 3 exibem geomorfologias deltaicas, sendo elas AHad<sub>3</sub>, Had<sub>1</sub> e Had<sub>u</sub>.



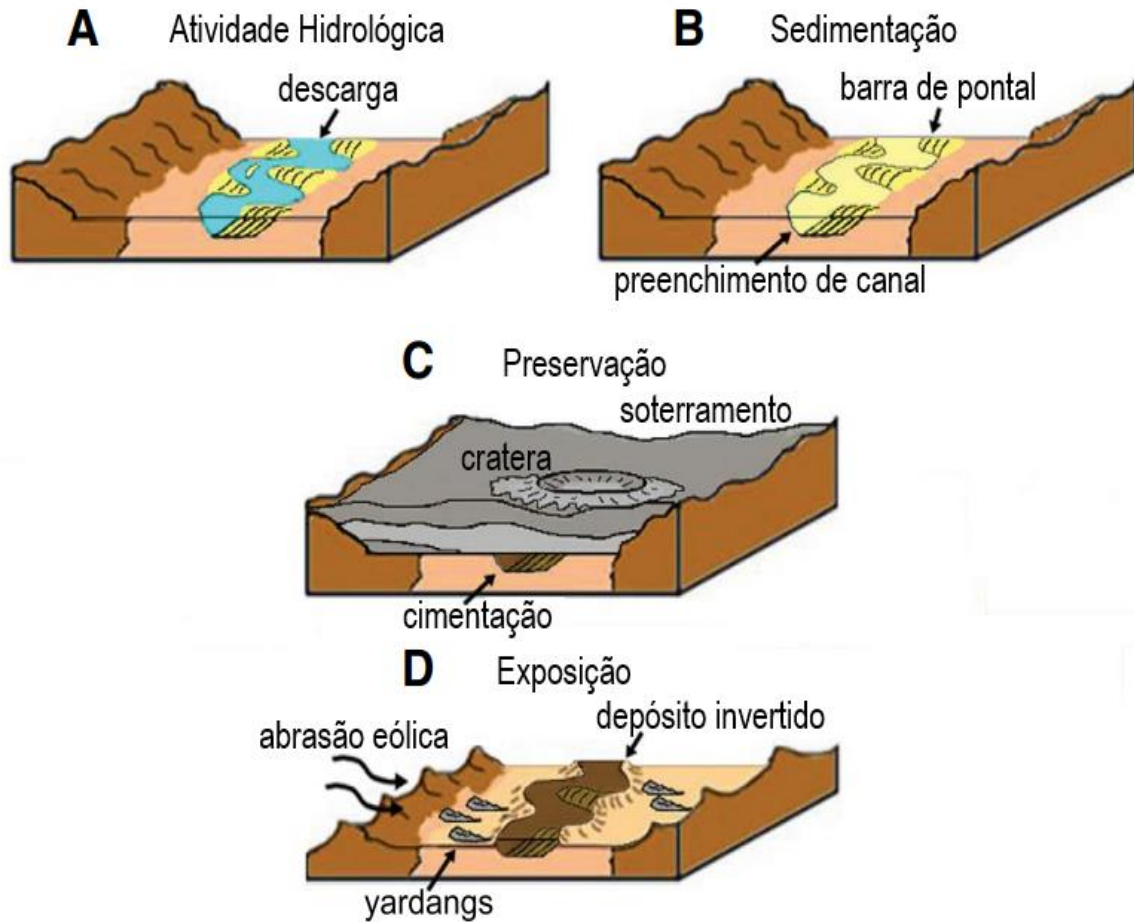


Figura 18: Diagrama demonstrando a formação dos depósitos de Aeolis Dorsa (adaptado de Jacobsen & Burr, 2017). (A, B) A atividade hidrológica e sedimentação concomitantes agem juntas para formar os depósitos. (C) Preservação ocorre por meio de soterramento e cimentação geoquímica, protegendo as unidades sedimentares. (D) A exposição ocorre pela exumação, depósitos invertidos se formam pela erosão diferencial. Resquícios dos depósitos acima podem aparecer como yardangs. Yardangs são cristas irregulares ou lemniscatas formadas pela abrasão eólica causada pelas areias carregadas pelos ventos e por deflação. Visualmente parecem como cascos de barcos, sendo mais alongados que largos e se originam do relevo vestigial erodido pelo vento.

A unidade AHad<sub>3</sub> se caracteriza por uma rede de leques e cristas, de prováveis sistemas de origem aluvial que se formaram próximos a superfícies planas, durante eventos de descarga intermitente. Aeolis Planum é interpretado como um depósito eólico cujos planaltos,

alcovas e a falta de tributários observáveis sugerem alguma contribuição dos lençóis freáticos. Uma porção adjacente a Zephyria Planum é interpretada como um depósito deltaico (Fig. 19).

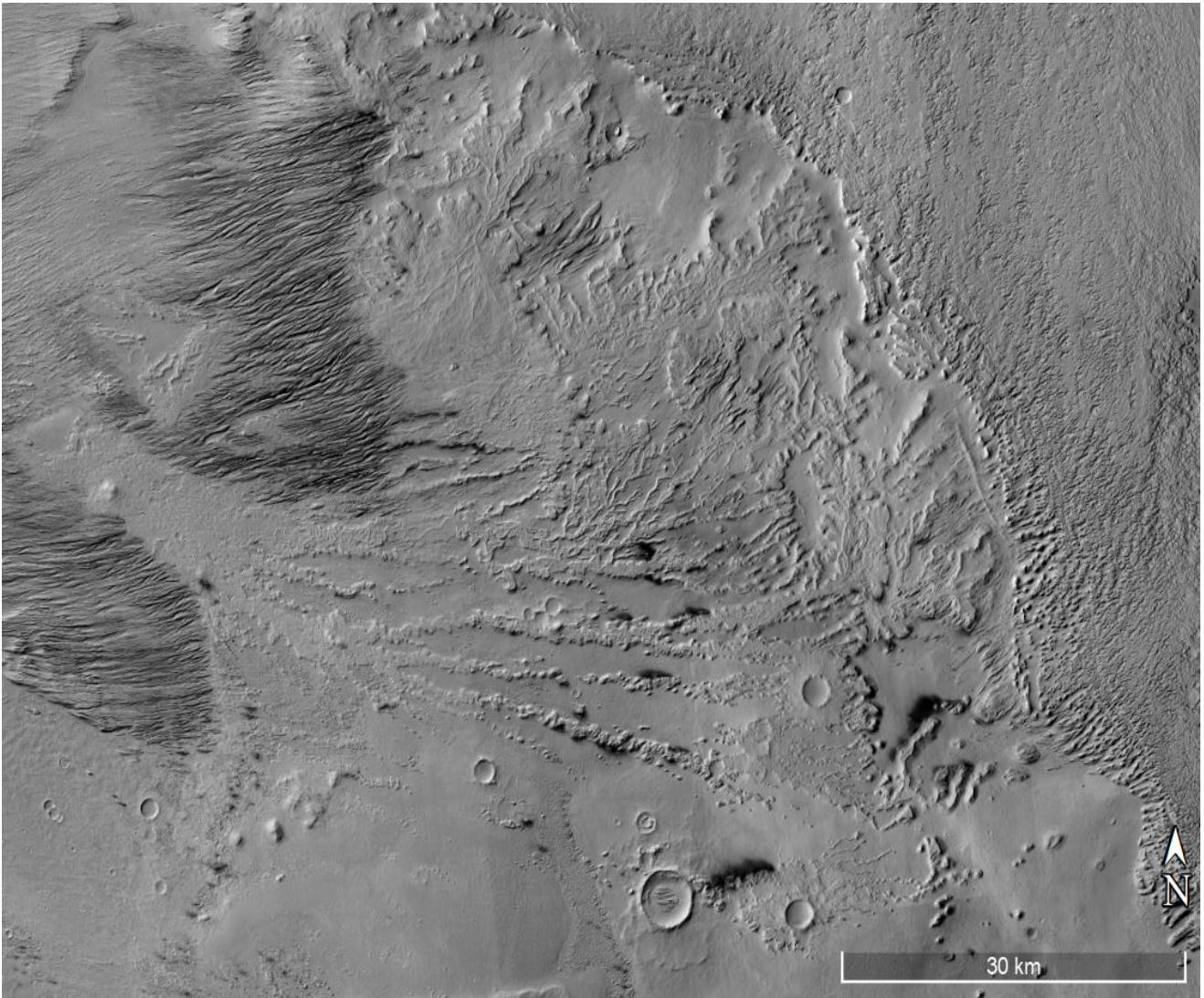


Figura 19: Depósito adjacente a Zephyria Planum, em 5°S, 155°E interpretado como um delta (DiBiase et al., 2013; Burr et al., 2021). Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) usando a Context Camera (CTX).

Em Had<sub>1</sub> é possível observar a presença de paleocanais fluviais preenchidos e depósitos de meandro, com variação na cimentação e topografia invertida, formados durante períodos de frequentes descargas. Algumas mesas terminais a sudeste podem ser interpretadas como deltas. Essa é a unidade presente no complexo deltaico deste estudo.

Had<sub>u</sub> caracteriza-se por preenchimento de paleocanais fluviais e depósitos de meandro que sofreram diferentes quantidades de cimentação, erosão diferencial e inversão topográfica formando cristas. Cristas subparalelas são yardangs (Fig. 20). Algumas

localidades a sudeste do mapa foram interpretadas como depósitos deltaicos. Faixas de estratos opticamente escuros são depósitos fluviais sob manto cimentado.

De acordo com Jacobsen & Burr (2017), a região de Aeolis Dorsa coincide com unidades mapeadas da *Medusae Fossae Formation*, que é uma formação extensa, multi-lobada e estratificada, formando depósitos com possível origem piroclástica (p. ex., Ward, 1979; Scott & Tanaka, 1982; Schultz & Lutz, 1988; Hynes et al., 2003; Mandt et al., 2008, 2009; Burr et al., 2009; Kerber & Head, 2010; de Silva et al., 2010; Kerber et al., 2011; Kite et al., 2015a).

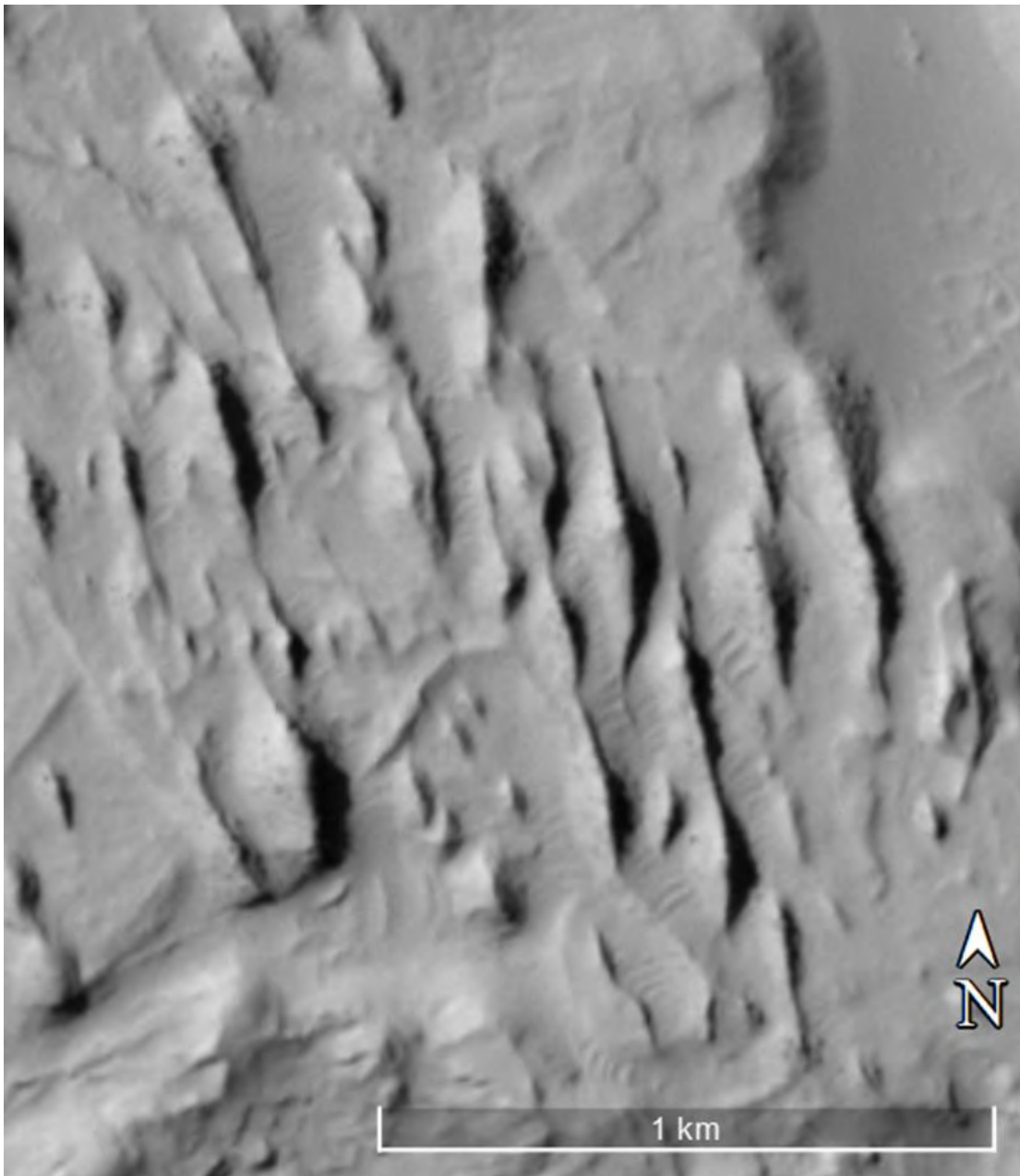


Figura 20: Exemplos de yardangs presentes no Lobo A, em 6°35'S, 150°45'E. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

A natureza difusa, estratificada e erodida da *Medusae Fossae Formation* sugere diversos episódios de deposição difundida fornecendo uma quantidade substancial de sedimentos (Bradley et al., 2002; Mandt et al., 2008; Burr et al., 2009; Kerber et al., 2011). Logo, o contexto geológico dos depósitos da área inclui uma boa fonte de sedimento para sua formação.

A preservação por soterramento é provável, pelas feições fluviais e aluviais observadas

estarem subjacentes ou circundadas de depósitos da *Medusae Fossae Formation* (Jacobsen & Burr, 2017), como visto em Burr et al. (2009, 2010). A cimentação geoquímica dos depósitos é indicada pela preservação das texturas sedimentares e inércia termal aprimorada de feições fluviais, apesar de que o mecanismo de entrega, *timing* e composição dos cimentos sejam desconhecidos (Burr et al., 2010).

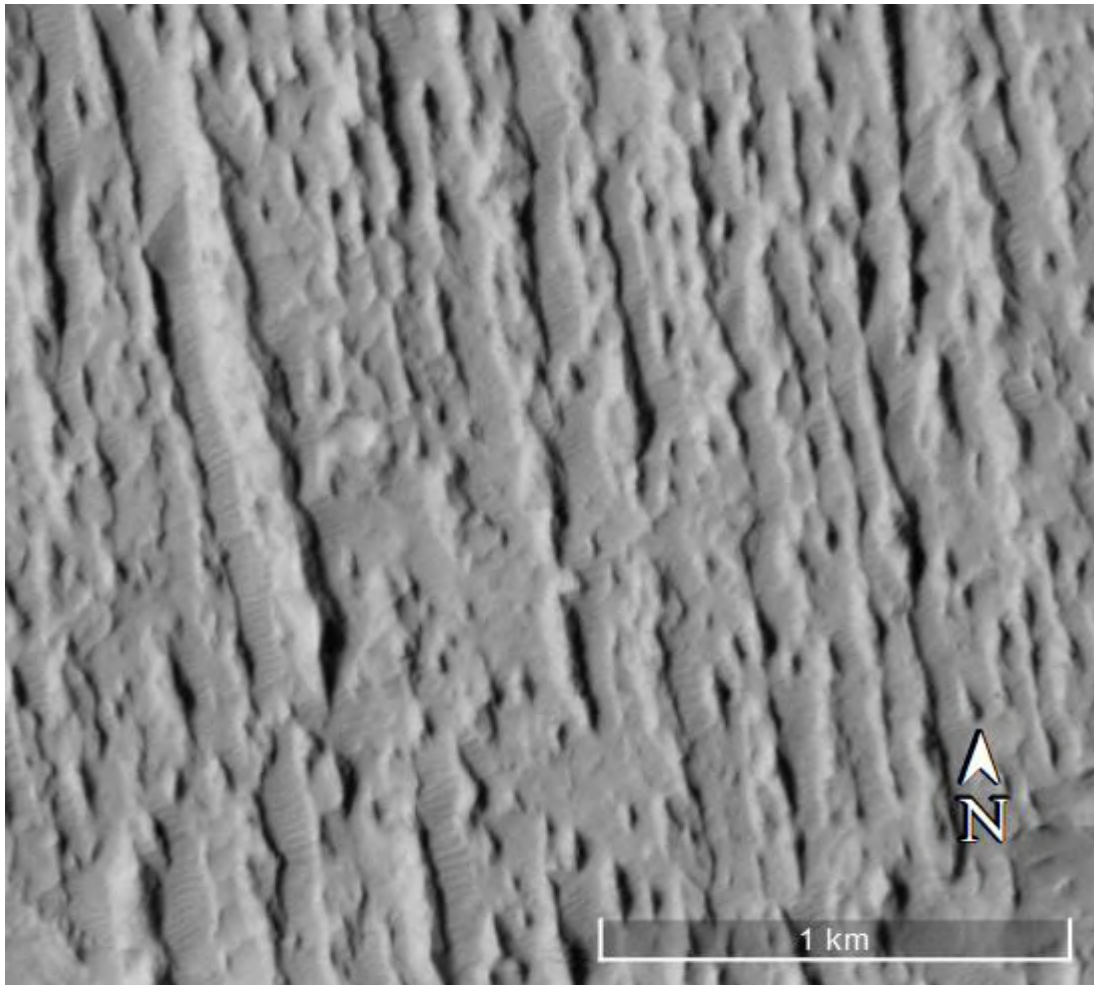


Figura 21: Exemplos de yardangs presentes no Lobo D, em 6°20'S, 151°23'E. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

Baseado em Jacobsen & Burr (2017), pode-se afirmar que muitas das superfícies da área estão cobertas parcialmente por yardangs (Fig. 21), interpretados e definidos por Ward (1979), Zibelman e Griffin (2010), presentes em diversos locais da superfície de Marte.

A exposição dos depósitos de Aeolis Dorsa (Fig. 18) ocorreu pela provável erosão e deflação eólica dos depósitos que os recobriam antes, possivelmente rochas da *Medusae*

### **Interpretação do Paleambiente Depositional**

Antes de realizar a classificação baseada na literatura, é necessário determinar o ambiente deposicional mais provável. Existem três possibilidades de depósitos com morfologias semelhantes ao alvo, que caracterizam três ambientes deposicionais diferentes.

*Fossae Formation*, (Pain et al., 2007; Burr et al., 2009, 2010), como evidenciado pelos inúmeros yardangs por toda a região (Ward, 1979; Scott & Tanaka, 1982; Mandt et al., 2009; Zibelman & Griffin, 2010). Muitos dos depósitos de Aeolis Dorsa têm a aparência de cristas sinuosas (relevo invertido), pela erosão diferencial ter removido o material em volta dos depósitos (Pain et al., 2017; Burr et al., 2009).

Considerando a morfologia dos alvos e o trabalho de Dibiase et al. (2013), realizado na região de Aeolis Dorsa caracterizando estruturas semelhantes, o depósito em questão pode ser um leque aluvial, que possui deposição subaérea; um leque submarino, com deposição subáquosa ou um delta, depositado em ambiente costeiro.

Levando em consideração a estrutura lobada do complexo e a geometria de seus paleocanais, pode-se assumir a presença de 4 nódulos de avulsão diferentes entre os lobos posicionais (Fig. 22). Os lobos ficam cada vez mais distais, evidenciando uma tendência progradante, sendo os mesmos diretamente associados ao complexo de paleocanais que compõem o tronco principal da estrutura. A estrutura completa (Fig. 22) possui comprimento variando de 90 a 120 km e larguras de 90 a 115km.

Apesar de existirem claras mudanças na direção do fluxo, nenhuma delas possui ângulos fechados o suficiente para sugerir uma avulsão forçada a locais com maior espaço de acomodação, não ficando evidente bruscas mudanças na direção do fluxo (Dibiase et al, 2013). O complexo possui lobos com idades variadas, com diferentes estados de preservação, onde o mais novo é lobo D (Fig. 22).

Suas estruturas, em especial os paleocanais estão bem preservados. Já o lobo E, apresenta-se em pior estado, e aparenta ser bem mais velho. São ambas parte do mesmo complexo, mas em fases diferentes, afetados pela erosão e sobreposição de fases mais novas. Os lobos mais antigos seriam os de maior proximidade com a área fonte (Terras Altas logo ao sul, evidenciadas pela Dicotomia Global), mas o progressivo distanciamento levanta a hipótese de que este seja um complexo progradante.

O desenvolvimento de lobos mais distais, o surgimento de novos nódulos de avulsão e o melhor estado de preservação do lobo D, o lobo mais novo, corroboram com esta hipótese. Isso reforça a ideia de que talvez estes lobos mais proximais e menos preservados, sejam parte de fases mais antigas do delta, que sofreram avulsão e foram abandonados.

Existe a possibilidade de serem contemporâneos contudo mal preservadas, porém é improvável que um complexo com características progradantes mantenha todos os lobos ativos simultaneamente, em especial pela mudança nos nódulos de avulsão e estado geral de preservação.

Considerando a geometria do depósito, pode-se determinar se é um leque aluvial. Segundo Blair & McPherson (2009), seria necessário que o rio estivesse saindo de um confinamento topográfico, como um cânion, de forma que o nódulo de avulsão fosse dependente desse confinamento e que a porção do rio a montante deste ponto fosse de caráter erosivo.

O rio que alimentou a estrutura vem de um alto topográfico próximo, nas Terras Altas ao sul da Dicotomia Global. Porém o rio não vinha de nenhuma estrutura de captação confinante identificável até o local, como vales ou cânions. Em um ponto no passado, a porção mais próxima da dicotomia pode ter originado um leque aluvial.

A proximidade com o alto topográfico a possível canalização causada pela erosão, com a posterior saída do confinamento em local aberto e plano, possibilitaria a formação de um leque aluvial. Entretanto, não existem estruturas como essa identificáveis no local. O rio não tinha um perfil erosivo a montante dos nódulos de avulsão, por ainda estarem preservados ou parcialmente preservados. Essas características descartam a possibilidade de ser um leque aluvial.

A inclinação do complexo deltaico não pode ser calculada pelas alterações no terreno terem tornado as porções a jusante mais altas (aproximadamente -1850 metros) que a montante (entre -2500 e -2000 metros), ou seja, o fim do delta está mais elevado que o começo. Desta forma o cálculo daria um resultado com inclinação em direção a montante, o contrário do que deveria ser correto.

As deformações tectônicas ou isostáticas em conjunto a erosão causaram alterações no relevo consideráveis impossibilitando o cálculo correto da inclinação. A única estrutura que tem uma porção que passa entre dois altos topográficos (Fig. 23), é o lobo A (Fig. 22), sendo provável que o sistema fluvial tenha erodido este alto topográfico e originado a estrutura do lobo A.

O confinamento nessa estrutura não é considerável, pelo vale (Fig. 23) entre estes dois altos ter mais de 5 quilômetros de largura

na parte média e não existir perfil erosivo a montante da saída do mesmo.

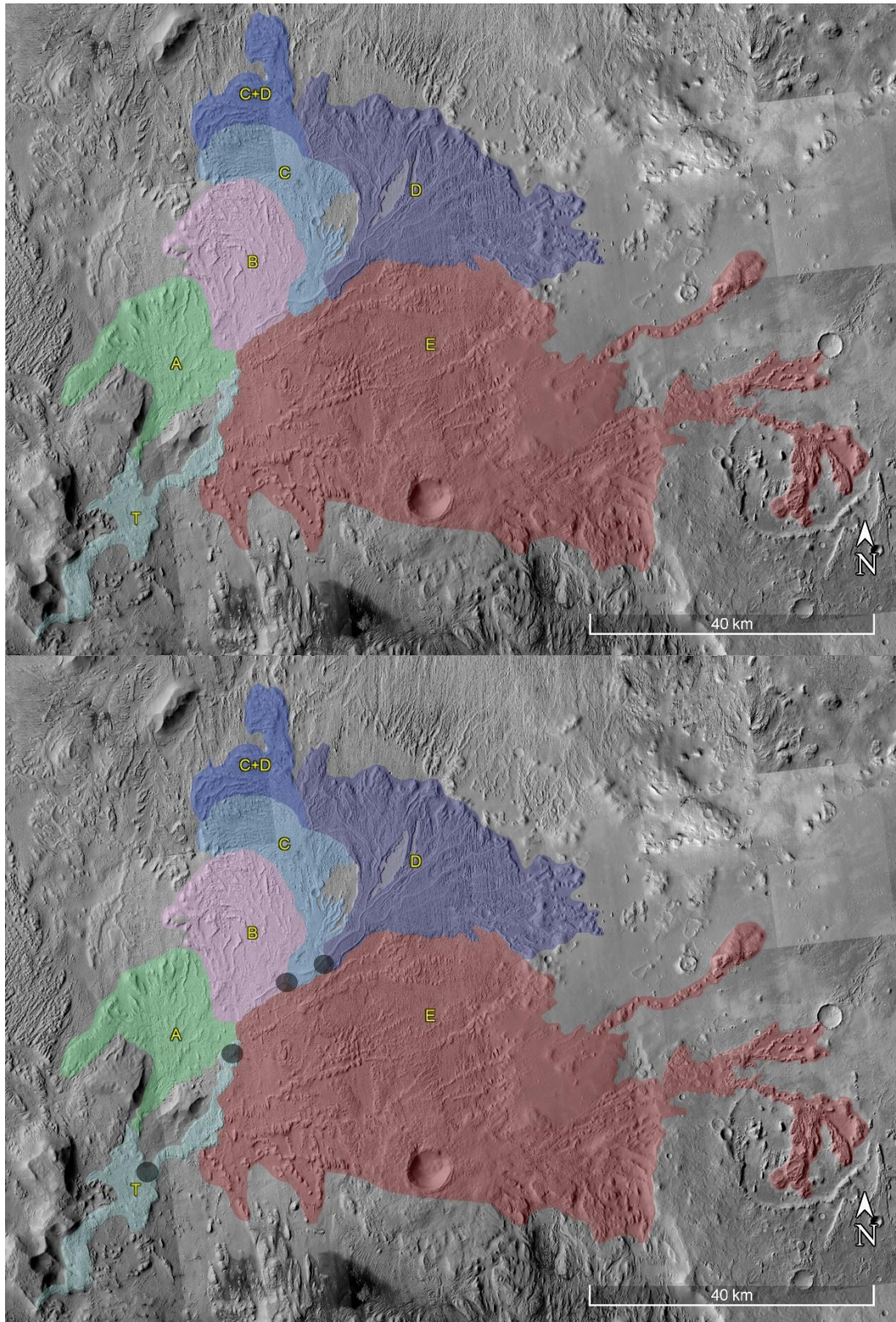


Figura 22: Complexo deltaico e seus 5 lobos com as áreas demarcadas e identificadas, em  $6^{\circ}30'S$ ,  $151^{\circ}E$ . Em cima, somente as áreas demarcadas, embaixo estão as áreas demarcadas, canais traçados e nódulos de avulsão (círculos escuros). Canais em azul mais escuro são definidos pelos paleocanais presentes, pouco inferidos, em azul claro são baseados nas estruturas vestigiais e muito inferidos. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

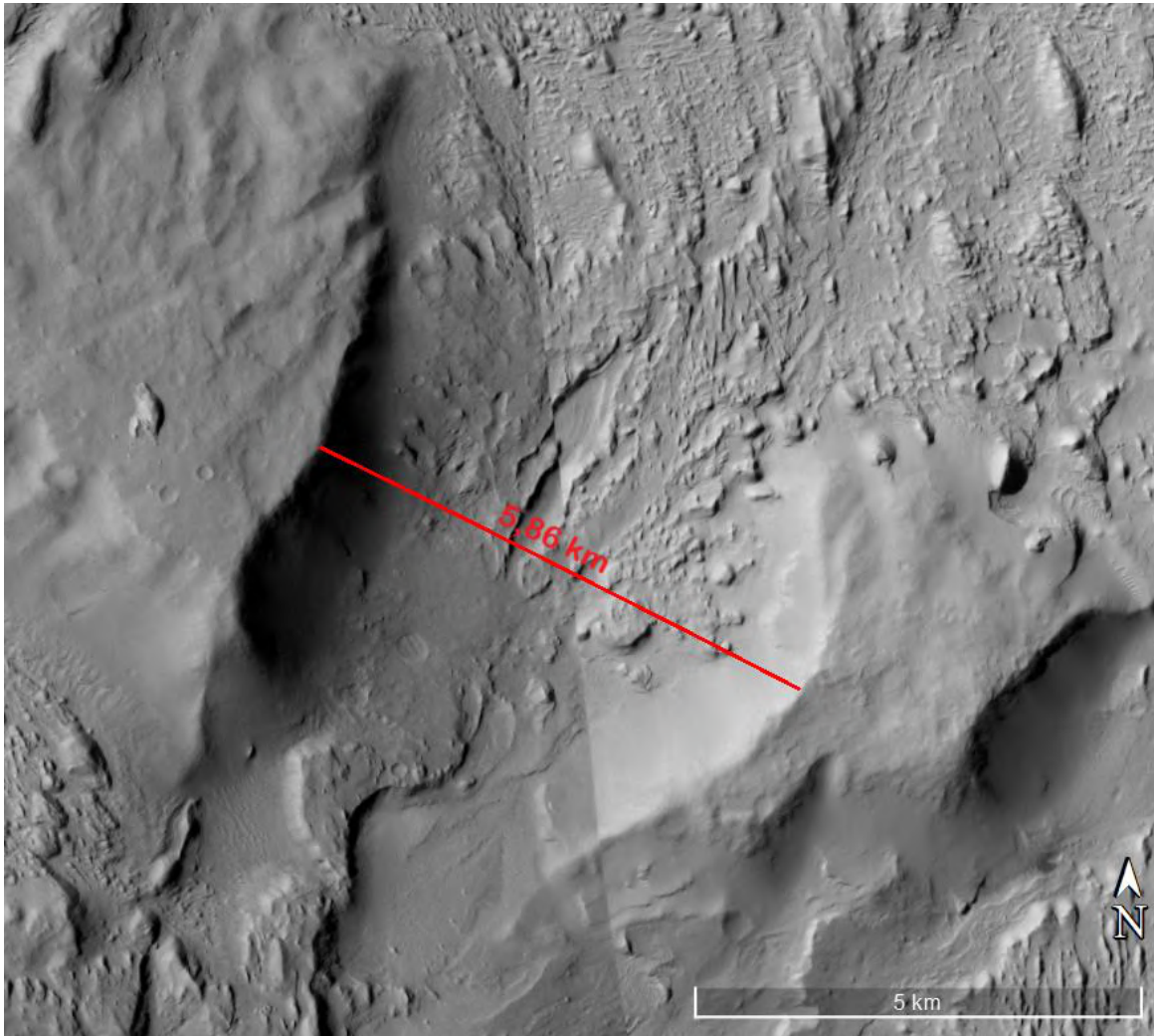


Figura 23: Vale erodido pelo sistema fluvial do complexo deltaico, originando o Lobo A, em 6°45'S, 150°45'E. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

Outra possibilidade é a que este seja um leque subaquoso. De acordo com Covault (2011), este precisaria de mais distância de transporte de sedimento, uma declividade menor e canais com diques escavados, diferente dos leques aluviais. Embora sejam necessárias algumas condições semelhantes para os dois ambientes, como mudanças de confinamento e quebra do declive regional, existe a diferença entre as dinâmicas de fluxo (Zavala et al., 2021).

Essa diferença se reflete na densidade, correntes de turbidez e características dos rios, que são responsáveis por diferentes geometrias em plano e arquitetura dos depósitos sedimentares. É necessária a ocorrência de correntes de turbidez para a construção da estrutura, escavação dos canais e transporte do

sedimento a maiores distâncias em meio subaquoso.

A inexistência de canais confinantes com diques escavados visíveis e a forma que os paleocanais invertidos foram preservados (Fig. 18), discordam da possibilidade de ser um complexo de leques subaquosos. Pain et al. (2007); Williams et al. (2007) e Burr et al. (2009) Jacobsen & Burr (2017) afirmam ser necessário que os eventos ocorram de acordo com modelo de formação da região para que a deposição e preservação dos depósitos fluviais ocorra. Logo, são necessários quatro processos: atividade hidrológica, sedimentação associada, preservação por soterramento e exposição subárea.

Estes depósitos fluviais foram descritos por Burr et al. (2009) como *scrolled flood plains*,

um tipo de planície de inundação com barras arenosas que crescem. Ele afirma que para formar estes depósitos é necessário que fluxo seja subaéreo com migração lateral constante (característica meandrante), depositando barras arenosas, sedimentos da planície de inundação e sedimentos do próprio canal. Após a redução na oferta de água, o curso do rio secaria, sendo depois recoberto de sedimentos no processo de soterramento. Futuramente sofreria erosão diferencial, causada pelo contraste na resistência ao intemperismo e erosão dos depósitos fluviais em relação aos demais.

As diferenças estruturais entre os paleocanais preservados podem ter acontecido pelo tempo de existência dos mesmos quando ativos. Podendo ter ocorrido um processo de abandono ou migração dos canais, fazendo com que fossem expostos a mais processos fluviais. Desta forma, os sedimentos da planície de inundação e as barras arenosas associadas a migração depositariam sobre os canais, ocorrendo ainda episódios de erosão pela migração.

Isso poderia explicar um dos motivos de alguns depósitos serem achatados e outros em crista, de forma que os achatados teriam passado por mais processos fluviais, enquanto os em crista teriam secado, preservando mais fortemente só as feições dos canais fluviais. Os depósitos dos canais são mais resistentes em relação aos depósitos de finos da planície de inundação, por conter granulometrias maiores, logo mais porosidade, o que ocasiona cimentação preferencial ou formação de duricrosta (Pain & Ollier, 1995).

Isso torna possível que os depósitos possam ter uma cimentação diferente e variada em suas litologias. Em relação ao tipo de cimento, a possibilidade que seja quimicamente diferente existe, dada a diferença na composição química e mineralógica da superfície de Marte. Desta forma, a cimentação pode ser composta de minerais distintos aos presentes nos cimentos terrestres ou incomuns a estes ambientes aluviais.

A interpretação do ambiente deposicional demonstra que o único ambiente possível é o

deltaico. Segundo Slingerland & Smith (2004), Jerolmack (2009); Chatanantavet et al. (2012), depósitos deltaicos dependem de represamento, fixando o nódulo de avulsão ou abandono do lobo a uma distância característica da linha de costa. Esta depende da profundidade do canal fluvial e declividade da superfície da água.

Pelas características estruturais, forma, nódulos de avulsão visíveis, possuir padrões de paleocanais, abandono de lobos ligados diretamente aos nódulos, ausência de mudanças no confinamento (mesmo considerando o lobo A) e características prográdantes, conclui-se que é um complexo deltaico.

### **Descrição e análise de feições**

Para realizar a correta classificação dos deltas é necessária uma descrição concisa de suas feições e estruturas, de forma que fique bem claro quais as características dominantes que o mesmo possui e onde melhor se enquadra nos modelos deltaicos modernos. Desta forma, serão realizadas as descrições morfológicas e texturais como um todo, separadas por tipos, para depois serem realizadas as descrições dos lobos e suas peculiaridades.

As feições presentes no complexo deltaico são comuns em Aeolis Dorsa, diferenciando-se entre si pela sua aparência, podendo apresentar formas, texturas, tamanhos e estruturas diferentes. Originam-se de diferentes ambientes ou subambientes deposicionais, o que resulta em depósitos distintos entre si, mesmo que em alguns casos possam ser muito parecidos.

As feições foram interpretadas e separadas em 4 tipos com base nas características identificadas, dividindo-se em Feições Granulares, Feições Estriadas, Feições Planas e Feições Lineares. Estas por sua vez se dividem em 2 subtipos cada, totalizando um total de 8 subtipos de feições, separadas e descritas de acordo com suas características a seguir.



Os depósitos dessas feições foram melhor preservados pelo soterramento causado pela *Medusae Fossae Formation* ficando recobertos por largos períodos de tempo e pela cimentação preferencial. Cimentando melhor sedimentos aluviais, em especial os mais grossos, possibilitando até a formação de duricrosta (Pain & Ollier, 1995).

### Feições Granulares

As Feições Granulares podem ser divididas em Normais (FG<sub>N</sub>) e Densas (FG<sub>D</sub>). As FG recebem esse nome por serem compostas de montes irregulares sem forma definida que em conjunto tem uma aparência granular, se diferenciando dos yardangs pela forma, por não terem uma textura similar a estriada em conjunto e por não aparentarem apresentar uma orientação preferencial.

### Feição Granular Normal

As Feições Granulares Normais (FG<sub>N</sub>) sofreram erosão diferencial acentuada em relação as outras feições (Fig. 24). Burr et al. (2010, 2009) estima que os depósitos eólicos e/ou piroclásticos da *Medusae Fossae Formation* recubram os depósitos fluviodeltaicos da região. Nessa feição as camadas subjacentes foram completamente erodidas, apresentando essa textura granular, por estar exibindo as camadas subjacentes dos depósitos deltaicos locais (Fig. 24), diferente das cobertas por yardangs.

É possível constituírem depósitos de construção do próprio delta (sucessão deltaica), composto de *bottomsets* finos gentilmente inclinados, *foresets* arenosos e cascalhosos com 10° a 25° de inclinação e *topsets* de cascalhos planoparalelos (Elliot, 1986). São capeados por depósitos da planície deltaica, podendo ser depósitos de áreas distributárias ou áreas interdistributárias (Bhattacharya, 2006), com os de frente deltaica e prodelta em porções mais distais.

Sucessões de planícies deltaicas apresentam granodecrescência ascendente, com algumas feições fluviais preservadas na base e uma maior proporção de fácies marinhas ou salobras na parte superior do preenchimento do

canal. Porém em deltas dominados por rio estas fácies pareceriam inteiramente fluviais (Bhattacharya, 2006).

Essa é a área onde os canais distributários se inserem, migram, coalescem e são abandonados, recebendo sedimentação direta dos canais durante os processos que os mesmos sofrem. Canais de planície deltaica tendem a ser poucos em número e são separados por largas áreas interdistributárias (Fig. 24), estas podem ser substituídas por depósitos de canais a depender da frequência de avulsão e taxa de migração dos canais (Bristow & Best, 1993; Mackey & Bridge, 1995; Holbrook, 1996).

A frequência de bifurcação dos canais e padrões de ramificação dependem da inclinação, descarga do rio, profundidade da água e interação da pluma fluvial com o corpo d'água em que deságua. Logo deltas dominados por rio podem possuir múltiplas bifurcações, sendo favorecidas por baixos gradientes de inclinação e alta vazão, onde processos dominados por fricção controlam a dispersão e deposição do sedimento (Welder, 1959; Wright 1977). Isso levanta a possibilidade deste complexo ser dominado por rio, visto que o mesmo possui muitos paleocanais em todos os lobos.

É comum que as áreas interdistributárias sejam compostas de sedimento menos arenoso, contendo uma série de sucessões mais finas intercaladas entre granocrescência e granodecrescência ascendente. Essas sucessões possuem menos de 10 metros de espessura e sem granocrescência ascendente bem desenvolvida como as encontradas em lobos deltaicos prográdantes (Bhattacharya, 2006).

Em deltas dominados por rio as áreas interdistributárias são preenchidas por sedimentos finos de extravasamento durante períodos de cheia dos rios, compondo depósitos de planície de inundação, associados a *trends* de sedimentos tendendo de mais marinhos a mais não marinhos (Bhattacharya, 2006).

Elementos arquiteturais arenosos na planície deltaica incluem canais em várias

escalas, que podem migrar ou crescer para formar corpos de canais ou cinturões de canais (Bhattacharya, 2006). Seu interior é composto por barras (macroformas) e formas de leito em menores escalas, análogos a elementos descritos na literatura fluvial (Miall, 1995, 1997; Bridge, 2003, 2006). Depósitos de planície deltaica ainda incluem, uma série de subambientes ricos em deposição de finos, como mangues, pântanos, planícies de maré, lagunas, estuários e bafas interdistributárias, colaborando para o campeamento de finos no depósito.

Porém a maior parte desses ambientes, excluindo as baías interdistributárias, dependem muito de organismos vivos (p. ex., vegetação, algas, bactérias...) e de maré. Não se pode afirmar que houve vida em Marte, muito menos com organismos complexos de tais ambientes e não existem evidências suficientes para afirmar a presença de maré expressiva. O que torna provável somente a presença de depósitos de planície de inundação como sendo a fonte mais comum dos sedimentos mais finos.

A frente deltaica é definida pela linha de costa e o leito marinho adjacente (Elliot, 1986). É definido como a área dominada por sedimento mais grosso, sendo um depósito majoritariamente de areia e cascalho, incluindo *topsets* subaquosos e leitos de *foresets* (Bhattacharya, 2006). Frentes deltaicas dominadas por rio, consistem em uma associação complexa de canais distributários terminais e barras de desembocadura que coalesceram, formando uma assembleia de barras e lobos deposicionais (Van Heerden & Roberts 1988).

Já o prodelta possui uma composição dominante de finos, lamosa, visto que é a parte mais distal e onde o silte e argila em suspensão decantam (Bhattacharya, 2006), sendo depois sobreposto pela frente deltaica, que por sua vez é sobreposta pela planície deltaica, à medida que o delta cresce. Os depósitos de planície deltaica em áreas distributárias possuem uma resistência maior ao intemperismo e erosão quando comparado aos de áreas interdistributárias.

Isso ocorre, neste caso, pelos sedimentos mais finos terem uma menor resistência ao intemperismo e erosão. Isso é causado pelo menor acesso à água, logo, menor acesso aos fluídos cimentantes, quando comparado aos depósitos de canais, além de serem menos permeáveis e porosos.

As áreas inderdistributárias são capeadas e/ou compostas em maior parte por sedimentos finos e sucessões que afinam em direção ao topo. Isso dificulta a cimentação ou formação de duricrosta, já que sedimentos aluviais mais grossos recebem melhor cimentação por serem mais porosos e permeáveis, permitindo a maior percolação de fluídos e a ocupação dos poros pelos materiais cimentantes (Pain & Ollier, 1995). A natureza episódica dos depósitos de inundação causa um contraste na deposição dos sedimentos entre as áreas interdistributárias e distributárias.

A primeira exhibe uma prevalência de sedimentos finos, depositados em períodos de cheia do sistema fluvial, enquanto a segunda carrega uma gama de sedimentos indo dos finos aos cascalhosos, dependendo da energia do fluxo, pelos diversos canais distributários. Os sedimentos mais finos são carregados pela água com maior facilidade, em suspensão, enquanto os demais vão sendo arrastados, rolados ou saltando pelo fundo, sendo carregados com o aumento da energia do fluxo. Isso facilita a deposição destes últimos nos leitos dos canais, o que, em conjunto com a presença constante de água, torna os depósitos dos canais mais susceptíveis a cimentação preferencial. Logo, as áreas distributárias se preservam melhor.

É improvável que os depósitos de áreas distributárias componham a maior parte das  $FG_N$ , tendo um papel menor observável (Fig. 24). É muito mais plausível que as  $FG_N$  sejam compostas por depósitos de áreas interdistributárias. Sendo evidente pelo contraste de preservação entre os depósitos próximos dos paleocanais e as extensas áreas erodidas entre eles (Fig. 24), junto com os motivos previamente mencionados.

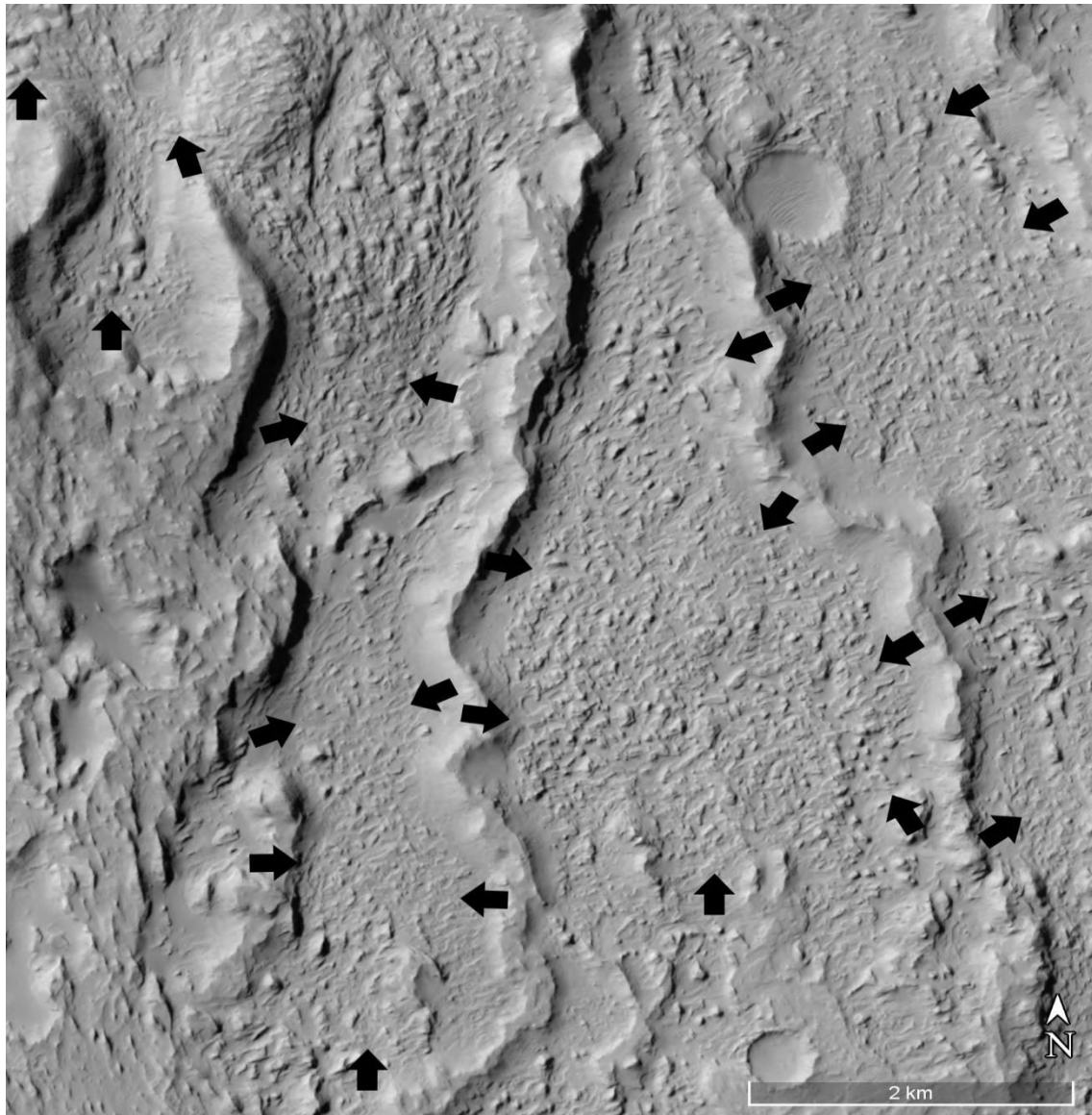


Figura 24: Feições Granulares Normais, evidenciando a preferência por áreas interdistributárias e menores parcelas de áreas distributárias. Lobo A, em  $6^{\circ}30'S$ ,  $150^{\circ}50'E$ . Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

Os depósitos de frente deltaica e prodelta, estariam menos erodidos se tivessem tido maior contato com os canais distributários terminais e subsequentes desembocaduras. Depósitos de frente deltaica já tendem a ser de arenosos a cascalhosos, facilitando a cimentação. Caso sejam parte das baías interdistributárias, teriam contato reduzido, logo estariam mais erodidos.

É plausível que estejam mais erodidos por compor a frente da estrutura, tendo contato direto com o corpo d'água onde o complexo deltaico desaguava. Constituem a 'borda' da estrutura, ficando mais exposta a ação erosiva

do próprio corpo d'água e eólica, após o mesmo desaparecer.

É também é possível que o sistema fluvial que alimentava o complexo deltaico tenha secado primeiro que o lago/mar/oceano. Este possuía volumes de água maiores e mais extensos que o sistema fluvial, poderia ser alimentado por mais fontes e seria menos afetado pelas mudanças a curto prazo. A redução ou término do fluxo de água teria gerado uma escassez de sedimentos para manter o complexo progredendo, resultando em transgressão e consequente erosão desses depósitos.

Salienta-se que o prodelta é composto em maior parte de pelitos e neste caso, possuem uma cimentação pior, o que torna sua erosão mais fácil. Porém não é possível identificar ou separar o prodelta das demais estruturas visualmente, o que dificulta afirmar sua presença nas porções erodidas em que estaria exposto. Em suma, a  $FG_N$  é composta em sua maior parte de áreas interdistributárias, pequenas parcelas de áreas distributárias, depósitos de frente deltaica e prodelta, estando todos bem erodidos.

### Feições Granulares Densas

As Feições Granulares Densas ( $FG_D$ ), recebem esta nomenclatura por apresentarem texturas granulares, como as  $FG_N$ ,

apresentando uma textura mais densa (Fig. 25), de forma que a quantidade de montes por área aparenta ser maior. Não apresentam uma orientação preferencial, variando entre NE e NW. Os montes que a compõe também parecem ser maiores e melhor definidos, estando também em superfícies topograficamente mais altas que as  $FG_N$ .

Sua formação é semelhante a  $FG_N$ , com uma única diferença, a parcela de áreas distributárias que a compõe é maior, observado pela maior erosão das mesmas. Mas continua sendo majoritariamente compostas de áreas interdistributárias, com parcelas de áreas distributárias, depósitos de frente deltaica e prodelta, em menor quantidade, todos bem erodidos.

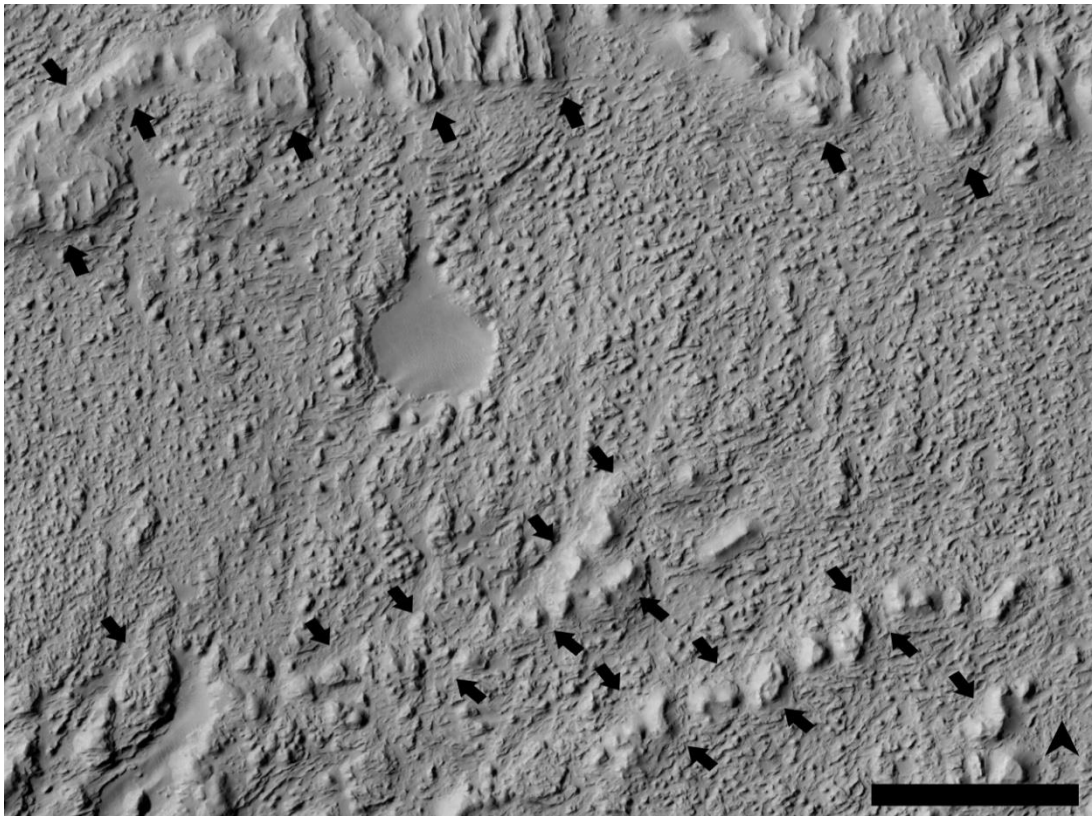


Figura 25: Feições Granulares Densas, também exibe preferência por áreas interdistributárias, mas esta tem maiores parcelas de áreas distributárias (demarcada pelas setas). Lobo E, em  $6^{\circ}32'S$ ,  $151^{\circ}20'E$ . Escala de 2 km. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

### Feições Estriadas

As Feições Estriada podem ser divididas em texturas com estria Curta ( $FE_C$ ) e Longa ( $FE_L$ ). Recebem essa nomenclatura pela forma que os yardangs se apresentam em sua superfície,

tendo a textura de estriada quando em conjunto, sendo estas causadas por erosão das camadas subjacentes aos depósitos flúvio-deltaicos locais. As texturas das superfícies expostas que estariam abaixo dos yardangs aparentam ser planas e lisas, porém não se

pode afirmar com certeza. Para uma descrição mais abrangente da área toda, avalia-se a textura superficial completa, em conjunto com os yardangs, mas não considerando estes como parte dos depósitos.

### Feições Estriadas Curtas

As Feições Estriada Curta (FEc), estão em topografias mais altas em relação as granulares, sendo percorrido por Feições Lineares, compostas de paleocanais invertidos e escavados, até no mesmo curso fluvial. As estrias possuem direção preferencial para NW (Fig. 26).

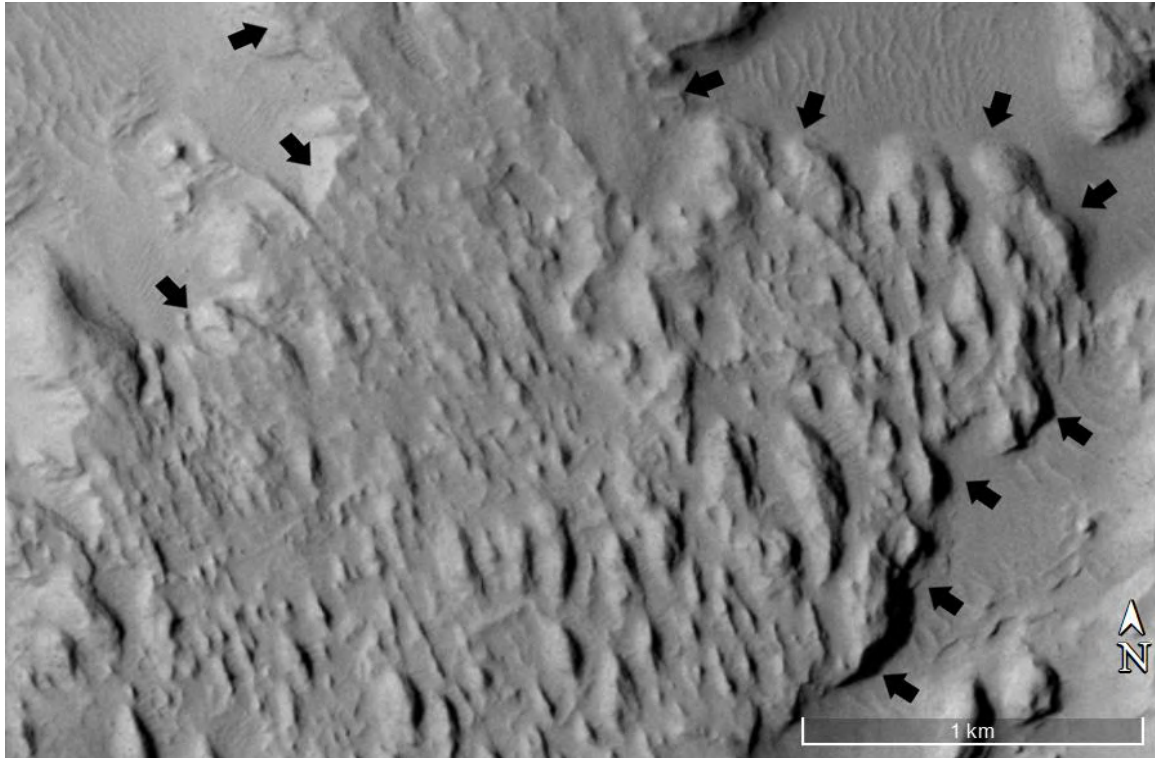


Figura 26: Feições Estriada Curta, exibindo a textura com os yardangs que as nomeiam. Lobo A, em 6°36'S, 150°38'E. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

A melhor preservação das superfícies está associada a erosão diferencial das camadas superiores. Essas camadas protegem as superfícies e estratos flúvio-deltaicos locais do intemperismo e erosão, restando somente os relevos vestigiais na forma de yardangs. A preservação das camadas subjacentes também se deve à forte ação fluvial. Os canais distributários, depositaram sedimentos sobre a sucessão deltaica em seus processos de preenchimento, migração, coalescimento, abandono e inundação em períodos de cheia. Embora depósitos deste último sejam mais marcantes em áreas interdistributárias.

É provável que seja composta em sua maioria de áreas distributárias, parcelas de áreas interdistributárias mais próximas dos

paleocanais, frentes deltaicas próximas das barras de desembocadura e do complexo de paleocanais distributários terminais (Olariu & Bhattacharya, 2006). Não é improvável que o prodelta esteja presente em porções mais distais desta feição, mas não é possível determinar sua presença, já que ele poderia estar sobreposto, ter sido erodido ou ser inaparente (Fig. 27).

Não existem separações delimitadas definida em deltas fora da literatura. O próprio prodelta tem um contato gradual com a frente deltaica e se mistura com os sedimentos do fundo marinho mais à frente. As FEc estão menos erodidas em relação as FG por serem depósitos com forte influência fluvial, gerando rochas melhor cimentadas.

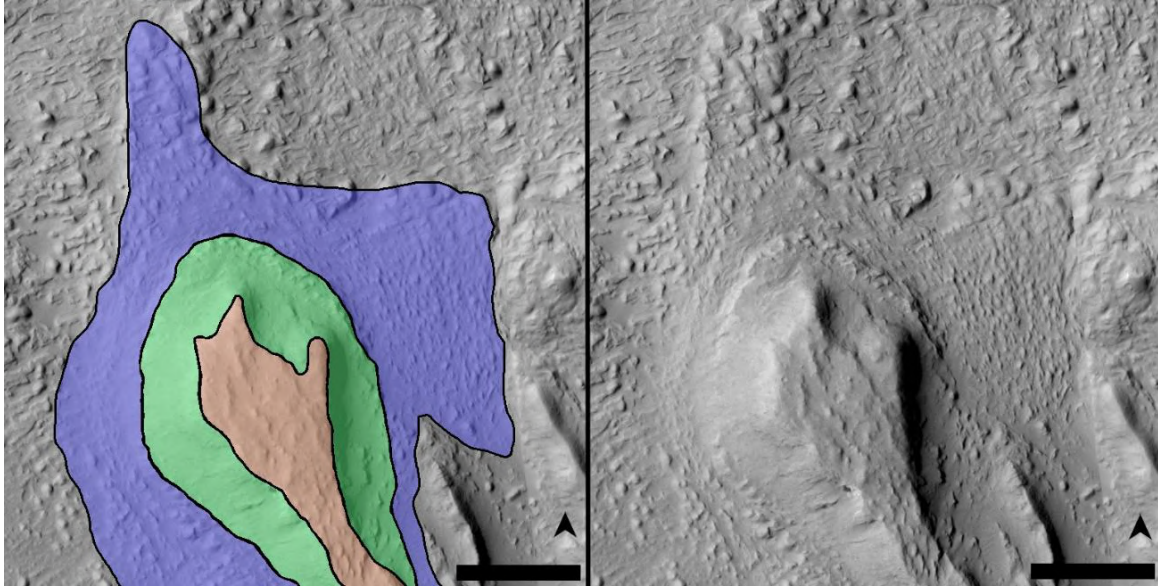


Figura 27: Interpretação de possível divisão deltaica local, separação inferida com base nas estruturas. Laranja, verde e azul sendo planície deltaica, frente deltaica e prodelta, respectivamente. Lobo A, em 6°28'S, 150°42'E, escala de 1 km. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

A influência dos canais distributários sobre a frente deltaica é muito definida pelo complexo de canais distributários terminais e barras de desembocadura (Olariu & Bhattacharya, 2006). Os sedimentos grossos da frente deltaica e a forte presença fluvial facilitariam a cimentação preferencial (Pain & Ollier, 1995), logo, sua preservação. Nas FE<sub>C</sub> é esperado que a frente deltaica esteja melhor preservada, contudo, é difícil definir sua localização certa pelo estado de conservação

da estrutura, podendo só ser inferida pelas formas semelhantes presentes no delta.

As feições terminais com textura lisa e com maior ângulo de inclinação que se apresentam adjacentes a outras diversas feições (Fig. 28), como a própria FE<sub>C</sub> (Fig. 26), serão consideradas como sendo parte da feição a que se encontram adjacentes. São porções erodidas dessa mesma feição, frentes deltaicas e/ou pro-deltas associados, sendo interpretados em conjunto com as feições descritas.

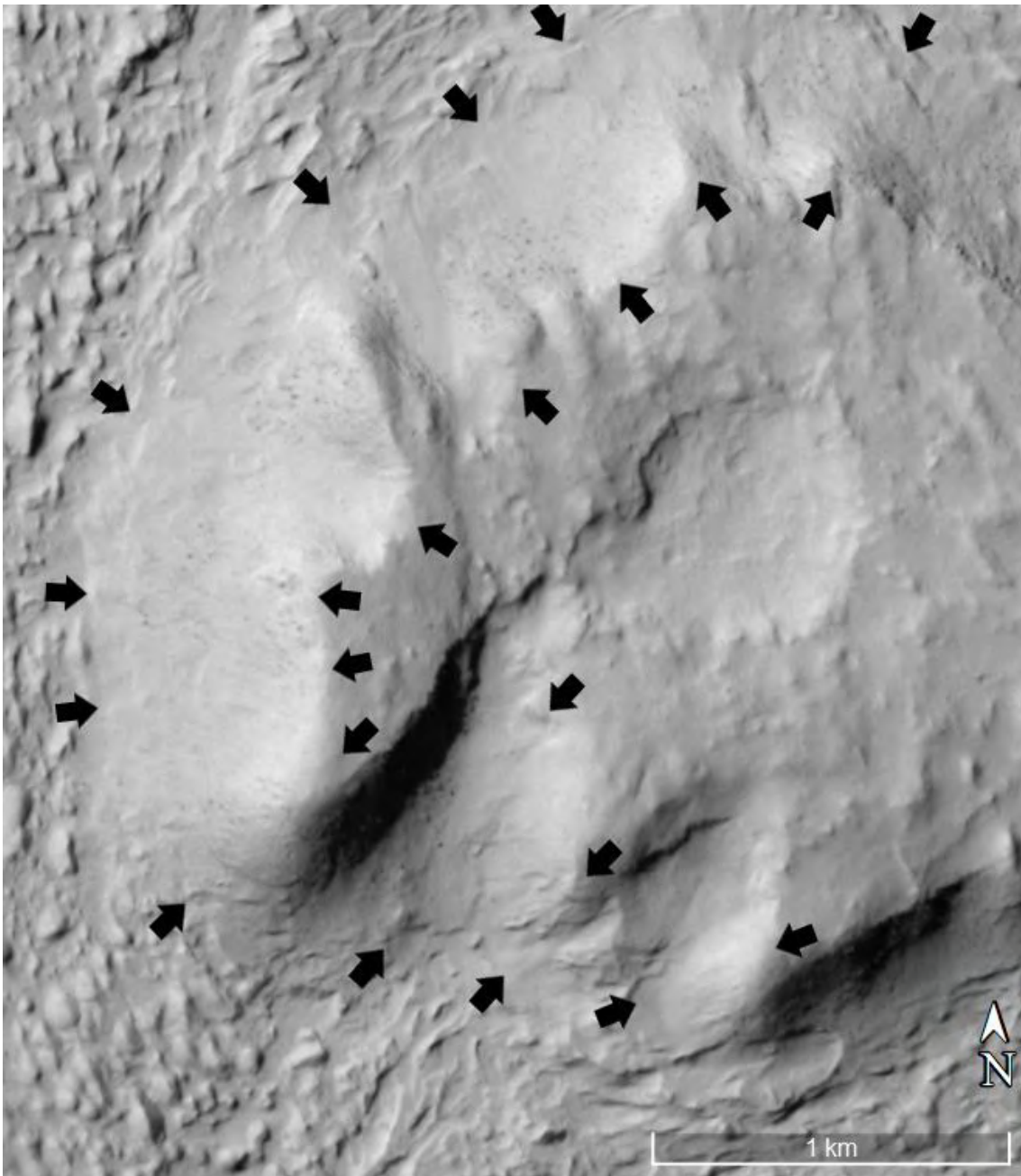


Figura 28: Feições adjacentes com maior ângulo de inclinação, possivelmente frentes deltaicas, apesar de ser impossível afirmar por estar erodido. Lobo B, em 6°19'S, 150°48'E. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

### Feições Estriadas Longas

As Feições Invertidas de Textura Estriada Longa (FEL) se diferenciam das FE<sub>C</sub> por possuírem yardangs muito mais longos e bem definidos (Fig. 29). Isso indica que estes yardangs estão mais bem preservados, o que pode ser em parte pelo lobo D ser provavelmente o mais recente. Possui uma

quantidade muito maior e mais densa desses yardangs, de forma que aparentam existir muitos mais estrias em uma mesma área. Apresentam orientação para NNW, sendo exclusivas do lobo D com essas características. Como essas estruturas estão bem preservadas, é lógico pensar que as subjacentes também estejam.

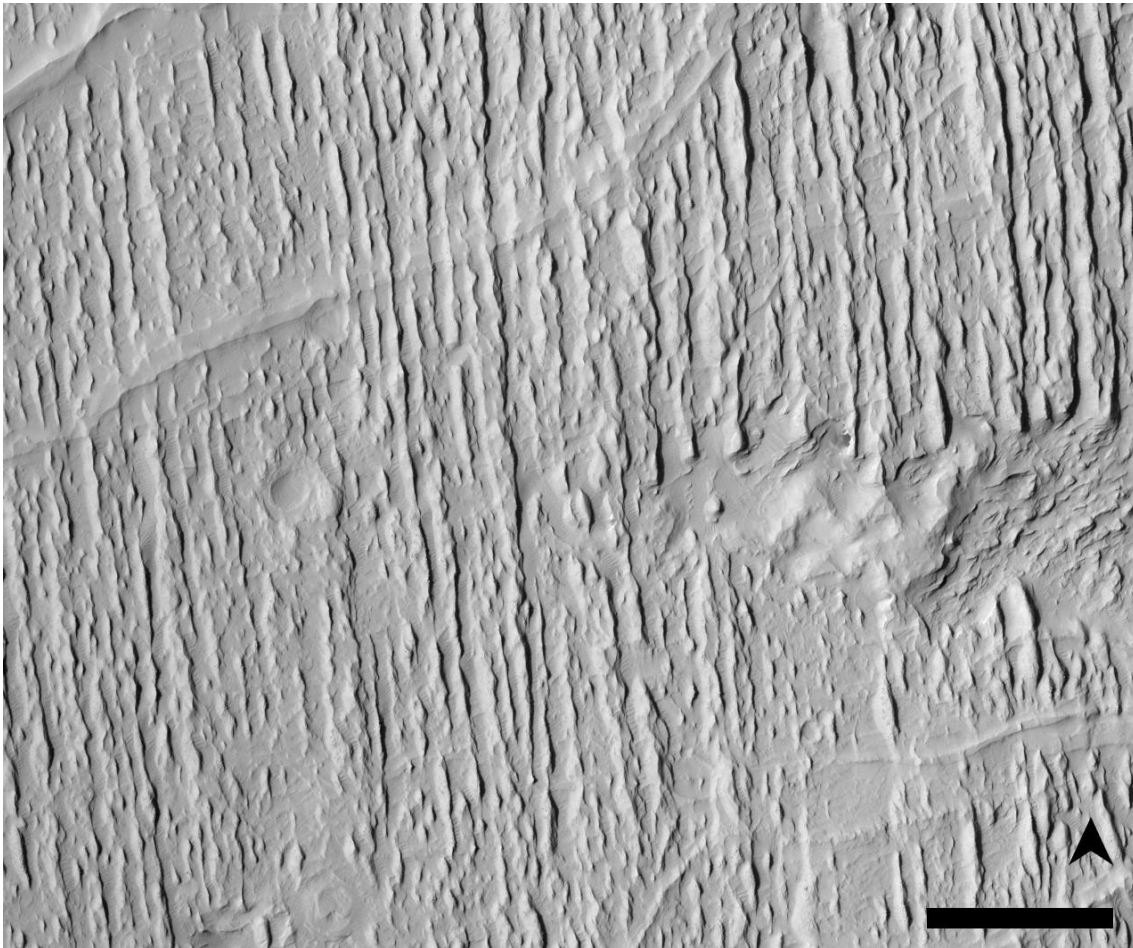


Figura 29: Feições Estriada Longa, exibindo a textura com os yardangs que as nomeiam. Lobo D, em 6°18'S, 151°26'E, escala de 500m. Imagens captadas pela câmera *High Resolution Imaging Science Experiment* (HiRISE) da *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX). Imagem PSP\_002279\_1735 (NASA, 2007).

É impossível determinar o que levou a diferenças tão marcantes entre as  $FE_L$  e  $FE_C$ , além do tempo, outros fatores como a espessura da camada de rochas que as recobriam e as características das rochas subjacentes podem influenciar. Porém, não é possível determinar a causa, visto que as rochas que as recobriam eram provavelmente da mesma fonte e os depósitos são flúvio-deltaicos. Restando o tempo e como o lobo D aparenta ser o mais novo, logo as  $FE_L$  são mais novas, tendo sido exposta por um menor período a ação do intemperismo e erosão.

Outra diferença é a extensão das áreas com  $FE_L$ , que cobrem a maior parte do lobo D, sendo feições preservadas de maneira uniforme, o que fortalece a hipótese de serem mais novas e estarem sobre um lobo mais recente que os demais. Considerando que o lobo D é o mais distal, mais bem preservado e

exibe sinais de sobrepor outros lobos, é muito provável.

Devido ao aspecto das estrias, bem definidos, e bem uniformes por quase toda a área do lobo D (Fig. 29), pode-se afirmar que todos os ambientes que a  $FE_L$  engloba foram bem menos erodidos em comparação com as FG e razoavelmente menos erodidas que as  $FE_C$ . Os depósitos flúvio-deltaicos subjacentes aos yardangs aparentam ter uma textura lisa ou pouco rugosa, mas não é possível afirmar com certeza. Serão descritos em conjunto com as texturas originárias dos yardangs, como nas  $FE_C$ , desconsiderando-os como parte dos depósitos.

Por ela estar presente em quase todo o lobo D, a  $FE_L$  era composta de todos os depósitos de planície deltaica, tanto de áreas distribuídas, quanto de áreas interdistribuídas. É visível a passagem de



numerosos paleocanais invertidos que compõe as Feições Lineares Estreitas (FLE) e Feições Planas de Lisa (FPL). As camadas sobrejacentes devem ter preservado de maneira abrangente o lobo D, preservando a maior parte das FEL.

As FEL se tornam menos aparentes ou ausentes nas porções mais distais, próximas as barras de desembocadura e complexos de paleocanais distributários terminais. É quase ausente onde seria a frente deltaica. Isso leva a considerar que deva englobar em partes a frente deltaica ou chegar muito próximo, indo até as porções mais distais da planície deltaica.

Supõe-se que pelo lobo D ser mais novo, teve menos tempo para que as camadas sobrejacentes aos depósitos flúvio-deltaicos fossem erodidas. Porém, é necessário considerar os depósitos deltaicos como parte igualmente importante da preservação, por também estarem expostos a ação erosiva.

São mais resistentes em relação as FEC, por apresentarem mais paleocanais distributários e uma distribuição mais homogênea dos mesmos. Os processos fluviais agiram de maneira mais abrangente, deixando poucas áreas sem receber os sedimentos e fluídos cimentantes necessários para preservação. Mesmo em períodos de cheia, as inundações também acorreriam de forma mais extensa e

homogênea, pela quantidade de distributários e sua distribuição.

### **Feições Planas**

As Feições Planas podem ser divididas em com texturas Lisas (FPL) e com texturas Rugosas (FPR). Costumam possuir larguras de alguns quilômetros e são as feições mais comuns em Aeolis Dorsa (Pain et al., 2007; Burr et al., 2009) formando estruturas ramificadas ou subparalelas (Burr et al., 2009).

### **Feições Planas Lisas**

As Feições Planas Lisa (Fig. 30) foram classificadas e separadas como sendo Unidade Fluvial Plana do Tipo 2 ou *Fluvial unit: Flat, type 2* (Williams et al., 2007; Burr et al., 2009; Jacobsen & Burr, 2017), referidas neste trabalho como FPL, sendo comuns em toda a região de Aeolis Dorsa.

São descritas de acordo com seus atributos, sendo cristas sinuosas planas com superfícies superiores indefinidas. Interpretadas como superfícies de baixa declividade formadas por preenchimento de canais com formato de fluxo regular, seguido de inversão topográfica. São depósitos de preenchimento dos canais distributários. Estes depósitos seguem o processo descrito na Figura 18.

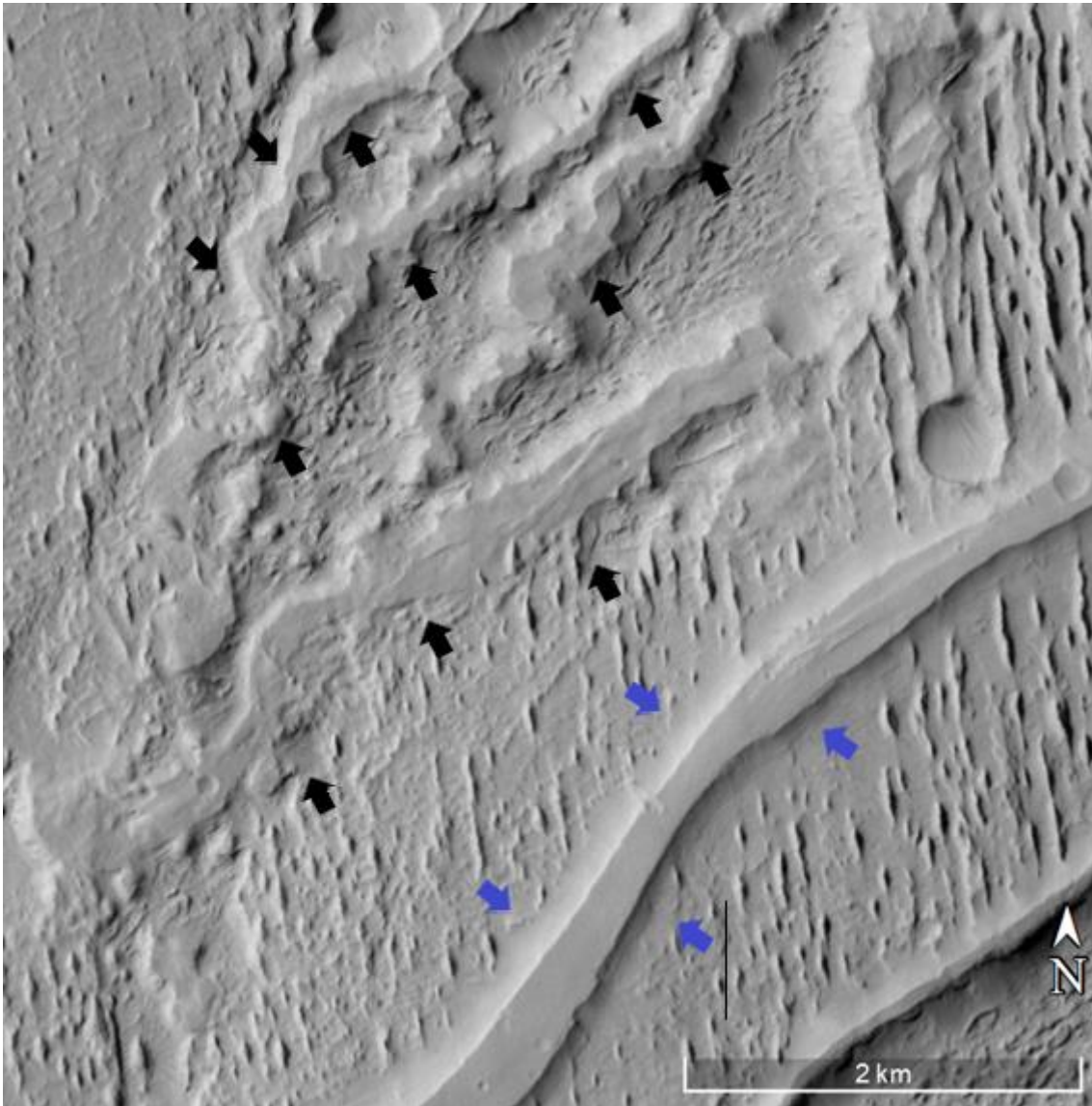


Figura 30: Feições Planas Lisas, exemplos de canais invertido com textura superior plana lisa. Nota-se os que os exemplos sinalizados com setas pretas podem ser facilmente confundidos com o das setas azuis, ambas podendo ser classificadas como  $FP_L$  ou  $FP_E$ , a depender da interpretação. Lobo C, em  $6^{\circ}22'S$ ,  $151^{\circ}11'E$ . Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

As  $FP_L$  são mais retilíneas e estreitas quando comparadas com as  $FP_R$  (Jacobsen & Burr, 2017). Gibling (2006) interpretou as  $FP_L$  como preenchimento de canais fluviais, com morfologias similares aos análogos terrestres (Harris, 1980; Williams et al., 2007). Visto em

plano, o preenchimento de canais terrestres tem superfícies superiores relativamente planas e lados bem inclinados, similares as  $FP_L$  encontradas em Marte. Existem exemplos análogos, como o da Figura 31, um canal invertido do Green River, em Utah, USA.



Figura 31: Canal invertido plano no Green River (38°53'N, 110°18'W), Utah, USA (Airbus, 2024). Exemplo de análogo terrestre para as FPL.

### Feições Planas Rugosas

As Feições Planas Rugosas (FPR) foram descritas (Burr et al., 2009; Matsubara et al., 2014; Cardenas & Mohrig, 2015, Jacobsen & Burr, 2017) com atributos de cristas sinuosas semi-concêntricas em superfícies planas superiores (Fig. 32). Interpretadas como superfícies de baixa declividade composta por bancos coesivos e depósitos fluviais meandranes com formato de fluxo regular, seguido de inversão topográfica.

São chamadas pelos autores de Unidade Fluvial Plana do Tipo 1 (*Fluvial unit: Flat, Type 1*) e são comuns em toda a região de Aeolis Dorsa. Estas feições se caracterizam por serem possíveis diferentes unidades fluviais de um ambiente fluvial meandrante (Burr et al., 2009; Matsubara et al., 2014; Cardenas & Mohrig, 2015, Jacobsen & Burr 2017). Algumas interpretadas como canais que

agradaram e migraram lateralmente (Matsubara et al., 2014) ou como depósitos fluviais empilhados, consistindo em barras de pontal inferiores e preenchimento de canais sinuosos superiores (Cardenas & Mohrig, 2015). Isso leva a entender que são depósitos de preenchimento de canais distributários meandranes e os depósitos associados à sua migração lateral, com possível empilhamento visível.

Estas feições evidenciam um padrão de drenagem meandrante (Fig. 32), possuindo diversos análogos como o exibido na Figura 33, do Rio Amazonas, Brasil. Possui características condizentes com a descrição presente na literatura, com uma aparência em plano muito semelhante a migração de sistemas meandranes, gerando cinturões de meandros (*meander belts*), como pode ser visto no análogo terrestre.

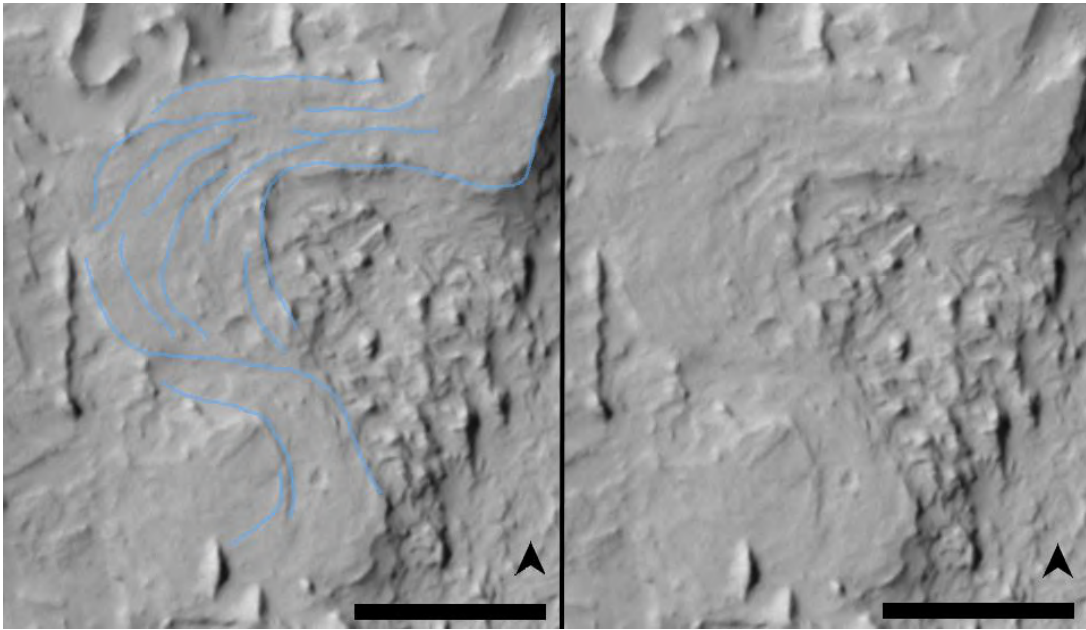


Figura 32: Feição Plana Rugosa, exemplo de canal invertido com textura rugosa, evidenciando as estruturas migratórias do canal. Lobo A, em  $6^{\circ}34'S$ ,  $151^{\circ}50'E$ . Escala de 1 km. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).



Figura 33: Canal meandrante do rio Amazonas ( $3^{\circ}47'S$ ,  $61^{\circ}35'W$ ), Brasil (Airbus, 2024). Exemplo de análogo terrestre para as  $FP_R$ .

### Feições Lineares

As Feições Lineares podem ser divididas em Estreitas ( $FL_E$ ) e Escavadas ( $FL_C$ ). Embora os canais escavados não sejam depósitos invertidos, estes se encontram sobre estruturas

invertidas e incisos nas mesmas, o que leva a considerá-los como tal. Uma diferença aparente destes depósitos em relação aos com Feições Invertidas Planas, além da óbvia morfologia, é que estes depósitos aparentam ser quase que exclusivamente compostos de

preenchimento ou erosão diferencial de canais distributários. Porém em vários casos essa distinção se torna difícil pela grande semelhança que podem apresentar. Variam de pouco a nenhuma deposição visível dos depósitos associados (migração, inundação, coalescimento...).

### Feições Lineares Estreitas

Williams et al. (2007); Burr et al. (2009, 2010) e Jacobsen & Burr (2017), atribuíram as Feições Lineares Estreitas (FLE) características de superfícies com cristas sinuosas superiores com cumes afiados. Foram interpretados como preenchimento de canais com formato de fluxo de regular, seguido de inversão topográfica e erosão por abrasão eólica. Esses autores a

chamam de Unidade Fluvial, Fina ou Estreita (*Fluvial Unit: Thin*) e são comuns em toda região de Aeolis Dorsa.

Costumam apresentar larguras de dezenas de metros. Possuem uma aparência coerente com a descrita (Fig. 34, letra A), sendo cristas de variadas sinuosidades com cumes mediais apontados (Burr et al., 2009; Zimbelman & Griffin, 2010) ou achatados. É comum estarem estratigraficamente sobre feições de outras texturas (Fig. 34, letra B), em especial sobre as Feições Invertidas Planas (Burr et al., 2009; Zimbelman & Griffin, 2010). São as feições com cristas mais sinuosas, com sinuosidades aproximando-se de  $\sim 2$ , apesar de poderem ser bem mais retilíneas (Burr et al., 2010).

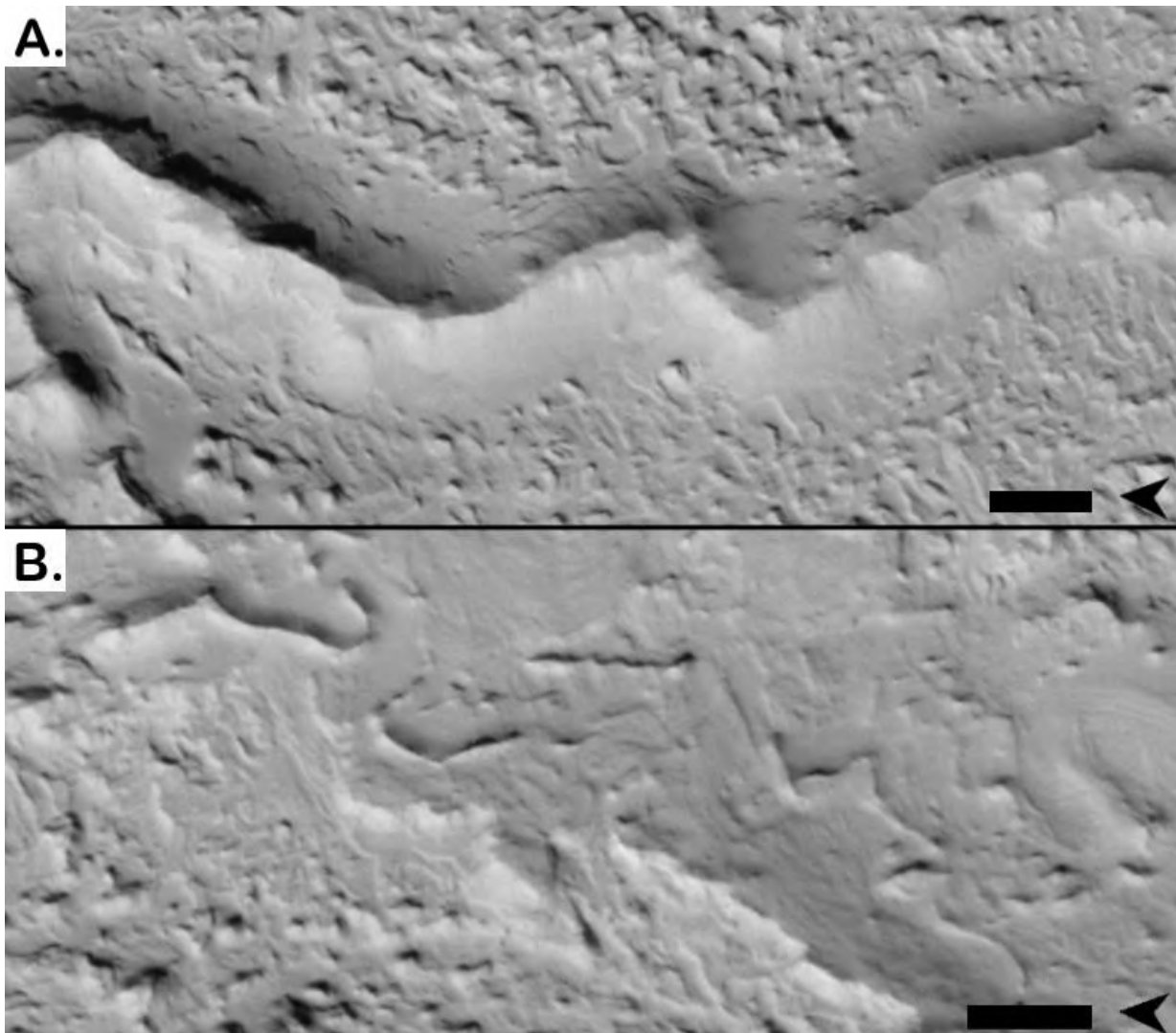


Figura 34: Feição Linear Estreita, evidenciando as estruturas (A) e sobreposição as feições planas (B). Escala de 300 m. Lobo A, em 6°28'S, 150°52'E (A) e 6°35'S, 150°50'E (B). Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

As (FL<sub>E</sub>) possuem análogos no próprio Green River (Fig. 35) e podem apresentar características semelhantes às FP<sub>L</sub> (Fig. 30), podendo ser semelhantes ao análogo da Figura 35 também, sendo compostas de sedimentos de preenchimento do canal fluvial. As Feições Estreitas com cristas mediais afiadas ou apontadas, podem ser explicadas como depósitos de preenchimento de canais que foram erodidos ao longo de suas margens.

### Feições Lineares Escavadas

As Feições Lineares Escavadas (FL<sub>C</sub>) apresentam-se como depósitos de canais fluviais com bordas (margens) elevadas ou como canais escavados com bordas pouco aparentes (Fig. 36). Essas características são, em parte, semelhantes as descritas para os depósitos da Unidade Fluvial *Aeolis Serpens* (*Fluvial Unit, Aeolis Serpens*; Burr et al., 2019; Lefort et al., 2012; Williams et al., 2013; Jacobsen & Burr, 2017). Os depósitos dessa unidade se apresentam como depósitos de canais com cristas laterais gêmeas ou só como canais escavados com bordas pouco aparentes.

A interpretação para essas feições semelhantes em *Aeolis Serpens* foi de depósitos de paleocanais em baixa declividade, com formas de fluxo regular, cimentados e com subsequente erosão diferencial. Tem características muito semelhantes aos trechos escavados dos paleocanais do complexo deltaico, indicando uma formação semelhante a *Aeolis Serpens*. Isso dá a entender que estes tipos de depósitos são comuns na região de *Aeolis Dorsa* (Jacobsen & Burr, 2017).

Embora não possua o interior do canal perfeitamente preservado, não se pode afirmar que todo o depósito do seu interior tenha sido erodido, mas que as margens são melhor preservadas. O melhor estado das margens em relação ao restante do canal, indica uma maior resistência aos processos intempéricos e erosivos. Sendo um indicativo de cimentação variável, como em *Aeolis Serpens* (Williams et al., 2013), seguido de erosão diferencial.

Possui análogos como os paleocanais do rio Marackina, na Austrália (Fig. 37).



Figura 35: Canal invertido linear (Airbus, 2024) em Green River, Utah, USA (39°N, 110°W). Exemplo de análogo terrestre para as FL<sub>E</sub>.

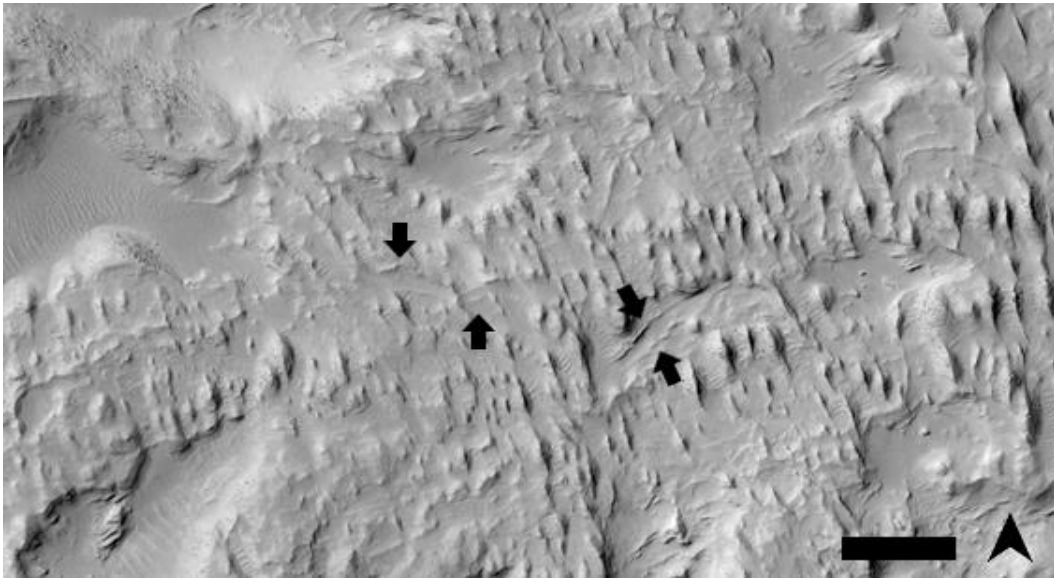


Figura 36: Feição Linear Escavada, evidenciando as margens elevadas e os canais escavados. Escala de 500 m. Lobo A, em 6°30'N, 150°40'E. Imagens captadas pela câmera *High Resolution Imaging Science Experiment* (HiRISE) da *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX). Imagem ESP\_016546\_1735 (NASA, 2010).



Figura 37: Canal escavado no rio Marackima (Airbus, 2024), Austrália (28°N, 136°14'E). Exemplo de análogo terrestre para as FLc.

## CAPÍTULO 4

# Artigo 3 – DESCRIÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DO COMPLEXO DELTAICO MARCIANO

### INTRODUÇÃO

O complexo deltaico exibe diversas feições, analisadas no capítulo anterior, e sua caracterização é necessária para descrever os lobos e estruturas, tornando possível classificar o complexo deltaico como um todo. Para fins de classificação, a única forma de realizá-la é utilizando os métodos presentes na literatura

para os deltas terrestres, sendo possível também traçar um paralelo entre o complexo deltaico e um possível análogo na Terra. Logo, este capítulo visa analisar e descrever os lobos e estruturas do complexo deltaico, possibilitando a sua posterior classificação e comparação, como um todo, com um análogo terrestre.

### Tronco Alimentador

Antes de começar a descrição dos lobos é necessário que o Tronco Alimentador (T) seja descrito, por ser o sistema de paleocanais que

alimentaram o complexo inteiro (Fig. 38). Possui comprimento próximo de 48 km e largura máxima de 9 km, mas as médias são inferiores a 4km.

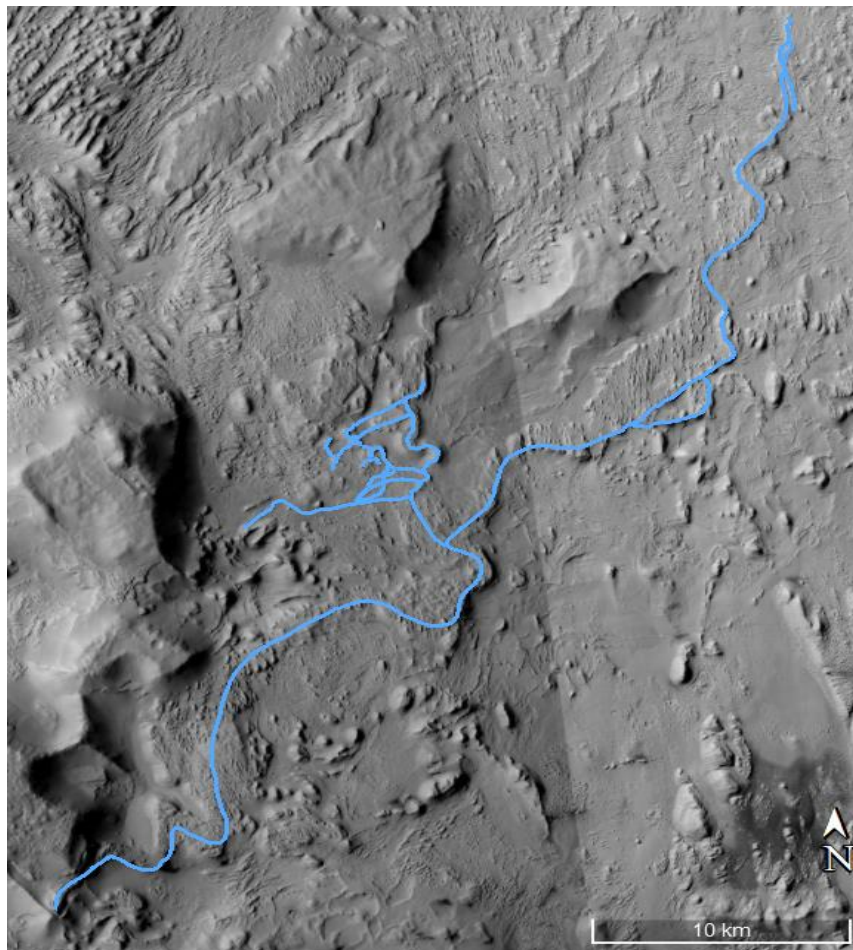


Figura 38: Tronco Alimentador (7°00'N, 150°43'E). Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).



É uma estrutura fluvial composta pela unidade Had1 (Burr et al., 2021), da mesma forma que todas as outras deste complexo, não estando bem preservada. Possui diversas feições em sua superfície, sendo mais recoberta por  $FE_C$ , com porções menores de  $FP_L$ ,  $FP_R$  e  $FL_E$ . De forma geral estas feições estão sendo usadas para descrever um sistema deposicional deltaico, mas nada impede que sejam usadas para descrever T.

Os processos fluviais são dominantes no complexo deltaico, dando características fluviais as feições (Bhattacharya, 2006). Além de serem feições comuns a toda região de Aeolis Dorsa. Isso permite seu uso na descrição de T sem ressalvas. As  $FE_C$  (Fig. 39) aparecem em T igual a como são descritas,

feições cobertas de yardangs com aspecto estriado e com outras feições passando pelo seu corpo. Fica bem claro que as feições mais abundantes em cima das  $FE_C$  são as  $FL_E$ , variando de bem vestigiais até bem preservadas. Essa abundância aparente aponta para uma estrutura que foi rica em canais fluviais, logo teve um grande acesso a sedimentos e fluídos cimentantes. O número de paleocanais corrobora que para a preservação de feições tipo  $FE_C$  é necessária uma boa quantidade de canais fluviais preservada por ser a estrutura mais antiga do complexo deltaico.

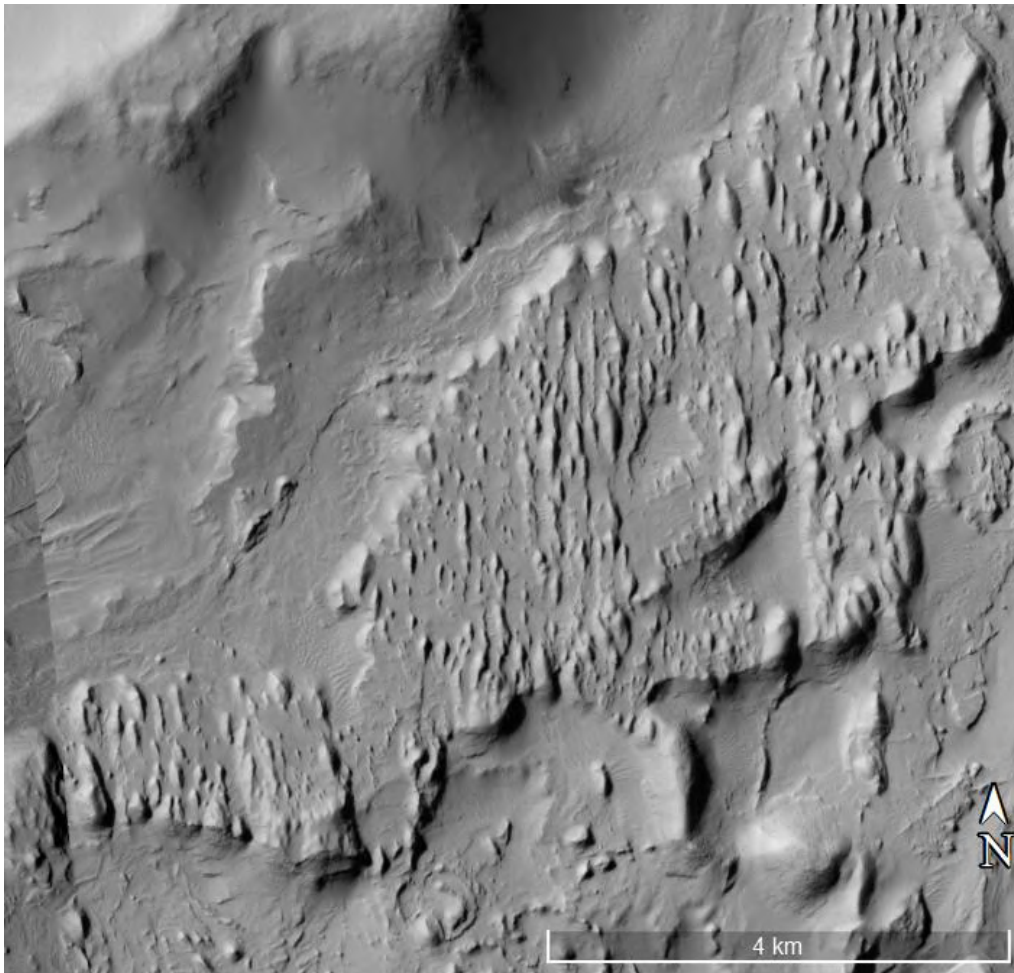


Figura 39:  $FE_C$  no Tronco Alimentador ( $6^{\circ}50'N$ ,  $150^{\circ}52'E$ ). Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

A sedimentação e preservação dessas áreas em T ocorreu de maneira igual as FE<sub>C</sub> nos demais lobos. A camada subjacente ao depósito deltaico foi erodida, protegendo as estruturas em T e originando os yardangs. Em conjunto a isso, a ação dos canais fluviais forneceu os elementos necessários para gerar rochas cimentadas, pelo processo já descrito (Pain & Ollier, 1995), capazes de se preservarem até hoje.

Em relação as FP<sub>L</sub> e FP<sub>R</sub> (Fig. 40), ambas recobrem partes diminutas de T, diferenciando-se entre si pela rugosidade superficial e em sua formação. As FP<sub>R</sub> são descritas como depósitos meandranter, se distinguindo das FP<sub>L</sub> que são inespecíficas. Se torna difícil em diversos casos diferenciar uma das outras, pela erosão e presença de yardangs, ainda sendo comum ocorrerem num mesmo curso fluvial de maneira subsequente.

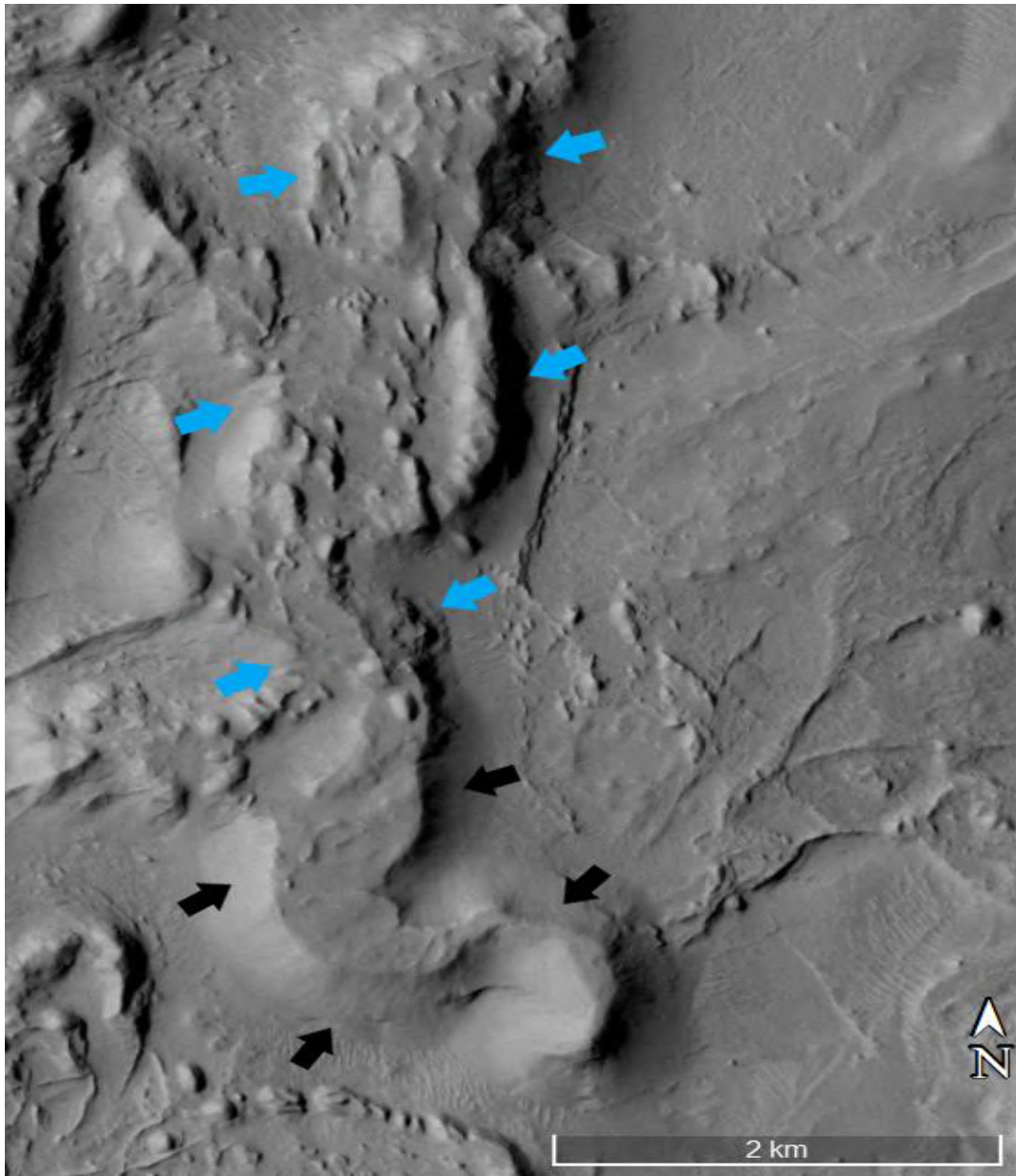


Figura 40: Feição com morfologia meadrante, Tronco Alimentador (6°53'N, 150°42'E). Setas pretas indicando as FP<sub>L</sub> e azuis as FP<sub>R</sub>. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

A Figura 40 evidencia uma morfologia que aparenta ser predominantemente meadrante, mesmo nos locais com as texturas mais lisas.

Isso leva a considerar que mesmo as FP<sub>L</sub> em T possam ser meandrantes, apesar de serem descritas como inespecíficas. Em um mesmo

trecho, podemos ver as texturas lisas e rugosas, seguidas uma da outra, o que pode indicar que sejam somente uma única feição com diferentes graus de erosão em seu curso.

As FL<sub>E</sub> (Fig. 41) estão bem erodidas, com aparência vestigial, restando vários trechos possíveis de serem identificados, todos muito mal preservados. Aparentam seguir a mesma tendência que o resto da estrutura, exibindo morfologia de canais meandranes. A erosão diferencial desempenha um papel importante em quase todas as estruturas preservadas, visto que a cimentação as torna mais resistente aos processos erosivos.

Essa maior resistência as preserva melhor em relação ao entorno, isso é ainda mais evidente para as FL<sub>E</sub>, que se destacam mesmo em relação as outras feições e costumam estar sobrejacentes a diversas delas. Isso não é diferente em T, onde elas estão sobre as FE<sub>C</sub>.

Em suma, T é uma estrutura formada por complexos de paleocanais meandranes, composta em sua totalidade por depósitos fluviais. Responsável por alimentar sozinho todo o complexo deltaico do começo ao fim de sua formação. Não é possível afirmar que tiveram outras fontes de alimentação para o complexo, mas não aparenta que tenham existido. Exibe 2 nódulos de avulsão em seu corpo e os outros 2 são de continuidade dos lobos, (Fig. 22), o que evidencia diversas fases na construção do delta.

### Lobo A

O lobo A (Fig. 42) apresenta uma geometria lobada, com uma proporção próxima de 1:1, tendo aproximadamente 23 km de comprimento e 22 km de largura máximos. Possui paleocanais distributários sinuosos, não apresentando meandros com padrão regular. Seus paleocanais e estruturas aparentam ser todos dominados por sistemas fluviais, não sendo visíveis feições causadas por maré ou por ondas.

O Lobo A tem início em meio a um vale entre dois altos topográficos (Fig. 42), sugerindo que tenha erodido seu caminho pelo relevo precursor. O tempo necessário para a erosão deste relevo leva a crer que não tenha sido o primeiro lobo a se formar. Tais intervalos temporais não podem ser determinados com certeza, mas podem ser estimados. Não se encontra tão bem preservado, em especial quando comparado ao lobo D, mas está em melhor estado que o lobo E.

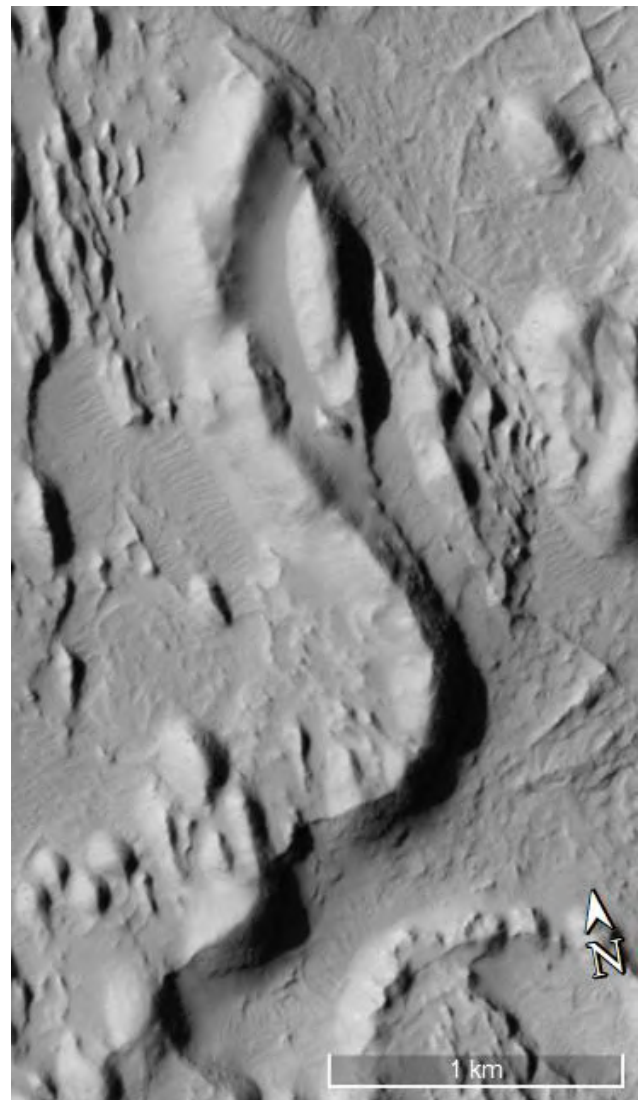


Figura 41: FL<sub>E</sub>, Tronco Alimentador (6°49'N, 150°54'E). Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

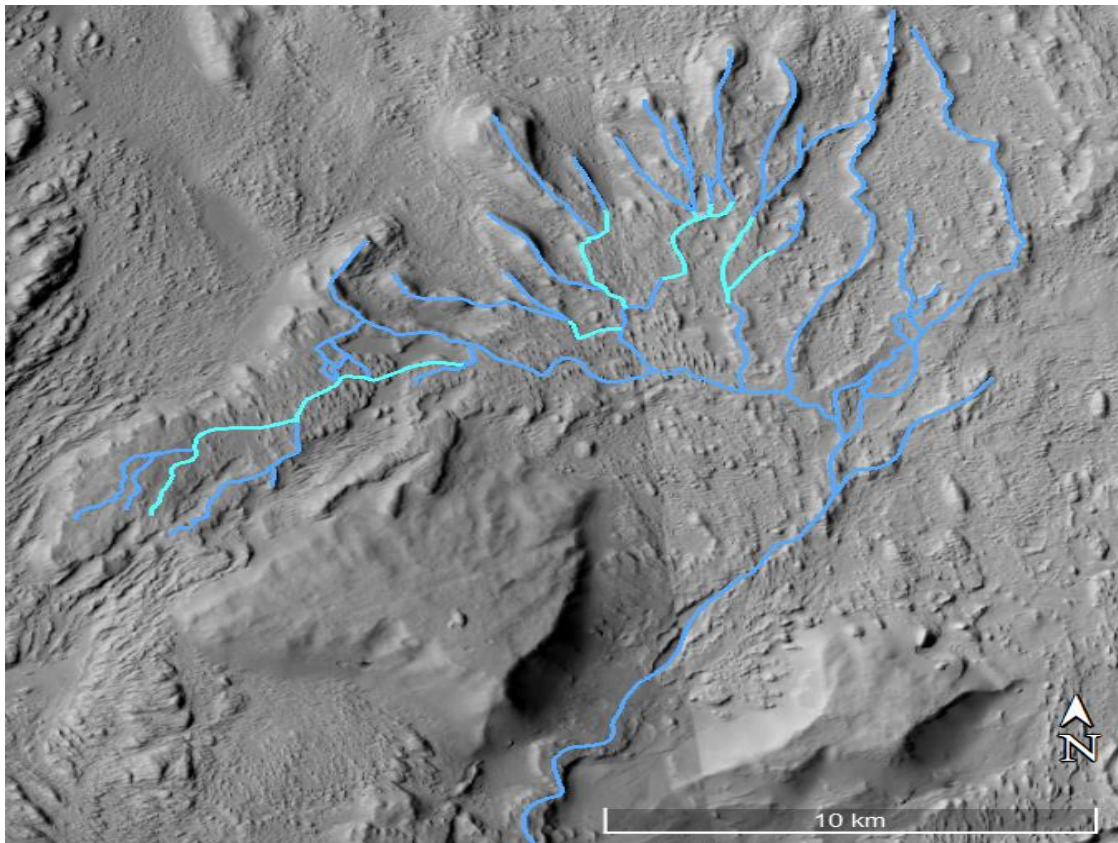


Figura 42: Lobo A ( $6^{\circ}33'N$ ,  $150^{\circ}45'E$ ). Em azul e azul claro estão traçados os paleocanais, onde em azul o traçado está diretamente sobre os paleocanais e os azul claros estão parcialmente inferidos devido a erosão. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

Sua superfície é recoberta pelas  $FG_N$ ,  $FE_C$ ,  $FP_L$ ,  $FP_R$ ,  $FL_E$  e  $FL_C$ , sendo a maior parcela ocupada pelas  $FE_C$  seguida das  $FG_N$  e em menor proporção as demais. A maior presença das  $FE_C$  (Fig. 26) ocorre por ser uma feição de um subambiente mais abrangente (áreas distributárias), estando menos presente somente na porção NW do lobo A e seus yardangs tendem a direção NW.

É provável que possuísse uma área maior, mas ação erosiva as tornou em  $FG_N$ . Por possuir uma área maior, seria necessária mais ação erosiva para uma maior degradação, em relação as outras feições. As  $FG_N$  (Fig. 24) tiveram as camadas sobrejacentes totalmente erodidas, com o processo erosivo persistindo até as camadas subjacentes do depósito deltaico do lobo A. Estão presentes em todo lobo, mas se concentram nas partes distais.

Este lobo apresenta uma forte erosão diferencial, muito evidente quando comparamos as demais feições com as  $FG_N$ . Essa feição é a segunda mais abrangente, cobrindo largas áreas interdistributárias e algumas porções das distributárias. O processo erosivo, mesmo que em taxas baixas, ocorreu por tempo e intensidade suficientes para degradar bem o lobo. Dada a erosão das  $FG_N$ , as rochas sedimentares expostas em sua superfície seriam compostas de sedimentos da sucessão deltaica, afinando à medida que aumentamos a profundidade. As  $FP_L$  (Fig. 43) não são abundantes no lobo A, sendo difícil diferenciá-las das  $FP_R$ . Se concentram nas porções NE e SE do lobo. Aparecem num mesmo curso fluvial que as  $FP_R$ , com grande proximidade (Fig. 43), o que leva a considerar que talvez sejam depósitos com a mesma origem. Talvez, no lobo A, sejam só depósitos meandranes como as  $FP_R$  mas exibindo uma textura lisa, podendo ser causada pela erosão.

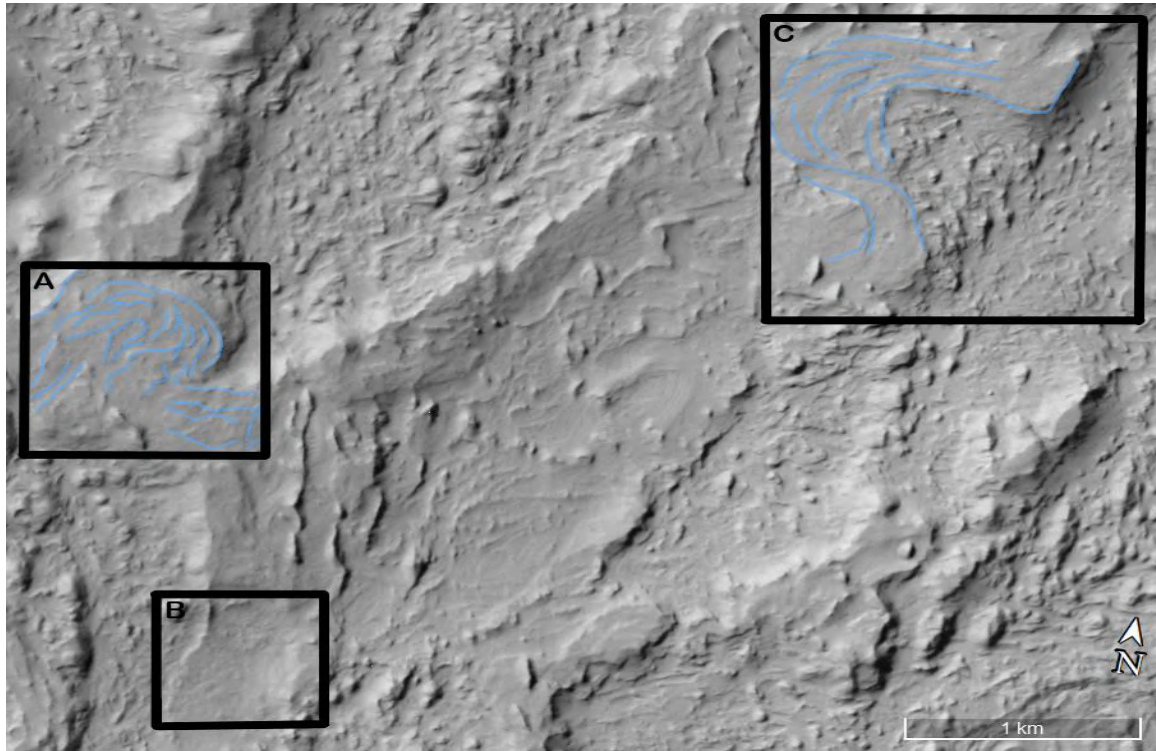


Figura 43: Exemplos de  $FP_L$  (B) e  $FP_R$  (A e C) no Lobo A ( $6^{\circ}36'N$ ,  $150^{\circ}48'E$ ). Em azul estão traçadas as estruturas visíveis dos canais meandranes das  $FP_R$ . Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

As  $FP_R$  (Fig. 43) aparecem com mais frequência nesse lobo, sendo mais abundantes que as  $FP_L$ . Estão presentes próximo ao centro do lobo e nas porções NE e SE. Exibem o mesmo padrão do descrito, sendo depósitos fluviais meandranes. Estão seguidos ou antecedidos em alguns trechos de  $FP_L$ , como já mencionado. Isso corrobora com a possibilidade de as  $FP_L$  também serem meandranes neste lobo, mas que as condições posteriores a formação as tornaram lisas.

É notado também a presença de diversas  $FL_E$  sobre as  $FP_R$ , podendo significar que sejam depósitos posteriores sobrejacentes ou que sejam os paleocanais meandranes que formaram as  $FP_R$  invertidos e melhor preservados. Isso faria com que os depósitos a sua volta fossem associados à sua migração. A preservação se dá da mesma forma que nas  $FP_L$  e  $FE_C$ , embora ocorra de maneira mais evidente que nesta última.

As  $FL_E$  (Fig. 34) estão espalhadas de maneira desigual por todo o lobo A, se concentrando mais na porção NW. Ocorrem em diversos locais sobre as  $FP_R$ , em menor quantidade sobre as  $FE_C$  e é bem evidente que

estão entre áreas de  $FG_N$ . Em alguns locais pode ser confundida ou estar intercalada com as  $FP_L$ , mas só em casos que as  $FP_L$  possuem os paleocanais mais elevados com as bordas mais íngremes, preservando e destacando melhor o canal. Poderia ser criada um tipo de feição distinta para estas planas lisas e com os paleocanais mais elevados, mas foi evitado pela descrição na literatura e para evitar confusão maior, visto que elas seriam semelhantes de qualquer forma. Aparentam seguir o trend observado de drenagem meandrante para o lobo todo. Em alguns trechos é difícil afirmar que seja meandrante pela erosão ter abrandado a sinuosidade aparente dos paleocanais.

As  $FL_C$  (Fig. 36) são bem escassas neste lobo e encontram-se de maneira exclusiva sobre as  $FE_C$ . Também seguem o trend de canais meandranes, mesmo que com poucos exemplares para identificar. Apresenta-se na configuração com margens laterais elevadas, estando ausente neste lobo na semente com os paleocanais escavados aparentes. É seguida e antecedida de paleocanais invertidos ( $FL_E$ ), evidenciando uma erosão diferencial para partes distintas do curso fluvial. As margens

elevadas também demonstram uma cimentação variável marcante (Williams et al., 2013).

A reconstrução esquemática do lobo (Fig. 44) baseada nas estruturas apresenta-se mais conservadora em A, pouco extrapolada e em B, muito extrapolada. Tenta-se aproximar ao

máximo de como seria o lobo no passado, inferindo a forma e divisão baseado na interpretação das feições e estruturas. O resultado leva em conta as alterações do tempo e as estruturas no entorno que o limitam. Ainda é diferente de como era no passado, visto que a erosão e sobreposição pelas estruturas da área alteraram sua real forma.

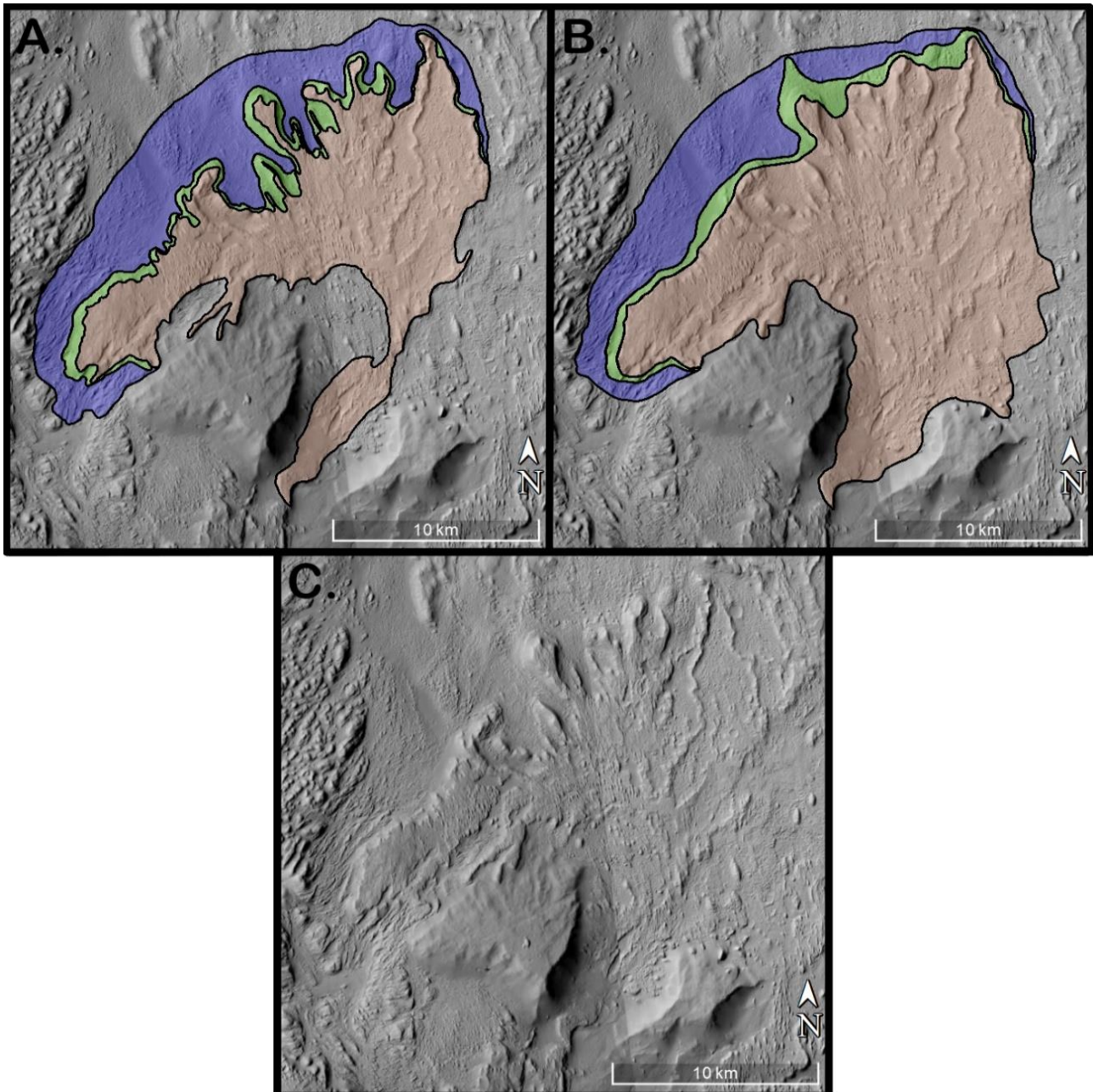


Figura 44: Reconstrução esquemática do Lobo A ( $6^{\circ}33'N$ ,  $150^{\circ}45'E$ ). Pouco extrapolada em A, bem extrapolada em B e em C uma imagem do lobo limpo para fins de comparação. As cores laranja, verde e azul representam a planície deltaica, frente deltaica e prodelta, respectivamente. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

O Lobo A termina abruptamente ao Norte (Fig. 45), próximo ao lobo B, podendo sugerir

sobreposição ou erosão pela formação dos lobos. Considerando também sua posição, o

período que levou para erodir o vale no seu início e estado de preservação, é com certeza mais novo que E. É provável que seja mais novo que B, visto que B pode ter se formado logo após E, devido a sua posição em relação a T e seu estado de preservação pior que o de A. O término abrupto de A ao Norte, pode também ser o contrário do esperado, onde A

sobrepõe ou erode B, mas é difícil pela ausência de contato claro. Exibe sinais de comunicação com o lobo B (Fig. 45), podendo ter ocorrido reativação de parte do lobo B ou uma maior utilização de parte desta parte, caso os dois lobos estivessem ativos ao mesmo tempo.

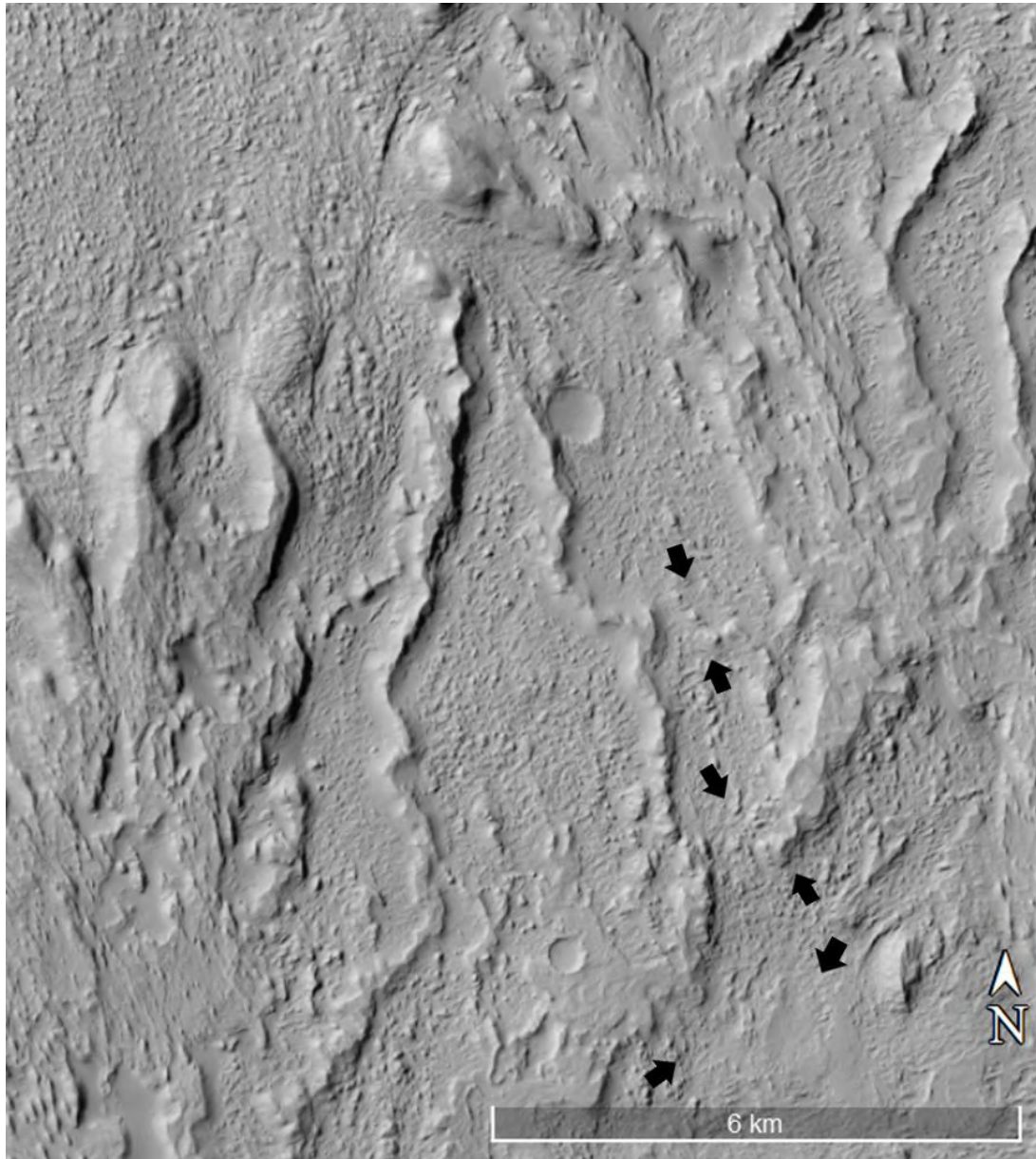


Figura 45: Possível comunicação entre os Lobo A e B (6°31'N, 150°53'E). Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

### Lobo B

O lobo B (Fig. 46) possui uma geometria tendendo mais a lobada que alongada, com comprimento de 22 km e largura de 20km, se aproximando da proporção de 1:1. Possui

paleocanais distributários sinuosos, com algumas partes anastomosadas em SE (Fig. 51). Anastomose é sinal de represamento, o que pode ser explicado por baixos ângulos de

declividade. Seus paleocanais e estruturas aparentam ser inteiramente dominadas por

sistemas fluviais, não sendo visível feições causadas por maré ou por ondas.

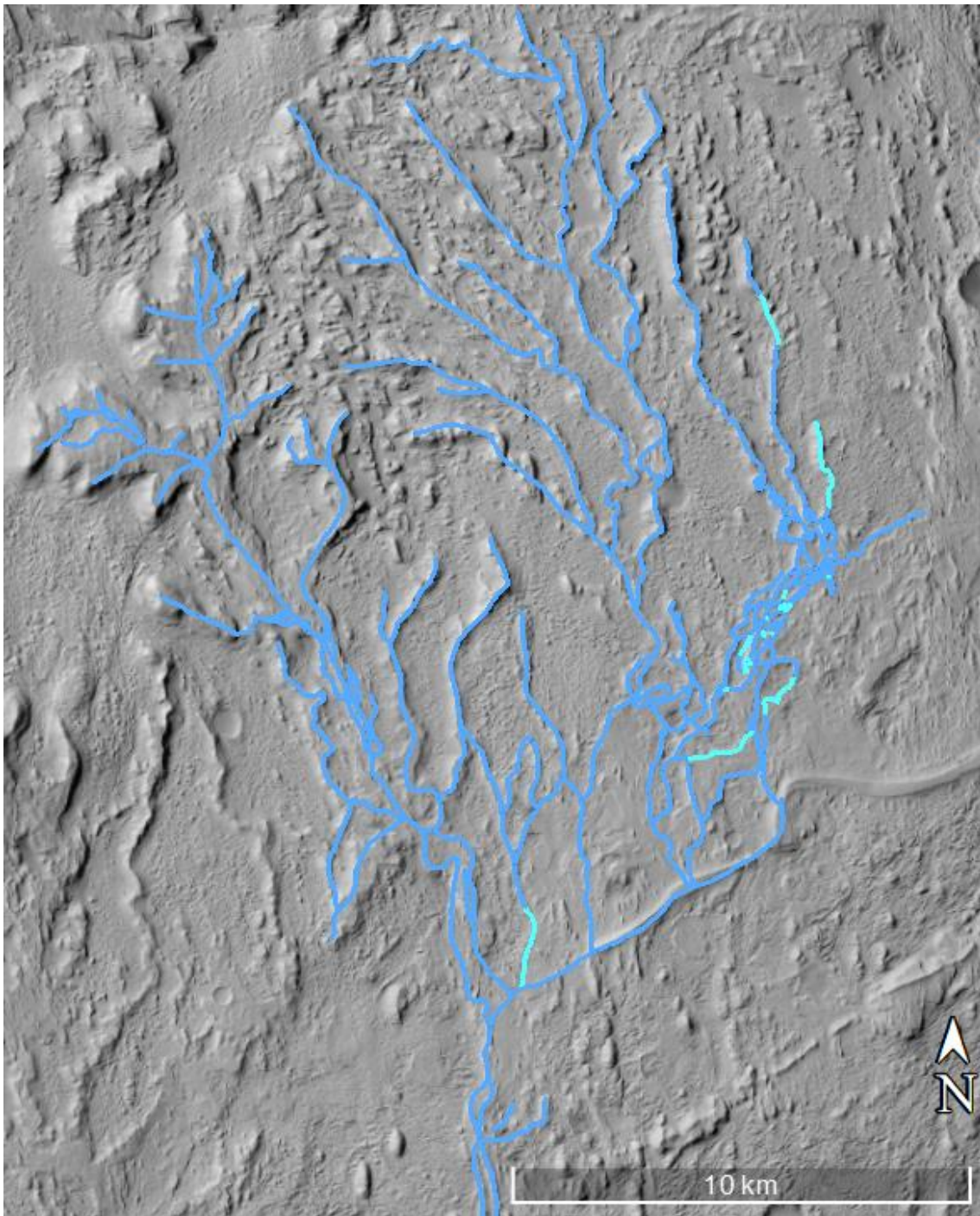


Figura 46: Lobo B (6°20'N, 150°58'E). Em azul e azul claro estão traçados os paleocanais, onde em azul o traçado está diretamente sobre os paleocanais e os azul claros estão parcialmente inferidos devido a erosão. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

Sua superfície é recoberta pelas  $FG_N$ ,  $FE_C$ ,  $FP_L$ ,  $FP_R$  e  $FL_E$ . A maior parcela é ocupada pelas  $FG_N$  seguida das  $FE_C$ ,  $FP_R$ ,  $FL_E$  e em menor proporção as demais.

A maior presença das  $FG_N$  (Fig. 47) sugere um maior tempo de exposição e/ou uma erosão mais intensa no lobo B. A maior parte das zonas interdistributárias foi muito erodida junto com as zonas distributárias, embora esta



última com um pouco menos intensidade, erodindo consideravelmente até os paleocanais distributários. Os paleocanais apresentam-se cortados em diversos trechos pela erosão. Tal

estado de preservação sugere uma idade mais avançada para B, especialmente comparado ao lobo A.

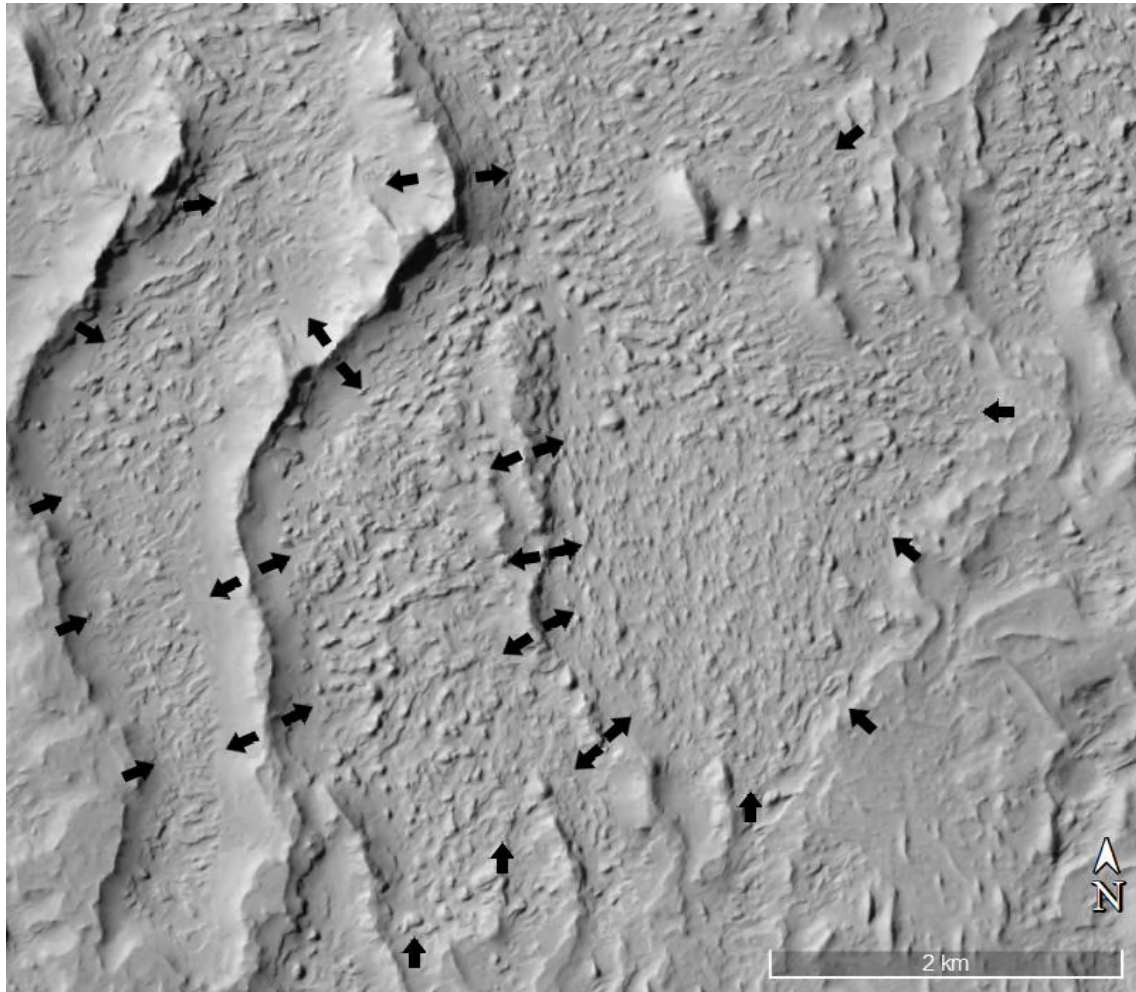


Figura 47:  $FG_N$  no Lobo B ( $6^{\circ}24'N$ ,  $150^{\circ}57'E$ ). Setas pretas indicam a feição em questão. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

As  $FG_N$  são feições muito abrangentes no lobo B, pela intensa erosão que este sofreu e por ser natural de um subambiente extenso (zonas interdistributárias). Ficam ainda mais aparentes com a erosão das estruturas distributárias. Pelo grau de erosão, as camadas subjacentes da sequência deltaica devem estar expostas. Restaram só as estruturas mais resistentes no entorno de onde as  $FG_N$  são mais aparentes, sendo melhor cimentadas, como é o caso dos paleocanais.

As  $FE_C$  (Fig. 48) são o segundo tipo de feição mais abrangente no lobo B, mas boa parte de onde ocuparia foi erodida e transformada em  $FG_N$ . Seus yardangs tem

direção tendendo para NW. Mesmo que seja a segunda mais extensa, ainda é bem pequena em relação a área que as  $FG_N$  ocupam nesse lobo. As zonas distributárias que normalmente ocupam foram bem reduzidas pela ação erosiva, ficando restritas a pequenos trechos próximos aos paleocanais e uma porção em NWW (Fig. 48). Mesmo com a cimentação preferencial (Pain & Ollier, 1995) e a maior área, somente as estruturas mais resistentes restaram neste lobo, ou seja, as estruturas com maior proximidade aos paleocanais. Pouco restou das rochas sobrejacentes, onde mesmo a aparência estriada das  $FE_C$ , causada pelos yardangs, ficou mais discreta.

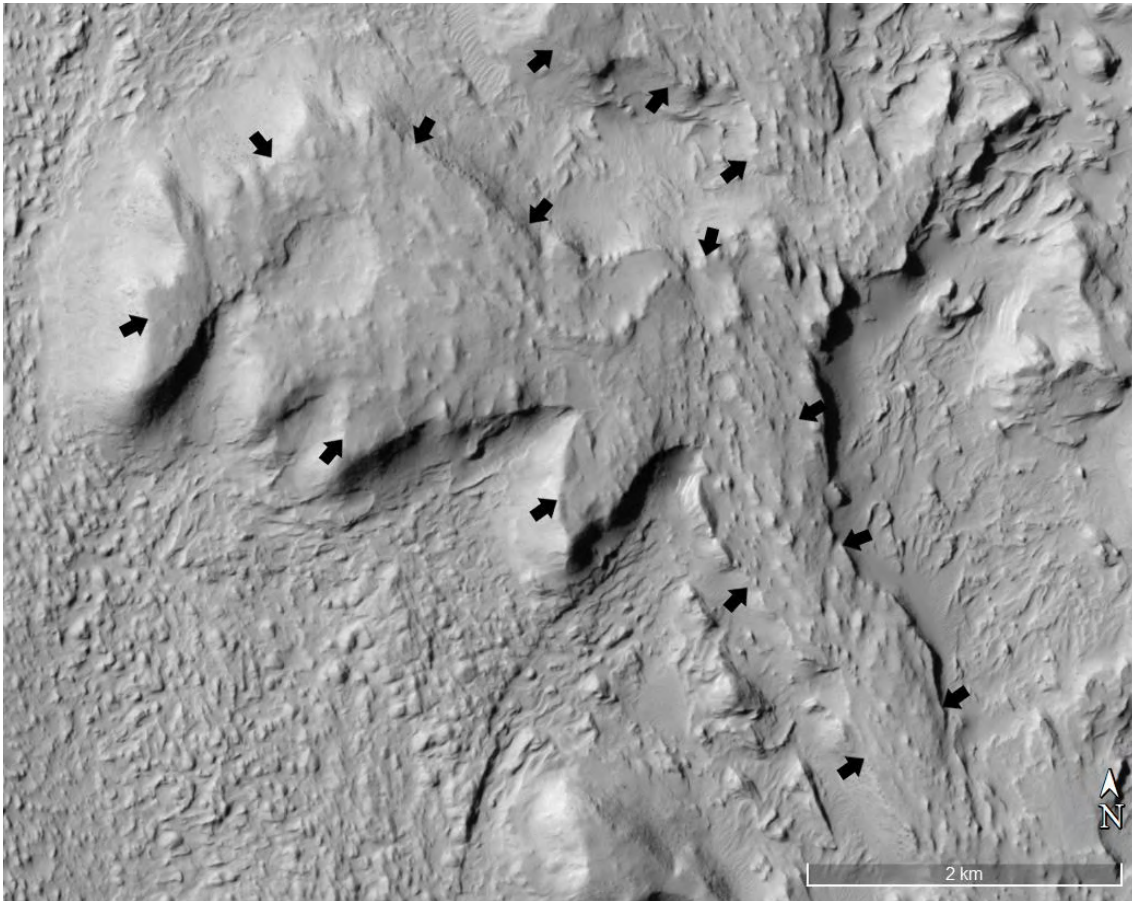


Figura 48: FFC no Lobo B (6°20'N, 150°50'E). Setas pretas indicam a feição em questão. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

No lobo B as FPL (Fig. 49, B) estão restritas em áreas entre outras feições, em especial entre as FPR e em pequenos resquícios dos paleocanais distributários (Fig. 50). Foram extensamente erodidas, restando poucos exemplares e alguns dos que restam podem ser FPR. É possível que sejam FPR em alguns trechos, inclusive entre os segmentos de FPL. É difícil que o regime de fluxo tenha mudado

para estruturas tão adjacentes, sendo depósitos fluviais meandranes. Estão dispersas pelo lobo, com uma concentração em SE, já que os exemplares dos paleocanais estão em péssimas condições. Mesmo com a cimentação preferencial (Pain & Ollier, 1995), muito pouco sobrou dessas feições, indicando larga exposição e intensa atividade erosiva.

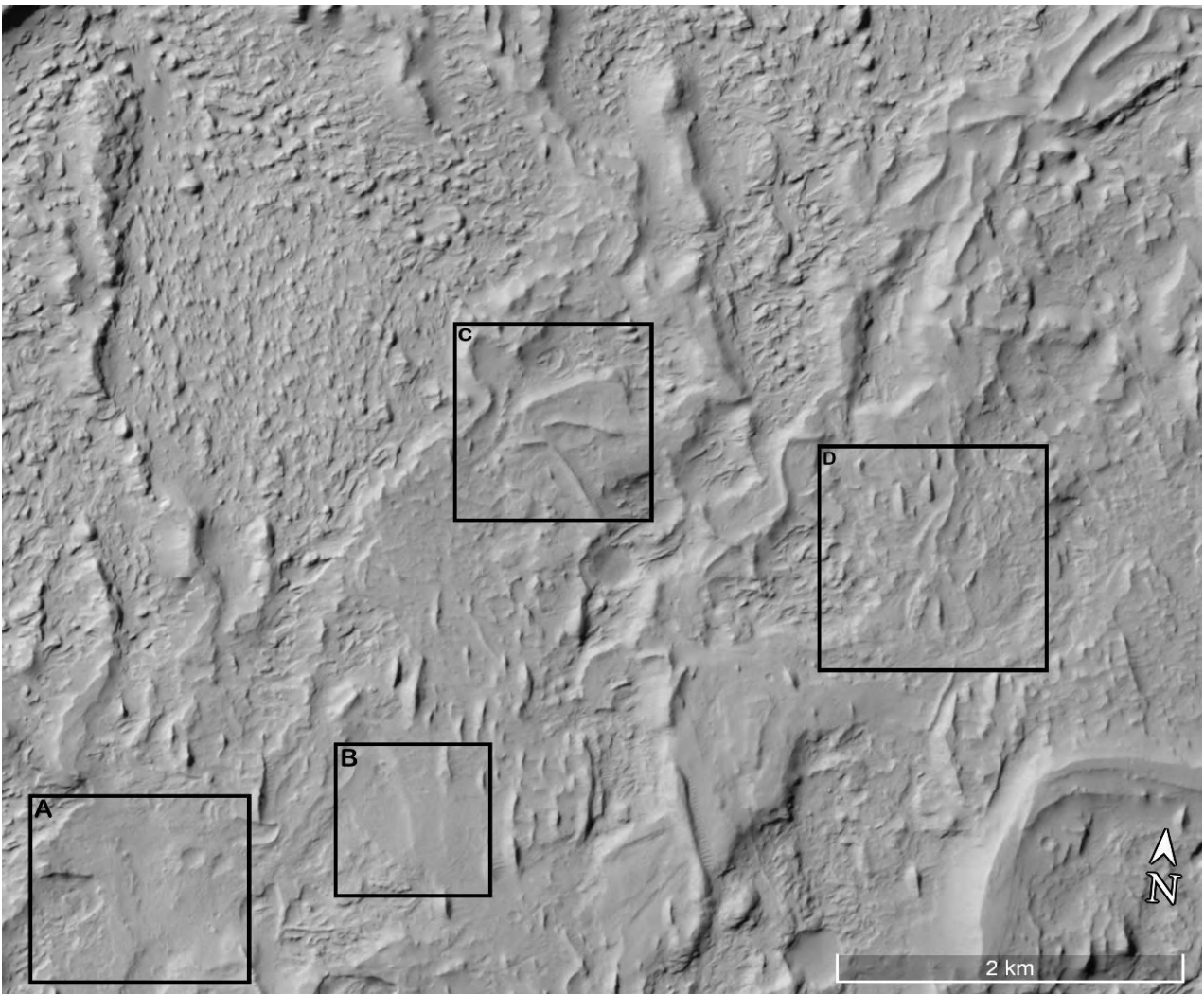


Figura 49: Exemplos de  $FP_L$  (B),  $FP_R$  (A e D) e  $FL_E$  sobre  $FP_R$  (C) no Lobo B ( $6^{\circ}28'N$ ,  $151^{\circ}00'E$ ). Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

As  $FP_R$  (Fig. 49, A e D) se concentram em porções proximais do lobo B, mais próximas do nódulo de avulsão (Fig. 22). São mais abundantes que as  $FP_L$  (Fig. 49, B) neste lobo e possuem diversas  $FL_E$  (Fig. 49, C) sobre seu corpo. Em diversos trechos, como a porção anastomosada das  $FL_E$  (Fig. 51), parecem ser depósitos associados as mesmas (inundação, migração...), mas não é possível afirmar. Por ser comum que apareçam  $FL_E$  sobre Feições Invertidas Planas (Burr et al., 2009; Zimelman & Griffin, 2010; Jacobsen & Burr, 2017) a sobreposição estratigráfica por formação posterior é bem provável. Mas isso

não torna menos possível que em diversos casos sejam somente depósitos associados. De maneira semelhante ao lobo A e de acordo com a descrição, as  $FP_R$  são depósitos fluviais meandrantés.

Mesmo que tenham sido preservadas melhor na porção SE, sua ausência no restante do lobo sugere erosão acentuada, que parece ser o trend para todas as feições neste lobo. Isso demonstra que a cimentação preferencial (Pain & Ollier, 1995) nem sempre é suficiente para preservação.

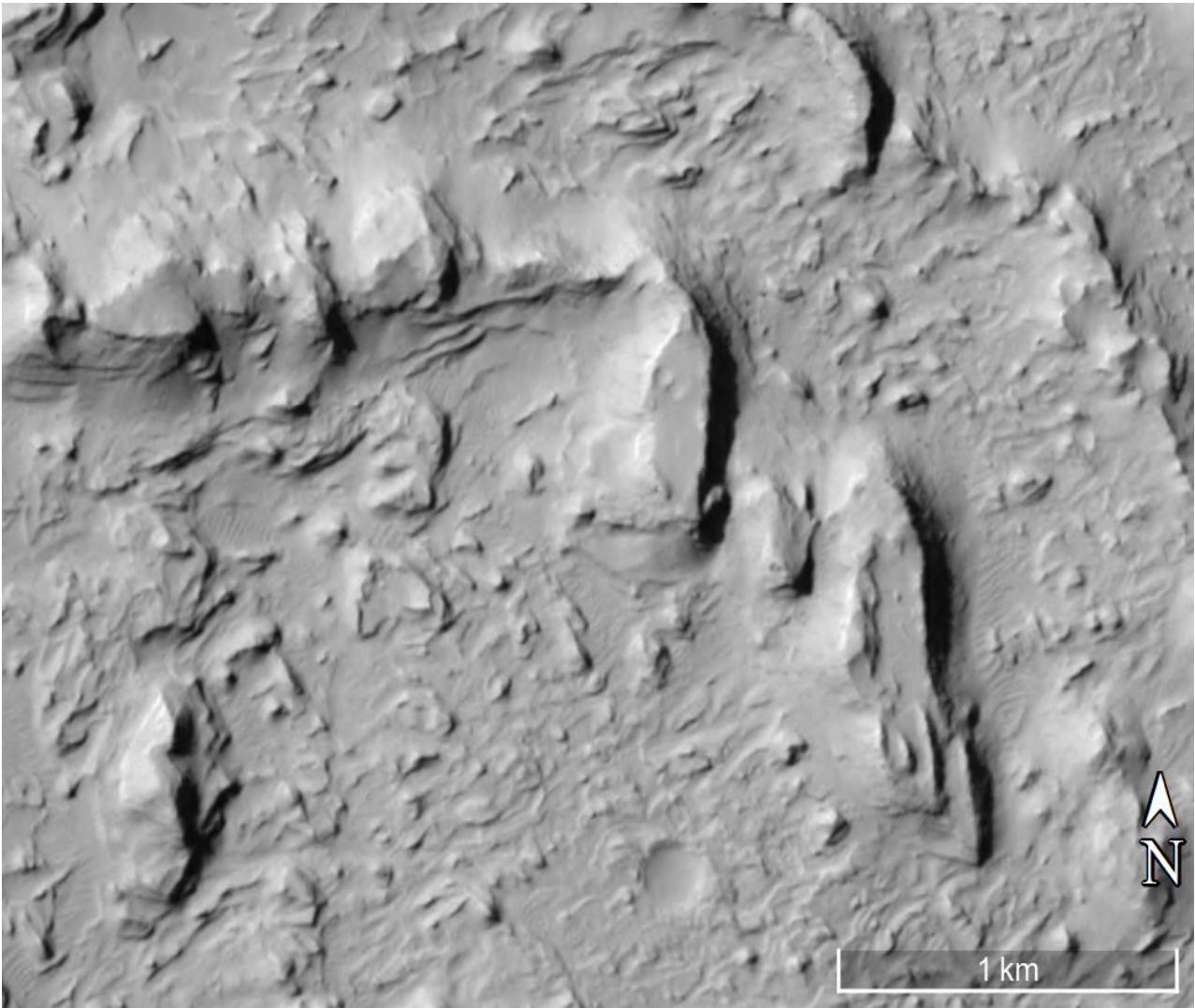


Figura 50: Resquícios de  $FP_L$  no Lobo B ( $6^{\circ}20'N$ ,  $150^{\circ}57'E$ ). Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

As  $FL_E$  (Fig. 51) se concentram quase que de maneira exclusiva sobre as  $FE_C$  e  $FP_R$ . Seus canais exibem uma tendência a meandrar, mas na porção NE do lobo demonstra ser anastomosado (Fig. 51). Anastomose sugere represamento, indicando um gradiente de inclinação muito baixo para o local. Exibe as características já descritas e o padrão

recorrente de estar sobre as  $FP_R$  levanta o questionamento de que talvez esta última seja parcialmente composta de depósitos fluviais associados as  $FL_E$ . Esse tipo de feição costuma ser a melhor preservada, mas por se concentrar sobre outras feições neste lobo, pode-se deduzir que tenha sido erodida no restante.

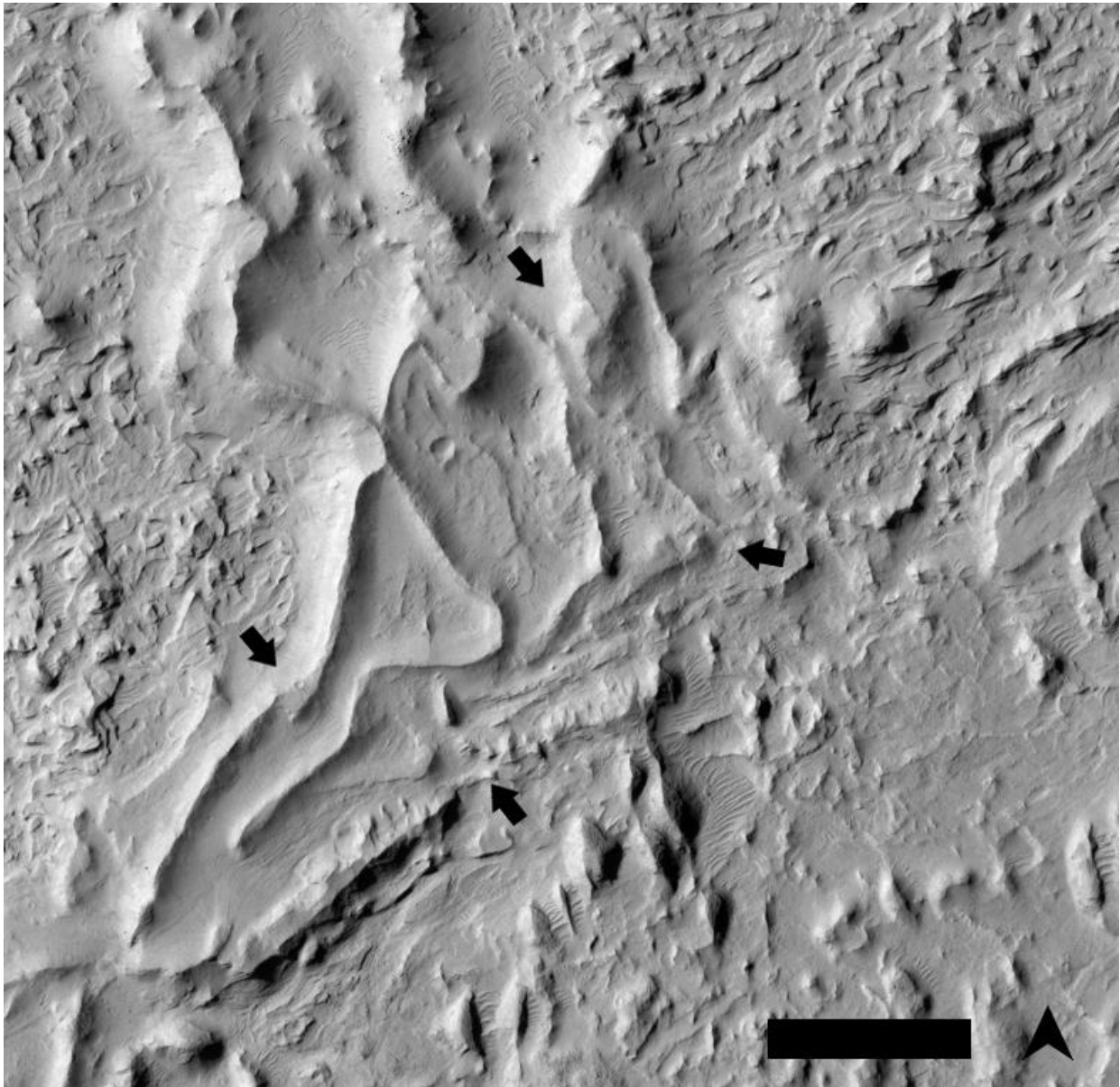


Figura 51: FL<sub>E</sub> anastomosadas no Lobo B (6°22'N, 151°04'E). Escala de 500 m. Imagens captadas pela câmara *High Resolution Imaging Science Experiment* (HiRISE) da *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX). Imagem PSP\_010111\_1735 (NASA, 2008).

A reconstrução esquemática do lobo B exibida na Figura 52, demonstra em A uma visão mais conservadora, em B uma bem extrapolada e em C o lobo limpo para comparação. Os contornos foram feitos baseando-se nas estruturas remanescentes, ficando mais próximo do atual em A, em B inferido para se aproximar mais de como seria no passado. Mas, novamente as alterações causadas pela erosão e sobreposição das estruturas em volta dificulta uma reconstrução mais fiel.

Após a análise de suas feições, é muito provável que seja mais velho que A, considerando sua degradação, posição em relação a T e a grande possibilidade de ter ocorrido reativação da porção SW do lobo B (Fig. 48) por A. Exibe diversos pontos onde aparenta ter ocorrido comunicação com A (Fig. 45). Isso reforça a possibilidade de reativação, por todos esses pontos estarem na região SW de B e pelo melhor estado de preservação nessa parte.

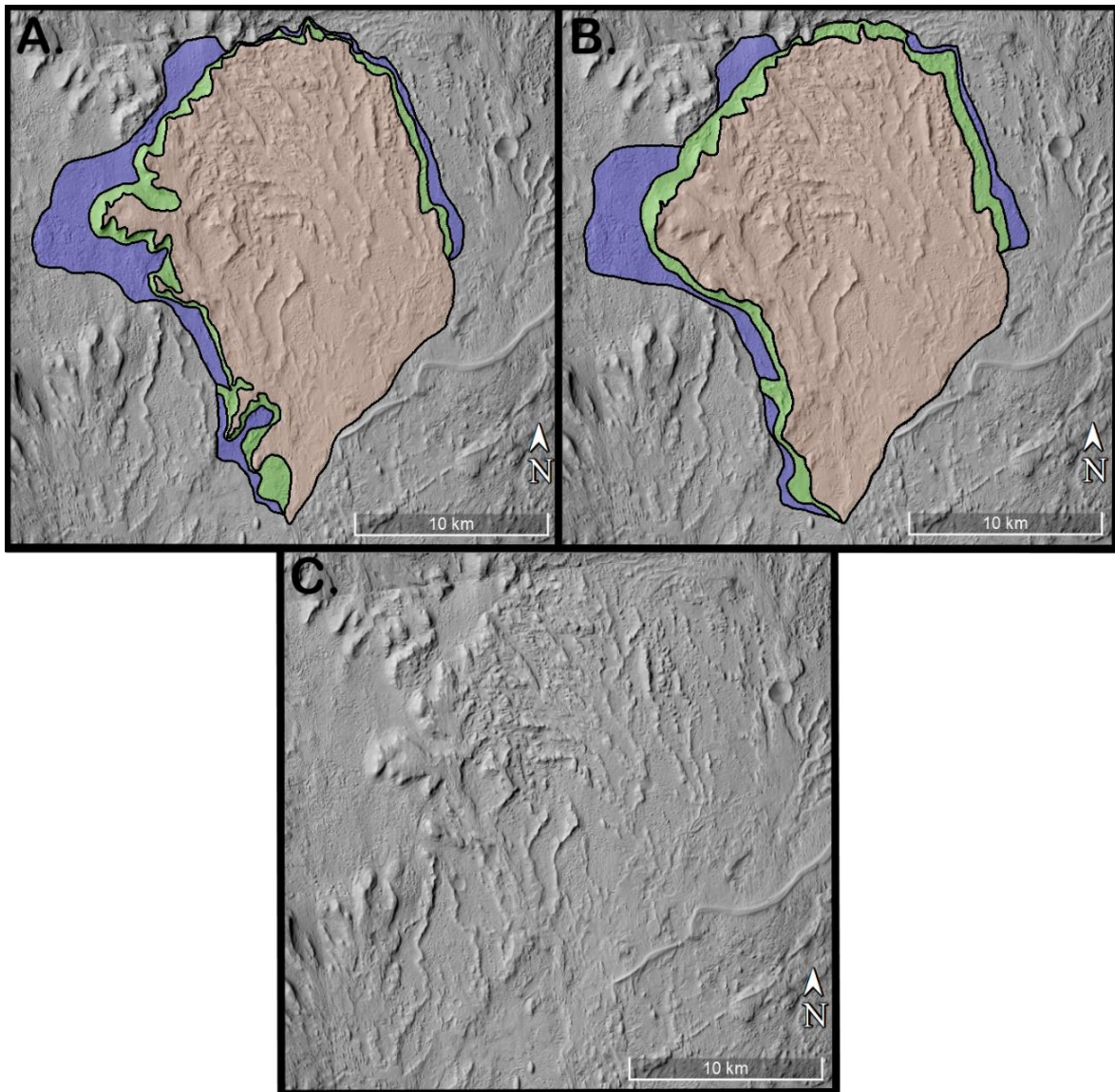


Figura 52: Reconstrução esquemática do Lobo B (6°20'N, 150°58'E). Pouco extrapolada em A, bem extrapolada em B e em C uma imagem do lobo limpo para fins de comparação. As cores laranja, verde e azul representam a planície deltaica, frente deltaica e prodelta, respectivamente. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

### Lobo C

O lobo C, sem a área compartilhada com o lobo D (Fig. 53), possui um padrão alongado, com aproximadamente 24 km de comprimento e 8 km de largura, tendo uma proporção de 3:1. Considerando a área compartilhada com D, tem-se uma proporção próxima do 2:1, com cerca de 39 km de comprimento e 22 km de largura máximos, respectivamente. Mantem

uma largura média variando entre 9 e 14 km, ainda tendo caráter alongado, embora em menor proporção. Seus paleocanais e estruturas aparentam ser inteiramente dominadas por sistemas fluviais, não sendo visíveis feições causadas por maré ou por ondas.

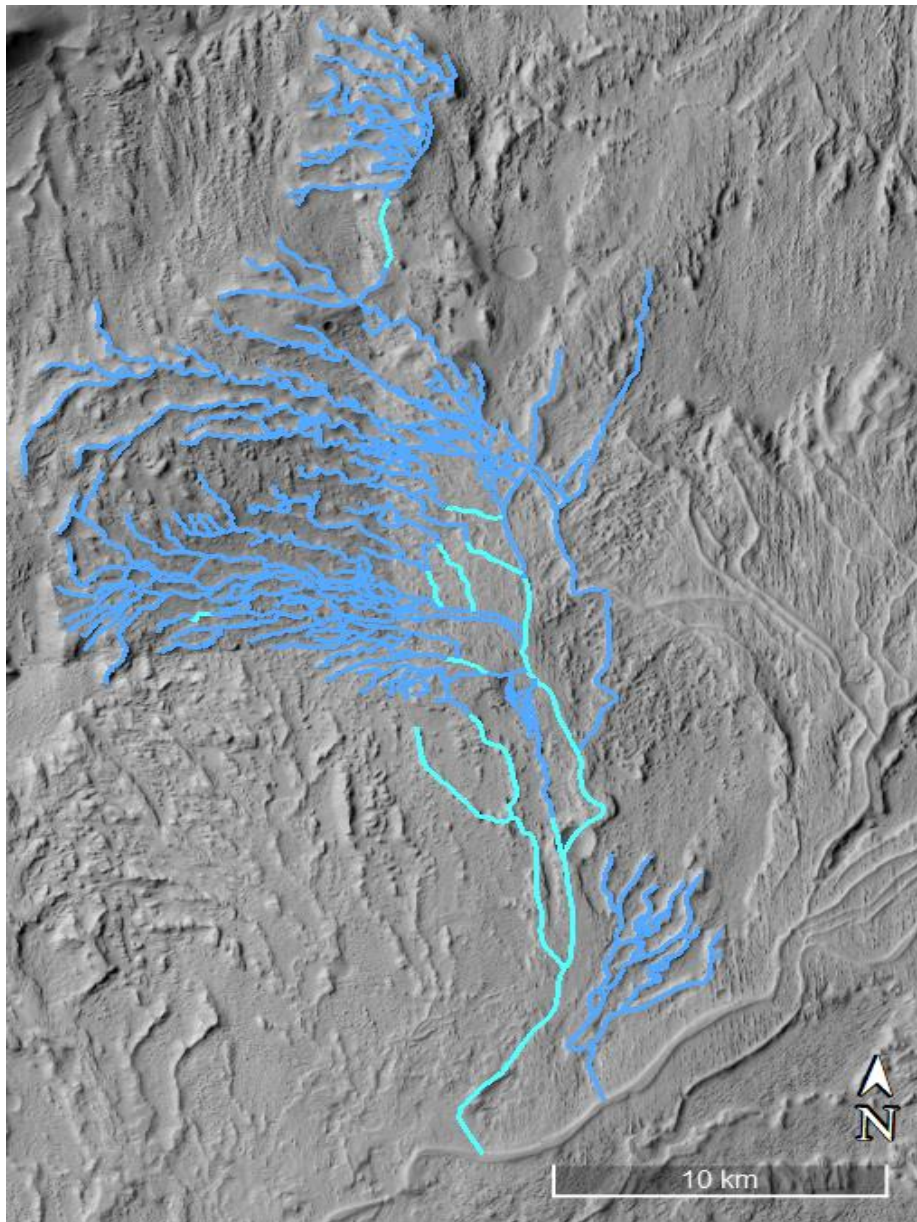


Figura 53: Lobo C (6°06'N, 151°02'E). Em azul e azul claro estão traçados os paleocanais, onde em azul o traçado está diretamente sobre os paleocanais e os azul claros estão parcialmente inferidos devido a erosão. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

A superfície do Lobo C é recoberta pelas  $FG_N$ ,  $FE_C$ ,  $FP_L$ ,  $FP_R$ ,  $FL_E$  e  $FL_C$ . As feições que ocupam a maior área são as  $FP_L$ ,  $FL_E$  e  $FE_C$ , com as demais ocupando o resto do lobo. Encontra-se melhor preservado que os lobos anteriores, ficando ainda mais evidente pela menor quantidade de  $FG_N$  em relação as feições mais abrangentes.

Muito das zonas distributárias e interdistributárias encontram-se preservadas, embora ainda seja evidente a erosão mais contundente desta última. Exibe diversos paleocanais bem preservados em todo seu

corpo, com um volume menor somente onde se localizam as  $FE_C$ .

As  $FP_L$  (Fig. 54) no lobo C são as feições mais abundantes, embora ainda exista a dificuldade de separar estas das  $FP_R$ . Se concentram mais nas porções NW e NE do lobo, mas a maior parte está em NW. Exibe uma multitude de paleocanais anastomosados, o que sugere um gradiente de inclinação muito baixo para boa parte do lobo. Diversos locais entre os paleocanais encontram-se erodidos, mas sem exibir as  $FG_N$ , evidenciando uma erosão mais superficial, afetando mais as áreas interdistributárias.



Figura 54:  $FP_L$  anastomosadas no Lobo C ( $6^{\circ}07'N$ ,  $151^{\circ}00'E$ ). Escala de 500 m. Imagens captadas pela câmera *High Resolution Imaging Science Experiment* (HiRISE) da *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX). Imagem ESP\_026462\_1740 (NASA, 2012).

Diferente dos lobos anteriores, os paleocanais são em sua maioria anastomosados. As  $FP_L$  exibem uma enorme quantidade de  $FL_E$  (Fig. 55) passando sobre o corpo. Isso levanta novamente a hipótese de que parte desses depósitos sejam oriundos da deposição

secundária dos canais (migração, coalescimento, inundação). Demonstra que a cimentação preferencial é um fator prevalente na preservação, pelas áreas interdistributárias estarem outra vez mais erodidas.



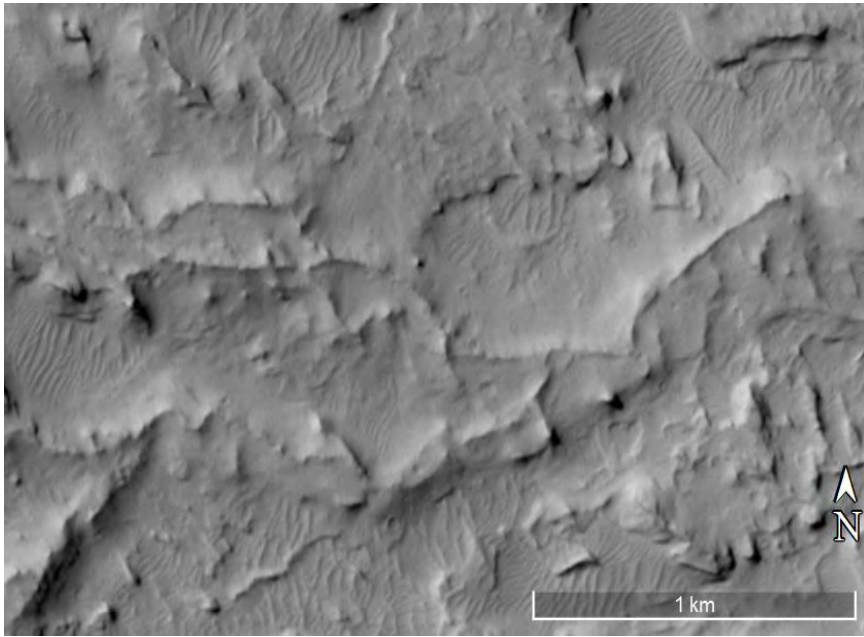


Figura 55:  $FL_E$  sobre as  $FP_L$  no Lobo C ( $6^{\circ}07'N$ ,  $150^{\circ}55'E$ ). Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

As  $FL_E$  (Fig. 55 e 56) são o segundo tipo de feição mais abundante, estão distribuídas por todo o lobo C, mas se concentram majoritariamente sobre as  $FP_L$  e sozinhas na porção NW do lobo. Nos locais que se encontram sozinhas (Fig. 56), apresentam uma erosão mais marcante nas zonas

interdistributárias, exibindo  $FG_N$ . As áreas distributárias de sistemas anastomosados são mais abrangentes, sendo concordante com o observado. A porção com  $FL_E$  meandrante e mais aparente em NW parece ter sofrido interação com o lobo D, possivelmente reativando essa parte do lobo.

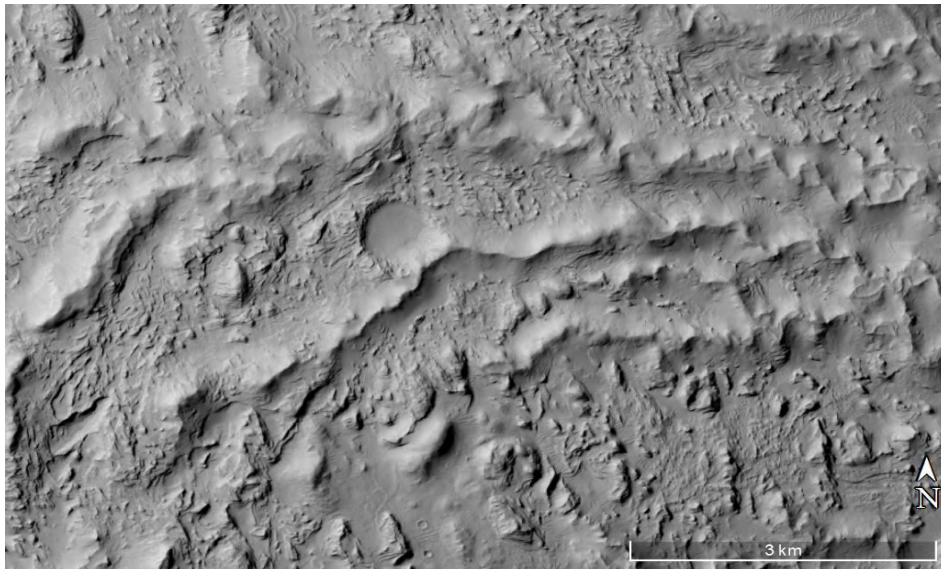


Figura 56:  $FL_E$  no Lobo C em possíveis desembocaduras ( $5^{\circ}59'N$ ,  $150^{\circ}53'E$ ). Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

As  $FE_C$  (Fig. 57) se concentram mais em porções proximais do lobo C, em SE e exibindo direção para NW. Apresentam uma aparência diferente dos lobos anteriores onde

seus yardangs são mais estreitos e lineares, com uma tendência acentuada para NNW. Parecem como uma versão entre as  $FE_C$  vistas nos lobos anteriores e as  $FE_L$  do lobo D. Fazem

uma transição gradual aproximando-se das  $FP_L$ . Reduz a quantidade de yardangs à medida que fica mais distal. A maior ausência da mesma no restante do lobo sugere erosão

diferencial. As áreas onde se encontra estão bem preservadas, mesmo sendo mais proximais, o que pode indicar que as partes mais distais foram mais erodidas.

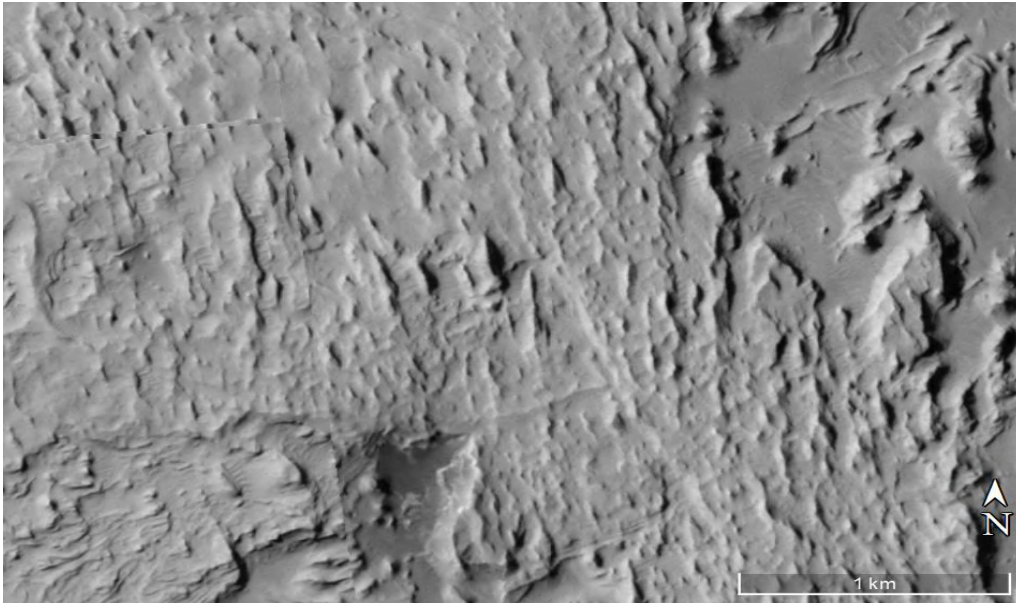


Figura 57:  $FE_C$  sobre no Lobo C ( $6^{\circ}08'N$ ,  $151^{\circ}05'E$ ). Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

As  $FP_R$  (Fig. 58) estão disseminadas por todo lobo, sendo difícil diferenciá-las das  $FP_L$ , porém a aparência indica a prevalência desta última. Como as  $FP_R$  são feições derivadas de sistemas meandranes, provavelmente estão

menos presentes por boa parte do lobo ser anastomosado e as porções meandranes serem dominadas pelas  $FL_E$ . Encontram-se bem preservadas, em comparação com os lobos anteriores.

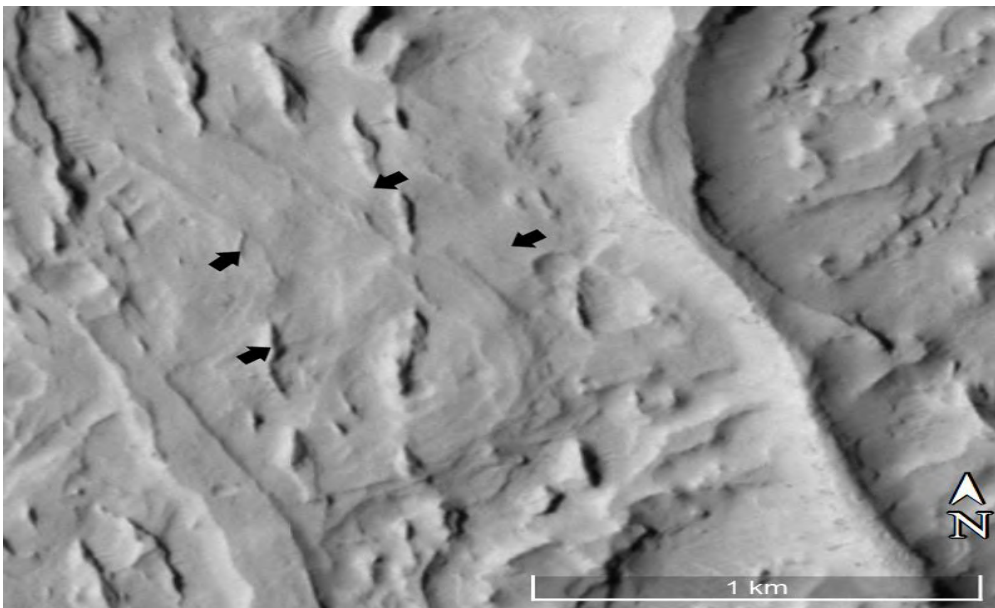


Figura 58:  $FP_R$  no Lobo C ( $6^{\circ}05'N$ ,  $151^{\circ}07'E$ ). Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

As  $FG_N$  (Fig. 59) se concentram na porção NW do lobo C, estando localizadas entre os depósitos das  $FL_E$ . É muito provável que se localizem nestes locais pela erosão mais acentuada das porções distais do lobo, o que é observado em todos os outros lobos.

Como observado, estão presentes entre os paleocanais, erodindo preferencialmente as áreas interdistributárias, pela menor resistência que estas possuem.

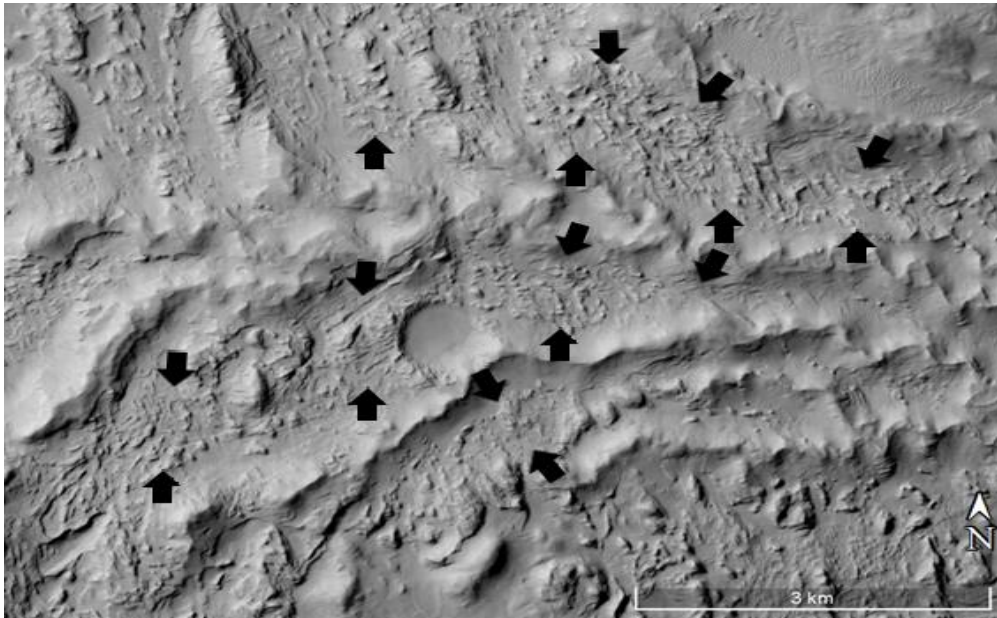


Figura 59:  $FG_N$  no Lobo C ( $6^{\circ}00'N$ ,  $150^{\circ}55'E$ ). Setas pretas indicam a feição em questão. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

As  $FL_C$  (Fig. 60) são escassas neste lobo, estando quase ausentes e apresentando pouquíssimos exemplares. Neste caso, não apresentam as bordas altas, somente os canais escavados. Fica óbvio que em lobos menos preservados elas estão ausentes, como o B, mas

em lobos melhor preservados as mesmas são escassas. Isso indica que a erosão acentuada a faz desaparecer e que pouca erosão não é capaz de formá-las bem, exigindo um certo equilíbrio no processo erosivo para formação e preservação.

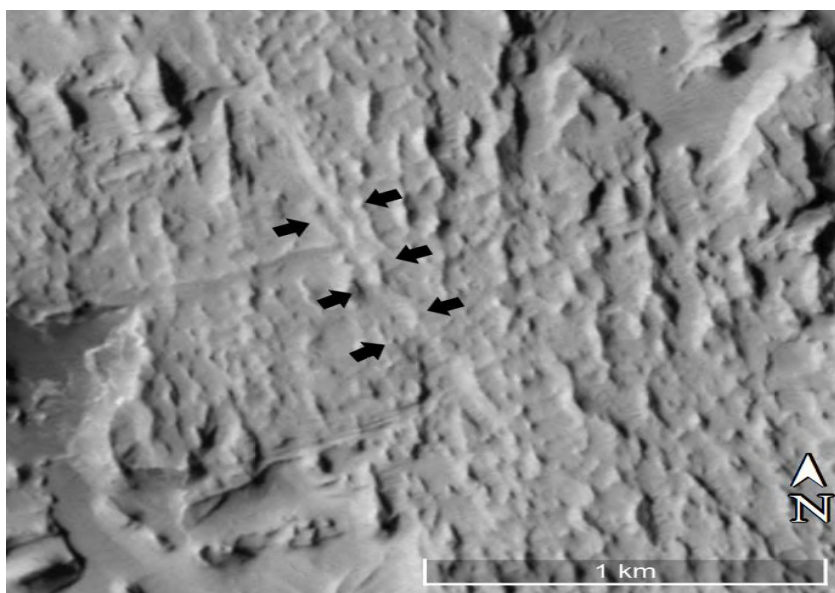


Figura 60:  $FL_C$  no Lobo C ( $6^{\circ}10'N$ ,  $151^{\circ}06'30"E$ ). Setas pretas indicam a feição em questão. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

O lobo C (Fig. 53) sobrepõe o lobo B (Fig.61), cobrindo ou tendo erodido uma área desconhecida do lobo B, que vai de NW a NE em região distal. Isso faz com que o lobo C seja mais novo que B, mas mais velho que D. O lobo C compartilha uma área com o lobo D (Fig. 62) e exibe estar sobreposto por ele de NE a SE (Fig. 63).

Restaria saber se C é mais velho que A, mas pelos dois apresentarem um melhor estado de conservação e não estarem fisicamente próximos, é difícil supor. Considerando que está sobreposto por D, o lobo mais novo e por compartilhar uma área com ele, é plausível considerar que C tenha se formado logo antes

de D. Levando em conta que B aparenta compartilhar uma área com A que foi reativada, o que sugere uma proximidade de idade e por estar sobrepondo B, indica que C é mais novo que A. Isso tornaria C o segundo lobo mais novo.

Na Figura 64 foi feita uma reconstrução esquemática de como o lobo seria levando em consideração as estruturas presentes. Demonstrando em A uma visão mais conservadora, em B uma bem extrapolada aproximando-se de como seria e em C o lobo limpo para comparação. Possivelmente ainda distante da real dimensão e forma que possuía devido a ação erosiva e a sobreposição.

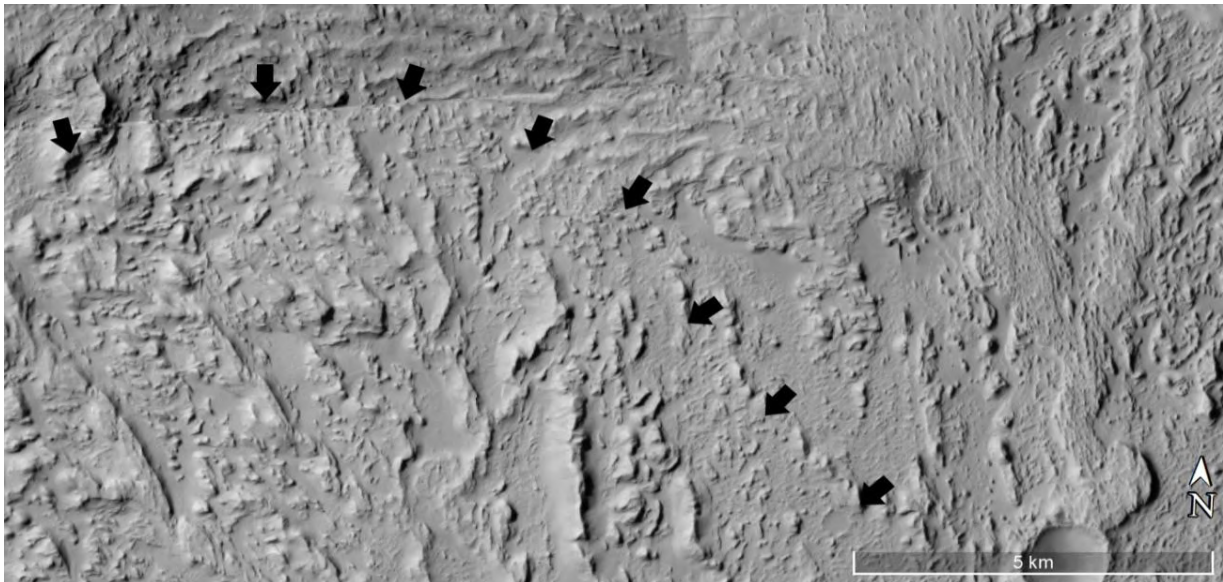


Figura 61: Sobreposição do Lobo C sobre B (6°10'N, 151°00'E). Setas pretas demarcam a sobreposição. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

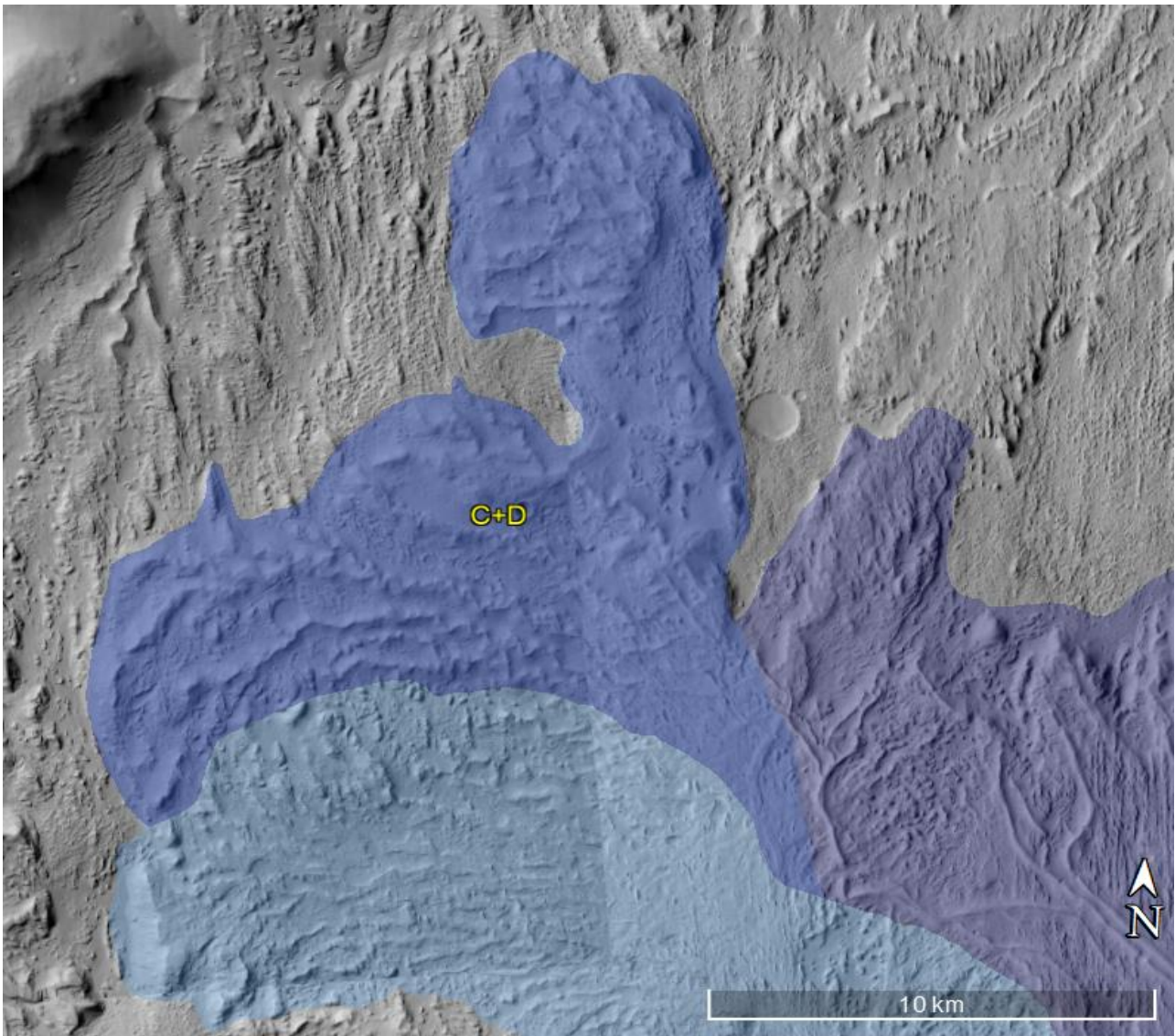


Figura 62: Área compartilhada entre os lobos C e D (C+D, em azul escuro, em 6°10'N, 151°00'E). Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

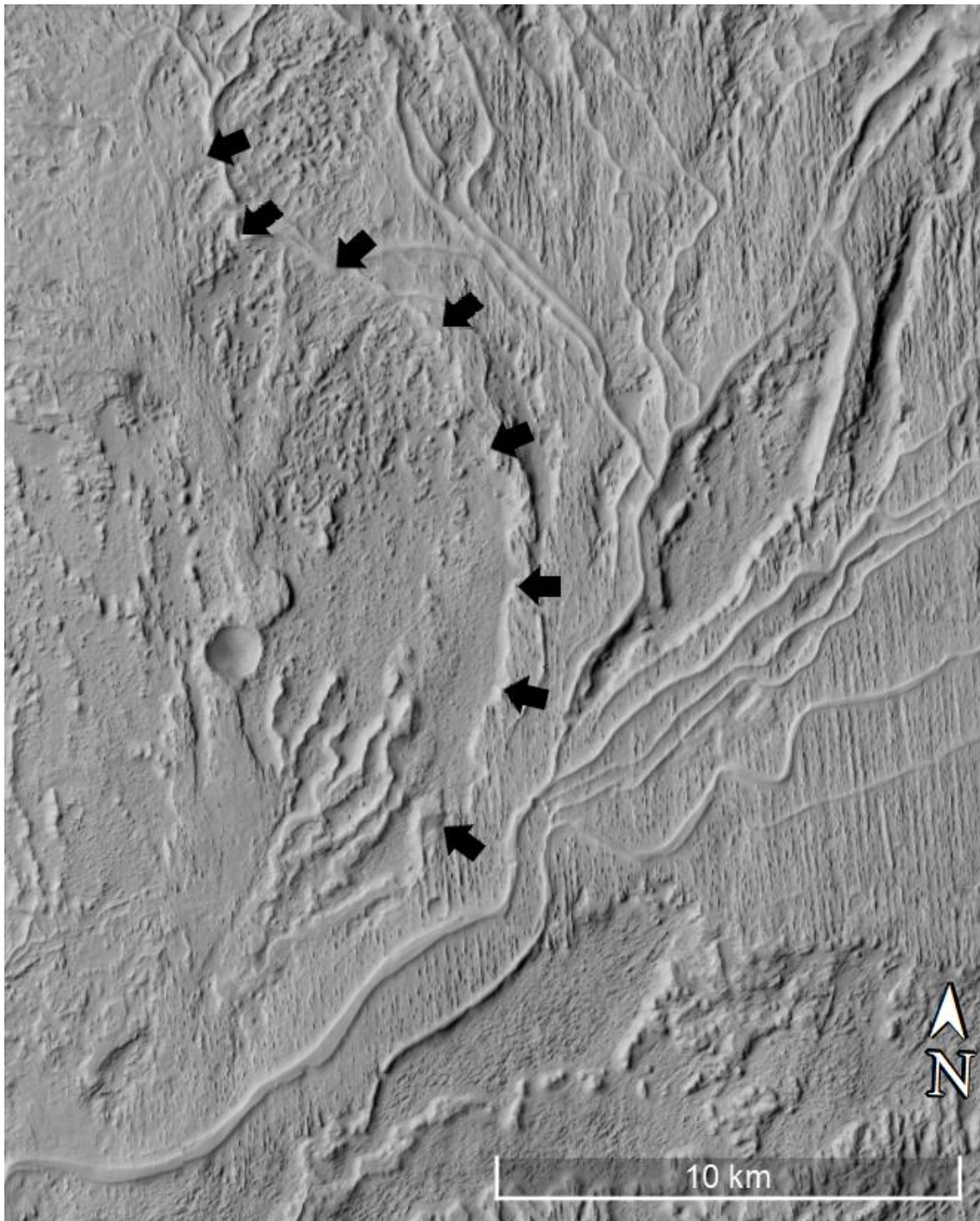


Figura 63: Sobreposição do Lobo D sobre C ( $6^{\circ}11'N$ ,  $151^{\circ}13'E$ ). Setas pretas demarcam a sobreposição. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

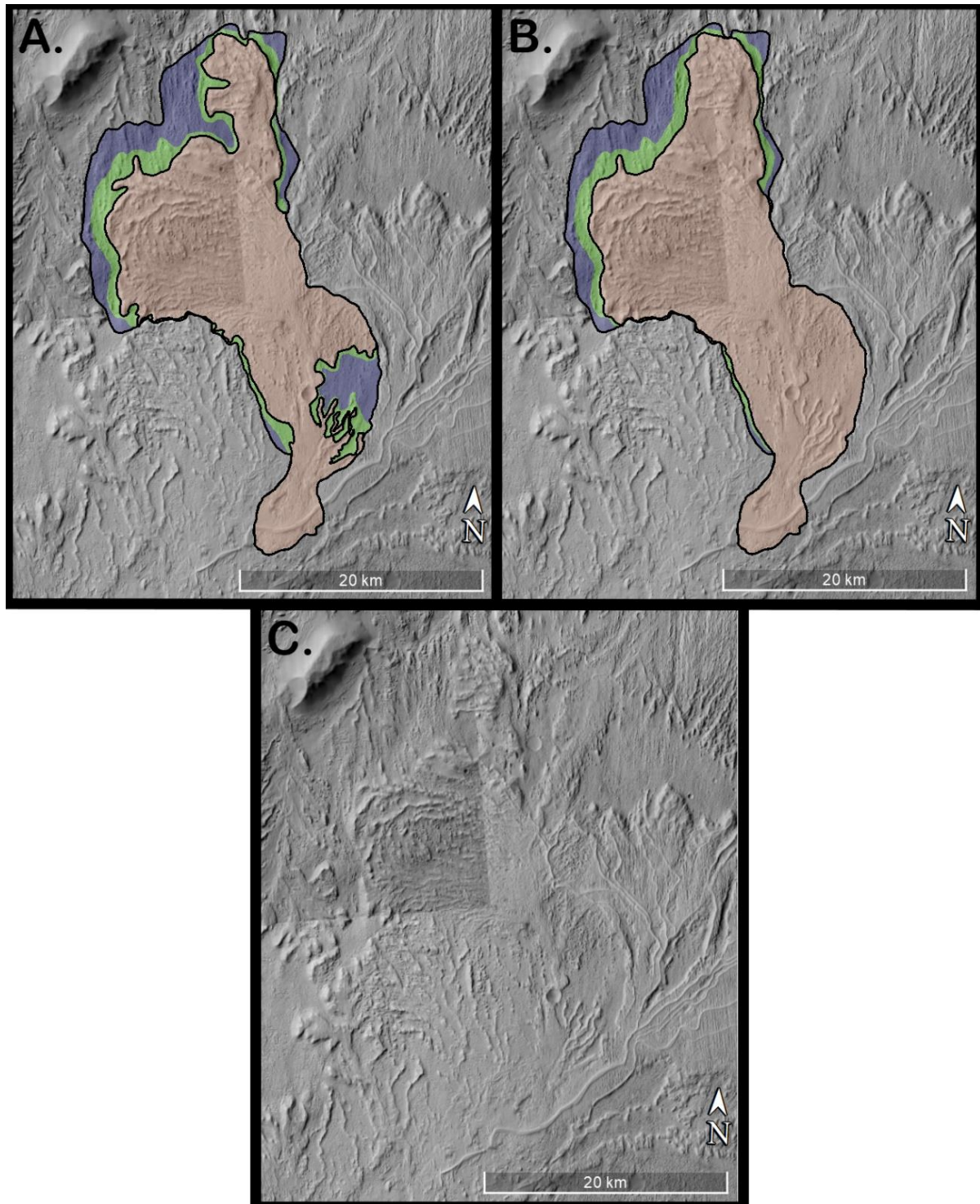


Figura 64: Reconstrução esquemática do Lobo C (6°06'N, 151°03'E). Pouco extrapolada em A, bem extrapolada em B e em C uma imagem do lobo limpo para fins de comparação. As cores laranja, verde e azul representam a planície deltaica, frente deltaica e prodelta, respectivamente. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

## Lobo D

O lobo D (Fig. 65) é o mais bem preservado de todos, também é o mais distal, sendo provavelmente o lobo mais novo do complexo. Sua aparência corrobora que seja o mais recente de todos os lobos, pelo estado de preservação e posição em relação aos demais.

Possui cerca de 35 km de comprimento e 61 km de largura considerando a porção compartilhada com o lobo C, excluindo a porção compartilhada exhibe aproximadamente 47 km de largura. Possui caráter lobado clássico se aproximando da proporção de 1:2, considerando a área compartilhada e 2:3 sem

ela. Seus paleocanais e estruturas aparentam ser inteiramente dominadas por sistemas fluviais, não sendo visível feições causadas por maré ou por ondas.

Possui distributários sinuosos, levemente retilíneos em alguns trechos, com uma leve tendência a anastomose em diversas partes do

seu corpo. Isso indica baixos ângulos de declividade, sugerindo represamento. Sobrepõe partes do lobo C e E. A superfície do Lobo D é recoberta  $FE_L$ ,  $FP_L$ ,  $FP_R$ ,  $FL_E$ ,  $FL_C$  e  $FG_D$ . As feições que ocupam a maior área são as  $FE_L$  e  $FL_E$ , com as demais ocupando o restante do lobo.

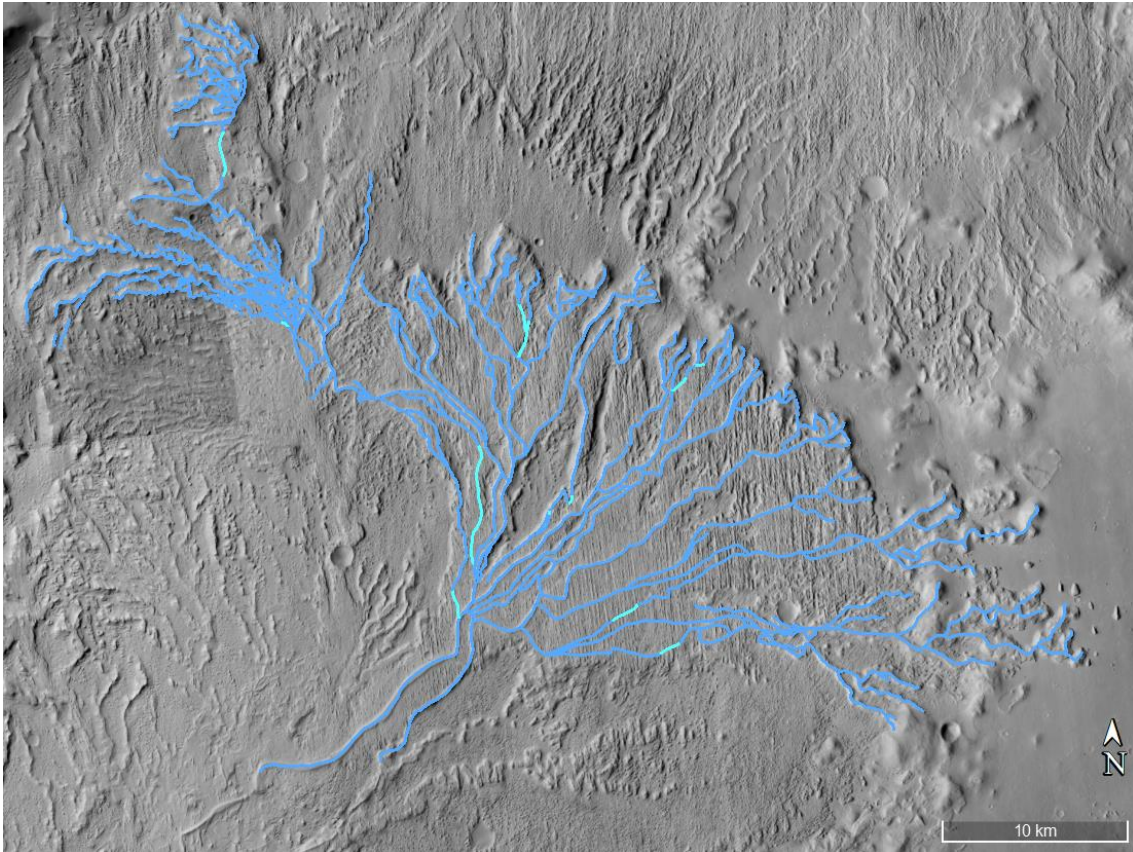


Figura 65: Lobo D ( $6^{\circ}14'N$ ,  $151^{\circ}21'E$ ). Em azul e azul claro estão traçados os paleocanais, onde em azul o traçado está diretamente sobre os paleocanais e os azul claros estão parcialmente inferidos devido a erosão. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

Possui as feições melhor preservadas de todos os lobos, ficando ainda mais evidente pela pouca quantidade de  $FG_D$ . Existem sulcos grandes visíveis na superfície do lobo D (Fig. 66), onde deveria ser preenchido por  $FE_L$ ,

podendo ser originário de material menos resistente que foi erodido diferencialmente dos arredores. São parte da unidade  $AHP_u$ , não sendo uma unidade deltaica ou fluvial, logo, não são de interesse para este trabalho.



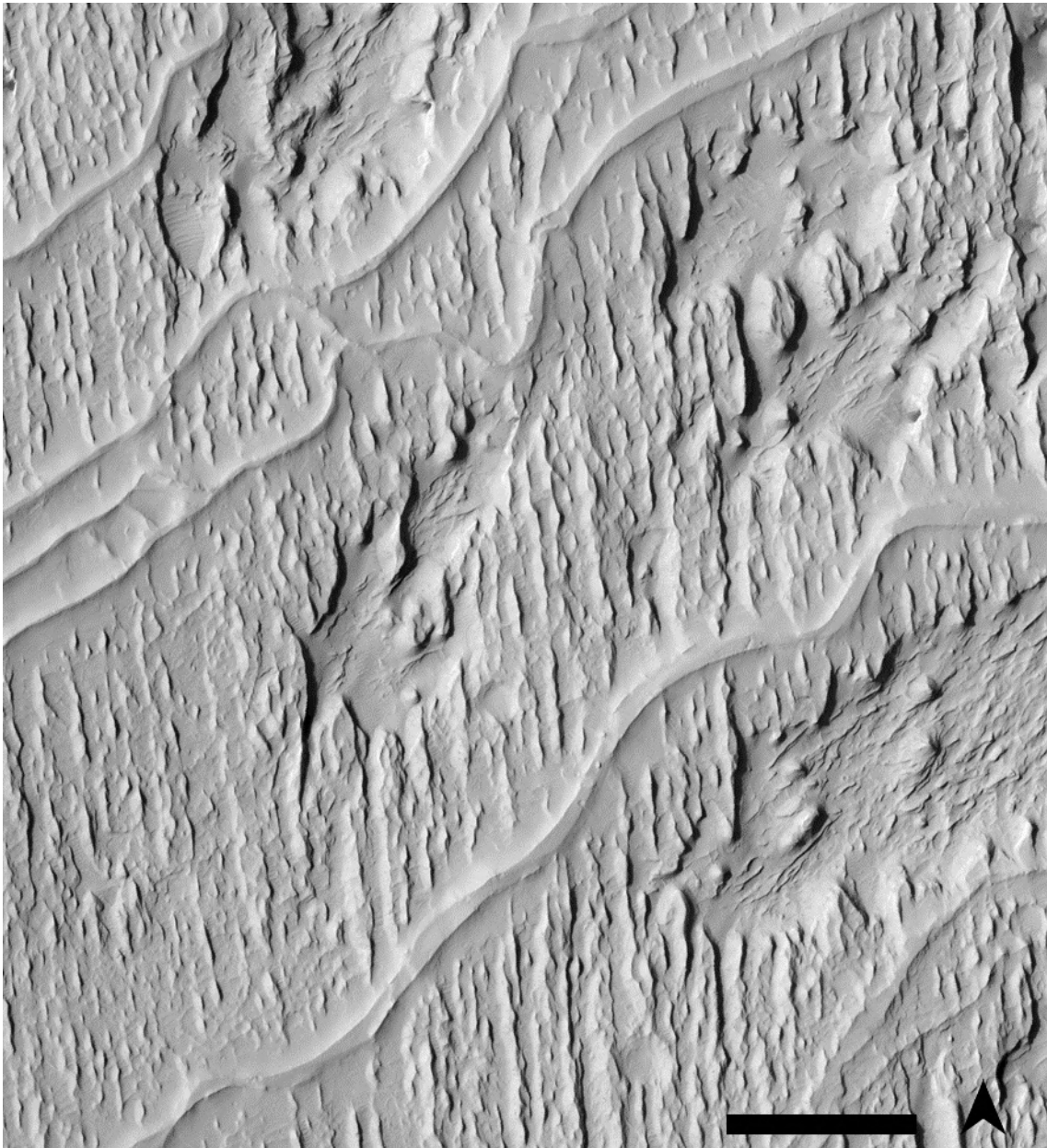


Figura 66: Sulcos entre as  $FE_L$  e  $FL_E$  no lobo D ( $6^{\circ}12'N$ ,  $151^{\circ}25'E$ ). Escala de 500 m. Imagens captadas pela câmara *High Resolution Imaging Science Experiment* (HiRISE) da *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX). Imagem PSP\_002279\_1735 (NASA, 2007).

É o único dos lobos com  $FE_L$  (Fig. 29), sendo esta a feição que ocupa a maior área. Está presente por todo o lobo, possuindo yardangs bem preservados e de longo comprimento, sendo bem evidentes e com direção tendendo a NNW. Essa feição deve ser a forma melhor preservada das  $FE_C$ , já que o lobo C, o último a se formar antes de D, possui  $FE_C$  que aparentam ser uma transição entre elas e as  $FE_L$ . Passam diversas feições invertidas pelas áreas com  $FE_L$ , ficando ausente somente nas poções mais distais do lobo, nas desembocaduras. A abrangente presença dessa feição indica uma íntima relação dos canais com a preservação das estruturas, devido a

quantidade de  $FL_E$  neste lobo e sua abrangência.

As  $FL_E$  (Fig. 66) são mais abundantes neste lobo que em todos os outros e se encontram muito bem preservadas. Se distribuem de maneira bem abrangente, deixando só uma parte da porção SE, próxima ao lobo E, com poucos exemplares. Ocorre erosão mais acentuada em alguns locais entre os canais (Fig. 66), onde estariam preenchidos por  $FE_L$ . Exibem uma leve tendência a anastomose em alguns trechos, mas mantendo um padrão meandrante dominante.

As  $FP_L$  (Fig. 67) são bem escassas no lobo D, e apresentando a mesma dificuldade de separá-las das  $FP_R$ . As  $FP_L$  estão presentes exclusivamente nas porções mais distais nas desembocaduras, onde os canais das  $FL_E$  se dispersam e na porção SE do lobo. Em locais como a Figura 68, na porção SE, estão

sobrepostas por  $FL_E$ . Exibem semelhança forte com as  $FL_E$  em alguns trechos, mas interpretando de acordo com a continuidade dos paleocanais, descarta-se essa possibilidade. Não são tão bem preservadas quanto as  $FL_E$  ou as  $FE_L$ .

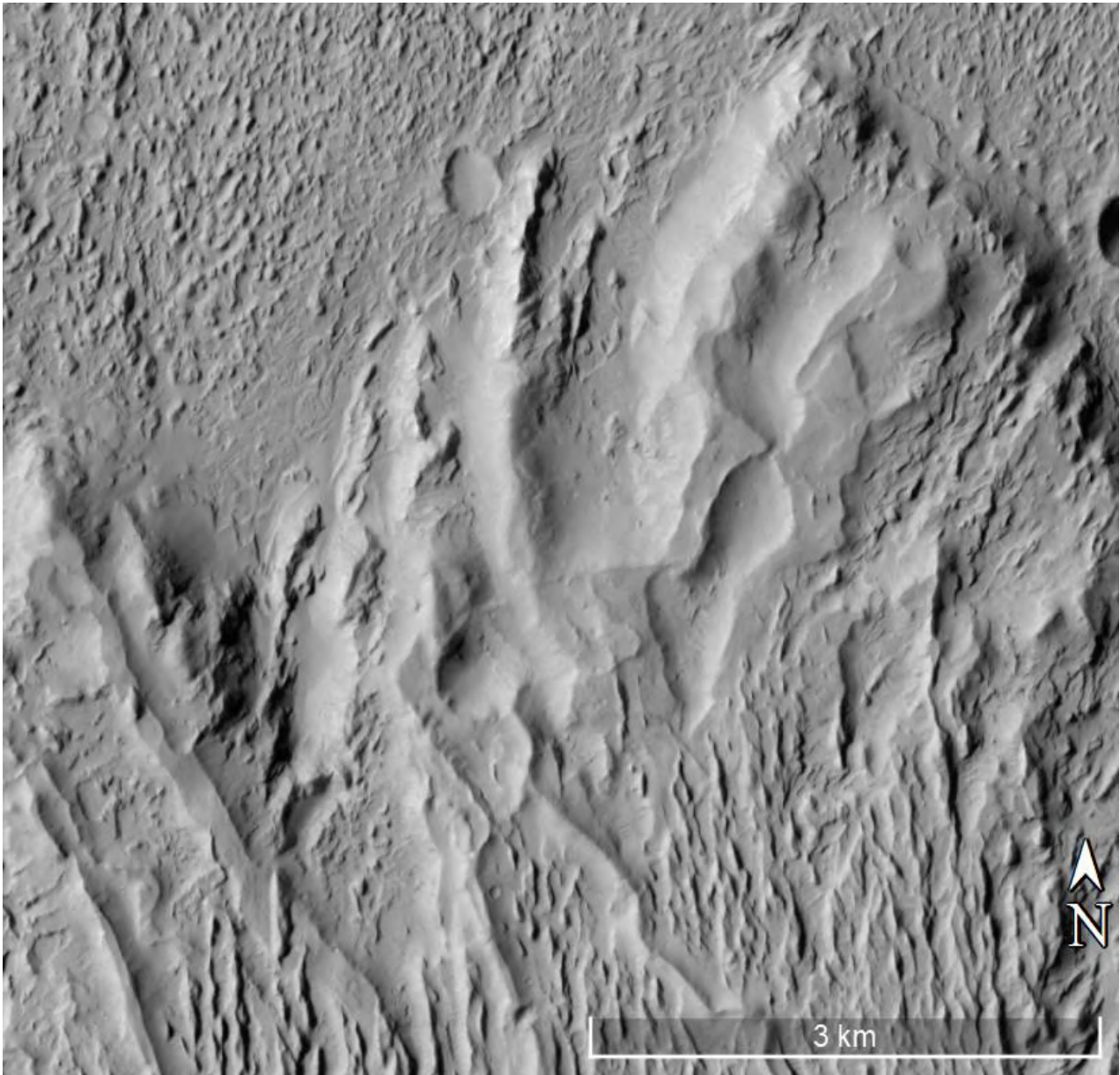


Figura 67: Possíveis desembocaduras com  $FP_L$  no lobo D ( $6^{\circ}12'N$ ,  $151^{\circ}25'E$ ). Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

As  $FP_R$  (Fig. 68) encontram-se nos mesmos locais que as  $FP_L$  ou em análogos em outras partes do lobo. Aparentam ser mais abundantes que as  $FP_L$ , pelos trechos onde ambas estão presentes serem mais rugosos. É provável que

estejam presentes em maior volume que as com  $FP_L$ , pelo lobo apresentar uma tendência a paleocanais meandранtes. Apresentam locais onde as  $FL_E$  (Fig. 68) as sobrepõem e também estão pior preservadas que as  $FL_E$  e  $FE_L$ .

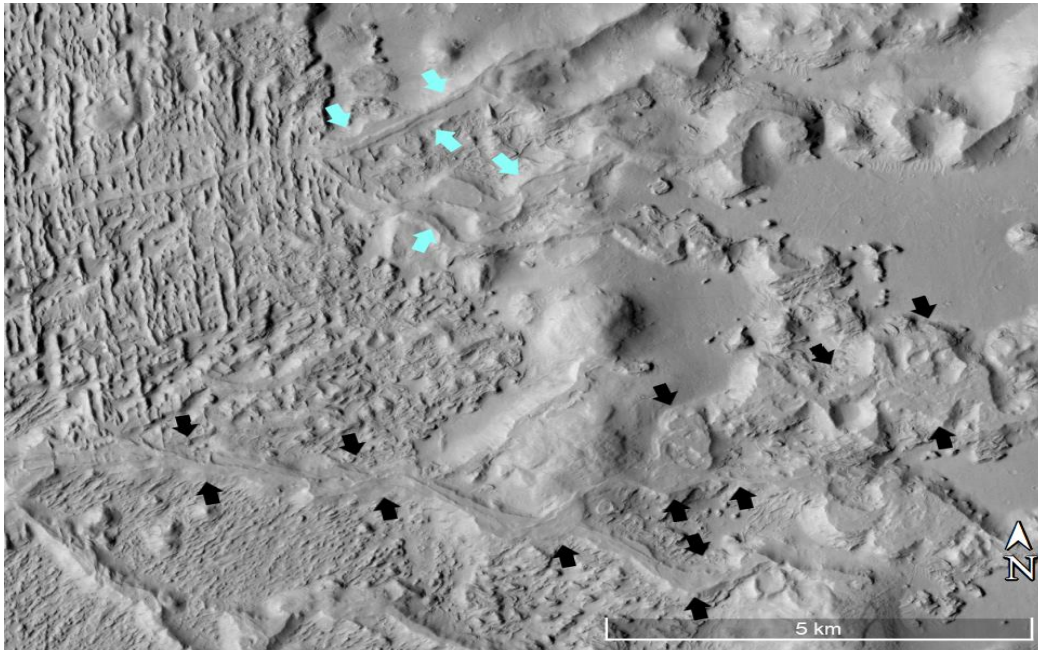


Figura 68: Possíveis desembocaduras com  $FP_R$  e  $FL_E$  sobrepondo estas. Lobo D ( $6^{\circ}18'N$ ,  $151^{\circ}38'E$ ). Setas pretas indicando as  $FP_R$  com poucas ou sem  $FL_E$  sobrepondo e setas azuis claras com as  $FL_E$  claramente sobrepondo. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

As  $FL_C$  (Fig. 69) estão quase ausentes neste lobo, com poucos exemplares e estes são rasos e mal-formados, de forma que é difícil saber inclusive se estão abaixo da superfície. São visíveis por quebrarem a continuidade dos yardangs das  $FE_L$ . Como dito anteriormente, é

necessário um equilíbrio para que se formem bem, não existindo em lobos muito erodidos e sendo escassos nos melhor preservados. Isso se aplica ao lobo D por estar muito bem preservado, não permitindo a formação correta dessas feições.

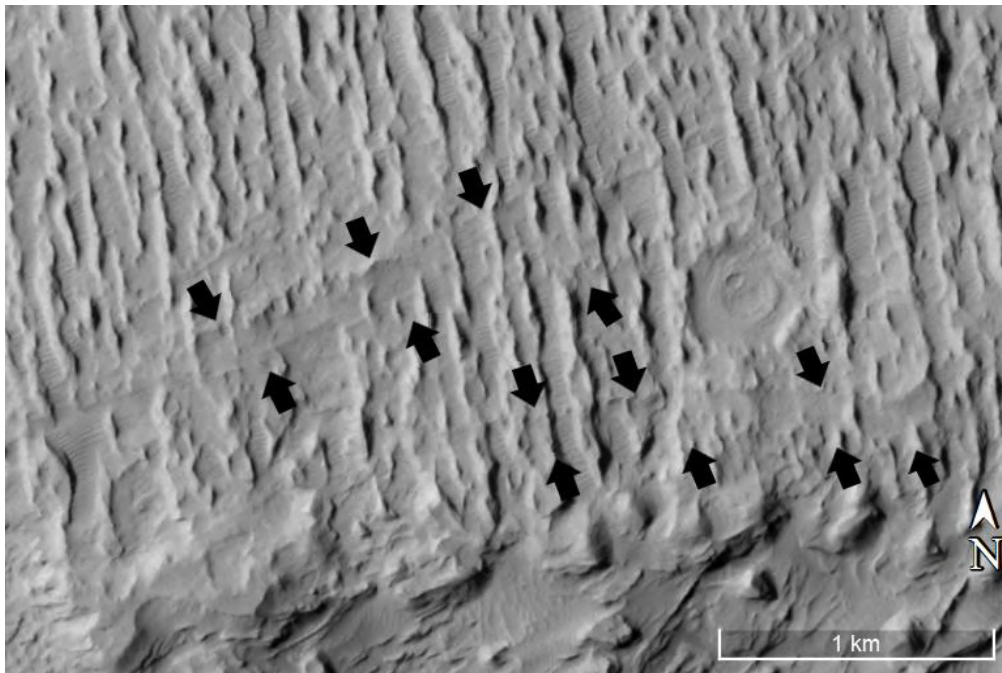


Figura 69:  $FL_C$  no Lobo D ( $6^{\circ}21'N$ ,  $151^{\circ}21'E$ ). Setas pretas indicando a feição em questão. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

As  $FG_D$  (Fig. 70) estão limitadas a uma pequena parte distal do lobo D, na porção SE. Possuem um aspecto mais alongado que as  $FG_D$  presentes do lobo E, com direção preferencial tendendo a NE. Por estar ausente

no restante do lobo, pelos canais estarem pior preservados e por esta área ser alimentada pelo canal vindo de E, pode-se deduzir que seja a parte mais velha do lobo, o que explicaria a presença das  $FG_D$ .

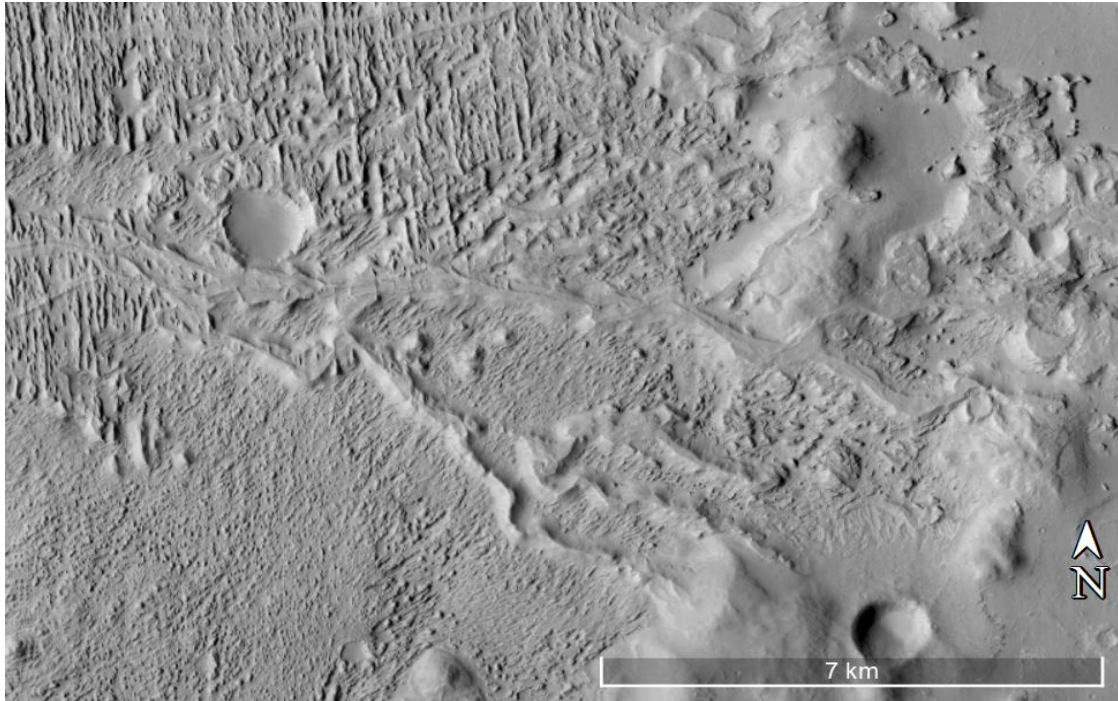


Figura 70:  $FG_D$  e possíveis desembocaduras no Lobo D ( $6^{\circ}21'N$ ,  $151^{\circ}36'E$ ). Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

Como já mencionado, o lobo D sobrepõe e compartilha porções com o lobo C, mas não é só o lobo C que foi sobreposto.

O lobo D sobrepõe também porções extensas do lobo E (Fig. 71), sendo bem evidente pela diferença nas texturas e pela clara delimitação.

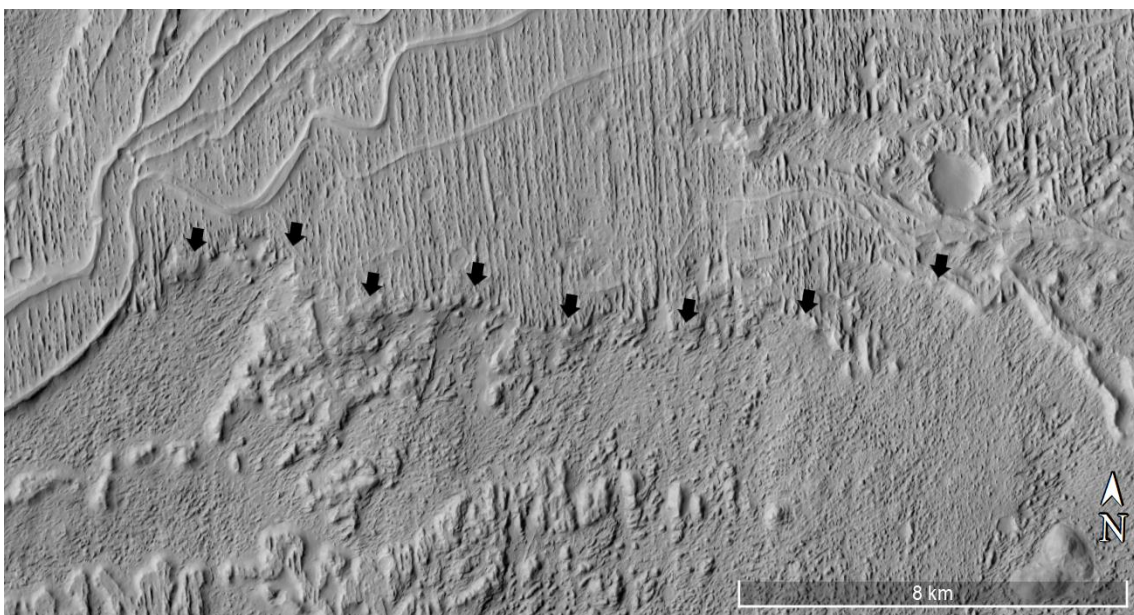


Figura 71: Sobreposição do Lobo D sobre E ( $6^{\circ}22'N$ ,  $151^{\circ}23'E$ ). Setas pretas indicando a sobreposição em questão. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

O lobo D utilizou um dos canais vindos de E como fonte de alimentação, podendo ser sinal de que este canal foi reativado ou se manteve ativo após a formação de E (Fig. 72). A área que é originada deste canal não é considerada como compartilhada, pela porção

onde se encontra sobrepor partes do lobo E. Isso indica que seja somente um caso de reativação do canal por parte de D, com uma menor possibilidade deste canal ter ficado ativo e gerando partes do lobo D no decorrer da formação dos outros lobos.



Figura 72: Canal do lobo E reutilizado por D (6°23'N, 151°14'E). Setas pretas indicando a feição em questão. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

A Figura 73 exibe uma reconstrução esquemática mais conservadora em A, bem extrapolada em B, para tentar se aproximar mais da forma no passado e uma imagem do lobo limpo em C para fins de comparação. A reconstrução foi feita considerando as estruturas atuais presentes e sendo limitada

pelas estruturas no entorno do lobo D. É provável que a forma e tamanho reais eram diferentes do reconstruído. É impossível estimar precisamente as dimensões e a forma passada de D, pelas estruturas presentes nos arredores o estarem recobrimdo ou pela erosão de partes do lobo.

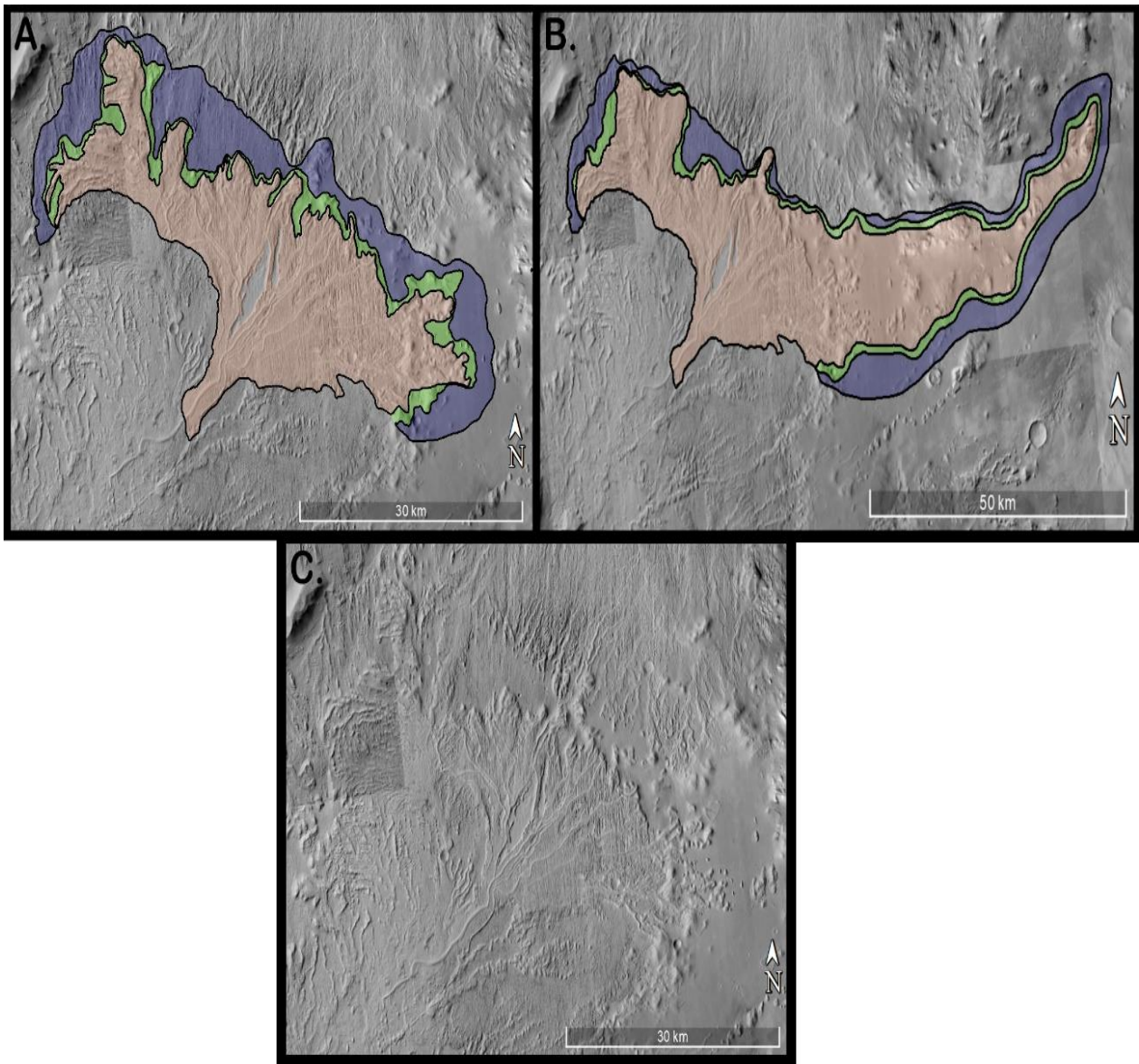


Figura 73: Reconstrução esquemática do Lobo D ( $6^{\circ}11'N$ ,  $151^{\circ}21'E$ ). Pouco extrapolada em A, bem extrapolada em B e em C uma imagem do lobo limpo para fins de comparação. As cores laranja, verde e azul representam a planície deltaica, frente deltaica e prodelta, respectivamente. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

## Lobo E

O lobo E (Fig. 74) é o menos preservado de todos, mas mesmo sendo o mais erodido ainda é o maior dos lobos. Não é possível determinar o tamanho real do lobo, mas considerando as feições presentes, é possível reconstruir parcialmente sua forma. Apresenta cerca de 94 km de comprimento por 49 km de largura máxima, com largura média de 36 km, aproximando-se da proporção máxima de 2:1. Com essas dimensões fica bem claro que E é o

maior e mais extenso de todos os lobos e possuiria dimensões muito maiores caso estivesse melhor preservado.

Possui uma aparência alongada. Seus paleocanais e estruturas aparentam ser inteiramente dominadas por sistemas fluviais, não sendo visível feições causadas por maré ou por ondas.

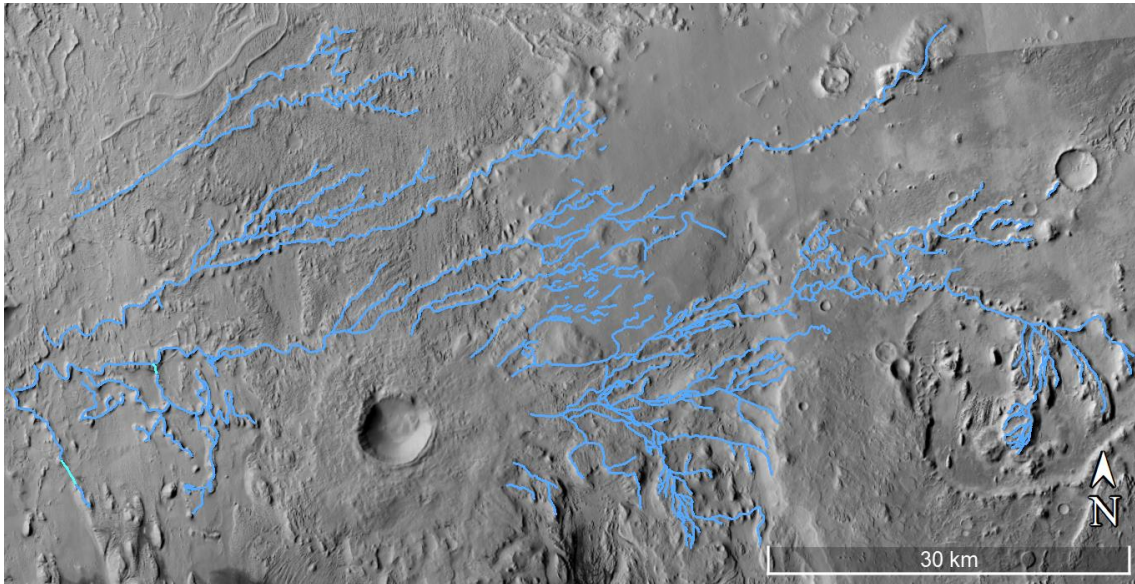


Figura 74: Lobo E ( $6^{\circ}43'N$ ,  $151^{\circ}26'E$ ). Em azul e azul claro estão traçados os paleocanais, onde em azul o traçado está diretamente sobre os paleocanais e os azul claros estão parcialmente inferidos devido a erosão. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

As porções preservadas dos distributários possuem uma sinuosidade característica de canais meandranes. Parte de sua área foi perdida pela erosão e pelo impacto de um meteoro, sendo somente possível inferir sua continuidade (Fig. 75). A superfície do lobo E

é recoberta por  $FE_C$ ,  $FP_L$ ,  $FP_R$ ,  $FL_E$ ,  $FG_D$  e  $FG_N$ . As  $FG_D$  são as mais presentes, ocupando a maior área, o que indica uma maior ação erosiva.

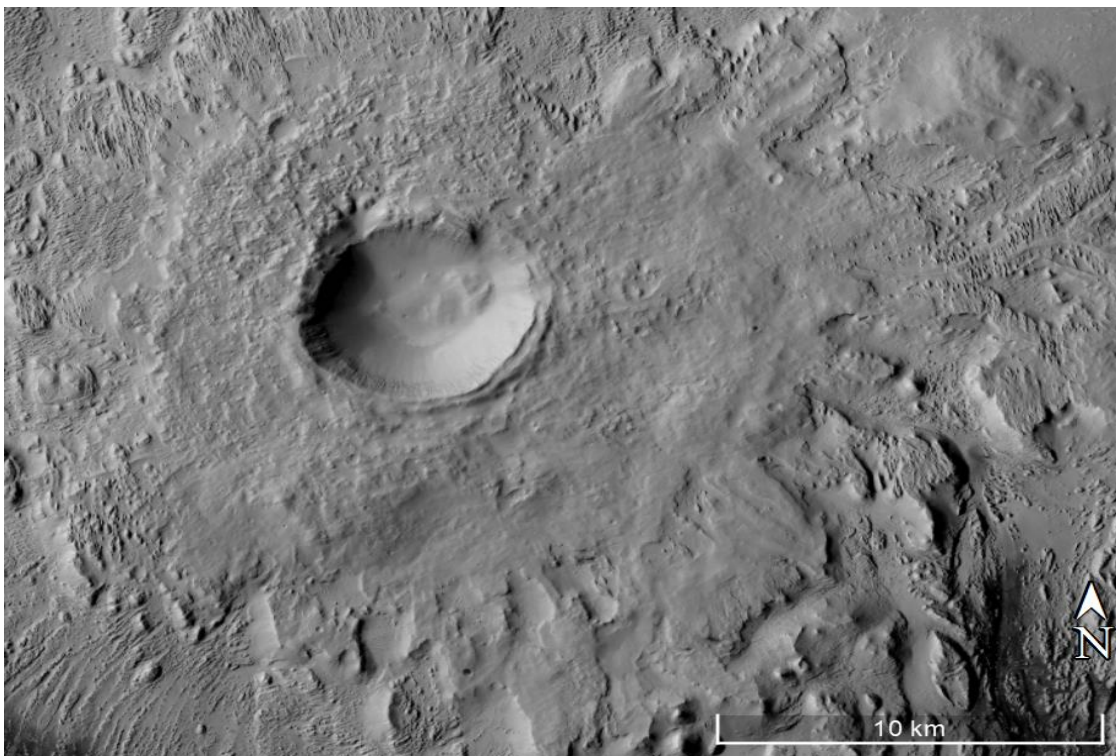


Figura 75: Impacto de meteoro sobre o Lobo E ( $6^{\circ}56'N$ ,  $151^{\circ}25'E$ ). Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

As  $FG_D$  (Fig. 25) estão presentes em grande parte do lobo, estando ausentes nas partes mais distais e mais proximais. Apresentam uma direção tendendo para NE. Diferente da sua aparência em D, em E exibe uma característica mais granular. São um sinal evidente de avançada erosão no lobo E, o que indica uma idade mais avançada. Sua ausência em porções mais próximas de T pode significar um estado erosivo ainda mais avançado, erodindo

completamente as camadas deltaicas. O lobo E é o que concentra a maior quantidade dessa feição e a erosão é tão acentuada que as  $FG_D$  estão presentes até em áreas distributárias.

As  $FG_N$  (Fig. 76) só estão presentes em locais onde as  $FG_D$  deveriam preencher. A aparência menos granulosa e altitude geral mais baixa pode indicar que as  $FG_N$  estejam em um estágio erosivo a frente das  $FG_D$  no lobo E.



Figura 76:  $FG_N$  entre as  $FG_D$  no Lobo E ( $6^{\circ}45'N$ ,  $151^{\circ}25'E$ ). Setas pretas indicando as  $FG_N$ . Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

As  $FE_C$  (Fig. 77) se encontram só nas zonas distributárias no lobo E, estando presente até em partes onde estariam os paleocanais. Devido a acentuada erosão, as  $FE_C$  nesse lobo podem não ser resquícios da *Medusae Fossae Formation*. Podem ser feições erosivas compostas de rochas do próprio delta por estarem presentes onde deveriam estar os

paleocanais, sendo estes inexistentes nestes locais. Com tal grau de erosão, mesmo estruturas mais resistentes foram bem afetadas. Isso explica por que só parte das áreas distributárias e dos canais foram preservados. Os yardangs dessa feição neste lobo tem uma tendência a NNW.



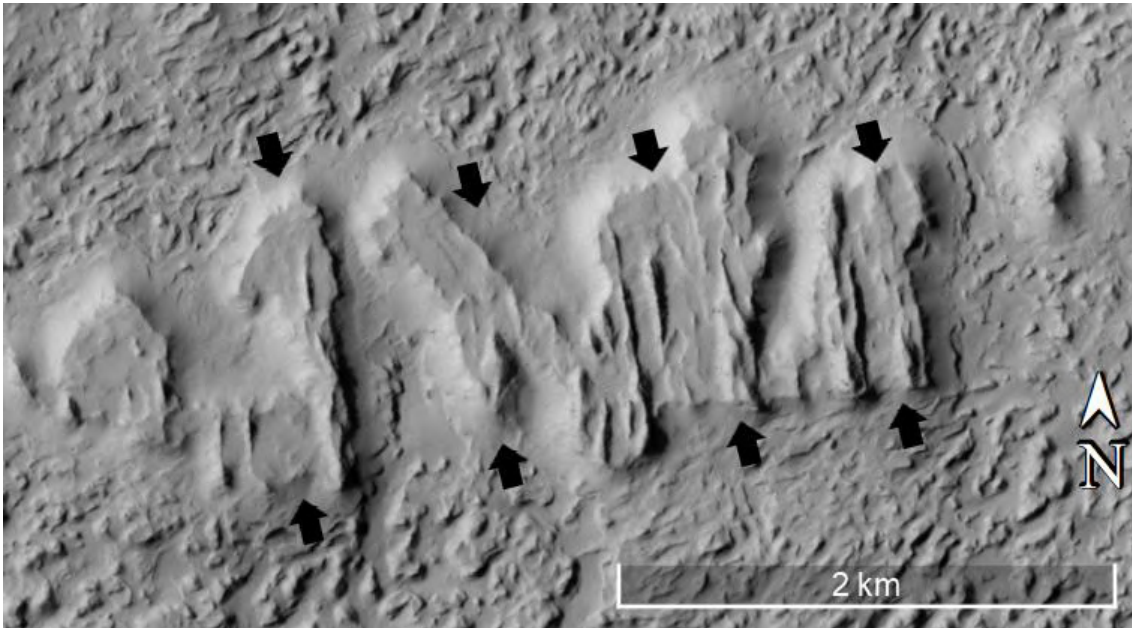


Figura 77:  $FE_C$  no Lobo E ( $6^{\circ}28'N$ ,  $151^{\circ}16'E$ ). Setas pretas indicando a feição em questão. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

As  $FP_L$  (Fig. 78) exibem poucos exemplares no lobo E. Ainda é difícil separá-las das  $FP_R$  e neste lobo esta é dominante. A alternância entre possuir  $FL_E$  sobre seu corpo e não possuir indica que estas feições podem ser depósitos vestigiais de canais fluviais invertidos e associados, onde os canais invertidos foram erodidos. Isso também ocorre com as  $FP_R$ .

As  $FP_R$  (Fig. 79) encontram-se em porções mais distais. Neste lobo também se observa que podem ocorrer num mesmo curso fluvial que as  $FP_L$ , podendo estar seguidas ou antecedidas umas das outras. São bem mais abundantes que as  $FP_L$ , o que indica um domínio de canais meandrantos neste lobo.

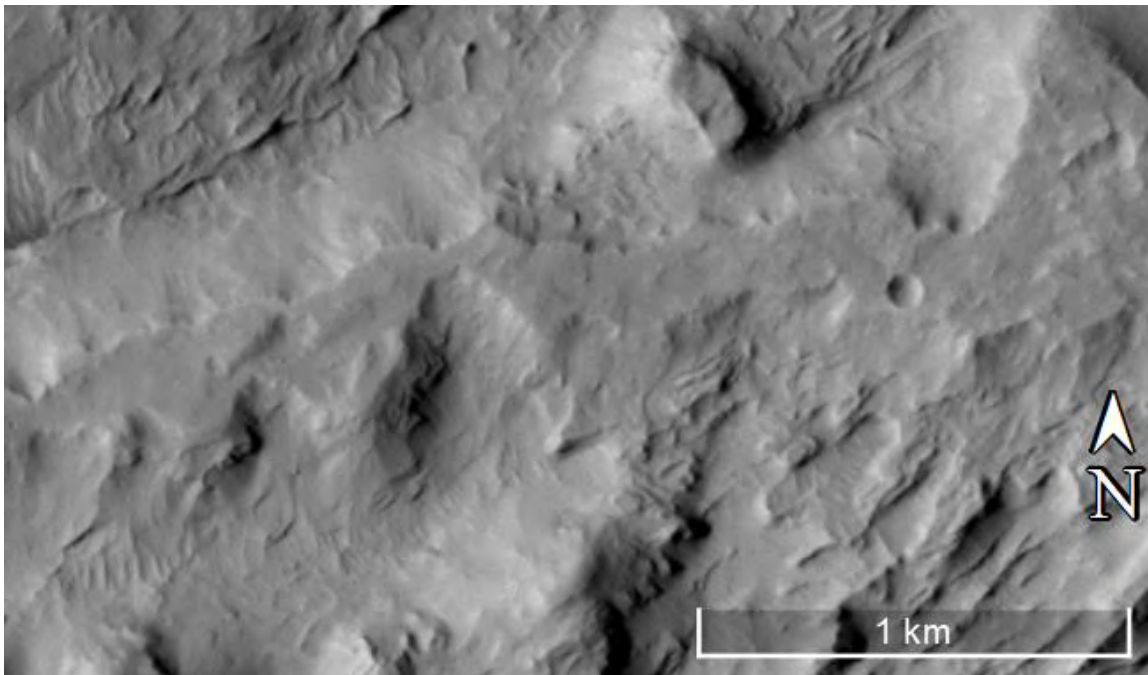


Figura 78:  $FP_L$  no Lobo E ( $6^{\circ}59'N$ ,  $151^{\circ}48'E$ ). Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

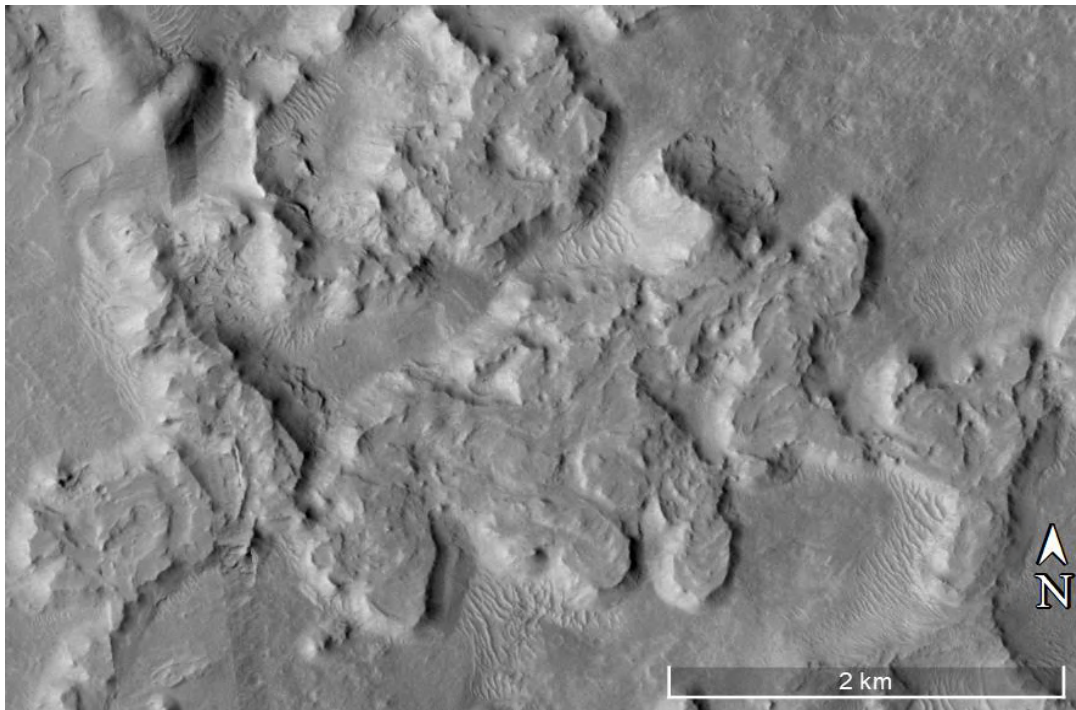


Figura 79:  $FP_R$  no Lobo E ( $6^{\circ}41'N$ ,  $152^{\circ}00'E$ ). Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

As  $FL_E$  (Fig. 80) estão presente por todo o lobo E, mas se concentram mais nas partes mais distais. Os exemplares mais proximais estão entre as  $FE_C$  ou sozinhas, enquanto os mais distais estão quase que de forma exclusiva sobre as  $FP_L$  e  $FP_R$ . A erosão acentuada do lobo impede a preservação de

mais exemplares, em especial os proximais. Ao observar esta e outras feições de zonas distributárias, fica evidente que o grau de erosão deste lobo é o mais acentuado de todos, poupando em partes estas feições e erodindo quase que inteiramente as interdistributárias.

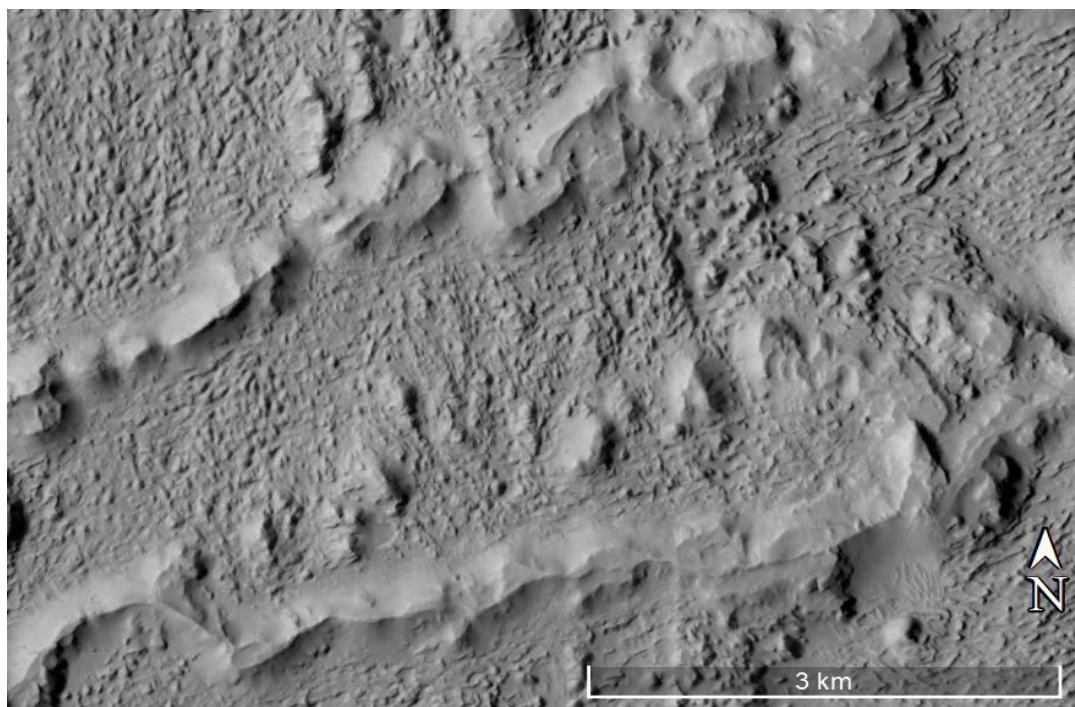


Figura 80:  $FL_E$  no Lobo E ( $6^{\circ}45'N$ ,  $151^{\circ}29'E$ ). Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

A sua conservação em comparação com os outros lobos e posição em relação a T, fazem com que seja provavelmente o lobo mais antigo deste complexo deltaico. Talvez este avançado estado de erosão seja um dos motivos dele quase sozinho apresentar as FG<sub>D</sub>. A pequena porção de FG<sub>D</sub> presente no lobo D tem a provável origem no lobo E, sendo uma área onde o lobo D sobrepôs E. Por ser o primeiro lobo a se formar existe uma forte possibilidade de possuir rochas que capeavam a área fonte, podendo ser geneticamente diferentes das que compõe os demais lobos. Isso poderia ser mais um motivo para a formação das FG<sub>D</sub>.

Outra explicação seria por alterações causadas pelo impacto visível, o que poderia ter recoberto, alterado (metamorfismo de impacto) ou deformado as rochas e relevo do local. Mas a cobertura desigual das FG<sub>D</sub> nas proximidades e relevo visível não corroboram com essa ideia. A possibilidade do impacto ser progressivo ou contemporâneo a formação do lobo é improvável, já que a erosão no halo do impacto é pouca e nas bordas da cratera é mínima.

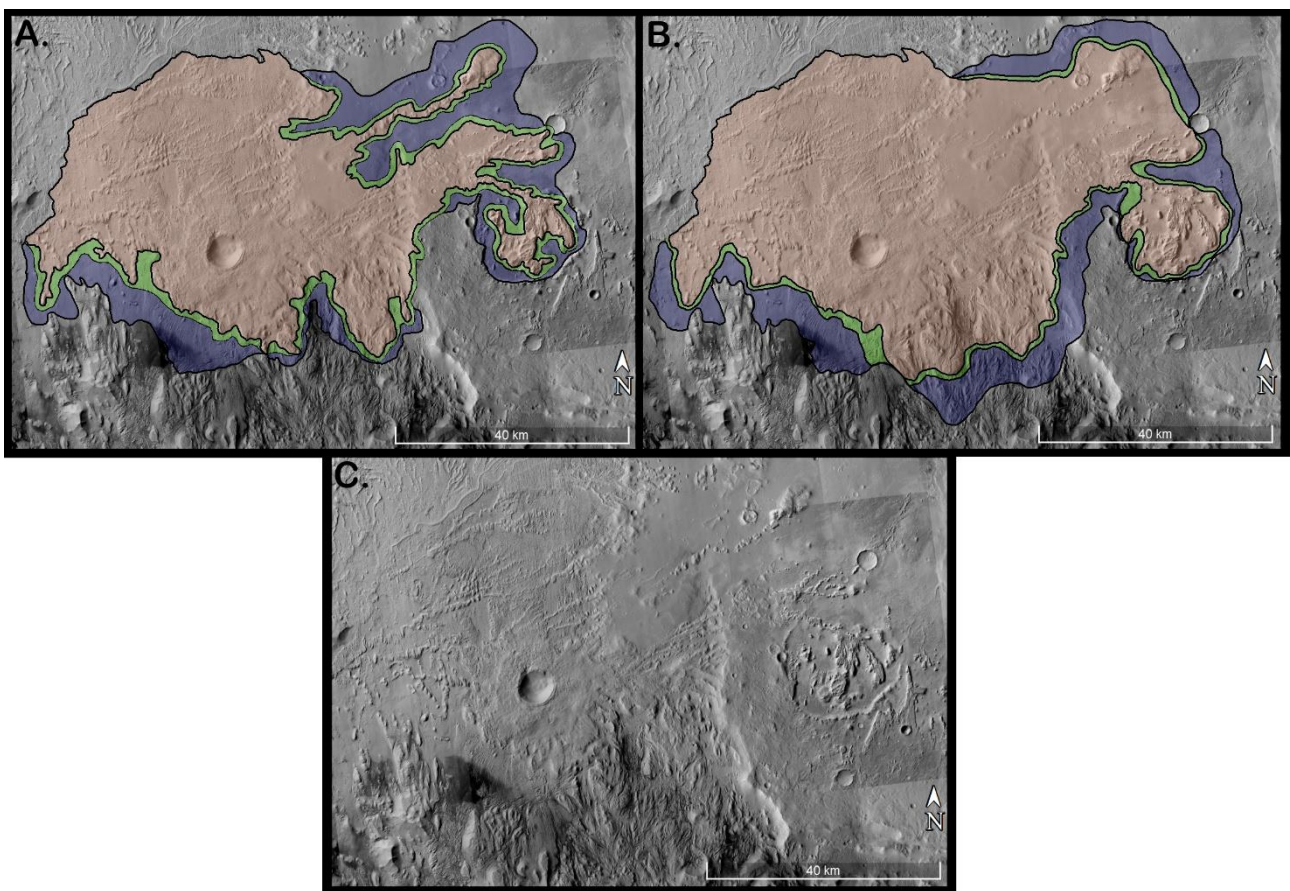


Figura 81: Reconstrução esquemática do Lobo E ( $6^{\circ}43'N$ ,  $151^{\circ}26'E$ ). Pouco extrapolada em A, bem extrapolada em B e em C uma imagem do lobo limpo para fins de comparação. As cores laranja, verde e azul representam a planície deltaica, frente deltaica e prodelta, respectivamente. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

A Figura 81 retrata reconstruções do lobo E, levemente extrapolada em A e mais extrapolada em B. Ainda distante da real dimensão e forma do lobo E, devido a erosão acentuada, alteração no relevo causada pelo impacto e pela sobreposição do lobo D.

## CLASSIFICAÇÃO

Será utilizada primariamente a classificação proposta por Galloway (1975), por ser um trabalho que perdura até hoje como uma das bases para classificação de deltas. É uma forma de classificar muito pertinente para análises visuais, visto que outras classificações requerem parâmetros impossíveis de serem avaliados no momento. Como já previamente descritos, os lobos do complexo deltaico não exibem feições que indiquem características dominantes causada por processos de onda ou maré.

As feições fluviais dominantes exibidas, distributários majoritariamente sinuosos e a geometria dos lobos sempre tendendo a lobado

ou alongada apontam para uma clara dominância fluvial. A ausência dos processos de maré e onda em conjunto com a aparente dominância fluvial, plotaria os lobos do complexo e com isso, o complexo deltaico todo, no topo do diagrama tripartido (Fig. 82) de Galloway (1975).

Estando plotado no topo do diagrama colocaria o complexo na mesma classificação ou muito próximo de deltas como os dos rios Mississippi e Lena. Em especial o Mississippi, já que este possui diversas fases visíveis e bem estudadas, com diversos lobos abandonados, de maneira semelhante ao complexo deste estudo.

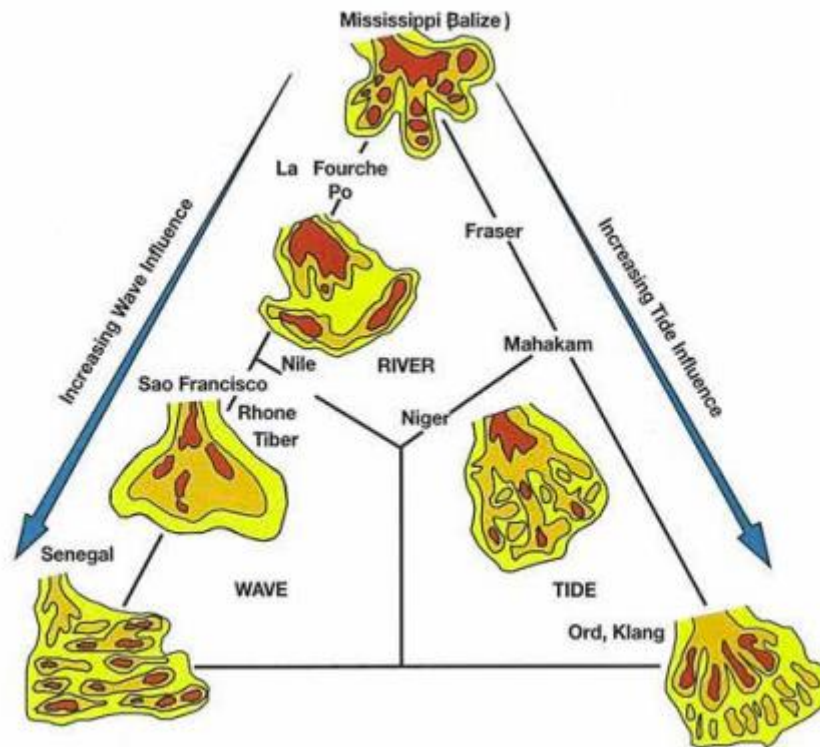


Figura 82: Geometria de corpos arenosos (exibido em padrões de isópacas) dos seis tipos de deltas propostos por Coleman & Wright (1975), plotados na classificação tripartida de Galloway (1975, de Bhattacharya e Walker, 1992, retirado de Bhattacharya, 2010). Note que todos os corpos arenosos se estreitam em direção a um ponto de origem (fluvial). Também note a similaridade de deltas dominados por maré e delta dominado por rio no membro final.

Seguindo ainda a classificação de Galloway (1975), poderíamos estimar a composição sedimentar, que para esse tipo de delta seria de lamosa a mista. Pode-se também supor a estrutura das fácies e a orientação estrutural, que seriam barras de desembocadura arenosas, preenchimento arenoso de canais e lençóis

arenosos deltaicos marginais, com orientação paralela ao talude deposicional. Porém essas são meras suposições, não sendo possível afirmar neste estudo, especialmente em relação a granulometria, apesar da real probabilidade.

Bhattacharya (2006) afirma que deltas dominados por rio possuem uma morfologia

digitada (alongada) ou lobada, em contraste com a arqueada ou em cúspide exibida por deltas dominados por onda ou a de corpos arenosos paralelos a direção do fluxo da maré em deltas dominados pela mesma. Somente as primeiras dessas morfologias são observadas, reforçando a dominância do sistema fluvial sobre a forma e depósitos do complexo deltaico.

Coleman & Wright (1975) utilizaram a classificação tripartida de Galloway (1975) e reconheceram que as geometrias dos corpos

arenosos deltaicos deveriam refletir na importância dos processos fluviais e marinhos. Incrementando o diagrama tripartido para que acomode as diferentes morfologias possíveis. Colocando no topo do triângulo, sob domínio fluvial, deltas alongados/digitados, como a fase mais recente do atual lobo do Mississippi (Balize) e um mais antigo, o Lafourche, com morfologia lobada. Logo, morfologias semelhantes as exibidas pelo complexo deltaico deste estudo, reforçando ainda mais que este seja dominado por rio.

**COMPARAÇÃO**

Para a comparação com um análogo terrestre foi escolhido, o já mencionado delta do rio Mississippi. Este é composto de diversas fases com lobos abandonados, sendo um delta dominado por rio que foi muito estudado.

O delta do Mississippi desenvolveu 6 lobos observáveis (Reading & Collinson, 1996) em sua história, exibidos na Figura 83. Para fins de discussão e comparação, serão usados os mais recentes como análogos, visto que os mais antigos já foram muito alterados.

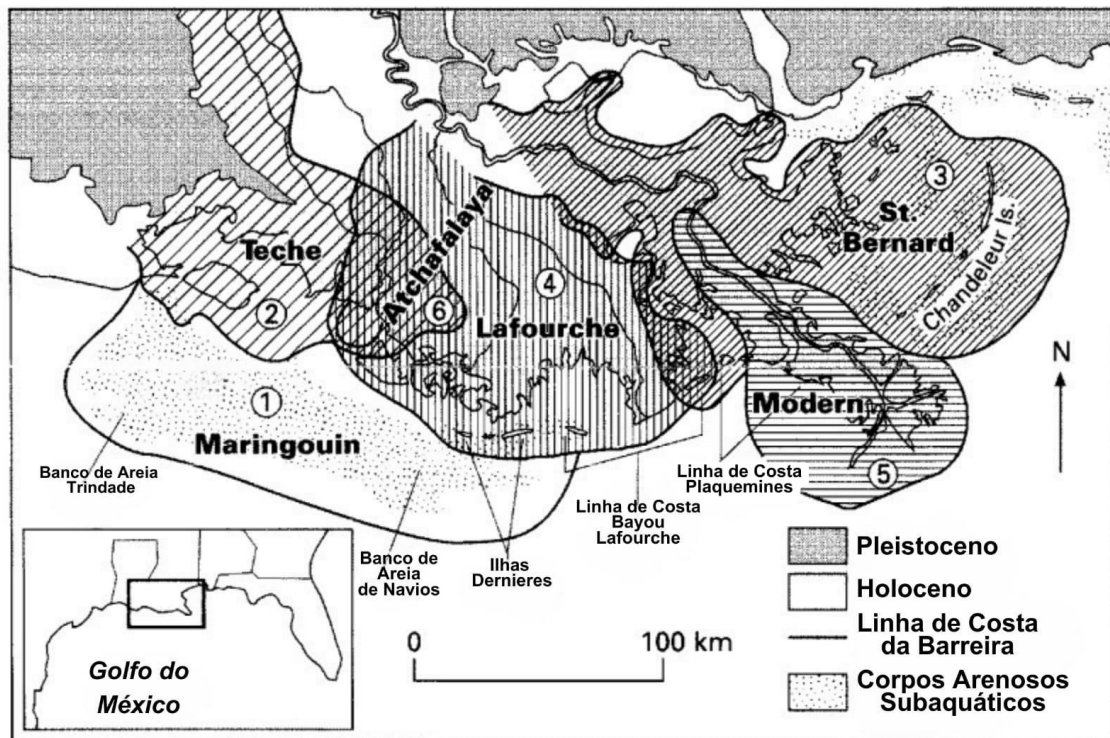


Figura 83: Planície do delta Mississippi no Holoceno, mostrando a sequência dos principais lobos deltaicos que progrediram e foram abandonados nos últimos 7.000 anos (Reading & Collinson, 1996, baseado em Frazier, 1967; Penland, Boyd & Suter, 1988). Os números indicam sequência de abandono com o delta moderno (5) prestes a ser substituído pelo Achafalaya (6) e os anteriores mostrando estágios sucessivos de abandono e subsequente transgressão, sendo estes os Lafourche (4), St Bernard (3), Teche (2) e Maringouin (1) que está agora submerso.

Considerando isso, o foco será dado no Lafourche, Plaquemines/Balize (Fig. 84) e um pouco no que se encontra em desenvolvimento,

o Atchafalaya/Wax Lake, com alguma menção aos demais.

Galloway (1975), Coleman & Wright (1975) e outros autores classificaram o lobo ativo do Mississippi (Birdfoot ou Plaquemines/Balize) como dominado por sistema fluvial, estando plotado no topo do diagrama. Logo abaixo destes no diagrama encontra-se o lobo St. Bernard, com alguma influência de onda e mais abaixo, com uma maior influência de onda o lobo Lafourche.

O lobo Balize e o Plaquemines antes eram considerados como estruturas separadas, mas nas atuais divisões são considerados como um único lobo. O Plaquemines/Balize possui uma morfologia alongada (digitada), enquanto o Lafourche e St. Bernard são interpretados como lobados (Fig. 84).

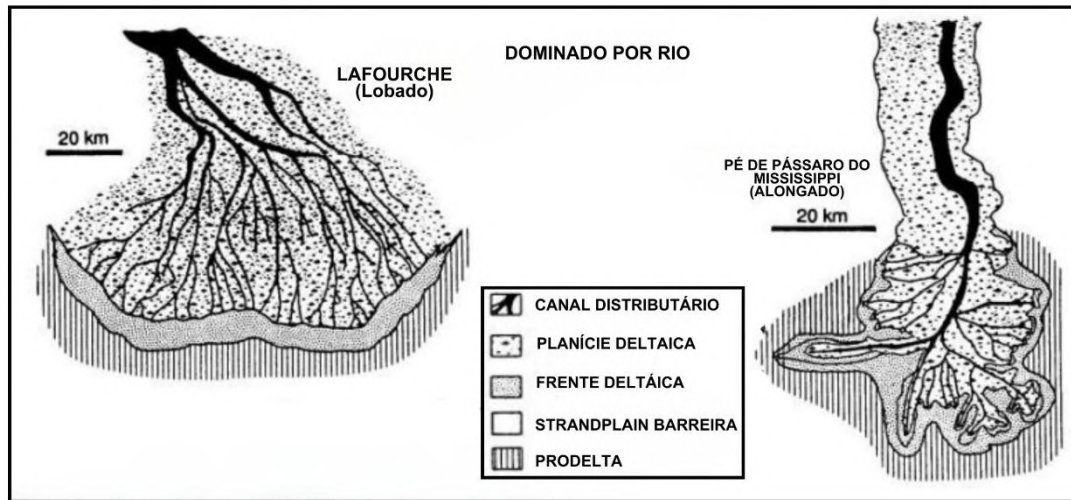


Figura 84: Exemplos representativos de deltas dominados por rio, utilizando lobos do delta do Mississippi. Modificado de Bhattacharya & Walker (1992), baseado em Fisher et al. (1969)

O Atchafalaya/Wax Lake ainda é recente, onde exibe uma morfologia alongada no sublobo Atchafalaya e lobada no Wax Lake, embora ainda esteja em formação. São considerados como um único lobo por se originarem do mesmo distributário do Mississippi, o Atchafalaya e devido à proximidade estão em processo de coalescimento.

A evolução do complexo deltaico exibida (Fig. 85) retrata as múltiplas fases e lobos em sequência estimada, exibindo também as sobreposições, sendo semelhante a evolução do Mississippi (Fig. 83). O Mississippi exibe sobreposição de lobos mais antigos por mais novos, com uma tendência progradante, forte migração e crescimento lateral em relação ao longitudinal.

O complexo deltaico estudado exibiu um processo de migração e crescimento mais complexo, também com tendência progradante. O lobo E se desenvolveu muito

mais longitudinalmente que lateralmente, mas após sua formação o complexo migrou lateralmente para formar B. Após erodir o alto topográfico por onde este passava, regrediu e formou e depois migrou longitudinalmente para formar C e D.

Quanto ao tempo de formação dos deltas, estes não podem ser comparados sem que estimativas mais precisas sejam feitas sobre a idade do complexo deltaico e mesmo feitas, dificilmente serão pertinentes pelas condições diferentes. Porém DiBiase et al. (2013) estimou o tempo de formação de um delta próximo na mesma região de Aeolis Dorsa, com dimensões menores, entre 40 e 74 mil anos. Claro que não podemos afirmar que o mesmo tempo foi necessário para formar o complexo deste estudo, afinal, mesmo que seja na região não se pode dizer que são as mesmas condições, mas fica evidente que o tempo necessário foi da ordem dos milhares a dezenas de milhares de anos.

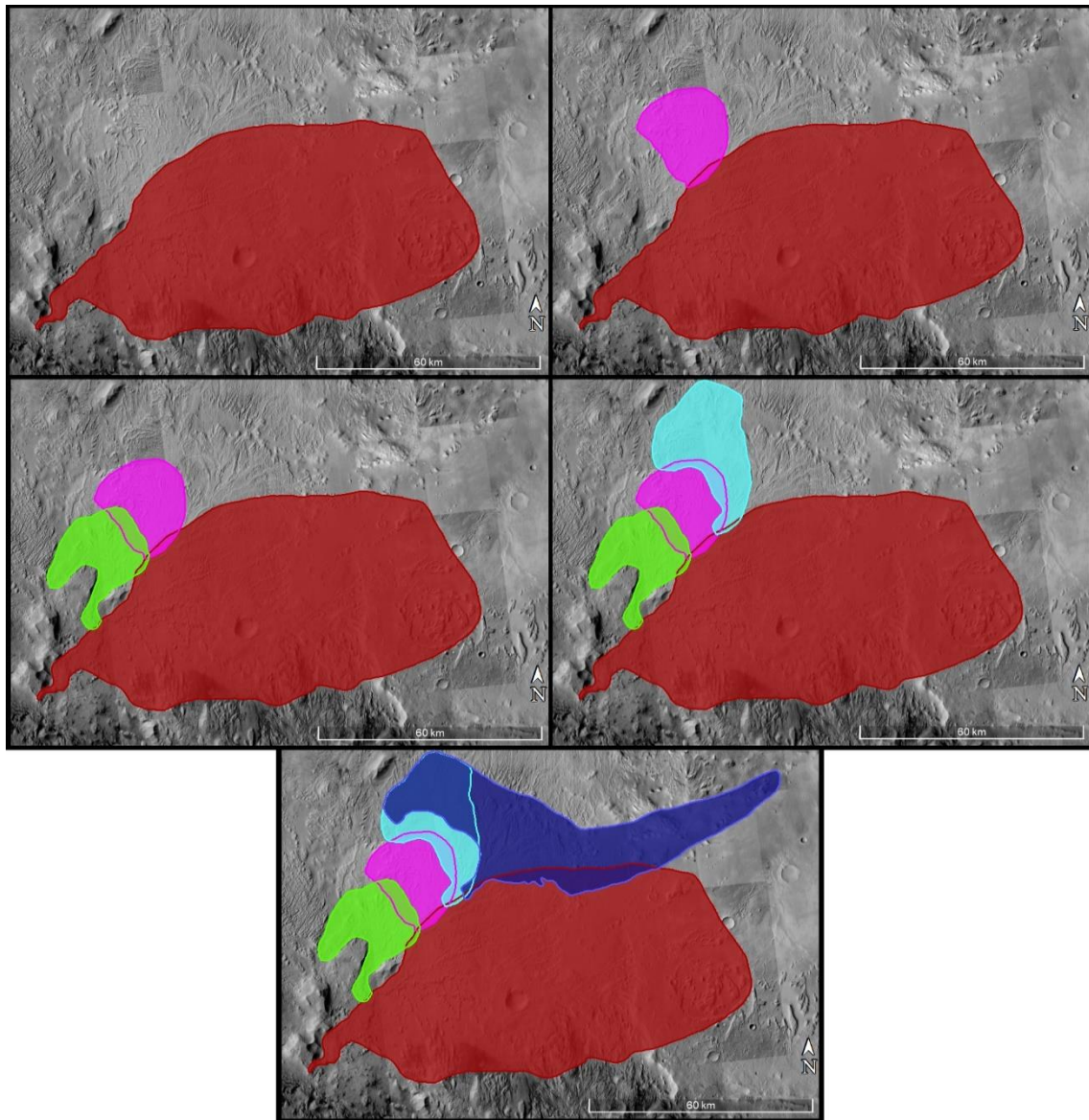


Figura 85: Reconstrução e evolução do complexo deltaico, muito extrapolado, buscando as possíveis dimensões máximas dos lobos, desconsiderando as estruturas a sua volta. Mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

As dimensões exibidas estão em escalas diferentes, o Mississippi possui um delta continental, com lobos passando dos 100 em suas dimensões, e o delta inteiro tendo centenas de quilômetros. Em contrapartida, as dimensões máximas do complexo deltaico são de, aproximadamente, 120 km de comprimento

por 115 km de largura, de forma que um único lobo do Mississippi já seria maior que o complexo todo. Contudo, o complexo deltaico ainda seria um delta grande nos padrões terrestres, comparável a deltas de rios de grande porte, como o delta ativo do Rio Lena (Fig. 86).



Figura 86: Delta ativo do Rio Lena (Landsat & Copernicus, 2020).

Morfologicamente podemos estabelecer comparações visuais pertinentes, sendo visível a semelhança entre diversos lobos do Mississippi e do complexo deltaico.

O Lafourche exibe uma morfologia muito semelhante ao lobo D (Fig. 87), mesmo que hoje já seja uma comparação menos pertinente devido a alteração humana. Porém, com o exemplo representativo (Fig. 84) podemos comparar de maneira mais precisa. Pode-se observar uma forte similaridade na forma e estrutura dos canais, ambos são lobados e com canais sinuosos. Desconsiderando a parte compartilhada com o lobo C, D fica ainda mais semelhante ao Lafourche. Considerando a reconstrução mais conservadora feita para D, temos outra grande semelhança, a divisão dos depósitos deltaicos. Exibem de maneira muito semelhante a divisão entre planície deltaica, frente deltaica e prodelta, o que indica que algumas condições foram semelhantes na formação de ambos.

Os yardangs que estão muito presentes no complexo deltaico, são ausentes nos deltas terrestres, por serem feições vestigiais causadas pela erosão eólica. Os deltas terrestres observados não apresentam essas estruturas por não terem sido sobrepostos e pela erosão eólica não ser o fator dominante nos processos destrutivos de deltas na Terra. A ação da água seria a maior responsável pela erosão desses sistemas, não sendo um agente erosivo que origina yardangs.

Mesmo que ocorra a sobreposição de sistemas deltaicos terrestres, o processo não seria o mesmo que ocorreu com o complexo deltaico, onde a *Medusae Fossae Formation* possui uma natureza piroclástica. Os processos erosivos de camadas que sobrepõem deltas na Terra são dominados pela ação da água, originando estruturas diferentes das originadas pela ação do vento, excluindo a possibilidade da formação de yardangs e ressaltando essa diferença entre os sistemas.



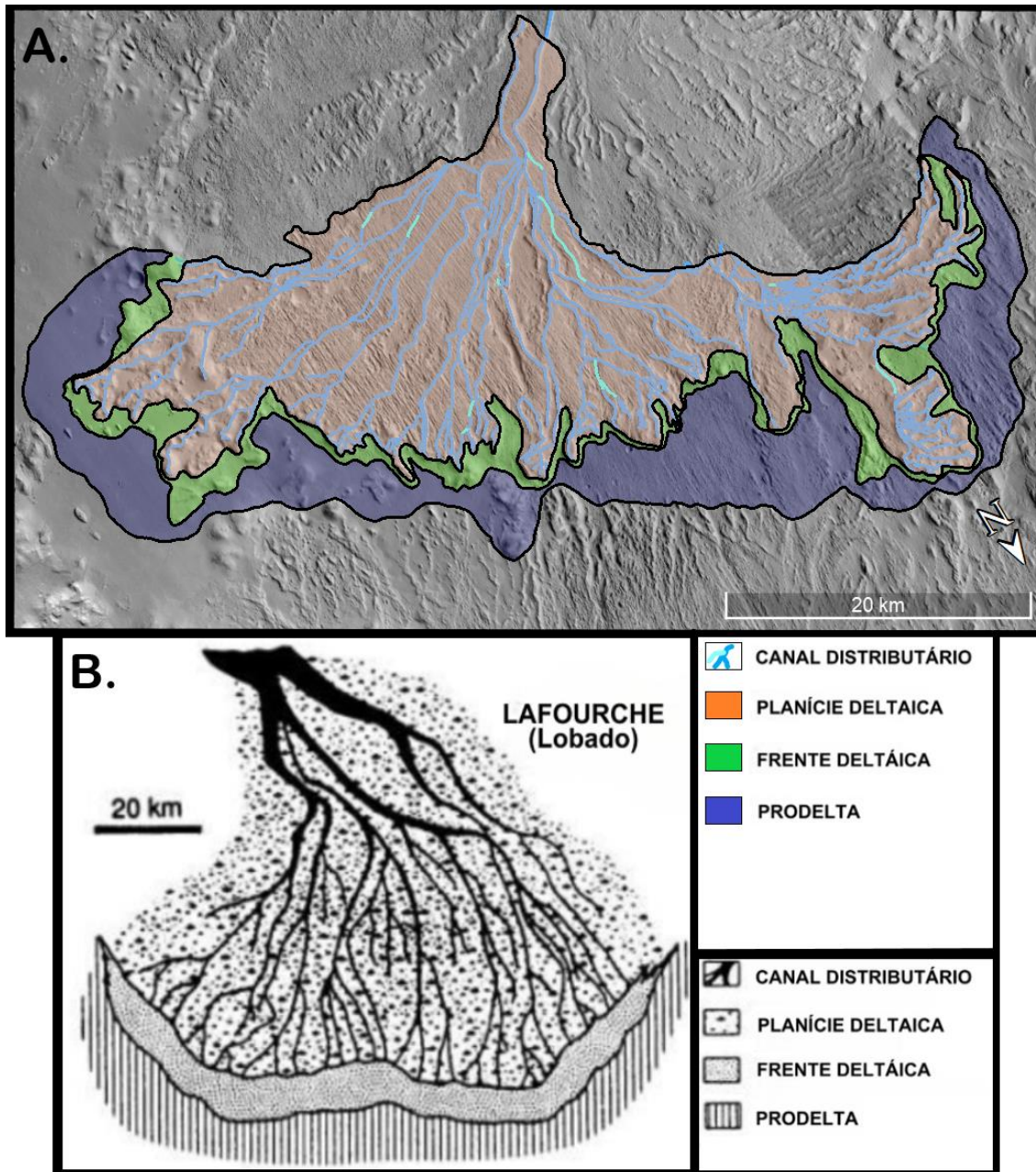


Figura 87: Comparação entre o Lobo D e o exemplo representativo de delta lobado dominado por rio, utilizando o lobo Lafourche do Mississippi. Exemplo representativo modificado de Bhattacharya & Walker (1992), baseado em Fisher et al. (1969). Reconstrução esquemática do lobo D do mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

O lobo Birdfoot (Plaquemines/Balize) do Mississippi possui algumas semelhanças na morfologia com os lobos C e E, por serem alongados, mas uma forma mais similar não é identificada nos lobos como um todo. Porém, ao considerarmos partes dos lobos B e E (Fig. 88), temos estruturas bastante similares ao Birdfoot. Estas estruturas e diversas outras podem ser consideradas como sublobos, a depender da escala e da compartimentação poderiam ser até consideradas como lobos. Porém isso criaria excessivas divisões que

compartilham muitas estruturas e semelhanças texturais para serem separadas.

Considerando esses sublobos dos lobos B e E (Fig. 88) pode-se notar fortes semelhanças morfológicas com o lobo Birdfoot do Mississippi. Estes são semelhantes a ponto de possuir a mesma forma de pé de pássaro (Birdfoot) e uma disposição muito similar dos canais distributários, indicando condições semelhantes de formação.

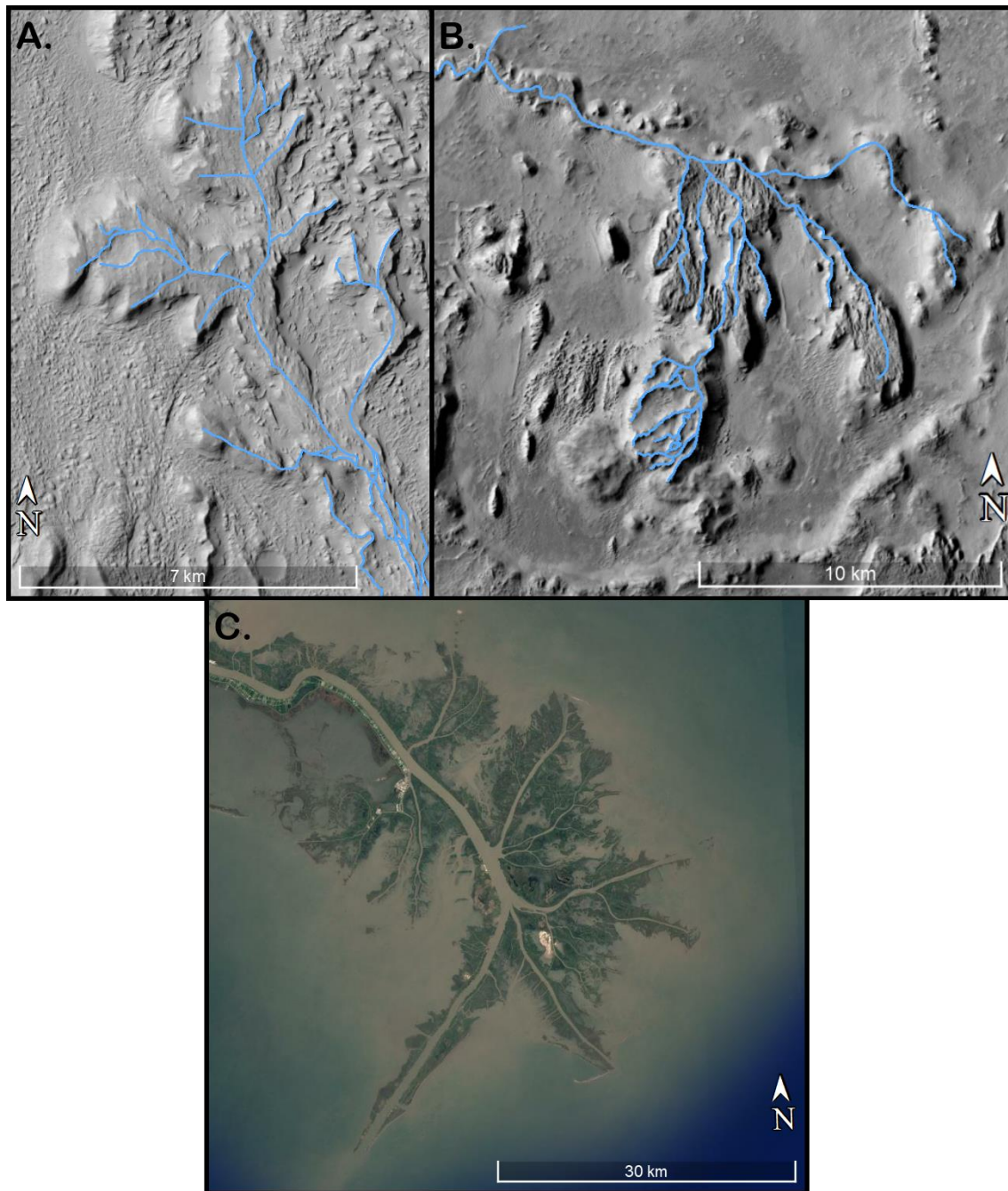


Figura 88: Comparação entre o Birdfoot (Landsat & Copernicus, 2020) e sublobos dos lobos B e E do mosaico de imagens CTX (NASA, 2011), captadas pelas *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) usando a *Context Camera* (CTX).

Considerando esses sublobos dos lobos B e E (Fig. 88) pode-se notar fortes semelhanças morfológicas com o lobo Birdfoot do Mississippi. Estes são semelhantes a ponto de possuir a mesma forma de pé de pássaro (Birdfoot) e uma disposição muito similar dos canais distributários, indicando condições semelhantes de formação.

O lobo Plaquemines/Balize formou-se possuindo fluxo hipopical em águas mais

profundas e com mínima influência de ondas e marés fazendo com que seus canais distributários ficassem fixos por longos períodos (Bhattacharya, 2010). As fortes semelhanças morfológicas poderiam sugerir que em alguns períodos essas condições podem ter ocorrido na formação do complexo deltaico em Marte. Para que fosse determinada as condições do fluxo seriam necessários cálculos para vazão e competência dos canais nas desembocaduras, ou que pelo menos estas

estivessem melhor preservadas para que sua morfologia pudesse ser melhor analisada. Mas como não se tem esses dados, as similaridades morfológicas observadas ainda são o principal argumento.

Muitas das possíveis desembocaduras exibidas (Figs. 56, 59, 67, 68, 70) possuem características morfológicas que se assemelham as de fluxos variando de hipopical a mistos (Fig. 89).

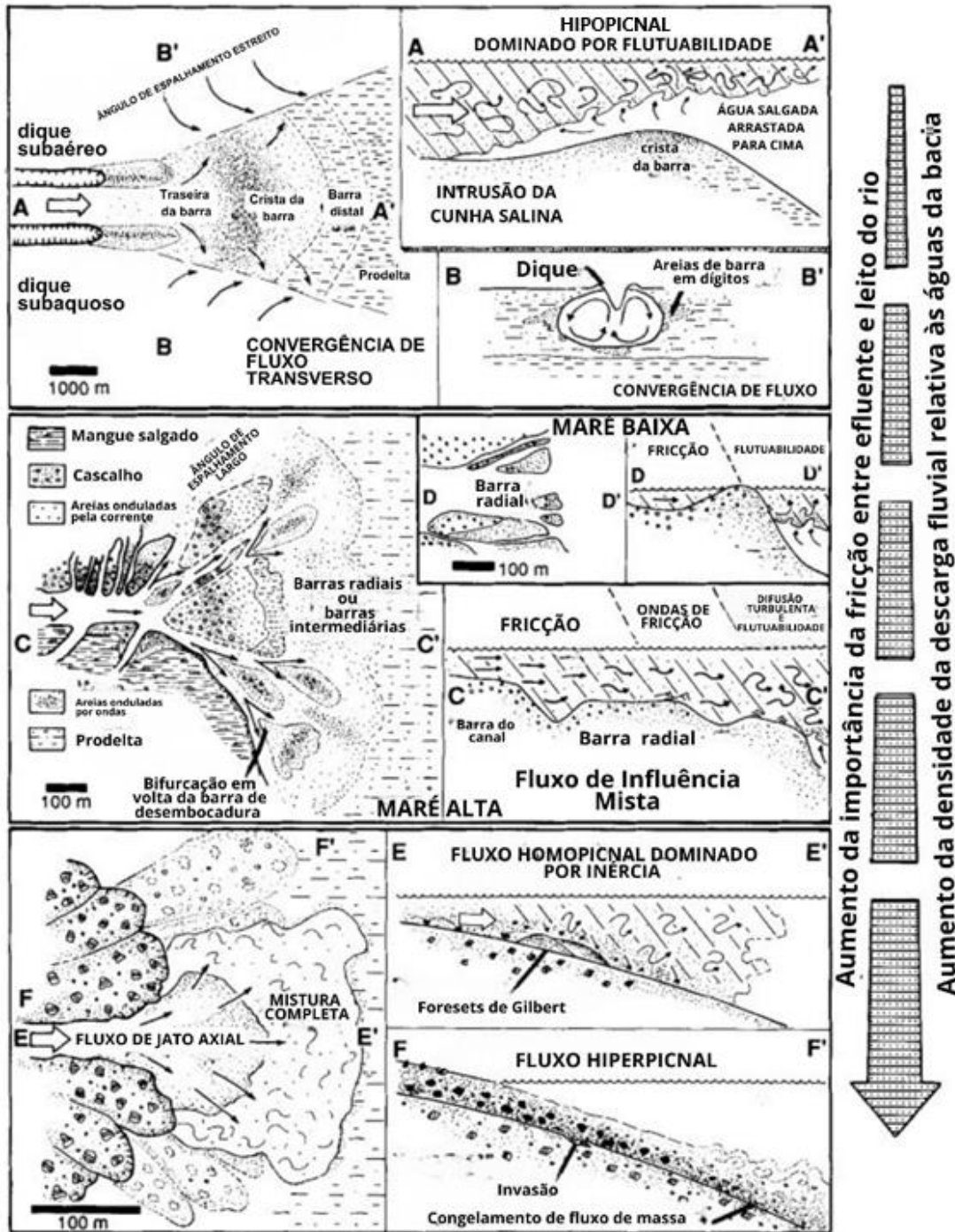


Figura 89: Exemplos de processos de desembocadura em deltas dominados por rio. Modificado de Bhattacharya (2006), de Reading & Collinson (1996), baseado em Orton & Reading (1993), incorporando ideias de Bates (1953), Wright (1977) e outros.

A desembocadura das Figuras 56 e 59, do lobo C, se assemelha mais morfológicamente as do Mississippi, dos sublobos citados acima

e com o exemplo esquemático de hipopical (Fig. 89). Já as exibidas nas Figuras 67, 68 e 70 do lobo D, em conjunto com outras visíveis no

lobo E, tendem a fluxos mistos. Considerando como uma possibilidade, apesar da escassez de dados, isso poderia significar variações na densidade do fluxo e competência do sistema.

Como foi estimado por (Burr et al., 2009, Kite et al., 2013) e modelado em outros locais de Marte por Scanlon et al., (2013), o relevo dessa região foi formado por escoamento fluvial causado por precipitação e degelo. Isso indica uma natureza episódica, considerando em conjunto as condições climáticas e eventos cataclísmicos, temos uma grande alternância na periodicidade e volume da oferta de água. Explicando as variações na natureza do fluxo (densidade, competência, volume), que por vez explicaria em parte as alterações morfológicas nas desembocaduras e consequentemente nos lobos.

O lobo mais recente Atchafalaya/Wax Lake (Fig. 90) não possui muitas semelhanças com os lobos do complexo deltaico. Isso pode ocorrer por ser um lobo muito recente, ainda em processo de formação e por estar se desenvolvendo em águas rasas em Atchafalaya Bay (Bhattacharya, 2006). A profundidade da água pode ser um fator que alterou a forma dos lobos no complexo deltaico. Porém, como o complexo exhibe diversas formas em seus lobos e sublobos, assim como o delta do Mississippi, é esperado que tenham ocorrido variações na profundidade da água. Podem ter ocorrido tanto por alterações no volume de água, quanto pelo relevo natural do leito do corpo d'água em que desembocava em suas diversas fases de migração.



Figura 90: Lobo Atchafalaya/Wax Lake. Setas brancas indicando ação antrópica no sublob Atchafalaya e pretas no sublobo Wax Lake (Landsat & Copernicus, 2020).

O Atchafalaya/Wax Lake seria mais comparável ao Lafourche, por este também ter se formado em água mais rasas, contrário ao Birdfoot (Bhattacharya, 2010), mas por ser muito recente e ter sofrido ação antrópica a comparação tem que ser feita com cautela.

Tanto o Birdfoot quanto o sublobo Wax Lake do lobo mais recente sofreram ação antrópica, resultando em alterações no seu desenvolvimento, porém o Birdfoot é mais antigo, tendo pouco tempo de alteração em relação a sua vida, enquanto o mais recente Wax Lake foi muito alterado pela ação antrópica. O sublobo Atchafalaya do lobo mais recente sofreu alguma alteração antrópica, mas visivelmente menos que o

sublobo Wax Lake (Fig. 90). A comparação mais pertinente seria quanto a morfologia, onde ambos têm se desenvolvido com uma tendência cada vez mais lobada, comum aos lobos A, B e D do complexo deltaico. Em relação aos canais, o Atchafalaya/Wax Lake possui canais proporcionalmente muito maiores em relação ao próprio corpo, que os do complexo deltaico. Esses canais estão em rápido processo de migração e coalescimento (Bhattacharya, 2010), enquanto os do complexo já aparentavam maior estabilidade, onde os canais principais que compunham o tronco dos lobos estavam em regiões proximais, se subdividindo em diversos distributários estáveis o suficiente para serem preservados.

## CAPÍTULO 5

### CONCLUSÕES

---

Ao longo dos anos ocorreram discussões contínuas sobre a presença de água líquida na superfície de Marte, de forma que até hoje a procura é constante. Apesar de ainda não ter sido encontrada água em seu estado líquido sobre o solo de marciano, é inegável que esta esteve presente por largos períodos de tempo na superfície. No decorrer deste trabalho, foram identificadas, descritas e comparadas diversas feições oriundas da sedimentação subaquosa, que em conjunto formam uma grande estrutura deltaica.

Essa estrutura exibe uma grande similaridade com o sistema deltaico do Rio Mississippi, tanto como um todo, quanto individualmente em seus lobos. A descrição das feições foi feita, com base nas análises existentes em outras obras para a região de Aeolis Dorsa, que se baseia nos sistemas terrestres, e na própria bibliografia de sistemas análogos. As comparações das feições observadas com as análogas terrestres foram facilmente estabelecidas, deixando claro que as similaridades estão presentes mesmo em escalas menores.

A descrição das feições possibilitou a análise das estruturas que as englobam, os lobos. Sendo estruturas em uma escala de dimensão superior, os lobos ocupavam uma área considerável, mesmo que menores que os lobos do delta do Mississippi, exibindo diversas similaridades com o mesmo. A análise dos lobos tornou possível a classificação do complexo deltaico, deixando bem claro que as similaridades com delta do Mississippi eram mais do que só visuais. Ambos os deltas são deltas dominados por Rio, com muitas estruturas e feições semelhantes, até mesmo lobos inteiros, como é o caso do Lafourche e sua grande semelhança com o lobo D ou as porções dos lobos B e E, muito parecidas com o Birdfoot.

As similaridades apresentam-se em todas as escalas, desde a forma dos canais e possíveis desembocaduras, até a forma dos lobos e sistemas deltaicos, incluindo a maneira que se formaram e evoluíram, evidenciando um sistema análogo.

O complexo deltaico analisado é uma prova de que a água não só esteve presente por muito tempo na superfície marciana, como também foi um dos processos que esculpiu o relevo e formou inúmeros depósitos. Depósitos que possuem análogos na Terra e são passíveis de serem analisados, descritos e classificados utilizando a bibliografia existente. As similaridades do depósito deltaico são tantas que ele pode ser facilmente comparado com semelhantes terrestres, o que leva a crer que os processos formadores foram muito próximos, quase idênticos, indicando que a sedimentologia e as leis que a regem realmente são universais.

Diversos outros autores precursores citados neste trabalho já seguiam a linha de pensamento de que Marte passou por inúmeros processos hidrológicos em seu passado. Estes demonstraram pensar de maneira consoante ao considerar os processos hídricos marcianos, baseando suas análises, descrições e classificações no que foi aprendido com os processos terrestres. Ir um pouco mais afundo na descrição, classificação e comparação deltaica durante este estudo somente reforçou a ideia de que mesmo em aspectos mais específicos, os processos hidrológicos são análogos, até mesmo em deltas continentais como o Mississippi. Fortalecendo assim as ideias prévias e deixando claro que muito do que foi e ainda será estudado sobre Marte, na crescente área da Astrogeologia, será inegavelmente semelhante a Terra.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACUNA, M.H.; CONNERNY, J.E.; NESS, N.F.; LIN, R.P.; MITCHELL, D.; et al., Global distribution of crustal magnetization discovered by the Mars Global surveyor MAG/ER experiment. *Science* 284, 790–793. 1999.
- AHARONSON, O.; ZUBER, M.T.; ROTHMAN, D.H. Statistics of Mars' topography from the Mars Orbiter Laser Altimeter: Slopes, correlations, and physical models. *J. Geophys. Res.*, 106 (E10), 23723–23735. 2001.
- AIRBUS. Channled Scablands: Airbus Earth Observation Satellite Imagery Services. EUA, 2024. Disponível em: Google Earth Pro. Acesso em: 7 jan. 2024.
- ANDREWS-HANNA, J.C & PHILLIPS, R.J. Hydrological modeling of outflow channels and chaos regions. *J. Geophys. Res.* 112, E08001, 2007. doi:10.1029/2006JE002881.
- ANDREWS-HANNA, J.C., ZUBER, M.T., BANERDT, W.B. Global structure of the Martian dichotomy: An elliptical impact basin. *LPSC XXXIX*, Abstract 1980. 2008.
- ASU (Arizona). Mars Odyssey THEMIS-IR Day Global Mosaic 100m. V12. Arizona State University, Arizona, EUA, 2019. Disponível em: [https://astrogeology.usgs.gov/search/map/Mars/Odyssey/THEMIS-IR-Mosaic-ASU/Mars\\_MO\\_THEMIS-IR-Day\\_mosaic\\_global\\_100m\\_v12](https://astrogeology.usgs.gov/search/map/Mars/Odyssey/THEMIS-IR-Mosaic-ASU/Mars_MO_THEMIS-IR-Day_mosaic_global_100m_v12). Disponível em: Google Earth Pro. Acesso em: 20 dez. 2023.
- BAKER, V.R. The Channels of Mars. Texas University Press, Austin. 1982.
- BAKER, V.R. Spring sapping and valley network development. *Geol. Soc. America Sp. Paper* 252, p. 235–265. 1990.
- BAKER, V.R & Milton, D.J. Erosion by catastrophic floods on Mars and Earth. *Icarus* 23, p. 27–41. 1974.
- BATES, C.D. Rational theory of delta formation: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, y. 37. p. 2119-2162. 1953.
- BERMAN, D.C & HARTMANN, W.K. Recent fluvial, volcanic and tectonic activity on the Cerberus plains of Mars. *Icarus* 159, 1–17. 2000.
- BHATTACHARYA, J.P. "DELTAS", in *Facies Models Revisited*, Henry W. Posamentier, Roger G. Walker. 2006. DOI: <https://doi.org/10.2110/pec.06.84>
- BHATTACHARYA, J. P. DELTAS. In: JAMES, N.P.; DALRYMPLE, R. W. *Facies Models*. Memorial University of Newfoundland, St. John's, Newfoundland & Labrador, Canada: Geological Association of Canada, 2010. ISBN 978-1-897095-50-8.
- BHATTACHARYA, J. P. DELTAS. In: JAMES, Noel P.; DALRYMPLE, Robert W. *Facies Models* 4. 4. ed. Canada: Geological Association of Canada, 2010. cap. 10, p. 233-264. ISBN 978-1-897095-50-8.
- BHATTACHARYA, J.P., WALKER, R.G. Deltas, in: Walker, R.G & James, N.P., eds., *Facies Models: Response to Sea Level Change*: Geological Association of Canada, p. 157-177. 1992.
- BIBRING, J-P.; LANGEVIN, Y.; GENDRIN, A.; GONDET, B.; POULET, F.; BERTHÉ, M.; SOUFFLOT, A.; ARVIDSON, R.; MANGOLD, N.; MUSTARD, J.; DROSSART, P. & THE OMEGA TEAM. Mars surface diversity as revealed by the Mars Express OMEGA observations. *Science* 307, p.1576–1581. 2005.
- BIBRING, J., et al. Global mineralogical and aqueous history derived from OMEGA/Mars Express data. *Science* 312, p. 400–404. 2006
- BLAIR, T. C & MCPHERSON, J. G. Processes and forms of alluvial fans, in *Geomorphology of Desert Environments*, edited by A. J. Parsons and A. D. Abrahams, pp. 413-467, Springer, New York. 2009

- BRIDGE, J.S., *Rivers and Floodplains*: London, Blackwell, 2003. 491 p.
- BRADLEY, B.A., SAKIMOTO, S.E.H., FREY, H., ZIMBELMAN, J.R., *Medusae Fossae Formation: New perspectives from Mars Global Surveyor*: *Journal of Geophysical Research*, v. 107, no. E8, p. 2-1-2-17, 2002, doi:10.1029/2001JE001537.
- BRIDGE, J.S. "Fluvial Facies Models: Recent Developments", *Facies Models Revisited*, Henry W. Posamentier, Roger G. Walker. 2006.
- BRISTOW, C.S & BEST, J.L., *Braided rivers: perspectives and problems*, in, Best, J.L., and Bristow C.S., eds., *Braided Rivers: Geological Society of London, Special Publication 75*, p. 1-11. 1993.
- BURR, D.M.; ENGA, M.-T.; WILLIAMS, R.M.E.; ZIMBELMAN, J.R.; HOWARD, A.D.; BRENNAND, T.A. *Pervasive aqueous paleoflow features in the Aeolis/Zephyria Plana region, Mars*: *Icarus*, v. 200, p. 52–76, 2009. doi:10.1016/j.icarus.2008.10.014.
- BURR, D.M.; JACOBSEN, R.E.; LEFORT A.; BORDEN R.M.; PEEL, S.E. *Geologic map of the Aeolis Dorsa Region, Mars*: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 3480, pamphlet 11 p., 1 sheet, scale 1:500,000, 2021. <https://doi.org/10.3133/sim3480>.
- BURR, D.M.; MCEWEN, A.S.; SAKIMOTO, S.E. *Recent aqueous floods from the Cerberus Fossae. Mars. Geophys. Res. Lett.* 29, 1, 2002. doi:10.1029/2001GI013345.
- BURR, D.M.; WILLIAMS, R.M.E.; WENDELL, K.D.; CHOJNACKI, M.; EMERY, J.P. *Inverted fluvial features in the Aeolis/Zephyria Plana region, Mars: Formation mechanism and initial paleodischarge estimates*: *Journal of Geophysical Research*, v. 115, E07011, 2010. doi:10.1029/2009JE003496.
- CABROL, N.A & GRIN, E.A. *Distribution, classification and ages of Martian impact crater lakes. Icarus* 142, p.160–172. 1999.
- CABROL, N.A & GRIN, E.A. *The evolution of lacustrine environments on Mars: (Is Mars only Hydrologically Dormant?) Icarus* 149, p. 291–328. 2001.
- CABROL, N.A & GRIN, E.A. *Overview on the Formation of Paleolakes and Ponds in Impact Craters on Mars. Glob. Planet. Changes* 35, p.199–219. 2002.
- CABROL, N.A & GRIN, E.A., *Ancient and recent lakes on mars. In: Tokano, T. (Ed.), Water on Mars and Life, Springer, Berlin*, p. 235–259. 2005.
- CABROL, N. A.; GRIN, E. A. *Lakes on Mars. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier*, p. 31-67. 2010. ISBN 978-0-444-52854-4.
- CARDENAS, B.T & MOHRIG, D. *Incised valley formation in response to sea or lake level changes at Aeolis Dorsa, Mars: Abstract 2797 presented at 46th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, 16–20 March. 2015.*
- CARR, M.H., 1992. *Post-Noachian erosion rates: Implications for Mars climate change. LPSC. XXIII*, 205–206.
- CARR, M.H. *The Surface of Mars*; Cambridge University Press: Cambridge, UK, p. 46. ISBN 978-0-521-87201-0. 2006.
- CARR, M.H. *Formation of Martian flood features by release of water from confined aquifers. J. Geophys. Res.* 84, p. 2995–3007. 1979
- CARR, M.H. *The Surface of Mars. Cambridge University Press, Cambridge*, 2006. 307p.
- CARR, M.H. & Clow, G.D. *Martian channels and valleys: their characteristics, distribution and age. Icarus* 48, p. 91–117. 1981.
- CARR, M.H. & HEAD, J.W. *Oceans on Mars: An assessment of the observational evidence and possible fate. J. Geophys. Res* 108, E5, 2002. doi:10.1029/2002JE001963.
- CARR, M.H. & WÄNKE, H. *Earth and Mars: Water inventories as clues to accretional histories. Icarus* 98, p. 61–71. 1992.



- CARR, M. H.; HEAD, J. W. Acquisition and History of Water on Mars. In: CABROL, N. A.; GRIN, E. A. Lakes on Mars. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier, p. 31-67. 2010. ISBN 978-0-444-52854-4.
- CARDENAS, B.T & MOHRIG, D. Incised valley formation in response to sea or lake level changes at Aeolis Dorsa, Mars: Abstract 2797 presented at 46th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, 16–20 March. 2015.
- CHATANANTAVET, P.; LAMB, M. P.; NITTRouer, J. A. Backwater controls of avulsion location on deltas, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L01402, 2012. doi:10.1029/2011gl050197.
- CLIFFORD, S.M. Chasma Boreale (850N, 00W): Remnant of a Martian jokulhlaup? *Bull. Amer. Astron. Soc.* 12, 678. 1980
- CLIFFORD, S.M & PARKER, T.J. The evolution of the martian hydrosphere: Implications for the fate of a primordial ocean and the current state of the northern plains. *Icarus* 154, p. 40–79. 2001.
- COLEMAN J.M. & WRIGHT L.D. Modern river deltas: variability of processes and sand bodies. In: *Deltas, Models for Exploration* (Ed. by M.L. Broussard), p. 99-149. Houston Geol. Soc., Houston, TX. 6.1, 6.6.5, 6.7.1, Fig. 6.44. 1975.
- CONNERNY, J.E., et al. Magnetic lineations in the ancient crust of Mars. *Science* 284, p. 794–798. 1999
- COVAULT, J. A. Submarine fans and canyon-channel systems: A review of processes, products, and models, *Nat. Educ. Knowl.*, 3(10), 4. 2011.
- CRADDOCK, R.A & MAXWELL, T.A. Geomorphic evolution of the Martian highlands through ancient fluvial processes. *J. Geophys. Res.* 98, p. 3453–3468. 1993.
- DAVIES, M.E.; BATSON, R.M.; WU, S.S.C. Geodesy and Cartography. In: KIEFFER, H.H.; JAKOSKY, B.M.; SNYDER, C.W.; MATTHEWS, M.S., Eds. *Mars*. University of Arizona Press: Tucson, 1992.
- DIBIASE, R. A.; A. B. LIMAYE.; J. S. SCHEINGROSS.; W. W. FISCHER.; LAMB, M. P. Deltaic deposits at Aeolis Dorsa: Sedimentary evidence for a standing body of water on the northern plains of Mars, *J. Geophys. Res. Planets*, 118, 1285-1302, 2013. doi:10.1002/jgre.20100.
- DICKSON et al., 2009. Young Valley Networks on Mars: Persistent Flow of Water in Lyot Crater, a Distinctive Amazonian Impact Basin Microenvironment.
- ELLIOT, T. Deltas. In: Reading, H.G. ed., *Sedimentary Environments and Facies*: Oxford, U.K, Blackwell Scientific Publications, p. 113-154. 1986,
- FASSET, C.I.; HEAD, J.W. Open-basin lakes on Mars: Implications of valley networks lakes for the nature of martian hydrology. *LPSC XXXIX*, abstract 1139. 2008.
- FASSETT, C.I.; HEAD, J.W. Fluvial sedimentary deposits on Mars: Ancient deltas in a crater lake in the Nili Fossae region. *Geophys. Res. Lett.* 32, 14, 2005. doi:10.1029/2005GL023456.
- FISHBAUGH, K.E.; HEAD, J.W. Chasma Boreale, Mars: Topographic characterization from Mars Orbiter Laser Altimeter data and implications for mechanisms of formation. *J. Geophys. Res.* 107, E3, 2002. doi:10.1029/2001JE001351.
- FISHER, W.L.; BROWN, L.F.; SCOTT, A.J.; MCGOWEN, J.H. Delta systems in the exploration for oil and gas, a research colloquium: Austin, Texas, Texas Bureau of Economic Geology, 1969. 204 p.
- FRAZIER, D.E. Recent deltaic deposits of the Mississippi delta their development and chronology. *Trans. GulfCoast. Ass. geol. Soc.*, 17, 287-315. 6.6.5, Fig. 6.46. 1967.
- FREY, H.V. Buried impact basins and the earliest history of mars. *LPSC XXXV*, abstract 3104. 2003.

- GALLOWAY, W.E. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: *Deltas, Models for Exploration* (Ed. by M.L. Broussard), pp. 87-98. Houston Geol. Soc. Houston, TX. 6.1, 6.3, 6.7.1, Figs 6.2, 6.17. 1975.
- GIBLING, M.R. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: A literature compilation and classification: *Journal of Sedimentary Research*, v. 76, p. 731–770, 2006, doi:10.2110/jsr.2006.060.
- GOOGLE Earth Pro. In: *GOOGLE (EUA). Google Earth Pro*. 7.3.6.9796 (64-bit). [S. l.]: 2024 Google LLC, 2024. Disponível em: <https://www.google.com.br/earth/versions/>. Acesso em: 19 jan. 2022.
- GOLOMBEK, M.P & BRIDGES, N.T. Erosion rates on Mars and implications for climate change: Constraints from the Pathfinder landing site. *J. Geophys. Res.* 105 (E1), p. 1841–1853. 2000.
- GOLOMBEK, M.P., et al., Erosion rates at the Mars Exploration Rover landing sites and long-term climate change on Mars. *J. Geophys. Res.* 111, E12, 2006. doi:10.1029/2006JE002754.
- GREELEY, R.; SCHNEID, B.D. Magma generation on Mars: Amounts, rates and comparisons with Earth, Moon and Venus. *Science* 254, 996–998. 1991
- GULICK, V.C. Magmatic intrusions and a hydrothermal origin for fluvial valleys on Mars. *J. Geophys. Res.* 103, p.19365–19387. 1998.
- GULICK, V.C., Origin of the valley networks on Mars: a hydrologic perspective. *Geomorphology* 37, p. 241–268. 2001.
- HANNA, J.C & PHILLIPS, R.J. Hydrologic modeling of the Martian crust with application to the pressurization of aquifers. *J. Geophys. Res.* 110, E01004, 2005. doi:10.1029/2004JE002330.
- HARRIS, D.R. Exhumed paleochannels in the Lower Cretaceous Cedar Mountain Formation near Green River, Utah: *Brigham Young University Geology Studies*, v. 27, p. 51–66. 1980.
- HARRISON, K.P & GRIMM, R.E. Groundwater-controlled valley networks and the decline of surface runoff on early Mars. *J. Geophys. Res.* 110, E12, doi:10.1029/2005JE002455. 2005a.
- HARRISON, K.P., GRIMM, R.E. Tharsis recharge and the Martian outflow channels: Observations and recent modeling. *LPSC XXXVI*, Abstract 1211. 2005b.
- HARTMANN, W.K & NEUKUM, G. Cratering chronology and the evolution of Mars. In: *Kallenbach R., et al. (eds.), Chronology and Evolution of Mars*, Kluwer, Dordrecht, p. 165–194. 2001.
- HEAD, J.W.; HEISINGER, H.; IVANOV, M.A.; KRESLAVSKY, M.A.; PRATT, S.; THOMSON, B.J. Possible ancient oceans on Mars: Evidence from Mars Orbiter Laser Altimeter data. *Science* 286, p. 2134–2137. 1999.
- HEAD, J.W.; KRESLAVSKY, M.A.; PRATT, S. Northern lowlands of Mars: Evidence for widespread volcanic flooding and tectonic deformation in the Hesperian period. *J. Geophys. Res.* 107, E2, 2002. doi:10.1029/2000JE001445.
- HOLBROOK, J.M. Complex fluvial response to low gradients at maximum regression: a genetic link between smooth sequence-boundary morphology and architecture of overlying sheet sandstone: *Journal of Sedimentary Research*, v. 66, p. 713-722. 1996.
- HOWARD, A.D., et al. A sedimentary platform in Margaritifer Sinus, Meridiani Planum and Arabia? *LPSC XXXVI*, Abstract 1545. 2005.
- HOWARD, A.D.; MOORE, J.M.; IRWIN, R.P.; An intense terminal epoch of widespread fluvial activity on Mars: 1. valley network

incision and associated deposits. *J. Geophys. Res.* 2110, E12, 2005. doi:10.1029/2005JE002459.

HYNEK, B.M. & PHILLIPS, R.J. New data reveal mature, integrated drainage systems on Mars indicative of past precipitation. *Geology* 31, p.757–760. 2003.

HYNEK, B.M.; PHILLIPS, R.J.; ARVIDSON, R.E. Explosive volcanism in the Tharsis region: Global evidence in the Martian geologic record: *Journal of Geophysical Research*, v. 108, 5111, 2003. doi:10.1029/2003JE002062.

IRWIN, R.P. & HOWARD, A.D. Drainage basin evolution in Noachian Terra Cimmeria, Mars. *J. Geophys. Res.* 107, E7, 2002. doi:10.1029/2001JE001818.

JACOBSEN, R.E. & BURR, D.M. Dichotomies in the fluvial and alluvial fan deposits of the Aeolis Dorsa, Mars: Implications for weathered sediment and paleoclimate: *Geosphere*, v. 13, no. 6, p. 2154–2168, 2017. doi:10.1130/GES01330.1.

JEROLMACK, D. J. Conceptual framework for assessing the response of delta channel networks to Holocene sea level rise, *Quat. Sci. Rev.* 28(17-18), 1786–1800, 2009. doi:10.1016/j.quascirev.2009.02.015.

JEROLMACK, D.J.; MOHRIG, D.; ZUBER, M.T.; BYRNE, S. A minimum time for the formation of Holden northeast fan, Mars. *Geophys. Res. Lett.* 31, L21701, 2004. doi:10.1029/2004GL021326.

JUDSON, S & RITTER, D.F. Rates of regional denudation in the United States. *J. Geophys. Res.* 69, p. 3395–3401. 1964.

KARGEL, J.S.; BAKER, V.R.; BEGET, J.E.; LOCKWOOD, J.E.; PEWE, T.L.; SHAW, J.S., et al., Evidence for ancient continental glaciation in the Martian northern plains. *J. Geophys. Res.* 100, p. 5351–5368. 1995.

KERBER, L.; HEAD, J.W.; MADELEINE, J.-B.; FORGET, F.; WILSON, L. The dispersal of pyroclasts from Apollinaris Patera, Mars:

Implications for the origin of the Medusae Fossae Formation: *Icarus*, v. 216, p. 212–220, 2011. doi:10.1016/j.icarus.2011.07.035.

KERBER, L. & HEAD, J.W., The age of the Medusae Fossae Formation: Evidence of Hesperian emplacement from crater morphology, stratigraphy, and ancient lava contacts: *Icarus*, v. 206, p. 669–684, 2010, doi:10.1016/j.icarus.2009.10.001.

KITE, E.S., HALEVY, I., KAHRE, M.A., WOLFF, M.J., MANGA, M., Seasonal melting and the formation of sedimentary rocks on Mars, with predictions for the Gale Crater mound: *Icarus*, v. 223, p. 181–210, 2013, doi:10.1016/j.icarus.2012.11.034.

KITE, E.S., HOWARD, A.D., LUCAS, A.S., ARMSTRONG, J.C., AHARONSON, O., LAMB, M.P., 2015a, Stratigraphy of Aeolis Dorsa, Mars: Stratigraphic context of the great river deposits: *Icarus*, v. 253, p. 223–242, doi:10.1016/j.icarus.2015.03.007.

KOHLER, S. Establishing Ages from Mars's Craters. [S. l.]: American Astronomical Society, 29 mar. 2021. Disponível em: <https://aasnova.org/2021/03/29/establishing-ages-from-marss-craters/>. Acesso em: 14 dez. 2023.

LASKAR, J., et al., 2004. Long term evolution and chaotic diffusion of the insolation quantities of Mars. *Icarus* 170, 343–364.

LEASK, H.J., WILSON, L., MITCHELL, K.L.K. Formation of Mangala outflow channel, Mars: Morphological development and water discharge and duration estimates. *J. Geophys. Res.* 112, E08003, 2007, doi:10.1029/2006JE002851.

LEFORT, A., BURR, D.M., BEYER, R.A., AND HOWARD, A.D., Inverted fluvial features in the Aeolis-Zephyria Plana, western Medusae Fossae Formation, Mars: Evidence for post-formation modification: *Journal of Geophysical Research*, v. 117, E03007, 2012, doi:10.1029/2011JE004008.

LUCCHITTA, B.K., MCEWEN, A.S., CLOW, G.D., GEISSLER, P.E., SINGER,

- R.B., SCHULTZ, R.A., et al., The canyon system on Mars. In: Kieffer, H.H. et al. (Eds.), Mars, University of Arizona Press, Tucson, pp. pp. 453–492. 1992.
- MACKEY, S.D & BRIDGE, J.S., 1995, Three dimensional model of alluvial stratigraphy: theory and application: *Journal of Sedimentary Research*, v. B65, p. 7-31.
- MALIN, M.C & EDGETT, K.S., 2000. Sedimentary rocks of ealy Mars. *Science* 290, 1927–1937.
- MANDT, K.; SILVA, S. de.; ZIMBELMAN, J.; WYRICK, D. Distinct erosional progressions in the Medusae Fossae Formation, Mars, indicate contrasting environmental conditions: *Icarus*, v. 204, p. 471–477, 2009, doi:10.1016/j.icarus.2009.06.031.
- MANDT, K.E.; SILVA, S.L. de, ZIMBELMAN, J.R.; CROWN, D.A. Origin of the Medusae Fossae Formation, Mars: Insights from a synoptic approach: *Journal of Geophysical Research*, v. 113, E12011, 2008, doi:10.1029/2008JE003076.
- MANGA, M. Martian floods at Cerberus Fossae can be produced by groundwater discharge. *Geophys. Res. Lett.* 31, L02702, 2004. doi:10.1029/2003GL018958.
- MANGOLD, N., QUANTIN, C., ANSAN, V., DELACOURT, C., ALLEMAND, P. Evidence for precipitation on Mars from dendritic valleys in the Valles Marineris area. *Science* 305, 78–81. 2004
- MATSUBARA, Y., HOWARD, A.D., BURR, D.M., WILLIAMS, R.M.E., DIETRICH, W.E., AND MOORE, J.M. River meandering on Earth and Mars: A comparative study of Aeolis Dorsa meanders, Mars and possible terrestrial analogs of the Usuktuk River, AK, and the Quinn River, NV: *Geomorphology*, v. 240, p. 102–120, 2014, doi:10.1016/j.geomorph.2014.08.031.
- MCEWEN, A.S., et al. A closer look at water-related activity on Mars. *Science* 317, p. 1706–1709. 2007.
- MCGILL, G.E & SQUYRES, S.W. Origin of the Martian crustal dichotomy: Evaluating hypotheses. *Icarus* 386, 393. 1991.
- MIALL, A.D. *The Geology of Stratigraphic Sequences*: Berlin, Springer, 1997. 433 p.
- MIALL, A.E. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits: *Earth-Science Reviews*, v. 22, p. 308, 1985.
- MOORE, J.M., Howard, A.D., Dietrich, W.E., Schenk, P.M. Martian layered fluvial deposits: Implications for Noachian climate scenarios. *Geophys. Res. Lett.* 30 (24), 2292, 2003. doi:10.1029/2003GL019002.
- MOORE, J.M., Wilhelms, D.E. Hellas as a possible site of ancient ice-covered lakes on Mars. *Icarus* 154, p. 258–276. 2001
- MURCHIE, S., et al., First results from the Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM), LPSC XXXIX abstract 1472. 2008.
- MUSTARD, J.F.; COOPER, C.D.; RIFKIN, M.K. Evidence for recent climate change on Mars from the identification of youthful near-surface ground ice. *Nature* 412, p. 4211–4414. 2001
- NASA. Daytime Infrared Image. Mars Odyssey. Washington, D.C., EUA, 2009. Disponível em: Google Earth Pro. Acesso em: 3 jan. 2024.
- NASA. Global topographic map of Mars. Washington, D.C., EUA: MOLA Science Team, 2007. Disponível em: <https://attic.gsfc.nasa.gov/mola/images.html>. Acesso em: 16 dez. 2023.
- NASA. High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE): Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), Context Camera (CTX). PSP\_003934\_1275. Washington, D.C., EUA, 2007. Disponível em: Google Earth Pro. Acesso em: 2 jan. 2024.
- NASA. High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE): Mars Reconnaissance

- Orbiter (MRO), Context Camera (CTX). PSP\_002279\_1735. Washington, D.C., EUA, 2007. Disponível em: Google Earth Pro. Acesso em: 3 fev. 2024.
- NASA. High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE): Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), Context Camera (CTX). PSP\_010111\_1735. Washington, D.C., EUA, 2008. Disponível em: Google Earth Pro. Acesso em: 4 fev. 2024.
- NASA. High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE): Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), Context Camera (CTX). ESP\_016546\_1735. Washington, D.C., EUA, 2010. Disponível em: Google Earth Pro. Acesso em: 18 fev. 2024.
- NASA. High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE): Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), Context Camera (CTX). PSP\_002279\_1735. Washington, D.C., EUA, 2007. Disponível em: Google Earth Pro. Acesso em: 25 fev. 2024.
- NASA. Mars Digital Image: Viking Orbiter. Washington, D.C., EUA, 2008. Disponível em: Google Earth Pro. Acesso em: 3 jan. 2024.
- NASA. Mars Digital Image: Viking Orbiter. Washington, D.C., EUA, 2009. Disponível em: Google Earth Pro. Acesso em: 3 jan. 2024.
- NASA. Viking Orbiter Image. Washington, D.C., EUA, 2009. Disponível em: Google Earth Pro. Acesso em: 14 dez. 2023.
- NASA. Mosaico de imagens CTX: Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) Context Camera (CTX). Washington, D.C., EUA, 2011. Disponível em: Google Earth Pro. Acesso em: 2 jan. 2024.
- NASA. High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE): Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), Context Camera (CTX). ESP\_026462\_1740. Washington, D.C., EUA, 2012. Disponível em: Google Earth Pro. Acesso em: 25 fev. 2024.
- NEUMANN, G.A.; ZUBER, M.T.; WIECZOREK, M.A.; MCGOVERN, P.J.; LEMOINE, F.G.; SMITH, D.E. Crustal structure of Mars from gravity and topography. *J. Geophys. Res.* 109, E8, 2004. doi:10.1029/2004JE002262.
- NIMMO, F & TANAKA, K. Early crustal evolution of Mars. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 33, p. 133–161. 2005.
- OLARIU, C & BHATTACHARYA, J.P. Terminal distributary channels and delta front architecture of river-dominated delta systems: *Journal of Sedimentary Research*, v. 76, p. 212-233. 2006
- PAIN, C. F & C. D. OLLIER. Inversion of relief- A component of landscape evolution, *Geomorphology*, 12 (2), 151–165, 1995. doi:10.1016/0169-555x(94)00084-5.
- PAIN, C.F.; CLARKE, J.D.A.; THOMAS, M. Inversion of relief on Mars: *Icarus*, v. 190, p. 478-491, 2007, doi:10.1016/j.icarus.2007.03.017.
- PARKER, T.J.; GORSLINE, D.S.; SAUNDERS, R.S.; PIERI, D.; SCHNEEBERGER, D.M. Coastal geomorphology of the Martian northern plains. *J. Geophys. Res.* 98, p.11061–11078. 1993.
- PARKER, T.J.; SAUNDERS, R.S.; SCHNEEBERGER, D.M. Transitional morphology in the west Deuteronilus Mensae region of Mars: Implications for modification of the lowland/upland boundary. *Icarus* 82, p. 111–145. 1989.
- PDS GEOSCIENCES NODE. PDS Geosciences Node Mars Orbital Data Explorer (ODE). In: NASA. Planetary Data System: Mars Orbital Data Explorer. Washington University in St. Louis, EUA, 2024. Disponível em: <https://ode.rsl.wustl.edu/mars/index.aspx>. Acesso em: 23 nov. 2023.
- PENLAND S.; BOYD, R.; SUTERJ.R. Transgressive depositional systems of the Mississippi delta plain: a model for barrier shoreline and shelf sand development.]. *sedim. Petrol.*, 58, 932-949. 6.6.5, Figs 6.46, 6.47, 6.48. 1988.

- PEPLOW, M. How Mars got its rust. *BioEd Online*. MacMillan Publishers Ltd. 2007.
- PHILLIPS, R.J.; ZUBER, M.T.; SOLOMON, S.C.; GOLOMBEK, M.P.; JAKOSKY, B.M.; BANERDT, W.B. et al., Ancient geodynamics and global-scale hydrology on Mars. *Science* 291, p. 2587–2591. 2001.
- PIERI, D.C. Geomorphology of Martian valleys. NASA Tech. Memo. 81979, p. 1–160. 1980.
- POULET, F., et al., Phyllosilicates on Mars and implications for early Martian climates. *Nature* 438, p. 623–627. 2008.
- READING, H.G & COLLINSON, J.D. *Clastic Coasts. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwells, Cornwall, 154-231. 1996.
- ROBERTS, H.H. Dynamic changes of the Holocene Mississippi River Delta plain: the delta cycle. *J. Coast. Res.* 13:605–27.1997.
- ROBINSON, M.S., TANAKA, K.L. Magnitude of a catastrophic flood event at Kasei Vallis, Mars. *Geology* 18, p. 902–905. 1990.
- SCANLON, K.E.; HEAD, J.W.; MADELEINE, J-B.; WORDSWORTH, R.D.; FORGET, F. Orographic precipitation in valley network headwaters: Constraints on the ancient Martian atmosphere: *Geophysical Research Letters*, v. 40, p. 4182–4187, 2013, doi:10.1002/grl.50687.
- SCHULTZ, P.H., AND LUTZ, A.B., Polar wandering of Mars: *Icarus*, v. 73, p. 91–141, 1988, doi:10.1016/0019-1035(88)90087-5.
- SCOTT, D.H & TANAKA, K.L. Ignimbrites of Amazonis Planitia Region of Mars: *Journal of Geophysical Research*, v. 87, p. 1179–1190, 1982, doi:10.1029/JB087iB02p01179.
- SEGURA, T.L.; TOON, O.B.; COLAPRETE, A.; ZAHNLE, K. Environmental effects of large impacts. *Science* 298, p. 1977–1980. 2002.
- SILVA, S.L., BAILEY, J.E., MANDT, K.E., VIRAMONTE, J.M., 2010, Yardangs in terrestrial ignimbrites: Synergistic remote and field observations on Earth with applications to Mars: *Planetary and Space Science*, v. 58, p. 459–471, doi:10.1016/j.pss.2009.10.002.
- SLEEP, N.H & ZAHNLE, K. Refugia from asteroid impact on early Mars and the early Earth. *J. Geophys. Res.* 103 (E12), p. 28529–28544. 1998
- SLINGERLAND, R & SMITH, N. D. River avulsions and their deposits, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 32, 257–285, 2004. doi:10.1146/annurev.earth.32.101802.120201.
- SOLOMON, S.C.; AHORONSON, O.; AURNOU, J.M.; BANERDT, W.B.; CARR, M.H.; DOMBARD, A.J. et al., New perspectives on ancient Mars. *Science* 307, p. 1214–1220. 2005.
- STEPINSKI, T.F & O’HARA, W.J. Vertical analysis of Martian drainage basins, LPSC XXXIV, abstract 166. 2003
- STÖFFLER, D.; RYDER, G.; IVANOV, B.A.; ARTEMIEVA, N.A.; CINTALA, M.J.; GRIEVE, R.A. Cratering history and lunar chronology. *Rev. Min. Geochem.* 60, p. 519–596. 2006.
- TANAKA, K.L. The stratigraphy of Mars. *Proc. 17th Lunar and Planet. Sci. Conf. J. Geophys. Res.* 91, E139–E158. 1986.
- TANAKA, K.L.; SKINNER, J.A.; HARE, T.M. Geologic map of the northern plains of Mars, U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 2888. 2005
- TERA, F.; PAPANASTASSIOU, D.A.; WASSERBURG, G.J. Isotopic evidence for a terminal lunar cataclysm. *Earth Planet Sci. Lett.* 22, p. 1–21. 1974.
- USGS (EUA), NASA (EUA) e EEA (EU). Landsat/Copernicus. [S. l.: s. n.], 2020. Imagem do Birdfoot. Disponível em: Google Earth Pro. Acesso em: 4 jun. 2024.

- USGS. Viking Mars Digital Image Map (MDIM). National Center; Reston, Virginia, EUA, 2020. Disponível em: Google Earth Pro. Acesso em: 14 dez. 2023.
- VAN HEERDEN, L.L. & ROBERTS, H.H. Facies development of Atchafalaya delta, Louisiana: a modern bayhead delta: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 72, p. 439-453. 1988
- WARD, A.W. Yardangs on Mars: Evidence of recent wind erosion: Journal of Geophysical Research, v. 84, p. 8147-8166, 1979, doi:10.1029/JB084iB14p08147.
- WELDER, F.A., Processes of Deltaic Sedimentation in the Lower Mississippi River: Alexandria, Virginia, Defense Technical Information Center, 1959, 90 p.
- WILHELMS, D.E. & SQUYRES, S.W. The Martian hemispheric dichotomy may be due to a giant impact. Nature 309, p. 138-140. 1984.
- WILLIAMS, D.R. Mars Fact Sheet. *National Space Science Data Center*. NASA. 2004.
- WILLIAMS, R.M.E.; CHIDSEY, T.C.; JR.; EBY, D.E. Exhumed paleochannels in central Utah—Analogues for raised curvilinear features on Mars, in WILLIS, G.C.; HYLLAND, M.D.; CLARK, D.L.; CHIDSEY, T.C., JR., eds., Central Utah: Diverse Geology of a Dynamic Landscape: Utah Geological Association Publication 36, p. 221-235. 2007.
- WILLIAMS, R.M.E.; IRWIN, R.P., III, BURR, D.M.; HARRISON, T.; MCCLELLAND, P. Variability in martian sinuous ridge form: Case study of Aeolis Serpens in the Aeolis Dorsa, Mars, and insight from the Mirackina paleoriver, South Australia: Icarus, v. 225, p. 308-324, 2013, doi:10.1016/j.icarus.2013.03.016.
- WISEMAN, S.M., et al., Initial analyses of CRISM data over Meridiani Planum, LPSC XXXVIII, abstract 1945. 2007.
- WRIGHT, L.D. Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis: Geological Society of America, Bulletin, v. 88, p. 857-868. 1977.
- ZAVALA, C.; ARCURI, M.; DI MEGLIO, M. et al. Deltas: a new classification expanding Bates's concepts. J. Palaeogeogr. 10, 23; 2021. <https://doi.org/10.1186/s42501-021-00098-w>
- ZHONG, S & ZUBER, M.T., Degree-1 mantle convection and the crustal dichotomy on Mars. Earth Planet. Sci. Lett. 189, p. 75-84. 2001.
- ZIMBELMAN, J.R. & GRIFFIN, L.J. HiRISE images of yardangs and sinuous ridges in the lower member of the Medusae Fossae Formation, Mars: Icarus, v. 205, p. 198-210, 2010, doi:10.1016/j.icarus.2009.04.003.
- ZUBER, M.T.; SOLOMON, S.C.; PHILLIPS, R.J.; SMITH, D.E.; TYLER, L.; AHARONSON, O.; et al., Internal structure and early thermal evolution of Mars from Mars Global Surveyor topography and gravity. Science 287, p. 1788-1792. 2000.

# ANEXO A – REGRAS DE FORMATAÇÃO DA REVISTA GEOCIÊNCIAS = GEOCIÊNCIAS (UNESP), ARTIGOS 1, 2 E 3

---

## 1. Tipo de Trabalho Publicado

- Artigos com dados e resultados originais e inéditos de pesquisas científicas e técnicas
- Redigidos em português, inglês ou espanhol

## 2. Apresentação do Trabalho

### a) Estrutura geral

1. **Título:** coerente com o conteúdo.
2. **Versão cega:** o artigo deve ser sem identificação dos autores para avaliação.
3. **Nome dos autores:** devem ser incluídos no Passo 3 (Metadados), com as instituições e endereços completos.
4. **Sumário:** deve mostrar a hierarquia dos itens e subitens.
5. **Resumo:** até 200 palavras, sem citações bibliográficas, seguido de até cinco palavras-chave.
6. **Tradução:** título, resumo e palavras-chave em outra língua (português, inglês ou espanhol).

### b) Estrutura do artigo

1. **Introdução:** contextualizando o trabalho e definindo o objetivo.
2. **Materiais, métodos e técnicas.**
3. **Apresentação de dados.**
4. **Discussões, interpretações e resultados.**
5. **Conclusões ou considerações finais.**
6. **Agradecimentos.**
7. **Referências bibliográficas.**

### c) Hierarquia de itens e subitens (até 5 níveis)

1. **Nível 1:** negrito, maiúsculas, centrado (Ex.: INTRODUÇÃO).
2. **Nível 2:** negrito, caixa alta, alinhado à esquerda (Ex.: LITOLOGIA).
3. **Nível 3:** negrito, primeiras letras em maiúsculas e demais minúsculas, alinhado à esquerda (Ex.: Aspectos do Relevo).
4. **Nível 4:** itálico e negrito, primeiras letras em maiúsculas, alinhado à esquerda (Ex.: Xistos do Grupo São Roque).
5. **Nível 5:** itálico, sem negrito, primeiras letras em maiúsculas, alinhado à esquerda (Ex.: Características Texturais dos Sedimentos).

## 3. Entrega do Artigo

### a) Formatação do texto

1. **Papel:** A4, margens de 2 cm, espaço duplo, parágrafos com recuo de 0,5 cm.
2. **Fonte:** Times New Roman, 12 pontos, sem formatação ou hifenização.



3. **Extensão:** até 30 páginas (incluindo texto, ilustrações e referências).
4. **Unidades e símbolos:** seguir o sistema de padronização internacional.
5. **Equações e fórmulas:** em formato JPG, com numeração quando necessário.
6. **Palavras estrangeiras e citações:** em itálico.
7. **Notas de rodapé:** não permitidas; usar apêndices quando necessário.
8. **Redação:** impessoal (terceira pessoa).

#### 4. Ilustrações

##### a) Tipos de ilustrações

1. **Tabelas e quadros:** criados no Word ou Excel.
2. **Figuras:** mapas, perfis, diagramas, em JPG ou TIF, com inserção apontada no texto. As figuras devem ser apresentadas **apenas** em formato .jpg ou .tif, que permita elaboração para o padrão da revista. No texto devem ser apontados os locais de inserção em uma linha logo após o parágrafo em que é feita a primeira citação.
3. **Fotos, fotomicrografias, imagens e assemelhados, e pranchas:** Devem ser apresentadas em tons de cinza ou coloridas, em originais ou escaneadas em formato .jpg, com resolução mínima de 300 dpi. Não são aceitas cópias xerográficas. Inserir escala gráfica, se necessário. Indicações devem ter tamanhos ou espessuras que comportem redução e visibilidade no tamanho de largura máxima entre 8 e 17 cm (largura útil da página impressa).

#### 5. Citações Bibliográficas

##### a) Citações no texto

1. **Um autor:** ex.: Adams (1989), (Adams, 1996).
2. **Dois autores:** ex.: Cox & Singer (1986), (Cox & Singer, 1986).
3. **Mais de dois autores:** ex.: Lopes et al. (1992), (Lopes et al., 1992).
4. **Mais de um trabalho do mesmo autor:** ex.: Johnson (1995a, b, c); Roberts (1996, 1997).
5. **Citações indiretas:** usar "segundo" em vez de "apud".
6. **Evitar:** o uso de "op. cit."

##### b) Lista de Referências Bibliográficas

1. **Ordem alfabética** dos nomes dos autores.
2. **Numeração** consecutiva.
3. **Autores múltiplos:** citar todos.
4. **Programas de computação:** referenciar como trabalhos.
5. **Documentos da internet:** incluir URL e data de acesso.
6. **Trabalhos no prelo:** citar indicando a situação.
7. **Comunicações pessoais:** não citar na lista de referências.
8. **Documentos confidenciais:** não devem ser citados.

## ANEXO B – COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DO ARTIGO 2

---

Ivan de Mesquita Barichivich:

Obrigado por submeter o manuscrito, "A Caracterização do Complexo Deltaico de Marte" ao periódico Geosciences = Geociências. Com o sistema de gerenciamento de periódicos on-line que estamos usando, você poderá acompanhar seu progresso através do processo editorial efetuando login no site do periódico:

URL da Submissão:

<https://www.periodicos.rc.biblioteca.unesp.br/index.php/geociencias/authorDashboard/submission/18736>

Usuário: ivanbarichivich

Se você tiver alguma dúvida, entre em contato conosco. Agradecemos por considerar este periódico para publicar o seu trabalho.

Prof. Dr. Norberto Morales

Geosciences =  
Geociências <http://www.periodicos.rc.biblioteca.unesp.br/index.php/geociencias>

## ANEXO C – COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DO ARTIGO 3

---

Ivan de Mesquita Barichivich:

Obrigado por submeter o manuscrito, "A Descrição e Classificação do Complexo Deltaico de Marte" ao periódico Geosciences = Geociências. Com o sistema de gerenciamento de periódicos on-line que estamos usando, você poderá acompanhar seu progresso através do processo editorial efetuando login no site do periódico:

URL da Submissão:

<https://www.periodicos.rc.biblioteca.unesp.br/index.php/geociencias/authorDashboard/submission/18737>

Usuário: ivanbarichivich

Se você tiver alguma dúvida, entre em contato conosco. Agradecemos por considerar este periódico para publicar o seu trabalho.

Prof. Dr. Norberto Morales

\_\_\_\_\_  
Geosciences =  
Geociências <http://www.periodicos.rc.biblioteca.unesp.br/index.php/geociencias>