



UNIVERSIDADE D
COIMBRA

Beatriz Simões Rodrigues

AVALIAÇÃO DA RELAÇÃO ENTRE TEORES DE
ÓXIDOS DE FERRO E DE TITÂNIO COM AS
IDADES DAS PLANÍCIES VULCÂNICAS DA
LUA
APLICAÇÃO AO MAR DA SERENIDADE

Dissertação no âmbito do Mestrado em Geociências, orientada pelo Professor Doutor Pedro Miguel Berardo Duarte Pina e pelo Professor Doutor Pedro José Miranda da Costa, apresentada ao Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra

Setembro de 2023

Agradecimentos

A elaboração desta dissertação não teria sido possível sem a colaboração, incentivo, carinho e dedicação de diversas pessoas, às quais gostaria de demonstrar a minha gratidão que direta ou indiretamente auxiliaram a criar condições para que tudo fosse possível.

Quero manifestar os meus sinceros agradecimentos:

Ao meu orientador Professor Pedro Pina, pelo apoio e disponibilidade que teve sempre para comigo nestes meses de trabalho e aprendizagem, e por me providenciar uma experiência bastante enriquecedora a nível científico e pessoal. Também ao Professor Pedro Costa, que me co-orientou e me ajudou quando o ArcGis não queria nada comigo, além do apoio ao longo do curso.

A todos os meus amigos que estiveram comigo nesta etapa, Inês, Rafa, Filipe, Eva, Dani, Carolina e Laura, obrigada pela amizade, palavras de alento e pelos momentos partilhados, na sala do departamento ou no café.

Também em especial ao Ricardo, por não me largar a mão quando me sentia perdida, pelo apoio incondicional nos últimos anos e motivação infinita.

À minha família, aos meus pais e à minha irmã por todo o apoio, dedicação, encorajamento e compreensão que tiveram comigo.

Agradeço também a quem não mencionei, mas que teve também um impacto positivo e me auxiliou neste percurso.

O meu muito obrigado a todos por acreditarem em mim!

Resumo

Nesta dissertação, é desenvolvida uma nova metodologia de modo a avaliar a relação entre os teores de óxidos de ferro (FeO) e de titânio (TiO₂) e as idades das superfícies vulcânicas, ou mares lunares. A sua aplicação é efetuada no Mar da Serenidade.

A concretização desta nova metodologia foi realizada nos seguintes principais passos: i) Identificação de crateras de impacto de diâmetro $D > 500\text{m}$ para completar os dados de catálogos existentes, somente completos para $D > 1\text{km}$; ii) Construção de mapas de densidade espacial de crateras; iii) Determinação de subunidades vulcânicas, correspondendo a zonas homogêneas de densidade de crateras, através da segmentação por *watershed*; iv) Datação absoluta das subunidades vulcânicas utilizando a técnica de distribuição de tamanhos-frequências de crateras de impacto; v) Construção de mapas de teores de óxidos de ferro e de titânio a partir de imagens multiespectrais; vi) Avaliação da relação entre as idades das subunidades vulcânicas e os teores de óxido de ferro e de titânio.

Os resultados obtidos demonstram que existe alguma relação entre os teores dos óxidos analisados (mais evidente no de titânio) e a idade dos eventos vulcânicos. O principal objetivo de desenvolver uma nova metodologia para avaliar estas relações foi alcançado com sucesso.

Esta nova abordagem, que se encontra nos seus passos iniciais, deverá ser melhorada através da automatização de alguns dos seus procedimentos, e testada num conjunto mais alargado de regiões vulcânicas da Lua.

Palavras-chave: crateras de impacto, datação, missão Clementine, mapa de densidade de crateras, mapa de óxido de ferro, mapa de óxido de titânio.

Abstract

In this dissertation, a new methodology is developed to assess the relationship between the content of iron (FeO) and titanium (TiO₂) oxides and the ages of the volcanic surfaces or lunar seas, specifically applied to the Sea of Serenity.

The implementation of this new methodology was carried out in the following main steps: i) identification of impact craters of diameter $D > 500\text{m}$ to complete the data of existing catalogues, only complete for $D > 1\text{km}$; ii) construction of spatial density maps of craters; iii) determination of volcanic subunits, corresponding to homogeneous areas of crater density, by *watershed* segmentation; iv) absolute dating of volcanic subunits using the size-frequency distribution technique of impact craters; v) construction of iron and titanium oxide content maps from multispectral images; vi) evaluation of the relationship between the ages of the volcanic subunits and the iron oxide and titanium contents.

The results show that there is some relationship between the contents of the oxides analysed (more evident in titanium) and the age of volcanic events. The main objective of developing a new methodology to evaluate these relationships has been successfully achieved.

This new approach, which is in its initial stages, should be improved by automating some of its procedures, and tested in a wider range of volcanic regions of the Moon.

Key words: impact craters, dating, Clementine mission, craters density map, iron oxide map, titanium oxide map.

Índice de Figuras

FIGURA 1 - MOSAICO GLOBAL DA LUA OBTIDO PELA MISSÃO CLEMENTINE. AS REGIÕES ESCURAS SÃO OS MARES LUNARES E AS REGIÕES MAIS CLARAS SÃO AS TERRAS ALTAS. FONTE: U.S. GEOLOGICAL SURVEY.	14
FIGURA 2 - MAPA GEOLÓGICO DA LUA (ESCALA 1:2 500 000), COM AS CARACTERÍSTICAS GERAIS COLORIDAS POR IDADE, EXCETO NO CASO DOS MARES (A AZUL), KREEP – POTÁSSIO (K), ELEMENTOS TERRAS RARAS (REE) E FÓSFORO (P) (VERMELHO), ENTRE OUTROS. DO MAIS ANTIGO PARA O MAIS NOVO: AITKENIANO (ROSA), NECTARIANO (CASTANHO), IMBRIANO (VERDE/TURQUESA), ERATOSTENIANO (LARANJA) E COPERNICIANO (AMARELO). JI ET AL. (2022).	15
FIGURA 3 - ESCALA DO TEMPO GEOLÓGICO LUNAR, EM MILHÕES DE ANOS.....	16
FIGURA 4 - MAPA SIMPLIFICADO DOS MARES LUNARES. NOTE-SE A EXTENSA INUNDAÇÃO MARE NO LADO PRÓXIMO (ESQUERDA) EM OPOSIÇÃO AO LADO DISTANTE (DIREITA). APESAR DAS APARÊNCIAS, OS MARES CONSTITUEM APENAS 16% DA SUPERFÍCIE LUNAR E MUITO MENOS DO 1% DO VOLUME DA CRUSTA.	19
FIGURA 5 - AMOSTRA DE MÃO (ESQUERDA, ESCALA EM CM) E LAMINA DELGADA (DIREITA) DE UM BASALTO MARE RICO EM TITÂNIO RECOLHIDA PELA MISSÃO APOLLO 17. BASALTOS LUNARES SÃO CONSTITUÍDOS MAIORITARIAMENTE POR AUGITE (PIROXENA RICA EM CA), OLIVINA, PLAGIÓCLASE E ILMENITE. BASALTOS MARE NÃO APRESENTAM ELEMENTOS VOLÁTEIS NEM EVIDÊNCIAS DE FASES HIDRATADAS. SPUDIS ET. AL (2015).	21
FIGURA 6 - MAPA COM CÓDIGO DE CORES DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS IDADES DO MODELO DOS BASALTOS DO MARE LUNAR NAS BACIAS INVESTIGADAS, SOBREPOSTO A UM MAPA DE RELEVO SOMBREADO DO U.S. GEOLOGICAL SURVEY. AS IDADES MODELO ESTÃO EM GA. HIESINGER ET AL. (2000).	23
FIGURA 7 - REPRESENTAÇÃO DO MÉTODO DE LUCEY ET AL. (1995). AS CRUZES MARCADAS COM P1, P2, ETC. REPRESENTAM AS POSIÇÕES DOS ESPECTROS DE QUATRO AMOSTRAS LUNARES HIPOTÉTICAS EM LOCAIS DETETADOS REMOTAMENTE. O ÂNGULO θ CORRESPONDENTE A CADA PONTO ESTÁ RELACIONADO COM O TEOR DE FeO DA AMOSTRA. A POSIÇÃO DA ORIGEM APARENTE É DEFINIDA PARA MAXIMIZAR A CORRELAÇÃO ENTRE θ E A AMOSTRA OU LOCALIZAÇÃO DE FeO. A PROXIMIDADE DE CADA PONTO À ORIGEM APARENTE ESTÁ RELACIONADA DE FORMA COMPLEXA COM A MATURIDADE DA AMOSTRA OU DE LOCALIZAÇÃO.	25
FIGURA 8 - EQUAÇÃO DE REGRESSÃO DE BLEWETT ET AL. (1997) COM O ALGORITMO DE θ_{Fe} EM QUE 0,04 É A REFLECTÂNCIA DA ORIGEM, 1,22 É O VALOR DO RÁCIO DA ORIGEM, R145 É A REFLECTÂNCIA A 415 NM DE UM PIXEL, R750 É A REFLECTÂNCIA A 750 NM DE UM PIXEL E R950 É A REFLECTÂNCIA A 950 NM DE UM PIXEL. OS VALORES 22,928 E 6,075 SÃO OS VALORES RESULTANTES DA EQUAÇÃO DO POLINÓMIO LINEAR DE MELHOR AJUSTE.	25
FIGURA 9 - IMAGENS CLEMENTINE. A) FeO. B) TiO ₂ . C) COMPÓSITO DE COR VERDADEIRA, D) COMPÓSITO DE FALSA COR. HACKWILL ET AL. (2009).	27
FIGURA 10 - O LOCAL DE ATERRAGEM DA APOLLO 11 (TRIÂNGULO VERDE), LOCALIZADO NO MARE TRANQUILLITATIS, FOI ESTUDADO A PARTIR: (A) O MOSAICO WAC DA LRO E (B) O MOSAICO DE RÁCIO DE CORES FALSAS UV-VIS DA CLEMENTINE, PARA MAPEAR DIFERENTES UNIDADES DE MARE COM BASE EM DIFERENÇAS ESPECTRAIS. O POLÍGONO BRANCO À VOLTA DO LOCAL DE ATERRAGEM MOSTRA A EXTENSÃO DA ÁREA DE CONTAGEM ORIGINAL DE NEUKUM (1983), QUE FOI USADA PARA MEDIR OS CSFDs PARA O LOCAL DE ATERRAGEM DA APOLLO 11. IQBAL ET AL. (2019).	29
FIGURA 11 - INTERPRETAÇÃO DOS HORIZONTES DE REFLEXÃO ALSE PROPOSTA EM SHARPTON ET AL. (1982).	32
FIGURA 12 - MAPA ESQUEMÁTICO QUE ILUSTRA AS RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E AS PRINCIPAIS UNIDADES ABORDADAS. REPRESENTAÇÃO DO PERFIL ALSE QUE INTERSECTA O LIMITE DA UNIDADE I/TERRAS ALTAS EM B, O LIMITE DA UNIDADE II/UNIDADE I EM C, E O LIMITE DA UNIDADE III/UNIDADE II EM F. SHARPTON ET AL. (1982).	32

FIGURA 13 - REPRESENTAÇÃO DO MAPA GEOLÓGICO DA LUA (ESCALA 1:2 500 000), NA ÁREA DE ESTUDO COM OS MARES (A AZUL), KREEP – POTÁSSIO (K), ELEMENTOS TERRAS RARAS (REE) E FÓSFORO (P) (VERMELHO). DO MAIS ANTIGO PARA O MAIS NOVO: AITKENIANO (ROSA), NECTARIANO (CASTANHO), IMBRIANO (VERDE/TURQUESA), ERATÓSTENES (LARANJA CLARO) E COPERNICANO (AMARELO). JI ET AL. (2022).	33
FIGURA 14 - IMAGENS CAPTADAS PELA CÂMARA LROC-WAC DA MISSÃO LRO: A) MOSAICO GLOBAL, B) ÁREA DE ESTUDO DE MAR DA SERENIDADE; C) IMAGEM DE ALTA RESOLUÇÃO DE 0.5 M OBTIDA PELA CÂMARA NAC, NA ZONA CATENA LITTRAW, NO BORDO SW DO MAR DA SERENIDADE.	36
FIGURA 15 - MOSAICO CLEMENTINE, COMPOSIÇÃO COLORIDA DAS BANDAS 415NM, 750NM E 950NM DA CÂMARA UV/VIS, COM RESOLUÇÃO DE 200M/PIXEL, COM DESTAQUE PARA A ÁREA DE ESTUDO, COM AMPLIAÇÃO DO MAR DA SERENIDADE.	39
FIGURA 16 - REPRESENTAÇÃO DAS BANDAS 1, 2 E 4, RESPECTIVAMENTE, DO MOSAICO CLEMENTINE, COMPOSTO POR 5 BANDAS, EM NÍVEIS DE CINZENTO, NA ÁREA DE ESTUDO, O MAR DA SERENIDADE	40
FIGURA 17 - FLUXOGRAMA COM AS PRINCIPAIS ETAPAS DESENVOLVIDAS DA METODOLOGIA DESTA DISSERTAÇÃO.....	41
FIGURA 18 - UNIDADES CRONOLÓGICAS DO SINUS IRIDUM PROPOSTAS POR DIFERENTES AUTORES, SOBRE UM MOSAICO CONSTRUÍDO A PARTIR DE IMAGENS DE KAGUYA. ADAPTADO DE DIAS ET AL. (2018).	42
FIGURA 19 - POLÍGONOS ESTABELECIDOS POR HIESINGER ET AL. (2001).....	43
FIGURA 20 - INDICAÇÃO DO DIÂMETRO, LATITUDE (Y_COORD) E LONGITUDE (X_COORD) DE CADA CRATERA MARCADA.	44
FIGURA 21 - FERRAMENTA "CIRCLE BY POINTS"	44
FIGURA 22- DESTAQUE DE DUAS CRATERAS SOBREPOSTAS, ONDE NÃO SE AVANÇOU PARA A MARCAÇÃO PELA INCERTEZA DAS BORDAS.	44
FIGURA 23 - MAPAS DE DENSIDADE ESPACIAL DE CRATERAS DE IMPACTO NA ÁREA DE ESTUDO.....	46
FIGURA 24 - EXEMPLO DE DATAÇÃO UTILIZANDO O SOFTWARE CRATERSTATS, COM A REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DA DENSIDADE DIFERENCIAL DE CRATERAS EM FUNÇÃO DO DIÂMETRO: À ESQUERDA COM A APLICAÇÃO DO MODELO DE NEUKUM ET AL. (2001) E À DIREITA O MODELO YUE ET AL. (2022).....	49
FIGURA 25 - REPRESENTAÇÃO DAS NOVAS REGIÕES E DAS RESPECTIVAS CRATERAS PRESENTES.	49
FIGURA 26 - REPRESENTAÇÃO DAS CRATERAS NA ÁREA DE ESTUDO.....	52
FIGURA 27 - NÚMERO DE CRATERAS EM CADA REGIÃO.	53
FIGURA 28 - DIÂMETRO MÉDIO (KM) DAS CRATERAS EM CADA POLÍGONO.	53
FIGURA 29 - MAPAS DE DENSIDADE ESPACIAL DE CRATERAS DE IMPACTO NA ÁREA DE ESTUDO. CÉLULA DE SAÍDA (C) E RAIOS DE PROCURA (R).....	55
FIGURA 30 - SEGMENTAÇÃO POR WATERSHED PARA VALORES EXTREMOS E INTERMÉDIOS DOS PARÂMETROS SCALE (S) E MERGE (M).	56
FIGURA 31 - PROCURA GROSSEIRA DOS MELHORES PARÂMETROS SCALE (S) E MERGE (M) NA SEGMENTAÇÃO POR WATERSHED.	57
FIGURA 32 - PROCURA FINA DOS MELHORES PARÂMETROS SCALE (S) E MERGE (M) NA SEGMENTAÇÃO POR WATERSHED. ...	58
FIGURA 33 - REPRESENTAÇÃO DAS NOVAS REGIÕES E DAS RESPECTIVAS CRATERAS PRESENTES.	59

FIGURA 34 - GRÁFICOS DAS DATAÇÕES OBTIDAS A PARTIR DO SOFTWARE CRATERSTATS PARA CADA UM DOS POLÍGONOS 1 A 25 DA REGIÃO EM ESTUDO.	61
FIGURA 35 - RESULTADO DO CÁLCULO DOS VALORES DE REFLETÂNCIA PARA AS BANDAS 1, 2 E 4, DAS IMAGENS CLEMENTINE, OU SEJA, (A), (B) E (C), RESPECTIVAMENTE.....	66
FIGURA 36 - MAPA DE CONCENTRAÇÕES DE FeO, CALCULADO SEGUNDO AS EQUAÇÕES DE LUCEY ET AL. (1998).....	67
FIGURA 37 - MAPA DE CONCENTRAÇÕES DE FeO, CALCULADO SEGUNDO AS EQUAÇÕES DE LUCEY ET AL. (2000).....	67
FIGURA 38 - MAPA DE CONCENTRAÇÕES DE TiO ₂ , CALCULADO SEGUNDO AS EQUAÇÕES DE LUCEY ET AL. (2000).	68
FIGURA 39 - REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DA DISTRIBUIÇÃO DE FeO EM FUNÇÃO DA IDADE, EM CADA REGIÃO, DE ACORDO COM OS DADOS PRESENTES NA TABELA 3, SEGUNDO NEUKUM (2001) E YUE (2022): À ESQUERDA A MÉDIA DE TEORES E À DIREITA O DESVIO PADRÃO DOS TEORES.	70
FIGURA 40 - TEORES MÉDIOS DE FeO, COM REPRESENTAÇÃO DA LINHA DE TENDÊNCIA E DO VALOR DE R ² (À ESQUERDA) E VALORES DE DESVIO PADRÃO DE FeO (À DIREITA) EM FUNÇÃO DA IDADE (NEUKUM, 2001), NAS REGIÕES ESTABELECIDAS.	71
FIGURA 41 - TEORES MÉDIOS DE FeO, COM REPRESENTAÇÃO DA LINHA DE TENDÊNCIA E DO VALOR DE R ² (ESQUERDA) E VALORES DE DESVIO PADRÃO (DIREITA) EM FUNÇÃO DA IDADE (NEUKUM, 2001), NAS REGIÕES ESTABELECIDAS, COM EXCEÇÃO DA 1 A 5 E DA 17 A 20.....	71
FIGURA 42 - TEORES MÉDIOS DE FeO, COM REPRESENTAÇÃO DA LINHA DE TENDÊNCIA E DO VALOR DE R ² (ESQUERDA) E VALORES DE DESVIO PADRÃO (DIREITA) EM FUNÇÃO DA IDADE (NEUKUM, 2001), NAS REGIÕES ESTABELECIDAS, COM EXCEÇÃO DA 1 A 5 E DA 17 A 20.....	71
FIGURA 43 - REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DA DISTRIBUIÇÃO DE TiO ₂ EM FUNÇÃO DA IDADE, EM CADA REGIÃO, DE ACORDO COM OS DADOS PRESENTES NA TABELA 3, SEGUNDO NEUKUM (2001) E YUE (2022): À ESQUERDA A MÉDIA E À DIREITA O DESVIO PADRÃO.....	73
FIGURA 44 - TEORES MÉDIOS DE TiO ₂ , COM REPRESENTAÇÃO DA LINHA DE TENDÊNCIA E DO VALOR DE R ² (À ESQUERDA) E VALORES DE DESVIO PADRÃO DE TiO ₂ (À DIREITA) EM FUNÇÃO DA IDADE (NEUKUM, 2001), NAS REGIÕES ESTABELECIDAS.	74
FIGURA 45 - EVIDÊNCIA DAS REGIÕES 1 A 5 E 17 A 20 NOS GRÁFICOS DE TEORES MÉDIOS DE TiO ₂ (ESQUERDA) E DE DESVIO PADRÃO DE TiO ₂ (DIREITA) EM FUNÇÃO DA IDADE (NEUKUM, 2001), NAS REGIÕES ESTABELECIDAS.....	74
FIGURA 46 - TEORES MÉDIOS DE TiO ₂ , COM REPRESENTAÇÃO DA LINHA DE TENDÊNCIA E DO VALOR DE R ² (ESQUERDA) E VALORES DE DESVIO PADRÃO DE TiO ₂ (DIREITA) EM FUNÇÃO DA IDADE (NEUKUM, 2001), NAS REGIÕES ESTABELECIDAS, COM EXCEÇÃO DA 1 A 5 E DA 17 A 20.....	74

Índice de Tabelas

TABELA 1 - NÚMERO DE CRATERAS EM CADA ETAPA, COM A INDICAÇÃO DO DIÂMETRO (D) DAS MESMAS.	52
TABELA 2 - CONTAGEM DE CRATERAS, DIÂMETRO MÉDIO (KM), DIÂMETRO MÁXIMO (KM) E DIÂMETRO MÍNIMO (KM) PARA CADA POLÍGONO.	54
TABELA 3 - ANÁLISE DAS IDADES OBTIDAS SEGUNDO NEUKUM (2001) E SEGUNDO YUE (2022) A PARTIR DO CRATERSTATS 2.0, NOS RESPECTIVOS POLÍGONOS (OBJECTID_1).	60
TABELA 4 - IDADES DE HIESINGER ET AL. (2000) NOS RESPECTIVOS POLÍGONOS (OBJECTID_1).....	60
TABELA 5 - ANÁLISE DAS IDADES OBTIDAS SEGUNDO NEUKUM (2001) E SEGUNDO YUE (2022), BEM COMO DOS TEORES MÉDIOS E DE DESVIO-PADRÃO DE FeO NOS RESPECTIVOS POLÍGONOS (OBJECTID_1).	69
TABELA 6 - ANÁLISE DAS IDADES OBTIDAS SEGUNDO NEUKUM (2001) E SEGUNDO YUE (2022), BEM COMO DOS TEORES MÉDIOS E DE DESVIO-PADRÃO DE TiO ₂ NOS RESPECTIVOS POLÍGONOS (OBJECTID_1).	73

Índice

Capítulo 1 - Introdução	12
1.1 Objetivos	12
1.2 Motivação.....	12
1.3 Estrutura da Dissertação	13
Capítulo 2 – Revisão Estado da arte	14
2.1 Geologia da Lua.....	14
2.2 Vulcanismo da Lua	19
2.3 Determinação remota de teores superficiais de minerais.....	24
2.4 Datações de superfícies planetárias com crateras de impacto	28
Capítulo 3 – Área de estudo e dados disponíveis	30
3.1 Mar da Serenidade.....	30
3.2 Dados da sonda LRO	34
3.3 Dados da sonda Clementine.....	37
Capítulo 4 – Metodologia	41
4.1 Identificação de crateras de impacto	43
4.2 Construção de mapas de densidade espacial.....	45
4.3 Identificação de regiões com densidades homogêneas de crateras de impacto	47
4.3.1 Descrição do método de segmentação por <i>watershed</i>	48
4.4 Datação das regiões de densidade de crateras de impacto homogêneas	49
4.5 Cálculo dos teores de FeO e TiO ₂	50
4.6 Correlação das idades com teores de FeO e TiO ₂	51
Capítulo 5 – Resultados e discussão	52
5.1 Identificação de crateras.....	52
5.2 Mapas de densidade espacial	55
5.3 Segmentação por <i>watershed</i> do mapa de densidades	56
5.4 Datação das regiões de densidade de crateras de impacto homogêneas	59
5.5 Teores de FeO e TiO ₂	66
5.6 Avaliação da correlação entre as idades e os teores de FeO e TiO ₂	69
5.6.1 Teores FeO	69
5.6.2 Teores TiO ₂	72
Capítulo 6 – Conclusões e trabalho futuro	76
Referências Bibliográficas	79
Anexo - Gráficos de datação das subunidades (Craterstats).....	83

Capítulo 1 - Introdução

1.1 Objetivos

Esta dissertação tem como principal objetivo desenvolver uma nova metodologia para avaliar a relação entre as idades das superfícies vulcânicas ou mares lunares (maria) e os teores de alguns dos seus minerais. A avaliação da correlação é efetuada na prática entre a densidade espacial de crateras de impacto e os teores de óxidos de ferro e óxidos de titânio.

1.2 Motivação

Ao longo das últimas 5 décadas os estudos realizados na Lua têm sido maioritariamente remotos, uma vez que as missões espaciais humanas realizadas in situ foram interrompidas em 1972 com a última missão do programa Apollo da NASA, a Apollo 17. Atualmente já foi expressa a intenção de voltar brevemente à Lua, sem ser com veículos robóticos, o que deverá vir a acontecer nos próximos 2-3 anos (2025 a 2026). Enquanto tal não acontece, e novos dados e amostras não são colhidos diretamente na Lua, diversos estudos têm sido desenvolvidos com base no processamento dos dados já existentes com outros métodos e na sua (re)análise e (re)interpretação, com o objetivo de aprofundar e enriquecer ainda mais o conhecimento sobre a história da Lua e também do Sistema Solar.

Em particular, as grandes planícies vulcânicas lunares ou maria, de relevo muito suave, são constituídas por materiais vulcânicos que podem apresentar concentrações em óxidos de ferro e de titânio com teores muito interessantes. Têm por isso um elevado potencial para serem exploradas futuramente como recursos minerais, aliado ao facto de o seu acesso no terreno ser relativamente mais fácil do que ao outro tipo principal de superfície lunar (as terras altas), de relevo bastante mais irregular e de maior elevação. Na entanto, estas vastas planícies, de dezenas a centenas de milhares de km² de superfície, apesar de poderem parecer muito homogéneas em termos de composição mineralógica, são por vezes bastante distintas nos seus interiores. Esta distinção, nem sempre fácil de observar nas

primeiras observações, deve-se essencialmente às diferenciadas características das erupções vulcânicas e dos derrames criados ao longo de extensos períodos, com idades compreendidas entre cerca de 1.5 e 3.8 mil milhões de anos, ou, entre cerca de 1.5 e 3.8 Ga (por simplicidade, será usada esta terminologia na dissertação, em que 1 Ga = 1 giga annum = mil milhões de anos). Mas essa diferenciação pode ser possível de efetuar remotamente a partir do estudo de crateras de impacto, de modo a entender-se melhor a cronologia dos diferentes acontecimentos.

Esta nova abordagem, poderá ser uma mais-valia para o desenvolvimento de práticas lunares, pois através do melhor conhecimento do vulcanismo lunar, poderá permitir inferir as características de determinado material vulcânico em função da sua idade.

1.3 Estrutura da Dissertação

Este documento organiza-se em seis capítulos, onde o primeiro é introdutório, com a descrição dos objetivos e da motivação principal que levou à sua realização. Segue-se o capítulo dois, onde se apresenta a literatura científica mais relevante para o tema, como a geologia e o vulcanismo da Lua, assim como as missões espaciais mais relevantes realizadas neste satélite natural da Terra. Logo a seguir encontra-se o capítulo três, onde se apresentam e descrevem as áreas de estudo e os dados disponíveis que foram utilizados nesta dissertação. De seguida, no capítulo quatro, são descritos os métodos desenvolvidos e utilizados ao longo do trabalho realizado. O próximo capítulo é o cinco onde são apresentados, analisados e discutidos os resultados experimentais obtidos. Por fim, apresenta-se o capítulo seis com as conclusões e os possíveis trabalhos futuros relacionados com o tema e trabalho apresentados.

Capítulo 2 – Revisão Estado da arte

2.1 Geologia da Lua

Segundo Wilhelms (1987) a geologia da Lua pode ser genericamente caracterizada de acordo com a sua superfície, que contém áreas mais claras e outras mais escuras, diferenciadas também pela sua textura, como Galileu observou desde logo que começou a utilizar o telescópio, em 1609. As áreas mais escuras são mais suaves e as mais claras são mais irregulares e elevadas, as primeiras mais conhecidas como *mare* ou *maria* (mar ou mares), as segundas como *terra* ou *terrae* (terra ou terras altas ou “*highlands*”)(Figura 1). O termo para designar as regiões mais escuras e suaves existe quase desde sempre, porque nas observações da Terra a olho nu, se pensava que seriam constituídas por grandes massas de água, à semelhança da Terra. Pelo mesmo tipo de analogia, as outras regiões, mais claras, seriam os continentes. Como depois verificou, nas observações com o telescópio, que também tinham um relevo bem acidentado acima das cotas dos mares, foram designadas por terra altas. Apesar de se saber há muito tempo que na Lua não existem oceanos, as designações mantêm-se ainda nos dias de hoje para designar estes dois principais tipos de superfícies lunares.

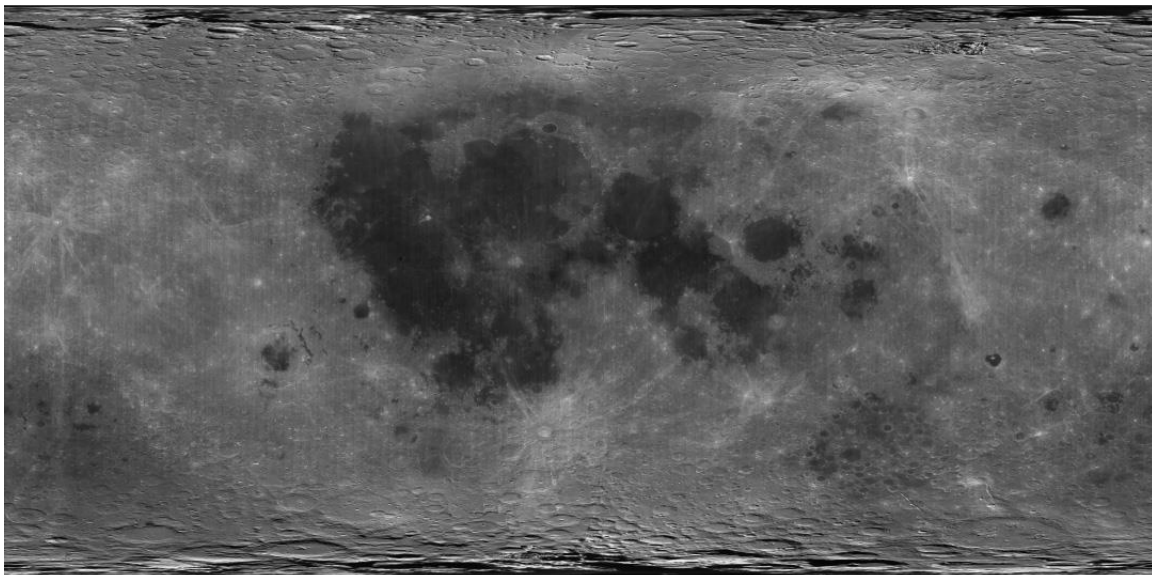


Figura 1 - Mosaico global da Lua obtido pela missão Clementine. As regiões escuras são os mares lunares e as regiões mais claras são as terras altas. Fonte: U.S. Geological Survey.

As terras altas são de composição predominantemente anortosítica (em que predomina o mineral anortóclase), enquanto os mares são largamente basálticos. Os mares coincidem praticamente com as "terras baixas", apesar de se saber atualmente que existem regiões de baixa altitude que não são mares. As terras altas são em geral mais antigas do que os mares e, por isso, têm mais crateras.

Os mares apresentam-se, na sua maioria, com forma circular e as estruturas onde se inserem são chamadas de bacias em anel ou simplesmente bacias. Estas depressões foram formadas por grandes impactos de meteoritos logo no início da solidificação da crosta lunar. A posterior atividade vulcânica, que levou ao preenchimento destas bacias, foi muito desencadeada por grandes impactos de meteoritos no lado oposto ou mais afastado da Lua (há cerca de 3.8-3.9 Ga) que desencadearam atividade vulcânica intensa no lado oposto (próximo) (Stanley, 2015). Estas bacias, depois de preenchidas com material vulcânico, apresentam superfícies muito suaves e planas, com rebordos com longos sulcos intrincados. São menos refletoras do que as terras altas, devido à sua composição rica em ferro, e por isso são mais escuras a olho nu. Os mares cobrem cerca de 16% da superfície lunar, e estão maioritariamente localizados no lado próximo da Lua (o lado que se observa sempre desde a Terra). Os poucos mares existentes no lado mais distante são muito mais pequenos, residindo maioritariamente em crateras bem mais pequenas.

Os principais processos geológicos que criaram e modificaram a superfície lunar são o craterismo de impacto e o vulcanismo. Utilizando os princípios estratigráficos padrão (Wilhelms, 1987), como a lei da sobreposição, é possível ordenar estes eventos geológicos no tempo (Figura 2).

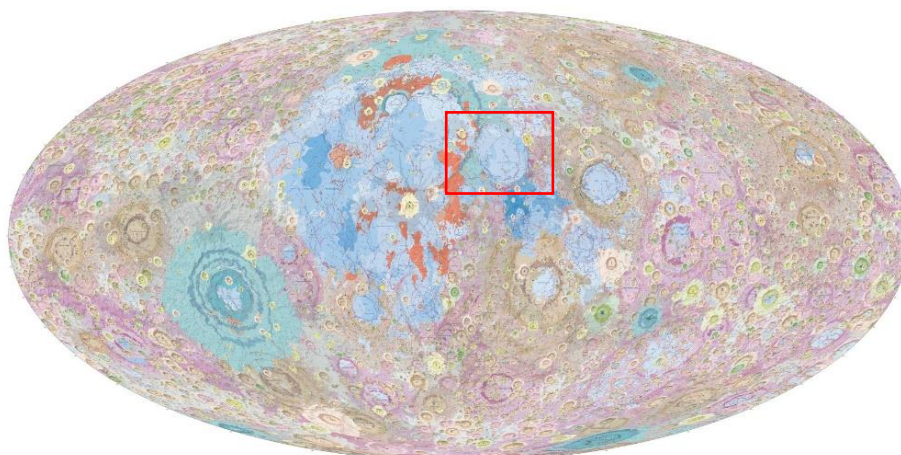


Figura 2 - Mapa geológico da Lua (escala 1:2 500 000), com as características gerais coloridas por idade, exceto no caso dos mares (a azul), KREEP - Potássio (K), Elementos Terras Raras (REE) e Fósforo (P) (vermelho), entre outros. Do mais antigo para o mais novo: Aitkeniano (rosa), Nectariano (castanho), Imbriano (verde/turquesa), Eratosteniano (laranja) e Coperniciano (amarelo). Ji *et al.* (2022).

Em tempos, pensou-se que os basaltos das bacias vulcânicas (designados daqui em diante, por basaltos mare) poderiam representar uma única unidade estratigráfica com uma idade única, mas reconhece-se agora que o vulcanismo mare foi um processo contínuo em várias fases, com início há 4.2 Ga (Papike *et al.*, 1998) e que se prolongou até há cerca de 1.2 Ga (Hiesinger *et al.*, 2003). Os eventos de impacto são de longe os mais úteis para definir uma estratigrafia lunar, uma vez que apesar de serem numerosos, formam-se em determinados momentos geológicos (Stöffler *et al.*, 2001). Os efeitos contínuos das crateras de impacto durante longos períodos de tempo modificam a morfologia dos relevos lunares de uma forma acentuada e o estado de erosão de um relevo também pode ser usado para atribuir uma idade relativa.

A escala de tempo geológico lunar (Figura 3) divide a história da Lua em cinco principais períodos: Coperniciano, Eratosteniano, Imbriano (épocas superior e inferior), Nectariano e Pré-Nectariano. Os limites desta escala temporal estão relacionados com os grandes eventos de impacto que modificaram a superfície lunar, mudanças na formação de crateras ao longo do tempo e a distribuição do tamanho e frequência das crateras sobrepostas em unidades geológicas. As idades absolutas para estes períodos têm sido limitadas pela datação radiométrica de amostras obtidas. No entanto, ainda há muito debate sobre as idades de certos eventos-chave, porque é difícil correlacionar amostras de rególito lunar com unidades geológicas na Lua, e a maioria das idades radiométricas lunares foram altamente afetadas por uma intensa história de bombardeamento.

Ao correlacionar as idades das amostras obtidas nas missões Apollo com unidades geológicas conhecidas, foi possível atribuir idades absolutas a alguns destes períodos geológicos, como está representado na escala do tempo geológico lunar, sendo essencial notar que algumas das idades são incertas ou contestadas por alguns autores. Como exemplo, em várias regiões das terras altas, não é possível distinguir entre materiais Nectarianos e pré-Nectarianos, portanto estes depósitos acabam por ser rotulados apenas como pré-Imbrianos.

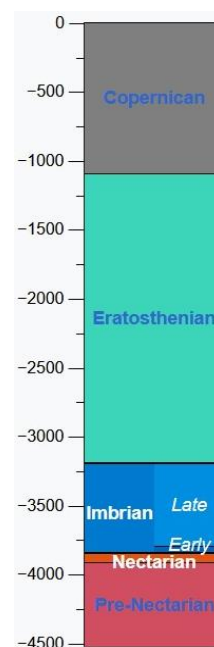


Figura 3 - Escala do tempo geológico Lunar, em milhões de anos.

O período Pré-Nectariano é definido a partir do ponto em que a crosta lunar se formou, há cerca de 4.533 Ga, até ao momento do evento de impacto Nectaris (há cerca de 3.920 Ga). Nectaris é uma bacia de impacto com múltiplos anéis (ou multi-anel) que se formou no lado próximo da Lua, e o seu manto de ejeção serve como um marcador estratigráfico. São reconhecidas 30 bacias de impacto deste período, a mais antiga das quais é a grande bacia Pólo Sul-Aitken.

O período Nectariano engloba todos os eventos que ocorreram entre a formação das bacias de impacto Nectaris e Imbrium. São reconhecidas 12 bacias de impacto multi-anel no período Nectariano, incluindo as bacias Serenitatis e Crisium. Um dos objetivos científicos da missão Apollo 16 era datar o material escavado pela bacia de impacto Nectaris. No entanto, a idade da bacia de Nectaris é ainda algo controversa, com as idades mais frequentemente citadas serem 3.92 Ga, e menos frequentemente 3.85 Ga. Recentemente, foi sugerido que a bacia de Nectaris poderá ser ainda muito mais antiga, com aproximadamente 4.1 Ga (Korotev, 2002).

O período Imbriano foi subdividido em épocas superior e inferior. O Imbriano Inferior é definido como o período entre a formação das bacias de impacto Imbrium e Orientale. Pensa-se que a bacia Imbrium se tenha formado à cerca de 3,85 Ga. A bacia de Schrödinger é a única outra bacia multi-anel que tem idade Imbriana Inferior, e nenhuma grande bacia multi-anel se formou após esta época. O Imbriano Superior é definido como o período entre a formação da bacia Orientale e o momento em que as crateras de uma determinada dimensão foram extintas por processos erosivos. A idade da bacia Orientale não foi ainda definida de uma forma precisa, ainda que deva ser mais antiga do que 3.72 Ga (com base nas idades do Imbriano Superior dos basaltos mare) e mais recente do que cerca de 3.84 Ga, através das avaliações baseadas nas distribuições de frequência de tamanho das crateras sobrepostas ao manto de ejeção de Orientale. É importante realçar que cerca de dois terços dos basaltos mare da Lua foram criados em erupções do Imbriano Superior, com estas lavas a preencherem as depressões associadas a bacias de impacto mais antigas.

A base do período Eratosteniano, o de maior extensão na Lua, é definida entre 3.2 e 1.1 Ga. O vulcanismo basáltico característico do anterior período Imbriano diminuiu bastante e cessou durante este longo período da escala de tempo lunar. O limite mais jovem deste período é definido com base no reconhecimento de que os materiais recentemente escavados na superfície lunar por impactos são geralmente brilhantes e que se tornam mais escuros com o tempo, em resultado dos processos de meteorização espacial. Este período foi originalmente definido como o momento em que as crateras de impacto perderam os seus sistemas de raios brilhantes, no entanto, esta definição foi recentemente sujeita a algumas críticas, uma vez que alguns raios de crateras são brilhantes por razões de composição não estando relacionadas com a quantidade de meteorização espacial que poderão posteriormente ter sofrido. Em particular, se o manto de ejeção de uma cratera formada nas terras altas (composta por materiais anortosíticos brilhantes) for depositado na superfície de um mar de baixo albedo, permanecerá brilhante mesmo depois de sofrer meteorização espacial.

O período Coperniciano é o período geológico mais jovem da Lua, vai de aproximadamente 1.1 Ga até aos dias de hoje. A base deste período é definida por crateras de impacto que possuem sistemas de raios opticamente imaturos e brilhantes. A cratera Copernicus é um exemplo proeminente, apesar de não marcar a base do período Coperniciano. Os depósitos de idade copernicana são maioritariamente representados por material de ejeção das crateras.

2.2 Vulcanismo da Lua

A ideia de que a Lua teria sido vulcanicamente ativa já era predominante nos anos anteriores às missões espaciais, apesar de a larga maioria das crateras observadas não ser de origem vulcânica. Foi feita uma analogia entre as crateras da Lua e as caldeiras vulcânicas terrestres, as grandes depressões circulares que se encontram no cume dos seus vulcões. Estes trabalhos pormenorizados sobre as crateras lunares e os análogos terrestres forneceu provas convincentes de que grande parte das abundantes crateras da Lua são de impacto, ou seja, foram formadas pela colisão de corpos sólidos (meteoritos) com a Lua ao longo de praticamente todo o seu tempo geológico.

No entanto, os investigadores que estudaram a Lua até ao início da era espacial ignoraram largamente a origem dos mares escuros, as planícies suaves e planas que constituem uma fração importante do lado próximo ou visível da Lua (Figura 4). A maioria das ideias sobre os mares relacionava-os com depósitos sedimentares antigos, quer material depositado pela água, quer material vindo dos movimentos de vertente das terras altas circundantes. No entanto, Ralph Baldwin no seu livro de referência de 1949, *The Face of the Moon*, apresentou provas convincentes de que os mares eram inundações de basalto, uma lava escura rica em ferro, que é igualmente abundante na Terra. Embora o debate se tenha prolongado até à década de 1960, durante os estudos pormenorizados de toda a superfície da Lua em preparação para as missões Apollo, somente a colheita de amostras dos mares pelo programa Apollo e posterior análise laboratorial na Terra é que resolveu a questão. Os mares são, de facto, constituídos por inundações de lava, através de um tipo de vulcanismo não explosivo, mas o que mais chamou a atenção nas amostras trazidas da Lua foi a idade destas lavas.

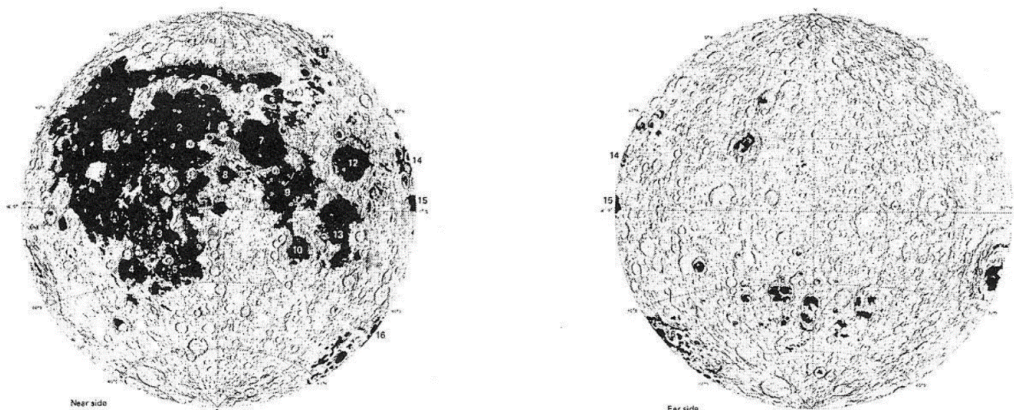


Figura 4 - Mapa simplificado dos mares lunares. Note-se a extensa inundação mare no lado próximo (esquerda) em oposição ao lado distante (direita). Apesar das aparências, os mares constituem apenas 16% da superfície lunar e muito menos do 1% do volume da crosta.

Os basaltos das amostras recolhidas nas várias missões Apollo (11 a 17) têm entre 4.3 e 3.1 Ga, tão antigos como as rochas mais antigas da Terra. As lavas lunares também têm algumas características químicas interessantes, incluindo uma ausência completa de qualquer tipo de mineral que contenha água, minerais que quase sempre ocorrem também nas lavas da Terra. Estas propriedades, determinadas durante o exame inicial das amostras das Apollo, deram-nos uma compreensão clara e de primeira ordem das propriedades básicas da Lua.

Descobriu-se que a Lua tem uma crosta formada durante a fusão global no início da sua história. Esta diferenciação produziu não só a crosta rica em plagioclases, mas também as regiões oriundas do manto para os basaltos dos mares que se formaram posteriormente. Assim, as rochas vulcânicas da Lua contêm informação importante sobre o interior profundo da Lua. As primeiras extrusões de lava na Lua podem ter resultado do derrame de rocha líquida sobre a superfície ainda em arrefecimento da Lua primitiva. A linha que separa o vulcanismo da formação da crosta era provavelmente indistinguível no início da história lunar.

O vulcanismo inequívoco mais antigo na Lua é representado por pequenas amostras de basalto nas brechas das terras altas nas imediações da Apollo 14. Estes fragmentos representam pedaços de um fluxo de lava expelido para a superfície há 4.2 Ga. As erupções vulcânicas foram provavelmente mais ou menos contínuas, embora esporádicas, durante o período de forte bombardeamento de meteoritos (Heavy Bombardment) entre 4.3 e 3.8 Ga. Algumas regiões parecem conter quantidades relativamente grandes de ferro. Este ferro pode representar rochas das terras altas (que não foram amostradas), mas também é possível que represente fluxos de basalto mare rico em ferro que foram triturados para o regolito das terras altas pelo intenso bombardeamento de corpos no início da história lunar. Durante as últimas fases deste intenso bombardeamento, de 3.9 a 3.8 Ga, foram formadas diversas e bem preservadas bacias de impacto de grande dimensão. Em algumas destas bacias é possível observar pequenas crateras de impacto (1 a 3 metros de diâmetro) das quais o material ejetado é relativamente escuro, a estas crateras é dado o nome de *dark halo impact craters*, ou seja, crateras de impacto onde a área circundante se apresenta mais escura do que o terreno ao redor devido a mudanças na composição dos materiais expostos pelo impacto. Estas crateras apresentam-se

como material escavado de depósitos de basaltos mare e, uma vez que as bacias que estão sobre as escoadas de lava têm 3.8 Ga, então estas escoadas terão de ser mais antigas.

A fase principal de vulcanismo nos mares lunares começou depois dos grandes bombardeamentos e as elevadas taxas de formação de crateras, típicas da história lunar primitiva, terem diminuído consideravelmente, permitindo que as escoadas de lava não fossem destruídas e se transformassem num megarególito. Isto ocorreu entre 3.9 a 3.8 Ga, a partir dessa altura o procedimento estabilizou, e apesar de as escoadas basálticas continuarem a ser bombardeadas por impactos, já não foram destruídas. Estes fluxos de basalto que foram formados entre 3.8 e 3.6 Ga constituem grande parte dos atuais mares visíveis, sendo as primeiras lavas deste período constituídas pelos basaltos com alto teor de titânio do Mares Tranquilitatis e Serenitatis, como se determinou com a datação das amostras recolhidas pelas missões Apollo 11 e 17 que aterraram nessas regiões (Figura 5).

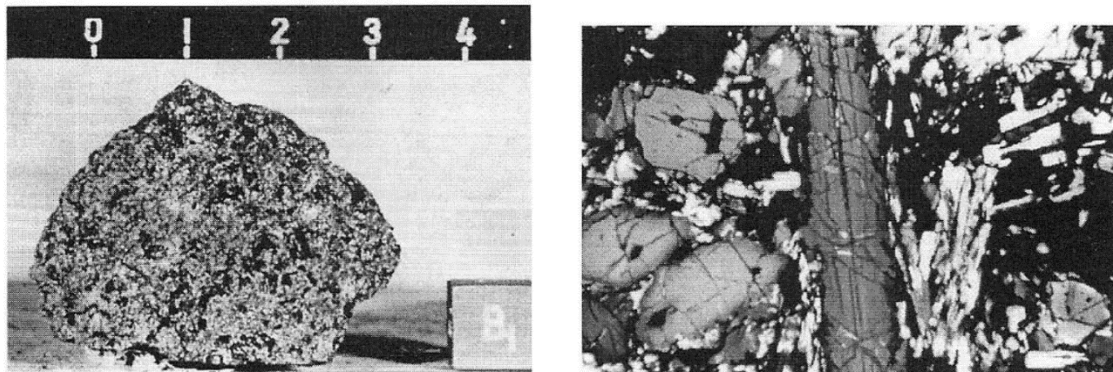


Figura 5 - Amostra de mão (esquerda, escala em cm) e lamina delgada (direita) de um basalto mare rico em titânio recolhida pela missão Apollo 17. Basaltos lunares são constituídos maioritariamente por augite (píroxena rica em Ca), olivina, plagioclase e ilmenite. Basaltos mare não apresentam elementos voláteis nem evidências de fases hidratadas. Spudis et. al (2015).

À escala de toda a atividade geológica da Lua, as erupções de basalto mare eram eventos raros, mesmo no auge da atividade vulcânica lunar, entre 3.8 a 3.0 Ga. Apesar dos mares parecerem dominar a superfície lunar, especialmente no lado visível da Lua, estes depósitos constituem apenas 16% de toda a superfície lunar e 1% do volume da crosta, sendo que a espessura na maioria destes mares varia bastante, ficando tipicamente em valores abaixo de alguns poucos quilómetros ou até mesmo centenas de metros.

Os fluxos de lava basáltica na Lua são naturalmente indicadores de elevada atividade vulcânica e o conhecimento da sua idade com precisão ajudará a perceber melhor a história vulcânica da Lua.

A cronologia do vulcanismo lunar baseia-se em idades radiométricas determinadas a partir de amostras locais de aterragem das missões Apollo (NASA) e dos rovers das missões Luna (URSS), relações estratigráficas regionais, análise de degradação de crateras e em dados de distribuição de frequência-tamanho de crateras para unidades definidas em grande parte antes de programa Apollo ter terminado. Hiesinger *et al.* (2000) obteve novos dados de distribuição de frequência-tamanho de crateras para 139 subunidades de basalto em seis grandes bacias de impacto lunares. A medição da frequência-tamanho das crateras usa um método estaticamente robusto e exato para derivar as idades absolutas de regiões não amostradas da Lua.

Neste mesmo trabalho, Hiesinger *et al.* (2000) utilizaram quatro abordagens para determinar as idades dos basaltos lunares:

- Datações radiométricas das amostras lunares;
- Avaliação dos estados de degradação das crateras;
- Abordagens estratigráficas;
- Medições da distribuição da frequência-tamanho das crateras.

Para obter idades fiáveis de unidades de superfícies com o método de distribuição frequência-tamanho de crateras, foram necessários alguns pré-requisitos como: mapeamento de unidades homogêneas, identificação de crateras mais antigas subjacentes ao substrato, a análise do estado erosivo da superfície, a eliminação de crateras secundárias e a determinação da área de superfície investigada e do diâmetro da cratera com a maior exatidão possível. Com as imagens da Lunar Orbiter, a maioria destas condições de fronteira são facilmente cumpridas.

A investigação desenvolvida mostrou que nas bacias vulcânicas analisadas (Figura 6), o vulcanismo lunar esteve ativo durante pelo menos 1.5 – 2.0 Ga, e que a maioria dos sistemas vulcânicos entrou em erupção durante o período Imbriano tardio, cerca de 3.6 – 3.8 Ga. Foi descoberto que em todas as bacias pré-Nectarianas (Australe e Tranquillitatis), bem como na bacia Humboldtianum, de idade Nectariana, a distribuição das idades das superfícies é claramente dominada por um

único pico de erupções com 3.6 – 3.8 Ga. Nas bacias mais jovens (Humorum, Serenitatis e Imbrium) observou-se um segundo pico em 3.3 – 3.5 Ga. Nas bacias Serenitatis e Imbrium, foi ainda observado um período prolongado de vulcanismo ativo (1.5 – 1.6 Ga) que é cerca de 500 Ma mais longo que nas bacias Australe e Humorum e até 1.0 Ga mais longo do que em Tranquillitatis e Humboldtianum.

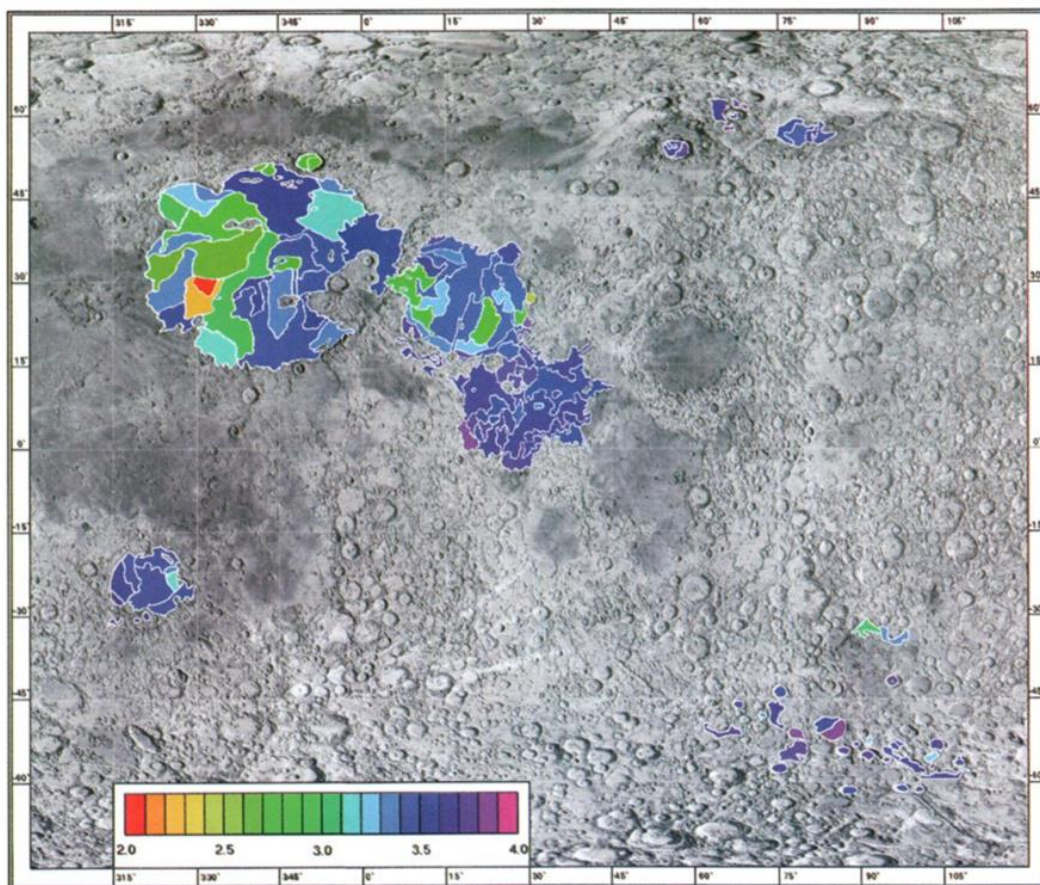


Figura 6 - Mapa com código de cores da distribuição espacial das idades do modelo dos basaltos do mare lunar nas bacias investigadas, sobreposto a um mapa de relevo sombreado do U.S. Geological Survey. As idades modelo estão em Ga. Hiesinger *et al.* (2000).

2.3 Determinação remota de teores superficiais de minerais

Na detecção remota multiespectral, a detecção de anomalias identifica regiões cujas assinaturas espectrais são anómalas em relação ao seu contexto local. De um modo geral, esta detecção realça os pixels alvo a partir das características de fundo que ocorrem de forma dispersa em toda a cena (Stein et al. 2002; Chandola, Banerjee, e Kumar 2009; Matteoli, Diani, e Corsini 2010). No contexto da anomalia mineralógica, as propriedades espectrais dos pixels alvo indicam a característica ou características de absorção num determinado espectro que diferem dos espectros de contexto adjacentes (Korokhin et al. 2016; McCraig et al. 2017).

O rególito lunar é uma camada superficial de detritos finos que cobre a maior parte da superfície da Lua e é afetada por vários processos, como impactos de corpos, exposição ao vento solar e raios cósmicos. Essa interação causa mudanças na granulometria e na distribuição granulométrica do rególito lunar, na produção de agregados de partículas de rególito e na própria implantação de gases do vento solar. Estes processos são conhecidos como maturação e, por isso, a maturidade é definida como o grau que um fragmento do rególito lunar tem destas características. As propriedades físicas destas superfícies têm sido quantificadas em termos de índices de maturidade que são usadas para a sua classificação. A avaliação remota da maturidade é uma importante ferramenta para a cartografia lunar, particularmente porque é um método ótico e, portanto, pode ser aplicada globalmente e com elevada resolução espacial (dependendo obviamente das características das câmaras disponíveis nas missões lunares). Lucey *et al.* (2000) propôs e validou um índice de maturidade ótica que apresenta uma boa correlação com os índices de maturidade do rególito lunar e com a contagem de crateras.

Anteriormente, Lucey *et al.* (1995) começou por analisar as tendências de maturidade através do parâmetro θ_{Fe} para uma amostra lunar de Fe. Ou seja, a localização observada remotamente é definida como o ângulo entre duas retas, uma horizontal que passa pela origem, a outra definida pela origem e a localização de cada ponto no gráfico (Figura 7).

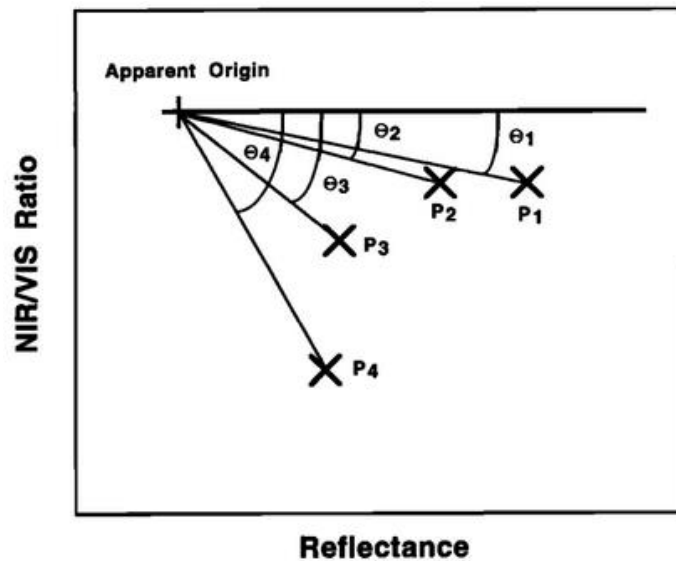


Figura 7 - Representação do método de Lucey *et al.* (1995). As cruzes marcadas com P1, P2, etc. representam as posições dos espectros de quatro amostras lunares hipotéticas em locais detetados remotamente. O ângulo θ correspondente a cada ponto está relacionado com o teor de FeO da amostra. A posição da origem aparente é definida para maximizar a correlação entre θ e a amostra ou localização de FeO. A proximidade de cada ponto à origem aparente está relacionada de forma complexa com a maturidade da amostra ou de localização.

O objetivo do método é minimizar o efeito da maturidade na estimativa do Fe, porque o ângulo, que é função do teor de Fe, teria pouca dependência da maturidade. Este parâmetro, sensível ao teor de Fe, foi então obtido por regressão em função dos teores medidos de FeO. Em Blewett *et al.* (1997) é ajustada a posição da origem para maximizar a correlação entre θ_{Fe} e o teor de FeO. As equações para calcular θ_{Fe} e os teores de FeO, a partir da refletância em determinados comprimentos de onda (específicos da câmara UV/VIS da missão Clementine) são apresentados na Figura 8.

$$\theta_{Fe} = -\arctan\left(\frac{(R_{950}/R_{750}) - 1.22}{R_{750} - 0.04}\right)$$

$$FeO = (\theta_{Fe} \times 22.928) - 6.075$$

Figura 8 - Equação de regressão de Blewett *et al.* (1997) com o algoritmo de θ_{Fe} em que 0,04 é a refletância da origem, 1,22 é o valor do rácio da origem, R145 é a refletância a 415 nm de um pixel, R750 é a refletância a 750 nm de um pixel e R950 é a refletância a 950 nm de um pixel. Os valores 22,928 e 6,075 são os valores resultantes da equação do polinómio linear de melhor ajuste.

Ou seja, as imagens multiespectrais da missão Clementine da NASA nos comprimentos de onda do visível e do ultravioleta podem ser usadas em conjunto com os algoritmos de Lucey *et al.* (1998, 2000) para mapear unidades discretas de lava basáltica da superfície lunar. Alguns mares lunares foram assim cartografados também a partir de dados Clementine, aplicando técnicas muito semelhantes às usadas por Lucey *et al.* (2000), nomeadamente em Mare Nubium e Mare Cognitum (Bugiolacchi *et al.* 2006), Mare Tranquillitatis e Mare Fecunditatis (Rajmon e Spudis 2004). Além disso, os fluxos de lava basáltica no Mar da Serenidade, que é uma das mais proeminentes bacias preenchidas com basalto na superfície lunar, foram também identificados (Hackwill *et al.* (2009)). Esta bacia é de idade Nectariana (mais de 3.8 Ga) e tem um diâmetro médio de 740 km (Wilhelms 1987). Subunidades basálticas podem ser visualmente identificadas com base nas diferenças significativas de TiO₂ entre regiões. Uma vez identificadas estas subunidades, as idades absolutas podem ser deduzidas a partir das densidades espaciais das suas crateras de impacto.

Na Figura 9, apresentam-se alguns dos resultados do processamento efetuado por Hackwill *et al.* (2009) com imagens Clementine de 200 m de resolução espacial: teores de FeO, teores de TiO₂, compósito em cor verdadeira e em falsa cor. Estas imagens foram processadas utilizando o software *Integrated Software for Spectrometers* (ISIS), utilizando os algoritmos de Lucey *et al.* (2000). As imagens de teores de FeO (Figura 9a) e de TiO₂ (Figura 9b) foram criadas com cubos ISIS, que forneceram a média de desses óxidos para cada pixel de 200 m. A imagem de cor verdadeira resulta da combinação colorida de três imagens Clementine nos comprimentos de onda 415 nm, 750 nm e 950 nm (Figura 9c). A imagem de falsa cor (Figura 9d), consiste na composição colorida dos rácios 415 nm/750 nm que realça os azuis, 750 nm/415 nm que realça os vermelhos, e 750 nm/950 nm que realça os verdes.

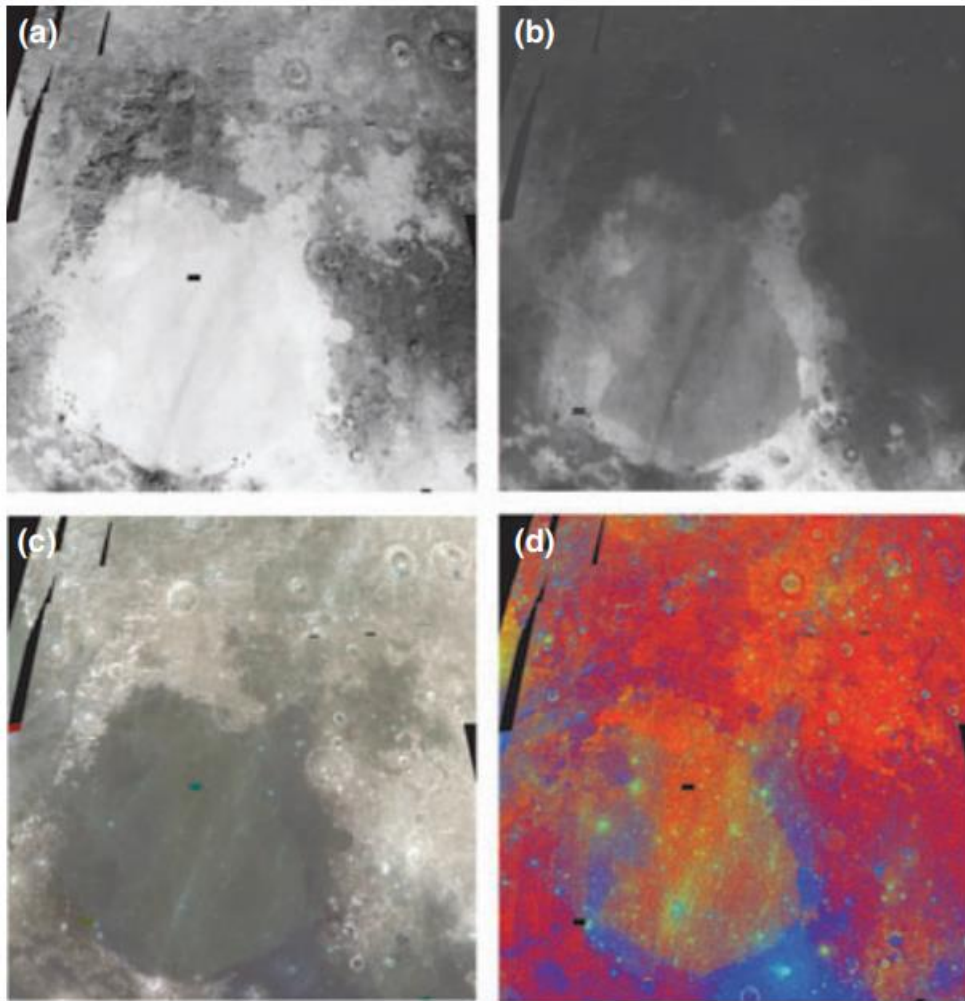


Figura 9 - Imagens Clementine. a) FeO. b) TiO₂. c) Compósito de cor verdadeira, d) Compósito de falsa cor. Hackwill et al. (2009).

2.4 Datações de superfícies planetárias com crateras de impacto

A idade das superfícies planetárias, que não a Terra, pode ser determinada a partir da quantidade e tamanho de crateras de impacto, através do simples princípio de que uma região com mais crateras é mais antiga do que uma região com menos crateras. Ou seja, quanto mais antiga uma superfície é, mais tempo esteve exposta a acumular crateras.

No entanto, este princípio só permite efetuar datações relativas. Mas através da distribuição tamanho-frequência de crateras de impacto (CSFD-*Crater Size Frequency Distribution*) e das idades das amostras de rochas trazidas para a Terra pelos astronautas das missões Apollo (e depois datadas em laboratório) foi possível estabelecer uma relação quantitativa entre estas quantidades. A calibração das densidades de crateras de impacto com as idades radiométricas das amostras coletadas, permitiu a determinação de idades absolutas para unidades geológicas na Lua. Posteriormente, esta relação foi adaptada e recalibrada para todos os outros corpos rochosos do Sistema Solar (por exemplo, Hartmann, 1970; Neukum *et al.*, 1975; Neukum, 1983; Neukum *et al.*, 2001; Ivanov, 2001; 2002; Hiesinger *et al.*, 2000, 2002, 2012, 2015; Stöffler *et al.* 2001; 2006; Robbins, 2014), permitindo assim, de uma forma indireta, fazer a datação absoluta de qualquer superfície planetária.

O local de aterragem da Apollo 11, localizado no Mare Tranquillitatis entre as crateras Theophilus, Alfraganus e Tycho, que são relativamente jovens (Aldrin *et al.*, 1969; Grolier, 1970; Stöffler *et al.*, 2006) (Figura 10) é um ponto de calibração importante para a cronologia lunar devido às idades radiométricas e de exposição bem estudadas das amostras recolhidas de rochas (Kramer *et al.*, 1977; Beatty e Albee, 1978; Guggisberg *et al.*, 1979; Snyder *et al.*, 1996; Stöffler *et al.*, 2006; Gaffney *et al.*, 2011; Meyer, 2012; Snape *et al.*, 2016).

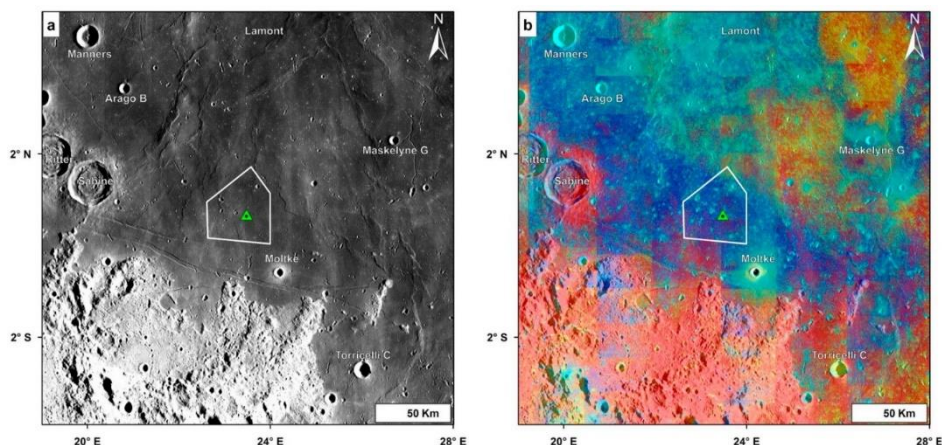


Figura 10 - O local de aterragem da Apollo 11 (triângulo verde), localizado no Mare Tranquillitatis, foi estudado a partir: (a) o mosaico WAC da LRO e (b) o mosaico de rácio de cores falsas UV-VIS da Clementine, para mapear diferentes unidades de mare com base em diferenças espectrais. O polígono branco à volta do local de aterragem mostra a extensão da área de contagem original de Neukum (1983), que foi usada para medir os CSFDs para o local de aterragem da Apollo 11. Iqbal *et al.* (2019).

Estudos pormenorizados das amostras revelaram cinco classes químicas diferentes de basaltos de mare, representando quatro grupos de idades radiométricas: Grupo A (3.58 Ga), um basalto com alto teor de potássio; Grupo B1-B3 (3.70 Ga), um grupo complexo; e os dois grupos mais antigos Grupo B2 (3.80 Ga), e D (3.85 Ga) (Stöffler *et al.*, 2006; Meyer, 2012; Welsh *et al.*, 2018). Apesar das diferenças químicas entre estes basaltos, todos são ricos em titânio (Papanastassiou *et al.*, 1970; Beatty e Albee, 1980; Snyder *et al.*, 1995; Stöffler *et al.*, 2006). Os dados Clementine revelaram várias unidades de mare com base em diferenças espectrais no *Mare Tranquillitatis*, o que apoia a identificação de diferentes grupos de basalto nas amostras devolvidas (Pieters *et al.*, 1994; Rajmon e Spudis, 2004).

Em relação à datação das superfícies lunares, Neukum (1983) derivou dois pontos de calibração para a cronologia lunar a partir do local de aterragem da Apollo 11. Neukum e Ivanov (1994) observaram depois diferentes unidades de densidades espaciais de crateras, representando a presença de diferentes fluxos de lava, e inferiram de outra forma que a mais nova é a dos basaltos do grupo A, com 3.58 Ga, e a mais velha são os basaltos do grupo B2 ou D com 3.80 Ga. Posteriormente, Neukum *et al.* (2001) reanalisou e recalibrou o seu modelo anterior, que tem sido desde então a principal base de datação de todas as litologias lunares. Muito recentemente, Yue *et al.* (2022) expandiram o modelo de Neukum *et al.* (2001) introduzindo crateras de menor dimensão de forma a torná-lo mais generalista. A sua real aceitação será determinada pela sua validação da comunidade científica nas datações que for efetuando nos próximos anos.

Capítulo 3 – Área de estudo e dados disponíveis

3.1 Mar da Serenidade

Selecionou-se como local de estudo para desenvolver esta dissertação o mar da Serenidade (*Mare Serenitatis*) localizado na face visível da Lua. Saliente-se que foi em Taurus-Littrow na vizinhança do Mar da Serenidade, que apresenta um diâmetro médio de 671 km, onde pousou a missão Apollo 17 da NASA em 1972, ou seja, em que foram recolhidas amostras de material geológico pelos astronautas nesta missão, no qual se incluía Harrison Schmitt, o único geólogo a ter tido esta oportunidade.

A sonda espacial Apollo 17 aterrou num vale estreito que envolve um terreno montanhoso perto da extremidade sudeste do Mare Serenitatis. Existem duas estruturas de bacia sobrepostas que estão subjacentes ao Mare Serenitatis: uma maior a sul e outra mais pequena a norte. Os maciços e as colinas na área de Taurus-Littrow e as montanhas e terrenos irregulares no anel exterior de Rook (terceiro anel) da bacia Orientale são semelhantes em morfologia; o local da Apollo 17 situa-se aproximadamente no terceiro anel da estrutura sul da bacia Serenitatis. Assumindo que este anel representa o bordo aproximado da cavidade transitória da estrutura Serenitatis meridional, é muito provável que o manto de ejeção, com vários quilómetros de extensão, tenha sido também depositado na área do Taurus Littrow pelo impacto Serenitatis meridional. Este manto de ejeção é claramente visível no local de aterragem da Apollo 17, sendo as rochas constituídas predominantemente por brechas de impacto geradas e redepositadas durante o evento.

De acordo com Sharpton *et al.* (1982), a porção sul do Mare Serenitatis foi alvo de uma extensa cobertura das missões Apollo, incluindo fotografias de alta resolução, experiências orbitais, exploração da superfície e recolha de amostras. Consequentemente, foram efetuadas várias investigações para reconstruir a história estrutural desta área, analisando variações discretas de declive ao longo dos limites das unidades vulcânicas (Howard *et al.*, 1973; Muehlberger, 1974) ou topografia regional e gradientes de canais sinuosos (Muehlberger, 1977; Scott *et al.*, 1978). Embora os resultados dessas investigações constituam uma contribuição

significativa para reconstruir a história estrutural do Mare Serenitatis, várias incertezas persistem, incluindo: (1) a espessura do preenchimento vulcânico dentro de Serenitatis, (2) a influência da morfologia da bacia pré-mare na distribuição dos basaltos mare e na tectónica, e (3) a magnitude e o estilo de deformação que modificaram os basaltos iniciais que agora estão enterrados sob unidades de mare menos deformadas (Howard *et al.*, 1973). Para resolver algumas destas incertezas o modelo da história geológica do sul de Serenitatis pode ser expandido para três dimensões, incluindo informações do subsolo coletadas pelo *Apollo Lunar Sounder Experiment* (ALSE), como descrito em Sharpton *et al.* (1982) (Figuras 11 e 12), e onde são concluídos os seguintes pontos:

1. A história do preenchimento vulcânico do Mare Serenitatis foi caracterizada por três episódios principais de vulcanismo.

2. A profundidade do preenchimento vulcânico dentro de Serenitatis é muito variável, uma vez que a espessura média sob o perfil ALSE é de aproximadamente 1.6 km, atingindo ao longo do bordo sul da bacia cerca de 2.5 km.

3. A grande estrutura em forma de arco na subsuperfície na interseção do perfil ALSE com o sistema concêntrico da crista já existia como importante estrutura topográfica antes do início da atividade vulcânica.

4. A topografia primária relacionada com a bacia exerceu uma grande influência ao longo da modificação vulcânica e tectónica do sul do Mare Serenitatis.

5. A maior parte da deformação ocorreu após a colocação da unidade I, mas antes da formação da unidade III.

6. O último grande episódio vulcânico (unidade III; ~3.2 Ga) resultou numa unidade basáltica extensa, mas fina (<400 m).

7. A associação de todas as cristas do mare, intersectadas pelo perfil do levantamento ALSE, com deslocamentos distintos ou mudanças de profundidade nas camadas subterrâneas indica que as características superficiais são de origem tectónica.

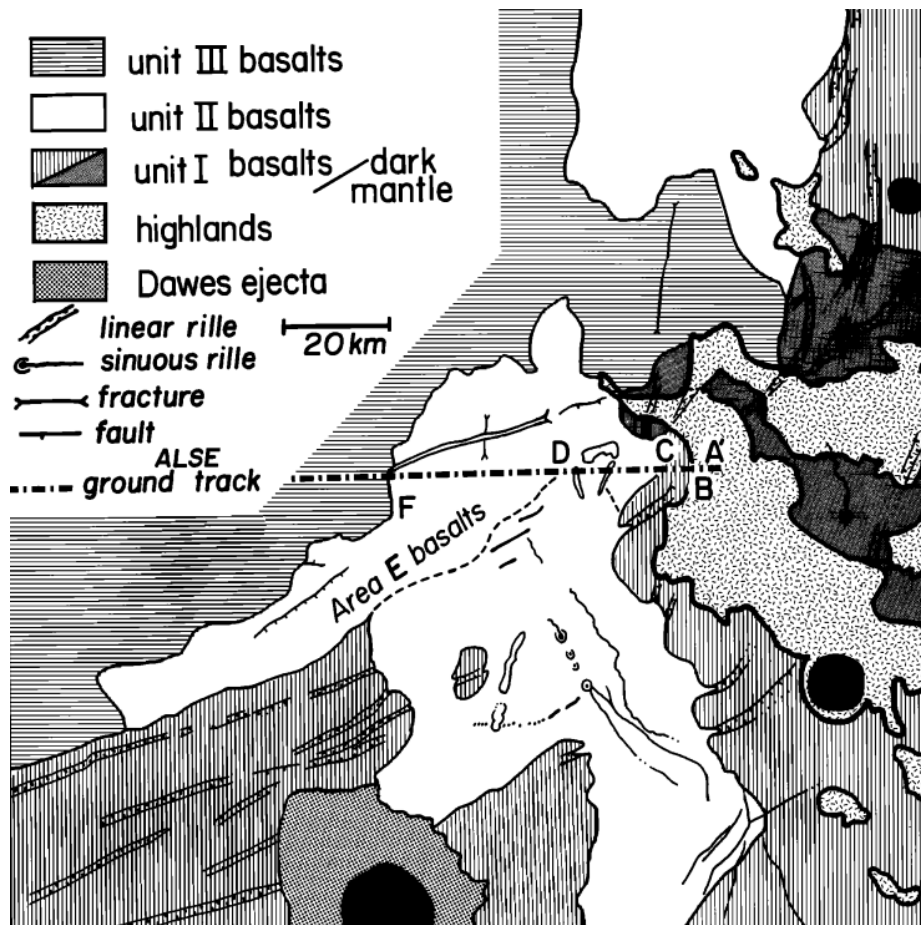


Figura 12 - Mapa esquemático que ilustra as relações estratigráficas e as principais unidades abordadas. Representação do perfil ALSE que intersecta o limite da unidade I/terras altas em B, o limite da unidade II/unidade I em C, e o limite da unidade III/unidade II em F. Sharpton *et al.* (1982).

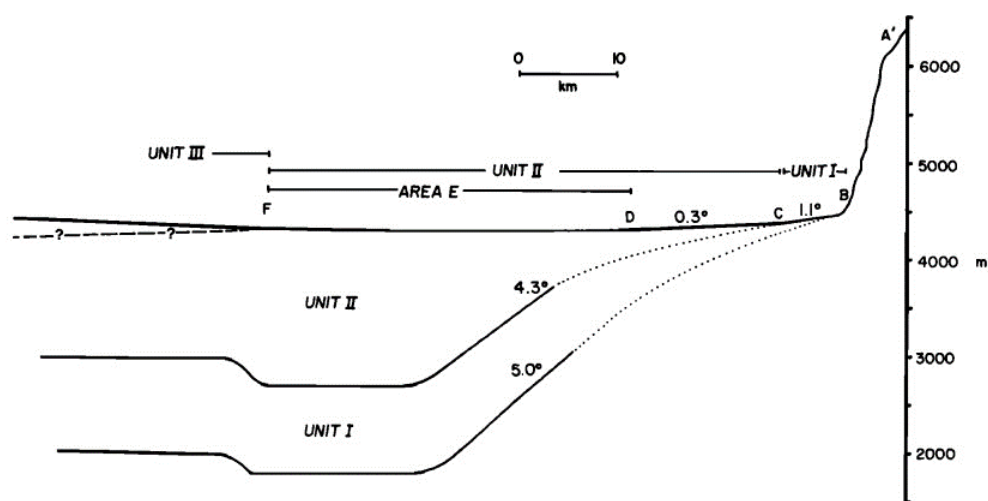


Figura 11 - Interpretação dos horizontes de reflexão ALSE proposta em Sharpton *et al.* (1982).

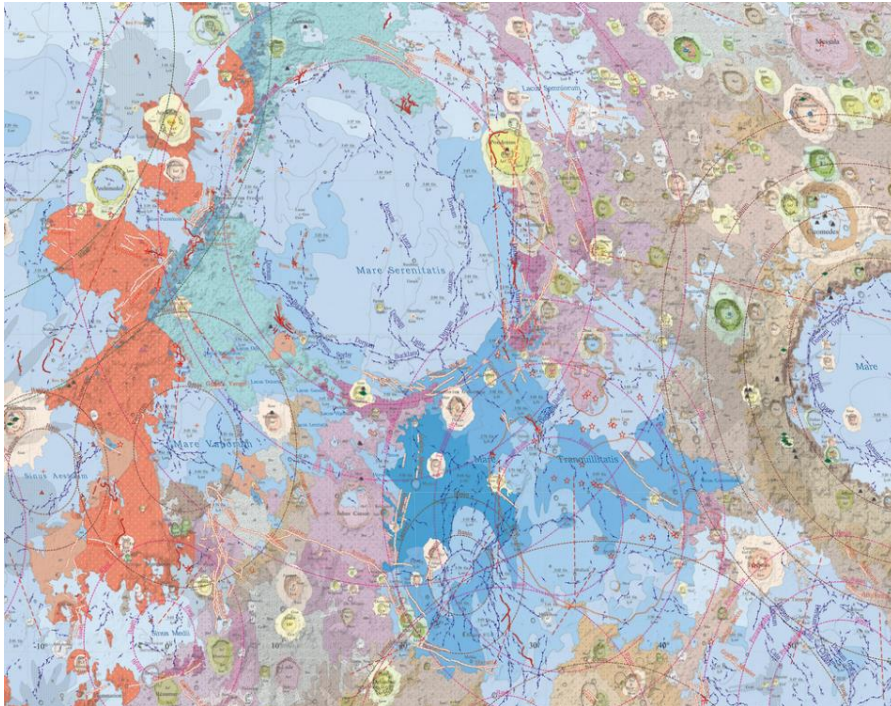


Figura 13 - Representação do Mapa geológico da Lua (escala 1:2 500 000), na área de estudo com os mares (a azul), KREEP - Potássio (K), Elementos Terras Raras (REE) e Fósforo (P) (vermelho). Do mais antigo para o mais novo: Aitkeniano (rosa), Nectariano (castanho), Imbriano (verde/turquesa), Eratóstenes (laranja claro) e Copernicano (amarelo). Ji *et al.* (2022).

3.2 Dados da sonda LRO

Lunar Reconnaissance Orbiter (LRO) é uma missão espacial pertencente à NASA que orbita atualmente a Lua, desde 2009, numa trajetória polar excêntrica (Petro *et al.*, 2014). Os dados captados pelos seus vários instrumentos têm sido essenciais para melhorar grandemente o conhecimento científico da Lua, mas também para o planeamento das futuras missões humanas e robóticas à Lua (Steigerwald, 2009).

Lançada a 18 de junho de 2009 a LRO foi a primeira missão dos Estados Unidos à Lua em mais de dez anos. A missão permitiu já elaborar um mosaico de imagens e também um mapa de relevo de toda a superfície da Lua com uma resolução de 100 metros. Tem também a capacidade de captar com uma resolução de 0.5 metros.

A sonda LRO tem um conjunto de seis instrumentos:

- *Cosmic Ray Telescope for the Effects of Radiation* – **CRaTER**, que tem como principal objetivo medir e caracterizar a transferência local de energia por partículas carregadas na órbita lunar e os seus impactos biológicos.

- *Lyman-Alpha Mapping Project* – **LAMP**, que examina crateras permanentemente obscurecidas em busca de gelo, usando a luz ultravioleta gerada pelas estrelas, bem como pelos átomos de hidrogénio de todo o Sistema Solar. Captura imagens com baixa resolução de cerca de 500 m.

- *Lunar Exploration Neutron Detector* – **LEND**, que efetua medições para detetar possíveis depósitos de gelo de água próximos à superfície. Gera mapas de distribuição espacial de hidrogénio com resolução de 5 km e sensibilidade de cerca de 100 ppm, e também modelos globais de componentes de neutrões com uma resolução de 20 a 50 km a uma altitude de recolha de 30 a 50 km.

- *Lunar Orbital Laser Altimeter* – **LOLA**, que permitiu contruir um modelo topográfico lunar global preciso e uma rede geodésica. Permitiu criar mapas globais ou quase globais da topografia lunar com resoluções espaciais até 59 m.

- *Lunar Reconnaissance Orbiter Camera* – **LROC**, compreende um par de câmaras de imagem 'Narrow Angle' (NAC) e uma única câmara 'Wide Angle' ou grande angular (WAC) (Burns *et al.* 2012). Na sua altitude original de 50 km, cada pixel da imagem NAC tem 0.5 m (Figura 14). Com as suas imagens foram criados mosaicos globais de toda a Lua com uma resolução de 100 m. A LRO sobrevoou várias vezes os históricos locais de pouso das missões Apollo a 50 km de altitude,

captando imagens com a sua melhor resolução (0.5 m). Os veículos lunares e as plataformas de descida dos vários módulos lunares e as suas respetivas sombras, juntamente com outros equipamentos de menor porte deixados na Lua, são claramente visíveis nas imagens.

Neste trabalho foi utilizado o mosaico “*Moon LRO LROC WAC Global Morphology Mosaic 100m v3*”, essencialmente para fazer a identificação das crateras de impacto. Este mosaico global da Lua tem uma resolução espacial de 100 m, e foi construído a partir de mais de 15000 imagens da LROC-WAC (Lunar Reconnaissance Orbiter Camera - Wide Angle Camera) captadas entre novembro de 2009 e fevereiro de 2011. Na Figura 14 apresenta-se o mosaico global e destaca-se a região de trabalho no mar da Serenidade. Por fim, apresenta-se uma pequena região do seu bordo, mas já com a câmara LROC-NAC (Lunar Reconnaissance Orbiter Camera - Narrow Angle Camera) de 0.5 m de resolução, para mostrar o nível de pormenor que se consegue observar neste tipo de imagens.

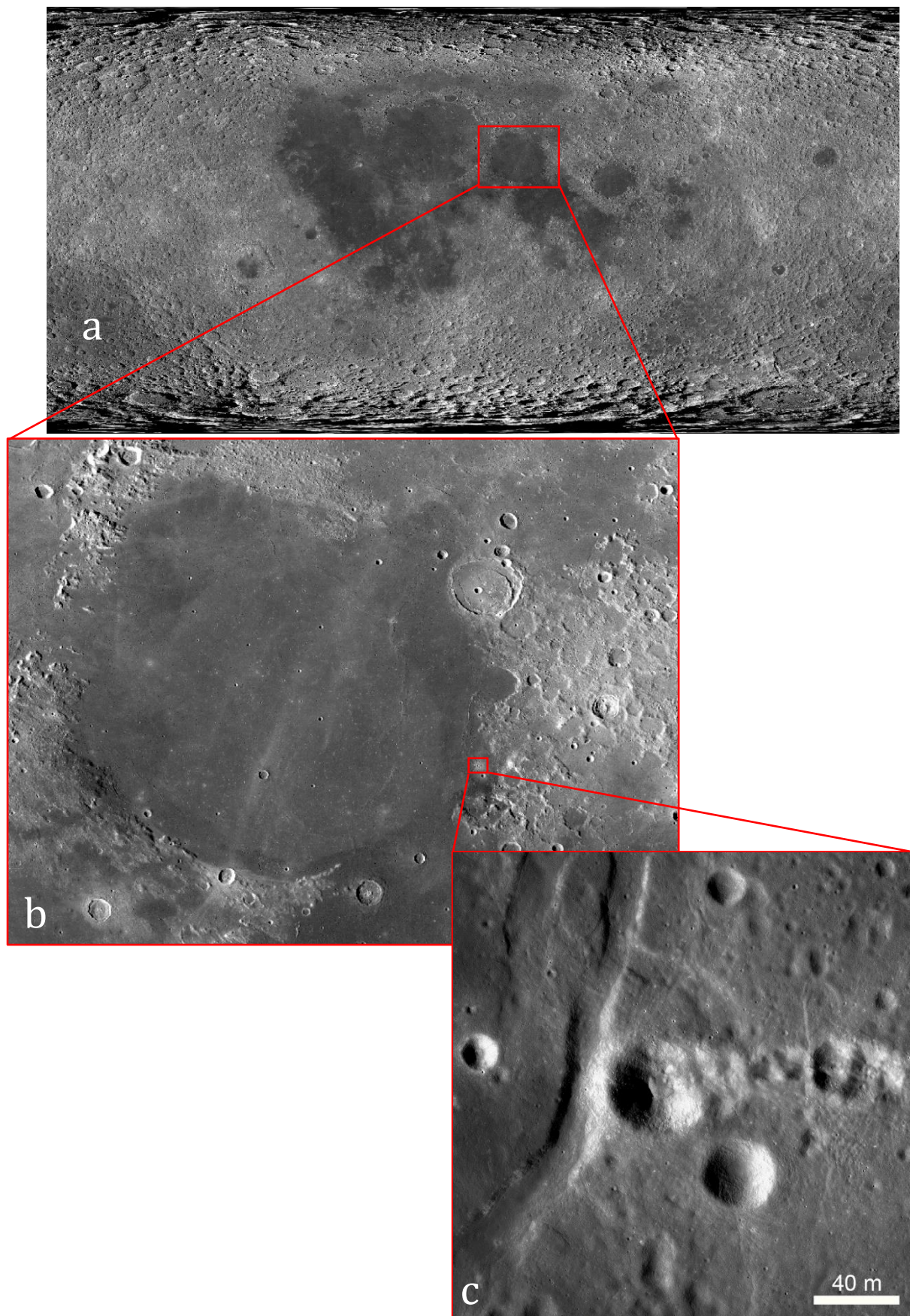


Figura 14 - Imagens captadas pela câmara LROC-WAC da missão LRO: a) mosaico global, b) área de estudo de Mar da Serenidade; c) imagem de alta resolução de 0.5 m obtida pela Câmara NAC, na zona Catena Littrow, no bordo SW do Mar da Serenidade.

3.3 Dados da sonda Clementine

Clementine (oficialmente designado por *Deep Space Program Science Experiment* (DSPSE)) foi um projeto espacial entre a *Ballistic Missile Defense Organization* e a NASA, lançado a 25 de janeiro de 1994. O seu objetivo era testar sensores e componentes de naves espaciais em exposição prolongada no espaço e fazer observações científicas da Lua e do asteroide próximo da Terra 1620 Geographos.

A missão teve duas fases. Após dois sobrevoos da Terra, a inserção na órbita lunar foi conseguida cerca de um mês após o lançamento. O mapeamento lunar foi efetuado durante cerca de dois meses, em duas partes. A primeira parte consistiu numa órbita polar elíptica de cinco horas, com um periapsis (ponto da órbita onde a distância entre os dois corpos é menor) de cerca de 400 km a 13 graus de latitude sul e um apoapsis (ponto da órbita onde a distância entre os dois corpos é maior) de 8300 km. Cada órbita consistia numa fase de mapeamento lunar de 80 minutos perto da periapsis e 139 minutos de ligação descendente na apoapsis. Após um mês de mapeamento, a órbita foi rodada para um periapsis a 13 graus de latitude norte, onde permaneceu durante mais um mês. Isto permitiu a cobertura global de imagens e altimetria de 60°S a 60°N, num total de 300 órbitas. Depois de uma transferência da Lua para a Terra e de mais dois sobrevoos da Terra, a nave espacial deveria dirigir-se para o asteroide 1620 Geographos, chegando três meses mais tarde para um sobrevoo, com uma aproximação de mais de 100 km. Infelizmente, a 7 de maio de 1994, após a primeira órbita de transferência para a Terra, uma avaria a bordo da nave fez com que um dos propulsores de controlo de altitude disparasse durante 11 minutos, esgotando o abastecimento de combustível e fazendo com que a Clementine girasse a cerca de 80 rpm. Nestas condições, o sobrevoo do asteroide não poderia produzir resultados úteis.

A missão terminou em junho de 1994, quando o nível de energia a bordo desceu a um ponto em que a telemetria da nave deixou de ser compreensível. No entanto, "como a nave se encontrava fortuitamente na atitude correta para voltar a ser ligada, os controladores em terra conseguiram recuperar brevemente o contacto entre 20 de fevereiro e 10 de maio de 1995", (Siddiqi, 2018).

Assim a observação do asteroide não foi realizada, mas as observações lunares incluíram a obtenção de imagens em vários comprimentos de onda no visível, bem como no ultravioleta e infravermelho, altimetria de alcance laser, gravimetria e medições de partículas carregadas. Estas observações tinham como objetivo obter imagens multiespectrais de toda a superfície lunar, avaliar a mineralogia da superfície da Lua, obter altimetria de 60N a 60S de latitude e obter dados de gravidade para o lado próximo.

No que toca aos instrumentos presentes na sonda, eram os seguintes:

- *Charged Particle Telescope* – **CPT**, que foi concebido para medir o fluxo e os espectros de prótons energéticos (3-80 MeV) e electrões (25-500 keV).

- *Ultraviolet/Visible Camera* – **UV/VIS**, concebida para estudar as superfícies da Lua em cinco diferentes comprimentos de onda, nos espectros ultravioleta e visível. Esta experiência produziu informação sobre as propriedades do material geológico da superfície da Lua, bem como imagens úteis para estudos morfológicos e estatísticas de crateras. A maioria das imagens foram obtidas a baixos ângulos de iluminação solar. Os comprimentos de onda do filtro (e larguras de banda) foram 415 nm (40 nm), 750 nm (10 nm), 900 nm (30 nm), 950 nm (30 nm), 1000 nm (30 nm), e um filtro de banda larga cobrindo 400-950 nm. A resolução espacial variava entre 100 e 325 m durante uma única órbita de mapeamento na Lua, conforme a distância à superfície.

- *Near-Infrared CCD Camera* – **NIR**, que tinha como objetivo estudar as superfícies da Lua em seis comprimentos de onda diferentes no espectro de infravermelhos próximos. Esta experiência produziu informação sobre a petrologia do material da superfície da Lua. Os comprimentos de onda do filtro (e larguras de banda) foram: 1100 nm (60 nm), 1250 nm (60 nm), 1500 nm (60 nm), 2000 nm (60 nm), 2600 nm (60 nm) e 2780 nm (120 nm). A resolução variava também entre 150 e 500 m durante uma única órbita de mapeamento na Lua.

- *Laser Image Detection and Ranging* – **LIDAR**, foi concebido para medir a distância da nave espacial a um ponto na superfície da Lua. Isto permitiu a elaboração de um mapa altimétrico ou de relevo, para determinar a morfologia de grandes bacias e outras características lunares. A resolução vertical é de 40 m e a

resolução horizontal é de cerca de 100 m. O espaçamento transversal das medições no equador foi de cerca de 40 km.

- *High-Resolution Camera* – **HIRES**, consistia num telescópio com um intensificador de imagem e um gerador de imagens CCD de transferência de fotogramas. O sistema de imagem foi concebido para regiões restritas em muito elevada resolução. Consistia num filtro de banda larga 400-800 nm, quatro filtros de banda estreita com comprimentos de onda (e largura de banda) de 415 nm (40 nm), 560 nm (10 nm), 650 nm (10 nm) e 750 nm (20 nm). A resolução do pixel era de 7-20 m, dependendo da altitude da sonda.

Neste trabalho foi utilizada a imagem mosaico Clementine (*Moon Clementine UVVIS 5 Band Warped Image Mosaic 200m v1*) de 200 m de resolução espacial. Consiste num modelo de imagem digital global em mosaico, controlado radiométrica e geometricamente, e modelado fotometricamente, utilizando mais de 400 000 imagens de observações espectrais múltiplas obtidas pela câmara Ultraviolet/Visible (UV/VIS) a bordo da sonda Clementine (Eliason, et al., 1999). O mosaico global é composto por 5 imagens nos comprimentos de onda de 415nm, 750nm, 900nm, 950nm e 1000nm. A composição colorida de 3 das suas bandas (415nm, 750nm, 950nm) apresenta-se na Figura 15.

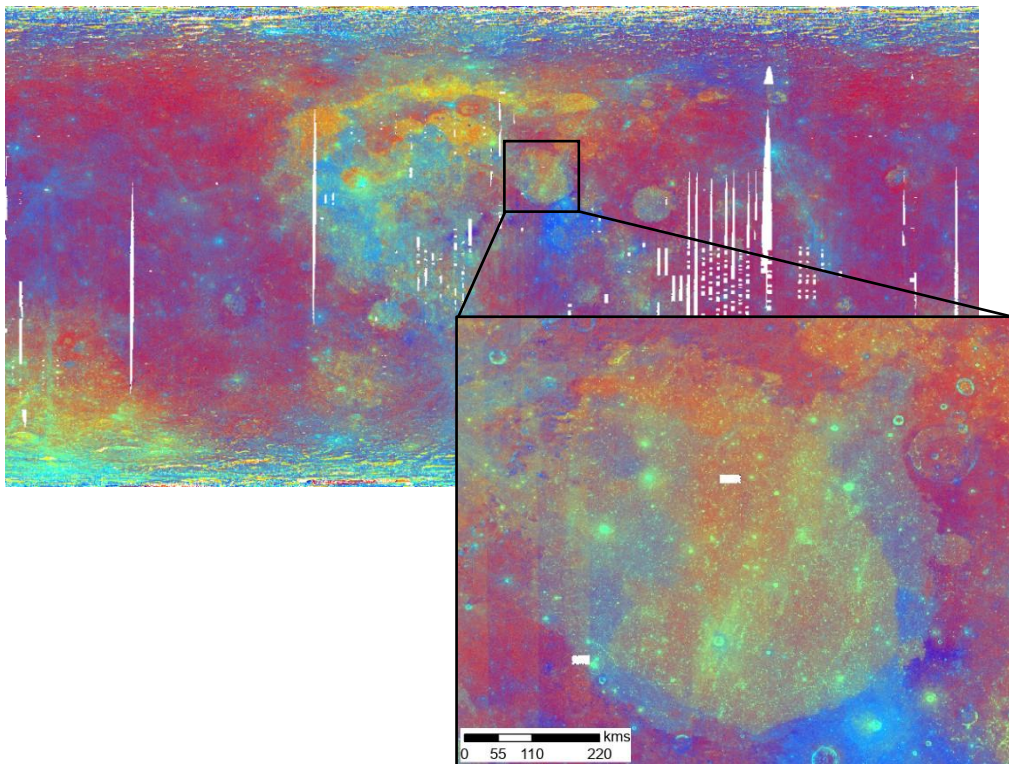


Figura 15 - Mosaico Clementine, composição colorida das bandas 415nm, 750nm e 950nm da câmara UV/VIS, com resolução de 200m/pixel, com destaque para a área de estudo, com ampliação do Mar da Serenidade.

Na preparação dos mapas de teores de FeO e TiO₂ foram utilizadas individualmente as bandas 1, 2 e 4 (415nm, 750nm e 950nm). (Figura 16).

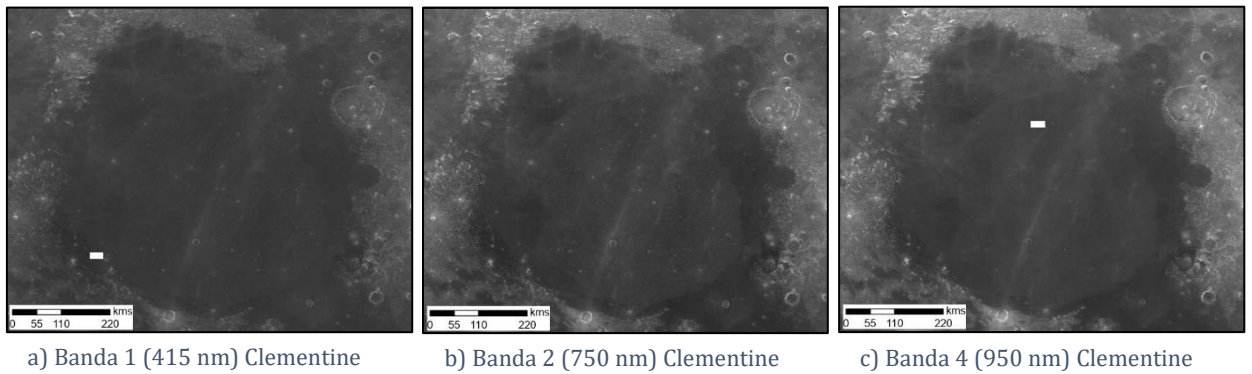


Figura 16 - Representação das bandas 1, 2 e 4, respectivamente, do Mosaico Clementine, composto por 5 bandas, em níveis de cinzento, na área de estudo, o Mar da Serenidade

Capítulo 4 – Metodologia

A metodologia desenvolvida e aplicada nesta dissertação está organizada em seis principais passos e prende-se com diversos tópicos como se pode verificar no seu fluxograma (Figura 17). Inicia-se pela identificação e marcação de crateras de impacto com diâmetro entre 500m e 1km na área de estudo, segundo critérios abordados mais à frente, para completar catálogo existente, seguida da construção de mapas de densidade espacial de crateras de impacto, a partir das estruturas identificados no ponto anterior. A seguir procede-se à segmentação pela técnica de *watershed* dos mapas de densidade espacial de crateras de impacto e à datação das regiões homogéneas estabelecidas na imagem segmentada. De seguida, procede-se ao cálculo dos teores de óxido de ferro (FeO) e óxido de titânio (TiO₂) para toda a área de estudo, e ao cálculo dos estatísticos desses teores em cada uma das regiões homogéneas. Por fim, é avaliada a correlação das idades das regiões homogéneas com os teores calculados dos dois óxidos.

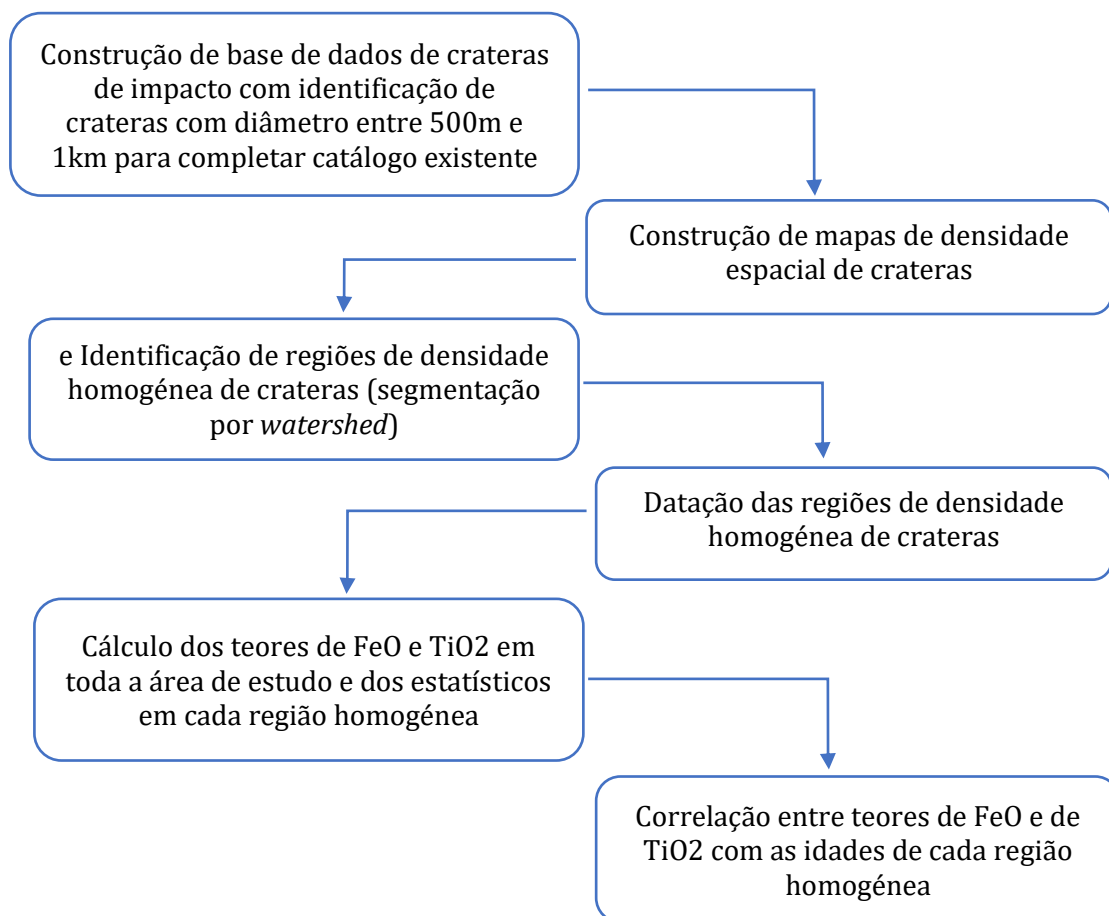


Figura 17 - Fluxograma com as principais etapas desenvolvidas da metodologia desta dissertação.

É importante justificar desde já porque foi necessário proceder à identificação de novas subunidades vulcânicas no mar da Serenidade. O estabelecimento destas novas regiões deve-se ao facto de as que existem na literatura terem sido todas baseadas em delineações manuais a partir somente de interpretações resultantes de observações em imagens remotas. Os resultados são muitas vezes questionáveis, as fronteiras entre subunidades parecem por vezes pouco naturais (retilíneas ou angulosas) e a concordância de resultados entre vários autores é sempre baixa. Por exemplo, como é possível observar em Dias *et al.* (2018), há uma enorme disparidade na delineação das subunidades vulcânicas na região lunar de Sinus Iridum por diferentes autores (Figura 18). As diferenças resultam de diferentes interpretações, obviamente subjetivas. Pode-se praticamente afirmar que entre os cinco mapas realizados, não há dois iguais.

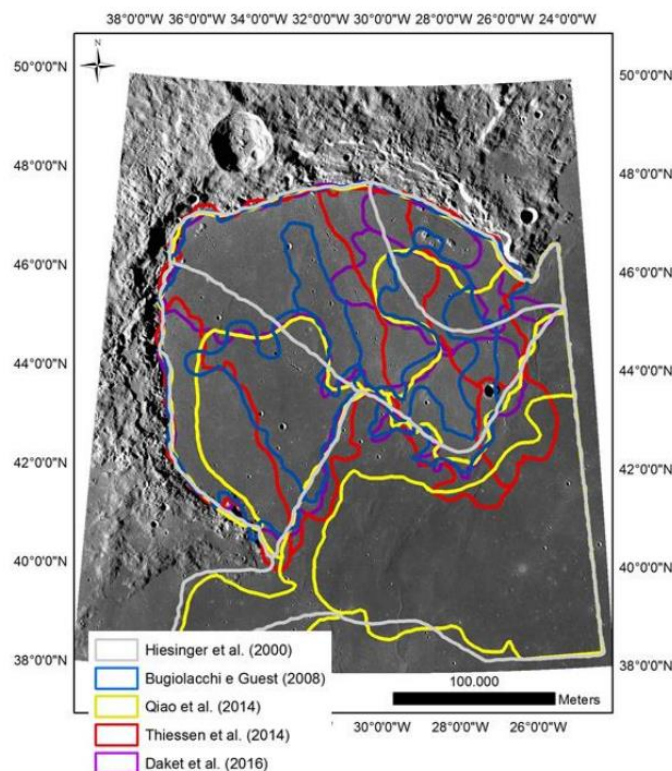


Figura 18 - Unidades cronológicas do Sinus Iridum propostas por diferentes autores, sobre um mosaico construído a partir de imagens de Kaguya. Adaptado de Dias *et al.* (2018).

No caso particular do Mar da Serenidade, as delimitações das subunidades foram elaboradas por Hiesinger *et al.* (2001) (Figura 19). Apesar de geometricamente as fronteiras terem um aspeto mais natural, optou-se por encontrar novas fronteiras entre as várias subunidades através de um método quantitativo que seja o menos subjetivo possível.

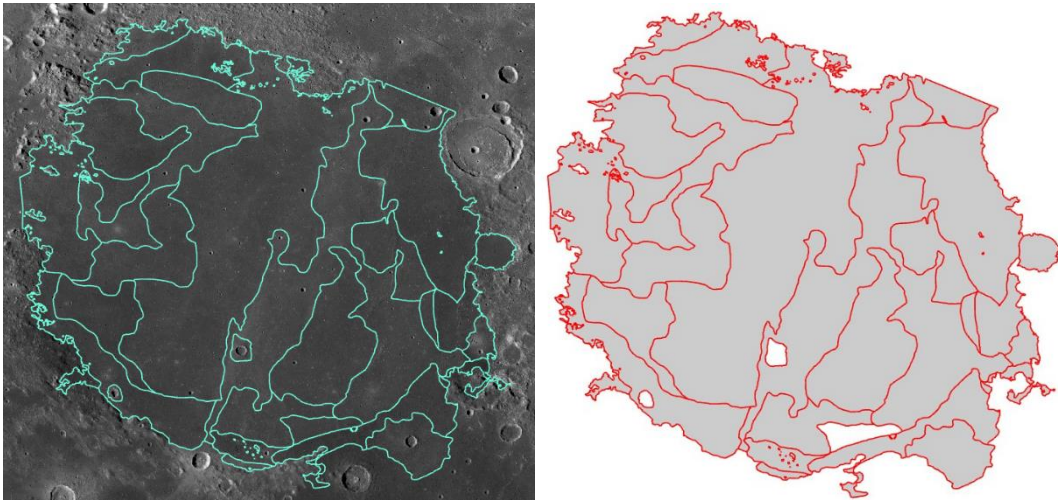


Figura 19 - Polígonos estabelecidos por Hiesinger *et al.* (2001).

4.1 Identificação de crateras de impacto

Existem na literatura várias bases de dados ou catálogos de crateras de impacto da Lua. A mais recente e que é constituída pelo maior número de crateras para toda a superfície lunar (mais de 1.3 milhões) é LU1319373 (Wang *et al.*, 2021). No entanto, verificou-se que este catálogo só está completo com crateras de diâmetro superior a 1km. Atendendo a que a resolução do mosaico de imagens LROC disponível, com uma resolução espacial de 100 m, permite identificar sem grande ambiguidade crateras até um diâmetro de 500 m, decidiu-se então aumentar o número de crateras disponíveis no mar da Serenidade. Este acréscimo de crateras será importante depois na construção do mapa de densidade espacial de crateras, que ficará tão mais rigoroso quanto maior for o número disponível destas estruturas.

Para se efetuar a identificação e marcação dessas crateras, de uma forma manual, foi utilizada a ferramenta *Crater Tools* no software *ArcMap* (Kneissl *et al.*, 2011), mais precisamente a função *Circle by Points* (Figura 20). Esta ferramenta

identifica a cratera através da geração de um círculo após marcação manual de quaisquer três pontos no seu bordo, indicando-nos depois o diâmetro e as coordenadas do centro (latitude e longitude) (Figura 21).

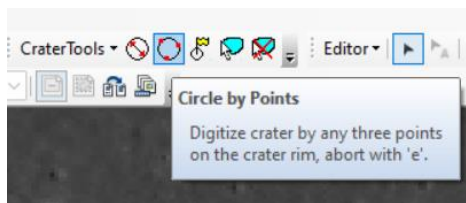


Figura 21 - Ferramenta "Circle by Points"

FID	Shape *	Diam_km	x_coord	y_coord
0	Polygon	1.007902	13.871277	37.131549
1	Polygon	0.853281	14.067308	37.071908
2	Polygon	0.665587	14.186619	37.197032
3	Polygon	0.816462	14.01478	36.88787
4	Polygon	0.565182	13.307273	37.138223
5	Polygon	0.638153	13.33555	36.70372

Figura 20 - Indicação do diâmetro, latitude (y_coord) e longitude (x_coord) de cada cratera marcada.

Ao longo da marcação de crateras no software, apesar de na maior parte das marcações não haver problema algum, foram encontradas algumas dificuldades. Estão sobretudo relacionadas com o agrupamento e sobreposição de crateras. Nestas situações, ou não se marcava nenhuma, ou procedia-se apenas à marcação da mais relevante (a principal), e tomava-se a(s) outra(s) como secundária(s), ou seja, não se marcavam para depois não enviesar os resultados de datação (Figura 22).

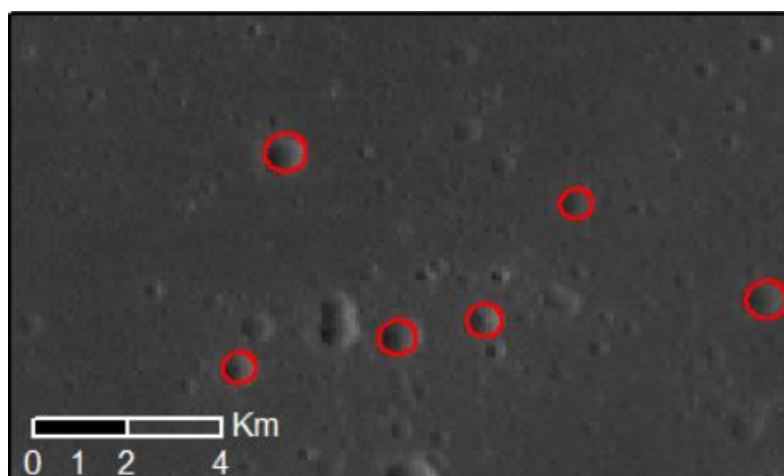


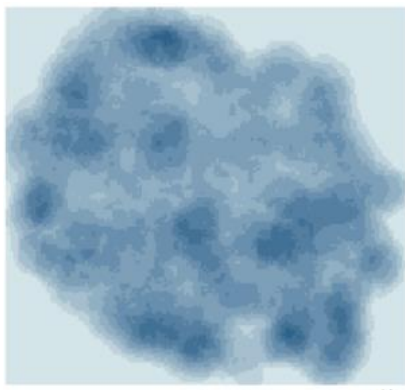
Figura 22- Destaque de duas crateras sobrepostas, onde não se avançou para a marcação pela incerteza das bordas.

4.2 Construção de mapas de densidade espacial

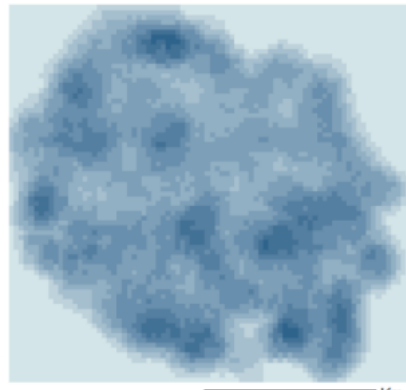
Esta tarefa envolve a elaboração de um mapa que descreva a densidade de crateras de impacto em toda a área sob investigação, com base em amostras específicas, neste caso, o centro das crateras identificadas anteriormente.

Para isso, foi utilizada a ferramenta *Point Density* do *ArcGIS Pro*, em *Spatial Analyst Tools*. Ao utilizarmos esta ferramenta é necessário escolher um valor para o tamanho da célula de saída, ou seja, o tamanho que queremos que o pixel resultante da análise tenha. Ao fazermos variar este parâmetro percebemos que quanto maior o valor da célula menor será o detalhe da imagem resultante, por outro lado, quanto menor for o valor da célula, menos claras ficam as estruturas de maior dimensão. Além deste valor, é também solicitado um valor para o raio de procura, que consiste no raio ou distância radial em que queremos verificar quantas crateras de impacto existem em torno de cada ponto da imagem. Quanto maior este valor maior será a atenuação dos valores, já que em cada um dos pontos em análise serão sempre incluídas muitas crateras, e assim não terá em consideração as variações locais de forma tão significativa. Desta forma, a solução passa por encontrar os melhores valores para este par de parâmetros, ou seja, os valores que simultaneamente conseguem mostrar as grandes estruturas e os detalhes mais importantes de densidade espacial das crateras de impacto.

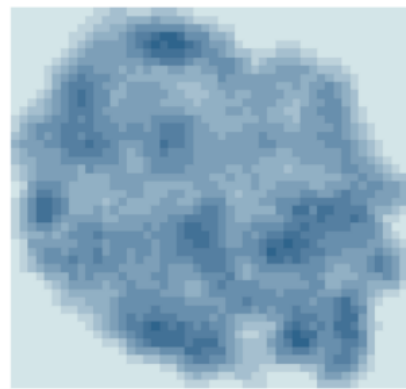
Foram construídos diversos mapas com diferentes pares de valores. Depois de analisados os vários resultados concluiu-se que o raio de procura se poderia fixar no valor de 1200 m, já que se verificava pouca variabilidade da densidade em torno deste valor. Assim, foram construídos três mapas com a variação do valor do tamanho da célula de saída (valores de 150, 300 e 500 m), que são apresentados na Figura 23.



A) C: 150 m; R: 1200 m



B) C: 300 m; R: 1200 m



C) C: 500 m; R: 1200 m

Figura 23 - Mapas de densidade espacial de crateras de impacto na área de estudo.

4.3 Identificação de regiões com densidades homogêneas de crateras de impacto

As sub-regiões interiores de qualquer mar da Lua que apresentem a mesma quantidade ou densidade de crateras de impacto terão sensivelmente a mesma idade. Consequentemente, as características dos seus materiais vulcânicos deverão também ser semelhantes, ou seja, deverão ter sido originados a partir de erupções contemporâneas com lavas de características e composições semelhantes. O grau de homogeneidade desses materiais vulcânicos no interior de cada sub-região deverá por isso ser elevado e distinto de outra sub-região vizinha. Ou seja, no caso concreto deste trabalho, os teores de FeO ou TiO₂ em cada sub-região, deverão ter um teor médio homogêneo, ou seja, com um baixo valor de dispersão em torno da sua média, calculada através do desvio padrão.

Para verificar esta hipótese, é necessário começar por primeiro delinear essas sub-regiões no mapa de densidades de crateras de impacto obtido anteriormente (Figura 24). Se visualmente, já é possível, reconhecer no mapa algumas zonas de valores extremos de densidade espacial (de maiores e de menores densidades), a determinação correta e precisa das fronteiras entre essas regiões não pode ser feita manualmente.

As técnicas de segmentação de imagem dispõem de ferramentas adequadas para resolver este problema e delinear de uma forma automática as fronteiras entre regiões com características distintas, neste caso concreto, com diferentes valores da densidade espacial de crateras de impacto. Entre as várias técnicas de processamento de imagem existentes que podem efetuar corretamente esta tarefa, escolheu-se a segmentação por *watershed* proposta no âmbito da Morfologia Matemática (Soille, 2004). Trata-se de uma das mais populares e robustas técnicas de segmentação de imagem, de aplicação prática não muito complicada e também umas das técnicas de maior sucesso na obtenção de resultados credíveis. Além disso, a segmentação por *watershed* também já tinha sido escolhida para segmentar o mesmo tipo de mapas de densidade de crateras de impacto com excelentes resultados (Dias, 2017).

4.3.1 Descrição do método de segmentação por *watershed*

A construção de imagens segmentadas é um método onde se recorre à categorização de pixels ou regiões da imagem com características semelhantes em segmentos ou grupos específicos, o que ajuda a identificar regiões homogêneas ou objetos distintos na imagem.

A técnica conhecida como *watershed* foi inicialmente apresentada por Beucher e Lantuéjoul (1978), visando a segmentação de imagens. Nesse trabalho, surgiu o conceito de dividir imagens com base em gradientes, onde os tons de cinzento delineiam uma superfície caracterizada por bacias de captação. Nos pontos de convergência dessas bacias, surgem linhas divisoras conhecidas como linhas de água, ou *watershed*.

Uma maneira de compreender de modo mais acessível esta técnica é visualizar a imagem a ser segmentada como uma superfície topográfica, na qual as intensidades dos pixels correspondem a elevações. Nesse contexto, os pixels da imagem configuram-se como uma topografia composta por vales e picos, variando em altitude. A experiência de imersão simula o processo de inundação de uma superfície, começando a partir de pontos de menor elevação local nessa superfície. Conforme a simulação avança, a água acumula-se nessas regiões de menor elevação, gradualmente enchendo os vales e criando áreas de retenção, ou seja, "bacias hidrográficas".

Quando as áreas inundadas de duas bacias vizinhas se podem conectar, forma-se uma linha que impede a mistura das águas. Esse processo prossegue até que toda a superfície esteja submersa, de maneira a estabelecer linhas de contenção ou de separação para cada bacia individual. No final do processo, um conjunto de linhas de contenção é estabelecido para impedir que a água transborde entre as distintas bacias. Essas linhas de separação de águas indicam os contornos dos objetos presentes na imagem (Dias, 2017). No caso dos mapas que se presentem segmentar neste trabalho, os objetos correspondem às regiões de igual ou semelhante densidade espacial de crateras.

Para desenvolver este procedimento foi utilizado o software ENVI 5.3, e o algoritmo de segmentação utilizado o método *watershed*. É solicitado ao utilizador que introduza os valores de dois parâmetros, *scale* e *merge*, onde o parâmetro *scale*

tem como objetivo suavizar a imagem, de maneira a filtrar as características menos importantes (mais locais) e manter as mais importantes (mais globais) e o parâmetro *merge* serve para unir (ou fundir) regiões vizinhas com características idênticas.

4.4 Datação das regiões de densidade de crateras de impacto homogêneas

Depois de estabelecidas as novas regiões que apresentam densidade de crateras de impacto homogêneas foi utilizada a técnica de datação de superfícies que estabelece a relação entre o diâmetro das crateras e a sua frequência, ou seja, o número de crateras de determinado tamanho presentes em cada região. Este método assenta na suposição de que uma determinada área superficial, em alguma altura do tempo geológico, não apresentava quaisquer crateras, tal período é então considerado como correspondente à época de formação da unidade geológica em questão. Com o passar do tempo esta superfície irá acumular crateras, com as quais será depois possível realizar a sua datação.

Para isto foi utilizado o software de acesso livre *CraterStats* 2.0, desenvolvido pela Freie Universität Berlin, onde foi datada cada região individualmente. Para cada região ou polígono foi anexado um ficheiro com os dados necessários, ou seja, com o número de crateras presentes, bem como as coordenadas dos seus centros (latitude, longitude) e o diâmetro de cada uma. É depois necessário seleccionar entre as várias opções o modelo e o sistema cronológico para a Lua. Para a função de produção (PF) foi escolhida a versão de Neukum *et al.* 2001 e Yue *et al.* 2022, tendo como exemplo o polígono 1, na Figura 24.

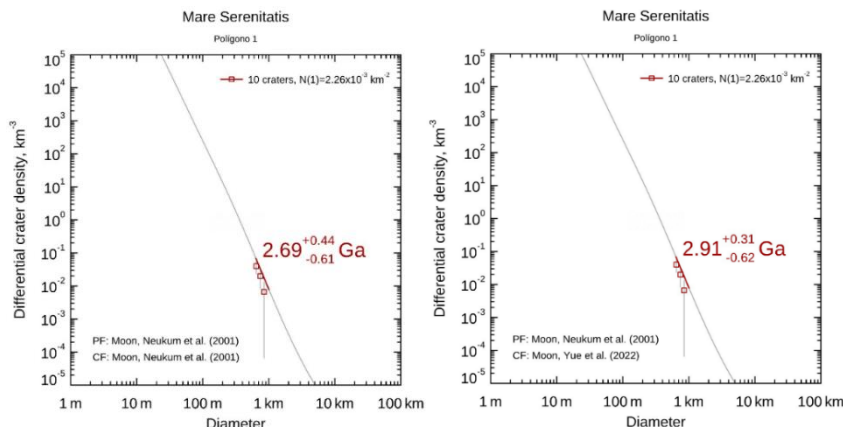


Figura 24 - Exemplo de datação utilizando o software *CraterStats*, com a representação gráfica da densidade diferencial de crateras em função do diâmetro: à esquerda com a aplicação do modelo de Neukum *et al.* (2001) e à direita o modelo Yue *et al.* (2022)

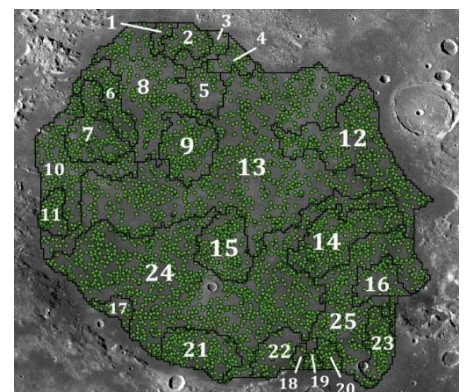


Figura 25 - Representação das novas regiões e das respetivas crateras presentes.

4.5 Cálculo dos teores de FeO e TiO₂

De modo a obter os teores de FeO e TiO₂, a partir da imagem multiespectral *Clementine*, de 5 bandas, foi necessário realizar um conjunto de transformações, utilizando o *software ArcGIS Pro*. Numa primeira fase efetuou-se a conversão de níveis de cinzento (D_N) para valores de refletância (R) e depois calcularam-se os teores de FeO e TiO₂ de acordo com as fórmulas definidas. No caso de FeO calcularam-se os teores com base em 2 fórmulas ligeiramente diferentes, propostas em Lucey et al. (1998) e Lucey et al. (2000), para averiguar eventuais diferenças. Para realizar estas operações foi utilizada a ferramenta *Calculator*, de *Raster Functions*. As bandas utilizadas foram as 1, 2 e 4, com os comprimentos de onda 415 nm, 750 nm e 950 nm, respetivamente. Os cálculos efetuados foram os seguintes:

- **Refletância**

$$R_{415} = D_{N415} \times (1,37 \times 10^{-4})$$

$$R_{750} = D_{N750} \times (1,37 \times 10^{-4})$$

$$R_{950} = D_{N950} \times (1,37 \times 10^{-4})$$

- **Teores de FeO (Lucey et al., 1998)**

$$FeO = (\theta Fe \times 22,928) - 6,075$$

$$\theta Fe = - \arctg \left[\frac{\left(\frac{R_{950}}{R_{750}} \right) - 1,22}{R_{750} - 0,04} \right]$$

- **Teores de FeO (Lucey et al., 2000)**

$$FeO = (\theta Fe \times 17,427) - 7,565$$

$$\theta Fe = - \arctg \left[\frac{\left(\frac{R_{950}}{R_{750}} \right) - 1,19}{R_{750} - 0,08} \right]$$

- **Teores de TiO₂ (Lucey et al., 1998; Sato et al., 2017)**

$$TiO_2 = 3,708 \times \arctg \left[\left(\frac{\left(\frac{R_{415}}{R_{750}} \right) - 0,42}{R_{750}} \right)^{5,979} \right]$$

4.6 Correlação das idades com teores de FeO e TiO₂

A avaliação da relação entre as idades das várias sub-unidades e os teores em óxidos de ferro e de titânio é efetuada de uma forma simples e direta através da construção de gráficos de dispersão (*scatter-plots*).

Para descrever as idades, utiliza-se para cada subunidade vulcânica no Mar da Serenidade o valor obtido com a técnica de datação por crateras de impacto. Para os teores de óxidos de ferro e de titânio, calcula-se o seu valor médio e os estatísticos básicos (média, desvio padrão, mínimo e máximo). É também efetuada uma análise de regressão de forma a verificar se existe alguma correlação entre as idades e os teores dos elementos indicados.

Esta avaliação é efetuada para as subunidades vulcânicas obtidas neste trabalho com a técnica automática de segmentação por *watershed* e também para as subunidades litológicas obtidas manualmente por Hiesinger *et al.* (2000) através da interpretação geológica das imagens remotas da mesma zona de estudo. A comparação dos resultados será também objeto de avaliação e discussão no próximo capítulo.

Capítulo 5 – Resultados e discussão

5.1 Identificação de crateras

Depois de identificadas e marcadas de uma forma exaustiva as crateras de diâmetro acima de 500 metros, num total de 4605 crateras, foi necessário efetuar a sua verificação de forma a eliminar eventuais crateras abaixo desse limiar. De facto, encontraram-se 138 crateras um pouco abaixo de 500 metros de diâmetro. De seguida, realizou-se a junção desta informação com a base de dados LU1319373, de Wang *et al.* (2021), que apresentam todas as crateras lunares de diâmetro superior ou igual a 1 quilómetro. Este catálogo contém 1524 crateras no Mar da Serenidade. Assim, a base de dados fez inicialmente um total de 5991 crateras.

Verificou-se de seguida, que muitas crateras se encontravam localizadas muito perto da periferia do Mar da Serenidade e que iriam enviesar os resultados de pós-processamento dos mapas de densidade se fossem utilizadas. Desta forma, foi necessário descartar essas crateras. Posto isto, o número total de estruturas de impacto presentes dentro da área de estudo é igual a 5102 crateras (Tabela 1)(Figura 26).

Crateras marcadas	4605
Crateras marcadas revistas ($D > 500$ m)	4467
Base de dados LU1319373 ($D \geq 1$ km)	1524
Total de crateras ($D > 500$ m)	5991
Total de crateras na área de estudo ($D > 500$ m)	5102

Tabela 1 - Número de crateras em cada etapa, com a indicação do diâmetro (D) das mesmas.

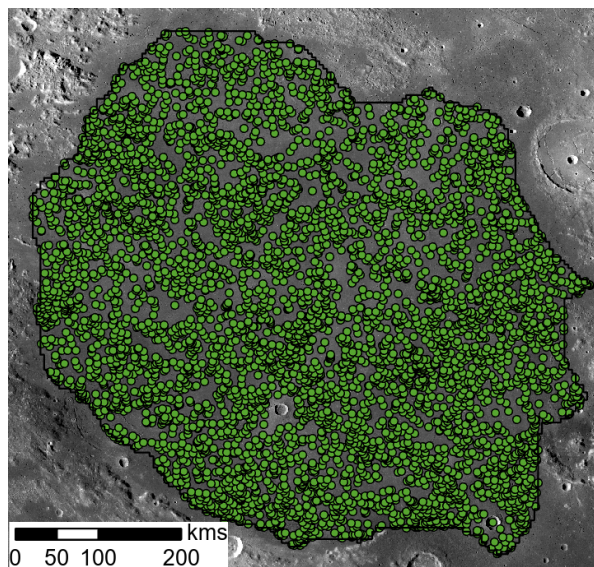


Figura 26 - Representação das crateras na área de estudo

Os estatísticos básicos da distribuição de tamanhos das crateras na área de estudo (diâmetro mínimo, máximo, média e desvio padrão) apresentam-se na Tabela 2 e o histograma de tamanhos na Figura 28. Pode-se verificar que o tamanho varia entre 500 m 17.2 km de diâmetro e que as classes mais frequentadas estão no intervalo 700 a 900 m.

Na figura 27 é apresentado um gráfico com a quantidade de crateras presentes em cada um dos 25 polígonos, destacando-se os polígonos 13 e 24 pelo seu elevado número de crateras, o que seria de esperar, uma vez que são os dois polígonos com maior área.

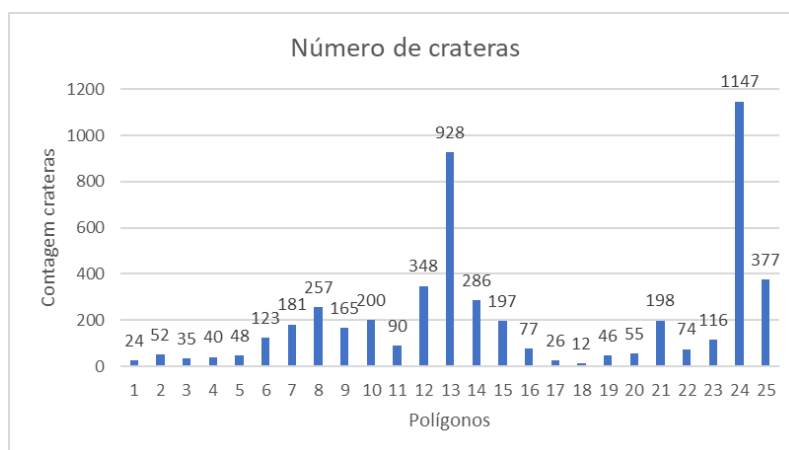


Figura 27 - Número de crateras em cada região.

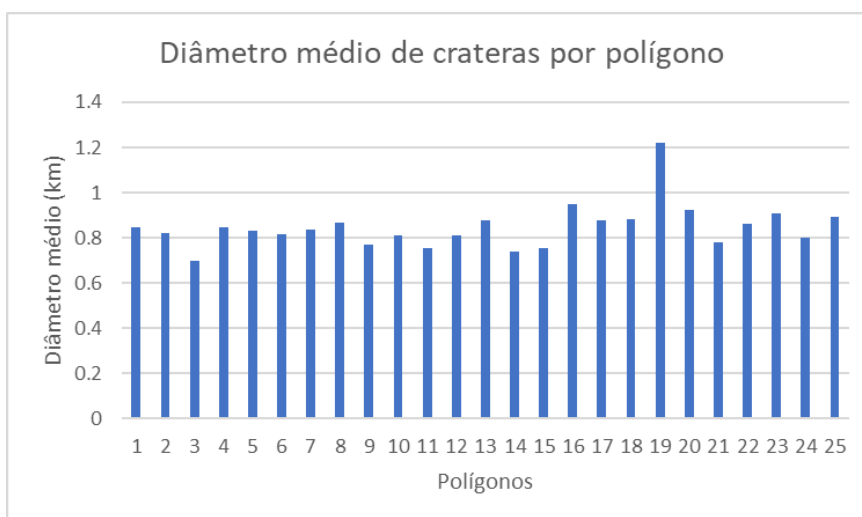


Figura 28 - Diâmetro médio (km) das crateras em cada polígono.

Polígonos	Contagem crateras	Diâmetro médio (km)	Diâmetro máx. (km)	Diâmetro mín. (km)
1	24	0.849	1.75	0.529
2	52	0.819	3.33	0.503
3	35	0.697	1.11	0.509
4	40	0.845	2.10	0.505
5	48	0.833	1.84	0.508
6	123	0.815	1.96	0.501
7	181	0.835	2.47	0.507
8	257	0.865	5.15	0.501
9	165	0.767	4.20	0.510
10	200	0.811	2.50	0.512
11	90	0.754	1.33	0.500
12	348	0.809	4.36	0.501
13	928	0.878	9.37	0.501
14	286	0.740	2.56	0.503
15	197	0.755	2.38	0.504
16	77	0.949	4.81	0.526
17	26	0.875	1.61	0.548
18	12	0.883	1.64	0.531
19	46	1.223	8.76	0.511
20	55	0.921	2.05	0.525
21	198	0.781	2.74	0.500
22	74	0.863	2.10	0.506
23	116	0.909	2.25	0.520
24	1147	0.802	7.20	0.501
25	377	0.895	17.18	0.504

Tabela 2 - Contagem de crateras, diâmetro médio (km), diâmetro máximo (km) e diâmetro mínimo (km) para cada polígono.

5.2 Mapas de densidade espacial

Foram construídos diversos mapas de densidade espacial de crateras e impacto com a combinação dos valores dos seus dois parâmetros. Conclui-se desde logo que o raio de procura de 1200 m seria o mais adequado por o mapa se manter estável nos valores próximos. Assim, os mapas que são apresentados na Figura 15, mostram a variação do valor da célula de saída.

Analisando os diferentes mapas observamos desde logo que no caso do primeiro mapa, (Figura 29A), com o valor de célula de saída (C) igual a 150 m e raio de procura (R) de 1200 m existe um bom ajuste espacial, ou seja, identificam-se bem as zonas que têm uma maior densidade de crateras e é possível ver a distinção de algumas regiões, mas não inequivocamente. No caso do segundo mapa (Figura 29B), C=300 m e mantendo R=1200 m, podemos verificar que a distinção entre regiões de elevada densidade se torna mais clara do que no mapa anterior, uma vez que a imagem está mais suavizada com atenuação dos detalhes não necessários. Já no último mapa (Figura 29C), com valores C=500 m e R=1200 m, podemos reparar que a atenuação dos detalhes é excessiva e alguns picos de elevada densidade são perdidos e aglomerados com picos vizinhos e criando um pico de grandes dimensões, o que não é de todo o desejado. Assim, percebemos que o mapa que melhor se ajusta para o fim pretendido, ter regiões de elevada densidade com algum detalhe, será o segundo mapa, ou seja, o que está representado na Figura 29B.

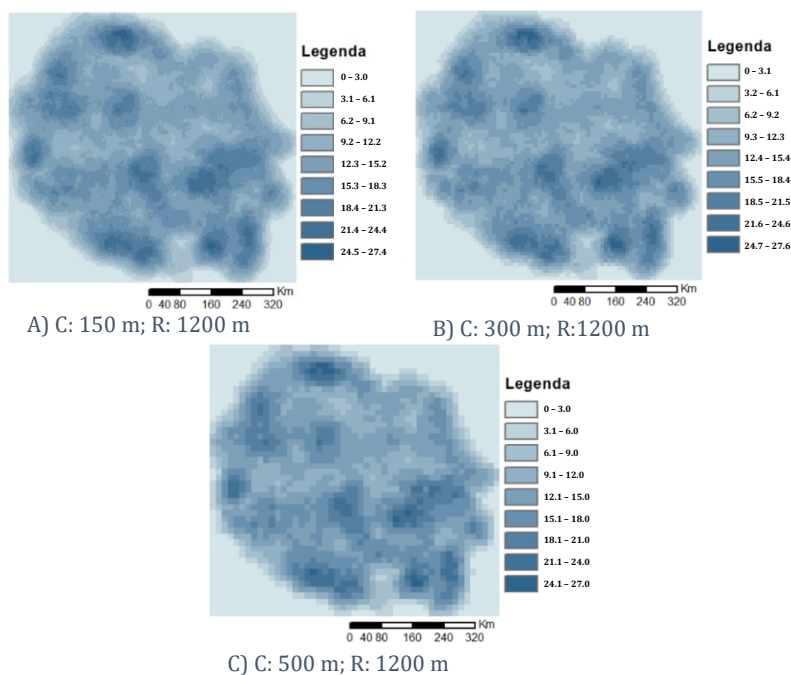


Figura 29 - Mapas de densidade espacial de crateras de impacto na área de estudo. Célula de saída (C) e Raio de Procura (R).

5.3 Segmentação por *watershed* do mapa de densidades

A segmentação por *watershed* do mapa de densidade de crateras foi efetuada no software ENVI 5.3 e recorrendo em particular à sequência de processamento (ou workflow) no módulo *Feature Extraction*. Como visto anteriormente, o algoritmo *watershed* não tem parâmetro algum, por isso, a forma para atenuar a sua típica segmentação excessiva (ou sobressegmentação) da imagem é de atuar antes da sua aplicação através da suavização da imagem através de um filtro adequado, e/ou atuar depois da sua aplicação para agrupar regiões vizinhas (bacias) cujo conteúdo é relativamente semelhante. No primeiro caso, o parâmetro associado ao filtro de suavização designa-se por *scale* (S), no segundo caso, o parâmetro relativo ao grau de similitude designa-se por *merge* (M). Ambos os parâmetros funcionam na mesma escala de 0 a 100. No caso dos valores S=0 e M=0, não existe suavização da imagem (scale), nem agrupamento algum de regiões vizinhas (merge), como se observa no mapa excessivamente segmentado e com muitas e pequenas regiões na Figura 30a.

No outro extremo, a escolha do valor S=100 e M=100 indica que a imagem fica completamente homogénea e com a suavização máxima (scale) ou que todas as regiões serão agrupadas numa única (merge), como se pode verificar no resultado, também não interessante de uma única região, que se apresenta na Figura 30c. Parece claro que o resultado adequado de segmentação do mapa de densidades se deverá situar entre os valores extremos destes dois parâmetros. Veja-se o exemplo para S=50 e M=50 (Fig. 30b), em que foram encontradas várias fronteiras entre regiões homogéneas. Aproxima-se bastante mais de um resultado adequado, no entanto, a disparidade entre a dimensão das regiões segmentadas (uma muito grande, muitas muito pequenas) é ainda muito elevada. Ou seja, o passo seguinte é de encontrar o par de parâmetros S e M mais adequado para segmentar o mapa de densidades.

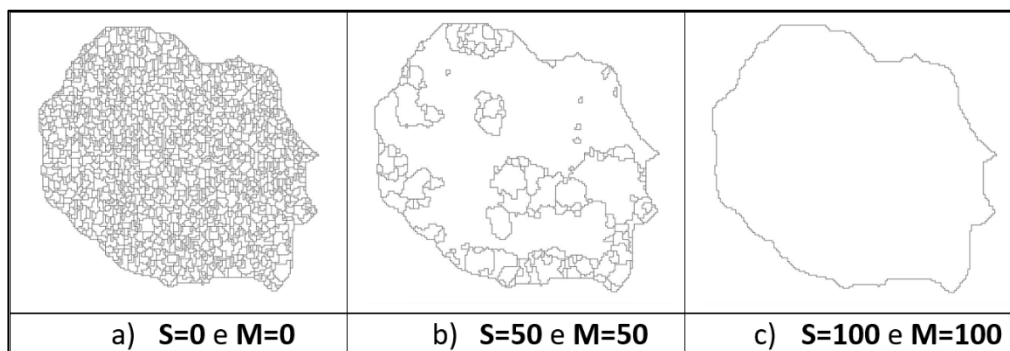


Figura 30 - Segmentação por watershed para valores extremos e intermédios dos parâmetros scale (S) e merge (M).

A estratégia para encontrar o mapa segmentado mais adequado foi efetuado em duas principais etapas. Primeiro, encontrar um intervalo para o par de parâmetros que identifique de uma forma mais grosseira uma região alargada de interesse. Depois, estreitar a procura num intervalo mais pequeno de forma a afinar a procura e encontrar o par de parâmetros mais adequado para a segmentação por watershed do mapa de densidade espacial de crateras de impacto. Após várias experiências iniciais em que foram utilizados vários pares de parâmetros, verificou-se que os resultados mais interessantes se situam no intervalo 20-40 para o parâmetro scale (S) e no intervalo 50-99 para o parâmetro merge (M), cujos resultados de segmentação se apresentam na Figura 31. Decidiu-se em seguida, de forma a restringir ainda mais o intervalo de interesse, que os resultados que mostram um melhor compromisso entre o número e o tamanho de regiões homogêneas, e por isso considerados mais interessantes, se situam no intervalo 30-40 para S e 70-99 para M (ver os resultados da segmentação na Figura 31).



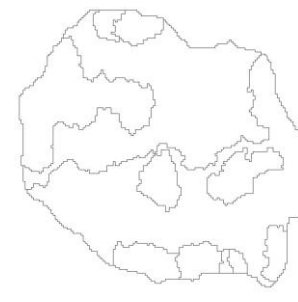


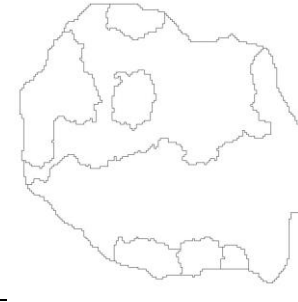
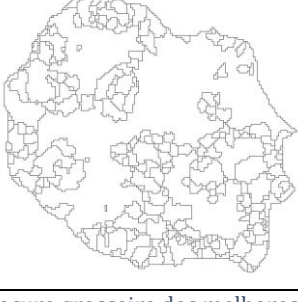
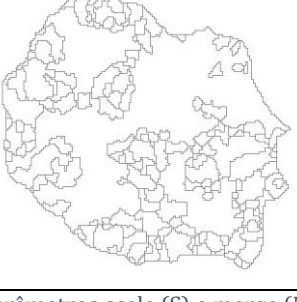
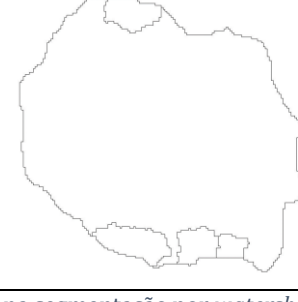
	M=50	M=70	M=99
S=20			
S=30			
S=40			

Figura 31 - Procura grosseira dos melhores parâmetros scale (S) e merge (M) na segmentação por watershed.

Na segunda etapa, e no intervalo mais apertado do par de parâmetros, fizeram-se novas segmentações do mapa de densidades de crateras e cujos resultados mais interessantes se apresentam na Figura 31. Correspondem aos intervalos finos de 35-37 para M e de 96-98 para M. Verifica-se que as maiores alterações neste detalhado intervalo se dão ao longo da variação de M (de 96 a 98) e que pouco ou nada se alteram ao longo da variação de S (de 35 a 37) (Figura 32). Optou-se então por escolher a segmentação resultante da utilização dos parâmetros S=36 e M=97. O conjunto de 25 polígonos resultante desta segmentação é assim considerado o mais homogêneo em relação à densidade espacial de crateras de impacto no Mar da Serenidade. Será, por isso, o mapa segmentado a utilizar na análise seguinte de avaliação de correlação com os mapas de teores de FeO e TiO₂.

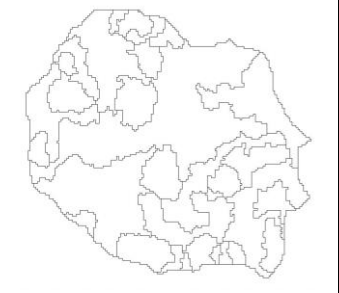
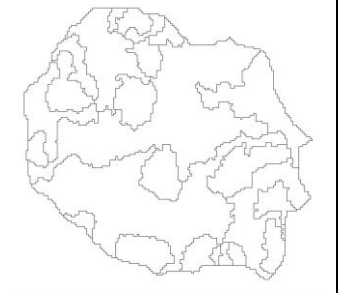
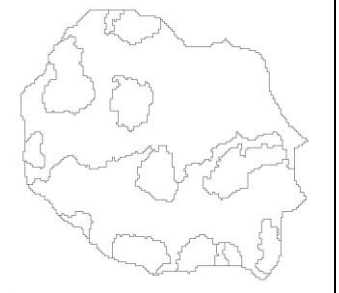
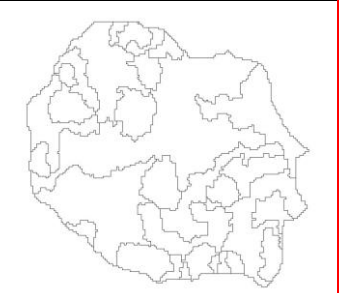
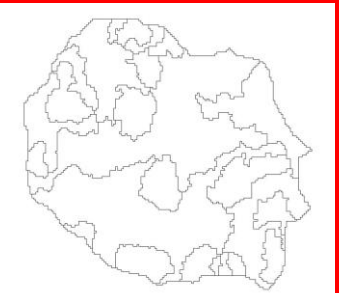
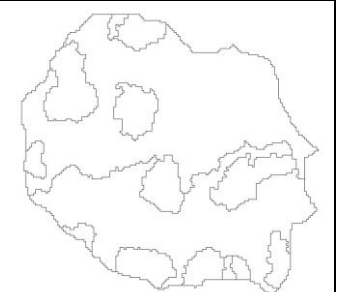
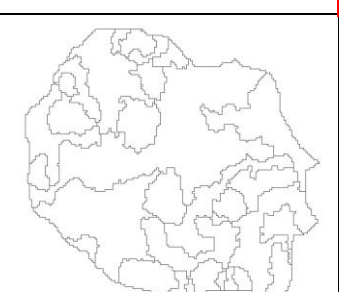
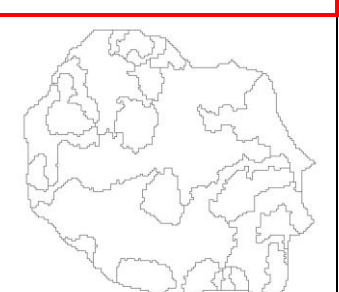
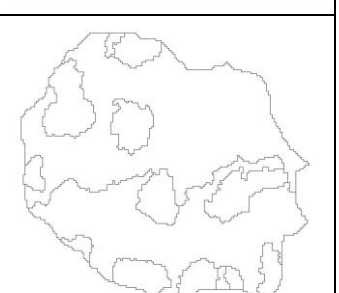
	M=96	M=97	M=98
S=35			
S=36			
S=37			

Figura 32 - Procura fina dos melhores parâmetros scale (S) e merge (M) na segmentação por *watershed*.

5.4 Datação das regiões de densidade de crateras de impacto homogêneas

Depois de estabelecidas as 25 regiões correspondentes às subunidades vulcânicas no ponto anterior, foi possível intersectar esses polígonos com a base de dados de crateras identificadas e exportar os dados necessários para colocar no software *CraterStats* 2.0 que, depois de trabalhados, permitem obter um valor das suas idades.

A numeração dos 25 polígonos e as crateras contidas em cada um deles podem ser observadas na Figura 38. Pode-se também verificar que o método de segmentação do mapa de densidade espacial de crateras, criou pequenos polígonos (números 1-4 e 17-20) no bordo do mar da Serenidade (Figura 33). O polígono 5 também apresenta uma distribuição espacial de crateras um pouco heterogênea (região central com muito poucas crateras), possivelmente devido à sua pequena dimensão e localização espacial. Este conjunto de polígonos deverá ser analisados posteriormente com algum cuidado, pois poderá constituir um conjunto de 'outliers'.

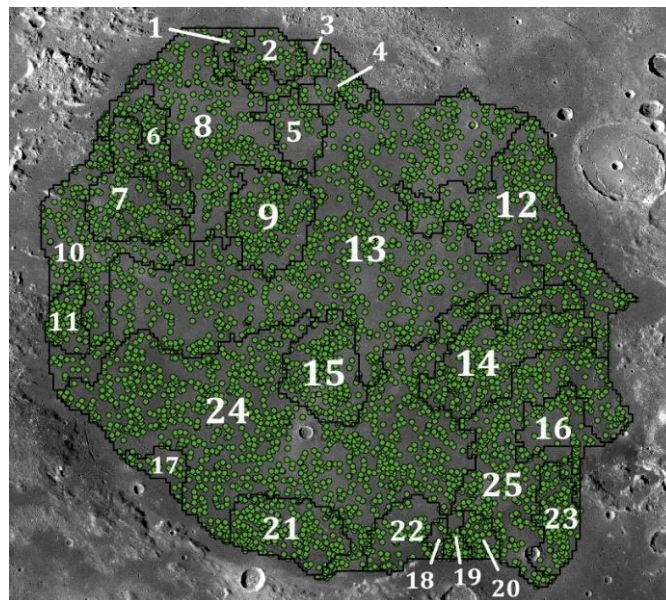


Figura 33 - Representação das novas regiões e das respectivas crateras presentes.

Quando ajustados os dados de cada polígono, ou seja, o número de crateras, à isócrona mais próxima é possível estimar a s suas idades segundo o modelo Neukum *et al.* (2001), apresentados na Figura 33, e segundo o modelo de Yue *et al.* (2022) cujos resultados são apresentados no anexo disponibilizado no final deste documento.

Na Tabela 3 são apresentados, de forma sucinta, os valores de idade obtidos do polígono 1 ao 25, segundo o sistema cronológico Neukum (2001) e Yue (2022).

OBJECTID_1	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Neukum	2.69	3.59	1.49	2.93	1.61	2.95	3.36	2.16	2.28	2.41	3.33	2.49	2.58
Yue	2.91	3.59	1.63	3.09	1.76	3.10	3.38	2.36	2.49	2.63	3.36	2.71	2.80
OBJECTID_1	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	
Neukum	2.70	2.86	3.28	1.90	2.04	3.84	3.72	2.76	3.47	3.34	2.37	2.56	
Yue	2.91	3.04	3.32	2.08	2.23	3.83	3.71	2.96	3.48	3.37	2.59	2.78	

Tabela 3 - Análise das idades obtidas segundo Neukum (2001) e segundo Yue (2022) a partir do CraterStats 2.0, nos respectivos polígonos (OBJECTID_1).

Na tabela 4 podemos observar os valores das datações de Hiesinger *et al.* (2000), que não são diretamente comparáveis com os resultados agora obtidos uma vez que as regiões estabelecidas não são as mesmas.

OBJECTID	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
HIESINGER	3.80	3.80	3.70	3.70	3.70	3.60	3.60	3.60	3.50	3.40	3.40	3.40	3.40
OBJECTID	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
HIESINGER	3.50	3.40	3.50	3.30	3.30	3.40	3.20	3.20	3.00	2.90	2.90	2.80	2.40

Tabela 4 - Idades de Hiesinger *et al.* (2000) nos respectivos polígonos (OBJECTID_1).

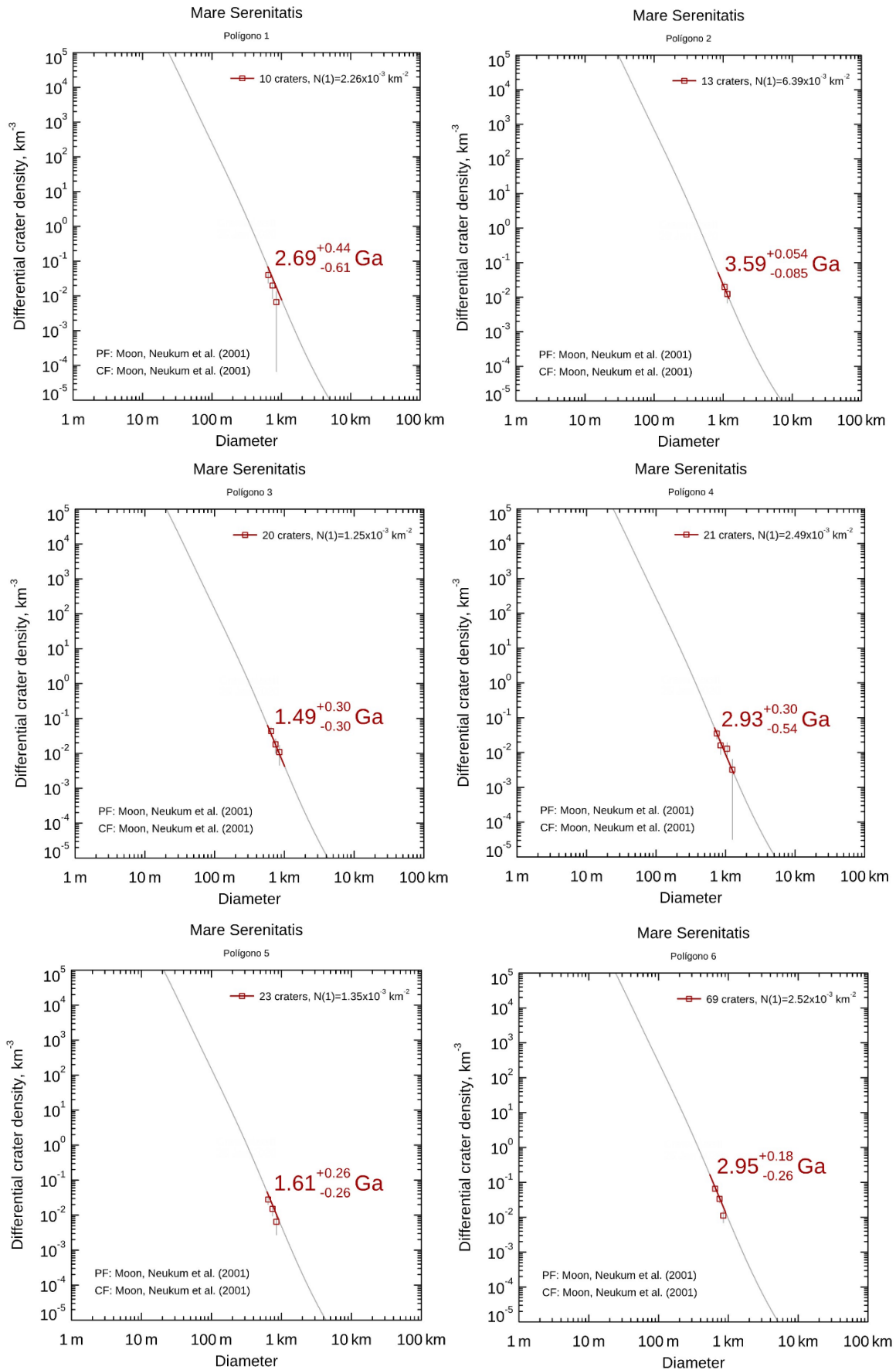
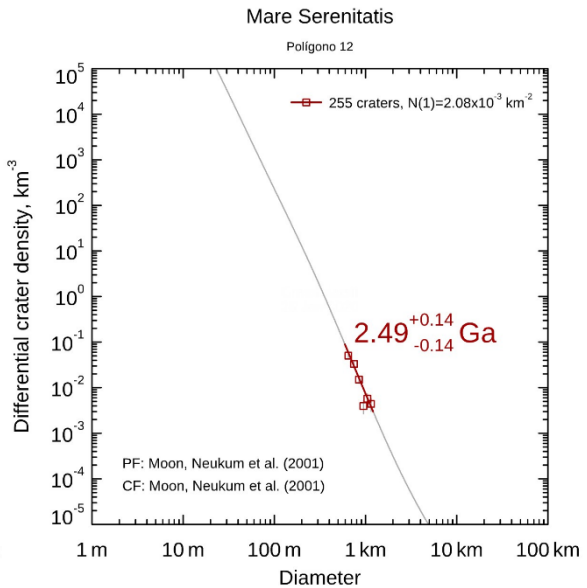
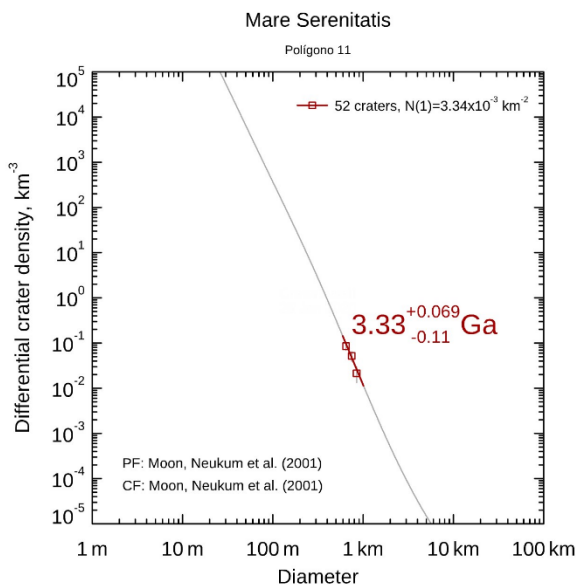
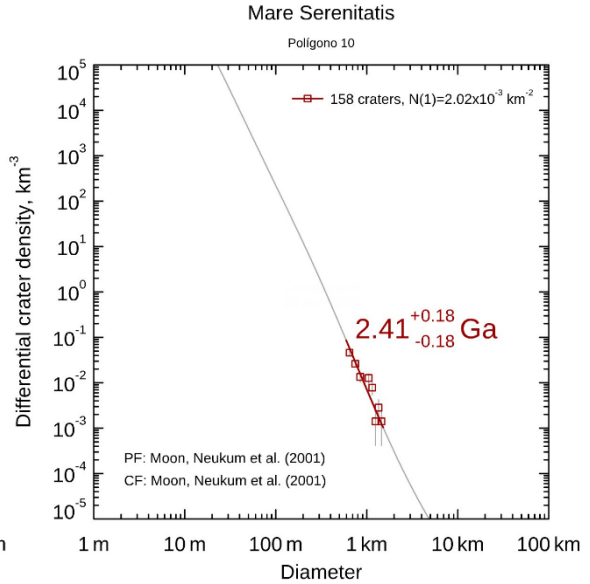
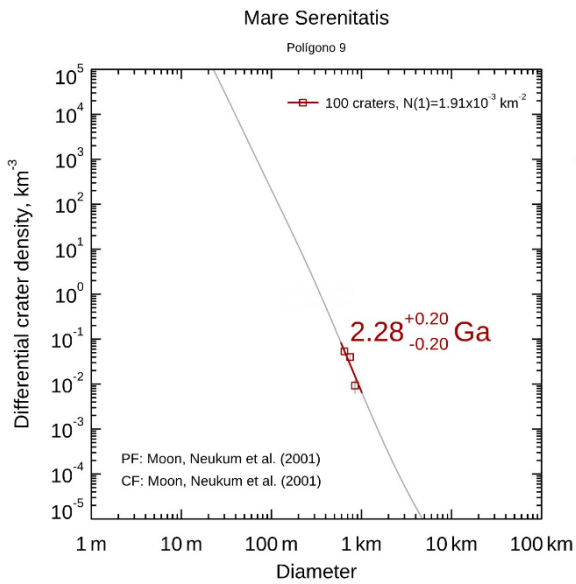
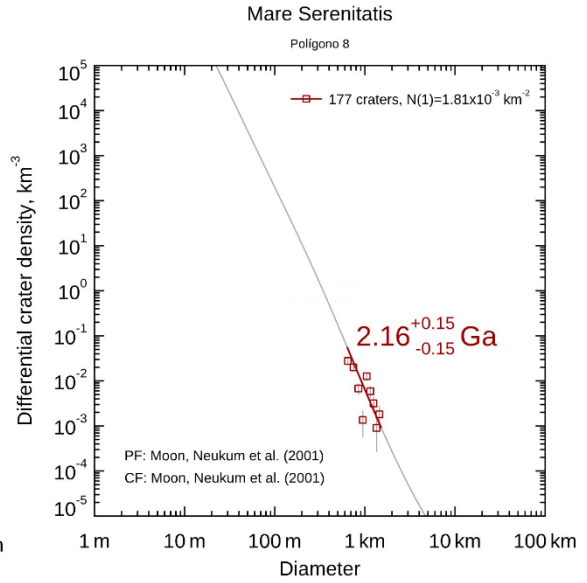
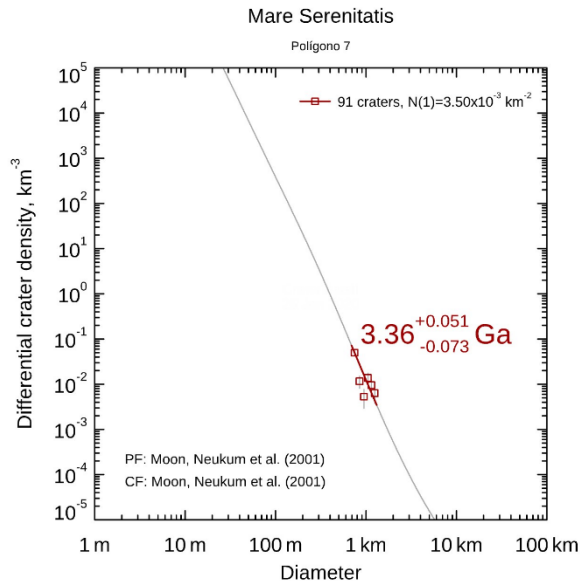
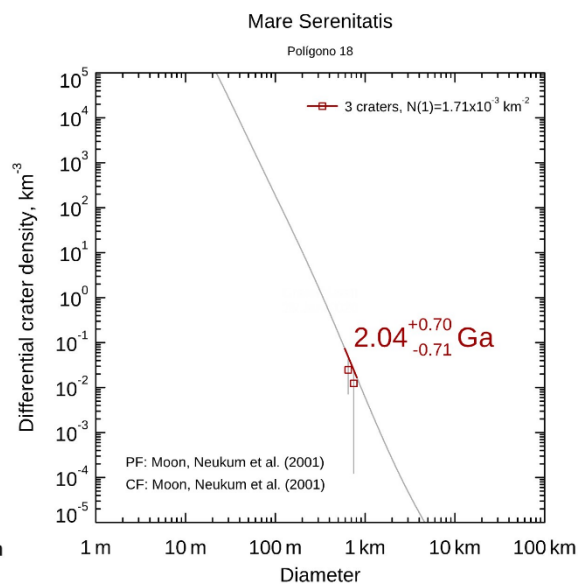
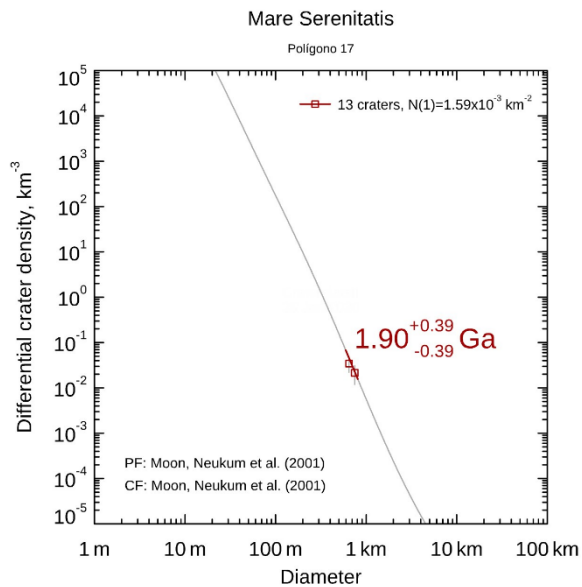
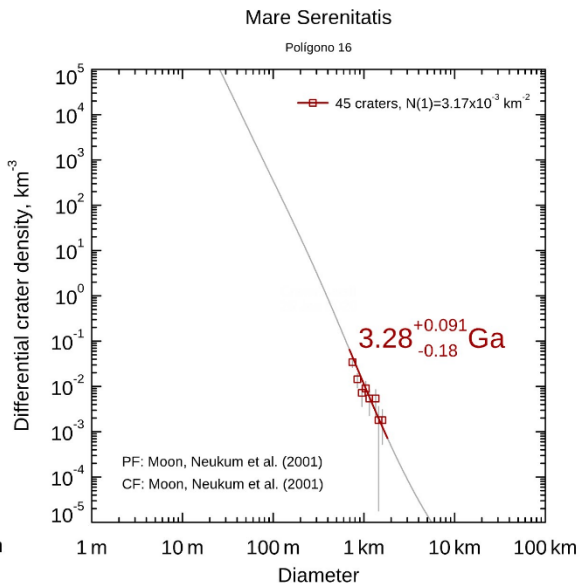
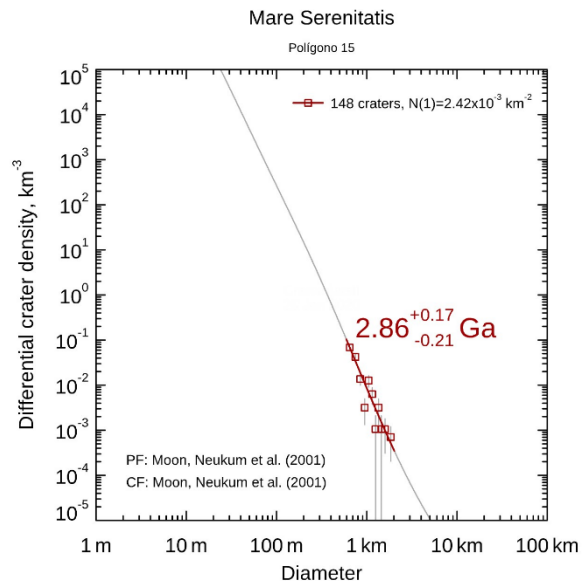
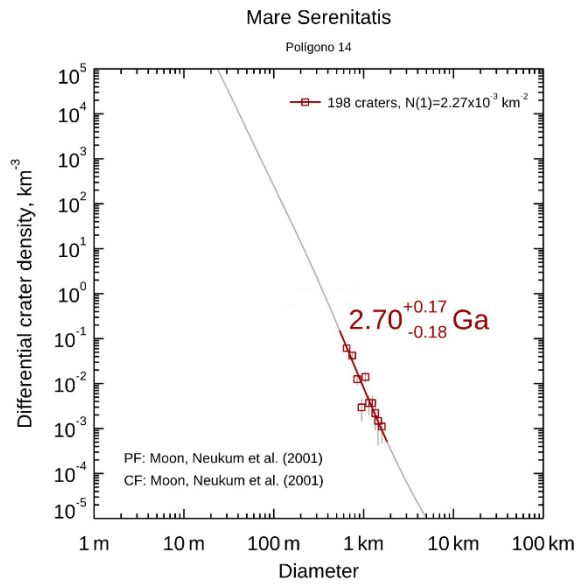
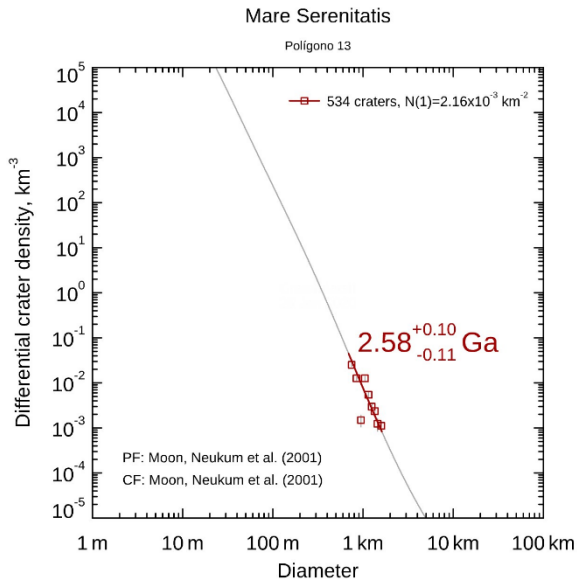
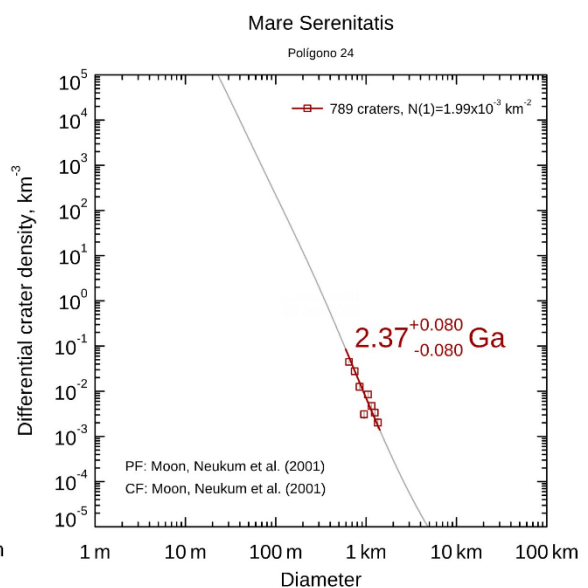
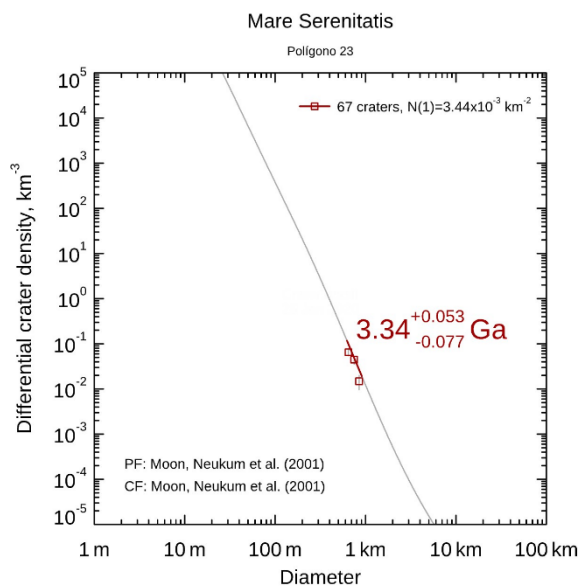
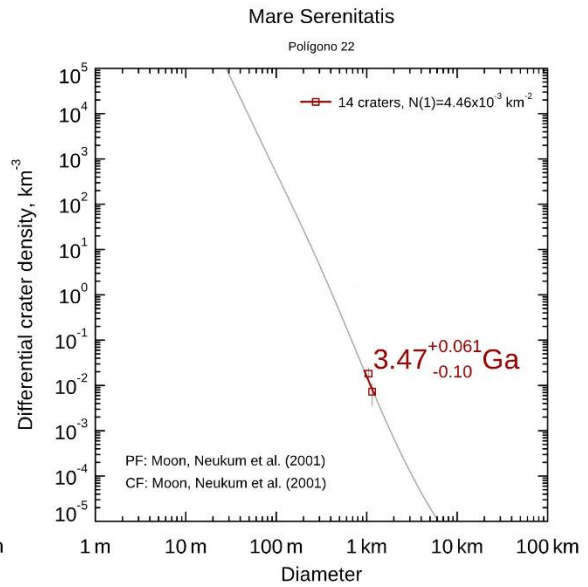
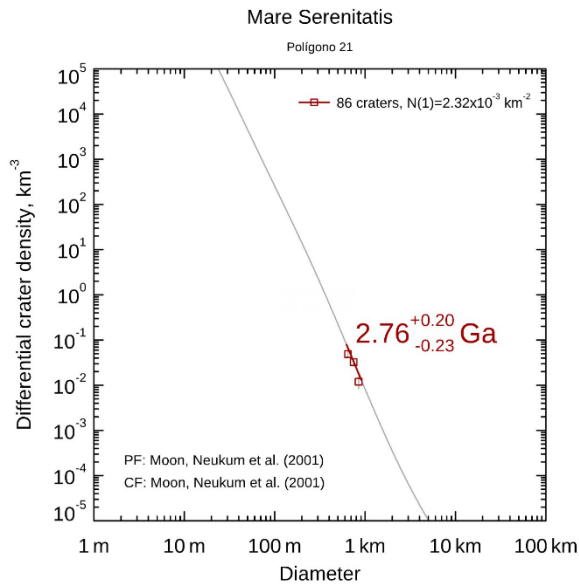
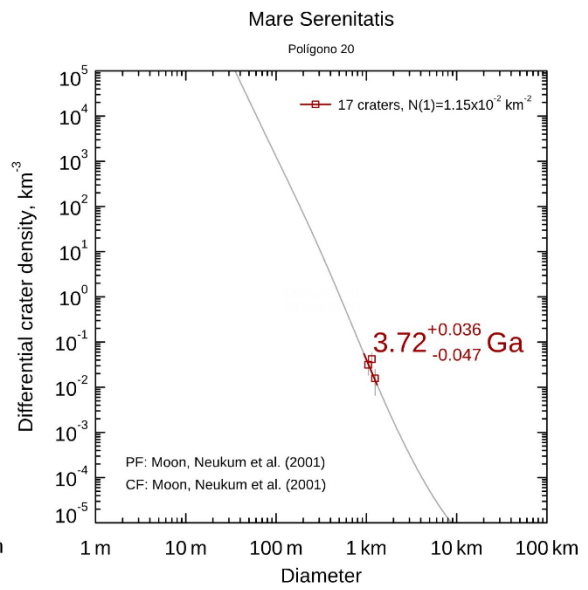
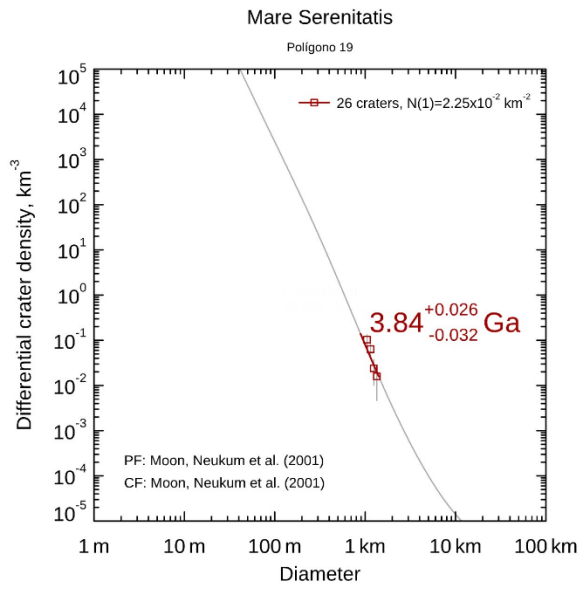
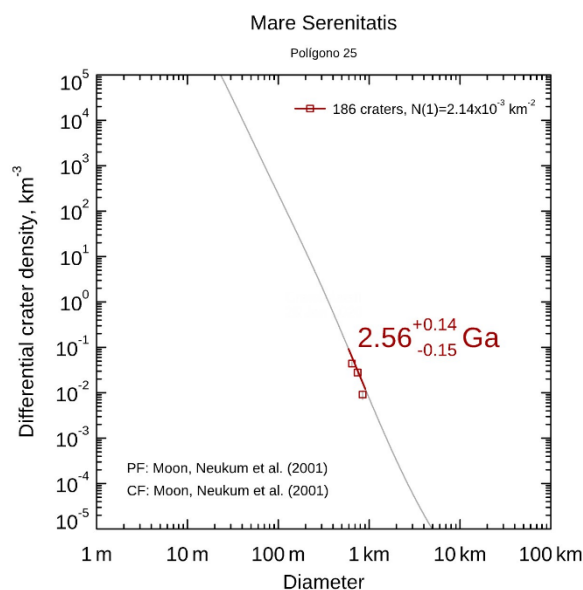


Figura 34 - Gráficos das datações obtidas a partir do software CraterStats para cada um dos polígonos 1 a 25 da região em estudo.









A comparação das idades entre as subunidades vulcânicas agora obtidas e as subunidades propostas por Hiesinger não pode ser feita diretamente, uma vez que os polígonos em cada conjunto não são os mesmos, tendo de ser efetuada de uma forma mais genérica.

Assim, verifica-se que as subunidades vulcânicas obtidas com a segmentação do mapa de densidades de crateras são em média mais recentes (2.75 Ga) do que as das subunidades delineadas manualmente por Hiesinger (3.36 Ga). A amplitude de idades é também agora maior (1.49-3.84 Ga) do que a amplitude obtida por Hiesinger (2.40-3.80 Ga). A diferença reside somente no limiar inferior, em que identificou agora atividade vulcânica mais recente (1.49 Ga, contra 2.75 Ga de Hiesinger), já que o limiar superior é semelhante para o início da atividade vulcânica no mar da Serenidade (3.80 e 3.84 Ga). Além desta distinta variação estar relacionada com o facto de as crateras utilizadas em cada polígono ser diferente, também está relacionada com o maior número de crateras que agora foi utilizado. Ou seja, ao utilizar-se agora uma maior gama de tamanhos de crateras (desde $D > 500\text{m}$, enquanto Hiesinger só usou crateras $D > 1\text{km}$), torna-se possível datar subunidades com maior precisão. Desta forma, os resultados obtidos poderão também ser considerados mais robustos estatisticamente. Do ponto de vista geológico, existe alguma relevância também, pois pode detetar-se no mar da Serenidade atividade vulcânica mais recente do que era conhecida até agora.

5.5 Teores de FeO e TiO₂

Foram em seguida calculados os mapas de teores de FeO e TiO₂ recorrendo às equações de Lucey *et al.* (1998) e Lucey *et al.* (2000). Foi necessário converter antes os níveis de cinzento de cada pixel (DN) das imagens Clementine para valores de refletância. A conversão foi efetuada para as bandas 1, 2 e 4, que são as imagens necessárias para calcular as concentrações dos óxidos (Figura 35).

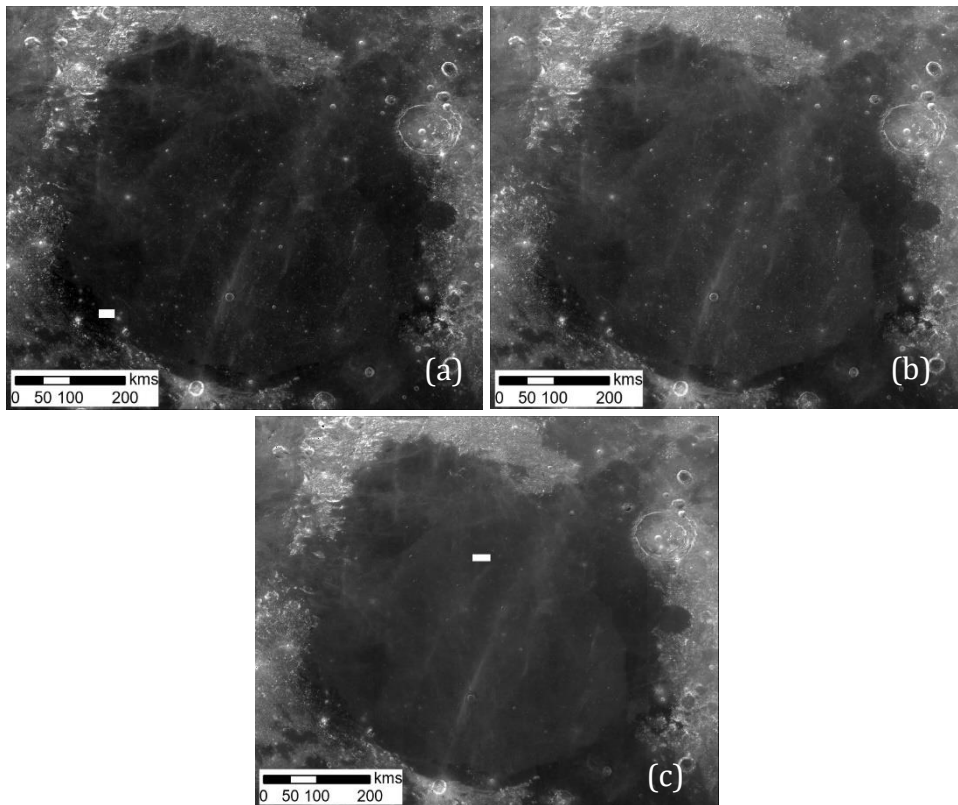


Figura 35 - Resultado do cálculo dos valores de refletância para as bandas 1, 2 e 4, das imagens Clementine, ou seja, (a), (b) e (c), respetivamente.

Os mapas calculados para os teores de FeO, de acordo com as equações de Lucey *et al.* (1998) e Lucey *et al.* (2000), apresentam-se nas figuras 36 e 37. Verifica-se desde logo visualmente que o mapa construído com as equações de Lucey *et al.* (1998) tem especialmente concentrações um pouco mais elevadas na região central do mar da Serenidade e um valor máximo a rondar 27%. O outro mapa, construído com as equações Lucey *et al.* (2000), tem um maior contraste de concentrações, apresentando valores mais baixos na região central, sendo o valor máximo perto de 18%. No entanto, as zonas mais ricas em FeO, nas regiões mais periféricas da bacia junto ao seu bordo e no contacto com o Mar da Tranquilidade a sudeste, são

sensivelmente as mesmas em ambos os mapas. As diferenças observadas na construção de ambos os mapas mostram a importância da calibração do modelo proposto por Paul Lucey e que ele e a sua equipa foram aperfeiçoando ao longo do tempo. Apesar de estas diferenças já terem sido identificados e analisadas por outros autores, decidiu-se agora comprovar e perceber em pormenor nesta dissertação quão grandes elas seriam, concluindo-se que de facto têm alguma expressão.

Para as etapas seguintes, decidiu-se utilizar somente o mapa construído com as equações de Lucey *et al.* (2000), visto serem as que contêm a calibração mais recente e aprofundada e as que são mais consensuais na comunidade científica.

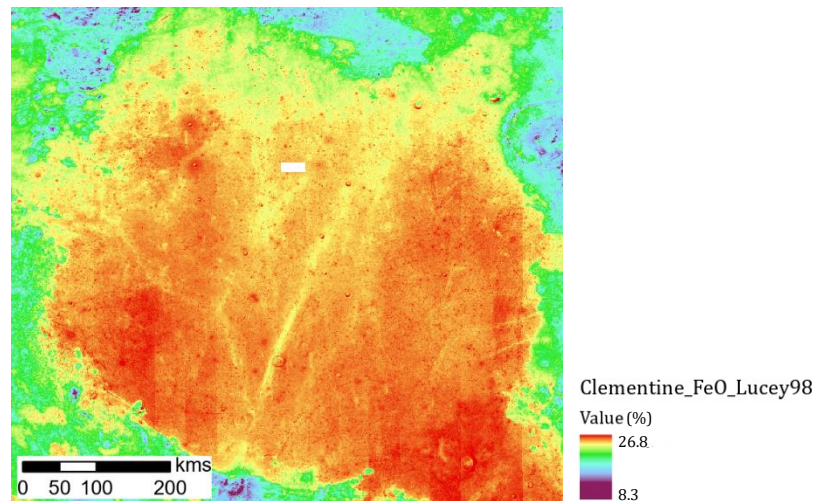


Figura 36 - Mapa de concentrações de FeO, calculado segundo as equações de Lucey *et al.* (1998).

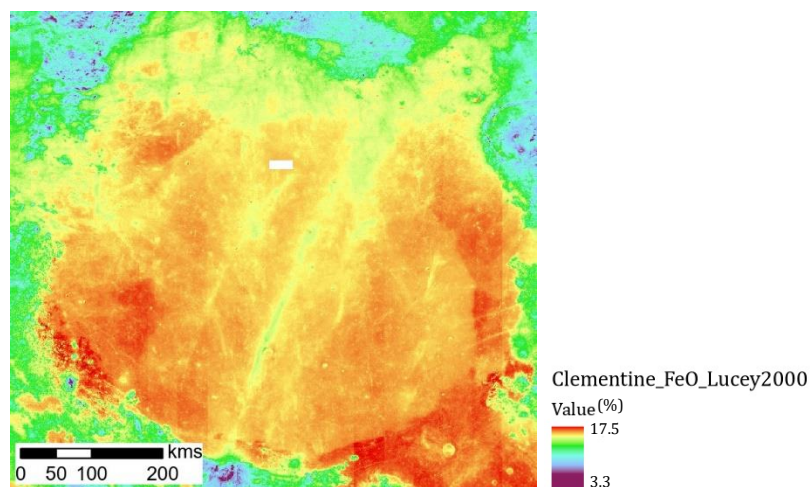


Figura 37 - Mapa de concentrações de FeO, calculado segundo as equações de Lucey *et al.* (2000).

A construção do mapa de concentrações de TiO_2 baseou-se nas equações de Lucey *et al.* (2000), cuja calibração foi sempre mais fácil de efetuar do que as de FeO , sendo o seu resultado apresentado na Figura 38. Verifica-se que as zonas de teores mais elevados se encontram também nas periferias sul do mar da Serenidade sem, no entanto, existir uma interseção relevante com as zonas mais ricas de FeO . Toda a região central e a região norte do mar da Serenidade apresentam teores de TiO_2 baixos ou praticamente nulos. Alguns detalhes na avaliação da distribuição espacial destes teores serão mais à frente efetuados por subunidade vulcânica.

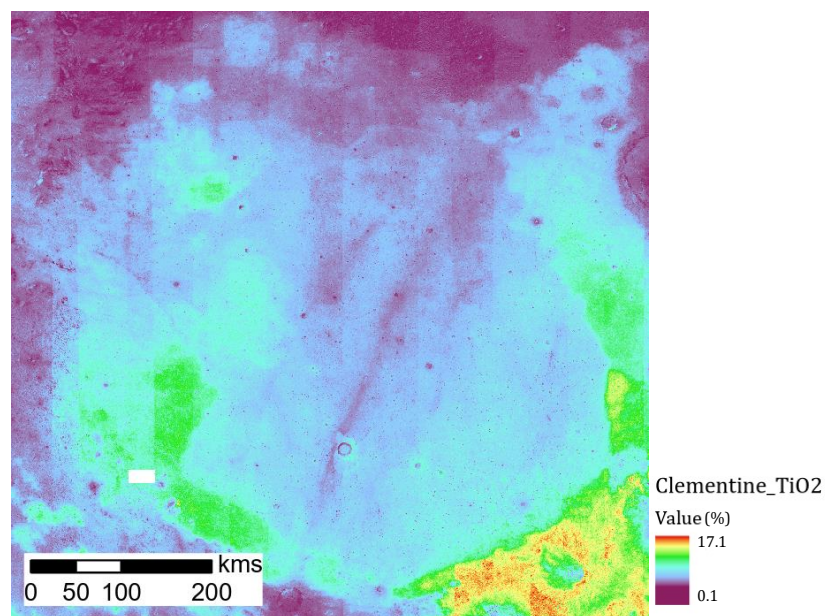


Figura 38 - Mapa de concentrações de TiO_2 , calculado segundo as equações de Lucey *et al.* (2000).

5.6 Avaliação da correlação entre as idades e os teores de FeO e TiO₂

5.6.1 Teores FeO

Para cada subunidade vulcânica do mar da Serenidade foram calculados os estatísticos básicos relativamente aos teores de FeO (média, desvio padrão, mínimo e máximo). Estes valores são apresentados na tabela 5. Analisando os valores presentes na tabela 5, podemos observar que os teores médios de FeO não oscilam muito, sendo o valor mais baixo igual a 15%, no polígono 4 (na zona norte), e o mais alto igual a 18.5%, no polígono 19 (na zona sul), estando ambos os polígonos localizados na periferia do mar. Em relação a teores médios centrais no intervalo de variação, estão os polígonos 9, 13 e 15, com valores de 16.8%, 16,7% e 16.8%, respetivamente, todos eles localizados na zona central do mar. Assim podemos verificar que na zona norte a tendência é para a existência de teores mais baixos, na zona interior para valores médios e na zona sul valores mais elevados. Em termos de valores de desvio padrão oscilam entre 0.3 e 2.0, encontrando-se os polígonos com valores mais baixos, 0.3 no centro e na borda este da área de estudo, polígonos 9, 11 e 17. Os valores mais elevados estão presentes nos polígonos 18, 19 e 22, que se encontram na zona sul do Mar.

OBJECTID_1	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Neukum	2.69	3.59	1.49	2.93	1.61	2.95	3.36	2.16	2.28	2.41	3.33	2.49	2.58
Yue	2.91	3.59	1.63	3.09	1.76	3.10	3.38	2.36	2.49	2.63	3.36	2.71	2.80
Teor médio FeO	15.8	15.4	15.3	15.0	16.0	16.9	16.7	16.4	16.8	16.5	17.4	17.1	16.8
Desvio-Padrão	0.8	0.9	0.8	0.7	0.5	0.9	0.8	0.8	0.3	0.8	0.4	0.7	0.7
OBJECTID_1	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	
Neukum	2.70	2.86	3.28	1.90	2.04	3.84	3.72	2.76	3.47	3.34	2.37	2.56	
Yue	2.91	3.04	3.32	2.08	2.23	3.83	3.71	2.96	3.48	3.37	2.59	2.78	
Teor médio FeO	17.5	16.8	17.7	17.9	18.5	18.6	18.4	17.2	17.9	18.3	17.6	17.6	
Desvio-Padrão	0.4	0.4	0.4	0.3	1.3	2.0	0.4	0.5	1.5	0.4	0.6	0.9	

Tabela 5 - Análise das idades obtidas segundo Neukum (2001) e segundo Yue (2022), bem como dos teores médios e de desvio-padrão de FeO nos respetivos polígonos (OBJECTID_1).

Para a avaliação da correlação dos teores com as idades, construíram-se diagramas de dispersão. Em relação aos teores, apresentam-se somente os diagramas que envolvem a média e o desvio padrão, pois verificou-se que os valores extremos (máximo e mínimo) não apresentam resultados minimamente interessantes. Na Figura 39 apresentam-se os diagramas para a média e o desvio

padrão usando os dois modelos de datação (Neukum2001 e Yue2022). Verifica-se que, em geral, o modelo de Yue2022 tem tendência a datar cada subunidade como sendo mais antiga do que o modelo Neukum2001. As diferenças não são, no entanto, significativas, e em vez de se efetuar as avaliações com ambos os modelos optou-se por se usar somente o modelo de datação de Neukum. A razão para esta decisão prende-se com o facto de o modelo de Yue2022 ser muito recente e ainda pouco utilizado ao contrário do de Neukum2001, que é o mais utilizado desde sempre, por praticamente todos os autores.

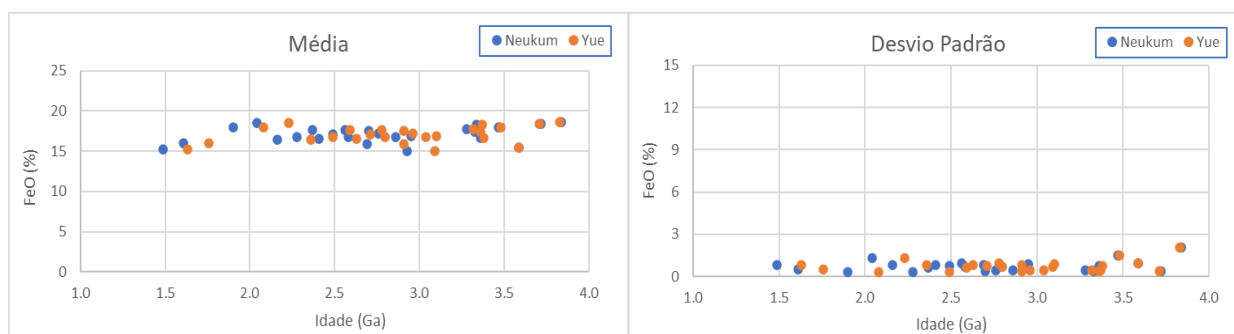


Figura 39 - Representação gráfica da distribuição de FeO em função da idade, em cada região, de acordo com os dados presentes na Tabela 3, segundo Neukum (2001) e Yue (2022): à esquerda a média de teores e à direita o desvio padrão dos teores.

Assim, na Figura 40 apresenta-se somente a correlação entre as idades e os teores médios e o desvio padrão para o modelo de datação de Neukum2001. Efetuando a regressão deste conjunto de dados, ajustando uma função linear, o valor de R^2 é igual a 0.1059.

Atendendo à identificação de 8 subunidades de muita pequena dimensão (números 1-4 e 17-20) decidiu-se verificar o seu posicionamento nos diagramas (Figura 41). Confirma-se que também aqui são 'outliers', neste caso, estatísticos.

Simplifica-se em seguida o diagrama, removendo estes 8 'outliers'. A regressão com o ajuste de uma função linear é efetuada agora com um menor desvio, resultando num valor de R^2 igual a 0.2863 (Figura 42).

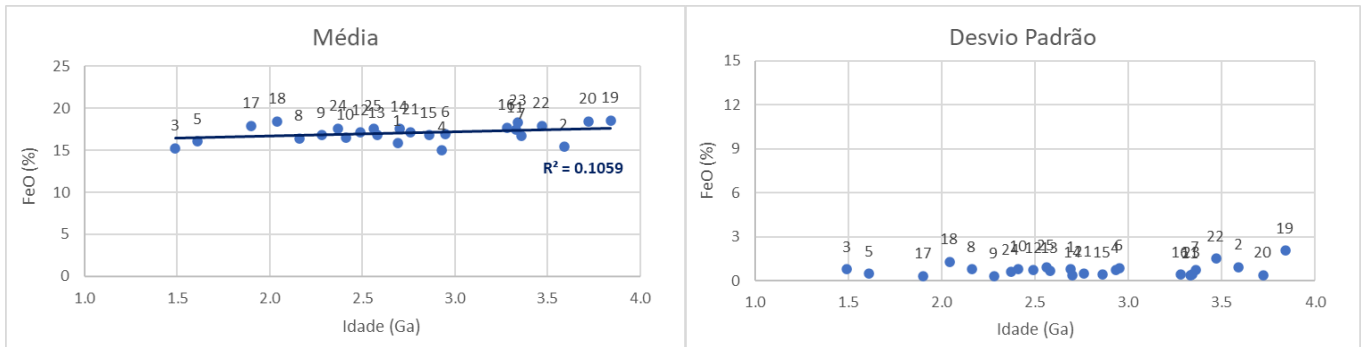


Figura 40 - Teores médios de FeO, com representação da linha de tendência e do valor de R2 (à esquerda) e valores de desvio padrão de FeO (à direita) em função da idade (Neukum, 2001), nas regiões estabelecidas.

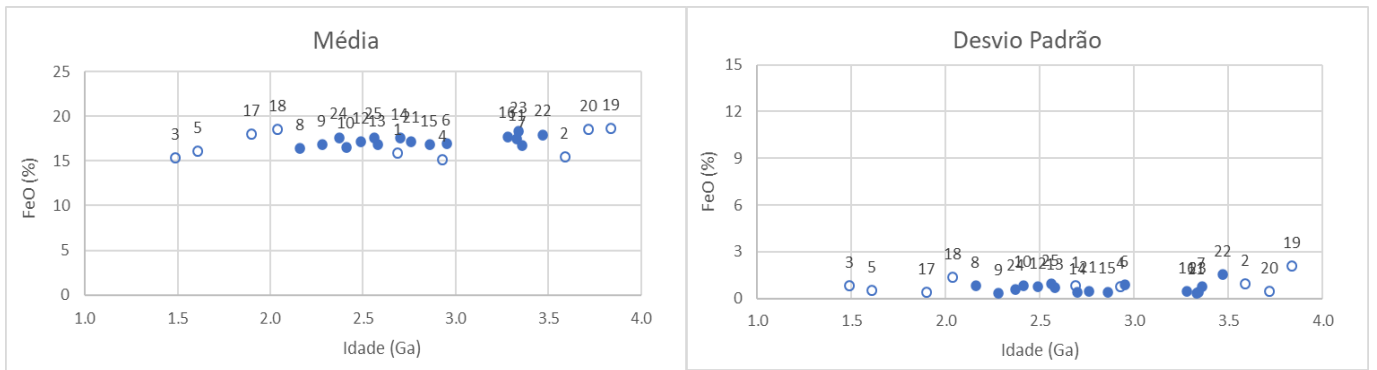


Figura 41 - Teores médios de FeO, com representação da linha de tendência e do valor de R2 (esquerda) e valores de desvio padrão (direita) em função da idade (Neukum, 2001), nas regiões estabelecidas, com exceção da 1 a 5 e da 17 a 20.

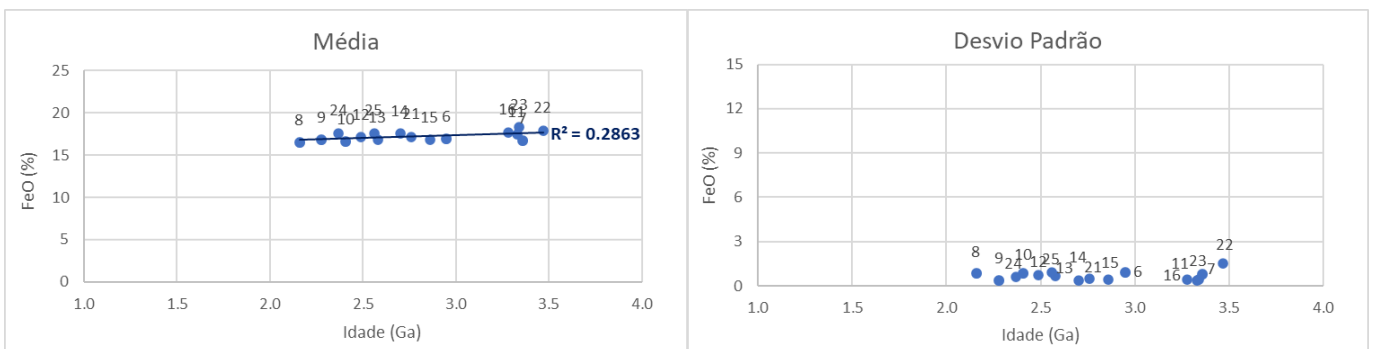


Figura 42 - Teores médios de FeO, com representação da linha de tendência e do valor de R2 (esquerda) e valores de desvio padrão (direita) em função da idade (Neukum, 2001), nas regiões estabelecidas, com exceção da 1 a 5 e da 17 a 20.

A análise dos gráficos leva a concluir que não parece haver correlação entre a idade e os teores de FeO que se mantêm relativamente constantes (no patamar 15-20%) nas subunidades de Hiesinger e também nas subunidades agora identificadas. Ou seja, a composição dos magmas em termos de FeO é relativamente constante ao longo de toda a atividade vulcânica no mar da Serenidade. No entanto, as novas subunidades são mais homogêneas em termos de teores pois os seus desvios-padrão são bem mais baixos (intervalo de variação 0-3%) do que as de Hiesinger (intervalo de variação 0-15%). Esta menor dispersão de teores, parece indicar de forma clara que as subunidades vulcânicas agora identificadas são bem mais homogêneas do que as propostas anteriormente por Hiesinger, o que permite admitir que a atual delimitação está mais correta.

5.6.2 Teores TiO₂

A abordagem da avaliação da correlação entre dados de teores e de idades para TiO₂ foi efetuada de uma forma análoga à de FeO. Para cada subunidade vulcânica do mar da Serenidade foram calculados os estatísticos básicos relativamente aos teores de TiO₂ (média, desvio padrão, mínimo e máximo) que são apresentados na tabela 3.

Ao analisar os valores da tabela 6, é possível observar que os teores médios de TiO₂ oscilam entre 1.7% e 11%, mas que os valores mais elevados se encontram no setor sul da área de estudo, como nos polígonos 19, 20 e 23, com valores médios de 10.7%, 10.9% e 11%. Na zona norte, os teores observados são os mais baixos, como nos polígonos 4 e 3 com valores 1.7% e 1.8%, respetivamente, e na zona central em que os teores têm um pequeno incremento, como nos polígonos 13 e 15, com 3.5% e 3.1%, respetivamente. Na borda SO do Mar os teores são um pouco mais altos, com valores de 6.6% e 6.9%, nos polígonos 25 e 16. No que diz respeito ao desvio padrão, a zona norte do Mar apresenta os valores mais baixos, 0.4%, 0.3% e 0.2%, nos polígonos 2, 3 e 4, respetivamente. Os maiores valores desta dispersão estão presentes na zona sul, nas periferias da área de estudo, nos polígonos 18, 19 20 e 22, com valores de 2.7%, 2.6%, 2.0% e 2.4%, respetivamente.

OBJECTID_1	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Neukum	2.69	3.59	1.49	2.93	1.61	2.95	3.36	2.16	2.28	2.41	3.33	2.49	2.58
Yue	2.91	3.59	1.63	3.09	1.76	3.10	3.38	2.36	2.49	2.63	3.36	2.71	2.80
Teor médio TiO ₂	2.4	2.3	1.9	1.7	2.2	4.6	4.0	3.2	3.3	3.9	5.3	5.0	3.6
Desvio-Padrão	0.5	0.4	0.3	0.3	0.6	1.5	0.9	1.1	0.7	0.8	0.7	1.6	1.3

OBJECTID_1	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Neukum	2.70	2.86	3.28	1.90	2.04	3.84	3.72	2.76	3.47	3.34	2.37	2.56
Yue	2.91	3.04	3.32	2.08	2.23	3.83	3.71	2.96	3.48	3.37	2.59	2.78
Teor médio TiO ₂	4.7	3.1	6.6	6.8	9.2	10.8	10.9	5.1	6.9	11.1	5.1	7.0
Desvio-Padrão	1.2	0.5	1.9	1.3	2.7	2.7	2.0	0.9	2.4	1.5	1.5	2.8

Tabela 6 - Análise das idades obtidas segundo Neukum (2001) e segundo Yue (2022), bem como dos teores médios e de desvio-padrão de TiO₂ nos respetivos polígonos (OBJECTID_1).

Tal como anteriormente, em relação aos teores, apresentam-se pelo mesmo motivo somente os diagramas de dispersão que envolvem a média e o desvio padrão usando os dois modelos de datação (Figura 43). Verifica-se igualmente que, em geral, o modelo de Yue2022 fornece datas mais antigas do que o modelo Neukum2001. Da mesma forma e pelo mesmo motivo anteriores, optou-se por usar somente o modelo de datação de Neukum.

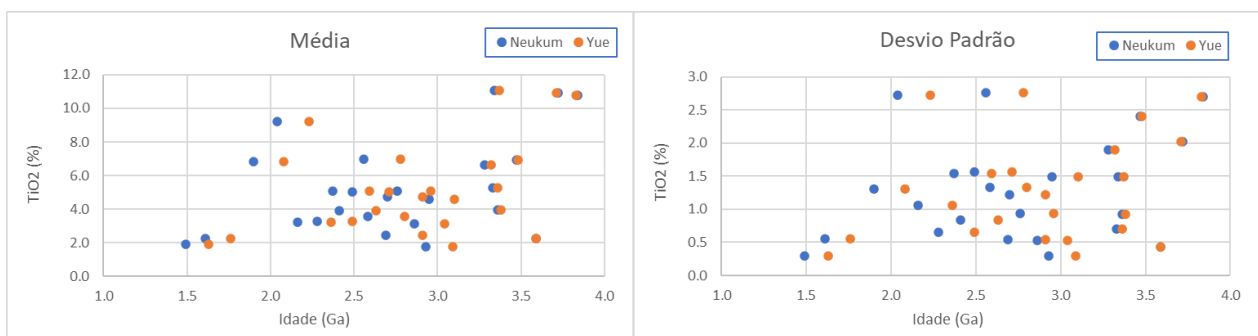


Figura 43 - Representação gráfica da distribuição de TiO₂ em função da idade, em cada região, de acordo com os dados presentes na Tabela 3, segundo Neukum (2001) e Yue (2022): à esquerda a média e à direita o desvio padrão.

Assim, na Figura 44 apresenta-se a correlação entre as idades e os teores médios e o desvio padrão de TiO₂ para o modelo de datação de Neukum2001. Efetuando a regressão deste conjunto de dados, ajustando uma função linear, o valor de R² é igual a 0.1909.

O posicionamento das 8 subunidades de muita pequena dimensão nestes diagramas pode-se observar na Figura 45, verificando-se também aqui que são 'outliers' estatísticos.

A filtragem destes 8 'outliers', leva a que regressão com o ajuste de uma função linear fique mais clara, resultando num valor de R² igual a 0.2836 (Figura 46).

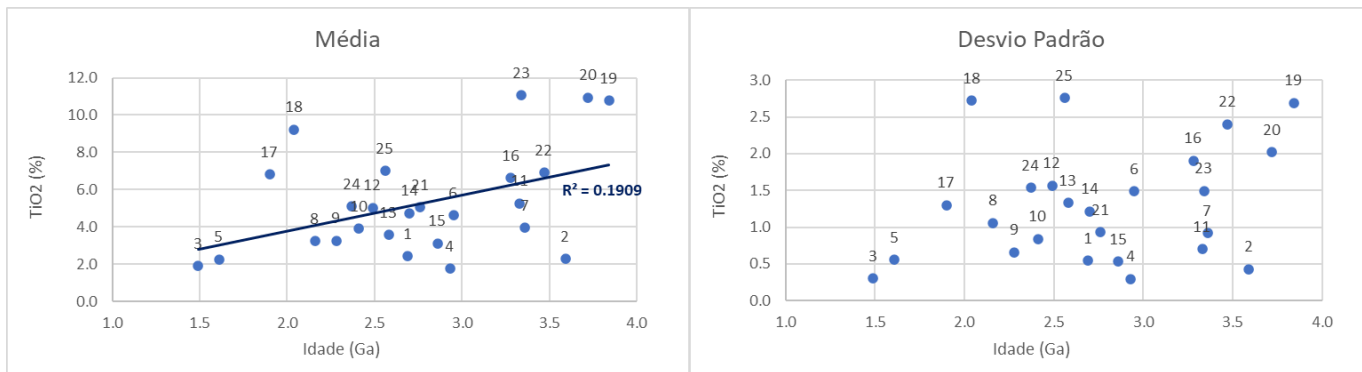


Figura 44 - Teores médios de TiO₂, com representação da linha de tendência e do valor de R² (à esquerda) e valores de desvio padrão de TiO₂ (à direita) em função da idade (Neukum, 2001), nas regiões estabelecidas.

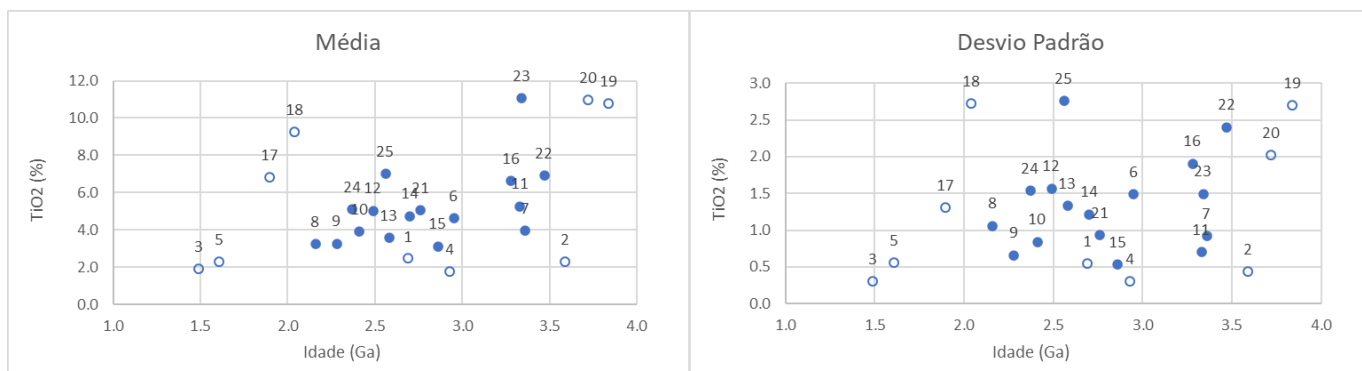


Figura 45 - Evidência das regiões 1 a 5 e 17 a 20 nos gráficos de teores médios de TiO₂ (esquerda) e de desvio padrão de TiO₂ (direita) em função da idade (Neukum, 2001), nas regiões estabelecidas.

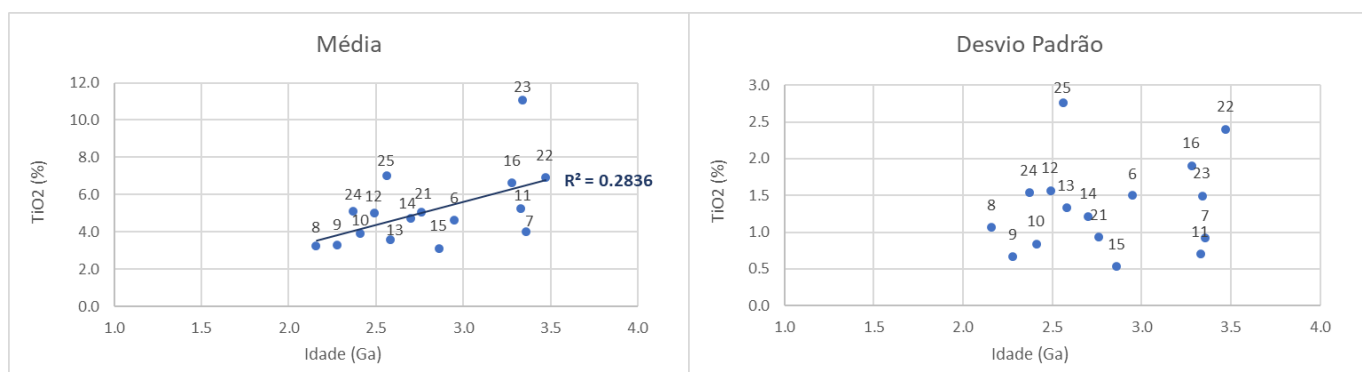


Figura 46 - Teores médios de TiO₂, com representação da linha de tendência e do valor de R² (esquerda) e valores de desvio padrão de TiO₂ (direita) em função da idade (Neukum, 2001), nas regiões estabelecidas, com exceção da 1 a 5 e da 17 a 20.

Ao contrário dos óxidos de ferro, a análise dos gráficos que relacionam os teores de óxido de titânio com as idades, indica que existe uma tendência e correlação entre os teores médios e as idades nos novos dados, algo que não se deteta nos dados de Hiesinger. Desta forma, os teores de TiO_2 baixam ligeiramente com a idade, quanto mais jovem for a erupção, menor é o seu teor médio na subunidade. Pode-se afirmar que existe uma tendência de as características dos magmas se alterarem de acordo com um determinado padrão temporal. Por outro lado, a dispersão de teores (desvio padrão) é semelhante (e baixa) nos dois tipos de dados, ou seja, a homogeneidade de teores dentro de cada subunidade é bastante elevada nos dois tipos de delineação.

Capítulo 6 – Conclusões e trabalho futuro

Neste trabalho foi desenvolvida uma nova abordagem metodológica para avaliar a relação entre as idades de subunidades vulcânicas nas grandes planícies da Lua (maria) e as concentrações de determinados elementos químicos. Para testar e desenvolver a metodologia foi selecionado o mar da Serenidade.

Os elementos químicos dizem respeito aos óxidos de ferro e de titânio (FeO e TiO₂), tendo sido construídos mapas de teores a partir de bandas espectrais no domínio do visível e do violeta do espectro eletromagnético. Utilizaram-se para este fim as imagens multiespectrais captadas pelo sensor UV/VIS a bordo da sonda Clementine da NASA.

Os limites geográficos das várias subunidades vulcânicas existentes no interior de cada mar ou planície vulcânica, e que estão disponíveis na literatura, foram determinadas manualmente e baseadas em técnicas de delimitação a partir de imagens remotas. A posição geográfica destas fronteiras tem comprovadamente um grau de subjetividade elevada, é comum não se encontrar na literatura dois mapas semelhantes da mesma região com as mesmas fronteiras entre subunidades. Desta forma, decidiu-se efetuar a sua delimitação de raiz recorrendo a um método automático que removesse ao máximo a subjetividade inerente as fases em que é necessário tomar decisões. Uma vez que as superfícies planetárias podem ser datadas indiretamente através da contagem de crateras de impacto (quanto mais crateras uma litologia tiver, mais antiga será) foi explorada essa vertente.

Foi necessário, numa primeira fase, completar os catálogos existentes de crateras de impacto, completos somente para crateras de tamanho superior a 1 km de diâmetro, de forma a aumentar a sua densidade espacial e a obter uma datação mais precisa. Decidiu-se identificar e incorporar todas as crateras de tamanho superior a 500 m de diâmetro. Tal tarefa foi executada manualmente com a aplicação *Cratertools* em ambiente *ArcGIS* a partir de um mosaico de imagens da câmara LROC da sonda Lunar Reconnaissance Orbiter da NASA. A partir deste mais completo conjunto, construíram-se mapas de densidade espacial de crateras de impacto em *ArcGIS* de forma a cobrir toda a região de estudo no mar da Serenidade. Para delinear as fronteiras no mapa de densidades, ou seja, para encontrar os limites

geográficos de regiões homogêneas, ou seja, com semelhantes densidades de ocorrência de crateras de impacto, recorreu-se ao método de segmentação *watershed*, por ser um dos mais robustos neste tipo de processamento, mas também por já ter sido aplicado com sucesso num problema muito semelhante. Foram assim delineadas 25 subunidades vulcânicas no mar da Serenidade. Em seguida procedeu-se à datação de cada uma destas unidades utilizando a técnica baseada na distribuição de tamanhos-frequência de crateras de impacto, recorrendo à aplicação *Craterstats*. As idades obtidas são em média mais jovens (2.75 Ga) do que as obtidas por outros autores (3.36 Ga) e o intervalo estimado agora para a atividade vulcânica no mar da Serenidade é mais amplo (entre 1.49 e 3.8 Ga) do que o estimado por outros autores (entre 2.4 e 3.8 Ga). Ou seja, foram detetados registos mais recentes de atividade vulcânica com criação de derrames superficiais com esta nova metodologia do que a registada na literatura.

Por fim, foi efetuada a avaliação de uma eventual correlação entre idades e teores. Em particular, verificou-se que parece existir alguma relação entre os teores de TiO_2 e as idades das subunidades vulcânicas, que quanto mais recentes forem, menores serão as suas concentrações. Em relação a FeO , verificou-se que a relação existente é temporalmente constante sem grandes diminuições ou subidas, ou seja, os seus teores mantêm-se relativamente os mesmos ao longo do tempo e dos vários episódios vulcânicos.

Em termos de conclusão, pode-se afirmar que, apesar de a hipótese colocada no início deste trabalho não ter sido verificada de uma forma totalmente inequívoca, é possível dizer que existe alguma relação entre os teores em determinados elementos químicos e as idades dos episódios vulcânicos que merece continuar a ser explorada e aprofundada. De qualquer forma, o objetivo principal de desenvolver uma nova metodologia que permitisse avaliar estas relações foi plenamente alcançado.

Neste trabalho começou-se a desenvolver uma nova abordagem para avaliar a possível relação entre as idades de subunidades vulcânicas e os teores de dois elementos químicos (óxidos). Está ainda nos seus passos iniciais e, por isso, a metodologia tem ainda bastante espaço para evoluir, devendo ser melhorada e também testada num conjunto mais alargada de regiões vulcânicas da Lua.

Desta forma, será necessário estudar todos os outros mares lunares, começando talvez pelo vizinho mar da Tranquilidade (onde aterrou a Apollo 11), usando a mesma metodologia, de forma a verificar se existe relação entre os teores dos elementos estudados e a densidade espacial de crateras de impacto e indiretamente as suas idades. Os mares apresentam também por vezes características distintas entre si, em particular, nos teores de óxidos de ferro e de titânio, mas também na quantidade de crateras de impacto que contêm. Será importante, como forma de generalização da abordagem apresentada neste trabalho, verificar se as tendências agora encontradas poderão ser reforçadas nas outras planícies vulcânicas da Lua, ou seja, se existe uma relação mais clara entre os teores de determinados minerais (ou de óxidos) e a idade das subunidades (medida através da densidade espacial de crateras de impacto), ou se tal hipótese deverá ser desconsiderada.

Por outro lado, deverão ser automatizados os vários passos da metodologia em que é necessário tomar decisões, nomeadamente na escolha ótima dos seus parâmetros que, apesar de agora terem sido escolhidos através de uma avaliação pericial cuidada, contêm sempre algum grau de subjetividade dependente de quem toma a decisão. Por exemplo, tal escolha é necessária para a criação do mapa de densidade espacial de crateras (parâmetros relacionados com raio de procura e com o tamanho da célula) e, também, na segmentação por *watershed* desses mapas (parâmetros *scale* e *merge*). Deverão assim ser definidos critérios quantitativos, que permitam tomar uma decisão objetiva, que remova a subjetividade inerente a cada operador, e que conduza aos resultados mais fiáveis.

Do ponto de vista da composição geológica dos magmas, e se se verificar que a mesma tendência se mantém nos outros mares lunares, será também interessante investigar porque é que os teores de óxido de titânio diminuem com a idade das unidades vulcânicas e os teores de óxidos de ferro se mantêm constantes.

Referências Bibliográficas

Andrews, P. "The Lyman-Alpha Mapping Project: Seeing in the Dark". *Southwest Research Institute*.

Baldwin, R. B. (1949). *The face of the moon*. Chicago, Univ. of Chicago Press, 1949.

Bugiolacchi R., Spudis P. D., and Guest J. E. 2006. Stratigraphy and composition of lava flows in Mare Nubium and Mare Cognitum. *Meteoritics & Planetary Science* 41:285–304.

Burns, K. N., Speyerer, E. J., Robinson, M. S., Tran, T., Rosiek, M. R., Archinal, B. A., ... & LROC Science Team. (2012). Digital elevation models and derived products from LROC NAC stereo observations. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 39, 483-488.

Clark, S. (June 18, 2019). "10 years since its launch, NASA lunar orbiter remains crucial for moon landings". *Spaceflight Now*.

Dias, P., & Pina, P. (2018, March). The Ages of Sinus Iridum Based on Crater Densities. In *49th Annual Lunar and Planetary Science Conference* (No. 2083, p. 1217).

Hackwill, T. (2010). Stratigraphy, evolution, and volume of basalts in Mare Serenitatis. *Meteoritics & Planetary Science*, 45(2), 210-219.

Hapke, B. (2001). Space weathering from Mercury to the asteroid belt. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 106(E5), 10039-10073.

Head, J. W. (1979). Serenitatis multi-ringed basin: Regional geology and basin ring interpretation. *The moon and the planets*, 21(4), 439-462.

Hiesinger, H., Head III, J. W., Wolf, U., Jaumann, R., & Neukum, G. (2003). Ages and stratigraphy of mare basalts in oceanus procellarum, mare nubium, mare cognitum, and mare insularum. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 108(E7).

Hiesinger, H., Head III, J. W., Wolf, U., Jaumann, R., Neukum, G. (2011) Ages and stratigraphy of lunar mare basalts: *A synthesis, Geological Society of America Special Papers* 477, 1-51.

Hiesinger, H., Jaumann, R., Neukum, G., & Head, J. W. (2000). Ages of mare basalts on the lunar nearside. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 105(E12), 29239-29275.

Houghton, M. B., Tooley, C. R., & Saylor Jr, R. S. (2006, October). Mission design and operations considerations for NASA's Lunar Reconnaissance Orbiter. In *57th International Astronautical Congress*, Valencia, Spain.

- Iqbal, W., Hiesinger, H., & Van Der Bogert, C. H. (2019). Geological mapping and chronology of lunar landing sites: Apollo 11. *Icarus*, 333, 528-547.
- Ji, J., Guo, D., Liu, J., Chen, S., Ling, Z., Ding, X., ... & Ouyang, Z. (2022). The 1: 2,500,000-scale geologic map of the global Moon. *Science bulletin*, 67(15), 1544-1548.
- Ji, J., Guo, D., Liu, J., Chen, S., Ling, Z., Ding, X., ... & Ouyang, Z. (2022). The 1: 2,500,000-scale geologic map of the global Moon. *Science bulletin*, 67(15), 1544-1548.
- Karthi, A., & Arivazhagan, S. (2022). Chronological and compositional mapping of the Mare Orientale basin using Chandrayaan-1-M3 and LRO datasets. *Icarus*, 375, 114844.
- Kodama, S., & Yamaguchi, Y. (2003). Lunar mare volcanism in the eastern nearside region derived from Clementine UV/VIS data. *Meteoritics & Planetary Science*, 38(10), 1461-1484.
- Korotev, R. L., Gillis, J. J., Haskin, L. A., & Jolliff, B. J. (2002). On the age of the Nectaris basin. *The Moon beyond 2002: Next steps in lunar science and exploration*, 31.
- Kramer, G. Y., Besse, S., Nettles, J., Combe, J. P., Clark, R. N., Pieters, C. M., ... & McCord, T. B. (2011). Newer views of the Moon: Comparing spectra from Clementine and the Moon Mineralogy Mapper. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 116(E6).
- Lu, Y., Wu, Y. Z., Li, C., Ma, J. S., Qi, W. W., Tan, W., ... & Meng, L. J. (2021). Seamless maps of major elements of the Moon: Results from high-resolution geostationary satellite. *Research in Astronomy and Astrophysics*, 21(2), 031.
- Lucey, P. G. (2004). Mineral maps of the Moon. *Geophysical Research Letters*, 31(8).
- Lucey, P. G., Blewett, D. T., Taylor, G. J., & Hawke, B. R. (2000). Imaging of lunar surface maturity. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 105(E8), 20377-20386.
- Neal-Jones, N. (January 29, 2014). "NASA's LRO Snaps a Picture of NASA's LADEE Spacecraft". *NASA*.
- Noble, S. K., Pieters, C. M., & Keller, L. P. (2007). An experimental approach to understanding the optical effects of space weathering. *Icarus*, 192(2), 629-642.
- Noble, S. K., Pieters, C. M., Taylor, L. A., Morris, R. V., Allen, C. C., McKAY, D. S., & Keller, L. P. (2001). The optical properties of the finest fraction of lunar soil: Implications for space weathering. *Meteoritics & Planetary Science*, 36(1), 31-42.
- Papike, J. J., Ryder, G., & Shearer, C. K. (1998). Lunar samples. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 36(1), 5-01.
- Petro, N. E., & Keller, J. W. (2014, October). Five years at the moon with the lunar reconnaissance orbiter (lro): New views of the lunar surface and environment. In *Annual Meeting of the Lunar Exploration Analysis Group* (Vol. 1820, p. 3059).

- Qiu, D., Li, F., Yan, J., Gao, W., & Chong, Z. (2022). Machine learning for inversing FeO and TiO₂ content on the Moon: Method and comparison. *Icarus*, 373, 114778.
- Rajmon, D., & Spudis, P. (2004). Distribution and stratigraphy of basaltic units in Maria Tranquillitatis and Fecunditatis: A Clementine perspective. *Meteoritics & Planetary Science*, 39(10), 1699-1720.
- Rajmon, D., & Spudis, P. (2004). Distribution and stratigraphy of basaltic units in Maria Tranquillitatis and Fecunditatis: A Clementine perspective. *Meteoritics & Planetary Science*, 39(10), 1699-1720.
- Roy, S., Pathak, S., & Omkar, S. N. (2021). Automated mineralogical anomaly detection using a categorization of optical maturity trend at lunar surface. *International Journal of Remote Sensing*, 42(21), 8262-8297.
- Sharpton, V. L., & Head, J. W. (1982). Stratigraphy and structural evolution of southern Mare Serenitatis: A reinterpretation based on Apollo Lunar Sounder Experiment data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87(B13), 10983-10998.
- Siddiqi, A. A. (2018). *Beyond Earth: A chronicle of deep space exploration, 1958-2016* (Vol. 4041). National Aeronautics & Space Administration.
- Spudis, P. D. (2015). Volcanism on the Moon. In *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 689-700). Academic Press.
- Stanley, Steven M. (2015). *Earth System History (4th ed.)*. New York: W. H. Freeman and Company. p. 261
- Steigerwald, B. (April 16, 2009). "LRO to Help Astronauts Survive in Infinity". *NASA's Goddard Space Flight Center*.
- Stöffler, D., & Ryder, G. (2001). Stratigraphy and isotope ages of lunar geologic units: Chronological standard for the inner solar system. *Space Science Reviews*, 96(1-4), 9-54.
- Wang, Y., Wu, B., Xue, H., Li, X., & Ma, J. (2021). An improved global catalog of lunar impact craters (≥ 1 km) with 3D morphometric information and updates on global crater analysis. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 126(9).
- Whitten, J., & Head, J. W. (2015). Lunar cryptomaria: Mineralogy and composition of ancient volcanic deposits. *Planetary and Space Science*, 106, 67-81.
- Wilhelms, D. E. (1993). *To a rocky moon: a geologist's history of lunar exploration*. Tucson: University of Arizona Press.
- Wilhelms, D. E., McCauley, J. F., & Trask, N. J. (1987). *The geologic history of the Moon* (No. 1348).

Wilson, L., & Head, J. W. (2017). Eruption of magmatic foams on the Moon: Formation in the waning stages of dike emplacement events as an explanation of “irregular mare patches”. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 335, 113-127.

Anexo - Gráficos de datação das subunidades (Craterstats)

