CARACTERIZACIÓN SISMOTECTÓNICA DE LA SUPERFICIE LUNAR ASOCIADA A LA FALLA LEE-LINCOLN

Leidy Vanessa Prado García

Universidad del Valle

Facultad de Ingeniería

Escuela de Ingeniería Civil y Geomática

Programa Académico de Ingeniería Topográfica

Santiago de Cali, Marzo 2022

CARACTERIZACIÓN SISMOTECTÓNICA DE LA SUPERFICIE LUNAR ASOCIADA A LA FALLA LEE-LINCOLN

Leidy Vanessa Prado García

Trabajo de grado para optar al título de Ingeniera Topográfica

Co-directores:

Lina María Ospina Ostios, PhD

Isabel Cristina Gómez Gutiérrez, PhD

Universidad del Valle

Facultad de Ingeniería

Escuela de Ingeniería Civil y Geomática

Programa Académico de Ingeniería Topográfica

Santiago de Cali, Marzo 2022

Nota de aceptación

Aprobado por el comité de grado en cumplimiento de los requisitos exigidos por la Universidad del Valle para optar al título de Ingeniera Topográfica.

Jurado

Jurado

Santiago de Cali, Marzo 2022

AGRADECIMIENTOS

A mis padres gracias por su paciencia, su amor y el apoyo incondicional. Mi abuela, mis hermanas, mis sobrinos y mis padres son el motor que impulsan la nave que carga mis sueños. Este triunfo también es de ustedes.

A mis directoras, Isabel Gómez y Lina Ospina. Gracias por el enorme mar de conocimiento compartido conmigo, por su paciencia, por guiarme en cada paso que di. Su dedicación y perseverancia se ve reflejado en este hermoso trabajo.

A los profesores que formaron parte de mi carrera profesional con la semilla del conocimiento, especialmente a Robin Olaya de la EICG y Andrés Melo, quien a pesar de ya no ser mi docente, me guió hasta el final aportando sus ejemplos y sabias palabras.

Finalmente a mis amigos, quienes fueron mis compañeros de viaje. Siempre estuvieron ahí para darme fuerzas, para apoyarme. Las horas sin descanso al fin dieron frutos. Por fin llegamos aquí.

A todos gracias por ser quienes son y por creer en mí. Y por supuesto a la Luna, quien cada noche es mi inspiración.

"La educación es el arma más poderosa que puedes usar para cambiar el mundo "

Nelson Mandela

TABLA DE CONTENIDO

Página

LISTA DE TABLAS ix
LISTA DE FIGURAS x
RESUMEN xii
1. INTRODUCCIÓN 1
1.1. Planteamiento del problema 2
1.2. Objetivos 4
1.2.1. Objetivo general 4
1.2.2. Objetivos específicos 4
1.3. Justificación 4
2. MARCO TEÓRICO 6
2.1. Marco Conceptual 6
2.1.1. Fallas geológicas 6
2.1.1.1. Fallas de desplazamiento horizontal 7
2.1.1.2. Fallas de desplazamiento vertical 8
2.1.2. Caracterización sismotectónica 9
2.1.3. Ondas sísmicas 9
2.1.3.1. Ondas de cuerpo 10
2.1.4. Magnitud de un evento sísmico 11
2.1.4.1. Escalas de magnitudes 11
2.1.5. Fuente sísmica 14
2.1.5.1. Longitud de ruptura 14
2.1.5.2. Segmentación 14
2.1.5.3. Desplazamiento 15
2.1.5.4. Dislocación sismotectónica 15

Page

2.1.6. Orbitador de Reconocimiento Lunar (LRO) 16
2.1.6.1. Cámara de Orbitador de Reconocimiento Lunar (LROC) 16
2.1.6.2. Altímetro láser del Orbitador Lunar (LOLA) 16
2.1.7. Sistema de Información Geográfica (SIG) 17
2.1.8. Modelo Digital de Elevación (DEM) y Modelo Digital de Terreno (DTM) 18
2.1.8.1. Modelo vectorial 19
2.1.8.2. Modelos ráster 20
2.1.9. Pendiente y clasificación del terreno 20
2.2. Marco Teórico 21
2.2.1. Modelo Digital de Elevaciones (DEM) 21
2.2.2. Pendiente del terreno 22
2.2.3. Magnitud máxima esperada 22
2.2.4. Desplazamiento máximo 23
2.2.5. Dislocación sismotectónica 23
2.3. Marco referencial 24
3. METODOLOGÍA 27
3.1. Localización de la zona de estudio 27
3.1.1. El Valle Taurus-Littrow y la falla Lee-Lincoln 28
3.1.2. Geología de la zona de estudio 30
3.2. Esquema metodológico 32
3.2.1. Fase 1: Revisión bibliográfica 33
3.2.1.1. Datos base 33
3.2.2. Fase 2: Modelo topográfico 34
3.2.3. Fase 3: Modelo de fuente sismogénica 35
3.2.4. Fase 4: Modelamiento de la dislocación sismotectónica 35
4. GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA LUNAR 37
4.1. Origen de la Luna 37

Page

4.2. Escala de Tiempo Selenológico 38
4.2.1. Pre-nectario y Nectario 39
4.2.2. Imbriano 40
4.2.3. Eratosteniano y Copernicano 41
4.3. Geomorfología lunar 43
4.3.1. Mares, Océanos y Lagos 45
4.3.2. Tierras altas, Montes y Cabos 47
4.3.3. Rupes y Escarpes lobulados 48
4.3.4. Crestas arrugadas y Fosas 49
4.3.5. Cráteres y Catenas 50
4.4. Meteorización de la Luna 52
5. RESULTADOS 53
5.1. Longitud de ruptura y desplazamiento 53
5.1.1. Segmentos del Complejo de Falla 53
5.1.2. Longitud de Ruptura SRL 55
5.1.2.1. Cálculo de la longitud de ruptura 55
5.1.3. Desplazamiento máximo S 57
5.1.3.1. Cálculo del desplazamiento máximo 58
5.2. Magnitud máxima esperada 59
5.2.1. Mw en función de la longitud de ruptura 59
5.2.1.1. Cálculo de la magnitud máxima esperada 61
5.2.2. Mo en función de Mw 62
5.2.3. Comparando magnitudes en la Luna vs la Tierra 63
5.3. Dislocación sismotectónica 65
5.3.1. Análisis del relieve y unidades geológicas 65
5.3.2. Perfiles topográficos 69
5.3.2.1. Corrección del perfil topográfico por pendiente general 70
5.3.3. Modelos de dislocación 71

Page

5.3.3.1. Etapa 1 72
5.3.3.2. Etapa 2 73
5.3.3.3. Etapa 3 75
6. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS 79
7. CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS 81
BIBLIOGRAFÍA 84
ANEXOS 91

LISTA DE TABLAS

Tabla Página

2.1. Escalas de magnitud sísmica 12

2.2. Escalas de magnitud sísmica 13

2.3. Especificaciones de cámaras NAC y WAC 17

2.4. Estructuras más usadas para almacenamiento de DTM 19

2.5. Clasificación del terreno dado por la pendiente 21

3.1. Unidades geológicas de Zona de estudio 32

3.2. Parámetros de magnitudes 35

4.1. Accidentes geográficos lunares comunes 44

5.1. Longitud de ruptura del Complejo de Falla 56

5.2. Fuentes de incertidumbre en la estimación del desplazamiento máximo de una ruptura superficial histórica 57

5.3. Desplazamiento máximo del Complejo de Falla 58

5.4. Fuentes de incertidumbre en la medición de la longitud de ruptura superficial para rupturas superficiales históricas 60

5.5. Magnitud máxima esperada del Complejo de Falla 61

5.6. Momento sísmico esperado del Complejo de Falla en N-m 63

5.7. Estimación de mb de falla Lee-Lincoln en escenarios de correlación 65

5.8. Parámetros de modelo de dislocación- falla Lee-Lincoln 71

5.9. Parámetros de dislocación- Etapa 1 72

5.10. Parámetros de dislocación- Etapa 2 73

5.11. Parámetros de dislocación- Etapa 3 75

5.12. Parámetros de dislocación modelos finales- Etapa 3 76

LISTA DE FIGURAS

Figura Página

2.1. Elementos principales de las fallas geológicas 6

2.2. Fallas de desplazamiento horizontal 7

2.3. Diagrama de movimiento relativo realizado a lo largo de una falla vertical . 8

2.4. Transmisión de las ondas P y las ondas S a través de un sólido 10

2.5. Parámetros modelo de dislocación 15

3.1. Localización de Zona de estudio 27

3.2. Evidencia de terreno sacudido en Valle Taurus-Littrow 29

3.3. Unidades geológicas de Zona de estudio 31

3.4. Diagrama de proceso metodológico para la caracterización sismotectónica de la zona de estudio. 33

4.1. Simulación matemática de la principal hipótesis sobre el origen de la Luna 38

4.2. Escala de Tiempo Selenológico 39

4.3. Grandes selenoformas de los períodos Pre-Nectario y Nectario 40

4.4. Grandes selenoformas del período Imbriano 41

4.5. Apariencia de cráteres posmare 42

4.6. Evolución de la superficie lunar en la región de las cuencas Imbrium y Serenitatis 43

4.7. Distribución de los Mares en la superficie lunar 46

4.8. Otros tipos de mares en la superficie lunar 46

4.9. Aspecto de Tierras altas, Montes y Cabos de la superficie lunar 47

4.10. Aspecto de los escarpes lobulados y Rupes de la superficie lunar 48

4.11. Aspecto de crestas de mares y graben en la superficie lunar 50

4.12. Distribución de Cráteres de impacto en la superficie lunar 50

4.13. Aspecto de Cráteres de impacto y Catenas en la superficie lunar 51

4.14. Meteorización espacial en cuerpos sin aire 52

Figura Página

5.1. Clasificación por segmentos Complejo de Falla 54
5.2. Regresión de la SRL sobre el S_{max} 59
5.3. Regresión de la SRL de la superficie sobre el M_w 62
5.4. Correlación de magnitudes (M_o vs m_b) 64
5.5. Clasificación del relieve por la pendiente- Zona falla Lee-Lincoln 66
5.6. Mapa del relieve y unidades geológicas- Zona falla Lee-Lincoln 67
5.7. Mapa de curvas de nivel- Zona falla Lee-Lincoln 68
5.8. Secciones transversales propuestas- Zona falla Lee-Lincoln 69
5.9. Corrección de perfil topográfico por pendiente general 70
5.10. Modelos de dislocación- Etapa 1 73
5.11. Modelos de dislocación- Etapa 2 74
5.12. Comparación de modelo 7 vs perfil topográfico 74
5.13. Modelos de dislocación- Etapa 3 76
5.14. Modelos de dislocación finales- Etapa 3 77
5.15. Modelo 9 y 13 78

RESUMEN

Durante los 8 años de operación de la red sismológica Apolo desplegada sobre la superficie lunar se registraron más de 12000 sismos lunares, de los cuales 28 fueron superficiales. Gracias a este experimento sísmico y las muestras de rocas lunares extraídas durante las misiones Apolo, se concluyó que la Luna se encuentra geológicamente activa. La superficie lunar está compuesta mayormente por una combinación de tierras altas, valles, fosas, cráteres de impacto y mares lunares. Las imágenes captadas por la cámara LROC (Lunar Reconnaissance Orbiter Camera) han permitido identificar más de 100 escarpes lobulados relativamente pequeños con edades de formación cercanas a 100 Ma, escarpes que podrían estar asociados a sismos superficiales. Dentro de estos se incluye el escarpe lobulado Lee-Lincoln. La falla Lee-Lincoln hace parte de un complejo de fallas y se ubica cerca del punto de aterrizaje del Apolo 17, en el Valle Taurus-Littrow al Este de la Cara Visible de la Luna.

El presente trabajo de grado tiene como objetivo efectuar la caracterización sismotectónica de la superficie lunar asociada a la falla Lee-Lincoln a través del uso de herramientas GIS. Los resultados arrojaron que la falla Lee-Lincoln cuenta con una longitud de ruptura de 14.089 km, un desplazamiento máximo de 0.619 m, buzamientos próximos a 30° y profundidades máximas de 2 km aproximadamente. Se pudo evidenciar que los escarpes lobulados de la falla posiblemente fueron formados por la ocurrencia de varios sismos. El modelo de dislocación realizado en el software Coulomb 3.3. tuvo como base el perfil topográfico extraído del Modelo Digital de Terreno (DTM por sus siglas en inglés) brindado por la NASA. El empleo de herramientas GIS (Geographic Information System) durante la ejecución del proyecto permitieron la identificación estudio y análisis de características de la falla Lee-Lincoln de forma ágil, fácil y óptima, demostrando que estas herramientas son de gran eficiencia incluso para panoramas por fuera del planeta Tierra.

Palabras claves: Caracterización sismotectónica, SIG, Luna, sismos lunares, Falla Lee-Lincoln, Geología lunar.

1. INTRODUCCIÓN

La Luna es el único satélite natural del planeta Tierra y su entorno ha intrigado a la humanidad desde épocas anteriores, impulsando la exploración espacial de este astro en la época de los 60's. El 20 de julio de 1969, se realizó la misión Apolo 11 cuyo objetivo principal realizar un alunizaje tripulado con regreso a la Tierra. Esta misión fue establecida por el presidente norteamericano John F. Kennedy el 25 de mayo de 1961 y ejecutada por la National Aeronautics and Space Administration (NASA). Sin embargo, el alunizaje no fue el único objetivo de la misión puesto que se plantearon como objetivos adicionales realizar una exploración científica en donde se desplegó una cámara de televisión para transmitir las señales a la Tierra, un experimento de composición de viento solar, un autoreflector de rango láser y un paquete de experimento sísmico (Loff y Dunbar, 2015).

La misión Apolo 11 también consistió en traer del satélite muestras de rocas lunares que ayudaron a entender y aprender sobre el proceso de formación de capas internas, lo que permitió concluir que la Luna tiene una corteza, un manto y un núcleo, que su formación fue como la de un planeta y tiene una edad similar al de la Tierra alrededor de 4500 Ma (Reichard y Spencer, 2011). Sumado a esto, se concluyó que la Luna tenía actividad volcánica que terminó hace unos 3000 Ma evidenciada en los mares que se formaron por la lava que fluía a través de las grietas hacia área bajas. Los sismógrafos desplegados en la superficie lunar registraron sismos lunares lo cual indica que la Luna está geológicamente activa y se comporta similar que un planeta (Cohen, 2009).

Por otra parte, se ha evidenciado la existencia de escarpes lobulados relativamente pequeños con edades de formación cercanas a los 100 Ma que podrían estar asociados a sismos superficiales (Watters et al., 2019), entre los cuales se incluye el escare lobulado Lee-Lincoln. La caracterización sismotectónica de la falla Lee-Lincoln permitirá conocer, identificar y estimar los parámetros de la posible fuente sismogénica. Las técnicas utilizadas para el estudio de la composición geológica de la Luna han variado con el tiempo y los avances tecnológicos, el aumento de la resolución en las imágenes y la cobertura han permitido expandir las posibilidades de estudio (Etxeberria y Izagirre, 2013).

1.1 Planteamiento del problema

Los satélites naturales son cuerpos celestes que orbitan alrededor de los planetas del sistema solar, planetas enanos e inclusive de asteroides siendo la Luna el único satélite natural que tiene el planeta Tierra. Es conocido que la Luna no cuenta con la influencia de agentes de erosión considerables como el viento y el agua, ni atmósfera (Li y Milliken, 2017). No obstante, esta es meteorizada (*Space wathering*) por viento solar, rayos cósmicos y solares, y el constante bombardeo de micrometeoritos que impactan la superficie (Pieters y Noble, 2016). Por lo tanto, es poco probable que la superficie lunar haya cambiado considerablemente en lo últimos 3000 Ma, exceptuando la generación de nuevos cráteres por el choque de grandes meteoritos (Cohen, 2009). La composición de la geología lunar ha sido determinada por el estudio de los cráteres de impacto de meteoritos y los mares lunares formados por antigua actividad volcánica (Etxeberria y Izagirre, 2013).

Las imágenes captadas por la cámara LROC a bordo del Orbitador de Reconocimiento Lunar (LRO), han permitido identificar más de 100 escarpes lobulados a escalas métricas sobre los cráteres de impacto y los mares lunares. Estos escarpes son relativamente pequeños y jóvenes con edades aproximadas de 100 Ma (NASA, 2010). El constante bombardeo de meteoritos y la descomposición de los elementos radiactivos calentaron en el pasado la Luna y se cree que los escarpes lobulados se generaron por el proceso de enfriamiento del satélite a través del tiempo (NASA, 2010). Se ha estimado que las fallas inversas tienen profundidades de cientos de metros y con ángulos de inclinación que varían entre los 35° a 40° con deslizamientos máximos típicos de decenas de metros (Williams et al., 2013).

Durante los ocho años de operación de la red sísmica Apolo (1969-1977) se registraron más de 12000 sismos lunares entre los cuales se encuentran 28 sismos lunares superficiales (hasta 500 km de profundidad), 7083 sismos profundos (750-1400 km de profundidad), entre otros (sismos lunares térmicos e impactos de meteoritos) (Nakamura, 2005). Las señales de los sismos lunares superficiales contaron con altas frecuencias y duraciones entre los 30 minutos hasta dos horas. Se cree que las altas frecuencias y las duraciones de los eventos se deben a las características topográficas, el regolito lunar, los límites de composición, las juntas y grietas en la Corteza que se convierten en dispersores de las ondas debido a la falta de amortiguación por ausencia de agua (Zhao et al., 2008).

La zona de estudio presenta una geología superficial variada, donde se puede encontrar suelos resistentes generados por antiguos flujos de lava basáltica (Imbrian Mare Superior- Im2) y lechos de roca maciza (Cuenca Nectaria - Nbm) hasta zonas con composición mixta de clastos (Llanuras Imbrian - Ip), escombros y megaregolito (Nectarian Terra - Nt) (Fortezzo et al., 2020), siendo estos últimos materiales inestables durante la ocurrencia de un evento sísmico. Adicionalmente, la Luna cuenta con variedad en el relieve en donde se puede evidenciar desde zonas llanas hasta montañosas con grandes escarpes. Aproximadamente el 72 % de la zona de estudio está compuesto por las unidades geológicas Im2 y Nbm. No obstante la estación N14 de la red sísmica Apolo registró el 19 de abril de 1974, un sismo con epicentro a menos de 15 km de la falla Lee-Lincoln que se encuentra dentro del área estudiada. El momento sísmico (M_o) del evento fue igual a $1x10^{13}$ N-m (Newtons por metro) y con magnitud de ondas de cuerpo de 3.9 mb (Oberst, 1987).

Se ha evidenciado que las fallas inversas jóvenes de actividad tectónica reciente en la Luna podrían estar asociadas a sismos superficiales en donde se ha descubierto que hasta ocho sismos lunares superficiales se encuentran dentro de los 30 km de un escarpe de falla (Watters et al., 2019). La falla Lee-Lincoln se formó por las fuerzas de contracción de los mares que llenan el Valle Taurus-Littrow, cuenta con una longitud aproximada de 15 km extendiéndose cuesta arriba hacia el Macizo Norte. Esta falla forma un banco estrecho como resultado de sus cambios abruptos de orientación que cortan la pendiente (NASA, 2010). Con base al Modelo Digital de Terreno (DTM) derivado en estéreo NAC (Narrow Angle Camera) del LRO, se ha estimado que la falla Lee-Lincoln tiene un desplazamiento aproximado de 260 m y una tensión de contracción areal estimada de 0.001 % aproximadamente en relación a la longitud de desplazamiento (Watters et al., 2019).

La colonización lunar por parte de la humanidad ha sido una de las propuestas más idealizadas debido a la cercanía de este satélite natural al planeta Tierra. Sin embargo, para diseñar y proyectar los cimientos de estructuras es necesario conocer e identificar las características de la superficie escogida. No obstante, con los sismos registrados por la red sísmica Apolo se pudo evidenciar que el interior de la Luna cuenta con un estado activo siendo este, una posible amenaza para cualquier estructura que se construya en el satélite.

La caracterización sísmica de una región es uno de los primeros pasos para estimar la localización, la magnitud, la profundidad, el área de ocurrencia de las réplicas y mecanismo focal de los sismos en una región a partir de las características de los eventos

sísmicos que ya se han presentado (Benito y Jiménez, 1999). Hasta el momento se han realizado pocos estudios donde se identifique las características sísmicas de la Luna (Gómez y Cruz, 2019). Por lo tanto, con el fin de caracterizar sismotectónicamente una región de la superficie lunar a través del uso de herramientas GIS se presenta la siguiente pregunta de investigación: ¿Cuáles son las características sismotectónicas asociadas a la falla Lee-Lincoln en la superficie lunar?

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Efectuar la caracterización sismotectónica de la superficie lunar asociada a la falla Lee-Lincoln a través del uso de herramientas GIS.

1.2.2 Objetivos específicos

- Calcular la longitud de ruptura y desplazamiento asociado con la falla Lee-Lincoln.
- Estimar la magnitud máxima esperada del segmento de estudio.
- Elaborar el modelo de dislocación de la falla Lee-Lincoln.

1.3 Justificación

Los sismos se manifiestan de forma violenta y rápida, y traen consigo la probabilidad de generar la destrucción parcial o total de una población, su infraestructura, líneas vitales y actividades productivas (Mora et al., 1992). Se conoce que de acuerdo a las características de una zona en sí, se pueden presentar determinados fenómenos geológicos. La Luna cuenta con diferentes tipos de amenazas que necesitan ser cuantificadas con el fin de diseñar construcciones seguras y resilientes en un ambiente con cualidades diferentes a las de la Tierra, haciendo que sea necesario caracterizar los diferentes tipos de amenaza a los que se verán expuestos las futuras construcciones extraterrestres (Gómez y Cruz, 2019). Cuando se plantea la idea de colonizar la Luna, es imprescindible realizar un estudio que permita identificar las cualidades que posiblemente estén asociadas a la sismicidad de la zona escogida. A través de la

caracterización sismotectónica y partiendo de la ocurrencia de los sismos presentados en una región, es posible predecir futuros eventos extrayendo datos de los parámetros de localización, tamaño, profundidad focal, área de réplicas y frecuencia según el nivel de intensidad para así, estimar la amenaza sísmica presentada en la zona de estudio (Benito y Jiménez, 1999). La caracterización sismotectónica es el primer paso para identificar, conocer y mitigar la amenaza ante la posible ocurrencia de un evento sísmico.

Se plantea realizar la caracterización sismotectónica de la superficie lunar en la zona comprendida entre las coordenadas 19.8°N, 29.4°E y 21.9°N, 31.5°E, donde se encuentra el punto de alunizaje del Apolo 17, un área del Mar de la Serenidad, el valle Taurus-Littrow y la falla de cabalgamiento Lee-Lincoln. La falla Lee-Lincoln atraviesa múltiples cráteres de impacto, lo cual hace de esta zona idónea para el estudio e identificación de los componentes geológicos de la Luna. Las fallas inversas fueron identificadas a través de la cámara del Orbitador de Reconocimiento Lunar (LRO) con escala métrica. Así mismo, se pudieron detectar formas de relieve tectónicas donde se incluyen canales estrechos, fallas de separación y múltiples terrazas de bajo relieve (Watters et al., 2010).

Las técnicas utilizadas para conocer la composición geológica de la Luna han variado con el tiempo gracias a los avances tecnológicos, el aumento de la resolución en las imágenes y la cobertura, permitiendo expandir las posibilidades de estudio. Los productos generados con los datos e imágenes recopiladas por la cámara LROC y el Altímetro Láser del Orbitador Lunar (LOLA por sus siglas en inglés) a bordo del LRO, permiten procesar y analizar los datos espaciales para así identificar las características de la superficie lunar como lo son la topografía, la geomorfología, la mineralogía y la geodesia de la Luna (Etxeberria y Izagirre, 2013). Sumado a esto, la información obtenida se puede integrar en un software para procesarla a través de herramientas GIS, permitiendo representar y analizar datos como la composición geológica y estructural de la Luna de forma accesible, fácil y eficaz. Además, este proyecto puede generar nuevas evidencias en el ámbito geológico y geomorfológico del satélite.

2. MARCO TEÓRICO

2.1 Marco Conceptual

En la presente sección se definen los principales contextos que hacen parte del trabajo de grado, iniciando la definición de fallas geológicas, conceptos de ondas sísmicas, parámetros de las fuentes sísmicas, hasta conceptos técnicos de geomática.

2.1.1 Fallas geológicas

Las fallas geológicas son fracturas presentadas a lo largo de la corteza terrestre que han tenido un desplazamiento desde metros hasta kilómetros. Generalmente, cuando se ocurren desplazamientos de centenares de kilómetros se presentan muchas fallas interconectadas, lo que se conoce como zonas de falla. Los movimientos súbitos a lo largo de las fallas son generadores de eventos sísmicos (Tarbuck y Lutgens, 2001). Para definir la orientación de una falla se usa el rumbo, dirección de inclinación y el buzamiento. El rumbo es la línea del plano como resultado de la intersección del plano geológico por el plano horizontal. El buzamiento mide el ángulo entre el plano de falla y el plano horizontal y su dirección está dado por la dirección de inclinación. Si el ángulo de deslizamiento de la falla tiende a 90° se clasifica como inversa, como se muestra en la Figura 2.1 (Tarbuck y Lutgens, 2001).

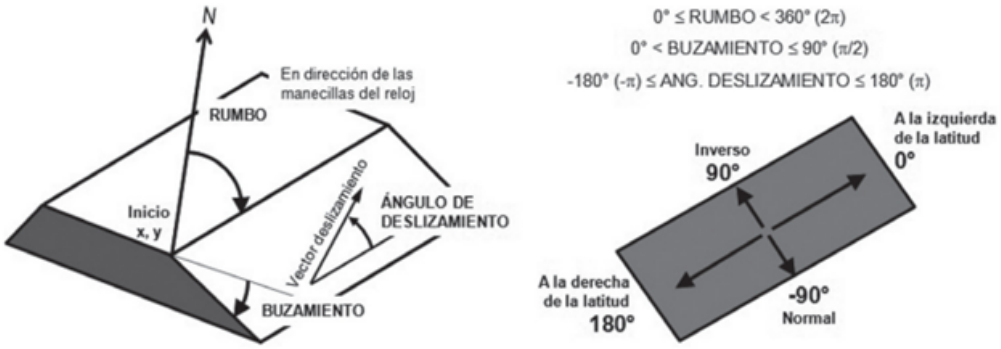

Figura 2.1.: Elementos principales de las fallas geológicas. Tomado de Pérez et al. (2014)

Debido al desplazamiento de las fallas, las rocas suelen romperse como resultado del roce de los lados opuestos generando espejos de falla lo cual proporciona información sobre la dirección del desplazamiento a lo largo de la fractura. Algunos mecanismos de fallas están dados por el tipo de desplazamiento que pueden ser horizontales, oblicuos y verticales (Tarbuck y Lutgens, 2001).

2.1.1.1 Fallas de desplazamiento horizontal

Las fallas de desplazamiento horizontal también conocidas como desgarres o fallas de rumbo, son fallas con desplazamiento horizontal y paralelo a la dirección de la superficie de la falla (Tarbuck y Lutgens, 2001). Pueden ser denominadas como fallas lateral derecha (Dextral) si el movimiento relativo es hacia la derecha o falla lateral izquierda si es hacia la izquierda (Sinestral) (RSN, 2019). Generalmente su trazado es visible por tramos de longitudes grandes debido a su gran tamaño y naturaleza lineal. Muchas grandes fallas de desplazamiento horizontal atraviesan la litosfera y acomodan el movimiento de placas de corteza, como se muestra en la Figura 2.2 (Tarbuck y Lutgens, 2001). Las fallas de desplazamiento horizontal se producen en zonas de roca triturada las cuales se erosionan y llegan a crear valles con direcciones lineales (RSN, 2019).

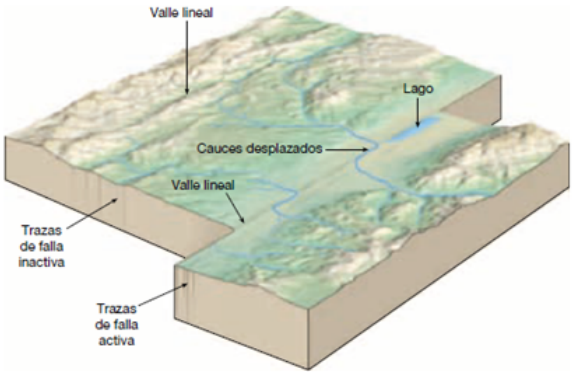

Figura 2.2.: Fallas de desplazamiento horizontal. Tomado de Tarbuck y Lutgens (2001)

2.1.1.2 Fallas de desplazamiento vertical

En las fallas de desplazamiento vertical, el movimiento es fundamentalmente paralelo al buzamiento de la superficie y tienden a producir pequeños escalones en la superficie denominados escarpes de falla. Estos escarpes son producidos en su mayoría por sismos. En este tipo de fallas se denomina a la superficie rocosa que está por encima del plano de falla como techo y la superficie inferior como muro [Fig.2.3]. Las dos principales clasificaciones de fallas con desplazamiento vertical son las fallas normales [Fig.2.3a] y fallas inversas [Fig.2.3b] (Tarbuck y Lutgens, 2001).

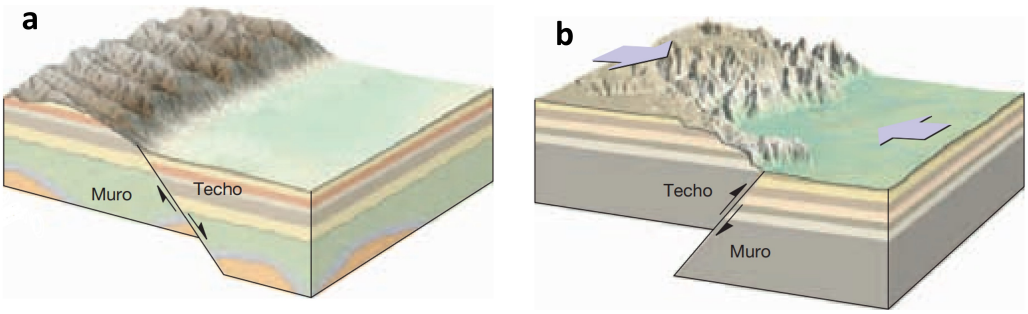

Figura 2.3.: Diagrama de movimiento relativo realizado a lo largo de una falla vertical: (a) Falla normal. (b) Falla inversa. Tomado de Tarbuck y Lutgens (2001)

Aunque existe gran variedad de rangos en el buzamiento, las fallas normales tienden a presentar planos más inclinados en comparación de las fallas inversas (Fossen, 2010). En las fallas normales el material situado en la parte del techo se desplaza hacia abajo con respecto al bloque del muro. Generalmente, estas fallas tienen buzamientos de 60° pero pueden ser menores y en algunos casos cercano a la horizontal, alcanzando en su mayoría desplazamiento de metros a decenas de metros (Tarbuck y Lutgens, 2001). Por su parte, las fallas inversas se caracterizan porque el material situado sobre el plano de falla sube con respecto al material situado en el muro.

Generalmente, las fallas inversas tienen buzamientos cercanos a 45°. Por su parte, los cabalgamientos son fallas inversas de bajo ángulo (menor a 30°) (Fossen, 2010). Los cabalgamientos presentan inclinaciones paralelas al desplazamiento de la superficie de la falla, forman escarpes y pueden generar sismos reflejando el acortamiento de la corteza (Tarbuck y Lutgens, 2001). Un escarpe de falla es un desnivel topográfico en el cual el plano de falla queda expuesto a la superficie, exhibiendo valores de pendientes

altos. Estos se generan debido al desplazamiento del terreno por parte de la falla geológica (Oxford University, 2000). (Fossen, 2010)

La geometría de una falla geológica es de suma importancia para identificar la distribución de los sismos. Algunas formas geométricas de la falla como la segmentación controlan la longitud de las rupturas de las fallas y la magnitud de los eventos sísmicos (Tarbuck y Lutgens, 2001).

2.1.2 Caracterización sismotectónica

La sismotectónica estudia la ocurrencia, características y la relación de los sismos con la tectónica y dinámica general de la corteza terrestre en una región de interés (Udías y Buforn, 1994). En otras palabras, la sismotectónica es la ciencia que estudia la relación entre fallas geológicas, procesos tectónicos y la ocurrencia de eventos sísmicos. Esta incorpora varias disciplinas entre las cuales se incluye la sismología, la geología y la geodesia (ETH Zürich, s.f.).

La caracterización sismotectónica permite identificar las fuentes sísmicas potenciales, definir su geometría para así determinar la distribución probable de magnitudes para cada fuente y de distancias de la fuente del sitio. La caracterización tiene como objetivo estimar parámetros del sitio de ocurrencia, área de réplicas y frecuencia según el nivel de intensidad permitiendo predecir futuros eventos (INGEOMINAS-DAGMA, 2005b).

2.1.3 Ondas sísmicas

Las ondas sísmicas son ondas de energía que penetran el interior de la Tierra durante un evento sísmico. De acuerdo a las propiedades de la zona por donde pasan las ondas sísmicas, están van a ser más rápidas o lentas, pueden reflejarse o refractarse. Por ejemplo,si se compara una roca cristalina con una capa de lodo, será la roca quien transmita más rápido las ondas sísmicas. A pesar de que las ondas sísmicas se desvanecen a medida que se alejan del foco, son registradas por instrumentos localizados alrededor del planeta (Tarbuck y Lutgens, 2001).

2.1.3.1 Ondas de cuerpo

Las ondas de cuerpo son ondas sísmicas que pueden propagarse a través del volumen interno de un sólido elástico. Estas ondas pueden ser de dos tipos: Ondas sísmicas compresivas (Ondas primarias P u Ondas longitudinales) y Ondas sísmicas de corte (Ondas secundarias S u Ondas transversales) (Tarbuck y Lutgens, 2001). Las Ondas P son aquellas que comprimen y expanden las rocas en la dirección de la propagación de la onda [Fig.2.4a]. El movimiento asociado con el paso de las ondas longitudinales implica la oscilación alrededor de un punto fijo en la dirección de expansión. Por su parte, las Ondas S sacuden las partículas en un ángulo ortogonal respecto a la dirección en la que se propaga la onda [Fig.2.4b]. Las ondas transversales cambian transitoriamente la forma del material que las transmite. Los fluidos gaseosos y líquidos no responden elásticamente a los cambios de forma por ende, no se transmiten las ondas S (Tarbuck y Lutgens, 2001).

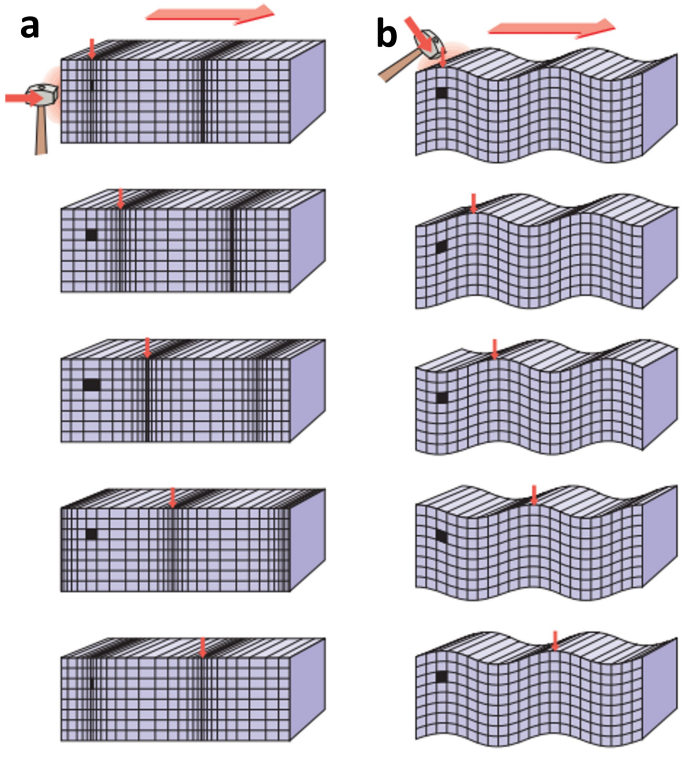

Figura 2.4.: Transmisión de las ondas P y las ondas S a través de un sólido: (a) Compresiones y expansiones alternas en el material por el paso de las ondas P. (b) Cambio de forma sin modificación del volumen del material por ondas S. Tomado de Tarbuck y Lutgens (2001)

2.1.4 Magnitud de un evento sísmico

Anteriormente se medían los eventos sísmicos con base a la cantidad de daños que experimentaba el área afectada, siendo esto denominado por los sismólogos como intensidad. No obstante, con el pasar de los años se desarrollaron los sismógrafos, los cuales permiten una medición cuantitativa de un sismo a través de registros sísmicos (Tarbuck y Lutgens, 2001) y la energía liberada durante la ocurrencia de los sismos (SSN México, s.f.). Las vibraciones ocasionadas por la ocurrencia de un evento sísmico viajan a través de la tierra, siendo estas registradas por sismógrafos. Estos instrumentos pueden detectar sismos en cualquier parte del mundo, generando registros con precisión (USGS Earthquake, 2019).

La magnitud de un sismo permite medir el tamaño de un evento sísmico sin importar el lugar de ocurrencia o intensidad del mismo. El valor de magnitud de un evento es uno solo a diferencia de la intensidad, el cual varía de acuerdo a factores como la distancia, el tipo suelo, entre otros. La magnitud esta expresada en números enteros y decimales (por ejemplo 6.3). Además, dado que la base de las escalas de magnitud son logarítmicas, cada aumento en el valor de unidad de la magnitud de un sismo representa un crecimiento de 10 veces en la amplitud medida (USGS Earthquake, 2019).

Por su parte, la magnitud máxima es el sismo con mayor tamaño que puede generar una fuente sismogénica sin importar su frecuencia de ocurrencia y es representado por el valor límite superior en las curvas de recurrencia. La magnitud máxima se puede estimar asociando intervalos de recurrencia partiendo de datos históricos, paleosísmicos y geológicos dado por el rompimiento repetitivo y semejante en zonas de fallas (Sismo característico) (INGEOMINAS-DAGMA, 2005b).

2.1.4.1 Escalas de magnitudes

Se han desarrollado diferentes escalas de magnitudes al pasar los años, no obstante son cuatro las más conocidas: magnitud local o de Richter M_L, magnitud de onda superficial M_s, magnitud de onda de cuerpo m_b y magnitud de momento M_w [Tab.2.1] (McCalpin, 2009).

Tabla 2.1.: Escalas de magnitud sísmica

Magnitud	Descripción
Magnitud local o de Richter M_L	Distancia máxima de 100 km Amplitud aumenta cada 10 veces Escala máxima sin saturarse= 6.5 ML
Magnitud de onda superficial M_s	Distancia máxima de 100 km Usada para comparar Longitud de ruptura vs Desplazamiento Escala máxima sin saturarse= 8.3 Ms
Magnitud de onda de cuerpo m_b	Distancia máxima de 1000 km Los movimientos máximos suelen corresponder a la onda Lg Escala máxima sin saturarse= 6.2 mb Escala más reciente
Magnitud de momento M_w	Vinculada al momento sísmico (Mo) Mo representa más directamente la cantidad de energía liberada en la fuente

Fuente: Adaptado de McCalpin (2009) y Stein y Wysession (2009)

La magnitud de Richter M_L fue la primera escala desarrollada que utilizaba registros sísmicos y fue creada por Charles Richter en 1935 (Tarbuck y Lutgens, 2001). Esta se basa en la amplitud de la mayor onda sísmica P, S u onda superficial registrada por un sismógrafo Wood-Anderson normalizada a una distancia epicentral de 100 km. No obstante, la escala M_L refleja con precisión la cantidad de energía liberada hasta aproximadamente 6.5 ML, subestimando la liberación de energía real de eventos sísmicos superiores a este valor (McCalpin, 2009).

Cada unidad de la escala de Richter corresponde a un aumento de la energía de aproximadamente 32 veces. Por ejemplo, un sismo con magnitud de 6 ML libera 32 veces más energía comparado con uno de 5 ML y casi 1000 veces más que uno de magnitud de 4 ML. La Tabla 2.2 muestra la equivalencia de energía liberada de acuerdo a la magnitud registrada (Tarbuck y Lutgens, 2001).

El método de Richter fue modificado, por lo cual se desarrolló la escala de magnitud de onda superficial M_s, la cual mide la amplitud de la mayor onda superficial con un período cercano a 20 segundos. A pesar de que esta escala proporciona el cálculo de la fuerza de los sismos, no funciona con sismos con foco profundo, llevando a desarrollar la escala de magnitud de ondas de cuerpo m_b (Tarbuck y Lutgens, 2001).

Tabla 2.2.: Escalas de magnitud sísmica

Magnitud	Energía liberada * (millones de ergios)	Equivalencia de energía aproximada
0	630.000	1/2 kilo de explosivos
1	20.000.000	
2	630.000.000	Energía emitida por un relámpago
3	20.000.000.000	
4	630.000.000.000	500 kilos de explosivos
5	20.000.000.000.000	
6	630.000.000.000.000	Prueba atómica de 1946 en Bikini Sismo Northridge -1994
7	20.000.000.000.000.000	Sismo Loma Prieta - 1989
8	630.000.000.000.000.000	Sismo de San Francisco -1906 Erupción de volcán Santa Elena - 1980
9	20.000.000.000.000.000.000	Sismo de Alaska -1964 Sismo de Chile- 1960
10	630.000.000.000.000.000.000	Consumo anual de energía en Estados Unidos

*Para cada incremento de unidad en la magnitud. La energía liberada aumenta alrededor de 31.6 veces.

Fuente: Tomado de Tarbuck y Lutgens (2001)

A pesar de que estas escalas desarrolladas con base al mecanismo de Richter fueron de utilidad para calcular las magnitudes de eventos sísmicos, se pudo determinar que no sirven para describir sismos grandes, llevando así al desarrollo de la magnitud de momento M_w (Tarbuck y Lutgens, 2001). A diferencia de las escalas anteriormente mencionadas, la magnitud de momento M_w está directamente relacionada con la cantidad de energía liberada durante un sismo o también conocido como momento sísmico M_o. Este se desarrolló con el fin de solventar la saturación en las escalas usadas anteriormente (M_L, m_b y M_S) (Stein y Wysession, 2009). La escala M_w realiza la estimación adecuada de los sismos que se deriva matemáticamente partiendo del tamaño de la superficie de ruptura y la cantidad de desplazamiento. Sumado a esto, se puede verificar mediante estudios de campo a través de la medición del desplazamiento de falla y métodos sismográficos que usan ondas de período largo (Tarbuck y Lutgens, 2001).

2.1.5 Fuente sísmica

La representación espacio-temporal de un fenómeno físico que se manifiesta a través de la sismicidad es conocida como una fuente sísmica (INGEOMINAS-DAGMA, 2005b). Por ejemplo, aquellas fallas geológicas que pueden producir eventos sísmicos de gran magnitud y que cuentan con una alta tasa de actividad sísmica, son consideradas fuentes sísmicas. La actividad sísmica, los acontecimientos históricos y la evidencia geológica son los criterios que definen la acividad de una falla geológica (Quebral, 2014).

A partir de una fuente sísmica se desarrolla el análisis de la amenaza con el fin de estimar la ocurrencia espacial de los movimientos telúricos. La identificación, los tipos y la caracterización de las fuentes sismogénicas dependen de la estrategia e infraestructura disponible para estudiar los ambientes sismotectónicos. Es importante definir la localización y geometría de cada fuente sísmica partiendo en agrupar los tipos de fuente de acuerdo a la evaluación de la amenaza (INGEOMINAS-DAGMA, 2005b).

2.1.5.1 Longitud de ruptura

La longitud de ruptura es la identificación de la traza de falla con base a la longitud en la que una falla geológica se rompe durante un sismo. La longitud de ruptura es usada en la estimación de magnitud máxima esperada. Por lo general, sismos con magnitudes menores de 6 Mw tienen longitudes de ruptura que pueden llegar a 10 km aproximadamente, mientras que los de mayor magnitud pueden presentar rupturas de hasta 1000 km. Se debe agregar que para sismos con magnitudes menores a 5 Mw no se tiene evidencia geológica de ruptura (McCalpin, 2009).

2.1.5.2 Segmentación

La segmentación consiste en la identificación de los controles físicos o discontinuidades que dividen la falla en segmentos individuales y limitan la extensión de la ruptura, permitiendo definir la localización y el tamaño de futuros sismos. Para la segmentación, existen las discontinuidades geométricas donde se incluyen intersecciones de fallas, quiebres y rasgos intrínsecos de las zonas de falla mientras que por otra parte se encuentras las discontinuidades heterogéneas donde se encuentra el ancho de

la falla, el régimen local de esfuerzos, presencia de cuerpos ígneos y cambios en las litologías involucradas (INGEOMINAS-DAGMA, 2005b).

2.1.5.3 Desplazamiento

Es el desplazamiento dado cuando las ondas sísmicas atraviesan el suelo, siendo proporcional a la magnitud del sismo. por lo tanto entre mayor sea la magnitud, mayor será el desplazamiento. Normalmente los desplazamientos son verticales u horizontales (Tarbuck y Lutgens, 2001). Al igual que la longitud de ruptura, los sismos de magnitud menor a 6 tienden a causar desplazamientos de tan solo algunas decenas de centímetros mientras que a su vez, los de mayor magnitud pueden tener hasta decenas de metros de desplazamiento (McCalpin, 2009).

2.1.5.4 Dislocación sismotectónica

Cuando se presenta una ruptura de una falla durante un evento sísmico se presenta un proceso denominado dislocación sismotectónica. Este es generado por ciertas condiciones de esfuerzo. Como se muestra en la Figura 2.5, los parámetros de fallas son el desplazamiento S, buzamiento θ, profundidad mínima t, profundidad máxima T, el relieve h, ancho de la falla W y u el cual representa la distancia entre la superficie y el plano de falla a profundidad a lo largo del buzamiento (Williams et al., 2013).

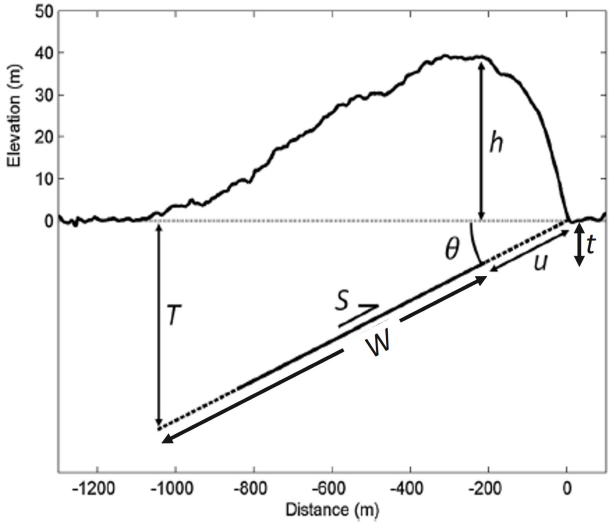

Figura 2.5.: Parámetros modelo de dislocación. Adaptado de Williams et al. (2013).

La dislocación sismotectónica depende de los valores de dichos parámetros. Por ejemplo, cuando el buzamiento θ de la falla se encuentra entre los 24° y 56° sugiere una falla inversa y dislocación dextral e indicaría que es más probable a deslizarse (Shi et al., 2020). .

2.1.6 Orbitador de Reconocimiento Lunar (LRO)

El Orbitador de Reconocimiento Lunar LRO es una sonda espacial que tiene como objetivo la exploración de la Luna con el fin de identificar sitios cercanos y con recursos potenciales de alto valor científico, terrenos favorables y entornos ideales para futuras misiones lunares seguras (NASA, s.f.-d).

Los instrumentos que se encuentran a bordo de la sonda espacial devuelven datos globales tales como mapas de temperatura, imágenes a color de alta resolución, entre otras. Estos datos fueron depositados en el Sistema de Datos Planetarios (PDS) el cual es un repositorio de información de ciencia planetaria con acceso al público. Entre los productos obtenidos a través del LRO se encuentran mediciones láser altimétricas que arrojan más de ocho mil millones de puntos topográficos, el primer mapeo térmico global de un cuerpo planetario con una gama completa de horas y estaciones locales, mediciones de radar de la cara no visible de la Luna, entre otras (NASA, s.f.-d).

2.1.6.1 Cámara de Orbitador de Reconocimiento Lunar (LROC)

El LROC es un instrumento que consta de una cámara gran angular (WAC por sus siglas en inglés) para imágenes multiespectrales sinópticas y dos cámaras de ángulo estrecho (NAC) para proporcionar imágenes con una escala de 0.5 a 1.5 m por píxeles [Tab. 2.3] (Tran et al., 2010).

2.1.6.2 Altímetro láser del Orbitador Lunar (LOLA)

El LOLA es el instrumento a bordo de la sonda espacial LRO que tiene como objetivo proporcionar el modelo topográfico global preciso de la superficie lunar y una cuadrícula geodésica para la comprensión lunar. LOLA posee 5 haces de luces y opera a 28 Hz con una precisión nominal de 10 cm. Este láser mide el tiempo del vuelo (rango), la dispersión de pulso (rugosidad de la superficie) y la energía de transmisión-retorno (reflectancia) de la superficie para cada haz (Tran et al., 2010).

Tabla 2.3.: Especificaciones de cámaras NAC y WAC

Cámara de Ángulo Estrecho - NAC	
Escala de pixeles	0.5 m por píxel (101FOV microradianes)*
Tamaño máximo de imagen	2.5 km x 26 km
Óptica	f/3.59 Cassegrain (Ritchey - Chretien)
FL efectiva	700 mm
Diámetro de espejo primario	195 mm
FOV	2.85° por NO
Formato de pixeles	1 x 5.064
Sensibilidad	400 - 750 nm
Precisión radiométrica	1 % relativo 10 % absoluto
Cámara Gran Angular - WAC	
Formato de imagen	1024 x 14 píxeles monocromo (marco de inserción) 704 x 14 píxeles 5 filtros (Visible, marco de inserción) 128 x 4, 2 filtros UV color
Escala de píxeles (nadir)	1.5 mili-radianes, 7.5 m/píxel (Visible)* 7.67 mili-radianes, 385 m/píxel (UV, 4x4 agrupados)*
Ancho del marco de imagen (km)	105 km (Monocromo visible)* 60 km (Color visible)* 57 km (UV)*
Óptica	f/5.05 (Visible) f/5.65 (UV)
FL efectiva	6 mm (Visible) 4.7 mm (UV)
FOV	92° (Monocromo) 61° (Visible) 59° (UV)
Formato de pixeles	1024 x 1024
* A una altura de 50 km	

Fuente: Adaptado de NASA (2019)

2.1.7 Sistema de Información Geográfica (SIG)

Un SIG es el conjunto de datos relacionados de manera espacio física a través de herramientas informáticas (software y hardware) que permiten a los usuarios finales

realizar consultas, integración, análisis y representaciones de datos georreferenciados en un territorio determinado por un nombre o con coordenadas espaciales. Las tipologías de datos utilizadas en un SIG van desde estadísticas, cartografía e imágenes permitiendo capturar, almacenar, manipular, analizar y representar de diversas formas la información geográfica (González y Torres, 2011). Dentro de un SIG se puede georreferenciar imágenes (archivos ráster), crear archivos vectoriales mediante la digitalización de las formas que componen la zona de estudio (archivos shapefile) y procesar Modelos Digitales de Terreno para generar mapas de pendientes, permitiendo reconocer el relieve que caracteriza la zona de estudio.

2.1.8 Modelo Digital de Elevación (DEM) y Modelo Digital de Terreno (DTM)

Para definir los DTM se debe introducir dos condiciones suplementarias: i). Debe existir una estructura interna que represente las relaciones espaciales entre los datos y ii). La variable representativa del modelo debe ser cuantitativa y de distribución continua. Por ende, de forma generalizada se podría describir un DTM como una estructura numérica de datos que representa la distribución espacial de una variable cuantitativa y continua (Felicísimo, 1994). No obstante, se define de forma generalizada que un Modelo Digital de Terreno (DTM) es la representación de una superficie mediante una serie de conjunto de puntos discretos con valores de altura único sobre puntos 2D. Los valores de las alturas son aproximadas y pueden tener como referencia el nivel medio del mar, geoide, elipsoide o datos geodésicos. (Hirt, 2016). En otras palabras, un DTM representa estadísticamente la superficie continua con una gran cantidad de puntos con coordenadas X,Y y Z (elevación) conocidos dentro de un sistema de referencia arbitrario (Li et al., 2004).

Los DTM se encuentran directamente relacionados con los Modelos Digitales de Elevaciones (DEM) y pueden definirse de formas similares. Incluso, se podría mencionar que un DTM es un DEM que aparte de datos de alturas, incluye elementos como líneas de ruptura, elementos geográficos y naturales como ríos, líneas de crestas, etc (Felicísimo, 1994).

Los Modelos Digitales de Terreno se dividen en dos grupos con base a la forma de la representación básica de los datos: i). Modelo vectorial y ii). Modelo Ráster. Los modelos vectoriales se basan en entidades básicas como puntos y líneas las cuales se definen por sus coordenadas. Por otra parte, los modelos ráster se interpretan como el

valor medio de unidades elementales de superficie con distribución regular (Felicísimo, 1994). La Tabla 2.4 muestra el resumen de los modelos vectorial y ráster. No obstante, actualmente son los contornos (Curvas de nivel), la Red Irregular de Triángulos (TIN) y las matrices las estructuras más usadas (Felicísimo, 1994).

Tabla 2.4.: Estructuras más usadas para almacenamiento de DTM

Modelo		Tipo
Vectorial	Contornos	Secuencial: Las líneas se almacenan como cadenas de cotas. Analítica: Las líneas se almacenan como segmentos de Bézier, polinómicos, etc.
	Perfiles	Cadenas paralelas de cotas en línea con altitud variable
	Triángulos	Red de triángulos irregulares (TIN)
Ráster	Matrices	Regulares: Cotas sobre una malla cuadrada de filas y columnas equidistantes Escalables: Cotas sobre submatrices jerárquicas y de resolución variable
	Polígonos	Cotas asignadas a teselas poligonales regulares (triángulos o hexágonos).

Fuente: Tomado de Felicísimo (1994)

2.1.8.1 Modelo vectorial

El modelo vectorial es un modelo de datos con coordenadas que representa las características geográficas mediante puntos, líneas y polígonos. Cada entidad vectorial cuenta con atributos asociados y son útiles para el almacenamiento de datos con límites discretos como vías, fronteras, puntos de interés, entre otros (Hoel, 2008). Dentro de los modelos vectoriales se encuentran las curvas de nivel y la Irregular de Triángulos (TIN).

- **Curvas de nivel**

  Las curvas de nivel son un tipo de representación vectorial de un DEM situadas a intervalos horizontales no necesariamente iguales, que identifican los valores de

elevación a intervalos constantes, conservando los valores individuales de coordenadas (Felicísimo, 1994). Las curvas de nivel han sido los modelos vectoriales más usados para representar el terreno, incluso muchos autores como Li et al. (2004) enfatizan que "es una de los inventos más importantes en la historia de la cartografía debido a su comodidad e intuición para percibir".

- **Red Irregular de Triángulos (TIN)**

  Las Red Irregulares de Triángulos son un conjunto de datos vectoriales que representan el espacio mediante triángulos de Delaunay continuos que no se superponen. Los vértices que componen los triángulos de la red irregular son puntos de datos muesta con valores X, Y y Z, siendo los Z usados para representar elevaciones de la superficie (Hoel, 2008). La red de triángulos se organizan en función a su vecindad para así, crear circunferencias alrededor de los puntos de muestras, mientras que las intersecciones se conecten a la red de triángulos no traslapados. Esta cualidad hace que los TIN den mejores resultados a la hora de visualizar modelo en 3D (Felicísimo, 1994).

2.1.8.2 Modelos ráster

Los modelos ráster representan el espacio a través de una matriz de celdas equiespaciales de filas y columnas. Las celdas que componen un modelo ráster contienen un valor de atributo y coordenadas de ubicación. Por ende, todas las celdas que cuentan con el mismo valor representan la misma característica geográfica (Hoel, 2008). Por otra parte, los modelos ráster pueden estar compuestos por una o más bandas, siendo cada banda la representación de valores de datos para rangos específicos en el espectro electromagnético (azul, rojo, verde, infrarrojo, etc) o de radar. Estos modelos son útiles para el alamcenamiento de datos que varían continuamente como la elevación, la cobertura del suelo, uso del suelo, entre otros (Hoel, 2008).

2.1.9 Pendiente y clasificación del terreno

La pendiente es un parámetro del terreno que mide la tasa de cambio de la elevación en la dirección descendente más empinada y describe la forma de la superficie (Wilson y Gallant, 2000). El tipo de terreno puede clasificarse de acuerdo al porcentaje de pendiente que se tiene. Para este proyecto se utilizó la reclasificación dada por

el estudio de suelos dado por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi - IGAC (2009) como se muestra en la Tabla 2.5.

Tabla 2.5.: Clasificación del terreno dado por la pendiente

Tipo	Rango (%)
Plano	Menor a 3
Ligeramente ondulado	3 a 7
Moderadamente ondulado	7 a 12
Fuertemente ondulado	12 a 25
Ligeramente escarpado	25 a 50
Moderadamente escarpado	50 a 75
Fuertemente escarpado	Mayor a 75

Fuente: Adaptado de IGAC (2009)

2.2 Marco Teórico

A continuación se presentan las ecuaciones que se necesitan para realizar la caracterización sismotectónica de la zona de estudio, la definición de los parámetros de magnitud máxima esperada M_w, la longitud de ruptura, el desplazamiento, entre otros para caracterizar la fuente estudiada. Los parámetros de ruptura se extraen por medio de la observación espacial de la fuente estudiada. En la Figura 2.5 (Sección 2.1.) se aprecian los parámetros geométricos del modelo de dislocación entre los cuales se encuentran el buzamiento, el deslizamiento y la profundidad máxima.

2.2.1 Modelo Digital de Elevaciones (DEM)

Un Modelo Digital de Elevaciones puede estar representado de forma genérica mediante la Ecuación 2.1 (Felicísimo, 1994).

$$z = f(x, y) \tag{2.1}$$

Donde z es la altitud del punto situados en las coordenadas (x,y). Los valores de x y y corresponden a las abscisas y ordenadas de un sistema de referencia plano, siendo este regularmente un sistema de proyección cartográfica. Los DTM contienen información relativa de las relaciones entre la distancia y la vecindad entre los valores

de altitud, permitiendo calcular nuevas variables topográficas mediante el álgebra de mapas (Felicísimo, 1994).

2.2.2 Pendiente del terreno

La pendiente puede estar representada en grados o en porcentajes. Así, una pendiente del 100 % es igual a 45°. En las Ecuaciones 2.2 y 2.3 se muestra la pendiente expresada porcentualmente y en grados:

$$m = \left(\frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1}\right) * 100 \tag{2.2}$$

$$m = Tan\left(\frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1}\right) \tag{2.3}$$

El algoritmo usado en los softwares de procesamiento de imágenes, está dado por los cambios de las tasas de cambio de la superficie en direcciones horizontal (dz/dx) y vertical (dz/dy) desde la celda central. Los algoritmos se expresan de acuerdo a lo solicitado (Felicísimo, 1994). Por ejemplo, para porcentajes ver Ecuación 2.4 o en unidades de grados como se muestra en la Ecuación 2.5 .

$$Algoritmo(radianes) = ATan\sqrt{\left(\frac{dz}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dz}{dy}\right)^2} \tag{2.4}$$

$$Algoritmo(grados) = ATan\sqrt{\left(\frac{dz}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dz}{dy}\right)^2 * 57.29578} \tag{2.5}$$

2.2.3 Magnitud máxima esperada

Una de las aproximaciones básicas para estimar la magnitud máxima esperada, es partir de las máximas dimensiones de rupturas utilizando correlaciones empíricas entre la magnitud y las dimensiones de longitud de ruptura, área y movimiento de la falla. Wells y Coppersmith (1994) expresan la magnitud de momento mediante la

relación empírica en función de la longitud de ruptura (SRL) a través de la Ecuación 2.6.

$$M_w = 5.08 + 1.16Log(SRL) \tag{2.6}$$

Donde M_w es la magnitud momento esperada que puede generar la fuente y SRL es la longitud de ruptura. Por otra parte, se puede encontrar la relación entre las magnitudes M_w, M_o y m_b. Por ejemplo, Hanks y Kanamori (1979) expresan M_w en función del momento sísmico M_o expresada en la Ecuación 2.7.

$$M_w = \frac{LogM_o}{1.5} - 10.73 \tag{2.7}$$

Donde M_o representa la energía liberada durante un sismo. Al-Eqabi et al. (2001) expresan el M_o mediante la relación empírica en función de la magnitud de ondas de cuerpo m_b a través de la Ecuación 2.8:

$$LogM_o = 9.72 + 1.37m_b \tag{2.8}$$

2.2.4 Desplazamiento máximo

El desplazamiento S (m) de las fallas geológicas se pueden calcular con base a la relación empírica de regresión de magnitud-sismo-ruptura de Wells y Coppersmith (1994) expresada como:

$$S = 10^{-1.38+1.02Log(SRL)} \tag{2.9}$$

2.2.5 Dislocación sismotectónica

Teniendo como base los parámetros que influyen en la dislocación sismotectónica de la falla, se puede hallar el momento sísmico M_o (N-m). El momento sísmico representa la energía liberada por un sismo y está dado por la Ecuación 2.10.

$$M_o = \mu SA \tag{2.10}$$

Donde μ es el módulo de rigidez de la roca y A el área de la falla la cual está dada por la Ecuación 2.11.

$$A = WSRL \tag{2.11}$$

Donde W es el ancho de la falla [Fig.2.5].

$$W = u - \frac{T}{Sen\theta} \tag{2.12}$$

Donde u es la distancia entre la superficie y el plano de falla a profundidad a lo largo del buzamiento, y T la profundidad máxima de la falla. Finalmente, el parámetro de profundidad mínima t se expresa en función de u mediante la Ecuación 2.13.

$$t = uSen\theta \tag{2.13}$$

2.3 Marco referencial

INGEOMINAS-DAGMA (2005b) define como fuente sismogénica a una región que tiene características de sismicidad dada por su probabilidad de generar eventos sísmicos significativos. Además agregan que la identificación de una fuente sismogénica y la caracterización de su comportamiento sismológico son imprescindibles para la estimación de la amenaza asociada a la misma. Por su parte, Arcila et al. (2020) mencionan que "cada fuente sísmica puede generar rupturas (sismos) independientes" y que por lo tanto, "la ocurrencia de una ruptura en una fuente no afecta la probabilidad de ocurrencia de otra potencial ruptura en la misma fuente sísmica". A través de la caracterización sismotectónica se identifican las geometrías de las fuentes sismogénicas que se encuentran en una región, permitiendo estimar parámetros como la magnitud esperada de eventos sísmicos que se generarían por la fuente estudiada (INGEOMINAS-DAGMA, 2005b).

La magnitud de un sismo mide el tamaño del evento y la cantidad de energía liberada por ende, cuando se habla de la magnitud máxima esperada se refiere al evento de mayor intensidad que puede ser generado por una fuente sismogénica (INGEOMINAS-DAGMA, 2005b). Se ha homogeneizado las magnitudes reportadas en los diferentes catálogos en la escala de magnitud de momento. Esta escala representa eficientemente las características de las fuentes sísmicas y el rango de magnitudes es más amplio dado que no se satura con sismos grandes (Arcila et al., 2020). La estimación de la

magnitud máxima esperada parte de la identificación y dimensiones de ruptura como lo es longitud, área y movimiento de la falla (Wells y Coppersmith, 1994). La longitud de ruptura de una falla geológica es un parámetro importante para conocer el proceso de ruptura ocurrido al producirse un sismo (INGEOMINAS-DAGMA, 2005b). McCalpin (2009) enfatiza que "la precisión en la estimación de la longitud de la paleoruptura depende de la cantidad original de desplazamiento de la superficie, el tiempo transcurrido desde el evento y la velocidad de los procesos geomórficos locales".

Un evento sísmico es el resultado de la ruptura repentina de una falla geológica, produciendo un patrón de radiación de energía (modelo sísmico). La estimación cuantitativa de la contribución de la magnitud de evento sísmico a la deformación dada en la zona tectónica se puede hallar considerando el área de la fuente sísmica, el momento sísmico y el rango de tiempo en el cual estos ocurren (Salcedo y Pérez, 2017). El software Coulomb 3.3 de la USGS permite calcular y modelar desplazamientos, deformaciones y tensiones de fallas geológicas de forma ágil e iterativa y usa el entorno de MatLab®para su ejecución (Toda et al., 2011). Williams et al. (2013) analizaron imágenes y DTM de 6 escarpes lunares mediante modelos generados con la iteración de los parámetros de dislocación en el software Coulomb 3.3 y ajustando los modelos resultantes en comparación con los perfiles topográficos proporcionados por el DTM, con el fin de probar que los accidentes geográficos estudiados son el resultado de fallas inversas poco profundas y con ángulos bajos.

Existen diferentes técnicas para representar las características topográficas y geológicas de un lugar, partiendo desde la toma de datos con técnicas tradicionales hasta el uso de sensores remotos y radar a bordo de sondas espaciales. Se han determinado las características topográficas, geomorfológicas, mineralógicas y geodésicas de la superficie lunar a través de las imágenes con resoluciones métricas (Etxeberria y Izagirre, 2013) y datos capturados por el instrumento LROC a bordo del Orbitador de Reconocimiento Lunar (LRO). Los datos recolectados se procesaron aplicando técnicas de teledetección expandiendo el conocimiento del comportamiento geológico y la morfológico de la Luna, permitiendo realizar la representación de las características de la superficie lunar a través de productos cartográficos.

Las geoformas producidas por eventos tectónicos han sido estudiadas mediante parámetros cuantitativos y descriptivos, siendo estos parámetros importantes para demostrar la actividad sísmica en una región determinada (Gallego-Cruz y Ospina-Ostios, 2003). Los Modelos Digitales de Elevación (DEM) fueron creados con el fin de representar la superficie. No obstante, autores como Wilson (2012) enfatizan que

los DEM actualmente no solo se usan para analizar desde el punto geométrico la superficie, sino que también para comprender la naturaleza de procesos atmosféricos, geomórficos, hidrológicos y ecológicos que ocurren sobre esta. Por ende, los mapas topográficos y los Modelos Digitales de Terreno actualmente son insumos usados recurrentemente para el cálculo de los parámetros de las geoformas (Keller y Pinter, 1996).

Se han identificado formas de relieve tectónicas que incluyen canales estrechos, fallas de separación, múltiples terrazas de bajo relieve y escarpes lobulados de fallas inversas a través de las imágenes multiespectrales captadas por la cámara del Orbitador de Reconocimiento Lunar (LROC) tienen una resolución de 0.5 a 2m por píxel (Watters et al., 2010). El trazado de los segmentos de las fallas inversas y los límites de los mares lunares se han digitalizado y archivado en bases de datos geográficas, permitiendo procesar y calcular áreas, perímetros y longitudes de estos componentes geológicos de la Luna a una escala de 1:20000 (Nelson et al., 2014). Además, se han generado Modelos Digitales de Elevación usando los datos registrados por LROC y el altímetro láser LOLA. Inicialmente se procesan las imágenes NAC de LROC empleando la combinación de del software integrado USGS para imágenes y espectrómetros (ISIS) y SOCET SET® de BAE Systems. No obstante, se mejoró la precisión del DTM uniendo los perfiles de alta precisión de LOLA ajustando el producto con un error de Raíz de la Media Cuadrática (RMS) de 1.77 m (Tran et al., 2010).

3. METODOLOGÍA

En el presente capítulo se resume la metodología usada para el logro de objetivos del proyecto así como también una breve descripción de la zona de estudio con datos que son importantes tales como localización, geología y geomorfología.

3.1 Localización de la zona de estudio

La zona de estudio se encuentra al Noreste de la cara visible de la Luna y está delimitada por las coordenadas 19.8°N, 29.4°E y 21.9°N, 31.5°E [Fig.3.1] (Anexo 1).

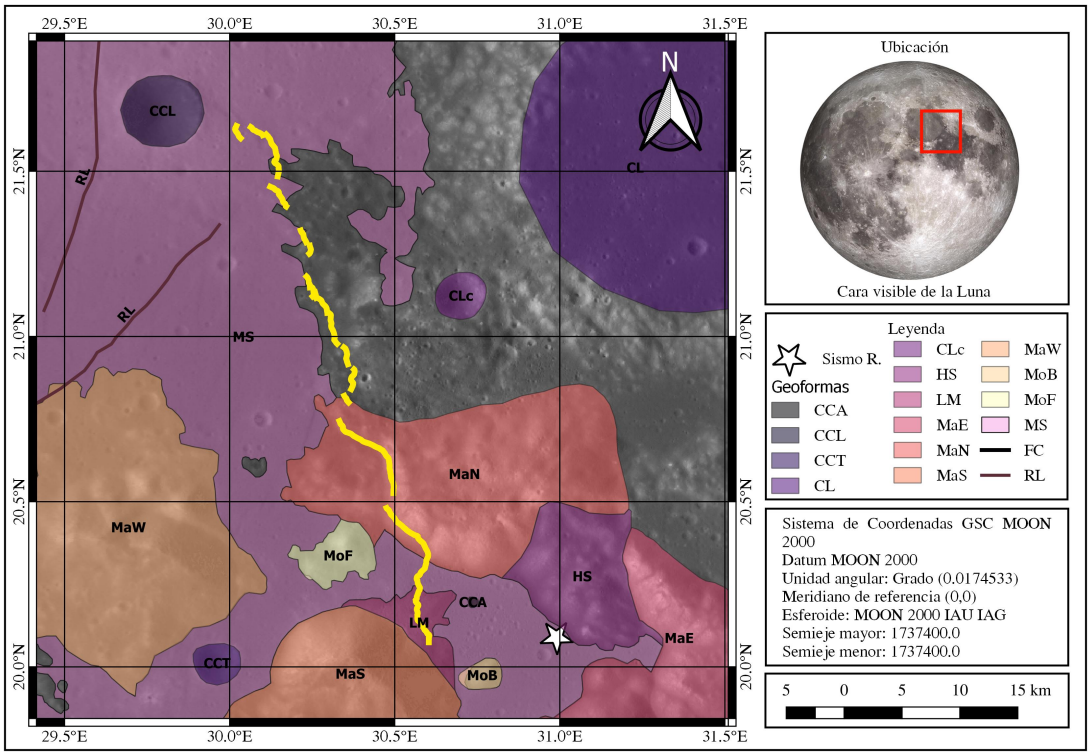

Figura 3.1.: Localización de zona de estudio: Se resaltan las geoformas más importantes del área estudiada. La vectorización de los accidentes geográficos es de elaboración propia con excepción del Mar de la Serenidad (MS).

En esta zona se encuentran un área del Mar de la Serenidad (MS), el Valle Taurus-Littrow y un Complejo (FC) compuesto por cinco fallas, de las cuales tres tienen segmentación discontinua y dos grandes escarpes en los que se incluye el escarpe lobulado Lee-Lincoln. La zona de estudio presenta una gran variedad de accidentes geográficos y tectónicos. En la Figura 3.1 se resaltaron los más importantes como el Complejo de Falla estudiado (FC), el Mar de la Serenidad (MS), la fosa Littrow (RL) que recorre el Noroeste de la zona hacia el Cráter Clerk (CCL) conocido anteriormente como el Cráter Littrow B. El Mar de la Serenidad (*Mare Serenitatis*), cuenca basáltica formada hace 3900 Ma aproximadamente por antigua actividad volcánica que inundó con lava cuencas de impacto generadas por el bombardeo de asteroides (Wilhelms et al., 1987). Al Noreste de la zona de estudio se localiza el Cráter Littrow (CL) y Littrow C (CLc). El cráter Ching-Te (CCT) se localiza entre los macizos Oeste (MaW) y Sur (MaS). El Valle Taurus-Littrow se encuentra rodeado por los macizos Norte (MaN), Sur (MaS) y Este (MaE). Además, tiene grandes cadenas montañosas como las Colinas Esculpidas (HS), las montañas Family (MoF) y Bear (MoB). En este sector se localizan decenas de cráteres en donde destaca el Cráter Cámelot (CCA) y algunos cuentan con la condición de ser posiblemente posmare.

3.1.1 El Valle Taurus-Littrow y la falla Lee-Lincoln

Se cree que el Valle Taurus-Littrow se formó por el impacto de un asteroide del tamaño de una montaña al borde del Mar de la Serenidad (MS), dejando una cuenca de casi 700 km de diámetro. Posterior a este evento, grandes bloques de roca fueron empujados hacia el exterior formando grandes anillos de montañas. No obstante, algunos de estos bloques volvieron a caer creando así el valle y quedando tierras altas como las Colinas Esculpidas (HS), la Monataña Family (MoF), los macizos Norte (MaN), Sur (MaS), Este (MaE) y Oeste (MaW). Después de la formación de la cuenca Serenitatis (entre 100 a 200 Ma después), la lava que extruía inicia la inundación con material basáltico de lugares bajos llenando entre estos el valle (Jones, 2009).

Al sur de la zona se localiza un sector con Mantos Ligeros (LM) de rocas generados por movimientos en masa desencadenados por dos grandes sismos, siendo el primer manto cubierto por el último. Schmitt et al. (2017) sugieren que también podrían estar asociados a la actividad tectónica de la falla Lee-Lincoln o incluso, por los constantes choques sísmicos asociados a la formación del escarpe lobulado. La falla de cabalgamiento Lee-Lincoln se localiza cerca del punto de alunizaje de la misión

Apolo 17 [Fig.3.1] realizada en 1972, siendo esta la única falla extraterrestre explorada por la humanidad. Esta falla se extiende cuesta arriba del valle hacia el Macizo Norte, formando un banco estrecho como resultado de sus cambios abruptos de orientación que cortan la pendiente (NASA, 2010).

El 19 de abril de 1974 la estación N14 de la red sísmica Apolo registró un sismo con epicentro a menos de 15 km de la falla Lee-Lincoln, con momento sísmico igual a $1x10^{13}$N-m (Newtons por metro) y con magnitud de ondas de cuerpo de 3.9 mb (Oberst, 1987). Schmitt et al. (2017) consideran que probablemente la falla Lee-Lincoln se reactivó entre los 70 Ma y 110 Ma dado que las muestras de las rocas rodadas en los cráteres de la zona, cuentan con edades entre estos rangos [Fig.3.2] y que el escarpe se entierra bajo el Manto Ligero (LM) en la base del Macizo Sur (MaS).

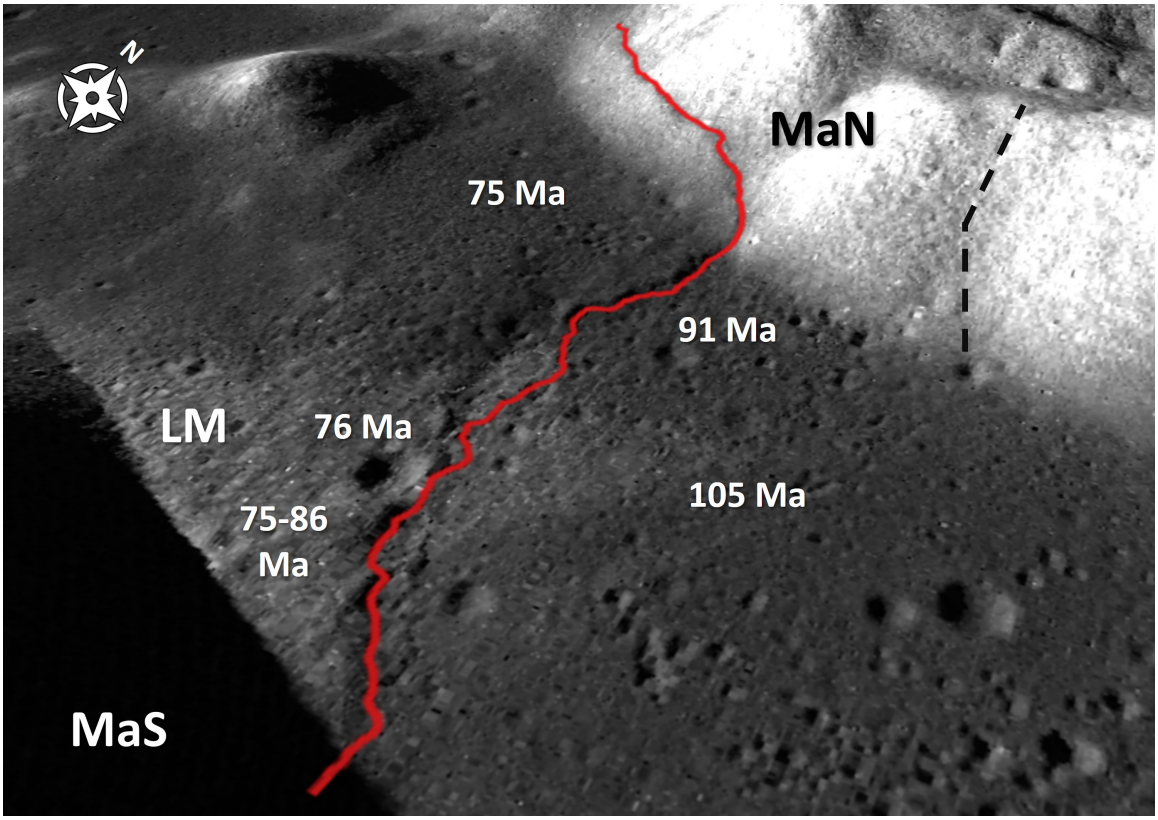

Figura 3.2.: Evidencia de terreno sacudido en Valle Taurus-Littrow: Se muestran las edades de las rocas extraídas de los cráteres en números entre los Macizos Norte (MaN) y Sur (MaS). Con la línea punteada a la derecha se señala la posible falla auxiliar o fisura piroclástica. El segmento rojo es el trazo de falla del escarpe Lee-Lincoln. Adaptado de Schmitt et al. (2017).

Por otra parte Schmitt et al. (2017) agregan que al parecer el escarpe de la falla de cabalgamiento Lee-Lincoln fue producto de la ocurrencia de uno o más sismos superficiales y mencionan que en la zona donde la falla hace su ingreso al Macizo Norte, el escarpe está más suavizado ya que que el muro en este punto es mucho más resistente que los materiales que conforman el techo y su escarpe. Sumado a esto, sugieren que podría existir una falla auxiliar o una fisura pircolástica al este del escarpe lobulado como se muestra en la Figura 3.2 (Schmitt et al., 2017).

No solo estos autores evidencian la actividad sísmica de la falla Lee-Lincoln mediante eventos de deslizamiento de material de las tierras altas al valle Taurus-Littrow. Watters et al. (2019) mencionan que "la tasa de degradación de los cráteres localizados en los mares del Valle Taurus-Littrow es mayor en comparación con los ubicados en las llanuras del punto de aterrizaje del Apolo 16 a pesar de que la relación de profundidad-diámetro de los cráteres no cambian en función a la distancia desde el escarpe". Además, agregan que algunas características reafirman la ocurrencia de eventos sísmicos tales como la presencia de material rodado a 5 km del escarpe y flujos de escombros en las Colinas Esculpidas (HS), sin dejar a un lado que parte del segmento sur de la falla Lee-Lincoln está cubierto por el Manto Ligero (LM)

Watters et al. (2019) mencionan que la actividad sísmica también se puede ver evidenciada a través de los regolitos perturbados por deslizamientos de tierra que exponen el material más joven, lo cual hace que se visualicen zonas con niveles de albedo más altos a comparación con los niveles de los regolitos oscurecidos por la meteorización espacial. Además, agregan que los movimientos o caídas de rocas que se expresan mediante huellas en la superficie lunar, son otra evidencia de la actividad sísmica reciente ya que "las rocas se encuentran a lo largo o cerca de las caras escarpadas y pueden haberse acumulado por el movimiento descendiente provocado por eventos de deslizamiento cosísmicos asociados con las fallas inversas" (Watters et al., 2019).

3.1.2 Geología de la zona de estudio

Desde punto geológico, es evidente que el área de estudio cuenta con geología superficial variada y de acuerdo a la clasificación de Unidades Geológicas brindada por Fortezzo et al. (2020), se puede evidenciar que existe una asociación entre los componentes geológicos y la forma del relieve de la superficie lunar. Por ejemplo las zonas donde se localizan los macizos, las cadenas montañosas y el Mar de la Serenidad

(MS) se encuentran compuestos por fuertes suelos generados lechos de roca maciza (Cuenca Nectaria - Nbm) y antiguos flujos de lava basáltica (Imbrian Mare Superior-Im2). Por otra parte, al Noroeste de la zona de estudio es evidente la composición mixta de clastos (Llanuras Imbrian - Ip) escombros y megaregolito (Nectarian Terra - Nt), siendo estos últimos materiales inestables durante la ocurrencia de un evento sísmico [Fig.3.3] (Anexo 2).

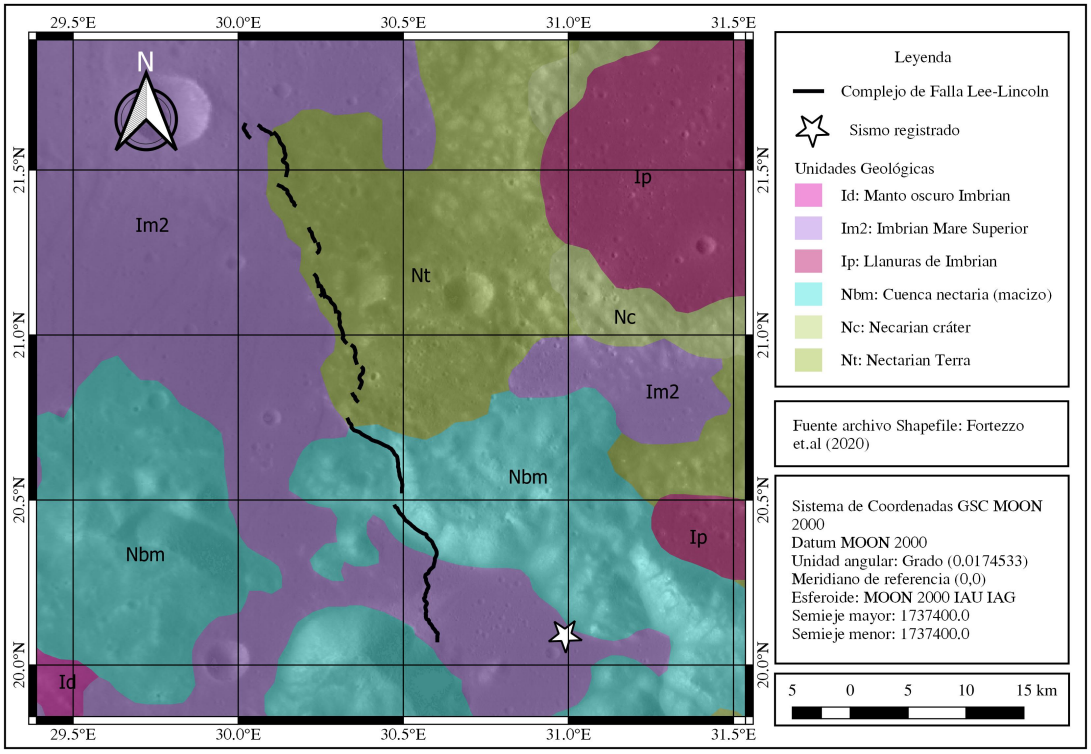

Figura 3.3.: Unidades geológicas de zona de estudio. Adaptado de Fortezzo et al. (2020)

En la Tabla 3.1 se describen las Unidades Geológicas del área de estudio.

Tabla 3.1.: Unidades geológicas de Zona de estudio

UNIDAD		DESCRIPCIÓN
Im2	Imbrian Mare Superior	Forma superficies planas y lisas. Menor densidad de albedo y menor densidad de cráteres que la unidad Im1. Numerosas crestas. Difícil de distinguir de la unidad lm1.
Ip	Llanuras de Imbrian	Terreno liso, plano a ondulado de albedo intermedio que ocurren principalmente depresiones topográficas y pisos de cráteres de edad Imbriana más antiguas.
Id	Manto oscuro Imbrian	Parte del material de albedo más bajo mapeado. Generalmente ocurre cerca de los márgenes exteriores de cuencas más grandes. Vieiras, texturas suaves con pequeños cráteres.
Nt	Nectarian Terra	Superficie moderadamente rugosa pasando a relieve rugoso moderadamente ovalado con cráteres enterrados superpuestos de diferentes edades.
Nbm	Cuenca nectaria (macizo)	Los bloques resistentes más comúnmente de 10 a 30 km de diámetro, forman las partes más altas y más resistentes de las crestas arqueadas elevadas.
Nc	Necarian cráter	Relieve topográfico considerablemente silenciado en comparación con las características de impacto más jóvenes, con pisos anchos y planos típicamente otra unidad, y muy poca o ninguna eyección presente.

Fuente: Adaptado de Fortezzo et al. (2020)

3.2 Esquema metodológico

La Figura 3.4 presentada a continuación, exhibe el proceso metodológico ejecutado para la caracterización de la zona de estudio asociado a la fuente sismogénica de la falla Lee-Lincoln. iniciando por la compilación de los datos espaciales para posteriormente ser modeladoss mediante herramientas GIS para así finalmente obtener los valores de parámetros de fuentes sismogénicas y bases para el modelo de la dislocación sismotectónica.

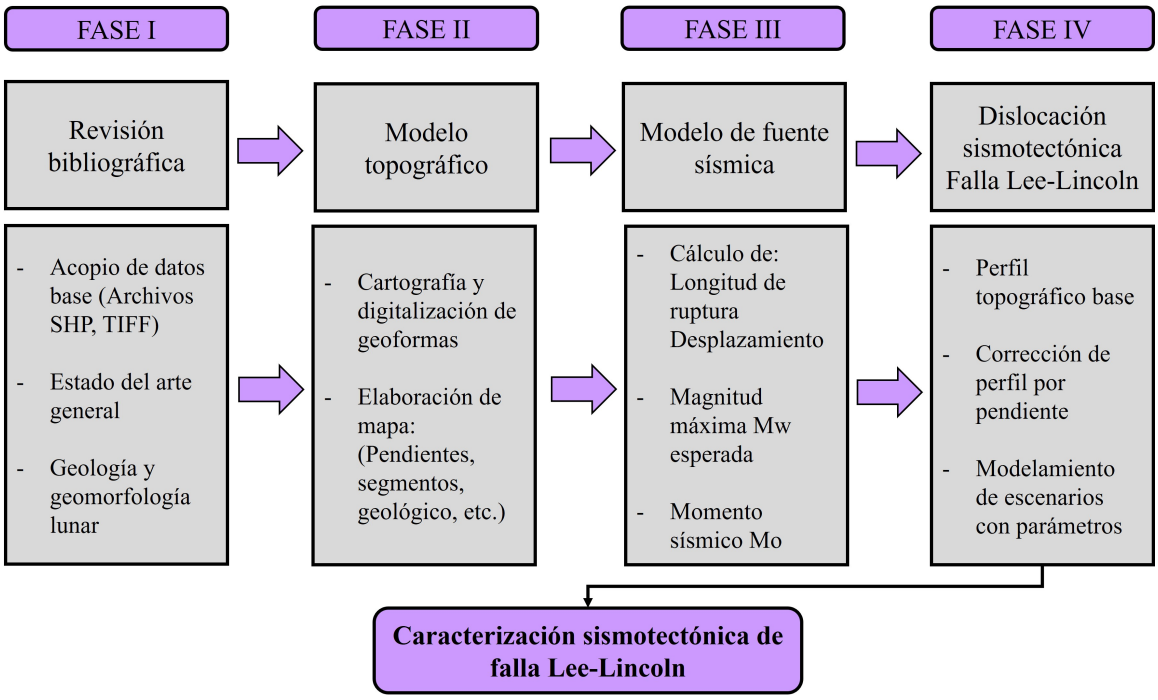

Figura 3.4.: Diagrama de proceso metodológico para la caracterización sismotectónica de la zona de estudio.

3.2.1 Fase 1: Revisión bibliográfica

Esta fase consistió en el acopio inicial de información bibliográfica para su revisión, selección y análisis asociando estudios sismológicos, geotectónicos y procesamiento de información espacial. Esta fase fue la base del planteamiento del problema ya que permitió seleccionar la zona de estudio, los procesos y la información espacial ideal a ser acopiada para el logro de los objetivos.

3.2.1.1 Datos base

Los datos de campo fueron obtenidos de la página oficial del Orbitador de Reconocimiento Lunar (LRO) dispuesto de forma gratuita por la National Aeronautics and Space Administration (NASA). En este se extrajeron productos derivados de los instrumentos a bordo de la sonda espacial. Los productos se encuentran digitalizados en el Sistema de Coordenadas Geográficas IAU Moon 2000.

- **Escarpes lobulados lunares**
  Archivo tipo en formato Shapefile (SHP) que cuenta con la digitalización de los segmentos de fallas lobuladas lunares. Son derivados del mosaico realizado con imágenes captadas por la cámara LROC WAC (Wide Angle Camera) y NAC (Narrow Angle Camera). Las polilíneas fueron digitalizadas a una escala de 1:20000 (Nelson et al., 2014).

- **Mapeo global de los límites de Mares lunares**
  Archivo tipo en formato shp que cuenta con la digitalización de los bordes de los mares lunares a nivel global. Son derivados del mosaico realizado con imágenes captadas por la cámara LROC WAC (Wide Angle Camera) y NAC (Narrow Angle Camera). Las polilíneas fueron digitalizadas a una escala de 1:20000 (Nelson et al., 2014).

- **Mapa geológico de la Luna en JPG y para GIS**
  Escala 1: 5000000 (Escala mundial). Mapeo completo que permitió proyectar como contactos de unidad, polígonos de unidad geológica, entidades lineales y nomenclatura de unidad y entidad anotación. El producto se superpone en relieve sombreado derivado del estéreo de la cámara de terreno SELENE Kaguya (ecuatorial, 60 m / pix) y altimetría LOLA (polar norte y sur, 100 m / pix). Estos datos no son incluidos con esta descarga debido a consideraciones de tamaño, pero un archivo Léame en la carpeta "Lunar_Raster" proporciona los enlaces de descarga (Fortezzo et al., 2020).

- **Modelo Digital de Terreno (DTM)**
  Producto derivado de las toma de datos de LOLA con un error RMS de 1.77 m y un intervalo entre cotas de 5 m. El error de precisión informado por SOCET SET es de 2.5 m (Henriksen et al., 2017).

3.2.2 Fase 2: Modelo topográfico

Las imágenes captadas por la Cámara del Orbitador de Reconocimiento Lunar (LROC) permiten visualizar y trazar las geoformas que caracterizan la superficie lunar. En esta fase, se realiza la digitalización de los componentes topográficos que caracterizan el relieve de la zona de estudio (en el software libre QGIS) como los cráteres de impacto más importantes, las Tierras Altas, Montañas y Fosas.

Además, se importaron al software los archivos Shapefile del Complejo de Falla y los límites del Mar de la Serenidad brindados por Nelson et al. (2014). Posteriormente, se calcularon datos de geometría como lo son: longitudes, área y perímetros, entre otras, los cuales son importantes para el cálculo del modelo de dislocación. Los shapefile del trazo de la falla y el Mar de la Serenidad y los accidentes geográficos parten de los productos generados por la cámara gran angular WAC y la cámara de ángulo estrecho NAC, siendo la base para identificar las características de escarpe de la falla Lee-Lincoln. Adicionalmente, se cuenta con el Modelo Digital de Terreno (DTM) de la zona de estudio para trazar la forma del relieve de la zona estudiada, permitiendo hallar parámetros de altura y emplear el perfil de la falla (Suárez, 2013).

3.2.3 Fase 3: Modelo de fuente sismogénica

Un modelo de fuente sismogénica corresponde a la caracterización de una región en términos de posibles eventos sísmicos en términos de magnitud. Los parámetros de magnitudes se muestran en la Tabla 3.2. La caracterización sismotectónica de este proyecto tiene como base el realizar el modelo zonificado donde se delimita el Complejo de Falla y demás geoformas importantes de la zona de estudio.

Tabla 3.2.: Parámetros de magnitudes

Parámetro	Nombre
M_{wmax}	Magnitud máxima esperada
M_{wmin}	Magnitud mínima esperada
SRL	Longitud de ruptura
S	Desplazamiento de falla
S_{max}	Desplazamiento máximo
S_{prom}	Desplazamiento promedio

3.2.4 Fase 4: Modelamiento de la dislocación sismotectónica

La modelación sismotectónica asociada a la falla de cabalgamiento Lee-Lincoln se elaboró con ayuda del paquete computacional del software Coulomb 3.3. Este paquete solicita como datos de entrada los parámetros básicos de la fuente sismogénica como

lo son la profundidad máxima del deslizamiento T, profundidad mínima t, longitud SRL, el ángulo de buzamiento θ y el tipo de ruptura (Toda et al., 2011).

Dado que Coulomb 3.3 no permite ingresar la pendiente de los escarpes analizados, se realiza la corrección del perfil topográfico generado con el DTM mediante la pendiente general. Luego, se comparan el perfil base con el generado por Coulomb 3.3 (Williams et al., 2013). Posteriormente, se modifican iterativamente los parámetros de la falla con el fin de realizar el modelo más ajustado al perfil topográfico extraído del DTM, siendo los parámetros de relieve, pendiente, ancho, entre otros, las bases para la selección del modelo final.

4. GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA LUNAR

Con el fin de introducir al lector a los conceptos fundamentales sobre la geología y geomorfología lunar, a continuación se presentan los términos que se consideraron importantes en el conocimiento de las características más importantes de nuestro satélite. El lector encontrará información sobre su origen, la Escala de Tiempo Selenológico y la definición de los accidentes geográficos más notables de la superficie lunar.

4.1 Origen de la Luna

Una de las hipótesis más aceptadas de la formación de la Luna propone que entre 50 Ma y 200 Ma después de la formación del Sistema Solar, un proto-planeta del tamaño de Marte llamado Theia habría impactado a la proto-Tierra [Fig.4.1]. Como resultado de esta colisión, la mayor parte de los materiales más densos fueron incorporados en el manto y núcleo de la Tierra mientras grandes porciones de la corteza y manto superior fueron lanzadas a una órbita alrededor de la Tierra (Spohn et al., 2014). Debido al tamaño de Theia y su enorme impacto con la proto-Tierra, grandes cantidades de energía fueron liberadas haciendo que se escaparan muchos materiales volátiles (Spohn et al., 2014). Los escombros expulsados por la colisión empezaron a experimentar acreción (crecimiento de un cuerpo por agregación de cuerpos menores. Ver [Fig.4.1]b) formando la Luna (Reichard y Spencer, 2011).

Esta hipótesis explicaría que la Luna tenga un tamaño mucho más grande comparado con satélites de otros planetas del Sistema Solar (Reichard y Spencer, 2011), que su densidad sea mucho más baja comparada con la de los planetas interiores, que tenga un núcleo muy pequeño, que cuente con características de composición similares a la de la Tierra y que carezca de materiales volátiles como el agua (Spohn et al., 2014).

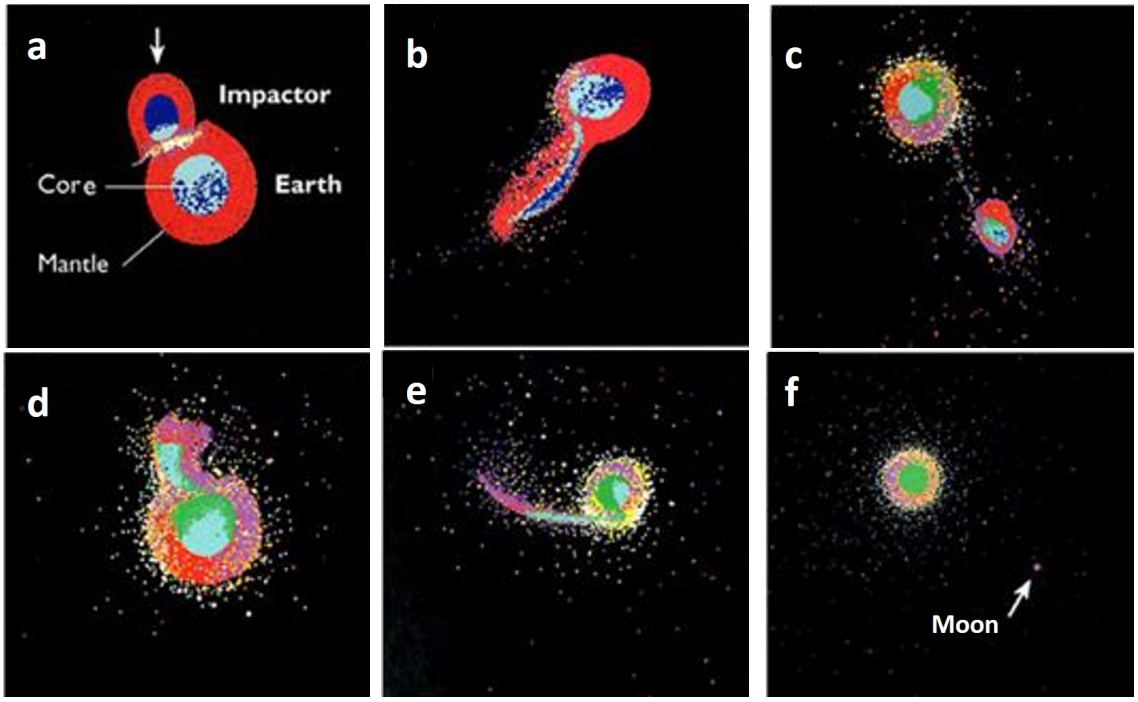

Figura 4.1.: Simulación matemática de la principal hipótesis sobre el origen de la Luna: (a) Theia colisiona con la proto-Tierra, generando la expulsión de material de la corteza y el manto (b), que con el pasar del tiempo experimentaron acreción (c-e), formando finalmente la Luna (f). Adaptado de Spohn et al. (2014)

4.2 Escala de Tiempo Selenológico

Para comprender la geología de la Luna, es necesario conocer las Escala de Tiempo Selenológico. Esta escala divide la historia de la Luna en 5 grandes períodos: Prenectario, Nectario, Imbriano, Eratosteniano y Copernicano [Fig.4.2] (Wilhelms et al., 1987). La historia de la Luna data desde su formación (4500 Ma) hasta la actualidad (Bussey y Spudis, 2004).

La escala de tiempo selenológico ha sido definida a través del uso de principios estratigráficos como el de la Ley de Superposición permitiendo ordenar los eventos selenológicos, siendo los eventos de impacto los más útiles por la cantidad de ocurrencia. Así, cada período que comprende la escala de tiempo lunar está delimitado por la ocurrencia de algunos grandes eventos (Wilhelms et al., 1987).

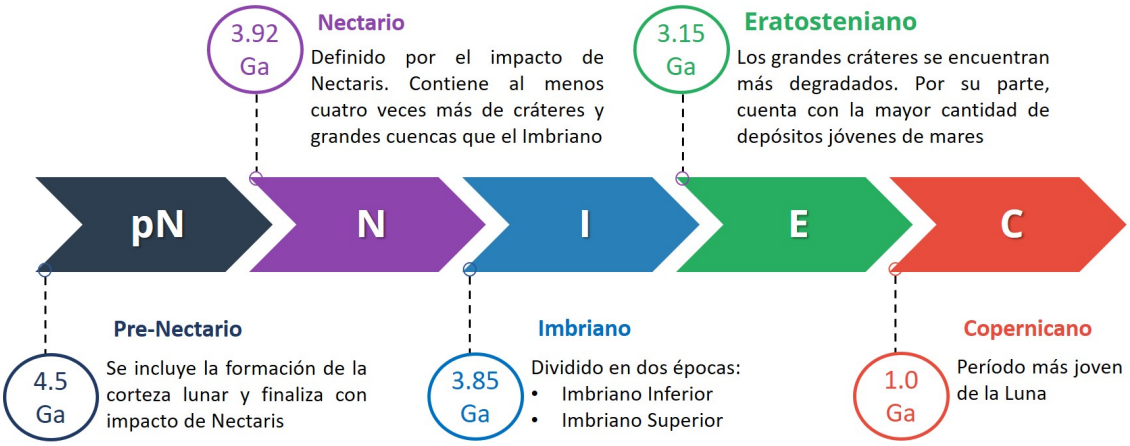

Figura 4.2.: Escala de tiempo selenológico. 1GA=1000 Ma. Adaptado de Bussey y Spudis (2004)

4.2.1 Pre-nectario y Nectario

El período Pre-nectario data aproximadamente desde los 4.5 GA cuando la corteza lunar se formó hasta el impacto de Nectaris (Bussey y Spudis, 2004). Por ende, todos los materiales formados desde el origen de la Luna hasta la formación de la cuenca Nectaris son prenectarios, siendo la mayoría originados por procesos ígneos. Las muestras de rocas lunares pre-nectáricas son poco comunes debido a la antigüedad del período Pre-nectario y la alta afectación por fuertes impactos posteriores en la superficie lunar (Wilhelms et al., 1987). Hasta el momento, se ha evidenciado que el material lunar pre-nectárico está compuesto mayormente por anortosita, sugiriendo que la formación de la corteza lunar se produjo por la cristalización de minerales de un océano de magma (Wilhelms et al., 1987). Dentro de las cuencas de impacto reconocidas en el período Pre-nectario se encuentra la cuenca Aitken con una edad aproximada de 4000 Ma (Bussey y Spudis, 2004).

Durante el período Pre-nectario ocurrió el Intenso Bombardeo Tardío (*Late Heavy Bombardment-LHB*) o también llamado Cataclismo Lunar, donde los planetas rocosos del Sistema Solar (Mercurio, Venus, Tierra, Marte) y la Luna experimentaron un bombardeo masivo de meteoritos (Bottke y Norman, 2017). Este evento ocurrió entre los 4.2 Ga y 3.8 Ga, y está evidenciado por los impactos observados en la Luna (Spohn et al., 2014).

El período Nectario está definido desde que Nectaris impacta la superficie lunar hace 3.9 GA hasta el impacto de Imbrium. Los materiales nectáricos se encuentran en un gran área del lado visible y oculto de la luna y son similares a los del período Pre-nectario por ende, se creen que fueron formados por procesos similares. No obstante, se encuentran algunas diferencias como el tamaño de las cuencas, siendo las nectarias de menor tamaño, menos erosionadas y más visibles en las imágenes como consecuencia de la diferencia en las edades (Wilhelms et al., 1987). Gran parte de los materiales de las unidades nectarias fueron originados de forma endógena durante el período Pre-nectario y modificados por impactos pre-nectarios antes de su emplazamiento durante el período Nectario. Adicionalmente, científicos sugieren que algunas llanuras nectarias pueden tener origen volcánico (Wilhelms et al., 1987). La Figura 4.3 muestra la cuenca pre-nectárica Aitken y la cuenca nectárica que enmarca el nombre de este período, Nectaris.

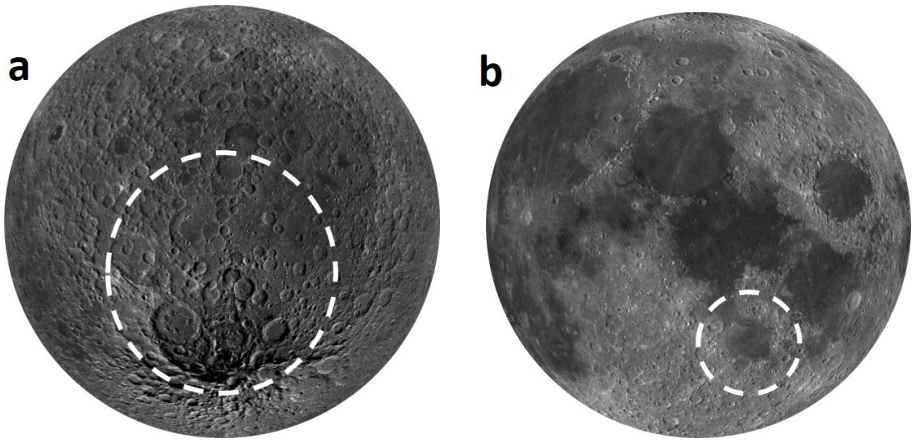

Figura 4.3.: Grandes selenoformas de los períodos Pre-Nectario y Nectario: (a) Cuenca pre-nectárica Aitken, ubicada en el polo sur tendiendo hacia la cara oculta de la Luna. La cuenca Aitken es la más antigua conocida hasta el momento. (b) Cuenca Nectaris de múltiples anillos formada en el período Nectario. Dentro de los objetivos de la misión Apolo 11 se incluyó extraer y estudiar muestras de Nectaris. Imagen tomada de NASA (2020)

4.2.2 Imbriano

El período Imbriano data desde los 3.85 GA en el momento en que se presenta el impacto de Imbrium y se ha subdividido en dos épocas: Inferior y Superior (Wilhelms et al., 1987).

El Imbriano Inferior, está delimitado por el momento en que Imbrium impacta la superficie lunar hasta el impacto de Orientale. Es conocido, que el Imbriano Inferior se superpone con el final del cataclismo lunar (3.8 GA). Los materiales formados en esta época dominan la superficie lunar, especialmente la cara visible con la cuenca Imbrium ver [Fig.4.4a]. Durante el Imbriano Inferior se formaron grandes cuencas como Tranquilitatis, Serenitatis y Procellarum (Wilhelms et al., 1987). Por otra parte, el Imbriano Superior se delimita por la formación de Orientale ver [Fig.4.4b] hasta la solidificación de los materiales de los mares lunares. Los materiales de esta época están dominados por basaltos, siendo casi dos tercios de la superficie de la cara visible de la Luna constituida por Imbriano Superior. Es claro que los impactos que sufrió la Luna en los períodos anteriores, redujeron la corteza lunar, elevando el manto y debilitando la litósfera (Wilhelms et al., 1987).

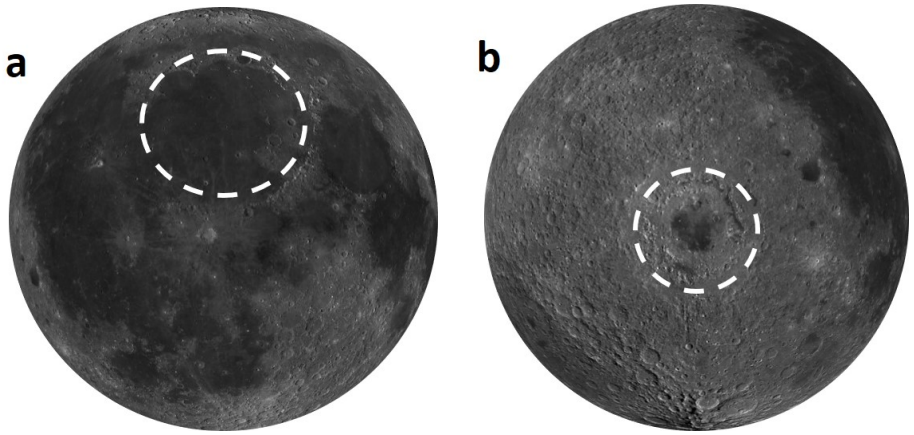

Figura 4.4.: Grandes selenoformas del período Imbriano: (a) Cuenca Imbrium ubicada al noroeste de la cara visible. Esta cuenca es la más grande de la Luna y fue la primera en ser tratada estratigráficamente. (b) Cuenca Orientale ubicada al sudoeste de la cara visible de la Luna. Imagen tomada de NASA (2020)

4.2.3 Eratosteniano y Copernicano

El período Eratosteniano data desde los 3.15 GA. Su nombre es dado por el cráter de impacto Eratóstenes [Fig.4.5a]. Las unidades selenológicas de este período y su período siguiente (Copernicano) son menos extensas que las anteriores y se encuentran menos modificadas debido a que son más jóvenes. Los cráteres formados en el período Eratosteniano enmarcan el inicio de los cráteres posmare, dado que se

forman sobre los mares lunares solidificados (Wilhelms et al., 1987). Para diferenciar las unidades del período Eratosteniano de las del Copernicano se ha establecido como punto de referencia el nivel de albedo de los cráteres, siendo los copernicanos más brillantes a diferencia de los de los eratostenianos (Wilhelms et al., 1987). No obstante, algunos científicos han refutado el criterio, exponiendo que el nivel de albedo está más relacionada con la composición, que con el nivel de meteorización de la superficie. Adicionalmente se tiene como referencia que todos los cráteres que tengan un diámetro igual o menor a DL (Siendo DL= 240m ± 10m) son posimbrianos. Así mismo, se define que los cráteres con diámetros DL son eliminados por procesos erosivos (Wilhelms et al., 1987).

Por su parte, el período Copernicano data desde los 1.0 GA hasta la actualidad, siendo este el período más joven en la escala de tiempo selenológico. A pesar de que se tiene como referencia de inicio de este período el impacto que formó el cráter Copérnico [Fig.4.5b], este evento no marca la base del período. En el período Copernicano no se evidencia formaciones de mares de basalto, por lo que se concluye que la actividad volcánica ya había cesado completamente. La edad de los depósitos copernicanos han sido base como análogos de características más degradadas, siendo estos la clave del pasado lunar (Wilhelms et al., 1987).

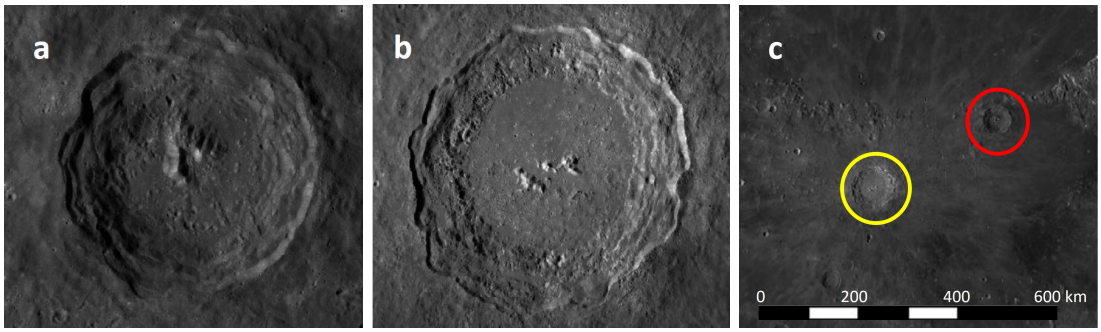

Figura 4.5.: Apariencia de cráteres posmare: (a) Cráter Eratóstenes. (b) Cráter Copérnico. (c) Ubicación de cráteres Eratóstenes (Rojo) y Copérnico (Amarillo). Se puede visualizar la diferencia en la apariencia de ambos cráteres, donde el copernicano es aparentemente más brillante que el eratosteniano. Imagen tomada de NASA (2020)

En la Figura 4.6 se observan seis estados de la superficie lunar asociados con los períodos que componen la escala de tiempo selenológico. Partiendo desde el final del Nectario [Fig.4.6a], siguiendo poco después de la formación de la cuenca Imbrium en la Imbria Temprana [Fig.4.6b] y el final de esta época donde inicia la extrusión de la lava volcánica [Fig.4.6c]. Posteriormente, se muestra la inundación de las cuencas

Imbrium y Serenitatis con lava volcánica durante el Imbriano Superior [Fig.4.6d], seguido por los cráteres de impacto posmare en el período Eratosteniano [Fig.4.6e] para observar finalmente el aspecto actual [Fig.4.6f] (Wilhelms et al., 1987).

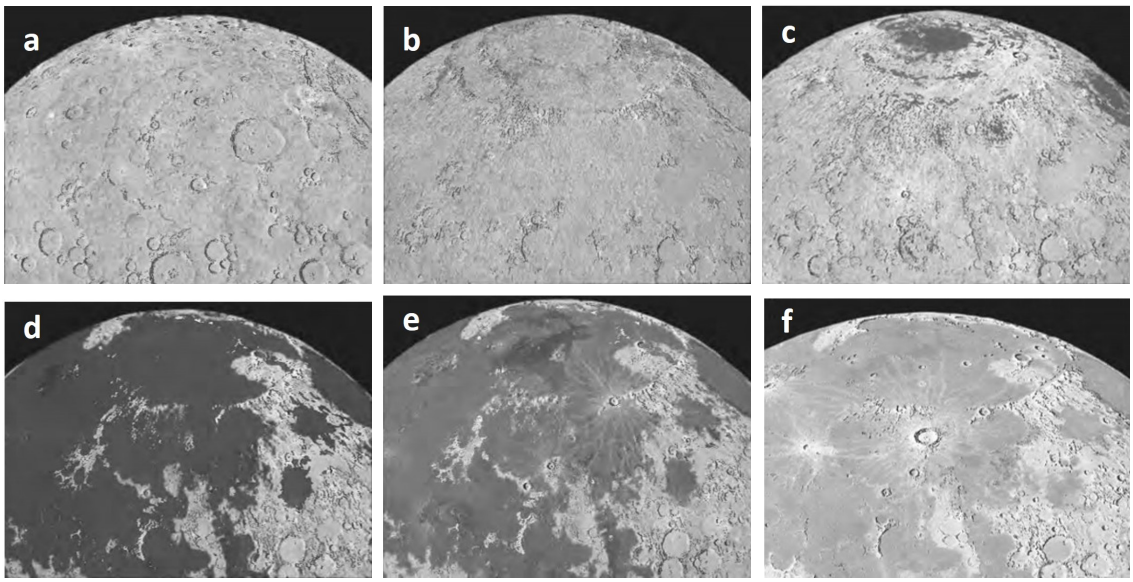

Figura 4.6.: Evolución de la superficie lunar en la región de las cuencas Imbrium y Serenitatis: (a) Final de período Nectario. (b) Inicios de la época Imbriano inferior. (c) Finales de la época Imbriano inferior. (d) Época Imbriano superior. (e) Período Erastosteniano. (f)En la actualidad. Tomada de Wilhelms et al. (1987).

4.3 Geomorfología lunar

La superficie lunar tiene un área aproximada de 38 millones de km^2 y está constituida mayormente por una combinación de crestas de montañas, mares, cráteres, valles estrechos y valles profundos (fisuras lunares) que varían entre los 16 km y los 482 km de longitud y con anchos cercanos a los 3 km o inferiores (Wilhelms et al., 1987).

Los accidentes selenográficos se caracterizan por una serie de cráteres de impacto simples, complejos y cuencas anilladas. Los constantes bombardeos por parte de asteroides que impactaron en el pasado la superficie lunar (especialmente en el cataclismo lunar), debilitaron la litosfera haciendo que volúmenes relativamente pequeños de basalto generados por la fusión parcial del manto, extruyeran a través de la delgada subcuenca y la corteza del subcráter formando los mares que cubren actualmente el

16 % de la superficie lunar. Desde la Tierra, se puede observar dos tipos de áreas: Las oscuras y aparentemente planas que son los mares y las áreas más brillantes rugosas que se les ha dado el nombre de *Terra* (*Terrae* en plural) desde el siglo XVII. La mayoría de los *Terrae* consisten en pequeños cráteres superpuestos (exceptuando los grandes) y están distribuidos al azar (Wilhelms et al., 1987). La Tabla 4.1 presentada a continuación ilustra y describe los accidentes selenográficos (con sus respectivas denominaciones en latín, inglés y español) predominantes de la superficie lunar.

Tabla 4.1.: Accidentes geográficos lunares comunes

Latín	Inglés	Español	Definición
Mare (Maria)	Sea (No usada)	Mar	Llanuras planas y oscuras.
Lacus, palus, sinus	——	——	Mar pequeño.
Terra (Terrae)	Highlands, uplands, continents	Tierras altas, Continentes	Terreno accidentado, relativamente brillante (alto en albedo).
Mons (Montes)	Mount, mountains (s)	Monte, Montañas	Macizo (s) alto (s), generalmente formando rangos arqueados.
Promontorium	Promontory	Promontorio (Protuberancia)	Montañas encerradas en parte por mares.
Rupes	Scarp	Escarpe	Fallas en mares o escarpes altos en tierra.
Dorsum	Mare ridge, wrinkle, ridge	Cresta de mare, arugada, cresta	Cresta estrecha , principalmente en mares.
Rima (Rimae)	Rille	Ranura	Depresión estrecha y alargada (sinuosa, arqueada o recta).
Vallis (valles)	Valley	Valle	Amplia depresión alargada, que generalmente consiste en cráteres discretos.
Catena (catenae)	Chain	Cadena	Cadena de distintos cráteres.
——	Crater	Cráter	Depresión circular o subcircular, generalmente delimitada por un borde elevado.
——	Basin, ringed basin	Cuenca, cuenca anillada	Gran depresión en forma de cráter que contiene uno o más anillos además de un borde.

Fuente: Adaptado de Wilhelms et al. (1987)

La composición de la geología lunar ha sido determinada por el estudio de los cráteres de impacto y los mares por antigua actividad volcánica (Etxeberria y Izagirre, 2013). Los cráteres lunares se encuentran esparcidos sobre la superficie lunar y fueron formados principalmente por el impacto de meteoritos, tienen forma de anillo, una base y un pico central, sus tamaños son variables con diámetros que varían desde centímetros hasta 250 km. Los cráteres lunares se forman mayormente por el impacto de partículas en movimiento rápido. Sumado a esto, se conoce que existen grietas que pueden tener profundidades que van desde metros hasta kilómetros (Wilhelms et al., 1987).

La cara visible de la Luna cuenta con los accidentes tectónicos predominantes y se encuentran asociados con los mares de basalto expresada en las cuencas con crestas de arrugas (*Dorsum*). Estas últimas, han sido interpretadas como accidentes de contracción formadas por fallas de cabalgamiento y plegamiento, así como también valles (lineales y arqueados) interpretados como grabens formados por extensión. Estos deforman los mares de basalto y los márgenes de las cuencas y tierras altas que limitan con las cuencas (Watters et al., 2010). Adicionalmente, se han detectado escarpes lobulados relativamente jóvenes con edades aproximadas de 100 Ma. Las fallas inversas han sido asociadas a sismos superficiales (Watters et al., 2019).

4.3.1 Mares, Océanos y Lagos

Los mares y océanos lunares (*Maria* en plural), tuvieron su origen por el impacto de asteroides que bombardearon la superficie lunar, ocasionando la extrusión masiva de magma basáltico sobre la superficie lunar durante los primeros 1000 Ma (Spohn et al., 2014). Estas coladas de lava inundaron aparentemente los cráteres, generando mares basálticos con 30 m profundidad aproximadamente y un espesor total de material de varios centenares de metros (Tarbuck y Lutgens, 2001). Los mares no son completamente planos ya que son cruzados por varios tipos de accidentes geográficos como los riscos, cráteres, precipicios y paredes. Los mares lunares constituyen el 30 % de la cara visible, el 2 % de la cara no visible y el 16 % de la superficie lunar total [Fig.4.7]. Hasta el momento, se conocen 20 mares importantes en el lado visible de la Luna (Wilhelms et al., 1987).

Por su parte, también se considera dentro del concepto de *maria* los denominados lagos (*Lacus*), pantanos (*Palus*) y bahías (*Sinus*) dado que fueron formados por

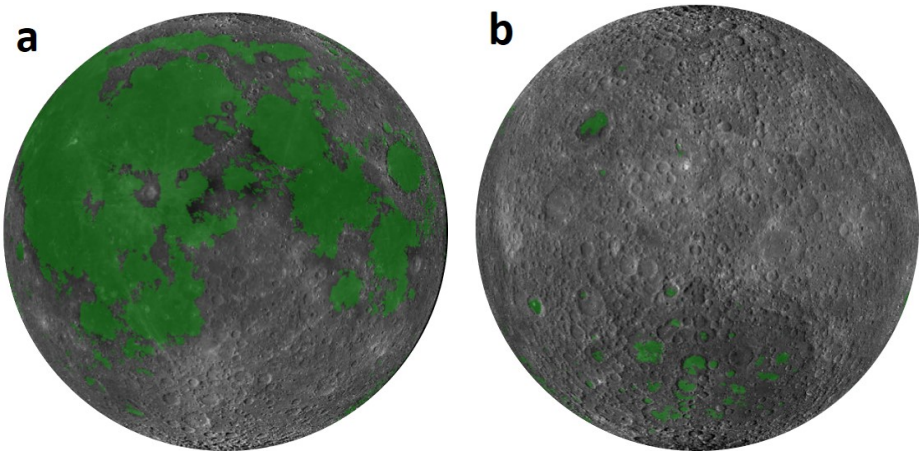

Figura 4.7.: Distribución de los Mares en la superficie lunar: (a) Cara visible de la Luna (b) Cara oculta de la Luna. Nótese que la cara visible cuenta con mayor porcentaje de superficie lunar compuesta por mares lunares. Imagen tomada de NASA (2020)

los mismos procesos que los mares lunares pero su diferencia radica en el tamaño. Se clasifica como lagos las planicies más pequeñas que los mares lunares [Fig.4.8a], pantanos a llanuras extensas pero con límites pocos definidos [Fig.4.8b] y bahías a convexidades redondeadas en un mare [Fig.4.8c] (Wilhelms et al., 1987).

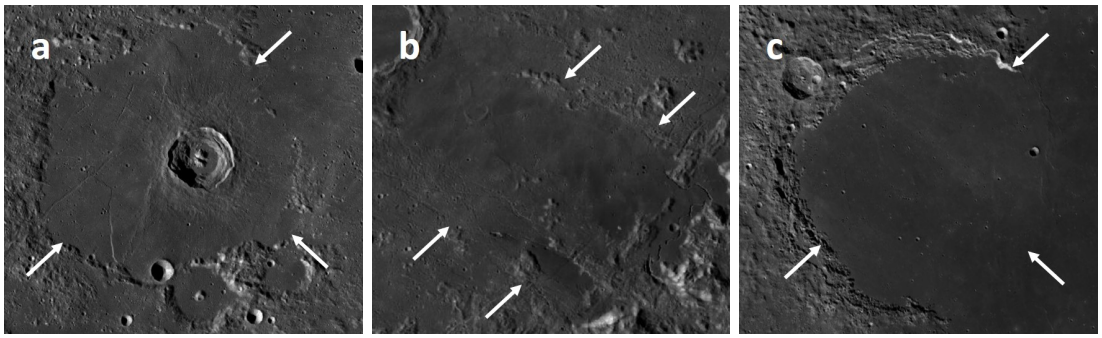

Figura 4.8.: Otros tipos de mares en la superficie lunar: (a) Lacus Mortis o Lago de la muerte. (b) Palus Putredinis o Pantano de la Podredumbre. (c) Sinus Iridum o Bahía del Arco Iris. Los tres mares se encuentran ubicados en el hemisferio norte de la cara visible de la Luna. Imagen tomada de NASA (2020)

4.3.2 Tierras altas, Montes y Cabos

Como se ha mencionado con anterioridad, la superficie lunar se ha formado principalmente por el impacto de asteroides. Como consecuencia de estos impactos, se han generado grandes cuencas de impacto y otros accidentes selenográficos como resultado de la eyección de grandes volúmenes de escombros. De ahí se han creado la mayoría de las tierras altas (*Terra*), los montes (*Mons*) y los promontorio o también llamados cabos (*Promontorium*). Las tierras altas contrastan con los mares lunares gracias a su alto nivel de albedo que hacen visualizarlas como protuberancias aparentemente brillantes [Fig.4.9a] y cuentan con la mayor presencia de cráteres de impacto (Wilhelms et al., 1987).

Dentro del concepto *Mons* se encuentran las cordilleras y los montes. Las cordilleras de montañas se formaron por la acumulación de enormes cantidades de escombros apilados alrededor de una cuenca de impacto antes de que estas cuencas se llenaran con material volcánico [Fig.4.9b]. A su vez, se denomina como montes a aquellos macizos solitarios que sobresalen de los antiguos suelos volcánicos. Estos macizos se creen que son residuos de antiguas cordilleras que fueron inundadas por lava volcánica que extruyó en el pasado la superficie lunar. Por otra parte, los cabos [Fig.4.9c] son zonas elevadas que se encuentran dentro de las llanuras de los mares y bahías lunares (Montes et al., 2017).

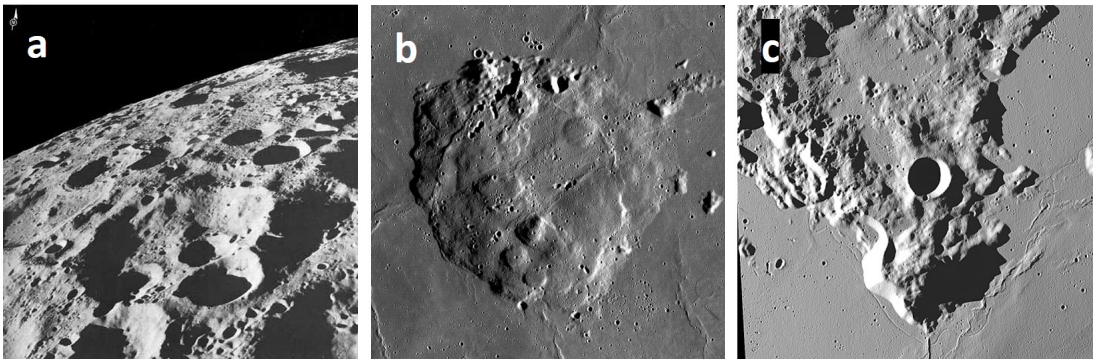

Figura 4.9.: Aspecto de Tierras altas, Montes y Cabos de la superficie lunar: (a) Terrae o Tierra altas, donde se visualiza la brillantez por el nivel de albedo. (b) Mons Rümker y (c) Promontorium Laplace ubicados al noroeste de la cara visible de la Luna. Imagen tomadas de NASA (s.f.-b), NASA (s.f.-c) y AstroPhoto (s.f.).

4.3.3 Rupes y Escarpes lobulados

El cataclismo lunar y la descomposición de elementos radiactivos que calentaron en el pasado la Luna, generaron un proceso tardío de enfriamiento del satélite por lo que se cree que de ahí se formaron los escarpes lobulados. Las fallas inversas son elevaciones topográficas jóvenes formadas hace 1000 Ma (Watters et al., 2010). Estas se evidencian en la superficie lunar como escarpes lobulados de forma lineal, curvilínea (arqueada) e irregular (Binder y Gunga, 1985), cuentan con morfologías nítidas y poco degradadas (Williams et al., 2013) y se distribuyen a nivel lunar (Watters et al., 2015). A través de las imágenes captadas por la camara LROC a bordo del Orbitador de Reconocimiento Lunar (LRO) se han identificado más de 100 escarpes, principalmente sobre las tierras altas y los mares de basaltos evidenciando su corta edad (Williams et al., 2013). La Figura 4.10a muestra el escarpe lobulado de la falla Lee-Lincoln localizado cerca del punto de aterrizaje del Apolo 17, haciendo que sea hasta el momento la única falla extraterrestre explorada por la humanidad.

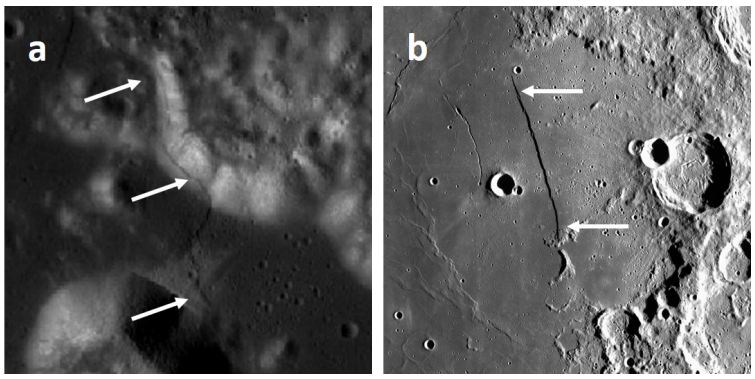

Figura 4.10.: Aspecto de los escarpes lobulados y Rupes de la superficie lunar: (a) La falla Lee-Lincoln ubicada entre los límites del Mar de la Serenidad y la Tranquilidad. (b) Rupes Recta ubicada en el Mare Nubium, al suroeste de la cara visible de la Luna. Imagen tomada de NASA (2020) y NASA (s.f.-c).

Los escarpes de fallas tienen una escala característica de 10 km y se encuentran generalmente en series promedio de cuatro a cinco escarpes, con distancias entre ellos aproximadamente similar al tamaño de los escarpes. Las series de escarpes lobulados son denominadas Complejos. Estos complejos de escarpes lobulados tienen una longitud promedio de 50 km hasta 120 km (el mayor observado). Con frecuencia están compuestos por subescarpes conectados, conectados pero ramificados, desconectados adicionales o estrechamente espaciados pero desconectados (Binder y Gunga, 1985).

A pesar de que la mayoría de los accidentes selenográficos dominantes de la superficie lunar son depresiones, también se pueden apreciar fallas normales expresadas como escarpes como es el caso de *Rupes Recta* o Muro Recto [Fig.4.10b]. La Espada de la Luna (como es llamado por los aficionados de la astronomía), es un escarpe relativamente joven no segmentado formado posteriormente al emplazamiento de los mares de basalto que desplaza las paredes del borde de los cráteres de impacto. Rupes Recta, cuenta con una longitud de 120 km cortando el Mare Nubium y una pequeña parte de las Tierras altas. Además, su desnivel máximo es aproximadamente de 300 m (Watters et al., 2010).

4.3.4 Crestas arrugadas y Fosas

Las crestas arrugadas (*Dorsum)* y los graben (también llamados fosas o *Rimae* en latín) son los accidentes selenográficos más predominantes de la superficie lunar y son una de las expresiones de la deformación de la corteza lunar (Watters et al., 2010). Los *Dorsum* [Fig.4.11a] son accidentes selenográficos morfológicamente complejos formados por plegamientos y fallas inversas. Dado que los *Dorsum* se encuentran en los mares de basalto, son asociados con estos por lo que son nombrados también como *Crestas de maria*. Se cree que los *Dorsum* son características volcánicas generadas por la extrusión o intrusión de lava volcánico, emplazamiento de mares de basalto y zonas de debilidad posteriores, como resultado de la extensión de la corteza lunar. No obstante, otros investigadores creen que el origen de las crestas de mares son puramente tectónicos (Watters et al., 2010). Se ha evidenciado que algunas crestas de maria fueron tectónicamente activas durante el periodo Copernicano (Daket et al., 2016) y se cree que podrían seguir formándose como expresiones superficiales de la contracción térmica gradual de la Luna y como resultado de la interacción de mareas con la Tierra (Schmitt et al., 2017).

Por su parte, los *Rimae* [Fig.4.11b] son surcos largos y estrechos que han sido interpretados como fosas tectónicas formadas por extensión que han deformado los mares de basalto en los límites de las cuencas y algunas tierras altas adyacentes. Estos surcos, pueden expresarse geométricamente como líneas, arcos y ondulaciones, siendo estos últimos denominados riachuelos de lava, haciendo que sean interpretados como de origen volcánico por sus meandros y que limitan los mares de basaltos (Watters et al., 2010). Finalmente, los graben lineales y arqueados se encuentran en los límites de las cuencas de mares o en las tierras altas adyacentes (Wilhelms et al., 1987).

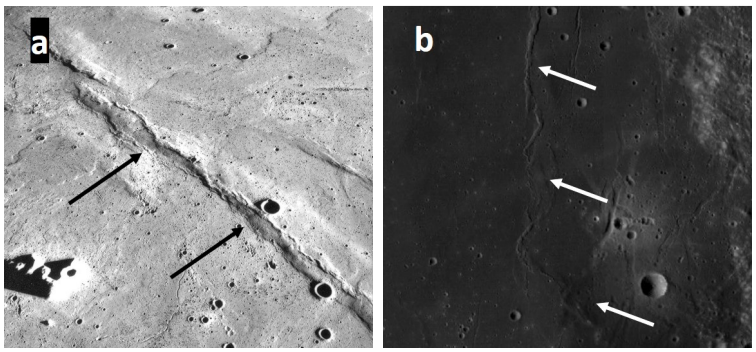

Figura 4.11.: Aspecto de crestas de mares y graben en la superficie lunar: (a) Dorsum Zirkel nombrado así en homenaje del geólogo alemán Ferdinand Zirkel. Se localiza al occidente del Mar Imbrium. (b) Rimae Littrow, ubicada al noroeste de la cara visible de la Luna. Imagen tomada de NASA (s.f.-a) y NASA (2020)

4.3.5 Cráteres y Catenas

Los cráteres son astroblemas que se han formado por el impacto de asteroides que han bombardeado la superficie lunar. Estos tienen forma de anillo, una base y un pico central cuyos diámetros varían desde centímetros hasta 250 km y se forman en su mayoría por el impacto de partículas en movimiento rápido [Fig.4.12] (Wilhelms et al., 1987).

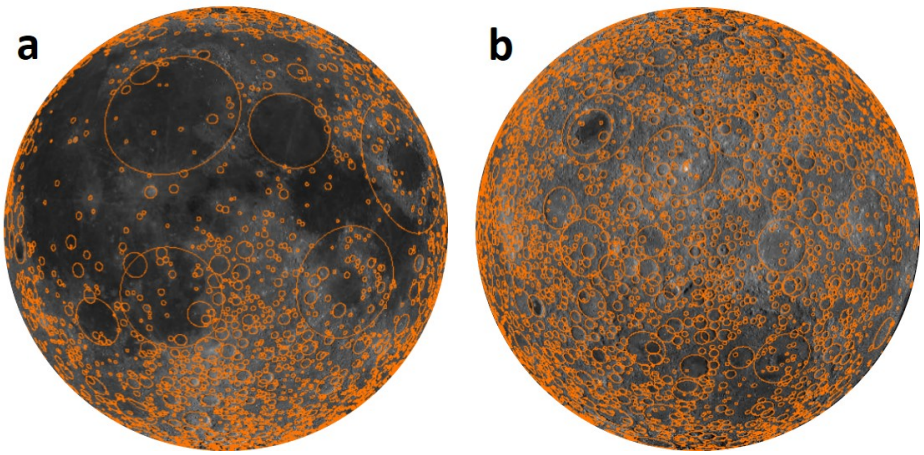

Figura 4.12.: Distribución de Cráteres de impacto en la superficie lunar: La figura muestra los cráteres de impacto con diámetros mayores a 20 km de la Cara visible (a) y Cara oculta de la Luna (b). Se puede apreciar que en la cara visible los cráteres de impacto presentan los diámetros más grandes. Sin embargo, el mayor número de cráteres se encuentran en la cara oculta de la Luna. Imagen tomada de NASA (2020)

La complejidad morfológica de los cráteres lunares es proporcional a su tamaño. Los cráteres más pequeños tienen perfiles interiores simples y lisos, crestas de borde lisas y circulares, sus pisos son comúnmente planos con pendientes suaves, compuestos de material rocoso finos acumulados en las paredes. Los cráteres más grandes son más complejos con características interiores como lo son pisos amplios que generalmente están nivelados pero interrumpidos por varias colinas, un pico o un complejo de picos, bloques simples o múltiples de material caído de las paredes y terrazas continuas. Sus bordes son irregulares aunque por lo general con radios simétricos. Además, se conoce que las características exteriores de los cráteres de gran tamaño están mejor desarrolladas que en los más pequeños, con una topografía del borde elevada, resistente y estructura concéntrica (Wilhelms et al., 1987).

Por otra parte, se han catalogado dos tipos de cráteres de acuerdo a su agrupación. Los cráteres primarios, son aquellos que se agrupan aleatoriamente a diferencia de los secundarios que están muy concentrados, ocurriendo esta última clasificación en cadenas lineales (*Catena* en latín), curvas o en grupos [Fig.4.13]. Se cree que las cadenas de cráteres fueron formadas por la eyección de escombros como resultado de la actividad volcánica o restos de un impacto mayor (Wilhelms et al., 1987).

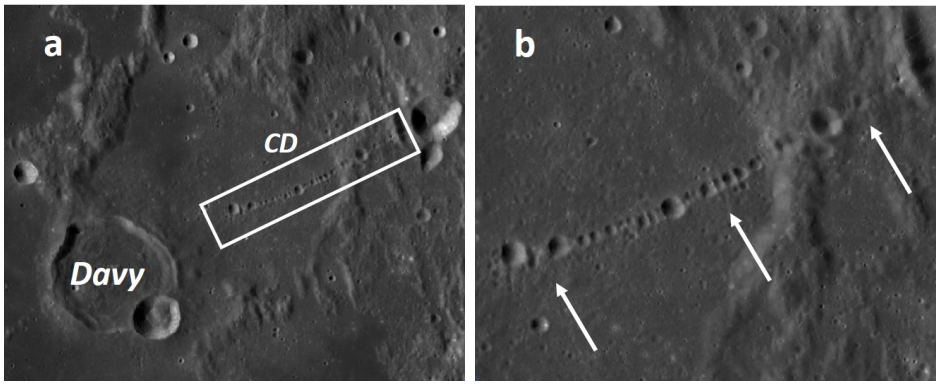

Figura 4.13.: Aspecto de Cráteres de impacto y Catenas en la superficie lunar: (a) Cráter Davy y Catena Davy (CD), localizados al este del Mar Nubium. (b) La Catena Davy (CD), es una cadena de 23 cráteres que al parecer fueron formados por la desintegración de un cuerpo mayor. Imagen tomada de NASA (2020)

4.4 Meteorización de la Luna

La Luna no cuenta con agentes que erosionen considerablemente la superficie lunar consecuencia de la ausencia de atmósfera (Li y Milliken, 2017). No obstante, esta es meteorizada por viento solar, rayos cósmicos, rayos solares y el constante bombardeo de micrometeoritos que impactan la superficie [Fig.4.14]. Este tipo de meteorización se conoce como Meteorización Espacial (*Space wathering*). La meteorización espacial hace referencia a la alteración gradual de los materiales que se encuentran expuestos al entorno espacial (Pieters y Noble, 2016).

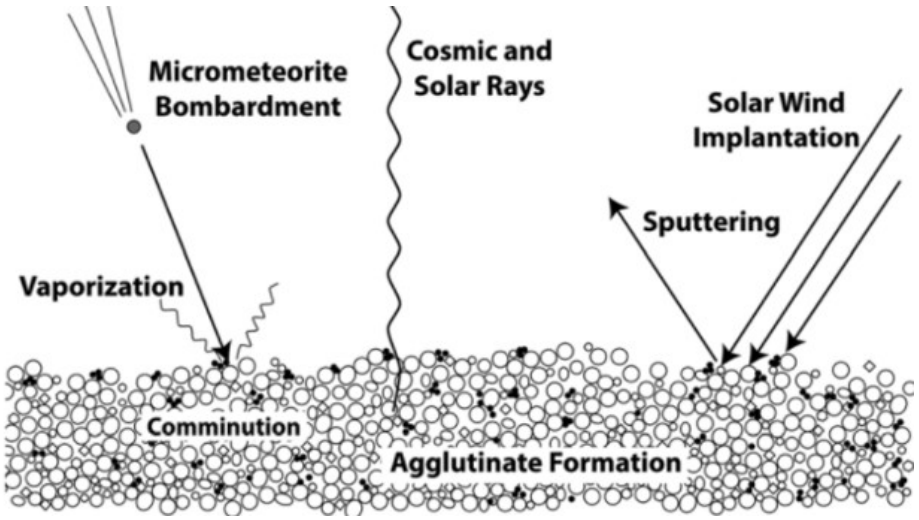

Figura 4.14.: Meteorización espacial en cuerpos sin aire. Generalmente los suelos son típicamente particulados pero cuentan con composición heterogénea. Tomado de Pieters y Noble (2016)

5. RESULTADOS

En el presente capítulo se exponen los hallazgos encontrados durante la ejecución del proyecto para el logro de los objetivos planteados, iniciando por el la clasificación de segmentos del Complejo de Falla, el cálculo de la longitud de ruptura SRL y el desplazamiento máximo esperado S, la magnitud máxima esperada y finalmente el modelo de dislocación generado.

5.1 Longitud de ruptura y desplazamiento

En esta sección se presentan los resultados hallados de los parámetros de longitud de ruptura y desplazamiento del Complejo de Falla donde se incluye la falla Lee-Lincoln. Para este objetivo inicialmente se realizó la clasificación por segmentos del Complejo de Falla con base a la percepción del autor y siguiendo las aparentes rupturas del mismo. La longitud de ruptura y el desplazamiento del Complejo de Falla fueron parámetros bases para el logro de los dos objetivos siguientes del presente proyecto.

5.1.1 Segmentos del Complejo de Falla

Se clasificaron los escarpes de fallas que componen el complejo de acuerdo a la forma y longitud de ruptura aparente que se visualiza en el componente espacial. En la Figura 5.1 se evidencia que existen cinco posibles escarpes que componen el Complejo de Falla. La variabilidad de la segmentación en el Complejo es evidente donde se puede apreciar dos grandes segmentos continuos (Segmentos A y B) y tres segmentos que presentan discontinuidades (Segmentos C-E) [Fig.5.1a] (Anexo 3).

En la Figura 5.1b se puede visualizar que el Segmento C cuenta con 8 secciones, el D con 2 y el Segmento E cuenta con 4 secciones discontinuas. Este comportamiento podría estar asociado a la composición geológica de la zona de estudio. Para salida gráfica de la Figura 5.1b ver Anexo 4.

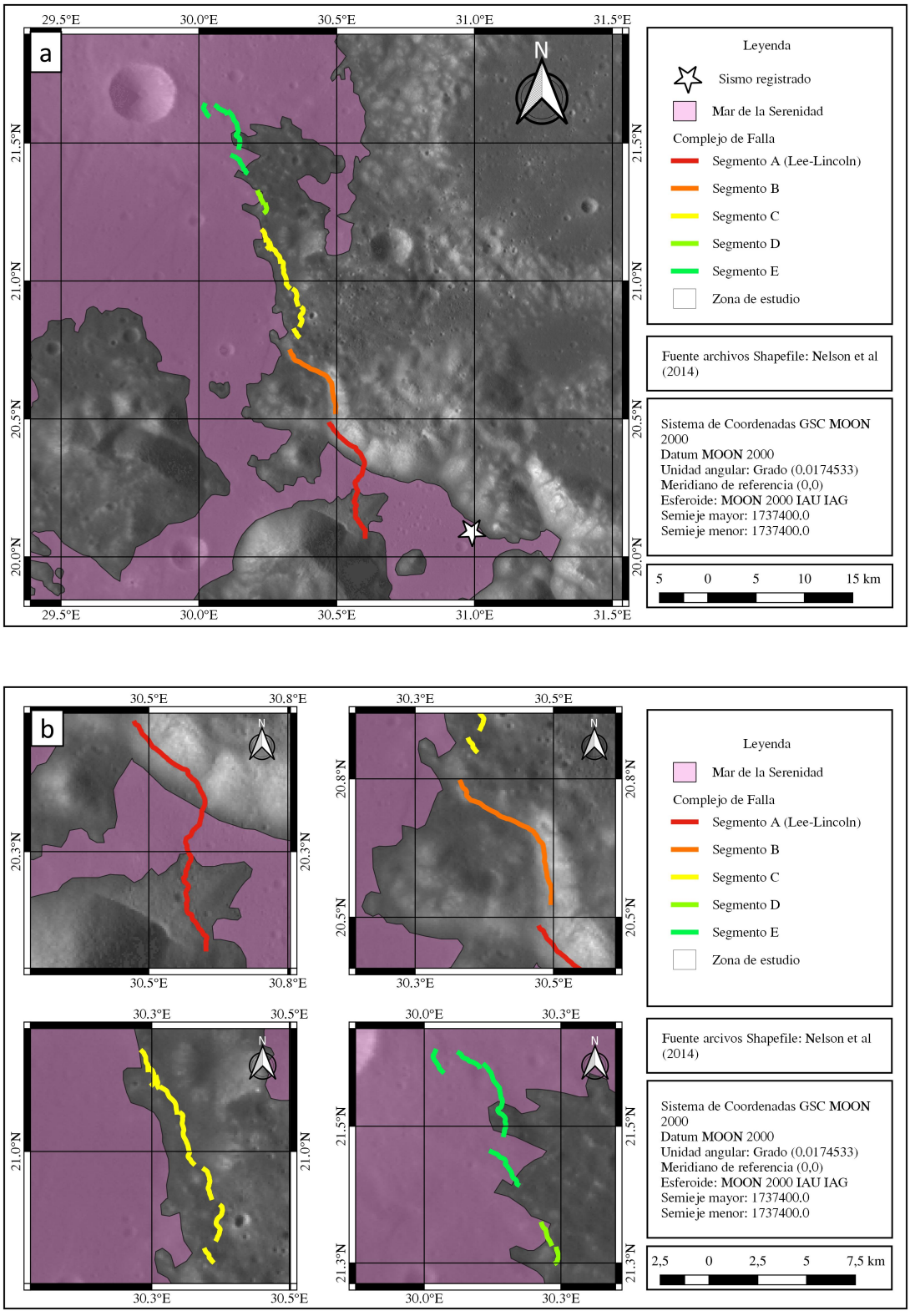

Figura 5.1.: Clasificación por segmentos Complejo de Falla: (a) Vista general de segmentación del Complejo de Falla. (b) Vistas de Segmentos A, B, C, D y E.

Con base a las unidades geológicas brindadas por Fortezzo et al. (2020), se puede apreciar que los Segmentos A y B recorren zonas con terrenos compuestos por las unidades Im2 (antiguos flujos de lava basáltica) y Nbm (lechos de roca maciza). Estos componentes indican estabilidad por la posible formación rocosa. Por otra parte, los Segmentos C, D y E recorren terreno formados mayormente por la unidad geológica Nt, la cual está compuesta por escombros erosivos resultantes de eyecciones de cráteres y megaregolito, siendo estos materiales mayormente finos y dispersores de ondas primarias. Finalmente, se puede apreciar que el Segmento E presenta una posible resistencia al material Im2 al final del trazo de falla.

5.1.2 Longitud de Ruptura SRL

La longitud de ruptura es un parámetro básico que permite obtener información sobre el proceso de ruptura ocurrido cuando se presenta un evento sísmico. A pesar de que este parámetro puede ser poco preciso dado que se tiene escaso control sobre los errores cometidos en el cálculo del mismo, la estimación de la SRL indica las diferencias básicas en el proceso de ruptura en distintas zonas tectónicas y en la determinación del ambiente tectónico en el que se producen los sismos (Xavier y Correig, 1981).

5.1.2.1 Cálculo de la longitud de ruptura

Se calcularon los valores de longitud de ruptura SRL máxima, mínima y promedio para cada uno de los segmentos que componen el Complejo de falla estudiado. La SRL_{max} es la medida real de los segmentos teniendo en cuenta la sinuosidad y trazo de falla. La SRL_{min} es la medida recta del punto de inicio al punto final y la SRL_{prom} es el promedio entre el SRL_{max} y SRL_{min}. La SRL_{prom} se estima con base a lo propuesto por Mason (1992) para "superar el problema de subestimación de las longitudes de ruptura de grandes sismos históricos". Los valores de SRL de los segmentos del Complejo de Falla se hallaron mediante el software libre para Sistemas de Información Geográfica QGIS, a través de la implementación de la herramienta Calculadora de campos. Los resultados obtenidos de longitud de ruptura máximo, mínimo y promedio para cada segmento se muestran en la Tabla 5.1. En esta se representan los segmentos del Complejo de Falla con base a los colores asignados para

cada uno en la Figura 5.1 con el fin de poder de facilitar la interpretación de los mismos.

De los casi 55 km que representa el Complejo de Falla en la superficie lunar, aproximadamente 45.5 km hacen parte de la longitud de ruptura total del complejo. Además, los segmentos cuentan con una SRL promedio de 9.084 km, siendo la falla Lee-Lincoln la más grande con 14.089 km mientras que el segmento C, está compuesto por segmentos con longitudes de ruptura menores a 1 km [Tab.5.1]. Estos resultados se ven sustentados con el valor de longitud dado por Banks et al. (2012) en su artículo referente al análisis morfométrico de escarpes lobulados lunares, donde menciona que la falla Lee-Lincoln cuenta con una longitud aproximada de 14 km. Se debe aclarar que a pesar que los recursos usados por diferentes autores [(Banks et al., 2012);(Nelson et al., 2014)] son derivados de la las cámaras NAC y WAC del LRO, la diferencia puede estar relacionada con la escala de digitalización y/o interpretación del trazado de falla.

Tabla 5.1.: Longitud de ruptura del Complejo de Falla

Segmento	Sección	SRL_{max} (km)	SRL_{min} (km)	SRL_{prom} (km)
A (Lee-Lincoln)	1	15.258	12.920	14.089
B	1	9.038	8.261	8.650
C	1	0.762	0.729	0.746
	2	2.059	1.839	1.949
	3	1.697	1.598	1.648
	4	3.014	2.827	2.921
	5	1.635	1.576	1.606
	6	0.549	0.531	0.540
	7	0.986	0.879	0.933
	8	1.099	1.064	1.082
D	1	0.842	0.756	0.799
	2	1.216	1.199	1.208
E	1	2.490	2.337	2.414
	2	4.494	3.997	4.246
	3	1.341	1.340	1.341
	4	1.321	1.195	1.258

5.1.3 Desplazamiento máximo S

El desplazamiento máximo es un método que tiene como punto de partida sismos históricos y es el más usado dado que se considera fácil de emplear. Al igual que la longitud de ruptura, McCalpin (2009) menciona que el método de desplazamiento máximo cuenta con al menos 9 fuentes de error de los cuales uno podría conducir a sobrestimar el desplazamiento (O), cuatro a la subestimación (U) y cuatro a tener errores aleatorios (R) en sus valores [Tab.5.2].

Tabla 5.2.: Fuentes de incertidumbre en la estimación del desplazamiento máximo de una ruptura superficial histórica

FUENTES DE INCERTIDUMBRE	ERROR PROBABLE	¿APLICA A RUPTURAS PREHISTÓRICAS?	¿APLICA A LA LUNA?
1. No se examinó todo el rastro de ruptura y, por lo tanto, es posible que se haya perdido el desplazamiento máximo	U	Y	Y
2. Es posible que haya ocurrido un desplazamiento máximo donde no se pudieron realizar buenas mediciones (p. ej., sin líneas de referencia para la medición del deslizamiento de rumbo)	U	Y	Y
3. El desplazamiento máximo puede verse oscurecido por deslizamientos de tierra, vegetación, cuerpos de agua locales u otras entidades	U	Y	Y
4. Es posible que se haya informado el desplazamiento de la superficie, la altura de la escarpa o el lanzamiento en lugar del deslizamiento neto	R	Y	Y
5. Los efectos no tectónicos, como los movimientos de pendientes locales, no están separados de los efectos tectónicos.	R	Y	Y
6. El desplazamiento fue parcialmente absorbido por la fracturación distribuida, la flexión, los movimientos intergranulares y otros procesos.	U	Y	Y
7. Después de deslizamiento de cantidad desconocida aumentó el desplazamiento	O	Y	Y
8. Mediciones redondeadas del investigador de campo	R	Y	Y
9. Se produjeron errores al realizar y registrar las mediciones.	R	Y	Y
R: error aleatorio O:Sobrestima el valor real		U: subestima el valor real	

Fuente: Adaptado de McCalpin (2009)

La sobrestimación del desplazamiento es generado mayormente por la mala interpretación de desplazamiento acumulativo de dos o más eventos sísmicos, dado que en ocasiones, algunos sismos sucesivos se han roto a lo largo de las mismas huellas individuales en una zona de falla y para mitigar este error, se debe examinar las exposiciones

del subsuelo. Por otra parte, el desplazamiento en las fallas inversas no aumenta con la magnitud tan rápidamente, a diferencia de otros tipos de fallas (McCalpin, 2009).

5.1.3.1 Cálculo del desplazamiento máximo

Se estimó el desplazamiento máximo S mediante la Ecuación 2.9. En esta, se usaron los valores de SRL_{prom} hallados en la sección anterior [Tab.5.1] dado que como se mencionó con anterioridad, estos mitigan el problema de subestimación de las longitudes de ruptura propuesto por Mason (1992). El Complejo de Falla tiene un desplazamiento máximo promedio de 0.239 m. La falla Lee-Lincoln cuenta con un S igual a 0.619 m, mientras que las secciones del segmento C cuenta con valores menores a 0.12 m. Los resultados de S se muestran en la Tabla 5.3.

Tabla 5.3.: Desplazamiento máximo del Complejo de Falla

Segmento	Sección	SRL_{prom} (km)	S (m)
A (Lee-Lincoln)	1	14.089	0.619
B	1	8.650	0.376
C	1	0.746	0.031
	2	1.949	0.082
	3	1.648	0.069
	4	2.921	0.124
	5	1.606	0.068
	6	0.540	0.022
	7	0.933	0.039
	8	1.082	0.045
D	1	0.799	0.033
	2	1.208	0.051
E	1	2.414	0.102
	2	4.246	0.182
	3	1.341	0.056
	4	1.258	0.053

Por otra parte, en la Figura 5.2 se evidencia que los valores de desplazamiento máximo de los segmentos del Complejo de Falla (puntos rojos), se aproximan a los expuestos en la regresión de Wells y Coppersmith (1994). Al igual que las diferencias presentadas en los valores de la longitud de ruptura, es posible que esto se deba a factores de percepción y precisión de los datos usados.

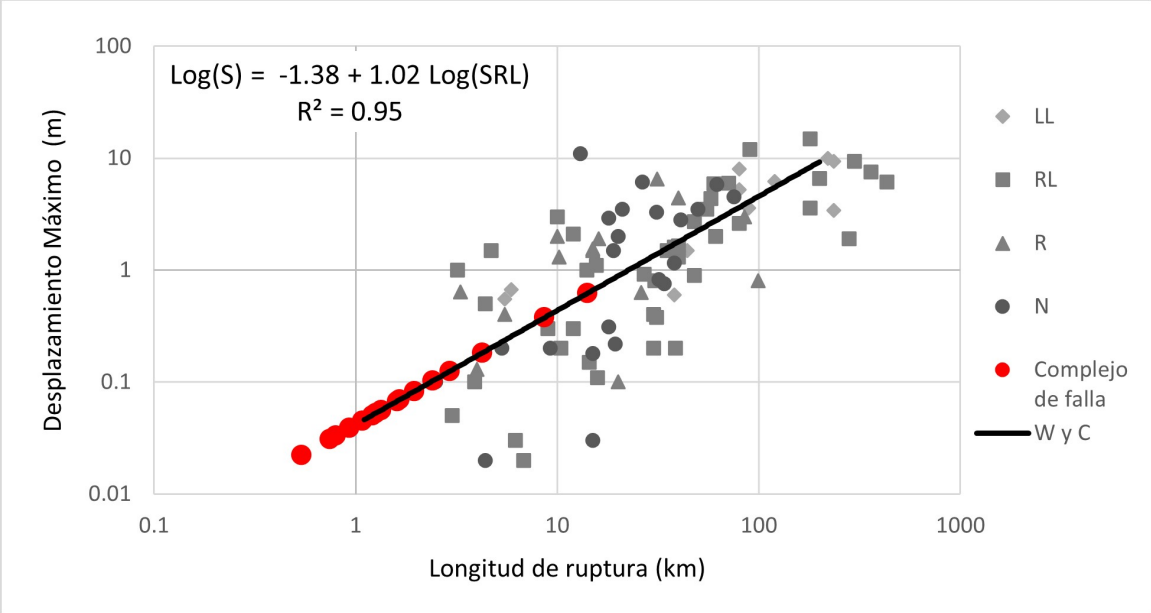

Figura 5.2.: Regresión de la SRL de la superficie sobre el S. Los datos están clasificados según el tipo de deslizamiento, siendo LL Lateral izquierda, RL lateral derecha, R inversa y N falla de deslizamiento tipo normal. Los valores de S_{max} hallados en el presente proyecto, son representados por los círculos rojos. W y C muestra la línea de tendencia de la regresión realizada por los autores. Adaptado de Wells y Coppersmith (1994).

5.2 Magnitud máxima esperada

En la presente sección se exponen los hallazgos encontrados durante la ejecución del proyecto para el logro del segundo objetivo específico planteado, iniciando por el cálculo de la magnitud máxima esperada en escala de M_w, el momento sísmico M_o y la correlación entre magnitudes de diferentes autores. La magnitud de momento M_w es la escala más reciente y usada dado que no se satura, permitiendo describir eficazmente el tamaño de los sismos, sin importar que sean de gran magnitud.

5.2.1 Mw en función de la longitud de ruptura

Wells y Coppersmith (1994) realizaron una regresión con base a un conjunto de datos de eventos históricos en el cual implica estimar la magnitud con base al valor de la longitud de ruptura. Este método cuenta con dos tipos de incertidumbres: i). Deficiencias en las longitudes de ruptura usadas y ii). Dificultades para medir con

precisión la longitud de ruptura. Sumado a esto, McCalpin (2009) hace referencia a 10 posibles fuentes de error donde relaciona la magnitud histórica de un sismo con una SRL [Tab.5.4].

Tabla 5.4.: Fuentes de incertidumbre en la medición de la longitud de ruptura superficial para rupturas superficiales históricas

FUENTES DE INCERTIDUMBRE	ERROR PROBABLE	¿APLICA A RUPTURAS PREHISTÓRICAS?	¿APLICA A LA LUNA?
1. La falla ingresa al agua y no se realizaron observaciones subacuáticas	U	Y	N
2. Los extremos de las áreas de ruptura no fueron examinados a fondo	R	Y	Y
3. Puntos finales oscurecidos por deslizamientos de tierra, grietas de desecación, vegetación u otros materiales que podrían absorber y ocultar rupturas de fallas	U	Y	Y
4. El desplazamiento se extingue gradualmente y los extremos son indefinidos	R	Y	Y
5. La disminución local en el desplazamiento a lo largo de la falla se interpreta incorrectamente como la desaparición al final de las fallas	U	Y	Y
6. Dificultad para distinguir entre falla principal y fallas subsidiarias	R	Y	Y
7. Inclusión o exclusión de irregularidades en la geometría de fallas como curvas, trotes y superposiciones	R	Y	Y
8. El texto del informe fuente proporciona una longitud diferente a la distancia escalada en el mapa	R	N	Y
9. La escala del mapa no está determinada correctamente (por ejemplo, la escala de la barra es diferente de la escala real del mapa)	R	N	Y
10. Errores al hacer mediciones de mapas	R	N	Y
R: error aleatorio		U: subestima el valor real	

Fuente: Adaptado de McCalpin (2009)

La Tabla 5.4 presenta una serie de anotaciones de si es probable que el error dé lugar a una subestimación (U) de la longitud de ruptura o si se introduce un error aleatorio (R). De las 10 fuentes de error, 7 conducirían a una subestimación o error aleatorio a diferencia de las otras tres. Las fuentes de error 3 a 6 están relacionadas con la definición de los puntos de rupturas, dado que es más difícil para los paleosismos debido a la disminución de la detectabilidad de la superficie de ruptura, la cual disminuye con la edad de la falla por procesos superficiales de meteorización y erosión. Además, las rupturas históricas de las fallas inversas tienen patrones complejos como

brechas y fallas cruzadas que podrían interpretarse como ruptura de paleo-sismos separados después de cierto nivel de erosión (McCalpin, 2009).

5.2.1.1 Cálculo de la magnitud máxima esperada

Se calcularon los valores de magnitud máxima esperada [Tab.5.5] mediante el uso de la Ecuación 2.6, teniendo como base el parámetro SRL, siendo usados los valores de SRL máxima, mínima y promedio hallados en el presente proyecto [Tab.5.1].

Tabla 5.5.: Magnitud máxima esperada del Complejo de Falla

Segmento	Sección	SLR_{max} (km)	M_{wmax}	SLR_{min} (km)	M_{wmin}	SLR_{prom} (km)	M_{wprom}
A (Lee-Lincoln)	1	15.258	6.5	12.920	6.4	14.089	6.4
B	1	9.038	6.2	8.261	6.1	8.650	6.2
C	2	2.059	5.4	1.839	5.4	1.949	5.4
	3	1.697	5.3	1.598	5.3	1.648	5.3
	4	3.014	5.6	2.827	5.6	2.921	5.6
	5	1.635	5.3	1.576	5.3	1.606	5.3
	8	1.099	5.1	1.064	5.1	1.082	5.1
D	2	1.216	5.2	1.199	5.2	1.208	5.2
E	1	2.490	5.5	2.337	5.5	2.414	5.5
	2	4.494	5.8	3.997	5.8	4.246	5.8
	3	1.341	5.2	1.340	5.2	1.341	5.2
	4	1.321	5.2	1.195	5.2	1.258	5.2

La Tabla 5.5 presenta las magnitudes máximas obtenidas para cada uno de los segmentos en escala de Mw. Los resultados muestran que para el Complejo de Falla se podría esperar en promedio sismos moderados de magnitud de 5.6 Mw. No obstante, la falla Lee-Lincoln (Segmento A) podría generar sismos fuertes de hasta 6.4 Mw, magnitud similar del sismo ocurrido el 10 de marzo de 1933 en Long Beach, California (Hough y Graves, 2020). El resultado de la magnitud máxima hallada para el segmento B representa una sorpresa dado que el valor obtenido arroja un sismo fuerte de 6.2 Mw, a pesar de que el segmento cuenta con una longitud de ruptura menor a 10 km (8.649 km aproximadamente). Las secciones C, D y E tienen una tendencia a generar sismos mayormente moderados con escalas por debajo de 6 Mw. Dado que los segmentos menores a 1 km no generan sismos en escala Mw medibles, se descartaron las magnitudes de las secciones C1, C6, C7 y D1.

En la Figura 5.3 se puede evidenciar que los valores hallados de magnitud máxima esperada de los segmentos del Complejo de Falla, se aproximan a los expuestos en la regresión de Wells y Coppersmith (1994). Los datos hallados tienen un comportamiento similar a la línea de tendencia de los autores. Al igual que las diferencias presentadas en los valores de la longitud de ruptura y el desplazamiento, es posible que esto se deba a las discrepancias tales como digitalización y/o interpretación.

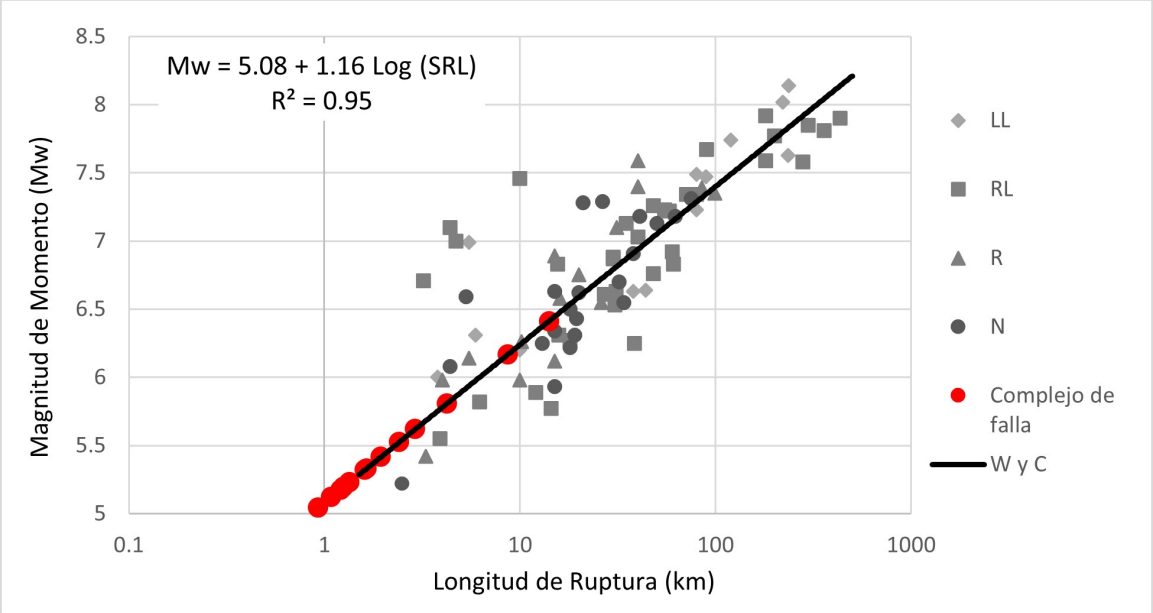

Figura 5.3.: Regresión de la SRL de la superficie sobre el M_w. Los datos están clasificados según el tipo de deslizamiento, siendo LL Lateral izquierda, RL lateral derecha, R inversa y N falla de deslizamiento tipo normal. Los valores de M_w hallados en el presente proyecto son representados por los círculos rojos. W y C muestra la línea de tedencia de la regresión realizada por los autores. Adaptado de Wells y Coppersmith (1994)

5.2.2 Mo en función de Mw

La magnitud de momento M_w es la escala que representa la cantidad de energía liberada en la fuente durante un evento sísmico. Esta liberación de energía es denominada momento sísmico M_o (McCalpin, 2009). La Ecuación 2.10 muestra que el M_o está definido por tres parámetros: i). El área deslizada en el plano de falla, ii). El desplazamiento y iii). La fuerza que se necesita para superar la fricción que mantiene adheridas a las rocas entre sí (Tarbuck y Lutgens, 2001).

No obstante, en este capítulo se hace uso de la Ecuación 2.7 propuesta por Hanks y Kanamori (1979), donde se relaciona directamente la magnitud momento con el momento sísmico. Para el cálculo del momento sísmico de cada segmento del Complejo de Falla, se usaron los valores de M_w hallados en el presente proyecto [Tab.5.5]. Al igual que en los resultados obtenidos de magnitud de los segmentos C1, C6, C7 y D1, fueron descartados. La falla Lee-Lincoln podría tener un M_o de aproximadamente 5.2x10^{18} N-m, cantidad de energía similar a liberada por la explosión de la Bomba Atómica Hiroshima (Segovia, s.f.). En la Tabla 5.6 se presentan los resultados de momento sísmico hallados.

Tabla 5.6.: Momento sísmico esperado del Complejo de Falla en N-m

Segmento	Sección	M_{omax} (N-m)	M_{omin} (N-m)	M_{oprom} (N-m)
A (Lee-Lincoln)	1	5.9x10^{18}	4.5x10^{18}	5.2x10^{18}
B	1	2.4x10^{18}	2.0x10^{18}	2.2x10^{18}
C	2	1.8x10^{17}	1.5x10^{17}	1.7x10^{17}
	3	1.3x10^{17}	1.2x10^{17}	1.2x10^{17}
	4	3.5x10^{17}	3.2x10^{17}	3.4x10^{17}
	5	1.2x10^{17}	1.1x10^{17}	1.2x10^{17}
	8	6.1x10^{16}	5.8x10^{16}	5.9x10^{16}
D	2	7.3x10^{16}	7.1x10^{16}	7.2x10^{16}
E	1	2.5x10^{17}	2.3x10^{17}	2.4x10^{17}
	2	7.1x10^{17}	5.8x10^{17}	6.4x10^{17}
	3	8.6x10^{16}	8.6x10^{16}	8.6x10^{16}
	4	8.4x10^{16}	7.1x10^{16}	7.7x10^{16}

Se debe agregar que durante la ejecución del proyecto se calcularon las magnitudes en escala de magnitud de ondas de cuerpo m_b. No obstante, estos resultados no fueron expuestos aquí dado que las magnitudes halladas superan el umbral de saturación de la escala de magnitud de onda de cuerpo.

5.2.3 Comparando magnitudes en la Luna vs la Tierra

Oberst (1987) determinó los parámetros fuente de 28 lunamotos superficiales. Esta información fue usada en el presente proyecto con el fin de comparar el momento

sísmico de eventos ocurridos en la Tierra con los datos registrados por la red sísmica Apolo. Para la comparación, se tuvo como base los datos de tres escenarios: i). Corteza continental al oeste de Estados Unidos (Al-Eqabi et al., 2001), ii). Sismos intraplaca continental en el Océano Índico (Krishna et al., 1998) y iii). Explosiones nucleares en Nevada, EEUU (Al-Eqabi et al., 2001). Estos tres escenarios base fueron seleccionados para el análisis dado que se considera que cuentan con características similares a la superficie lunar. Por ejemplo, Nevada es una meseta rica en minerales metálicos que cuenta con una gran cantidad de cuencas, con suelo desértico lo cual hace que los trazos de fallas estén bien expuestos. Adicionalmente se han registrado una gran cantidad de sismos, lo cual hace la zona activa tectónicamente (DeCourten y Biggar, 2017).

Los datos brindados por estos autores fueron procesados para calcular la regresión de cada escenario. Dado que Oberst (1987) calcula la magnitud en m_b, se estimaron los datos en esta escala de magnitud. Al obtener los gráficos y las regresiones se realizó la comparación de los mismos, el cual se muestra en la Figura 5.4. En este, se evidencia que para una energía dada en la Tierra se obtiene magnitudes inferiores a los obtenidas en la luna, incluyendo las ocasionadas por explosiones nucleares.

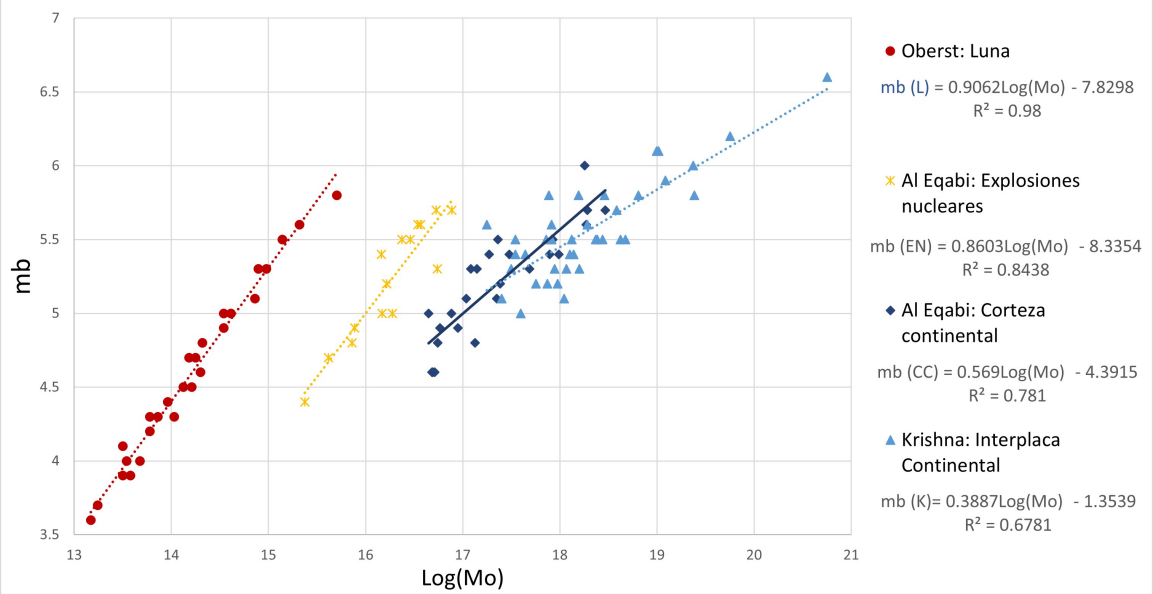

Figura 5.4.: Correlación de magnitudes (M_o vs m_b). Adaptado de Oberst (1987), Al-Eqabi et al. (2001) y Krishna et al. (1998).

Como ejemplo se usó el valor del momento sísmico M_o resultante para la falla Lee-Lincoln [Tab.5.6] en cada una de las regresiones halladas. Al reemplazar estos valores se pudo observar que en un ambiente tectónico como la Luna, un momento sismico de 5.2x10^{18} N-m genera una magnitud igual a 9.1 mb a diferencia de las magnitudes calculadas en la Tierra las cuales la más cercana a esta magnitud es la generada por explosiones nucleares, llegando 7.8 mb [Tab.5.7].

Tabla 5.7.: Estimación de mb de falla Lee-Lincoln en escenarios de correlación

Mo falla Lee-Lincoln	5.2x10^{18} N-m
mb Oberst (Luna)	9.1
mb Al Eqabi (Explosiones nucleares)	7.8
mb Al Eqabi (Corteza continental)	6.3
mb Krishna (Interplaca continental)	5.9

5.3 Dislocación sismotectónica

Para evaluar la dislocación sismotectónica se tomó como referencia exclusivamente la falla Lee-Lincoln (Segmento A) dado por la complejidad del proceso. Se debe aclarar que el componente vertical del DTM usado en el proyecto, cuenta con cotas negativas, haciendo que las cotas con valores aproximados a 0 m se sitúen en lugares más altos.

5.3.1 Análisis del relieve y unidades geológicas

Con base a la clasificación del terreno [Tab.2.5] presentada en el Capítulo 2, la falla Lee-Lincoln se encuentra en una zona con un relieve variado, donde predomina el terreno plano tendiendo a ligeramente ondulado (pendientes entre 0 % y 7 %) con un 50.825 % del área estudiada. En los macizos Norte (MaN) y Sur (MaS) el relieve cuenta con pendientes entre 25 % y 75 % enmarcando terrenos ligeramente escarpados tendiendo a moderadamente escarpados. Los relieves escarpados componen el 30.756 % del área de interés. El escarpe de la falla enmarca un relieve fuertemente ondulado (pendientes entre 12 % y 25 %) en zonas donde dominan las planicies (Mar de la Serenidad). Sumado a esto, se puede evidenciar que el relieve cuenta con ondulaciones en el Mar de la Serenidad. Estas ondulaciones enmarcan los cráteres de impacto tales como Camelot, Challenger, entre otros [Fig5.5] (Anexo 5).

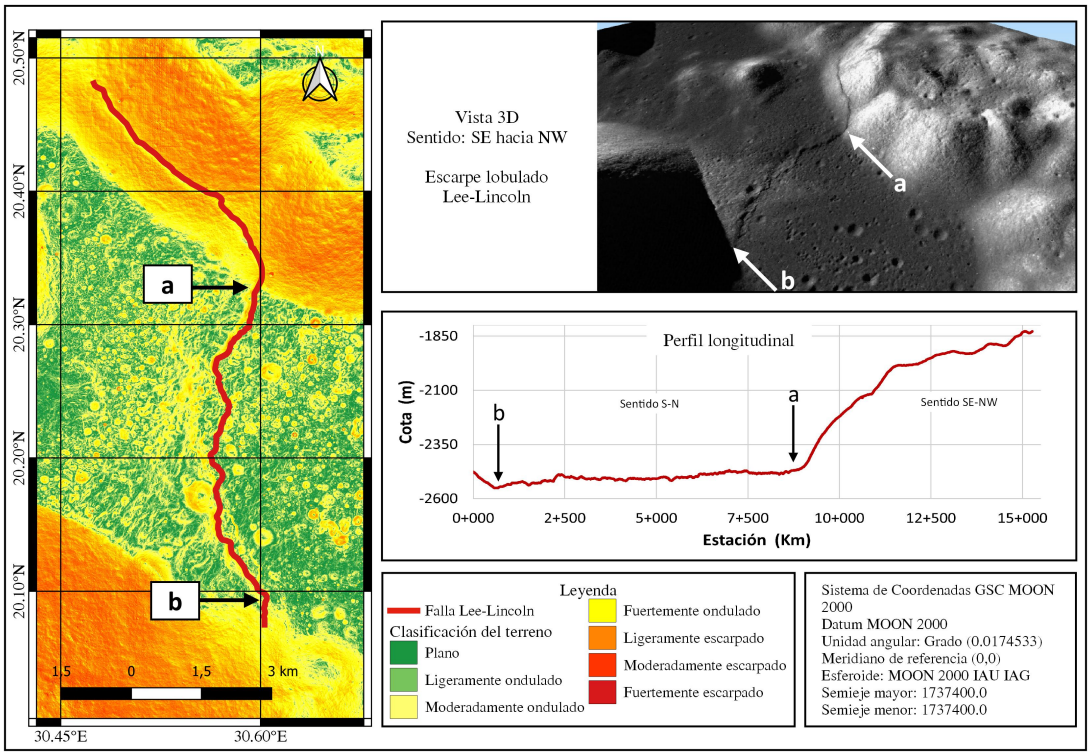

Figura 5.5.: Clasificación del relieve por la pendiente- Zona falla Lee-Lincoln: La figura muestra la clasificación de la zona de acuerdo al tipo de terreno, una vista 3D general de la falla en sentido SE-NW y el perfil longitudinal del trazo de falla. La clasificación del terreno por la pendiente se especifica en la Tabla 2.5 del Capítulo 2.

En la vista 3D de la Figura 5.5, se puede observar con más claridad el cambio en la topografía en el trazo de falla. Teniendo en cuenta los puntos a y b señalados en la Vista 3D y el perfil longitudinal realizado a lo largo del trazo de falla, se observa el cambio de relieve mencionado. En el punto b del perfil longitudinal la falla presenta un leve descenso en la cota antes del primer kilómetro, indicando su entrada en la cuenca del Mar de la Serenidad. Posteriormente, el trazo de falla se mantiene con cambios pequeños en la pendiente (1.014 % aproximadamente) para después tener una variación abrupta en la cota entre los 9 km y 10 km (Punto a) con una pendiente aproximada de 10.042 %. Cambio que denota el ingreso de la falla en las tierras altas de la zona norte del área de estudio. De los 15.258 km que tiene la falla Lee-Lincoln, alrededor de 8.965 km se encuentran entre las cotas -2551 m y -2460 m (Inicio de perfil hasta punto a), a diferencia de los 6.293 km restantes que cuentan con rangos

de cotas superiores a -2460 m hasta los -1828 m, aproximadamente. No obstante, se sugiere que el inicio del trazo de la falla Lee-Lincoln inicia en un punto más hacia el sur por lo que, podría contar con mayor longitud. No obstante, para reconocer este punto se requeriría contar con imágenes de mayor resolución.

Los cambios de pendiente y el comportamiento del trazo de falla representan cambios litológicos. Por ejemplo, en el punto donde la falla ingresa al Macizo Norte (Punto *a*) existe una transición en la composición, pasando de antiguos flujos de lava basáltica (Im2) a lechos de roca maciza (Nbm) [Fig.5.6] (Anexo 6). Adicionalmente, en este mismo punto, se observa que la falla podría tener un cambio de tipo de deslizamiento pasando de inversa a lateral derecha. Esto a su vez, parece estar influenciado por la unidad geológica predominante, viéndose reflejado de forma considerable en la topografía de la zona de estudio. Por ejemplo, donde la zona está compuesta geológicamente por Nbm el terreno es escarpado, a diferencia de zonas con terrenos planos tendiendo a ondulados que están compuestos por la unidad geológica Im2.

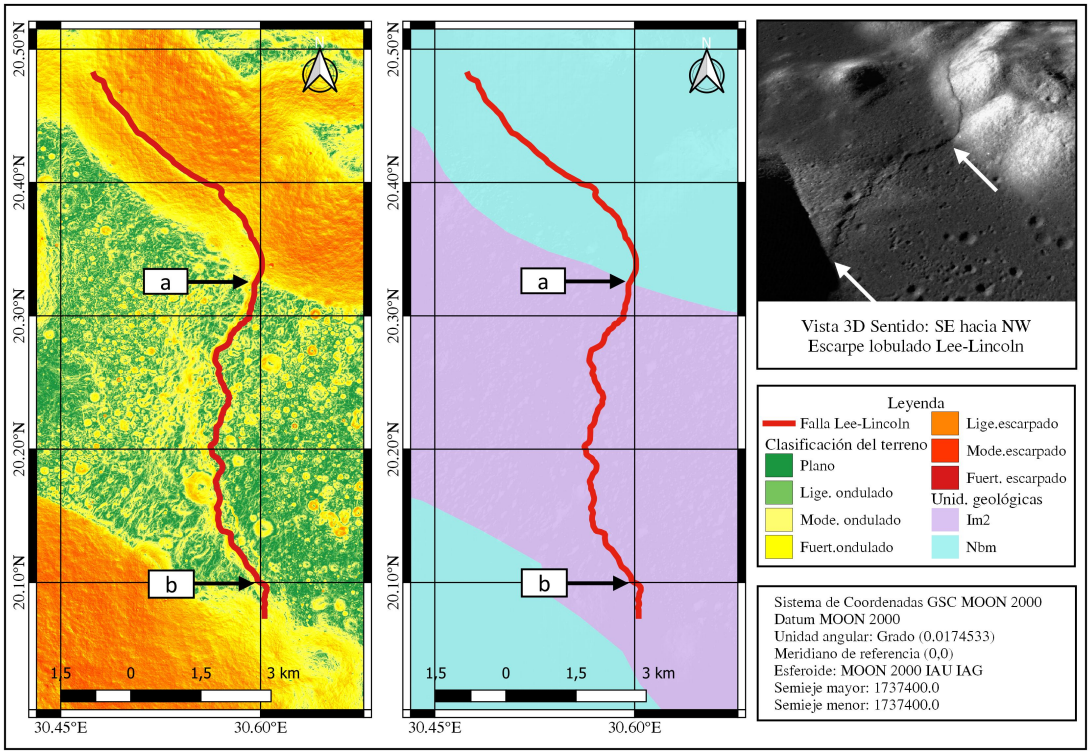

Figura 5.6.: Mapa del relieve y unidades geológicas- Zona falla Lee-Lincoln: La figura muestra la clasificación de la zona de acuerdo al tipo de terreno, las unidades geológicas y una vista 3D general de la falla en sentido SE-NW

Se extrajeron las curvas de nivel de la zona de estudio con el fin de analizar la posible relación del trazo de falla con las mismas [Fig.5.7] (Anexo 7). Al realizar dicho análisis, se observó que el trazo de falla evidenció dos comportamientos predominantes respecto a las curvas de nivel: i). En su paso por el Mar de la Serenidad es aproximadamente paralela a las curvas de nivel, a excepción de pequeños tramos en los que cambia de cota y ii). El trazo es perpendicular a las curvas de nivel en las zonas de colina (lechos macizos). Estos dos cambios se evidencian de forma notoria en los puntos donde existe una transición de unidad geológica.

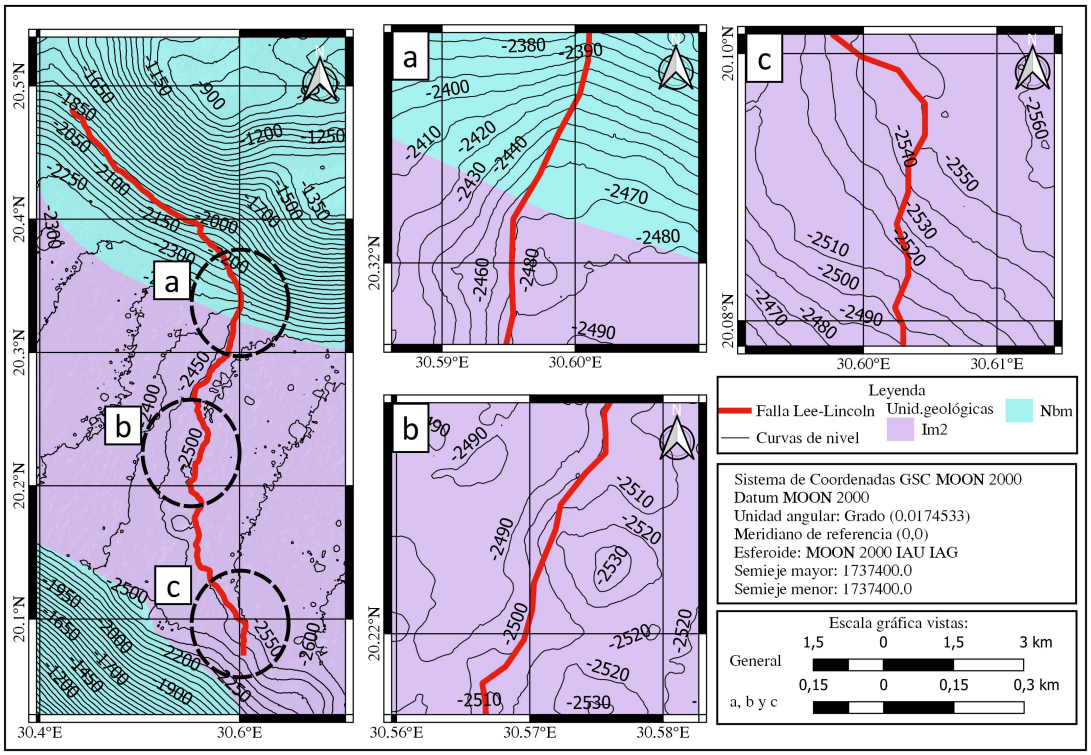

Figura 5.7.: Mapa de Curvas de nivel- Zona falla Lee-Lincoln: Se realiza el acercamiento a tres zonas que fueron claves para el análisis del comportamiento del trazo de falla respecto a las curvas de nivel

En la Figura 5.7 se muestran tres zonas que se consideraron claves para el análisis. En la zona *a* se visualiza el cambio de comportamiento del trazo de falla, mostrando un inicio con dirección paralela a la curva -2470 m durante su paso en el Mar de la Serenidad para así, tomar dirección perpendicular al ingresar en la roca maciza. La zona *b* se sitúa en el centro del Mar de la Serenidad y muestra la dirección del trazo de

falla paralelo a la curva -2500 m. Por otra parte, en la zona *c* se aprecia una transición de dirección del trazo de falla respecto a la curva de nivel a pesar de estar dentro del Mar de la Serenidad. Se sugiere que la unidad de lecho de roca (Nbm) podría adentrarse más hacia el norte pero para confirmar este punto se requeriría contar con imágenes de mayor resolución.

5.3.2 Perfiles topográficos

Con base a las curvas de nivel de la zona de estudio, se seleccionaron cinco zonas como propuestas de análisis. En estas, se trazaron secciones transversales con longitudes entre 5 km y 8 km aproximadamente [Fig.5.8] (Anexo 8).

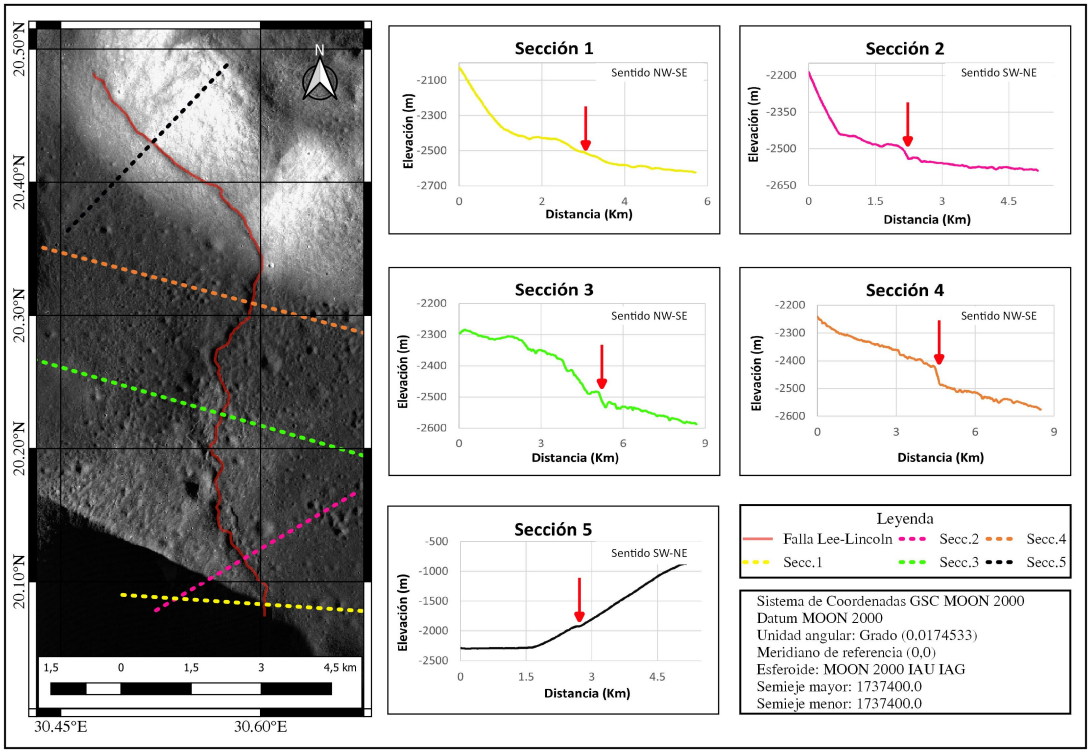

Figura 5.8.: Secciones transversales propuestas- falla Lee-Lincoln

Cada sección cumple con la condición de ser aproximadamente perpendicular al trazo de falla y fueron trazadas en sentido izquierda-derecha con el fin de tener homogeneidad en los perfiles a estudiar. Posteriormente, se extrajeron datos de cada sección teniendo como referencia el DTM brindado por LROC mediante la herra-

mienta Terrain Profile de QGIS. Los datos se exportaron para dibujar los perfiles en el software Excel®.

Las secciones 2, 3 y 4 se encuentran en el Mar de la Serenidad. Por otra parte, la sección 1 está trazada en la zona de transición entre el valle y el Macizo Sur y la sección 5 se encuentra en el Macizo Norte de la falla. Posteriormente, las secciones 1, 3 y 5 fueron excluidas debido a que no fue posible identificar con facilidad el escarpe de falla. En el caso de las secciones 1 y 5 estas están definidas por una línea continua sin cambios abruptos en la topografía. A su vez, la sección 3 cuenta con morfología compuesta por picos en su trazo lo cual dificulta la identificación precisa del escarpe. Aunque en las secciones 2 y 4 el escarpe de la falla es más perceptible, se consideró que en el perfil 4 el escarpe era más definido, presentando las condiciones ideales para ser la base del modelo de dislocación a realizar en el software Coulomb 3.3.

5.3.2.1 Corrección del perfil topográfico por pendiente general

Siguiendo la metodología usada por Williams et al. (2013) se procedió a realizar la corrección del perfil topográfico por pendiente general de la Sección 4 [Fig.5.9]. Este procedimiento se realiza dado que el software Coulomb 3.3. no permite ingresar la pendiente en el modelo.

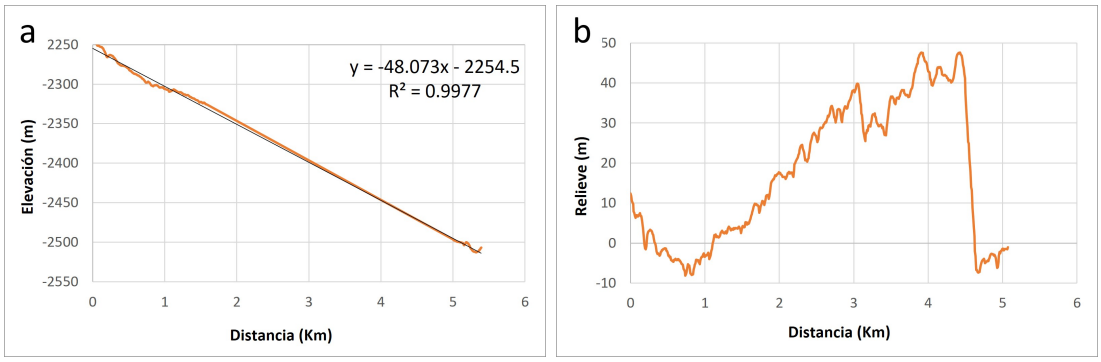

Figura 5.9.: Corrección de perfil topográfico por pendiente general: (a) Ajuste de datos (Sección 4). (b) Perfil topográfico corregido

Inicialmente se realiza el perfil excluyendo los datos en donde se considera que se encuentra el escarpe de la falla. Por ende, se exceptuaron los datos desde el kilómetro 1.6 hasta el kilómetro 5 [Fig.5.9a]. Posteriormente, se calculó la línea de tendencia de los datos con el fin de obtener la ecuación de la pendiente general. Esta ecuación se muestra en la Figura 5.9a. Luego, se reemplaza los valores de x en la fórmula expuesta

para recalcular los valores de y corregidos, obteniendo así el perfil de la Figura 5.9b. Se evidencia que el perfil generado cuenta con un relieve máximo h igual a 47.639 m.

5.3.3 Modelos de dislocación

Como se mencionó con anterioridad, el modelo de dislocación se efectuó siguiendo la metodología empleada por Williams et al. (2013). Los autores modifican los parámetros del modelo iterativamente hasta llegar al escenario que más se ajusta al perfil topográfico corregido por pendiente general. En la Tabla 5.8 se muestran los parámetros a los que no se le variaron sus valores (constantes), los que se modificaron iterativamente y los parámetros resultantes (calculados). Los valores dados para E, ν y el coeficiente de fricción fueron tomados de Williams et al. (2013). El valor de la longitud de ruptura usado corresponde al valor de SRL_{min} de la falla Lee-Lincoln hallado en el Capítulo 5 [Tab.5.1]. El trazo de falla se reproyectó a un sistema de coordenadas planas, siendo el origen la mitad del trazo de falla. Esto se realizó dado que el software lo requiere.

Tabla 5.8.: Parámetros de modelo de dislocación- falla Lee-Lincoln

Parámetros Constantes	Parámetros modificados	Parámetros calculados
Módulo de Young $E = 600000$ bar	Buzamiento θ	Módulo de rigidez μ
Relación de Poisson $\nu = 0.25$	Distancia entre la superficie y el plano de falla a profundidad a lo largo del buzamiento u	Profundidad mínima t
Coeficiente de fricción= 0.85	Profundidad máxima T	Ancho W
Longitud de ruptura $SRL_{min} = 12.92$	Deslizamiento S	Área A
	Momento sísmico M_o	Relieve h

Se efectuaron alrededor de 100 escenarios en la búsqueda del modelo de dislocación. Durante la generación de los escenarios, existieron 3 etapas claves. La primera etapa fue la asignación de valores aleatorios a cada uno de los parámetros en la búsqueda de los modelos. Esta etapa permitió conocer el comportamiento del escarpe en

el componente vertical. En la etapa 2 se realizan las primeras aproximaciones al valor del relieve h del perfil topográfico. No obstante, se pudo observar que no se estaba cumpliendo con el valor del componente horizontal (Distancia) lo que llevó a realizar la etapa 3 en la que finalmente, se logró el modelo de dislocación más aproximado a de la falla Lee-Lincoln extraído del DTM. A continuación se presentan las etapas acompañados por 13 modelos. Esto con el fin de resumir los hallazgos encontrados durante el proceso.

5.3.3.1 Etapa 1

Como punto de partida se modificó el parámetro del momento sismico teniendo como base el valor de M_{omin} (4.5x10^{18} N-m) hallado para la falla Lee-Lincoln. Los parámetros de buzamiento θ, u y profundidad máxima T se asignaron valores aleatorios. Para estos modelos, el parámetro de deslizamiento S pasa a ser una variable dependiente. En la Tabla 5.9 se presentan los valores asignados para los parámetros de cada modelo. Se debe aclarar que los parámetros de M_o y M_w del modelo 1, corresponden a los hallados para la falla Lee-Lincoln en el presente proyecto [Tab.5.6].

Tabla 5.9.: Parámetros de dislocación- Etapa 1

Modelo N°	θ (°)	t (km)	T (km)	W (km)	A (km2)	M_o (N-m)	S (m)	M_w	h (m)
1	20	0.684	20	56.48	729.662	4.5x10^{18} *	0.257	6.4 *	0.132
2	20	0.684	20	56.48	729.662	4.5x10^{19}	2.570	7.0	1.317
3	20	0.684	20	56.48	729.662	4.5x10^{20}	25.697	7.7	13.170
4	20	3.420	30	77.71	1004.055	4.5x10^{20}	18.674	7.7	7.825

*Valores de M_o y M_w tomados de resultados hallados en la ejecución del presente proyecto

La Figura 5.10 presenta los modelos de dislocación del 1 al 4. En esta se puede observar que aunque los modelos 1 y 2 cuentan con los mismos valores en los parámetros θ, t, T, W y A, existen numerosas diferencias en los tamaños de los escarpes generados [Fig.5.14a]. Por ende, se puede evidenciar que la magnitud del evento influye considerablemente en el valor del relieve. Los modelos 3 y 4 cuentan con los mismos valores del M_o pero al aumentar el valor de la profundidad máxima T, se evidencia que disminuye el relieve h [Fig.5.10b]. Sumado a esto, el modelo 4 presenta un suavizado en los trazos de los perfiles, eliminando los picos en la cresta observados en los

escenarios anteriores. No obstante, se puede observar que el valor máximo de h para estos modelos es de 13.170 m (modelo 3). Por ende, se continuó con la aproximación al valor de h del perfil topográfico.

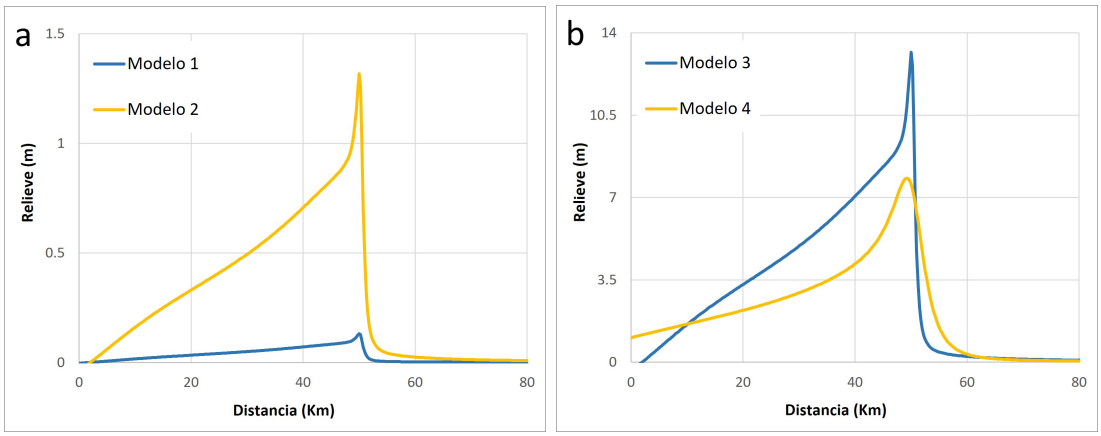

Figura 5.10.: Modelos de dislocación- Etapa 1: (a) Modelos 1 y 2). (b) Modelos 3 y 4

5.3.3.2 Etapa 2

En esta esta etapa se tomó como punto de partida los valores asignados para el modelo 4. Para los modelos 5 y 6 se conservó el valor del buzamiento θ y la profundidad mínima t. Se le asignó un buzamiento de 25° al modelo 5 y una profundidad mínima de 0 km al modelo 6. El valor de la profundidad máxima T se modificó pasando de 30 km a 40 km. Finalmente, los valores del momento sísmico se modificaron iterativamente [Tab.5.10].

Tabla 5.10.: Parámetros de dislocación- Etapa 2

Modelo N°	θ (°)	t (km)	T (km)	W (km)	A (km2)	M_o (N-m)	S (m)	M_w	h (m)
5	20	3.420	40	106.95	1381.806	$4.5x10^{20}$	13.569	7.7	5.684
6	20	3.420	40	106.95	1381.806	$4.5x10^{21}$	135.692	8.4	56.838
7	25	4.226	40	84.65	1093.640	$4.5x10^{21}$	171.446	8.4	69.874
8	20	0	40	116.95	1511.004	$4.5x10^{21}$	124.090	8.4	45.701

A pesar de que los modelos 5 y 6 presentan solo un cambio en el valor del momento sísmico, se evidencia diferencias considerables en la altura del relieve [Fig.5.11a]. El modelo 4 generado con un M_o igual a $4.5x10^{20}$ N-m obtuvo un h igual a 5.684 m a diferencia del modelo 5 que alcanzó un relieve de 56.838 m con un momento sísmico de $4.5x10^{21}$ N-m. El modelo 7 presentó disminución en el ancho W y área A de la falla al aumentar el valor del buzamiento a 25°. No obstante, los valores de S y h aumentaron en comparación con los otros modelos. Finalmente, al asignar un valor de 0 a la profundidad mínima t se puede observar que el escarpe se levanta de forma aproximadamente perpendicular al plano de falla [Fig.5.11b].

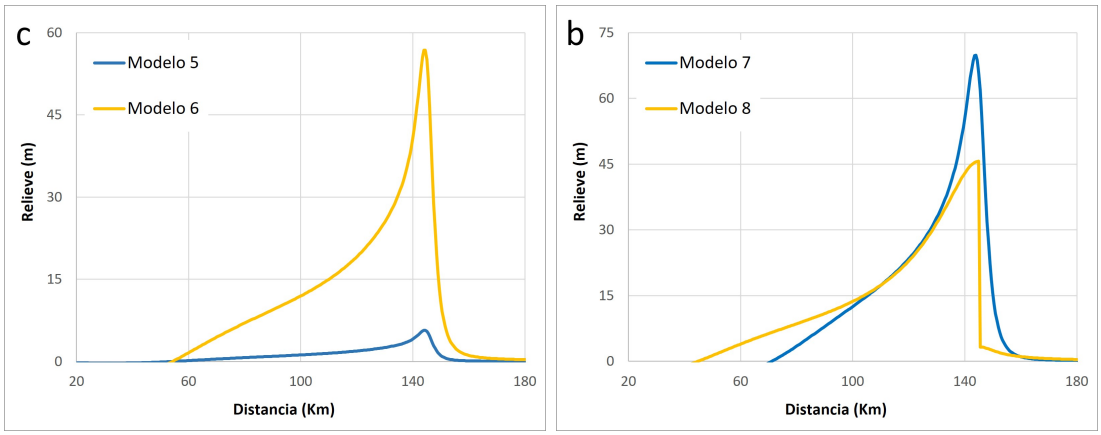

Figura 5.11.: Modelos de dislocación- Etapa 2: (a) Modelos 5 y 6). (b) Modelos 7 y 8

A pesar de que en este punto los modelos generados contaban con tamaños del relieve aproximados al del perfil topográfico (47.639 m), se puede evidenciar que esto no aplica para el componente horizontal (Distancia) [Fig.5.12].

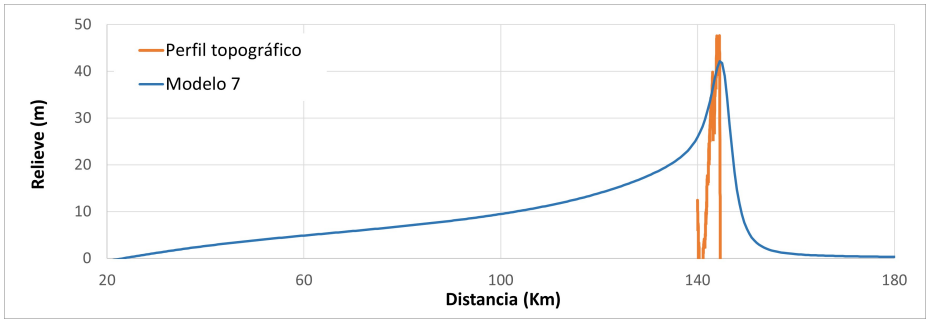

Figura 5.12.: Comparación de modelo 7 vs perfil topográfico

En la Figura 5.12 se evidencia que el perfil extraído del DTM es hasta 40 veces menor en distancia. Este resultó como un punto de deflexión para el inicio de la etapa 3.

5.3.3.3 Etapa 3

Williams et al. (2013) en su artículo de modelos de dislocación de fallas lunares, obtuvieron como resultados que los buzamientos θ de las seis fallas modeladas oscilaban entre 35° y 45°, con profundidades máximas entre 0.22 km a 0.90 km. Las distancias entre la superficie y el plano de falla a profundidad a lo largo del buzamiento u contaban con rango de 0.05 km a 0.25 km y deslizamientos S con valores entre 18 m a 62 m. Teniendo como referencia los parámetros de θ, T, u y S de las fallas Slipher, Racah X-1 y Mandel'shtam-1 hallados por Williams et al. (2013), se realizaron los modelos 9, 10 y 11 [Tab.5.11]. Sumado a esto, los parámetros M_o y M_w pasan a ser variables dependientes.

Tabla 5.11.: Parámetros de dislocación- Etapa 3

Modelo N°	θ (°)	t (km)	T (km)	W (km)	A (km2)	M_o (N-m)	S (m)	M_w	h (m)
9	38*	0.046*	0.250*	0.33	4.277	$2.2\text{x}10^{18}$	21*	6.2	9.614
10	38*	0.154*	0.900*	1.21	15.657	$1.7\text{x}10^{19}$	45*	6.8	20.231
11	37*	0.120*	0.770*	1.08	13.946	$2.1\text{x}10^{19}$	62*	6.8	31.382

*Valores tomados de Williams et al. (2013)

En la Tabla 5.11 se puede observar que los parámetros del modelo 9 generan una magnitud de momento de 6.2 Mw la cual se aproxima a la magnitud máxima esperada para la falla Lee-Lincoln (6.4 Mw). No obstante, al observar el perfil del escarpe generado por este escenario, se evidencia que esta magnitud genera un relieve de 9.614 m [Fig.5.13a]. Por otra parte, se puede observar que los perfiles generados por los modelos 9, 10 y 11 se aproximan más al tamaño de los componentes horizontal y vertical del perfil topográfico de base. Estos cuentan con distancias en promedio de 7 km y relieves h entre 9.614 m hasta 31.382 m. Al comparar los modelos 9 y 10 se evidenciar que al aumentar los parámetros t, T y M_o, el relieve aumenta [Fig.5.13a].

Sumado a esto, en la Figura 5.13b se evidencia que el modelo 11 generado a partir de los parámetros de la falla Mandel'shtam-1 es el más próximo al perfil topográfico (h igual a 31.382 m). Por ende, se usó este modelo como punto de partida para los modelos 12 y 13.

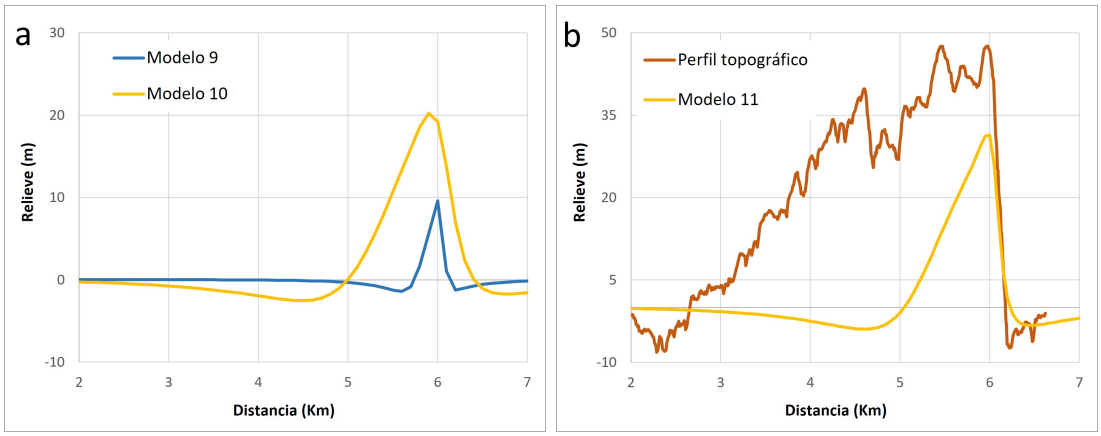

Figura 5.13.: Modelos de dislocación- Etapa 3: (a) Modelos 9 y 10. (b) Modelo 11 vs perfil topográfico

El modelo 12 se realizó variando los valores del modelo 11 con números próximos a estos. Además, se conservó el valor de la profundidad máxima T de 0.770 km [Tab.5.12]. Este modelo con buzamiento de 30°, profundidad mínima de 0.100 km y un deslizamiento de 95 m, se aproximó al valor del relieve h del perfil topográfico con un tamaño igual a 48.439 m. Además, la inclinación del escarpe fue mucho más aproximado al perfil topográfico, a diferencia de los modelos de dislocación anteriores. No obstante, en este punto aún se conservaba diferencias entre el componente horizontal del perfil y los modelos, lo que llevó a la generación del modelo 13.

Tabla 5.12.: Parámetros de dislocación modelos finales- Etapa 3

Modelo N°	θ (°)	t (km)	T (km)	W (km)	A (km2)	M_o (N-m)	S (m)	M_w	h (m)
12	30	0.100	0.770*	1.34	17.313	$3.9\text{x}10^{19}$	95	7.0	48.439
13	30	0.250	2	3.50	45.219	$1.0\text{x}10^{20}$	95	7.3	49.984

*Valores tomados de Williams et al. (2013)

Tomando como referencia el modelo 12, para el modelo 13 se incrementaron los valores de profundidad mínima t y profundidad máxima T pero se conservó como valor de deslizamiento S igual a 95 m. El aumento en t se realizó con el fin de ensanchar el tamaño del escarpe mientras que el incremento en los valores de T y θ se emplearon para suavizar la cresta del escarpe.

En la Figura 5.14b es evidente que de todos los modelos generados, el modelo de dislocación 13 cuenta con el trazo más próximo al del perfil topográfico extraído del DTM contando con similitudes como la curvatura de la cresta, la inclinación del escarpe y el ancho de la falla. No obstante, no se logró generar la depresión que se visualiza entre los 6 km y 7 km. Se sugiere que los picos que sobresalen en el Perfil topográfico son derivados por materiales sobre la superficie lunar, tales como escombros o por cráteres de impacto de micrometeoritos.

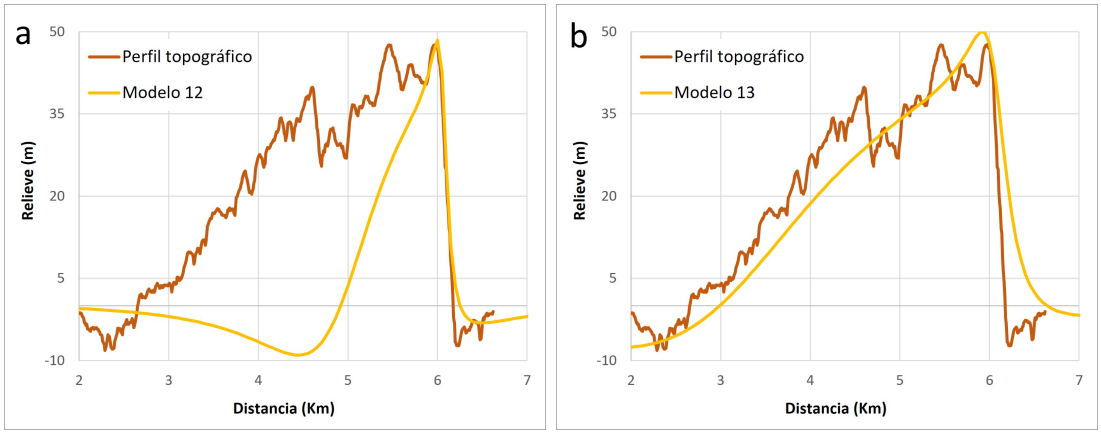

Figura 5.14.: Modelos de dislocación finales- Etapa 3: Se presenta el perfil topográfico comparado con (a) Modelo 12) y (b) Modelo 13

En el presente proyecto se halló que la magnitud máxima esperada para la falla Lee-Lincoln (Segmento A) es de 6.4 Mw con un total de momento sísmico igual a $4.5x10^{18}$ N-m. Dado que el modelo 9 es generado por un evento sísmico con magnitud momento de 6.2, se consideró importante comparar este escenario con el modelo 13. En la Figura 5.15 se puede observar que un evento con magnitud momento alrededor de 7.3 genera un escarpe hasta cinco veces mayor que un evento de 6.2 Mw.

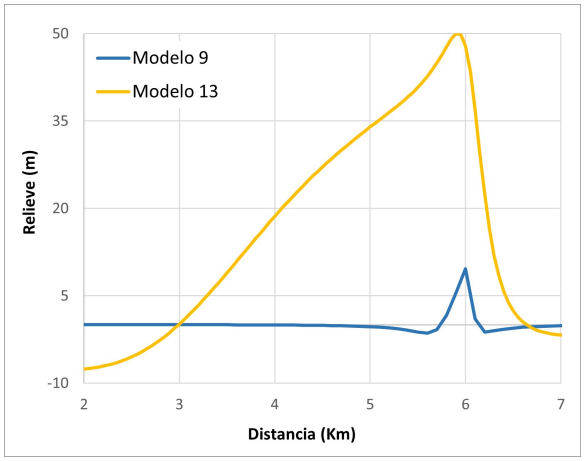

Figura 5.15.: Modelo 9 y 13

Este comportamiento sugiere que los escarpes lobulados de la falla Lee-Lincoln se generaron por una serie de eventos sísmicos, los cuales fueron acumulando parámetros tales como el deslizamiento S, profundidad máximas T y mínima t.

6. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Aparentemente el tipo de segmentación del complejo de falla está fuertemente influenciado por la unidad geológica y la pendiente que predomina en la zona atravesada por cada segmento. Los resultados muestran una tendencia a segmentos continuos en zonas donde el suelo está compuesto por lechos de rocas macizas o por antiguos flujos de lava basáltica (Segmentos A y B). Por otra parte, los segmentos C, D y E presentan segmentación discontinua (8, 2 y 4 secciones respectivamente). Estos se ubican en suelos compuestos por escombros de eyecciones y megaregolito.

Las longitudes de ruptura del complejo de falla se calcularon mediante el uso del software QGIS teniendo como base la vectorización trazos de falla realizado por Nelson et al. (2014). No obstante, se calculó adicionalmente un valor estimado de SRL con el fin de mitigar el problema de subestimación de longitudes de ruptura expuesto por Mason (1992). El resultado arrojó que la falla Lee-Lincoln cuenta con una longitud de ruptura igual a 14.089 km, valor similar al expuesto por Banks et al. (2012).

La magnitud máxima esperada que se calculó en el presente proyecto para la falla Lee-Lincoln fue superior a 6 Mw. Este resultado se ve sustentado por lo expuesto por INGEOMINAS-DAGMA (2005a) quien menciona que las SRL mayores a 10 km son generadas por sismos superiores a 6. Además, con base a la correlación de magnitudes realizada en la Figura 5.4 es evidente que un momento sísmico dado en la Luna genera una magnitud considerablemente superior en comparación con eventos ocurridos en la Tierra, superando incluso a aquellos generados por explosiones nucleares. No obstante se debe aclarar que las magnitudes halladas en el presente proyecto tienen como base regresiones empíricas realizadas por Wells y Coppersmith (1994) con condiciones de la Tierra. Por ende, estas deben ser adaptadas a condiciones de proporción de la Luna tal y como lo sugiere Knapmeyer et al. (2006).

Knapmeyer et al. (2006) en su artículo de modelos de trabajo para la distribución espacial y nivel de sismicidad en Marte, enfatizan en que estas regresiones son una base para el estudio, análisis y modelamiento de escenarios esperados pero que se deben adaptar con base a las condiciones del cuerpo celeste estudiado.

De los modelos de dislocación generados, se puede evidenciar que el modelo 13 cumple con el trazo más próximo al del perfil topográfico extraído del DTM [Fig.5.14b]. Por ende, se sugiere que el escarpe lobulado cuenta con buzamientos θ próximos a los 30°, profundidades mínimas t cerca de los 0.250 m, profundidades máximas alrededor de 2 km. El ancho W y el área A oscilaron entre los 3.50 km y 45.220 km^2 respectivamente. El valor del buzamiento θ usado en el modelo 23 se ve sustentado por Tarbuck y Lutgens (2001), quienes exponen que las fallas inversas cuentan con buzamientos típicos de 30°. Por otra parte, el deslizamiento S usado fue de 95 m pero se sugiere que podría oscilar entre los 90 m, ajustando de forma más precisa el perfil. Sumado a esto, el modelo de dislocación generado presentó que para obtener un escarpe como el de la Sección 4 seleccionado de la falla Lee-Lincoln, se tuvo que presentar un evento de magnitud 7.3 Mw con momento sísmico M_o de $1X10^{20}$ N-m. No obstante, con base a la magnitud máxima esperada de 6.4 Mw hallada en el Capítulo 5 del presente proyecto [Tab.5.5], se sugiere que la generación de los escarpes lobulados de la falla fueron formados por la ocurrencia de varios sismos tal y como lo exponen Schmitt et al. (2017) lo cual sustentaría las alturas de los escarpes de la falla y el dato hallado en la bibliografía, donde Watters et al. (2010) expone que el desplazamiento de la falla Lee-Lincoln es igual a 260 m (Watters et al., 2010).

7. CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS

La zona de estudio cuenta con gran variedad de accidentes geográficos lo cual permite reconocer, identificar y entender la geología lunar. El Valle Taurus-Littrow es la muestra de la antigua actividad tectónica y volcánica de la Luna. La tectónica se ve reflejada en las grandes formaciones montañosas como los Macizos Norte (MaN), Sur (MaS), Este (MaE) y Oeste (MaW) además de las Colinas Esculpidas (HS) y las montañas Family (MoF) y Bear (MoB). La antigua actividad volcánica del satélite fue el resultado del calentamiento interno en el pasado de la Luna. La fusión de las rocas fueron generados por los constantes impactos de asteroides en la superficie durante el Cataclismo Lunar ocurrido entre los 4200 Ma y 3800 Ma. El Mar de la Serenidad se formó luego de que la lava basáltica que fluía por las grietas de extensión inundaran la cuenca creada por el impacto de Serenitatis (3900 Ma). Las fosas Littrow (RL) son otra muestra de antigua actividad volcánica en el valle. Estas fosas son surcos arqueados que se relacionan como antiguos riachuelos de lava volcánica.

Los escarpes lobulados son las expresiones más jóvenes de la actividad sísmica de la Luna. Su cercanía a superficies y cráteres de impacto con rocas rodadas por los deslizamientos de tierra cosísmicos, evidencian la actividad sísmica de las fallas inversas. Se cree que la falla Lee-Lincoln pudo haber iniciado su actividad sísmica entre los 70 Ma y 110 Ma. Esto se ve evidenciado en las edades de las rocas que conforman el Manto Ligero (LM) las cuales cuentan con niveles de albedo altos y a las que se les ha determinado edades de exposición entre 75 Ma y 105 Ma.

Desde un punto de vista geológico se puede evidenciar que la zona de estudio cuenta con geología superficial variada contando con terrenos fuertes compuestos por antiguos flujos de lava basáltica Imbriana (Im2) y lechos de roca maciza (Nbm) así como también por una composición mixta de clastos (Ip) escombros y megaregolito (Nt), materiales que son menos resistentes ante un evento sísmico. Es evidente que las Tierras Altas posiblemente se formaron durante el Nectario y que posteriormente las zonas más bajas fueron inundadas con material basáltico en el Imbriano.

La geometría de una falla permiten identificar, analizar y estimar parámetros de posibles sismos asociados a las fallas. La longitud de ruptura y el desplazamiento son los parámetros más usados para la estimación de futuros eventos sísmicos. El Complejo de Fallas estudiado está compuesto por cinco segmentos de los cuales dos cuentan con trazos de fallas continuos a diferencia de los otros tres. La segmentación de las fallas del Complejo podría estar asociada a la composición geológica superficial dado que los trazos son continuos en zonas de lechos de roca maciza y antiguos flujos de lava basáltica. Por otra parte, los segmentos discontinuos se presentan en zonas donde predominan materiales resultantes de antiguas eyecciones de escombros y megaregolito, siendo esos materiales mayormente finos y dispersores de ondas primarias. Además, podría existir una relación entre las pendientes, las curvas de nivel, la geología superficial y el escarpe de falla, dado que aparentemente los escarpes más pronunciados de las fallas se localizan en zonas donde las pendientes son bajas, el material predominante son antiguos flujos de lava basáltica y el trazo de falla es paralelo a las curvas de nivel.

La falla Lee-Lincoln cuenta con una longitud de ruptura SRL de aproximadamente 14.089 km y un desplazamiento máximo de 0.619 m. No obstante, se sugiere que el valor del SRL podría ser mayor dado que parte del segmento que entra en el Macizo Sur (MaS) podría estar cubierto por rocas rodadas por actividad sísmica de la falla y que posiblemente las expresiones lineales localizadas al inicio del escarpe podrían ser fallas auxiliares que ramifican del segmento mencionado. Esto podría ser comprobado mediante imágenes que cuenten con mayor resolución.

La magnitud máxima esperada para la falla Lee-Lincoln es de 6.4 Mw con un momento sísmico igual a $5.2X10^{18}$ N-m, aproximadamente. El valor de la magnitud máxima hallada para la falla se ve sustentado por INGEOMINAS-DAGMA (2005a), quienes mencionan que la longitud de ruptura SRL mayores a 10 km son generados por sismos mayores a 6 Mw. Se sugiere que el escarpe de la falla fue generado por una serie de acumulaciones de eventos sísmicos ocurridos en el pasado o un sismo superior a 7.3 Mw. Sumado a esto, con base a la correlación de magnitudes realizadas en el capítulo 5, se evidenció que los valores de M_o en la Luna generan magnitudes mayores a los de la Tierra superando incluso las magnitudes generadas por explosiones nucleares. No obstante, a pesar de que las regresiones empíricas usadas en el presente proyecto son una base para la estimación de parámetros de las fuentes sismogénicas, estas se deben adaptar de acuerdo a las características del cuerpo estudiado tal y

como lo sugiere Knapmeyer et al. (2006). Para la Luna, este punto se podría solucionar con el despliegue de sismógrafos que permitan generar regresiones teniendo como base datos de lunamotos y se sugiere crear una escala de magnitud para el satélite.

El software Coulomb 3.3 de la USGS es una herramienta eficiente que permite estimar parámetros de fallas geológicas mediante modelos de dislocación. El escarpe lobulado Lee-Lincoln cuenta con buzamientos próximos a 30°, un ancho W de 3.5 km, área aproximada de 45.220 km^2, una profundidad mínima de 0.25 km y profundidad máxima de 2 km aproximadamente. El deslizamiento S para la sección estudiada osciló entre los 90 m y 95 m, pero se sugiere que podría ser superior dado que la falla cuenta con escarpes mayores a los 50 m. No obstante, también se enfatiza que los modelos de dislocación generados durante la ejecución del proyecto son basados a condiciones terrestres. Además, se realizó el modelo para un trazo de falla totalmente lineal dado por la complejidad de la investigación. Se espera a futuro poder estimar los parámetros de los segmentos teniendo en cuenta la segmentación y forma natural de los mismos.

El empleo de herramientas GIS durante la ejecución del proyecto permitieron identificar, estudiar, analizar y obtener características de la zona y el Complejo de falla estudiado tales como pendientes, geología, geomorfología, perfiles, etc., de forma ágil, fácil y eficiente. Además, el uso de estas optimizaron actividades del proyecto, los recursos espaciales acopiados y permitieron generar salidas gráficas que facilitaron el análisis y la comprensión de las características predominantes de la zona estudiada, demostrando que la implementación de metodologías que usen herramientas GIS son de gran eficiencia incluso para panoramas por fuera del planeta Tierra.

Bibliografía

Al-Eqabi, G. I., Koper, K. D., y Wysession, M. E. (2001). Source characterization of nevada test site explosions and western us earthquakes using lg waves: implications for regional source discrimination. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *91*(1), 140–153.

Arcila, M., García, J., Montejo, J., Eraso, J., Valcárcel, J., Mora, M., ... Díaz, F. (2020). Modelo nacional de amenaza sísmica para colombia. *Bogotá: Servicio Geológico Colombiano y Fundación Global Earthquake Model*.

AstroPhoto. (s.f.). Promontorium Laplace. Descargado de https://cutt.ly/MbLQ4UE

Banks, M. E., Watters, T. R., Robinson, M. S., Tornabene, L. L., Tran, T., Ojha, L., y Williams, N. (2012). Morphometric analysis of small-scale lobate scarps on the moon using data from the lunar reconnaissance orbiter. *Journal of Geophysical Research: Planets*, *117*(E12).

Benito, B., y Jiménez, E. (1999). Peligrosidad sísmica. *Física de la Tierra*, *11*, 13–47.

Binder, A. B., y Gunga, H.-C. (1985). Young thrust-fault scarps in the highlands: Evidence for an initially totally molten moon. *Icarus*, *63*(3), 421–441.

Bottke, W. F., y Norman, M. D. (2017). The late heavy bombardment. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *45*.

Bussey, B., y Spudis, P. (2004). *The clementine atlas of the moon*. Cambridge University Press.

Cohen, B. (2009). Is the moon a planet,too? Descargado de https://cutt.ly/VmTwVjq

Daket, Y., Yamaji, A., Sato, K., Haruyama, J., Morota, T., Ohtake, M., y Matsunaga, T. (2016). Tectonic evolution of northwestern imbrium of the moon that lasted in the copernican period. *Earth, Planets and Space*, *68*(1), 1–20.

DeCourten, F., y Biggar, N. (2017). *Roadside Geology of Nevada.* Roadside Geology Series.

ETH Zürich. (s.f.). Seismotectonics. Descargado de https://cutt.ly/iH23Sk6

Etxeberria, I. O., y Izagirre, A. B. (2013). Clasificación de unidades geológicas sobre la superficie lunar. *Revista de Teledetección*, *39*, 34–45.

Felicísimo, A. M. (1994). Modelos digitales del terreno. *Introducción y aplicaciones en las ciencias ambientales. Oviedo: Pentalfa Ediciones.*

Fortezzo, C., Spudis, P. D., y Harrel, S. (2020). Unified geologic map of the moon.

Fossen, H. (2010). *Structural geology.* Cambridge University Press.

Gallego-Cruz, A., y Ospina-Ostios, L. M. (2003). *Estudio de la morfotectónica y la sismicidad del área que contiene las réplicas del sismo del quindío del 25 de enero de 1999.* Universidad de Caldas.

González, M. J. G., y Torres, M. L. L. (2011). La geoinformación y su importancia para las tecnologías de la información geográfica. *Ar@ cne: revista electrónica de recursos en internet sobre geografía y ciencias sociales.*

Gómez, D., y Cruz, A. (2019). Metodología para la caracterización de la amenaza sísmica, generación de sismos sintéticos y espectros de diseño para la luna. *Convocatoria interna Universidad del Valle. Escuela de Ingeniería Civil y Geomática - EICG.*

Hanks, T. C., y Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *84*(B5), 2348–2350.

Henriksen, M., Manheim, M., Burns, K., Seymour, P., Speyerer, E., Deran, A., ... others (2017). Extracting accurate and precise topography from lroc narrow angle camera stereo observations. *Icarus*, *283*, 122–137.

Hirt, C. (2016). Digital terrain models. En *Encyclopedia of geodesy.* Springer, Berlin, New York.

Hoel, E. G. (2008). Data Models in Commercial GIS Systems. *Encyclopedia of GIS*, 215–219.

Hough, S. E., y Graves, R. (2020). The 1933 long beach earthquake (california, usa): Ground motions and rupture scenario. *Scientific reports*, *10*(1), 1–10.

IGAC. (2009). *Estudio general de suelos y zonificación de tierras – departamento del cauca, escala 1:100000*. Imprenta Nacional.

INGEOMINAS-DAGMA. (2005a). Informe No. 1-6 Caracterización de Fuentes Sísmicas de Subducción. *Estudio de Microzonificación Sísmica de Santiago de Cali*.

INGEOMINAS-DAGMA. (2005b). Informe No. 1-8: Caracterización de Fuentes Sismog´nicas . *Estudio de Microzonificación Sísmica de Santiago de Cali*.

Jones, E. (2009). The Valley of Taurus-Littrow. Descargado de https://cutt.ly/pO9Ckdw

Keller, E. A., y Pinter, N. (1996). *Active tectonics* (Vol. 338). Prentice Hall Upper Saddle River, NJ.

Knapmeyer, M., Oberst, J., Hauber, E., Wählisch, M., Deuchler, C., y Wagner, R. (2006). Working models for spatial distribution and level of mars' seismicity. *Journal of Geophysical Research: Planets*, *111*(E11).

Krishna, M. R., Verma, R., y Arora, S. (1998). Near-ridge intraplate earthquakes in the indian ocean. *Marine geology*, *147*(1-4), 109–122.

Li, S., y Milliken, R. E. (2017). Water on the surface of the moon as seen by the moon mineralogy mapper: Distribution, abundance, and origins. *Science Advances*, *3*(9), e1701471.

Li, Z., Zhu, C., y Gold, C. (2004). *Digital terrain modeling: principles and methodology*. CRC press.

Loff, S., y Dunbar, B. (2015). Apollo 11 mission overview. Descargado de https://cutt.ly/4mTwDWd

Mason, D. B. (1992). *Earthquake magnitude potential of active faults in the intermountain seismic belt from surface parameter scaling* (Tesis Doctoral no publicada). Department of Geology and Geophysics, University of Utah.

McCalpin, J. (2009). Paleoseismology. , 1-163.

Montes, J., De Luis, C., del Río, N., Castillo, J., y Martos, A. (2017). Cordilleras lunares y Montes lunares. *The Lunar Observer*, 10.

Mora, S., Alvarado, G., Morales, L., y cols. (1992). Mapa preliminar sintético de amenazas geológicas de costa rica. su importancia en el desarrollo de la infraestructura civil. *Revista Geográfica de América Central*, *1*(25-26), 355–371.

Nakamura, Y. (2005). Farside deep moonquakes and deep interior of the moon. *Journal of Geophysical Research: Planets*, *110*(E1).

NASA. (s.f.-a). Apollo 15 Flight Journal Images. Descargado de https://cutt.ly/UmTeCw4

NASA. (s.f.-b). APOLLO OVER THE MOON: A VIEW FROM ORBIT (NASA SP-362). Descargado de https://history.nasa.gov/SP-362/ch3.1.htm

NASA. (s.f.-c). LROC: Lunar Reconnaissance Orbiter Camera. Descargado de http://lroc.sese.asu.edu/

NASA. (s.f.-d). Lunar reconnaissance orbiter. Descargado de https://lunar.gsfc.nasa.gov/

NASA. (2010). NASA's LRO Reveals 'Incredible Shrinking Moon. Descargado de https://cutt.ly/NmTw1A6

NASA. (2019). Lroc specs. Descargado de http://lroc.sese.asu.edu/about/specs/

NASA. (2020). Quick map lro. Descargado de https://cutt.ly/cmTeJa1

Nelson, D., Koeber, S., Daud, K., Robinson, M., Watters, T., Banks, M., y Williams, N. (2014). Mapping lunar maria extents and lobate scarps using lroc image products. En *Lunar and planetary science conference* (p. 2861).

Oberst, J. (1987). Unusually high stress drops associated with shallow moonquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *92*(B2), 1397–1405.

Oxford University, P. (2000). *Diccionario de ciencias de la tierra*. Editorial Complutense. Descargado de https://books.google.es/books?id=1XKXQqUGDnoC

Pérez, J. L., Hurtado, E. d. J. S., y Páez, H. M. (2014). Análisis sismotectónico regional como contribución al estudio de las fuentes sismogénicas locales en la zona del embalse calima, valle del cauca, colombia. *Boletín de Geología*, *36*(2), 101–124.

Pieters, C. M., y Noble, S. K. (2016). Space weathering on airless bodies. *Journal of Geophysical Research: Planets*, *121*(10), 1865–1884.

Quebral, R. (2014). The Valley Fault System Seismic Gaps: why the National Structural Code of thePhilippines should be revised. Descargado de https://cutt.ly/VH25xxY

Reichard, J., y Spencer, E. (2011). *Environmental geology*. McGraw-Hill. Descargado de https://books.google.com.co/books?id=3p1sPgAACAAJ

RSN. (2019). ¿Qué es una falla de desplazamiento de Rumbo? Descargado de https://cutt.ly/5PSVJGA

Salcedo, E. d. J., y Pérez, J. L. (2017). Deformación sismotectónica a partir de mecanismos focales de terremotos en el valle del cauca, suroccidente de colombia. *Revista Geológica de América Central*(57), 23–43.

Schmitt, H., Petro, N., Wells, R., Robinson, M., Weiss, B., y Mercer, C. (2017). Revisiting the field geology of taurus–littrow. *Icarus*, *298*, 2–33.

Segovia, . (s.f.). Terremotos: magnitud e intensidad. Descargado de https://cutt.ly/BOaxH4r

Shi, H., Huang, F., Ma, Z., Wang, Y., Feng, J., y Gao, X. (2020). Mechanical mechanism of fault dislocation based on in situ stress state. *Frontiers in Earth Science*, *8*, 52.

Spohn, T., Breuer, D., y Johnson, T. (2014). *Encyclopedia of the solar system*. Elsevier.

SSN México. (s.f.). Magnitud de un sismo. Descargado de https://cutt.ly/UmTeqdd

Stein, S., y Wysession, M. (2009). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. John Wiley & Sons.

Suárez, J. (2013). Visión geoécnica de la amenaza sísmica (con énfasis en el nororiente de colombia y la ciudad de Bucaramanga). Descargado de https://cutt.ly/BmTeuuU

Tarbuck, E. J., y Lutgens, F. K. (2001). Ciencias de la tierra. *Universitario*, 32.

Toda, S., Stein, R. S., Sevilgen, V., y Lin, J. (2011). Coulomb 3.3 graphic-rich deformation and stress-change software for earthquake, tectonic, and volcano research and teaching—user guide. *US Geological Survey open-file report*, *1060*(2011), 63.

Tran, T., Rosiek, M., Beyer, R. A., Mattson, S., Howington-Kraus, E., Robinson, M., ... others (2010). Generating digital terrain models using lroc nac images. En *At asprs/cagis 2010 fall specialty conference.*

Udías, A., y Buforn, E. (1994). Seismotectonics of the mediterranean region. En R. Dmowska y B. Saltzman (Eds.), (Vol. 36, p. 121-209). Elsevier. Descargado de https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0065268708605385 doi: https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60538-5

USGS Earthquake. (2019). Earthquake Magnitude, Energy Release, and Shaking Intensity. *United States Geological Survey*. Descargado de https://cutt.ly/SH2MUUf

Watters, T., Robinson, M., Beyer, R., Banks, M., Bell, J., Pritchard, M., ... Turtle, E. (2010). Evidence of recent thrust faulting on the moon revealed by the lunar reconnaissance orbiter camera. *Science*, *329*(5994), 936–940.

Watters, T. R., Johnson, C., y Schultz, R. (2010). Lunar tectonics. *Planetary tectonics*, *11*, 121.

Watters, T. R., Robinson, M. S., Collins, G. C., Banks, M. E., Daud, K., Williams, N. R., y Selvans, M. M. (2015). Global thrust faulting on the moon and the influence of tidal stresses. *Geology*, *43*(10), 851–854.

Watters, T. R., Weber, R. C., Collins, G. C., Howley, I. J., Schmerr, N. C., y Johnson, C. L. (2019). Shallow seismic activity and young thrust faults on the moon. *Nature Geoscience*, *12*(6), 411–417.

Wells, D. L., y Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America*, *84*(4), 974–1002.

Wilhelms, D. E., John, F., y Trask, N. J. (1987). *The geologic history of the moon* (Inf. Téc.).

Williams, N., Watters, T. R., Pritchard, M., Banks, M. E., y Bell III, J. (2013). Fault dislocation modeled structure of lobate scarps from lunar reconnaissance orbiter

camera digital terrain models. *Journal of Geophysical Research: Planets*, *118*(2), 224–233.

Wilson, J. P. (2012). Digital terrain modeling. *Geomorphology*, *137*(1), 107–121.

Wilson, J. P., y Gallant, J. C. (2000). *Terrain analysis: principles and applications*. John Wiley & Sons.

Xavier, L., y Correig, A. M. (1981). Determinación de la longitud de falla y velocidad de ruptura para terremotos de magnitud media. *Acta Geologica Hispanica*, *16*(3), 179–183.

Zhao, D., Lei, J., y Liu, L. (2008). Seismic tomography of the moon. *Chinese Science Bulletin*, *53*(24), 3897–3907.

ANEXOS

En este capítulo se presentan las salidas gráficas en alta calidad (mapas) realizadas durante la ejecución del proyecto. Se pueden visualizar en el siguiente enlace de acceso https://cutt.ly/vAghwlp.

- **Anexo 1:** Mapa de localización zona de estudio.
- **Anexo 2:** Mapa de unidades geológicas de Zona de estudio
- **Anexo 3:** Mapa de segmentación Complejo de Falla.
- **Anexo 4:** Mapa de vista de segmentos A, B, C, D y E - Complejo de Falla.
- **Anexo 5:** Mapa de clasificación del relieve por la pendiente- Zona falla Lee-Lincoln.
- **Anexo 6:** Mapa de relieve y unidades geológicas - Zona falla Lee-Lincoln.
- **Anexo 7:** Mapa de curvas de nivel- Zona de falla Lee-Lincoln
- **Anexo 8:** Mapa de secciones transversales porpuestas - Falla Lee-Lincoln