



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE HIDALGO**

---

**INSTITUTO DE CIENCIAS BÁSICAS E INGENIERÍA  
ÁREA ACADÉMICA DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y MATERIALES  
LICENCIATURA EN INGENIERÍA EN GEOLOGÍA AMBIENTAL**

**“ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO Y DE PROSPECCIÓN  
GEOFÍSICA DE UNA ESTRUCTURA DE IMPACTO  
METEORÍTICO RECIENTE: EL CASO DEL CRÁTER DE  
CARANCAS, PERÚ”**

**TESIS**

**Que para obtener el título de:  
Ingeniero Geólogo Ambiental**

**Presenta:  
Dafne Shenine Ramírez Mendoza**

**Director de Tesis:  
Dr. Màrius Ramírez Cardona**

**Pachuca de Soto, Hidalgo, Octubre 2009.**

La presente tesis de investigación fue financiada mediante los proyectos:

1.- “Cuerpo Académico denominado Ciencias de la Tierra de la UAEH: implementación de actividades y acciones que lo mantengan como tal.” (UAEH-CA-58-2008) con clave de registro: UAEH-CA-58 apoyado con recursos PIFI 2008.

2.- “Estudio de distribución de tectitas (vidrio del desierto líbico, Egipto) y caracterización de una estructura de impacto reciente. Complementación de una investigación ya iniciada y preparación del 1er Simposio Latinoamericano de Meteorítica e Impactología”, con número de solicitud 91093 dentro de la Convocatoria “Apoyo Complementario a Investigadores en proceso de consolidación – 2008” del Fondo CONACyT de la misma institución.

*DEDICATORIA*

*A mi abuelo  
José Mendoza Leal*

## **AGRADECIMIENTOS**

Agradezco al Dr. Màrius Ramírez Cardona por su dedicación y supervisión como director de este trabajo de Tesis, además de la amistad y confianza brindada a lo largo de este tiempo, pero sobre todo por el gran apoyo otorgado.

Al Dr. Nnez del Prado por su estrecha colaboración en el presente trabajo, además de proporcionar los primeros resultados del evento de impacto meteorítico de Carancas.

Al Dr. José Macharé, María Luisa Macedo y Humberto Chirif del INGEMMET de Perú por su invaluable ayuda.

A Walter Pari por su gran experiencia y conocimiento en el uso y explotación de datos del GPR en el cráter de Carancas.

Al gobierno regional de Puno, Perú, por facilitar la carta topográfica de alta resolución del cráter de impacto meteorítico de Carancas, la cual contribuyó inmensurablemente a la realización de este estudio.

Al Artista Digital José Isaac Ramírez Mendoza por la elaboración de la corrección topográfica de los perfiles de GPR, lo que permitió una mejor interpretación de los mismos.

A cada uno de los Sinodales por su tiempo y empeño en la revisión de esta Tesis, además de sus críticas constructivas las cuales hicieron una mejora en el presente trabajo.

A José Alejandro Martínez Alarcón por sus muchos consejos y ayuda desinteresada que me ha brindado en la realización de ésta y muchas otras metas que aún faltan por cumplir, por el cariño y ánimo que me ha brindado a lo largo de este tiempo.

A mis padres por enseñarme valores y principios que forjaron mi persona, por el esfuerzo y sacrificio que han hecho por darme siempre la mejor educación, por el apoyo que me dieron a lo largo de mi carrera profesional la cual culmina con este trabajo de Tesis.

## ÍNDICE

<b>RESUMEN / ABSTRACT</b>	<b>i</b>
<b>OBJETIVOS</b>	<b>iii</b>
<b>JUSTIFICACIÓN</b>	<b>iv</b>
<b>CAPÍTULO I: GENERALIDADES</b>	<b>1</b>
<b>1.1. INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
1.1.1. LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO	4
1.1.2. HIDROGRAFÍA	5
1.1.3. CLIMA	5
1.1.4. GEOLOGÍA REGIONAL	6
<b>1.2. ANTECEDENTES</b>	<b>9</b>
1.2.1. ESTUDIO GEOMAGNÉTICO DEL METEORITO Y DEL CRÁTER	9
1.2.2. CLASIFICACIÓN DEL METEORITO DE CARANCAS	10
1.2.3. ANÁLISIS DE INFRASONIDOS Y ONDAS SÍSMICAS DEL EVENTO DE IMPACTO	14
<b>CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO</b>	<b>17</b>
<b>2.1. FORMACIÓN DE CRÁTERES DE IMPACTO METEORÍTICO</b>	<b>17</b>
2.1.1. ETAPAS DE FORMACIÓN DE CRÁTERES	17
2.1.1.1. Etapa de contacto y compresión	17
2.1.1.2. Etapa de excavación	20
2.1.1.3. Etapa de modificación	22

2.1.2. TIPOS DE CRÁTERES	23
2.1.2.1. Cráteres simples	24
2.1.2.2. Cráteres complejos	24
<b>2.2. MODELOS DIGITALES DEL TERRENO</b>	<b>26</b>
2.2.1. CONSTRUCCIÓN DE MODELOS DIGITALES DEL TERRENO	27
2.2.2. MODELOS VECTORIALES TIPO TIN	29
2.2.3. MODELOS RASTER TIPO GRID	30
<b>2.3. RADAR DE PENETRACIÓN DEL TERRENO (GPR)</b>	<b>32</b>
2.3.1. PRINCIPIOS BÁSICOS DE OPERACIÓN DEL GPR	34
2.3.2. OBTENCIÓN DE DATOS CON GPR	38
2.3.3. REPRESENTACIÓN DE DATOS DEL GPR	39
<b>CAPÍTULO III: METODOLOGÍA</b>	<b>41</b>
<b>3.1. ELABORACIÓN DEL MDT DE ALTA RESOLUCIÓN</b>	<b>41</b>
<b>3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LA ESTRUCTURA DE IMPACTO</b>	<b>44</b>
3.2.1. ANÁLISIS DEL VOLUMEN DEL CRÁTER	44
3.2.2. ANÁLISIS DE LA ASIMETRÍA DEL CRÁTER	46
<b>3.3. LEVANTAMIENTO GEOFÍSICO DEL CRÁTER</b>	<b>47</b>
<b>CAPÍTULO IV: RESULTADOS Y DISCUSIÓN</b>	<b>51</b>
<b>4.1. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LA ESTRUCTURA DE IMPACTO</b>	<b>51</b>
4.1.1 ANÁLISIS DEL VOLUMEN DEL CRÁTER	51
4.1.2. ANÁLISIS DE LA ASIMETRÍA DEL CRÁTER	53
<b>4.2. ANÁLISIS DE PERFILES DE GPR</b>	<b>56</b>

4.2.1. ANÁLISIS DE RADARFACIES	57
4.2.2. ANÁLISIS DE DEFORMACIÓN	59
<b>4.3. APLICACIÓN DE LEYES DE ESCALA</b>	<b>68</b>
<b>CONCLUSIONES</b>	<b>73</b>
<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>75</b>
<b>GLOSARIO</b>	<b>I</b>
<b>ANEXOS</b>	<b>V</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

1.1.	Fotografía del cráter de impacto meteorítico de Carancas y ejectas.	1
1.2.	Fotografía de un fragmento del meteorito de Carancas.	2
1.3.	Fotografía del cráter de Carancas.	3
1.4.	Mapas de localización del cráter de impacto meteorítico de Carancas.	4
1.5.	Columna estratigráfica local y del área afectada por el impacto.	7
1.6.	Mapa geológico regional	8
1.7.	Mapa de anomalías magnéticas del cráter.	9
1.8.	Clasificación de meteoritos.	11
1.9.	Fotomicrografía de lámina delgada del meteorito de Carancas.	12
1.10.	Fotomicrografía de lámina delgada en donde se observan cóndrulos.	12
1.11.	Muestra pulida del meteorito de Carancas.	13
2.1.	Esquema del inicio de la etapa de contacto y compresión	18
2.2.	Esquema del final de la etapa de contacto y compresión.	19
2.3.	Esquema teórico del desarrollo de la etapa de contacto y compresión.	21
2.4.	Esquema del comienzo de la etapa de modificación y cráter simple final.	23
2.5.	Esquema del desarrollo de un cráter complejo.	25
2.6.	Procesos para la elaboración de un Modelo Digital del Terreno.	28
2.7.	Triangulación a partir de una masa de puntos.	30
2.8.	Esquema de operación del GPR.	34
2.9.	Orientaciones de las antenas en prospección con GPR.	38
2.10.	Representación de datos de GPR.	40



<b>3.1.</b>	Mapa de contornos del cráter de impacto meteorítico de Carancas.	<b>41</b>
<b>3.2.</b>	Modelo tipo TIN del cráter de impacto meteorítico de Carancas.	<b>42</b>
<b>3.3.</b>	Modelo matricial tipo Grid del cráter de impacto meteorítico de Carancas.	<b>43</b>
<b>3.4.</b>	Superficie para calcular de volumen de la cavidad del cráter.	<b>44</b>
<b>3.5.</b>	Modelo tipo TIN del cráter de impacto meteorítico de Carancas.	<b>45</b>
<b>3.6.</b>	Mapa de pendientes del cráter de impacto meteorítico de Carancas.	<b>46</b>
<b>3.7.</b>	Antenas biestáticas y sistema de adquisición de datos del GPR	<b>47</b>
<b>3.8.</b>	Ubicación de los perfiles de exploración geofísica con GPR.	<b>48</b>
<b>4.1.</b>	Gráfica del volumen de material excavado de la cavidad del cráter.	<b>51</b>
<b>4.2.</b>	Gráfica del volumen del anillo de la cavidad del cráter.	<b>52</b>
<b>4.3.</b>	Diagrama polar de radios del cráter.	<b>54</b>
<b>4.4..</b>	Radargrama del perfil <i>A1-A2</i> en el cual se identifican las radarfacies.	<b>57</b>
<b>4.5.</b>	Radargrama del perfil <i>F1-F2</i> en el cual se identifican las radarfacies.	<b>58</b>
<b>4.6.</b>	Radargrama del perfil <i>A1-A2</i> y diagrama interpretativo.	<b>60</b>
<b>4.7.</b>	Radargrama del perfil <i>B1-B2</i> y diagrama interpretativo.	<b>61</b>
<b>4.8.</b>	Radargrama del perfil <i>C1-C2</i> y diagrama interpretativo.	<b>62</b>
<b>4.9.</b>	Radargrama del perfil <i>D1-D2</i> y diagrama interpretativo.	<b>63</b>
<b>4.10.</b>	Radargrama del perfil <i>E1-E2</i> y diagrama interpretativo.	<b>64</b>
<b>4.11.</b>	Radargrama del perfil <i>F1-F2</i> y diagrama interpretativo.	<b>66</b>
<b>4.12</b>	Mapa estructural de la estructura de impacto.	<b>67</b>

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>3.1.</b>	Parámetros para el levantamiento geofísico del cráter de Carancas.	<b>48</b>
<b>4.1.</b>	Mediciones radiales cada 10° del cráter.	<b>55</b>
<b>4.2.</b>	Características de líneas de exploración con GPR.	<b>56</b>
<b>4.3.</b>	Características geométricas y de la cinética del evento de impacto meteorítico de Carancas.	<b>72</b>

## ABREVIATURAS Y ACRÓNIMOS

**°C**                    grados centígrados

**cm<sup>3</sup>**                    centímetros cúbicos

**Esc.**                    Escala

**g**                        gramos

**UT**                     Universal Time

**GPa**                    1 X 10<sup>6</sup> Pascales

**GPR**                    Ground Penetrating Radar

**GPS**                    Global Positioning System

**INGEMMET**           Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico de Perú

**J**                        Joules

**km**                     Kilómetros

**kT**                     Kilotones

**LGAC**                   Línea de Generación y Aplicación del Conocimiento

**m**                        metros

**m<sup>2</sup>**                    metros cuadrados

<b>MDT</b>	Modelo Digital del Terreno
<b>MHz</b>	Megahercio
<b>mm</b>	milímetro
<b>mS/m</b>	miliSiemens por metro
<b>msnm</b>	metros sobre el nivel del mar
<b>ns</b>	nanosegundos
<b>nT</b>	nanotesla
<b>s</b>	segundo
<b>s.</b>	siglo
<b>TIN</b>	Triangulated Irregular Network
<b>TNT</b>	Trinitrotolueno
<b>ton</b>	Toneladas
<b>UAEH</b>	Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo
<b>UTM</b>	Universal Transversa de Mercator
<b>v.</b>	versión
<b>vs.</b>	versus

## RESUMEN

La importancia de la estructura de impacto meteorítico de Carancas, Perú, reside en el hecho que es el cráter pequeño más reciente (15 de Septiembre de 2007) generado por una condrita. Tiene un diámetro de aproximadamente 13.5 m y una profundidad de 2.5 m; durante su formación, intersectó el nivel freático, creando una charca poco profunda (0.6 m) en el centro de la cavidad. El evento fue avistado por decenas de personas y ocurrió al borde del río intermitente Callacane, afectando sedimentos fluviales recientes y rocas sedimentarias terciarias del Grupo Puno.

Para el análisis geomorfológico del cráter, se elaboró un Modelo Digital del Terreno (MDT) de alta resolución, el cual aparece como una muy buena herramienta para el estudio de superficie de un cráter de origen tan reciente. El MDT permitió realizar un cálculo de elevada exactitud del volumen del material excavado ( $102 \text{ m}^3$ ), del volumen del anillo de eyección ( $90.35 \text{ m}^3$ ) y del volumen de los ejectas distales ( $11.65 \text{ m}^3$ ). La elongación de la cavidad sugiere un azimut de impacto en el intervalo de  $90\text{-}130^\circ$ .

La caracterización de la deformación frágil y dúctil en las rocas afectadas a poca profundidad (4 y 10 m), fue resultado de la prospección geofísica con GPR de seis perfiles transversales al cráter, utilizando frecuencias de 200 y 100 MHz, respectivamente. En los perfiles se identificó fallamiento de las capas consolidadas del subsuelo, producto de la etapa de modificación. Los reflectores deformados hacia arriba, desplazados ligeramente con respecto al punto central del cráter, indicaron cierta oblicuidad del impacto.

La combinación entre datos geomorfológicos y de prospección geofísica nos llevaron a estimar, utilizando las leyes de escala para impactología, la masa del proyectil (2.9 ton), la velocidad de impacto (1.78 km/s), el ángulo de impacto ( $57^\circ$ ) y la energía desprendida (equivalente a 4.7 ton TNT) para generar el cráter.

## ABSTRACT

The significance of the impact structure of Carancas, southern Peru, lies in the fact that is the small crater more recently known (September 15<sup>th</sup>, 2007) that was originated by a chondritic projectile. This geofom has a diameter of 13.5 m, approximatively, and a depth about 2.5 m; the impact impinged on the phreatic level and a pond (0.6 m-depth) was consequently formed at the center of the structure. The event was seen by dozens of people. The impact occurred on the edge of Callacane seasonal river and the projectile collided with recent fluvial sediments and tertiary sedimentary rocks of Puno Group.

In order to make an accurate geomorphological study of the structure, a high resolution Digital Model of Terrain (DMT) was performed. It appears as a very good tool to study the surface of that very recent structure. This model allows estimating the total volume of excavated material (102 m<sup>3</sup>), the volume of the ejecta ring (90.35 m<sup>3</sup>) and distal deposits (11.65 m<sup>3</sup>). The elongation of the actual cavity suggests an impact azimuth within the range 90-130°.

Fragile and ductile deformation in shallow target materials (4 and 10 m-depth) was studied by GPR prospecting method with six 200 and 100 MHz profiles traversing the crater. Faulting derived from modification stage was detected in consolidated sedimentary rocks. Up-ward bending reflectors are shifted slightly about the center of the crater and indicate obliquity in the impact.

Combining geomorphological and geophysical data provides the estimation (via Scale Laws applied to impactology) of projectile mass (2.9 ton), impact velocity (1.78 km/s), impact angle (57°) and the released energy (4.7 ton TNT equivalent).

## **OBJETIVOS**

### **OBJETIVO PRINCIPAL**

Caracterizar una estructura de impacto meteorítico reciente integrando datos de superficie (geomorfológicos) con aquellos derivados de una prospección geofísica de poca profundidad.

### **OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

Realizar el Modelo Digital del Terreno de alta resolución de la estructura de impacto meteorítico.

Interpretar la deformación existente en profundidad a partir de la información aportada por perfiles de Radar de Penetración del Terreno (GPR).

Relacionar datos previos sobre la dinámica del impacto (derivados de la detección de ondas infrasónicas y sísmicas) con la información geométrica y estructural aportada en el presente estudio.

## JUSTIFICACIÓN

Este estudio se enmarca dentro de las metas previstas en la Línea de Generación y Aplicación del Conocimiento (LGAC) de Geoquímica del Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales (AACTyM) de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo (UAEH) para el periodo 2007-2012 en el ámbito de la impactología. Asimismo, es una de las consecuencias directas de la colaboración del Director de Tesis, Dr. Màrius Ramírez Cardona (miembro de la LGAC de Geoquímica), y su grupo de Impactología, con el Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico de Perú (INGEMMET).

El estudio de un cráter de impacto meteorítico de origen tan reciente como el de Carancas (Perú) puede aportar información sobre la dinámica del impacto, siendo ésta extrapolable o escalable al estudio de otros cráteres terrestres o de otros planetas (por medio de detección remota). Para ello, es determinante la realización de estudios geomorfológicos de alta resolución (a nivel superficial) y de poca profundidad (con GPR) de esta estructura que no ha sufrido procesos erosivos y/o de sedimentación.

Este evento fue de gran importancia ya que nunca antes una condrita de 1-2 m de diámetro había generado un cráter de impacto. Así mismo, es la primera vez en la historia que varias personas testifican la formación de la estructura (Tancredi *et al.*, 2008), además de que es el primer evento terrestre de este tipo que ha sido registrado por estaciones sísmicas (Antier, 2008).



## CAPÍTULO I: GENERALIDADES

### 1.1. INTRODUCCIÓN

El 15 de septiembre de 2007, cerca de las 11:45 hora local (16:45 UT), se registró un evento de impacto meteorítico al Sur de Perú, cerca del lago Titicaca, en el límite con Bolivia, creando una morfoestructura semicircular (Figura 1.1) de aproximadamente 13.5 m de diámetro (Kenkmann *et al.*, 2008) y 2.5 m de profundidad. El impacto ocurrió en sedimentos fluviales recientes del Lago Titicaca los cuales sobreyacen a rocas sedimentarias terciarias del Grupo Puno.

El meteorito impactó en el borde de un río intermitente llamado Callacane, afluente del río Desaguadero. Al momento del impacto el río estaba seco (Schultz *et al.*, 2008) y las capas de sedimento saturadas se encontraban a 0.6 m por debajo de la superficie del terreno; el cráter intersectó con el nivel freático creando una charca (Figura 1.1, línea punteada) poco profunda (aproximadamente 0.5 m), en la parte central de la geoforma (Núñez del Prado *et al.*, 2008a).



**Figura 1.1.** Fotografía del cráter de impacto meteorítico de Carancas y ejectas.

El evento fue avistado por decenas de personas de las comunidades de Desaguadero, Azafranal y Guaqui, quienes proporcionaron información acerca de la dirección aproximada del ingreso del **meteorito**, datos que sugieren una orientación de impacto Este–Oeste (Brown *et al.*, 2008), además de notificar que ocurrieron diversas explosiones asociadas al evento. Habitantes de la región que arribaron al lugar inmediatamente después del impacto, sufrieron náuseas y dolores de cabeza ocasionados por presuntos “vapores venenosos” que provenían del cráter (Núñez del Prado *et al.*, 2008a). Los testigos reportaron un olor a gases sulfurosos el cual permaneció por varias horas en el ambiente.

Los habitantes de la comunidad local reclamaron la propiedad del meteorito y los disturbios se agravaron debido a la influencia negativa de comerciantes de meteoritos, lo que generó una “psicosis colectiva”. Se realizó una recolección incontrolada de los fragmentos del meteorito por los habitantes locales, lo que dificultó el muestreo por parte de la comunidad científica (Núñez del Prado *et al.*, 2008a).

El meteorito se describe macroscópicamente como un material deleznable de color gris (Figura 1.2) con partículas magnéticas milimétricas diseminadas, así como una superficie estriada con óxidos de hierro (Núñez del Prado *et al.*, 2008c). Se recolectaron fragmentos del meteorito a decenas de metros del cráter y su posterior análisis lo clasificó como una condrita del grupo H4/5 por su contenido de hierro (Connolly, 2008; Tancredi *et al.*, 2008).



**Figura 1.2.** Fotografía de un fragmento del meteorito de Carancas. (Núñez del Prado *et al.*, 2008c)

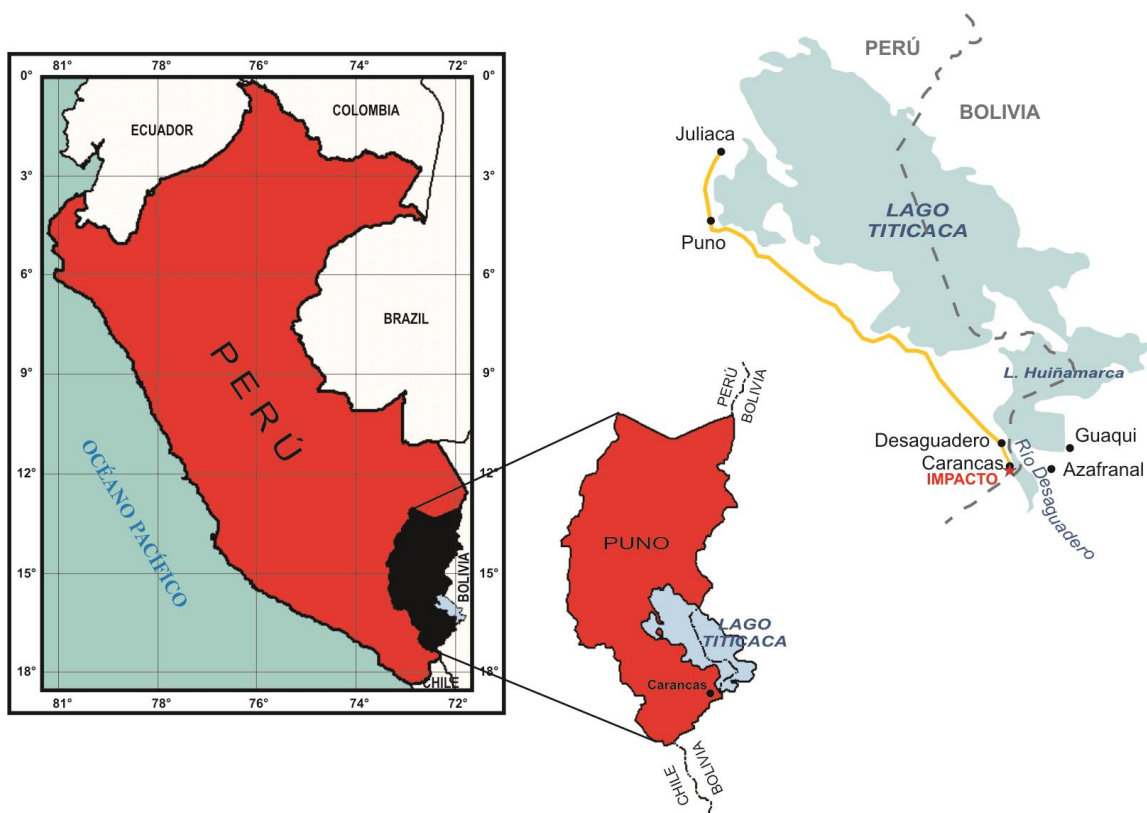
La característica más destacada del meteorito de Carancas no es su composición (el 85% de los meteoritos recolectados en la Tierra son condritas), sino el hecho de que sobrevivió a la entrada atmosférica sin fragmentación considerable (los testigos reportaron la caída de sólo un objeto); la mayoría de los meteoritos se fragmentan antes de impactar la superficie terrestre, dividiéndose en pequeños trozos de roca que se depositan causando mínimos daños y mucho menos, generando cráteres de impacto (French, 1998; Antier *et al.*, 2008). El meteorito impactó con la energía cinética suficiente y la velocidad cósmica necesaria (mayor a 11 km/s), para excavar un cráter de estas dimensiones (Figura 1.3) a partir del impacto de una condrita (Antier *et al.*, 2008).



**Figura 1.3.** Fotografía del cráter de Carancas y sedimentos fluviales del Río Callacane.

### 1.1.1. LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El cráter de impacto meteorítico se localiza en la comunidad de Carancas, distrito de Desaguadero, provincia de Chucuito, ubicada en la región de Puno, al Sur de la República de Perú, en el límite con Bolivia (Figura 1.4). La estructura de impacto se ubica en el costado peruano de la laguna Huiñamarca, lago menor del Lago Titicaca en el borde del río intermitente Callacane. El centro del cráter se localiza en las coordenadas  $16^{\circ}39'52.16''$  S y  $69^{\circ}02'38.86''$  W, a una altitud de 3812 msnm. Para arribar al área de estudio desde la ciudad de Puno, se recorren 135 km de la carretera Juliaca–Puno–Desaguadero, hasta llegar a la comunidad de Desaguadero, donde entronca con una carretera de terracería paralela al borde del río Desaguadero a 11.7 km de la comunidad de Carancas.



**Figura 1.4.** Mapas de localización del cráter de impacto meteorítico de Carancas.



### 1.1.2. HIDROGRAFÍA

En el Perú existen tres importantes vertientes hidrográficas: la del Pacífico, la del Atlántico y la del Lago Titicaca. La vertiente del Lago Titicaca es compartida por Perú y Bolivia, tiene una superficie de 48,775 km<sup>2</sup> y cubre el 3.8% del territorio peruano; está formada por doce ríos principales de drenaje radial, los cuales se originan en la cordillera de los Andes, excepto el río Desaguadero, el cual es alimentado principalmente por el Lago Titicaca y drena hacia territorio boliviano hasta desembocar en el lago Poopó. Los ríos más importantes que desembocan en el Lago Titicaca son el río Huacané, Ramis, Coata, Ilave, Suches y Zapatilla, los cuales son de recorrido corto y flujo turbulento en su nacimiento, debido a la pendiente, aunque en la zona aledaña al Lago Titicaca tienen una pendiente casi plana. Son de régimen irregular, bajos caudales en el periodo de abril a noviembre y con crecidas importantes en el periodo de lluvias entre diciembre y marzo.

El río Desaguadero es muy peculiar debido a que en su nacimiento, puede tener un caudal nulo o negativo, lo que significa una inversión del curso superior. En casos de extrema disminución de las aguas del Lago Titicaca, dado que la pendiente en este primer tramo es completamente horizontal, el curso se invierte y el río Desaguadero alimenta el lago en vez de ser alimentado por él. El río intermitente Callacane es afluente del río Desaguadero (SENAMHI, 2007).

### 1.1.3. CLIMA

Según la clasificación de Köppen el clima de la zona de estudio es de tipo *ETH* (clima frío de tundra); es lluvioso durante el verano y seco en otoño, invierno y primavera. Se le conoce como clima de Puna y, por lo general, se encuentra en zonas con altitudes entre 4000 y 4800 msnm; cubre alrededor del 9% del territorio peruano. La precipitación media anual es de 500–750 mm y la temperatura media anual es de 7–9 °C. El evento de impacto meteorítico ocurrió cerca del comienzo de la primavera por lo que la llegada del verano, y por consiguiente, el inminente aumento del nivel del Río Callacane, obligó a realizar diversos estudios urgentemente antes de que la estructura resultara severamente dañada o incluso destruida (Núñez del Prado *et al.*, 2008a).

#### 1.1.4. GEOLOGÍA REGIONAL

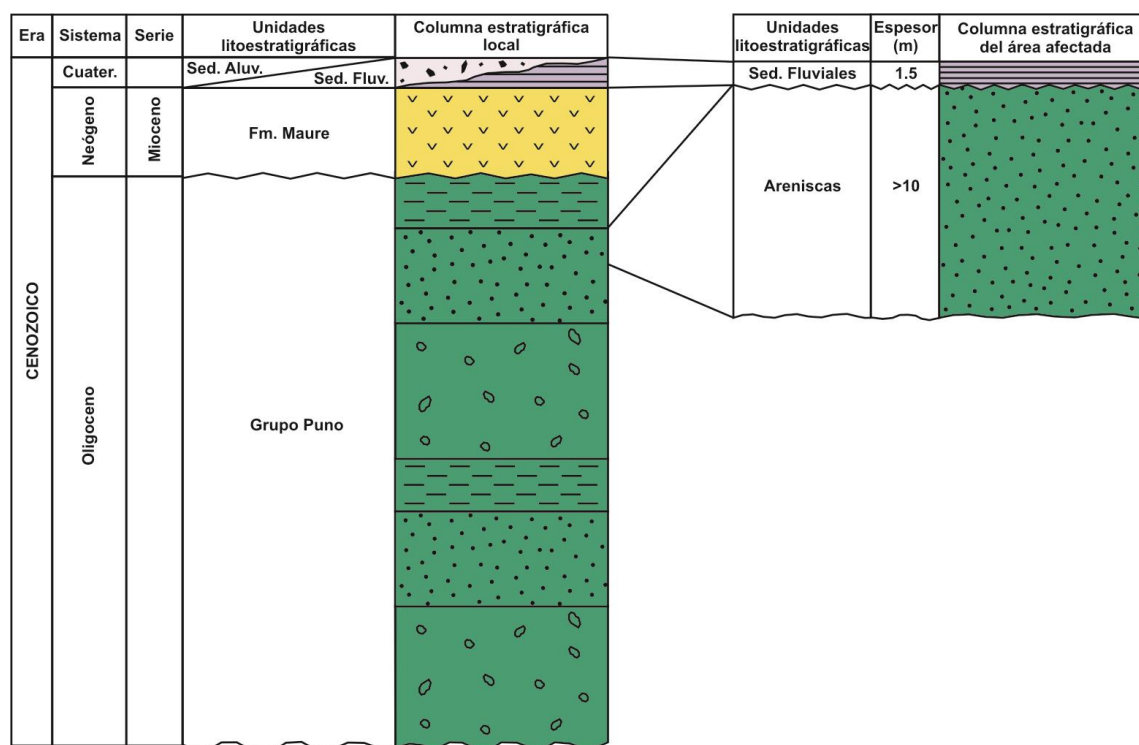
La geología de Perú es producto de varios ciclos orogénicos y de la subducción Andina, la cual se originó a partir del Jurásico y que da lugar a la colisión de la placa tectónica Sudamericana con la placa tectónica de Nazca. La Cordillera de los Andes tiene como basamento rocas metamórficas del Proterozoico, sobre las que se acumularon secuencias sedimentarias que fueron deformadas por la Tectónica Hercínica Paleozoica, a la cual estuvieron asociadas intrusiones plutónicas y vulcanismo durante el Paleozoico Superior (Jaillard *et al.*, 1992).

El ciclo andino se inicia en el Mesozoico, definiendo sus estructuras y alcanzando su máximo desarrollo en el Terciario y continuando su actividad hasta el presente. Durante la evolución de los Andes han ocurrido procesos de sedimentación marina y continental, además de fases de deformación acompañadas de actividad volcánica. La geología regional ha sido determinada por movimientos tectónicos a lo largo de ciclos orogénicos. Particularmente la región del altiplano al sur de Perú, ha sufrido una evolución estructural que llega hasta tiempos muy recientes, con fenómenos de levantamiento y vulcanismo aún activos.

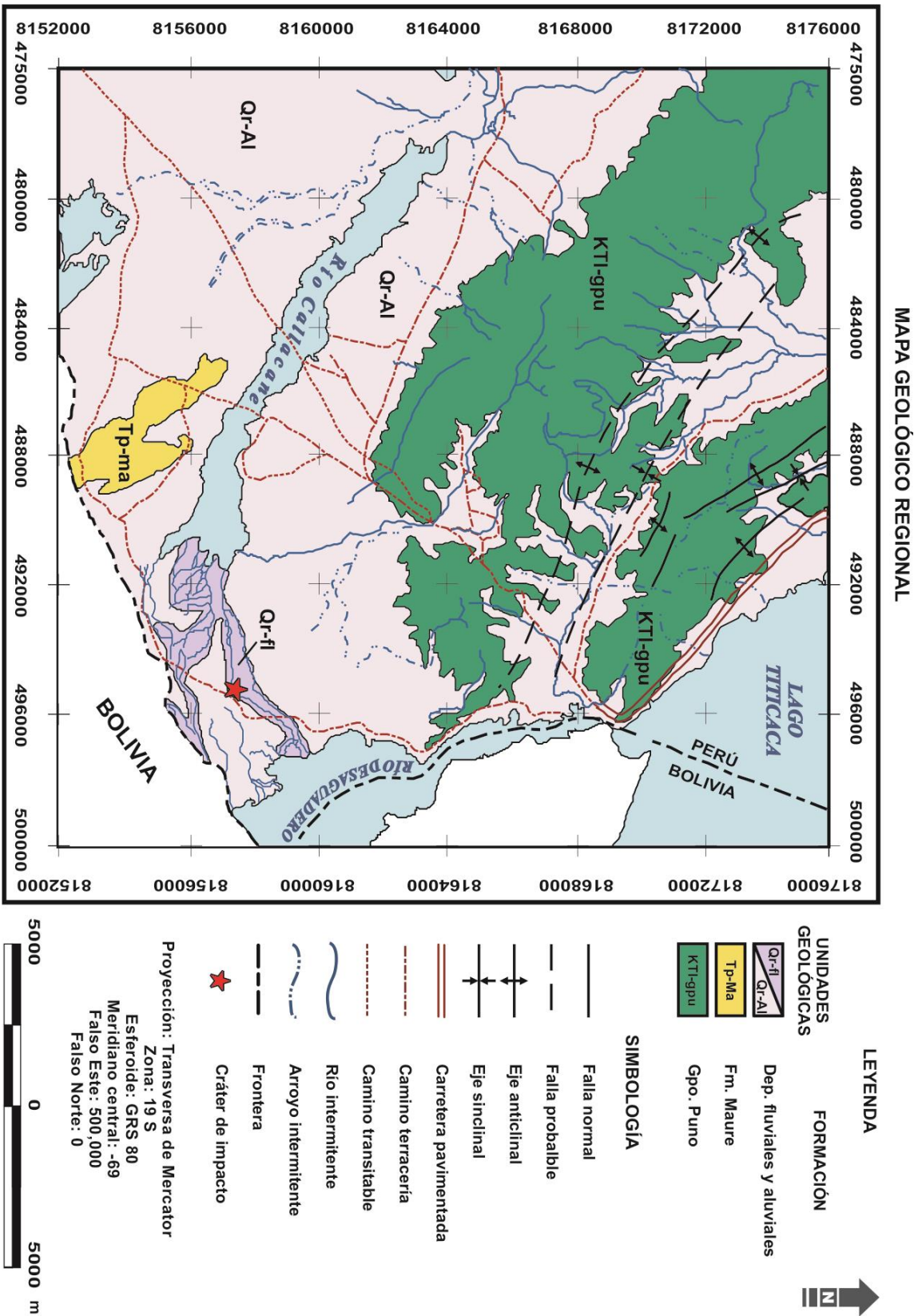
El Grupo Puno, datado en la parte inferior con edad Oligocénica Inferior consiste en conglomerados polimícticos, areniscas y lutitas rojas (Figura 1.5). Dichos sedimentos son interpretados como depósitos de ante-país de la deformación del Paleoceno Superior o Eoceno basal y su potencia puede alcanzar varios miles de metros: 7,000 m según Newell (1949) y 5,500 m según Klinck *et al.* (1986). El Grupo Puno aflora en el altiplano peruano con una orientación NW-SE a lo largo del margen occidental del Lago Titicaca, y en la cordillera occidental aflora en el eje del sinclinal Mañazo.

Al final del Mioceno se depositaron acumulaciones ignimbríticas al Sur de Perú debido a vulcanismo de fisura que correspondía al comienzo de un período de distensión post-plegamiento, originado posteriormente al levantamiento de los Andes. Después de una corta interrupción en el Plioceno, durante la cual hay una fase de compresión, comenzó una nueva fase de distensión dando lugar a emisiones piroclásticas cuyos productos constituyen la Formación Maure (Laharie, 1975) del Mioceno Superior (Figura 1.5) (Ellison *et al.*, 1989).

Durante el Cuaternario, la evolución del altiplano ha estado ligada fundamentalmente a los cambios climáticos. La alternancia de períodos glaciares, ha determinado el desarrollo de lagos y la depositación de grandes extensiones de sedimentos aluviales y morrenas glaciares, además de sedimentos fluviales (Figura 1.6) que evidencian diferentes aumentos del nivel del río Callacane.



**Figura 1.5.** Columna estratigráfica local y del área afectada por el impacto.



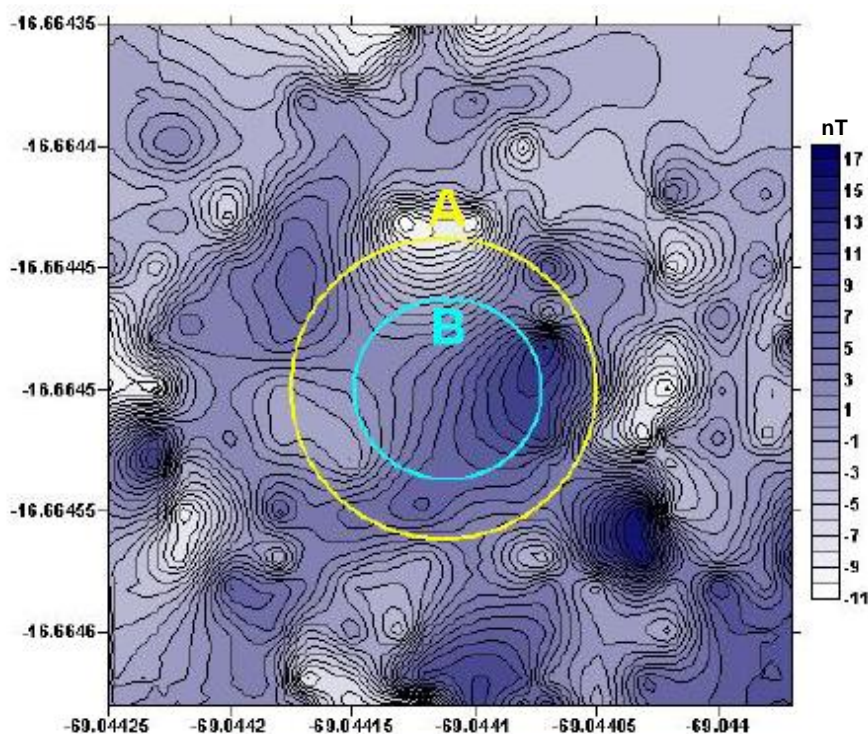
**Figura 1.6.** Mapa geológico regional (Modificado de INGEMMET, 1975; Carta Pizacoma (34-y) Esc. 1:100,000



## 1.2. ANTECEDENTES

### 1.2.1. ESTUDIO GEOMAGNÉTICO DEL METEORITO Y DEL CRÁTER

Rosales *et al.* (2008) realizó un estudio magnético con el fin de determinar las propiedades magnéticas de un fragmento del meteorito de Carancas, el cual tiene una masa de 28.27 g, un diámetro medio de 2.46 cm y una densidad de 3.629 g/cm<sup>3</sup>. Se determinó que el fragmento de meteorito contenía una magnetización remanente por unidad de volumen de  $I_r = 0.2054$  Gauss. Así mismo, se realizó un estudio geomagnético del cráter (Figura 1.7), con el fin de determinar la presencia de un fragmento de tamaño considerable del meteorito dentro de la estructura. Se utilizaron dos magnetómetros y se observaron algunas anomalías magnéticas de la componente vertical alrededor del cráter, las más destacables son las anomalías con amplitudes entre los -11 y 17 nT. Dentro del cráter no se encontraron anomalías importantes.



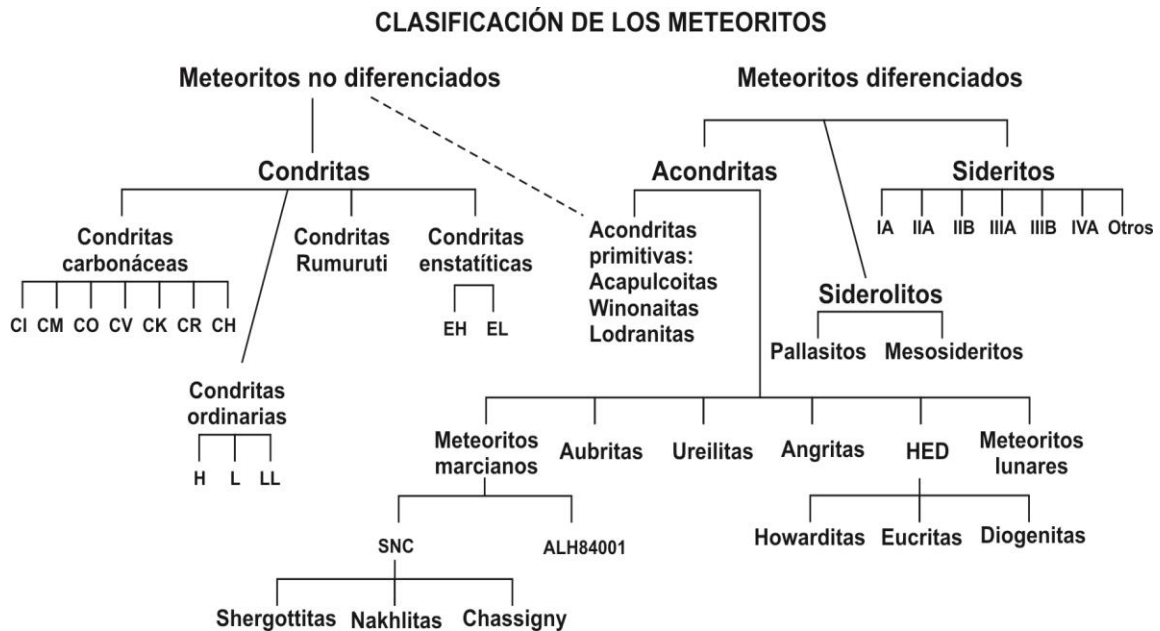
**Figura 1.7.** Mapa de anomalías magnéticas del cráter. El círculo A representa el anillo de la estructura y el círculo B representa la charca. (Rosales *et al.*, 2008)

### 1.2.2. CLASIFICACIÓN DEL METEORITO DE CARANCAS

Velarde *et al.* (2008) obtuvo una muestra de 5 cm del meteorito de Carancas recolectada por personal del INGEMMET, de la cual realizó la descripción petrográfica de una sección delgada y de una sección pulida. Macroscópicamente, se observa una coloración gris, de textura granular y apariencia deleznable en la que se identifican claramente cóndrulos, así como también algunos cristales de silicatos y hierro nativo diseminado (Velarde *et al.*, 2008). Los cóndrulos son esférulas que existían de forma independiente antes de su incorporación a los meteoritos, según se deduce por su forma esférica (la que adopta una gota de material fluido en condiciones de ingravidez); su tamaño es generalmente inferior a 1 mm.

Una clasificación de meteoritos antigua, pero todavía muy utilizada, es la que los presenta en tres grandes grupos, de acuerdo con su abundancia modal en metal: los férreos o sideritos, los petroférreos o siderolitos y los pétreos o lititos o aerolitos (Muñoz-Espadas, 2003). Los meteoritos férreos están compuestos principalmente de Fe con concentraciones menores de Ni que varían desde un 5.3% hasta 26%. Los siderolitos son meteoritos relativamente raros que contienen proporciones en peso aproximadamente iguales entre la fase metálica y los silicatos básicos (olivino y piroxeno) (Santa Cruz, 1992). Los aerolitos están constituidos principalmente de silicatos, generalmente olivino, piroxeno y plagioclasa (Rubinovich, 1992).

Esta clasificación no contiene ninguna información sobre su proceso de formación y, por ello, ha sido propuesta una clasificación alternativa con dos divisiones principales (Bischoff, 2001a): meteoritos “diferenciados” y “no diferenciados” (Figura 1.7). Los meteoritos no diferenciados son aquellos que conservan una proporción relativa de elementos no volátiles muy similares a la de la atmósfera solar y a la de estrellas similares al Sol, lo que llevó a considerar su semejanza con el material primitivo indiferenciado, a partir del cual se formó el sistema solar hace unos 4.5 millones de años (Muñoz-Espadas, 2003).

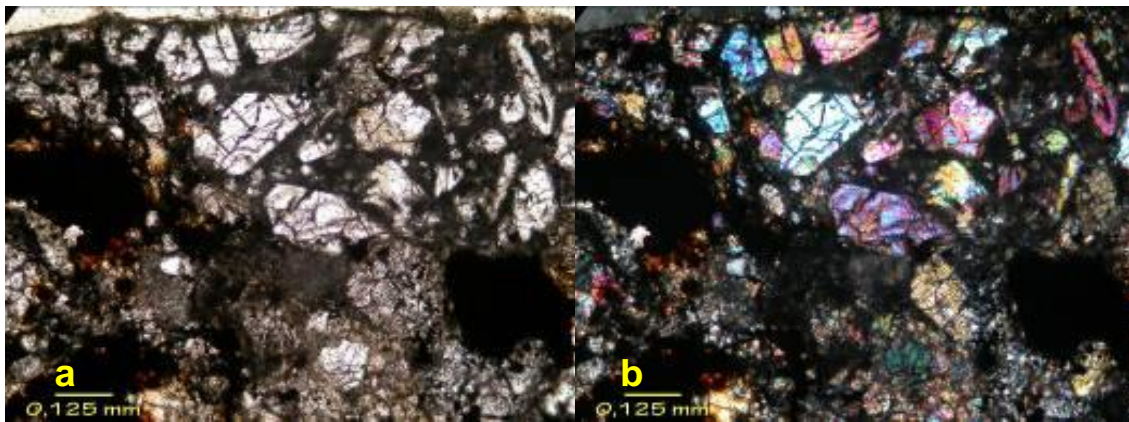


**Figura 1.7.** Clasificación de meteoritos. (Bischoff, 2001a, b)

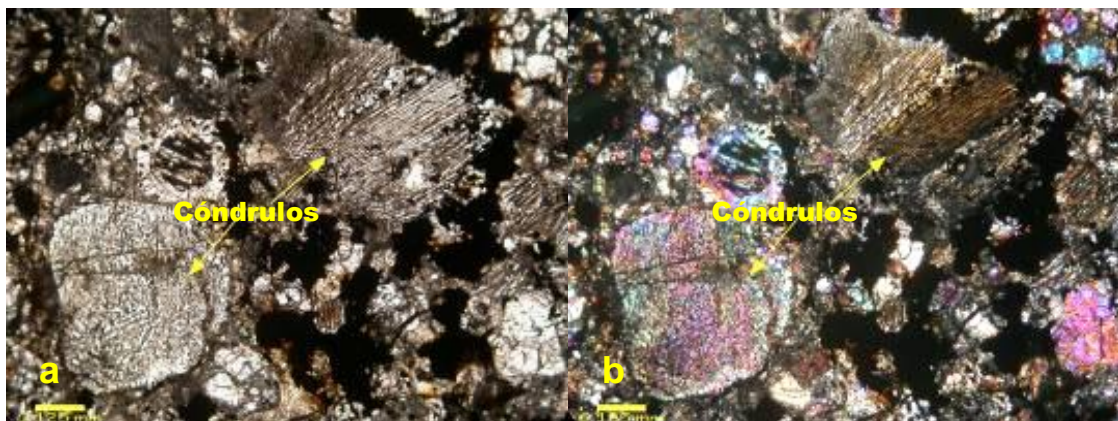
Las condritas pertenecen al grupo de meteoritos no diferenciados y se caracterizan por la presencia de cóndrulos. Las condritas se dividen en cuatro tipos (Muñoz-Espadas, 2003): condritas enstáticas (E), condritas carbonáceas (C), condritas ordinarias (O) y condritas Rumuruti (R). Estas últimas son una clase definida recientemente al encontrarse cinco meteoritos de las mismas características, mínimo necesario para nombrar una nueva clase (McSween, 1999; Bischoff, 2001a, b).

La clasificación de los tres primeros tipos (enstáticas, carbonáceas y ordinarias), se basa en el empleo de las relaciones de ciertos elementos refractarios y el silicio. Las relaciones más bajas corresponden a las condritas enstáticas, y las más altas a las condritas carbonáceas, situándose las condritas ordinarias entre ellas (Muñoz-Espadas, 2003). Las condritas ordinarias (O) se dividen en tres clases: (1) H (rico en hierro oxidado), (2) L (pobre en hierro oxidado) y (3) LL (pobre en hierro oxidado y metal). El hierro oxidado a menudo se mide como la relación  $Fe/(Fe+Mg)$  en el olivino (Keil *et al.*, 1964).

En la sección delgada se observaron un 40% de olivinos, 30% de piroxenos, 10% de cóndrulos y 20% de minerales opacos, en forma de aglomerados brechoides con matriz afanítica (Figura 1.8). Los cristales de olivino tienen forma euhedral a subhedral y tienen un tamaño promedio de 0.3 mm en los que se muestran microfracturas; los piroxenos tienen formas subhedrales a euhedrales y se presentan de forma alargada con tamaños de hasta 0.25 mm (Velarde *et al.*, 2008). Los cóndrulos se observan en formas radiales con bordes poco definidos (Figura 1.9). En base al porcentaje de minerales ferromagnesianos, se determinó que el meteorito de Carancas es una contrita ordinaria del tipo “H” (Anders, 1964).



**Figura 1.8.** Fotomicrografía de lámina delgada del meteorito de Carancas. (a) Nícoles paralelos; (b) Nícoles cruzados (Velarde *et al.*, 2008).



**Figura 1.9.** Fotomicrografía de lámina delgada en donde se observan cóndrulos. (a) Nícoles paralelos; (b) Nícoles cruzados (Velarde *et al.*, 2008).



Las condritas se clasifican en grupos petrológicos, numerados del 1 al 6 (Van Schmus *et al.*, 1967), de acuerdo a su alteración acuosa (grupos petrológicos 1 y 2) y al grado de metamorfismo térmico posterior a su formación (grupos petrológicos 4, 5, 6). Las condritas del grupo petrológico 3, son condritas desequilibradas con bajo metamorfismo. Conforme aumenta el grado de metamorfismo, las texturas y contornos de los cóndrulos se vuelven progresivamente menos nítidos, mientras que la matriz recristaliza y aumenta el tamaño de grano (Muñoz-Espadas, 2003).

En la sección pulida (Figura 1.10) se determinó un 15% de kamacita, 4% de troilita, y en menor cantidad cromita y trazas de cobre nativo en los espacios intersticiales de la muestra. La kamacita se presenta mostrando una disposición tardía cortando a la roca; la troilita se observa en contacto con la kamacita, algunas veces cortándola. La composición homogénea de la troilita, la matriz cristalina y los bordes pobremente definidos de los cóndrulos sugieren que el meteorito pertenecen al subtipo 5 (Van Schmus *et al.*, 1967); por consiguiente, la roca se caracterizó como una *Condrita H5* (Velarde *et al.*, 2008) o *H4/5* (Conolly, 2008; Tancredi *et al.*, 2008).



**Figura 1.10.** Muestra pulida del meteorito de Carancas. (Velarde *et al.*, 2008)

### 1.2.3. ANÁLISIS DE INFRASONIDOS Y ONDAS SÍSMICAS DEL EVENTO DE IMPACTO

El ingreso de meteoritos a la atmósfera terrestre puede generar ondas infrasónicas, a menudo registradas a grandes distancias. En la mayoría de los casos, los meteoritos se subliman cuando penetran la atmósfera terrestre entre una altitud de 60 y 100 km (Antier *et al.*, 2008), sin embargo, objetos de mayor tamaño, como el meteorito de Tunguska, pueden penetrar más profundamente en la atmósfera y generar ondas gravitacionales de baja frecuencia, las cuales excitan las ondas acústicas del dominio de los infrasonidos (ReVelle *et al.*, 1998). Dichas ondas son refractadas y canalizadas a lo largo de grandes distancias por el gradiente térmico y el aire de la atmósfera (Kulichkov, 1992).

Mediante el análisis de las grabaciones de los infrasonidos, es posible estimar la trayectoria, energía cinética y otras características físicas del meteorito (Brown *et al.*, 2002a; Le Pichon *et al.*, 2002a; Re Velle *et al.*, 2004). El evento del impacto meteorítico de Carancas, produjo señales acústicas detectadas por dos estaciones sísmicas: IS08BO ubicada en el altiplano boliviano e IS41PY en Paraguay, a una distancia de 81 km y 1617 km respectivamente. En la estación sísmica boliviana ubicada en La Paz (LPAZ), se registraron firmas sísmicas asociadas al impacto. Antier *et al.* (2008), realizó un estudio con dichos datos en el que se reconstruyó la trayectoria del meteorito y se evaluaron algunas de sus características dinámicas. Algunas de las señales fueron atribuidas a la fragmentación del bólido, mientras que otras están asociadas con el impacto.

En el estudio realizado por Antier *et al.* (2008), se determinó el tiempo de llegada de las ondas sísmicas, la locación y la hora del evento con suma precisión. Siguiendo la localización del impacto, se determinó mediante simulaciones numéricas de propagación de ondas infrasónicas, la elevación, el ángulo de ingreso a la atmósfera (50°) y la dirección de impacto del meteorito (azimut de 110°). La energía de explosión fue evaluada como equivalente a 4.8 ton TNT, basándose en el diámetro del cráter para un meteorito de 1–2 m de diámetro justo antes del impacto, con una velocidad de impacto entre 0.8 y 3 km/s. Se sugiere una velocidad de ingreso baja,

---

aproximadamente 12 km/s, lo que podría explicar porqué el meteorito sobrevivió a la entrada atmosférica sin fragmentación considerable antes de impactar la Tierra (Antier *et al.*, 2008).

Otro estudio, realizado por Brown *et al.* (2008), arrojó resultados similares pero utilizando menos estaciones sísmicas para sus grupo de datos. En dicho trabajo, se realizó un modelo utilizando grabaciones de infrasonidos de las cinco estaciones sísmicas más cercanas al punto de impacto, pertenecientes al *Sistema Internacional de Monitoreo*, en las que se examinaron señales de infrasonido asociadas a explosiones en el momento de la formación del cráter. De estas estaciones, únicamente la IS08BO y la IS41PY, mostraban señales claramente relacionadas con el evento.

Se obtuvieron datos sísmicos de la estación LPAZ, ubicada a una distancia de 106 km del punto de impacto, en la que se detectaron ondas Rayleigh. También se obtuvieron datos sísmicos de la estación UBINS, al sureste de Perú, en la que se detectaron señales infrasónicas, asociadas al choque balístico de la bola de fuego, diferentes a las ondas infrasónicas generadas por la explosión que formó el cráter o a las superficiales producidas por el impacto en sí.

En ambas estaciones se sugiere, basándose en el tiempo de llegada de las ondas sísmicas, que estos datos están asociados al instante en que el proyectil hizo contacto con la superficie terrestre. En dicho estudio se concluyó que la probable trayectoria del meteorito fue con un azimut de impacto de 82° y un ángulo de ingreso a la atmósfera de 63°. Para esta trayectoria se sugiere una velocidad menor a 17 km/s. Se utilizó una función dada por Gault (1974), en la que relaciona el diámetro de la estructura con la densidad del material afectado y del meteorito:

$$D = 2.5 \times 10^{-2} \rho_m^{1/6} \rho_t^{1/2} W^{0.29} (\sin \theta)^{1/3}$$

donde:

$D$  = Diámetro del cráter (m).

$\rho_t$  = Densidad de masa del proyectil ( $\text{g/cm}^3$ ).

$\rho_m$  = Densidad de masa del material afectado ( $\text{g/cm}^3$ ).

$W$  = Energía cinética (J).

$\theta$  = Ángulo de impacto con respecto a la horizontal (grados).

Para esta trayectoria se sugiere una masa inicial del proyectil de 3–9 ton, una densidad del material afectado para un suelo pobremente consolidado y una energía inicial equivalente a 0.06-0.32 kT TNT (1 kT TNT =  $4.185 \times 10^{12}$  J). La velocidad de impacto se estimó en el intervalo de 1.5–4 km/s, con una energía de impacto de 2-3 ton TNT (la fórmula anterior estimó 1.5 ton TNT, válido para el modelo de trayectoria propuesto por los autores) y la masa del meteorito en el orden de una tonelada métrica. A partir de este modelo se sugiere que mucha de la masa del proyectil fue distribuida fuera del cráter y una pequeña porción se depositó en el interior en pequeños fragmentos disgregados (Brown *et al.*, 2008).



## **CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO**

### **2.1. FORMACIÓN DE CRÁTERES DE IMPACTO METEORÍTICO**

Los procesos relacionados con impactos meteoríticos, involucran una extrema velocidad, energía, presión y temperatura, las cuales normalmente no se generan por otros procesos geológicos como el volcánico. La mayor parte de la energía del impacto es en forma de energía cinética, la cual es transferida a la superficie terrestre a través de ondas de choque que se propagan produciendo compresión, excavación y modificación de los materiales del subsuelo (Melosh, 1989); esta transferencia de energía es la que produce el cráter.

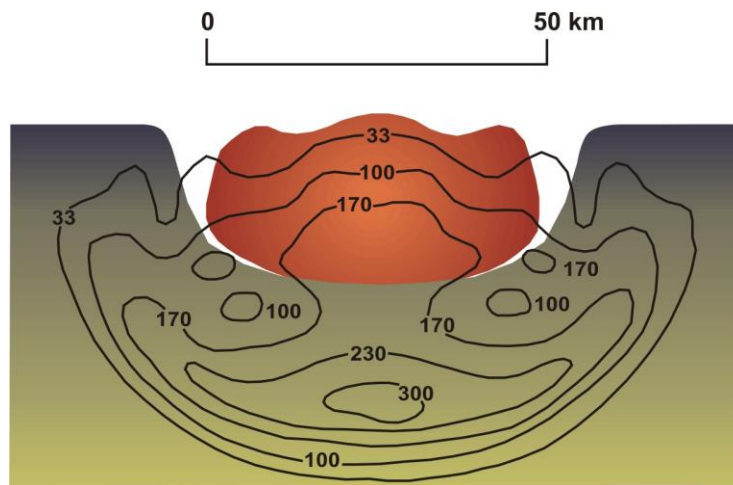
Un cráter de impacto meteorítico terrestre se forma cuando un proyectil cósmico, lo suficientemente grande como para penetrar la atmósfera de la Tierra, con poca o nula desaceleración, es decir, la suficiente velocidad cósmica (mayor a 11km/s), impacta la superficie del terreno (French, 1998). Un cráter antiguo, desde el punto de vista geológico, es difícil de identificar debido a la erosión, a eventos tectónicos y a la depositación de sedimento dentro de la estructura, además de otros procesos gravitacionales dentro del cráter, como el colapso del material y la formación de anillos (debido al fallamiento). La formación de un cráter de impacto es un proceso continuo y complejo el cual se divide en tres etapas: (1) contacto y compresión, (2) excavación y (3) modificación (Gault *et al.*, 1968; Melosh, 1989).

#### **2.1.1. ETAPAS DE FORMACIÓN DE CRÁTERES**

##### **2.1.1.1. Etapa de contacto y compresión**

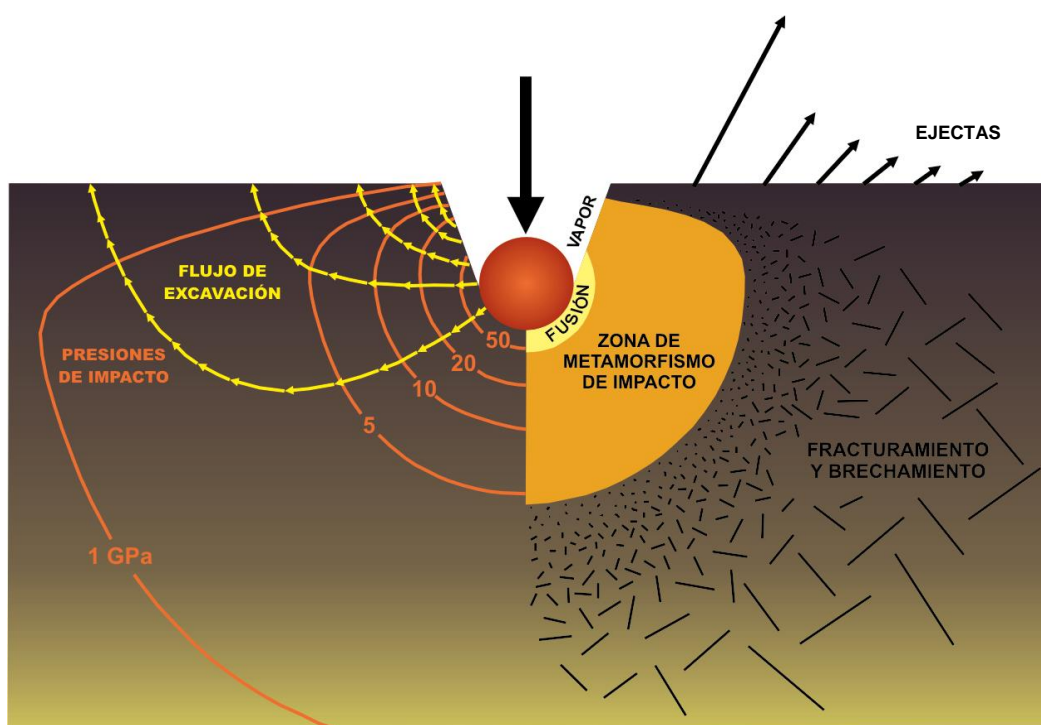
Esta etapa comienza en el instante en que el proyectil hace contacto con la superficie del terreno; si el material impactado es roca sólida, el proyectil es detenido súbitamente en una fracción de segundo y penetra no más de 1–2 veces su propio diámetro antes de que la energía cinética sea transferida por medio de ondas de choque a la roca afectada (Kieffer *et al.*, 1980; O'Keefe *et al.*, 1993; Melosh, 1989a). Una vez que las ondas de choque son propagadas en el subsuelo, éstas pierden energía rápidamente

conforme se alejan del punto de impacto. Una onda de choque complementaria es reflejada hacia el proyectil (Melosh, 1989a; O’Keefe *et al.*, 1993) y es transmitida como ondas elásticas permitiendo la fusión y/o vaporización del meteorito como resultado de la alta presión y temperatura asociada. En condiciones calculadas inmediatamente después del impacto de un proyectil originalmente esférico, sobre una superficie uniforme, el proyectil penetra aproximadamente la mitad de su diámetro dentro de la roca afectada (Figura 2.1). Las ondas de choque (presión en GPa) son propagadas de forma radial desde el punto de impacto; el proyectil sufre una intensa compresión debido a las ondas de choque reflejadas (French, 1998).



**Figura 2.1.** Esquema del inicio de la etapa de contacto y compresión (Modificado de French, 1998).

El punto de impacto es rodeado por una serie de *zonas de choque*, concéntricas y hemisféricas las cuales son distinguidas por un cierto rango de presión (Figura 2.2); se caracterizan por generar diferentes efectos de metamorfismo de impacto en la roca afectada. Se distinguen tres zonas distintivas de acuerdo a los efectos de las ondas de choque: (1) zona de fusión, en donde la presión es mayor a 50 GPa; (2) zona de metamorfismo de impacto, en la que actúan presiones de 5-50 GPa; (3) zona de fracturamiento y brechamiento, donde la presión ha disminuido considerablemente (1-5 GPa). Los ejectas y el flujo de excavación de la Figura 2.2 corresponden a la segunda etapa de formación de cráteres de impacto (etapa de excavación).



**Figura 2.2.** Esquema del final de la etapa de contacto y compresión (Modificado de French, 1998).

Cuando las presiones en el punto de impacto son mayores a 100 GPa, presión estimada para velocidades típicas de impacto de un proyectil, las ondas de choque producen fusión o vaporización total o parcial del meteorito y de gran parte de la roca afectada. A varios kilómetros del punto de impacto pueden existir presiones de 10–50 GPa, ocasionando metamorfismo de impacto en gran volumen de roca que no ha sido fundida (French, 1998).

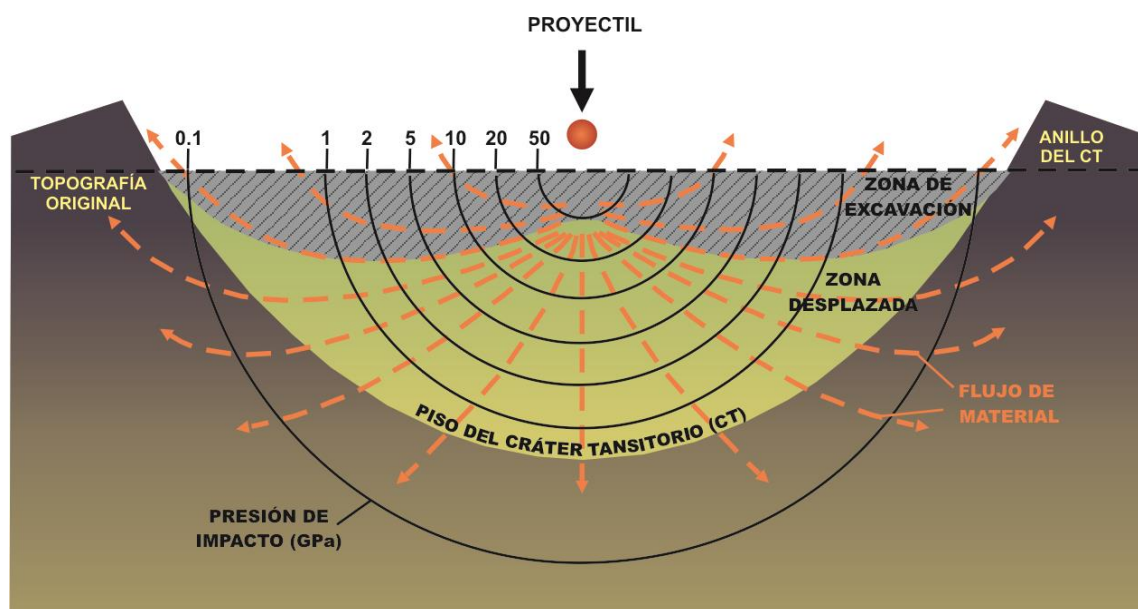
A distancias muy alejadas del punto de impacto, la presión cae eventualmente, alrededor de 1–2 GPa (Kieffer *et al.*, 1980); en este punto, las ondas de choque se convierten en ondas sísmicas y disminuyen su velocidad (5–8 km/s). Las ondas sísmicas se transmiten a gran parte de la superficie terrestre, similarmente a las ondas generadas por sismos o por erupciones volcánicas. Debido a la baja presión de las ondas sísmicas, éstas no producen deformación permanente en los materiales de su trayecto; sin embargo, se genera fracturamiento, brechamiento y fallamiento. Estos efectos son muy difíciles de distinguir de aquellos que generan los procesos geológicos comunes (French, 1998).

Para la mayoría de eventos de impacto, esta etapa dura menos de un segundo: 2 s para meteoritos de 50 km viajando a una velocidad de 25 km/s, y menos de 0.01 s para un proyectil de 100 m, viajando a la misma velocidad (French, 1998). La duración de la etapa de contacto y compresión es determinada por el comportamiento de las ondas de choque que son reflejadas al proyectil (Melosh, 1989a); el tiempo requerido para que éstas viajen desde la interfase entre el proyectil y la superficie terrestre, hasta el borde superior del meteorito, es aproximadamente el tiempo en que el proyectil viaja una distancia de una vez su propio diámetro a su velocidad cósmica original (French, 1998).

Cuando las ondas de choque reflejadas alcanzan el borde superior del proyectil, son reflejadas nuevamente como ondas tensionales, las cuales, a su paso por el meteorito de vuelta a la superficie, lo liberan de las presiones que ha experimentado. Las ondas tensionales son transmitidas también hacia la superficie terrestre, descomprimiendo las rocas adyacentes que han sido afectadas por las ondas de choque. Es en este punto donde finaliza la etapa de contacto y compresión (French, 1998).

#### 2.1.1.2. Etapa de excavación

Al comienzo de la etapa de excavación las ondas de choque reflejadas, han llegado al terreno viajando a través del meteorito; la tensión de éstas, excede la fuerza mecánica de la roca generando fracturamiento en las rocas del subsuelo (French, 1998). Este proceso de reflexión convierte parte de la onda de choque inicial en energía cinética y la roca involucrada en dicho proceso es expulsada a altas velocidades, principalmente en forma de fragmentos individuales. Este proceso conduce a la roca fuera del punto de impacto, generando un flujo de excavación simétrico alrededor del centro de la estructura en formación. Estos movimientos generan rápidamente una depresión en forma cóncava denominada *cráter transitorio* (Melosh, 1989a), el cual es dividido en dos zonas: *zona de excavación* o *zona superior* y *zona desplazada* o *zona inferior* (Figura 2.3).



**Figura 2.3.** Esquema teórico del desarrollo de un cráter transitorio inmediatamente después de la etapa de contacto y compresión. (Modificado de French, 1998)

En la zona de excavación, los fragmentos de roca viajan fuera del punto de impacto a altas velocidades, suficientes como para excavar gran parte del material rocoso y expulsarlo más allá de los anillos del cráter final (Dence *et al.*, 1977). Dentro de la zona de excavación, el material es fracturado, excavado y eyectado. Aún a distancias significativas, las ondas transmitidas son lo suficientemente intensas como para eyectar material del terreno, por esta razón el diámetro del cráter final es generalmente mayor: 20–30 veces el diámetro del proyectil (French, 1998).

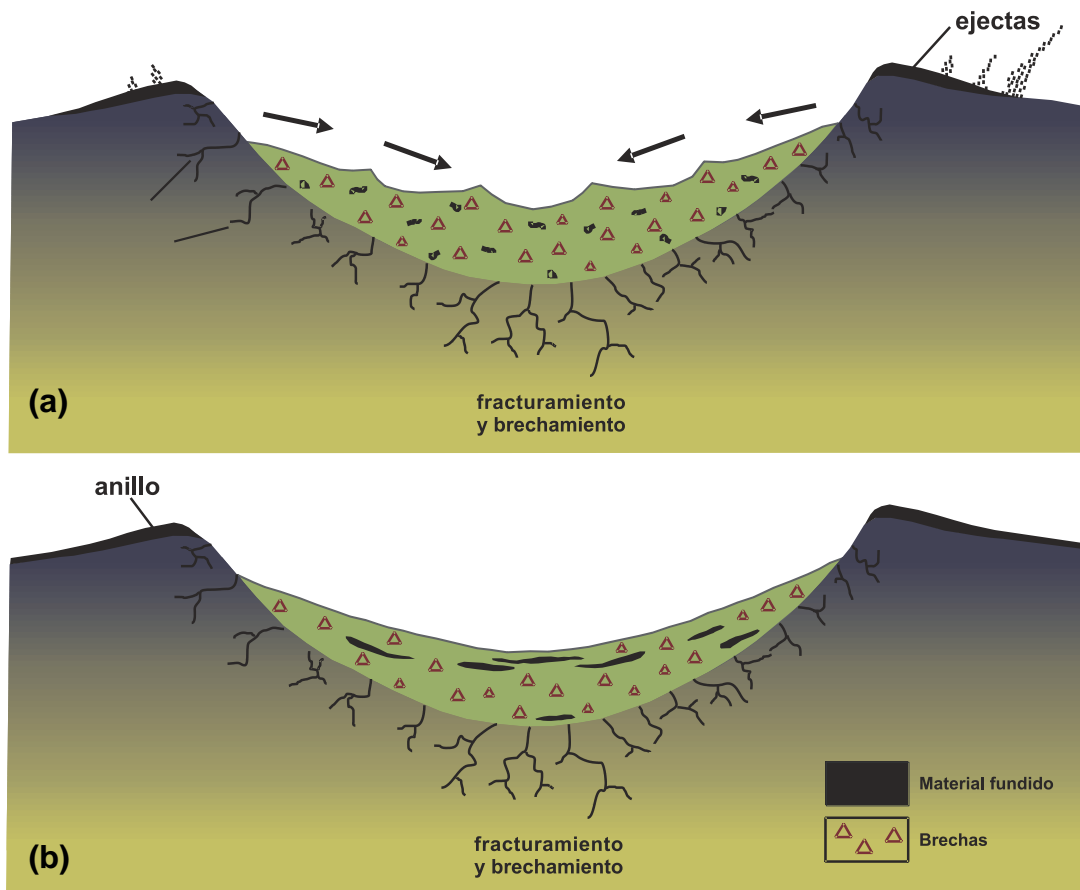
Dentro de la zona desplazada, la roca afectada es conducida hacia abajo y hacia los lados del punto de impacto, sin embargo, no alcanza la superficie del cráter y las rocas no son expulsadas fuera de él. A estos niveles más profundos, las fuerzas tensionales son menores, como resultado, el fracturamiento es menos pronunciado y las velocidades del flujo de excavación son menores. Ambas zonas continúan expandiéndose, acompañadas de levantamiento de rocas cerca de la superficie, las cuales forman el anillo del cráter transitorio (Figura 2.3).

Las ondas reflejadas pierden energía continuamente a su paso por el subsuelo; sin embargo, existe un punto donde ya no pueden excavar o desplazar más fragmentos de roca. Es en ese punto donde cesa el crecimiento del cráter transitorio y alcanza su máxima extensión, finaliza la etapa de excavación, y por tanto, la etapa de modificación comienza inmediatamente. Esta etapa, a pesar de ser más larga que la etapa de contacto y compresión, es aún muy breve con respecto a la duración de los procesos geológicos. Si el flujo de excavación cerca de la superficie tiene un promedio mínimo de 1 km/s, entonces un cráter de 200 km de diámetro puede ser excavado en menos de 2 minutos (French, 1998). Los cálculos realizados por Melosh (1989a), indican que la excavación de un cráter de 1 km puede ocurrir en 6 s, mientras que un cráter de 200 km requiere alrededor de 90 s.

#### 2.1.1.3. Etapa de modificación

Durante esta etapa, la velocidad de las ondas compresivas ha decaído considerablemente y más allá del anillo del cráter, se han transformado en ondas elásticas y ya no influyen más en el desarrollo del mismo; sin embargo, el cráter es inmediatamente modificado por factores como la gravedad y la mecánica de rocas (French, 1998). Al inicio de la etapa de modificación (Figura 2.4a), las paredes del cráter transitorio colapsan dentro de la cavidad, acompañadas de depositación de eyectas próximos, que por balística han sido expulsados en una dirección vertical, por lo que caen nuevamente dentro de la cavidad del cráter transitorio.

Al final de esta etapa se ha desarrollado el *cráter final* (Figura 2.4b), que consiste de una depresión cóncava parcialmente rellena por brechas y material fundido. Durante esta etapa ocurren la mayoría de cambios relacionados con el evento de impacto y tiene una duración unos cuantos segundos para pequeñas estructuras y de menos de un minuto para aquellas de gran extensión (Melosh, 1989b). La etapa de modificación no tiene un final claro y los procesos de modificación como el levantamiento y el colapso de la estructura se combinan gradualmente con los procesos geológicos normales como movimientos de masas, levantamiento isostático, erosión y sedimentación (French, 1998).



**Figura 2.4.** (a) comienzo de la etapa de modificación; (b) cráter simple final. (Modificado de French, 1998)

### 2.1.2. TIPOS DE CRÁTERES

La magnitud a la cual un cráter transitorio es alterado durante la etapa de modificación, depende de su tamaño y de las características de la roca de la superficie terrestre. Los cráteres transitorios pequeños son alterados principalmente por el colapso de sus paredes superiores; la forma del cráter final es muy similar a la del cráter transitorio. En estructuras de mayor tamaño, la modificación involucra mayores cambios estructurales: levantamiento de la parte central del piso y mayor colapso alrededor del anillo. Dependiendo de la magnitud a la cual el cráter transitorio es modificado, se pueden formar dos diferentes tipos de estructuras de impacto: cráteres simples y cráteres complejos (Frech, 1998).

#### 2.1.2.1. Cráteres simples

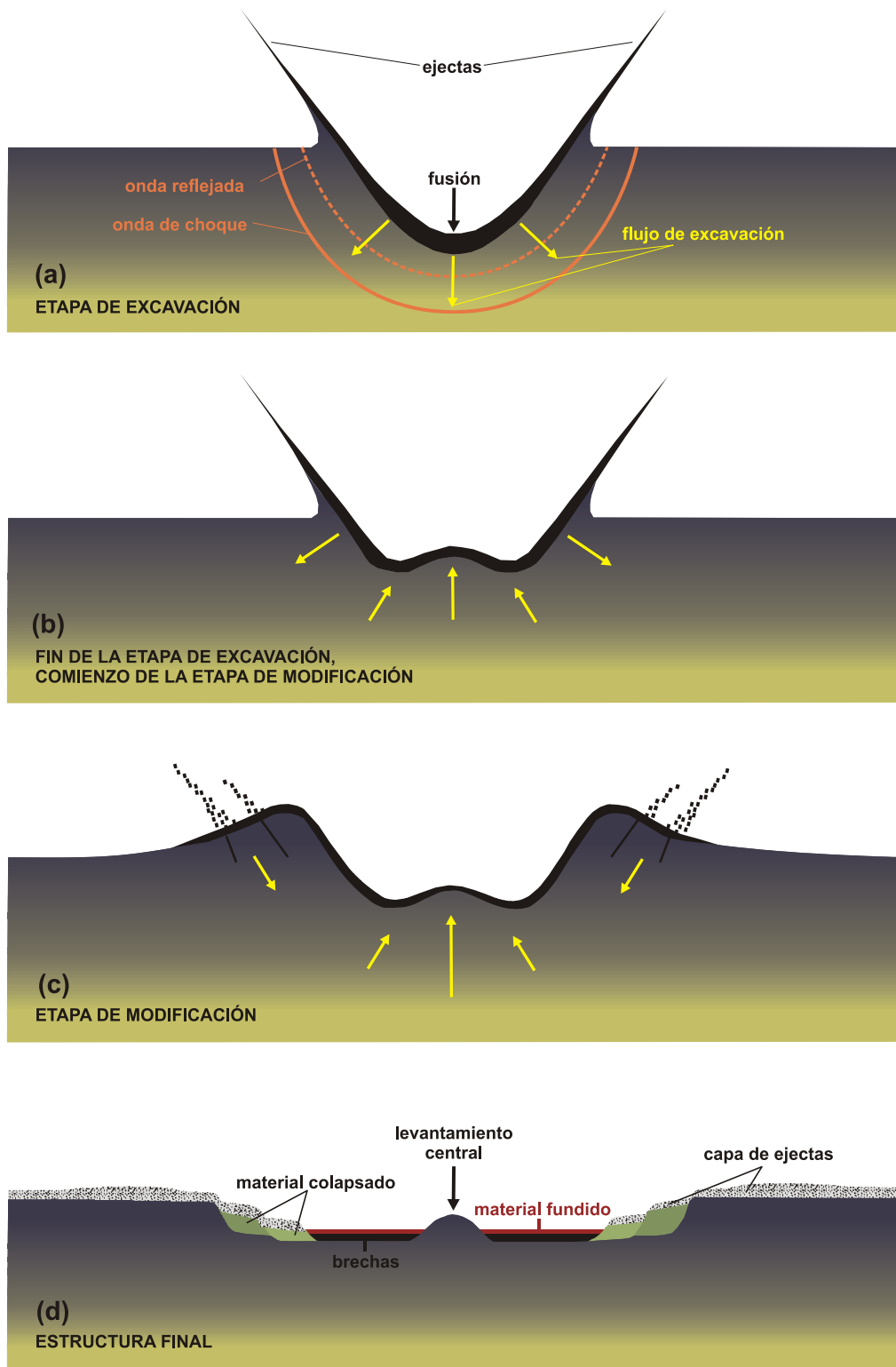
El cráter transitorio es alterado durante la fase de modificación debido al colapso, aunque muy mínimo, de las paredes superiores, y a la depositación de material eyectado dentro de la cavidad del cráter. Como resultado, el diámetro de la estructura puede incrementarse hasta un 20%, mientras que la profundidad original permanece sin mayor afectación (Melosh, 1989a). La unidad del cráter que es rellenada durante este proceso, es una mezcla de fragmentos de roca y lentes de la roca fundida. Según los acontecimientos geológicos posteriores, los lentes de roca pueden ser erosionados o pueden ser cubiertos y preservados por depositación posterior.

#### 2.1.2.2. Cráteres complejos

La forma de cóncava de los cráteres simples, permanece únicamente en estructuras relativamente pequeñas, de tan sólo unos cuantos kilómetros de diámetro; los cráteres complejos tienen una forma más desarrollada caracterizada por un levantamiento en la parte central, además de que el piso del cráter es generalmente más plano y hay intensos colapsos alrededor del anillo (Dence, 1968; Grieve, 1991). En estructuras de impacto terrestres, el diámetro de transición entre cráteres simples y complejos (el diámetro de transición varía dependiendo de la aceleración gravitacional, la cual es diferente en todos los planetas) ocurre en estructuras con un diámetro aproximado de 4 km en rocas graníticas y de 2 km en sedimentos (French, 1998).

Los eventos de impacto que forman cráteres complejos, emiten suficiente energía como para vencer la resistencia de un gran volumen de rocas de la superficie terrestre por debajo del cráter transitorio (French, 1998), como resultado, la fase tardía de la etapa de modificación involucra complejas interacciones entre las ondas de choque, la gravedad, la resistencia y la estructura de las rocas de la superficie, dando como resultado el levantamiento en el centro del cráter de un gran volumen de rocas situadas por debajo de éste (Dence, 1968; Grieve *et al.*, 1981). Al mismo tiempo, las rocas alrededor de la periferia del cráter transitorio se colapsan a lo largo de fallas, las cuales forman uno o más hundimientos concéntricos y unas series de terrazas a lo largo de los márgenes externos de la estructura final (Figura 2.5).





**Figura 2.5.** Esquema del desarrollo de un cráter complejo. (Modificado de French, 1998)

## 2.2. MODELOS DIGITALES DEL TERRENO

Los modelos del terreno, son una representación de la superficie terrestre en dos dimensiones y han tenido una gran evolución desde la creación de los mapas con curvas de nivel en el s. XVIII. Inicialmente, los modelos del terreno eran modelos físicos elaborados con arcilla, caucho, etc. Tan pronto como fue inventada la fotografía, se utilizaron fotografías aéreas para representar el terreno en tres dimensiones (3D), utilizando el principio de estereoscopia, en el que se utiliza un par de fotografías con un traslape, comúnmente del 60%, a esta técnica se le conoce como fotogrametría.

Las imágenes satelitales se utilizan desde los años 70's para complementar las fotografías aéreas; algunos sistemas satelitales toman imágenes del terreno traslapadas para construir modelos en 3D. A pesar de que las imágenes satelitales pueden procesarse para diversas aplicaciones, no se ha podido superar la resolución de las fotografías aéreas. A finales de los 50's, con la invención de las computadoras, los modelos del terreno han tenido un gran desarrollo a la par de la tecnología y actualmente tienen innumerables aplicaciones (Li *et al.*, 2005).

Un modelo tiene una escala mucho menor a la original y se presenta en una forma que podamos comprender (Meyer, 1995). Un modelo es utilizado para representar una situación real o para predecir un fenómeno; el modelo deberá tener únicamente el detalle necesario para satisfacer estos propósitos. De manera general, existen tres tipos de modelos (Li *et al.*, 2005): (1) modelos conceptuales, (2) modelos físicos y (3) modelos matemáticos. Los modelos conceptuales son los modelos que permanecen en la mente de las personas acerca de una situación o un objeto, basado en su conocimiento o experiencia, comúnmente los modelos físicos y los modelos matemáticos se crean a partir de los modelos conceptuales. Los modelos físicos usualmente son una representación análoga a la realidad, por ejemplo los modelos elaborados con arcilla o los modelos estereoscópicos basados en principios de óptica; usualmente en geociencias los modelos físicos son muy pequeños comparados con el objeto real. Los modelos matemáticos representan objetos o fenómenos por medio de constantes, variables, funciones o ecuaciones.

Un Modelo Digital del Terreno (MDT), es un modelo matemático con una estructura numérica de coordenadas en tres dimensiones ( $x, y, z$ ) que corresponden a puntos muestreados sobre la superficie terrestre (Yan, 2008). El MDT está compuesto por un conjunto de valores  $x, y$ , los cuales corresponden a un sistema de coordenadas en un plano (habitualmente un sistema de proyección cartográfica) y valores  $z$ , los cuales representan la altitud.

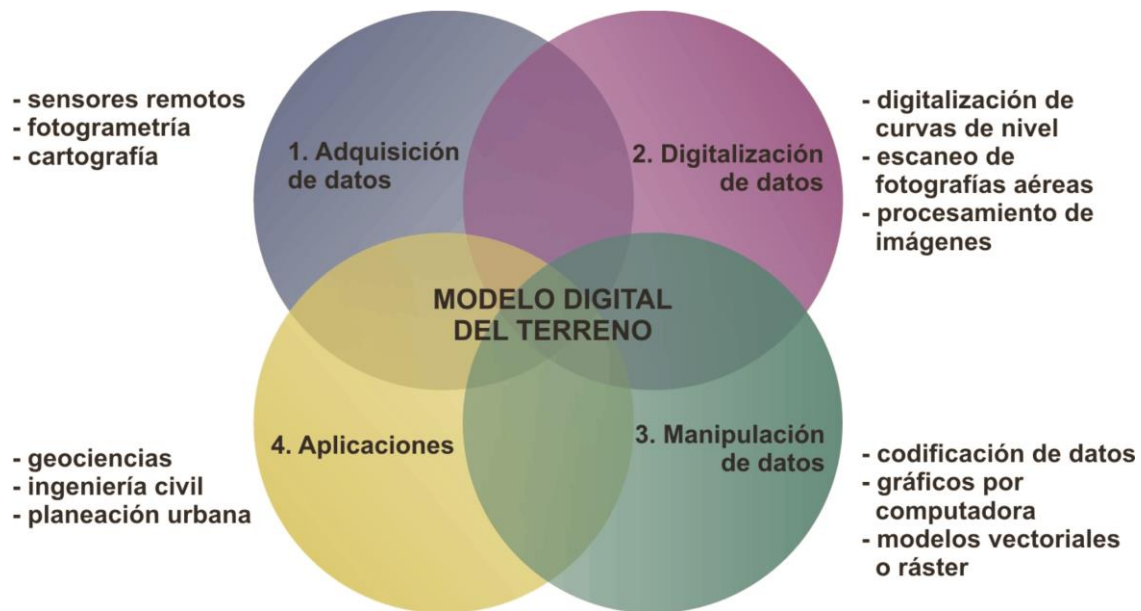
Las estructuras de datos en los MDT son muy variadas, por lo que se han dividido en dos grupos en función de la representación de los datos: *vectorial* y *raster* (Li *et al.*, 2005). El modelo de datos *vectorial* se basa en objetos geométricos, definidos por las coordenadas  $x, y, z$  de sus vértices. Los modelos más comunes son los *mapas de contornos* (Countour Maps) y los *Triangulated Irregular Network (TIN)*. La estructura básica de un modelo vectorial de contornos es la polilínea, definida como un vector de  $n$  pares de coordenadas  $x, y$  que describen la trayectoria de las curvas. El modelo de datos *raster* se basa en la ubicación espacial, a la cual se le asigna el valor de la elevación a unidades o píxeles que cubren toda la superficie, los más comunes son los modelos tipo *Grid*.

### 2.2.1. CONSTRUCCIÓN DE MODELOS DIGITALES DEL TERRENO

Para la realización de Modelos Digitales del Terreno, se siguen cuatro pasos básicos (Figura 2.6): (1) adquisición de datos, (2) digitalización de datos, (3) manipulación de datos y (4) aplicación del MDT. En el primer paso se obtienen datos o puntos de la superficie del terreno, los cuales posteriormente serán interpolados; los métodos básicos para obtener los valores de altitud se dividen en *directos* e *indirectos*. Los métodos directos miden la altitud sobre el terreno ya sea por medio de altímetros transportados en plataformas aéreas o satélites, mediante *Global Positioning System (GPS)* o por medio de levantamientos topográficos. Los métodos indirectos estiman la altitud a partir de documentos previos (fuentes secundarias) como estereo-imágenes digitales o análogas y mediante la digitalización de mapas topográficos, ya sea de forma manual o automática. El método de obtención de los datos dependerá de la resolución y calidad del modelo que se desea obtener y del factor económico.

El siguiente paso es convertir los datos a formato digital para poder ser procesados y analizados con una computadora. Una forma de digitalizar los datos es simplemente escaneando fotografías aéreas o desplegar las imágenes satelitales mediante un software. La forma más común de obtener datos de elevación, es por medio de cartas topográficas: las curvas de nivel se digitalizan en una tableta digitalizadora o por medio de una computadora y un software especializado, como los Sistemas de Información Geográfica (SIG's). Con un cursor se trazan las curvas de nivel y cada vez que el operador aprieta un botón o da un clic con el *mouse*, se registran las coordenadas x, y de cada punto. Posteriormente a cada curva se le asigna un valor de elevación o cota en una tabla de atributos.

El operador controla el número de puntos realizados en cada curva de nivel según el volumen de datos deseados y la resolución del modelo. Este proceso es muy lento y laborioso pero es uno de los métodos más accesibles y económicos, además de que la calidad de los datos obtenidos dependerá de la habilidad del operador al momento de digitalizar y de la precisión de la carta topográfica. Este tipo de modelo ha quedado reducido a ser una etapa inicial de la obtención de información: digitalización del mapa topográfico.



**Figura 2.6.** Procesos para la elaboración de un Modelo Digital del Terreno. (Modificado de Li et al., 2005)

---

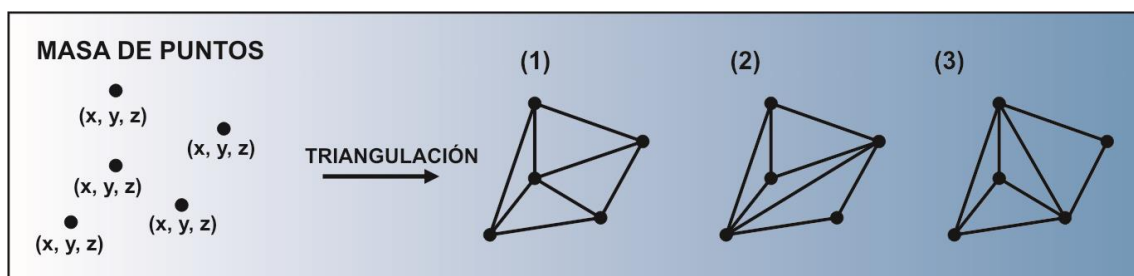
---

### 2.2.2. MODELOS VECTORIALES TIPO TIN

Una vez digitalizadas las curvas de nivel, se pueden realizar modelos más complejos, ya sean modelos *vectoriales* o *raster*, aunque comúnmente a partir de curvas de nivel se generan los modelos tipo TIN. Un modelo digital TIN es una representación física de la superficie terrestre arreglada en una red de triángulos los cuales no se superponen entre sí; se componen de nodos, lados y caras con coordenadas en tres dimensiones ( $x$ ,  $y$ ,  $z$ ). Una de las ventajas de este tipo de modelos es que pueden representar pendientes verticales las cuales son muy difíciles de representar con curvas de nivel o con mapas de contornos.

El triángulo puede ser reconocido como la unidad básica de todos los patrones geométricos, desde una red de cuadros o celdas rectangulares, hasta polígonos irregulares los cuales pueden descomponerse en series de triángulos. Los nodos de las polilíneas que conforman las curvas de nivel se utilizan como vértices para realizar la triangulación (subdivisión de un área en triángulos) y se denominan *masa de puntos* (mass points). En las regiones donde hay poca variación en la elevación, los vértices de los triángulos suelen estar más espaciados, mientras que en las áreas donde hay pendientes abruptas, los vértices y el número de triángulos se incrementan. El valor de elevación se puede estimar en cualquier lugar del triángulo mediante interpolación polinomial. El modelo se puede desplegar en una escena en tres dimensiones, lo que permite tener un concepto más cercano a la realidad y realizar un mejor análisis.

A partir de una masa de puntos se pueden crear diferentes figuras, y por tanto, obtener resultados diferentes (Figura 2.7), por lo que existen diversos métodos para llevar a cabo la triangulación. El método que emplea el software *ArcView* y la mayoría de los SIG's es el método de Delaunay (Figura 2.7, resultado 1), el cual crea triángulos lo más acercados posibles a equiláteros, utilizando los puntos más próximos como vértices, por lo que los triángulos tienen el menor tamaño posible. Cuando se crea un TIN a partir de mapas de contornos o curvas de nivel, pueden resultar series de triángulos alargados, esto se origina debido a que los tres vértices del triángulo son seleccionados de una misma curva de nivel.



**Figura 2.7.** Triangulación a partir de una masa de puntos y tres diferentes resultados posibles.

Una desventaja de los modelos basados en triángulos es que generan una estructura más difícil de manejar que la matriz regular de los modelos *raster*, especialmente en procesos de análisis, superposición y combinación temática. El TIN es la estructura más adecuada para construir un MDT por la capacidad de representar un relieve complejo con precisión, pero por la ausencia de algoritmos simples para su análisis, lo más usual es crear un TIN y posteriormente generar un MDT matricial mediante métodos de interpolación, en donde se asigna a cada celda del MDT matricial un valor de altitud estimado a partir del TIN.

### 2.2.3. MODELOS RÁSTER TIPO GRID

El modelo *raster* tipo Grid es una estructura matricial regular, la cual es el resultado de superponer una retícula sobre el terreno y extraer la altitud media de cada celda, el tamaño de las celdas determina la resolución del modelo. La retícula adopta normalmente la forma de una red regular o malla cuadrada (también existen mallas con figuras de rectángulos, hexágonos, pentágonos, etc). En este tipo de estructura, la localización espacial de cada dato está determinada de forma implícita por su situación en una matriz, una vez definidos el origen y el valor del intervalo entre filas y columnas. La matriz regular es la estructura más utilizada por los SIG's para generar los MDT, ya que se trata de una estructura de fácil manejo informático y simple de representar mediante estructuras lógicas: matrices en dos dimensiones.

A partir del MDT se pueden computar atributos como la pendiente (*slope*), donde se calcula el índice de máximo cambio en la elevación para cada celda y sus ocho celdas vecinas. La pendiente puede representarse como grado de la pendiente ( $\theta$ ) o como porcentaje ( $\tan \theta * 100$ ). A partir del cálculo de este atributo se pueden generar mapas de pendientes. Los diferentes valores de las pendientes pueden representarse por medio de una rampa de colores en donde los tonos más oscuros representan las pendientes más escarpadas mientras que los colores claros representan terrenos más planos o viceversa. Para una pendiente de  $90^\circ$  el porcentaje de la pendiente es infinito.

### 2.3. RADAR DE PENETRACIÓN DEL TERRENO (GPR)

El radar de penetración del terreno (GPR, por sus siglas en inglés), es un método de prospección geofísica no destructivo que emplea radiación electromagnética en la banda de las microondas, comúnmente en el rango de 1 a 1000 MHz, para obtener perfiles del subsuelo de alta resolución. El GPR tiene innumerables aplicaciones, además de que posee muchas ventajas con respecto a otros métodos de exploración geofísica (Maurya *et al.*, 2005).

El GPR es una herramienta ideal para obtener perfiles con una alta resolución a profundidades hasta de 50 metros, los cuales no sería posible obtener con otros métodos geofísicos (Maurya *et al.*, 2005). El instrumento que se utiliza para este método es compacto y fácil de cargar comparado con otros instrumentos de exploración geofísica, por lo tanto puede ser transportado y operado en lugares lejanos; no hay necesidad de realizar perforaciones, lo que puede dañar severamente algunas estructuras; puede detectar pequeños rasgos u objetos enterrados en el subsuelo.

Uno de los primeros usos del GPR fue con fines militares a finales de 1960 y principios de 1970. Durante la guerra de Vietnam, se empleaba con el propósito de encontrar túneles (Peters *et al.*, 1994). El GPR también se ha aplicado en diversas ramas de la ciencia: en estudios ambientales para detectar plumas de contaminación; en la ingeniería civil para obtener información sobre las condiciones de una construcción, localizar tuberías metálicas o de plástico, imperfecciones dentro de estructuras de concreto y huecos en calles o puentes; en la arqueología se ha utilizado para localizar restos de edificaciones.

En aplicaciones geológicas, el GPR ha sido utilizado en sondeos de distintos tipos, como la exploración de las capas de hielo del Ártico y Antártico; mapeo de granito y calizas, además de otras rocas económicamente explotables (Daniels, 2004); en la hidrología para determinar condiciones hidrogeológicas, como la profundidad del nivel freático; en la localización de estructuras geológicas como fallas y diques. A pesar de la gran aplicación del GPR en diversos estudios geológicos, su utilización en el estudio de estructuras de impacto meteorítico es un campo muy reciente.



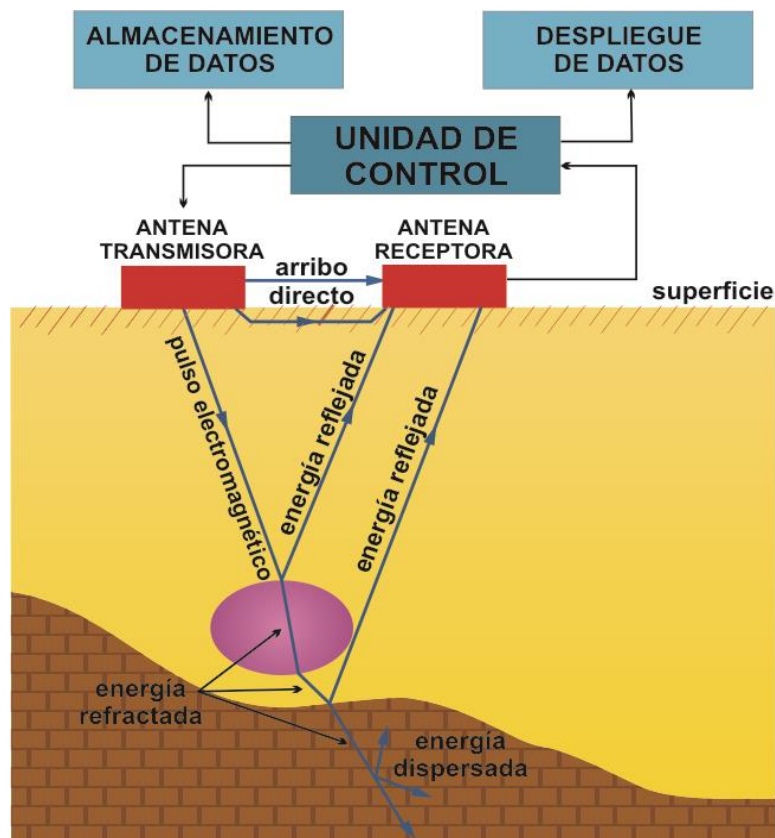
El uso del GPR ha sido aplicado en un campo de impacto meteorítico descubierto recientemente por Paillou *et al.* (2004) en el suroeste del desierto Egipcio; esta región hiperárida tiene similitudes (en cuanto a tamaño, densidad del terreno y geomorfología) con los campos de impacto meteorítico altamente erosionados de latitudes medias en Marte (Heggy *et al.*, 2006a). El objetivo de este estudio fue obtener perfiles del subsuelo de terrenos análogos a los de Marte en la Tierra, principalmente por la presencia de una capa de depósitos eólicos que cubren los cráteres, ya que se tenía la hipótesis de que esta capa podría afectar considerablemente la penetración de la señal del radar debido a la dispersión de las ondas electromagnéticas en terrenos poco consolidados.

La exploración geofísica se realizó con una antena monoestática con frecuencia de 270 MHz, con el fin de penetrar a la máxima profundidad posible obteniendo una buena resolución. La profundidad de penetración varió de 2 a 15 m, dependiendo del grado de fracturamiento en el subsuelo (originado durante los impactos meteoríticos), lo que dispersa la señal electromagnética, reduciendo su propagación en el subsuelo (Heggy *et al.*, 2005). Los perfiles obtenidos con el GPR confirmaron la presencia de pequeños cráteres de impacto los cuales afloran parcialmente. Se observó la curvatura característica de la cavidad del cráter, así como un piso relativamente plano (debido a las brechas). También fueron identificados los depósitos eólicos que cubren los cráteres en esa región. Debajo del piso real del cráter se observaron rasgos de fracturamiento y brechamiento, lo que dispersa y distorsiona la señal del GPR y se manifiesta en los reflectores hiperbólicos localizados por debajo del piso de la estructura.

El radar no fue capaz de penetrar más allá del borde inferior de los cráteres de impacto debido a la gran dispersión de la señal en la roca subyacente a la zona de brechas. También se observaron evidencias estructurales asociadas al metamorfismo de impacto como el fallamiento, así como una mezcla caótica de materiales (brechamiento). Con este estudio se determinó que el uso del GPR en terrenos pobremente consolidados, es una herramienta con la cual es posible penetrar en el subsuelo y obtener perfiles de alta resolución, aunque a poca profundidad (Heggy *et al.*, 2006b).

### 2.3.1. PRINCIPIOS BÁSICOS DE OPERACIÓN DEL GPR

El método de prospección geofísica GPR transmite pulsos electromagnéticos desde la superficie del terreno al subsuelo por medio de una antena (Figura 2.8); cuando la onda choca con algún objeto de diferente constante dieléctrica, la energía de onda tiene una variación que repercute en la velocidad de onda; parte de la energía es reflejada a través de la interfase a la superficie, mientras que otra parte de la energía continúa viajando. Una antena receptora registra las variaciones del tiempo en nanosegundos ( $1 \text{ ns} = 10^{-9} \text{ s}$ ) entre el momento de emisión de la radiación y cuando ésta es recibida de vuelta a la superficie; a este intervalo de tiempo se le denomina ventana de tiempo. Los pulsos electromagnéticos viajan a una velocidad específica, la cual es determinada principalmente por la constante dieléctrica del material y la conductividad eléctrica del medio, la velocidad está normalmente entre 50-150 m/ $\mu\text{s}$ .



**Figura 2.8.** Esquema de operación del GPR.

El principio fundamental del GPR está determinado por la ecuación de la onda:

$$\nabla^2 E = j\omega\mu\sigma E - \omega^2 \mu\varepsilon E$$

donde:

$\nabla^2$  = operador laplaciano

$E$  = campo eléctrico (volts/m)

$j = \sqrt{-1}$

$\omega = 2\pi f$  (rad/seg)

$\mu$  = permeabilidad magnética

$\sigma$  = conductividad eléctrica (Mhos/m = Siemens/m)

$\varepsilon$  = permitividad (Farad/m)

Para el uso del GPR tomando en cuenta únicamente las ondas reflejadas, se utiliza una reducción de esta ecuación, resultando:

$$\nabla^2 E = \omega^2 \mu\varepsilon E$$

La relación entre la velocidad de onda y las propiedades físicas y químicas del material, es la base fundamental de operación del GPR: una señal que viaja a la misma distancia a través de dos materiales distintos llegará a tiempos diferentes. La superficie alrededor de la onda que está siendo transmitida se llama frente de onda; una línea recta imaginaria desde la antena transmisora hasta el final del frente de onda representa la dirección a la cual viaja el frente de onda. Cuando las ondas electromagnéticas encuentran un objeto con permitividad relativa diferente (un objeto enterrado o un estrato con propiedades distintas), la onda cambia de dirección, a este proceso se le llama dispersión y puede ser de tres tipos principales: (1) reflexión, (2) difracción y (3) refracción.

La reflexión es el cambio de dirección de una onda que ocurre en la interfase entre dos medios, de tal forma que regresa al medio inicial. La reflexión sigue la *1<sup>ra</sup> ley de Snell de la reflexión*, la cual se basa en el principio de que el ángulo de reflexión es igual al ángulo de incidencia:  $\theta_1 = \theta_2$ . La difracción ocurre cuando una onda alcanza una interfase diferente; la energía es dispersada a partir de un punto en diferentes direcciones. Esto ocurre cuando una onda es parcialmente bloqueada por un límite con un borde afilado; las difracciones se observan en los diagramas resultantes del GPR como patrones de energía que se dispersan en varias direcciones desde un punto o a lo largo de una línea, comúnmente se observan en los límites de fallas o discontinuidades en los estratos.

A medida que las ondas electromagnéticas viajan por las diferentes interfases, las ondas electromagnéticas inciden con un ángulo diferente, a esto se le llama refracción. Parte de la energía es dispersada hacia la superficie como ondas reflejadas a través del material más somero, mientras que otra porción de la energía viaja a través de la interfase o del estrato subyacente; esta energía se dice que ha sido refractada. El ángulo con el que la onda ingresa al objeto o a la siguiente litología (ángulo crítico) se estima por la *2<sup>da</sup> Ley de Snell de la refracción*, la cual es determinada por la siguiente ecuación:

$$\frac{V_1}{V_2} = \frac{\sin \theta_1}{\sin \theta_2}$$

donde:

$V_1$  ,  $V_2$  = velocidad de onda a través de los materiales superior e inferior

$\theta_1$  ,  $\theta_2$  = ángulo de incidencia de las ondas refractadas

La frecuencia que se utiliza en la exploración con GPR se elige con base a la profundidad que se desea prospectar y a la resolución de los radargramas que se obtienen. Una frecuencia alta provee de perfiles con alta resolución, aunque a poca profundidad, mientras que las frecuencias bajas permiten una mayor penetración en el subsuelo. Una vez establecida la frecuencia que se utilizará en levantamiento con GPR, la velocidad de la señal electromagnética se determina con la siguiente ecuación:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}}$$

donde:

$v$  = Velocidad de la onda electromagnética a través del subsuelo.

$c$  = Velocidad de la luz (30 cm/ns).

$\epsilon_r$  = Constante dieléctrica relativa.

La longitud de onda también puede calcularse utilizando la ecuación:

$$\lambda = \frac{v}{f}$$

donde:

$\lambda$  = Longitud de onda.

$v$  = Velocidad de la onda electromagnética a través del subsuelo.

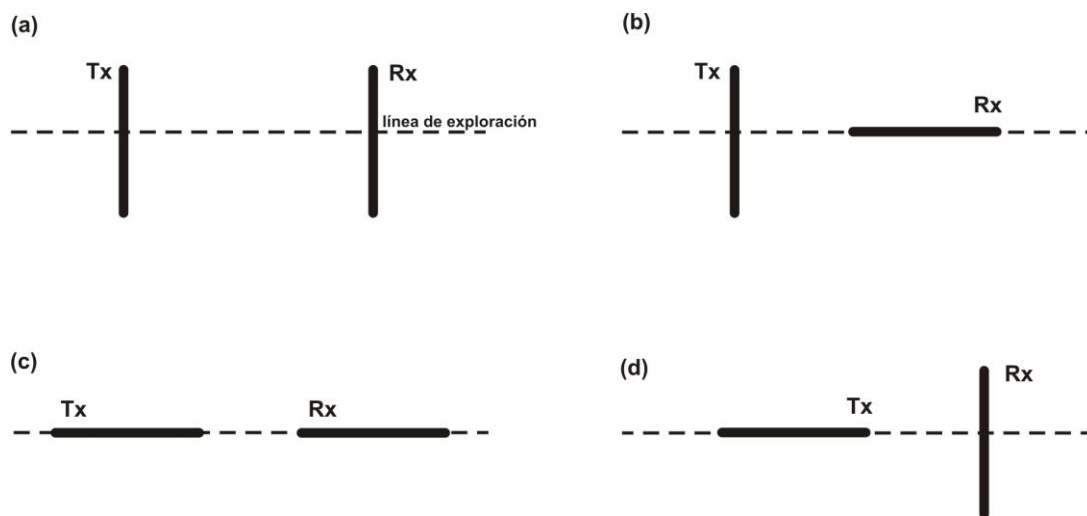
$f$  = Frecuencia.

La constante dieléctrica puede obtenerse mediante experimentación o a través de tablas preestablecidas con los materiales geológicos más comunes (Anexo I).

### 2.3.2. OBTENCIÓN DE DATOS CON GPR

Los dos factores más importantes a considerar para la obtención de datos con GPR son: (1) el tipo de antena (transmisora-receptora) y (2) el rango de frecuencia de los pulsos electromagnéticos. La mayoría de los sistemas GPR utilizan antenas tipo dipolo, ya sea en arreglos monoestáticos o biestáticos. El arreglo monoestático utiliza la misma antena como transmisor y receptor, mientras que el arreglo biestático emplea dos antenas. La duración del pulso electromagnético, en nanosegundos, está determinada por la longitud de la antena: pulsos de mayor duración requieren de una antena más larga. Para pulsos de 10 ns es necesaria una antena de 1 m, mientras que para pulsos de 1–2 ns se requieren antenas de 0.15–0.40 m de largo (Basson, 2000).

En el arreglo biestático, las antenas se pueden posicionar de diferentes maneras para medir los componentes paralelos o perpendiculares de la polarización recibida (Figura 2.9): con la antena receptora (Rx) paralela a la antena transmisora (Tx) o con la antena receptora perpendicular a la antena transmisora. Usualmente los estudios de GPR se llevan a cabo con ambas antenas perpendiculares a la línea de exploración (Figura 2.9a). La dificultad de mover grandes antenas de baja frecuencia, principalmente en la exploración de glaciares, obliga a mover las antenas en línea con el perfil de exploración (Figura 2.9c).



**Figura 2.9.** Orientaciones de las antenas en prospección con GPR.

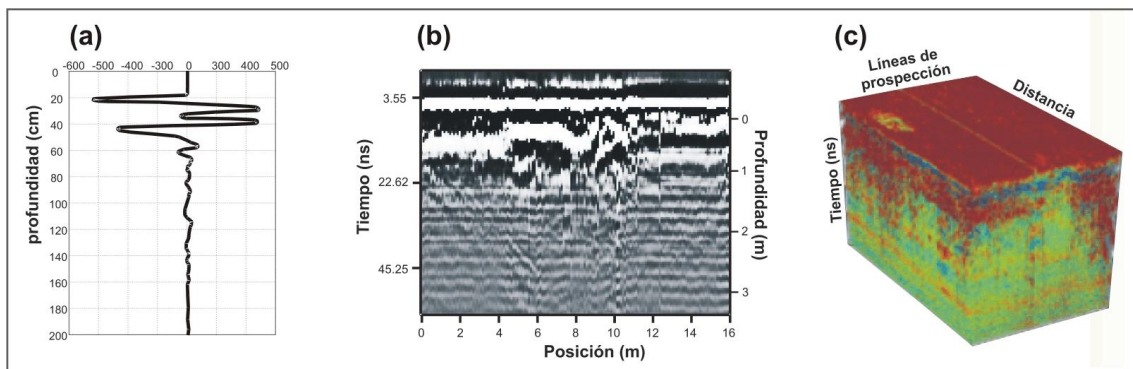
La profundidad a la que el radar puede penetrar, está determinada por la frecuencia de la antena y por las características del suelo, especialmente por el contenido de agua o por la pobre consolidación de los materiales. La energía electromagnética del radar disminuye a su paso por el subsuelo y después de cierta profundidad, las reflexiones no regresan a la superficie. Las altas frecuencias (900 MHz) tienen longitudes de onda más cortas, lo que genera una mayor resolución, aunque penetra a una profundidad menor (inferior a un metro en el caso de material granítico), mientras que las bajas frecuencias (10–120 MHz) tienen longitudes de onda mayores y pueden alcanzar profundidades superiores; por lo tanto, la frecuencia se elegirá según la prioridad del estudio de sondear a mayor profundidad u obtener perfiles del subsuelo de alta resolución (Reynolds, 1997).

Existen dos tipos de operación del GPR: estático y en movimiento. En el modo estático se determinan puntos de muestreo en los cuales las antenas son posicionadas, las ondas electromagnéticas son transmitidas hacia el subsuelo y reflejadas hacia la antena receptora; una vez recibidos los datos de un punto de muestreo, las antenas se apagan y se continúa hacia el siguiente punto. El modo en movimiento, consiste en arrastrar la unidad de GPR manualmente o por medio de un vehículo; las ondas son transmitidas y recibidas a lo largo de todo el trayecto de la superficie que se desea analizar. El modo estático tiene la ventaja de que es más flexible, principalmente en terrenos muy accidentados y en zonas de difícil acceso para un vehículo, sin embargo, el modo en movimiento provee de una rápida adquisición de datos.

### **2.3.3. REPRESENTACIÓN DE DATOS DEL GPR**

Los pulsos electromagnéticos recibidos son almacenados y procesados para obtener diferentes tipos de gráficos, los cuales son desplegados en una pantalla, impresos o ambos. En el modo de operación estático, el pulso electromagnético recibido es almacenado en cada punto de muestreo y representado en un gráfico en el que se muestra la amplitud y la variación de las ondas electromagnéticas a su paso por el subsuelo, a esta pseudo imagen del subsuelo se le denomina *traza* (Figura 2.10a). El eje horizontal de este gráfico es representado por valores de amplitud positivos y negativos, de los pulsos electromagnéticos.

En el modo en movimiento, los pulsos recibidos se representan como un conjunto de trazas, a este tipo de gráfico se le denomina *trazas tipo wiggle*; usualmente en el eje vertical se grafica el tiempo de llegada en *ns*, lo cual puede ser convertido a valores de profundidad y en el eje horizontal la distancia del recorrido de las antenas a lo largo del terreno. Muchas veces, el trazo tipo wiggle no es práctico al momento de la interpretación, debido al alto número de trazas obtenidas, por lo que la amplitud puede representarse en un modelo en dos dimensiones denominado *radargrama*. Este tipo de representación se obtiene asignando diferentes colores (o variaciones en la intensidad de color) a los rangos de amplitud; el eje horizontal de la sección representa la posición del sistema GPR sobre la superficie del terreno y el eje vertical es el tiempo de viaje de la onda electromagnética y la profundidad (Figura 2.10b). Se pueden realizar modelos en 3D a partir de un conjunto de radargramas del área de exploración (Figura 2.10c).



**Figura 2.10.** Representación de datos de GPR.

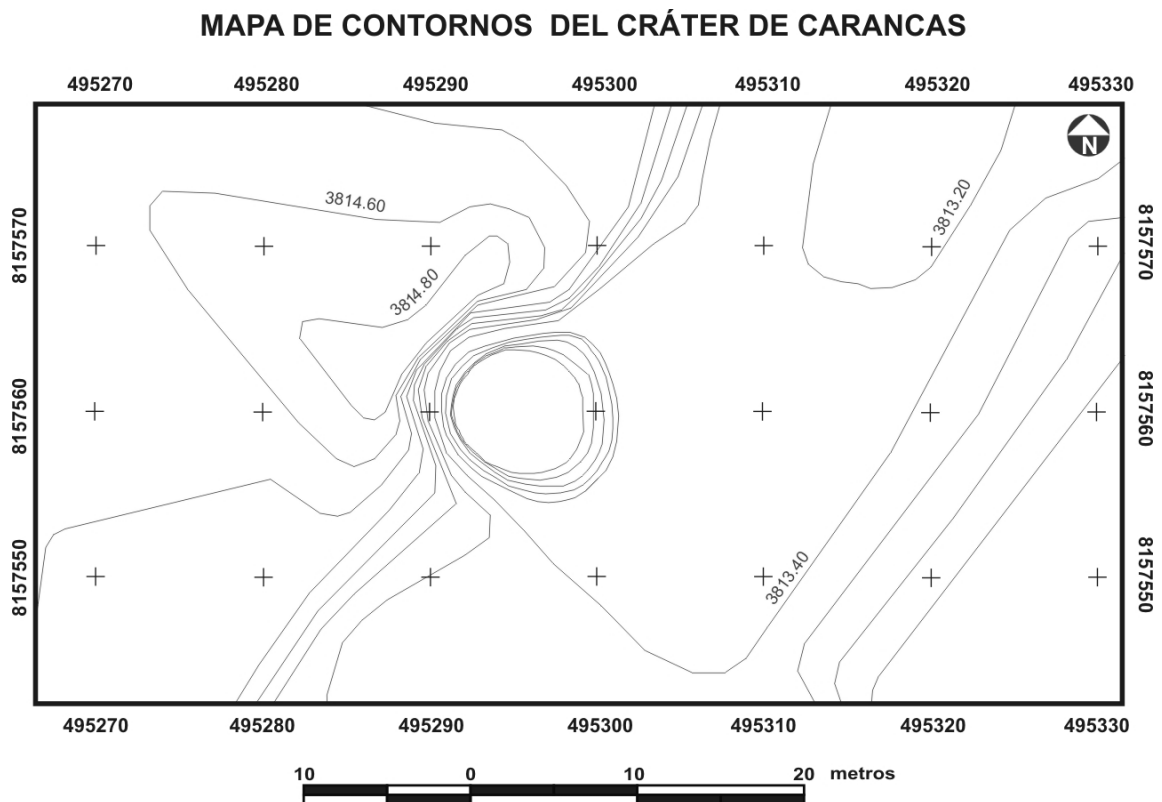
El procesamiento de los datos del GPR involucra modificaciones para facilitar su visualización e interpretación. Uno de los procesos consiste en remover o minimizar las ondas de arribo directo y las ondas del aire, muchas veces existen reflexiones con grandes amplitudes en la interfase entre el suelo y las antenas del GPR, lo que puede ocultar rasgos importantes en los primeros centímetros de la superficie; este tipo de ondas pueden removerse restando de las longitudes el tiempo de llegada y longitud de onda. Otro proceso se puede aplicar cuando existe algún material o señal que cause algún tipo de interferencia, este ruido puede removerse convirtiendo la frecuencia a la frecuencia dominante utilizando la transformada de Fourier.



## CAPÍTULO III: METODOLOGÍA

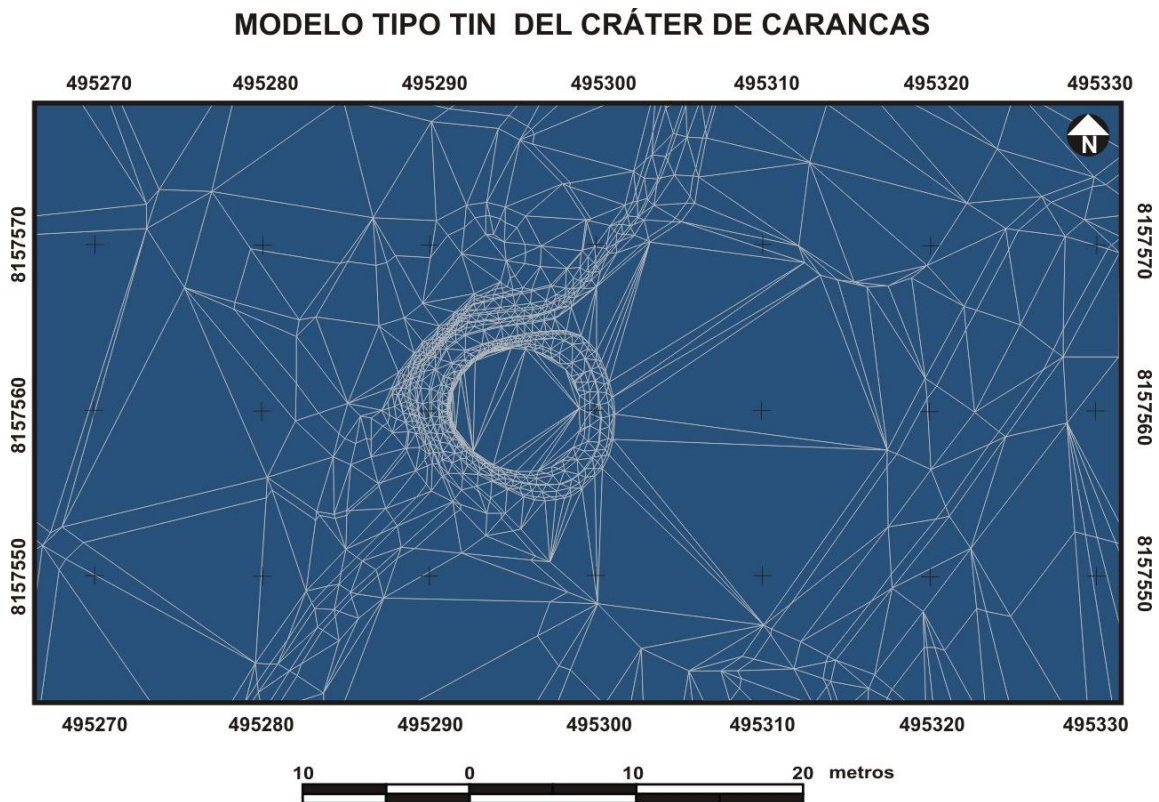
### 3.1. ELABORACIÓN DEL MDT DE ALTA RESOLUCIÓN

Se realizó un mapa de contornos del cráter de Carancas (Figura 3.1), digitalizando una carta topográfica de alta resolución (curvas de nivel cada 20 cm, escala 1:1,000) proporcionada por el gobierno regional de Puno, Perú. La carta topográfica fue escaneada y georeferenciada en base a 20 puntos distribuidos a lo largo de la carta. La digitalización se llevó a cabo con el software *ArcView v. 3.3.*, en el que se generó una tabla de atributos asignando el valor de elevación (cota) a cada curva de nivel. Se realizaron algunas correcciones a las curvas de nivel en base a observaciones en campo y a fotografías de la estructura de impacto.



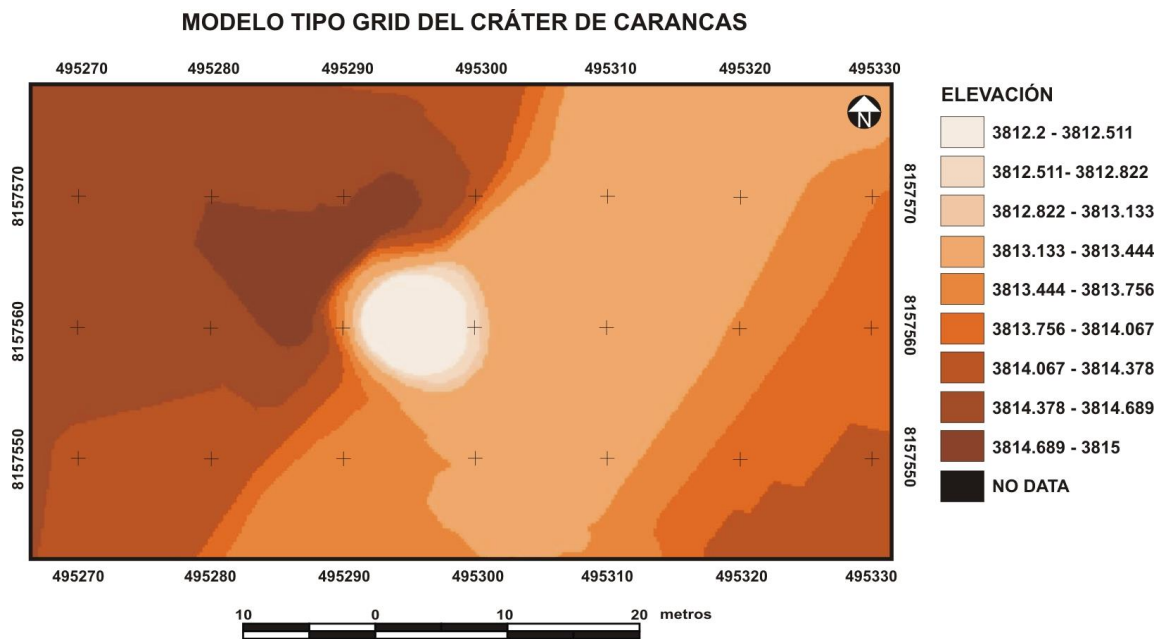
**Figura 3.1.** Mapa de contornos del cráter de impacto meteorítico de Carancas.

A partir de los valores de elevación del mapa de contornos, se realizó un modelo tipo TIN (Figura 3.2), el cual permite realizar una visualización en 3D del cráter (Anexo II) para un mejor análisis, además de permitir representar con precisión un relieve complejo y con pendientes pronunciadas, como en este caso. En las zonas con pendientes escarpadas la cantidad de triángulos se incrementa, y por tanto, el tamaño de los triángulos es menor, por ejemplo, en las paredes de la cavidad del cráter y en la terraza del río Callacane (Figura 3.2). Los triángulos alargados en el centro de la geoforma corresponden al espejo de agua de la charca. El modelo tipo TIN del cráter de Carancas tiene un total de 5,999 triángulos y 3,013 nodos.



**Figura 3.2.** Modelo tipo TIN del cráter de impacto meteorítico de Carancas.

A partir del modelo tipo TIN, se elaboró un modelo matricial tipo Grid (Figura 3.3) de la estructura de impacto meteorítico, asignando a cada celda del modelo matricial un valor de altitud estimado a partir del TIN. El modelo tipo Grid del cráter de Carancas tiene un total de 3280 filas y 5957 columnas; el tamaño de las celdas (píxeles) es de 0.2 x 0.2 m (el tamaño de las celdas determina la resolución del modelo). Las diferentes tonalidades del modelo representan valores de elevación sobre el nivel del mar (en metros), el color más claro representa el espejo de agua de la charca que corresponde la menor elevación y se ubica entre el rango de 3812.2–3812.511 msnm; la tonalidad más oscura (NW de la cavidad) representa una porción del anillo del cráter la cual queda en el rango de 3814.689–3815 msnm.



**Figura 3.3.** Modelo matricial tipo Grid del cráter de impacto meteorítico de Carancas.

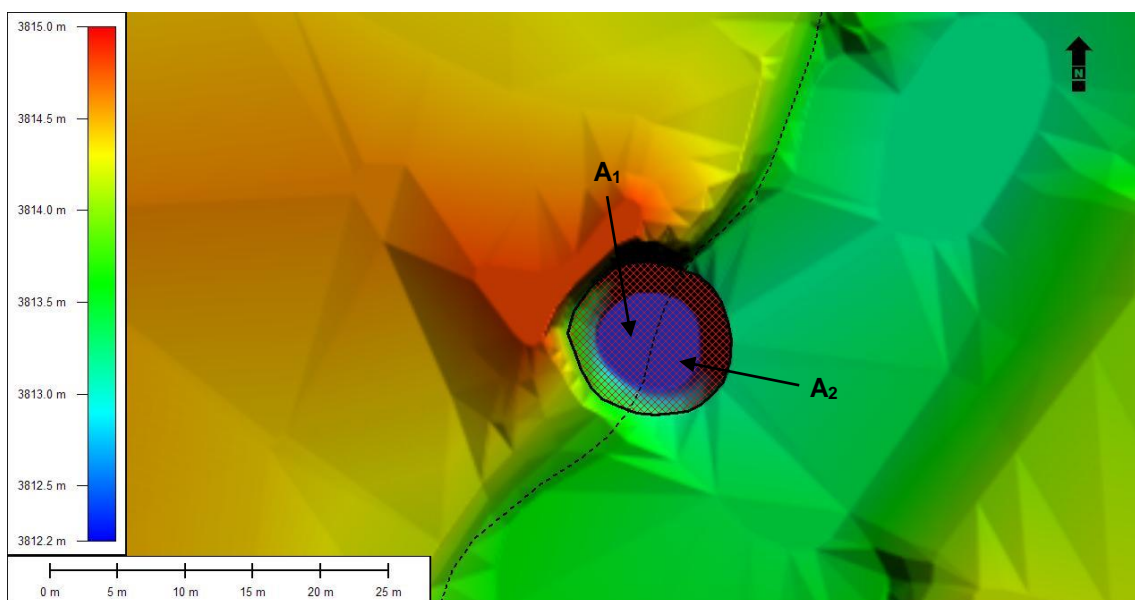
Este modelo permitirá realizar un análisis geomorfológico de la estructura de impacto calculando el volumen del material excavado y el volumen del anillo final, así como generar un mapa de pendientes (slope map) para determinar la asimetría de la cavidad de la geoforma.

## 3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LA ESTRUCTURA DE IMPACTO

### 3.2.1. ANÁLISIS DEL VOLUMEN DEL CRÁTER

Para realizar el análisis de volumen del cráter de Carancas, se desplegó el MDT matricial tipo Grid en el software *Global Mapper v. 9.03* (Figura 3.4). Se calculó el volumen de la cavidad del cráter por debajo de un plano o área trazada manualmente, a la cual se le asigna un valor de elevación, por debajo del cual se calculará el volumen de relleno de cavidad; como límite inferior se toman los valores de elevación del Grid.

Debido a que la topografía del terreno presenta mucha variabilidad en los valores de altitud (terracea vs. cauce del río), el área trazada se dividió en dos partes y a cada una se le asignó un valor de altitud representativo: 3814.30 msnm al área ubicada en la terraza del río y 3813.20 msnm al área en el interior del cauce (Figura 3.4, A<sub>1</sub> y A<sub>2</sub> respectivamente). El volumen total del material excavado ha sido calculado hasta el espejo de agua de la charca ya que no se conoce la topografía por debajo de ella, por tanto el cálculo arrojará resultados inferiores a los reales.



**Figura 3.4.** Superficie para calcular de volumen de la cavidad del cráter.

Así mismo se calculó el volumen del anillo del cráter creando un área que delimita el cráter por la parte exterior del anillo; a dicha área fue restada la superficie de la cavidad obteniendo así únicamente el área del anillo del cráter (Figura 3.5). Esta superficie es utilizada como límite inferior para calcular el volumen que corta por encima de ella; el límite superior es tomado de los valores de elevación del MDT.

Dicha superficie también ha sido dividida en dos secciones (Figura 3.5,  $A_1$  y  $A_2$  respectivamente) según los rasgos topográficos del río (terrazza y cauce); se les ha asignado el mismo valor de elevación que en el cálculo del volumen de la cavidad (3814.30 y 3813.20 msnm, respectivamente). La línea punteada en ambas figuras (3.4 y 3.5) representa la base de la terraza del río intermitente Callacane, y es la línea que separa las características geomorfológicas del terreno.

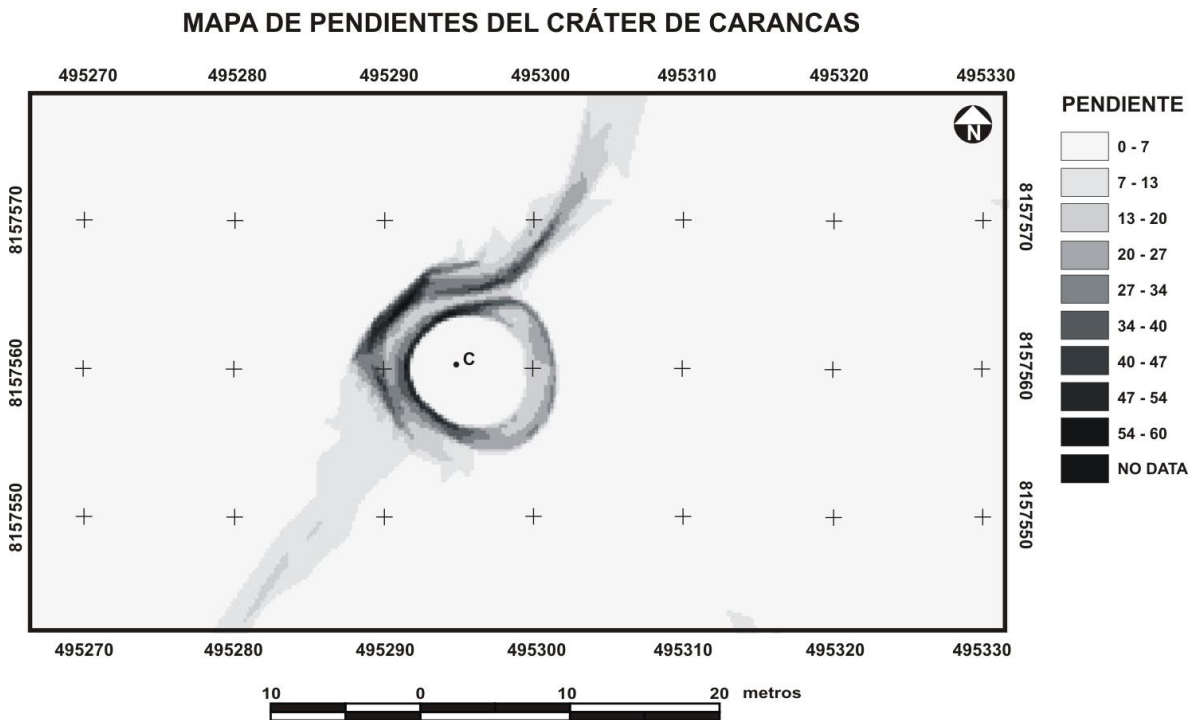
El modelo TIN del cráter de impacto meteorítico de Carancas se muestra en un formato de elevación por colores. A la izquierda hay una leyenda vertical que indica elevaciones desde 3812.2 m (azul) hasta 3815.0 m (rojo). El cráter central tiene una cavidad azul y un anillo que se divide en dos secciones, A1 y A2, marcadas con líneas y flechas. Una línea punteada rodea el cráter, representando la base de la terraza del río. En la parte inferior izquierda hay una escala horizontal de 0 a 25 metros, y en la superior derecha una flecha que apunta hacia el norte.

**Figura 3.5.** Modelo tipo TIN del cráter de impacto meteorítico de Carancas.

- 45 -

### 3.2.2. ANÁLISIS DE LA ASIMETRÍA DEL CRÁTER

A partir del MDT matricial tipo Grid se realizó un mapa de pendientes (Figura 3.6) de la geoforma para determinar la asimetría de la cavidad. La rampa de colores a la derecha del mapa representa la pendiente en grados; la pendiente máxima se encuentra en el intervalo de 54-60°, las pendientes más abruptas se localizan dentro de la cavidad del cráter y en la parte interna del anillo en la parte NW de la cavidad. Dado que el mapa ha sido realizado a partir del Grid, éste tiene la misma resolución y por tanto, el mismo tamaño de celdas (0.2 x 0.2 m). Se realizaron mediciones radiales cada 10° partiendo del punto central de la geoforma (Figura 3.6, punto C) determinado en las coordenadas UTM 495294.765596912, 8157559.88115129.

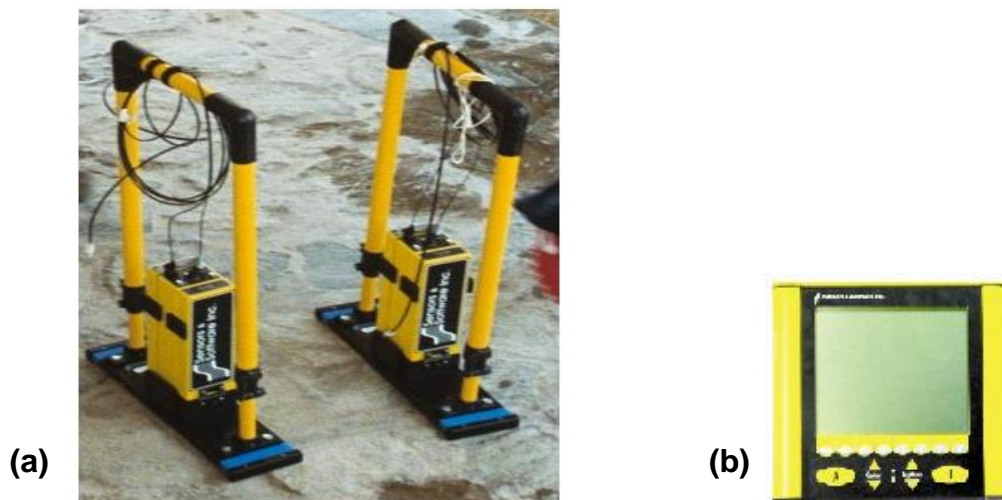


**Figura 3.6.** Mapa de pendientes del cráter de impacto meteorítico de Carancas.



### 3.3. LEVANTAMIENTO GEOFÍSICO DEL CRÁTER

Para este estudio se utilizó un GEORADAR *pulse* EKKO® PRO, el cual consiste de tres antenas de alta frecuencia (50, 100 y 200 MHz) y sistema de adquisición de datos Digital Video Logger (Figura 3.7). La exploración se realizó con dos tipos de antenas: los perfiles A1-A2, B1-B2, C1-C2, D1-D2 y E1-E2 se realizaron a una profundidad de 3 m utilizando una antena con frecuencia de 200 MHz, mientras que el perfil F1-F2 se exploró a una profundidad de 10 m con una antena de frecuencia de 100 MHz. Los datos fueron tomados a una velocidad de 0.1 m/ns (Tabla 3.1).

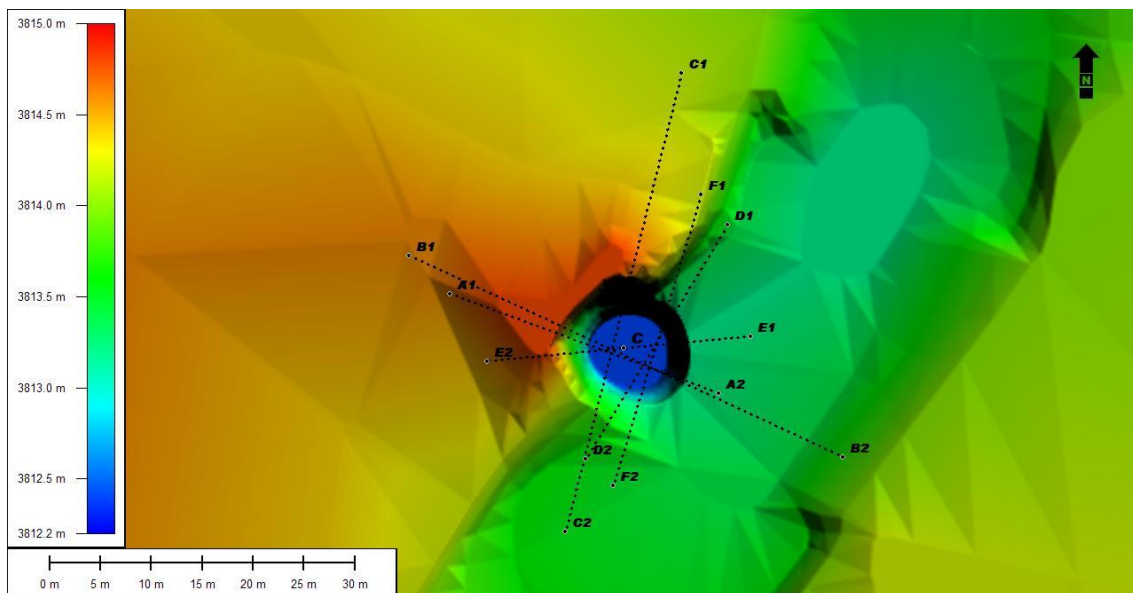


**Figura 3.7.** (a) Antenas no blindadas de 200 MHz; (b) Sistema de adquisición de datos.

Se realizaron seis perfiles (A1-A2, B1-B2, C1-C2, D1-D2, E1-E2, y F1-F2) en línea recta con diferentes orientaciones, transversalmente al cráter y pasando aproximadamente por el centro (Figura 3.8). El modo de operación del radar fue en movimiento y las antenas, transmisora y receptora, se colocaron perpendiculares a la línea de exploración, la separación entre antenas fue de 50 cm. Para escanear el subsuelo por debajo de la charca, se construyó una pequeña balsa en la que se colocaron las antenas; la balsa fue tirada por una cuerda desde la parte del cráter que se encontraba seca para no causar perturbaciones en el material de relleno de la cavidad que se encontraba en el fondo.

**Tabla 3.1.** Parámetros para el levantamiento geofísico con antenas de 200 y 100 MHz.

PARÁMETRO	Líneas A, B, C, D y E	Línea F
FRECUENCIA (MHz)	200	100
PROFUNDIDAD (m)	3.0	10.0
VENTANA DE TIEMPO (ns)	100	200
INTERVALO DE MUESTREO (ns)	0.4	0.8
SEPARACIÓN MÍNIMA ENTRE ANTENAS (m)	1.0	0.5
SEPARACIÓN ENTRE ESTACIONES (m)	0.25	0.1
VELOCIDAD DE ONDA (m/ns)	0.1	0.1



**Figura 3.8.** MDT en el que se observa la ubicación de los perfiles de exploración geofísica con GPR.



Los perfiles obtenidos fueron procesados con el software *Ekko View Deluxe* en donde se les dio un tratamiento de color, las diferentes tonalidades representan valores de amplitud de onda (Anexo III). Este tratamiento se hizo con el fin de definir anomalías representadas por la interfase entre dos medios de diferentes propiedades electromagnéticas, es decir, los límites que separan diferentes litologías; así como definir reflectores que indican deformación dúctil y frágil, es decir, estructuras como pliegues o fallas.

Utilizando el Modelo Digital del Terreno se elaboraron seis perfiles topográficos (Anexo IV) los cuales corresponden a la orientación y longitud de las seis líneas de prospección geofísica con georadar (GPR). En base a estos perfiles se realizó una corrección topográfica utilizando el software *MAYA*, en el que los radargramas obtenidos con el GPR se aplicaron como una textura sobre el área del perfil topográfico, deformando el radargrama de acuerdo con los variantes topográficos; generalmente, para estructuras grandes no se realiza este tipo de corrección, ya que en una estructura de impacto meteorítico de varios kilómetros, la diferencia de altitudes resulta relativamente pequeña respecto a su diámetro; sin embargo, al tratarse de una estructura de impacto pequeña, es muy importante dicha corrección.

## CAPÍTULO IV: RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### 4.1. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LA ESTRUCTURA DE IMPACTO

El estudio de los cráteres de impacto como una estructura geomorfológica originada por un evento dinámico, nos conduce a estudiar sus características geométricas. El conocimiento del volumen y la asimetría de la cavidad del cráter son factores directamente relacionados con la transferencia de energía cinética del bólido a la superficie terrestre (Ramírez-Cardona *et al.*, 2008). Un cráter de impacto meteorítico está constituido por una cavidad desarrollada durante el proceso de excavación y por un anillo formado del material proveniente de la cavidad, el cual ha sido expulsado. El cráter de Carancas tiene una forma ligeramente elíptica, elongada en la dirección Este-Oeste.

#### 4.1.1. ANÁLISIS DEL VOLUMEN DEL CRÁTER

El volumen de relleno de la cavidad, calculado por debajo del área trazada sobre la terraza del río, es de  $72.62 \text{ m}^3$  ( $V_1$ ) y el volumen de relleno por debajo del área trazada sobre el cauce es de  $29.37 \text{ m}^3$  ( $V_2$ ) (Figura 4.1). La diferencia de volumen del material expulsado fuera de la cavidad entre ambas zonas, durante la etapa de excavación del cráter transitorio, ha sido determinada por el ángulo de impacto y por la topografía original del terreno, ya que sobre la terraza del río había mayor cantidad de material disponible para ser excavado. El volumen total ( $V_T$ ) de roca excavada del interior de la cavidad es de  $102 \text{ m}^3$  ( $V_1+V_2$ ).

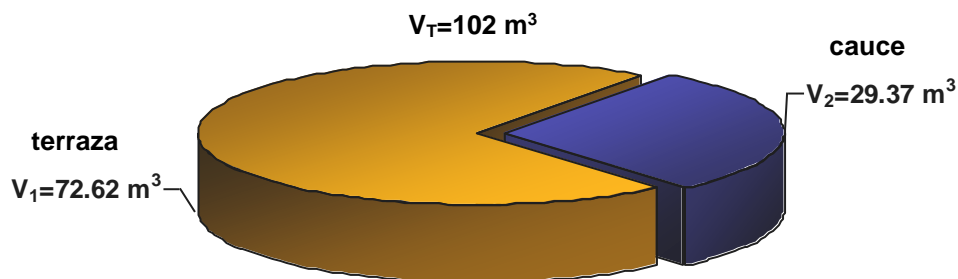
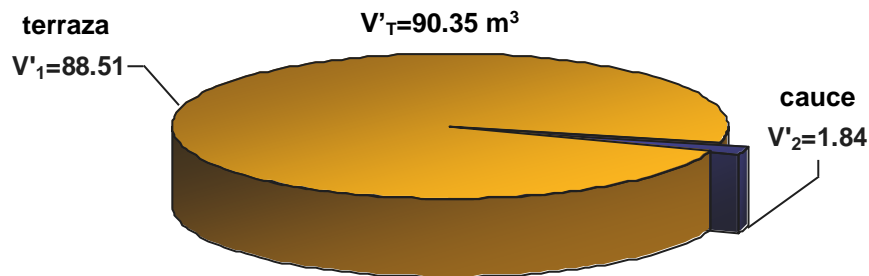


Figura 4.1. Gráfica del volumen de material excavado de la cavidad del cráter.

El volumen total de material excavado, es menor al volumen real porque se calculó hasta el espejo de agua de la charca, ya que no se conoce la topografía por debajo de ella; el volumen teórico del material excavado aún puede ser mayor porque no se consideró el volumen del material de relleno de cavidad que se depositó por encima del piso real del cráter, material que consiste de ejectas expulsados verticalmente y material de las paredes del cráter que se depositan dentro de la cavidad.

El volumen del anillo del cráter en la sección NW de la cavidad (área correspondiente a la terraza del río) es de  $88.51 \text{ m}^3$  ( $V'_1$ ) y de  $1.84 \text{ m}^3$  ( $V'_2$ ) en la zona correspondiente al cauce (Figura 4.2). El volumen total ( $V'_T$ ) del anillo del cráter es de  $90.35 \text{ m}^3$  ( $V'_1+V'_2$ ); este valor es inferior al volumen total del material excavado de la cavidad de la estructura ( $102 \text{ m}^3$ ) ya que una fracción de este material pertenece a los ejectas distales, encontrados a una distancia de hasta 250 m (Núñez del Prado *et al.*, 2008a). Indirectamente esta diferencia de volúmenes ha determinado el volumen de ejectas distales ( $11.65 \text{ m}^3$ ).



**Figura 4.2.** Gráfica del volumen del anillo de la cavidad del cráter.

El anillo correspondiente a la zona de la terraza del río, pertenece a la zona de *down-range*, que es la zona ubicada en la dirección del impacto, usualmente es la zona que contiene la mayor distribución de ejectas; la zona al SE de la cavidad (en donde la formación de anillo fue casi nula), corresponde a la zona del *up-range* que es la zona ubicada en la dirección de donde proviene el meteorito y usualmente la distribución de ejectas es menor que en la zona del *down-range*.

La mayor parte de los ejectas distales están en la zona del *down-range* y fragmentos de meteorito y de material eyectado se encuentran a una distancia de 250 m en la dirección NW-SE, dentro del campo del *down-range*. La densidad de fragmentos en este rango disminuye rápidamente a medida que nos alejamos del cráter. La distribución de ese material no es uniforme alrededor de la estructura, sino que está elongada según la dirección NW, marcando la dirección de impacto.

Fragmentos del meteorito también se encuentran en el *up-range* a una distancia aproximada de 100 m; su aspecto deleznable y la distancia a la que se encuentran, confirman la fragmentación por explosión del bólido. La gran diferencia de área abarcada por el ejecta en el *down-* y *up-range* indicaría bastante oblicuidad (30-45°) en el ángulo de impacto, aunque la topografía original es un gran determinante para la distribución no uniforme del ejecta. Esto mismo se demuestra con el alcance del anillo en los dos lados del cráter.

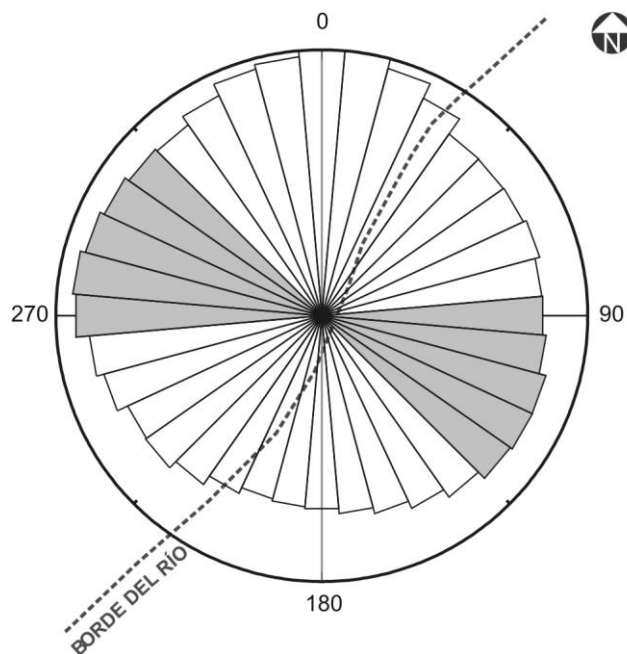
Antier *et al.*, (2008) reportó un volumen total de material excavado de 480 m<sup>3</sup>, tomando en cuenta un diámetro de la estructura de 13.5 m y una profundidad de 5 m; este valor fue estimado a partir del cálculo de la mitad del volumen de un elipsoide. El uso del Modelo Digital del Terreno es una herramienta que ha permitido realizar un cálculo más exacto del material excavado (102 m<sup>3</sup>), ya que se trata de una superficie muy irregular (no geométrica), razón por la cual el volumen calculado en el presente trabajo ha sido menor al presentado en otros estudios.

#### 4.1.2. ANÁLISIS DE LA ASIMETRÍA DEL CRÁTER

La asimetría de un cráter puede reflejar el ángulo y dirección del impacto; si se tuvieran las siguientes condiciones hipotéticas durante impacto meteorítico terrestre: ángulo vertical (90°) y topografía relativamente plana, la estructura de impacto sería circular; la cavidad del cráter transitorio, es entonces más elongada conforme el ángulo de impacto se acerca a la horizontal; la mayoría de los meteoritos impactan la superficie terrestre con un ángulo de 45° (Anderson *et al.*, 2006). El cráter final o con máximo volumen (después de la etapa de modificación), es prácticamente circular en cualquier caso de ángulo de impacto, excepto para aquellos con ángulo de impacto menor a 10°.

A partir de las mediciones radiales del cráter cada 10° (Tabla 4.1), tomadas del mapa de pendientes, se realizó un *diagrama polar de radios* (Figura 4.3), en el que se normalizó con respecto al radio máximo de la cavidad, el cual tiene una distancia de 7.47 m y un azimut de 360°. Los radios más grandes tienen una orientación correspondiente a la zona donde se encontraba la terraza del río Callacane y los radios menores corresponden a la zona del cauce del río.

El impacto afectó el escarpe del río estacional Callacane y, según el diagrama polar de radios, el centro del cráter se encuentra sobre la terraza del río (Figura 4.3, línea punteada), lo que podría explicar la forma ligeramente elíptica del cráter de Carancas; es decir, la asimetría de la geoforma, al tratarse de una estructura tan pequeña, ha sido muy influenciada por la topografía original del terreno, más que por el ángulo de impacto del meteorito. Si el meteorito hubiera impactado sobre el cauce del río o sobre un terreno plano, el cráter tendría una forma más circular.



**Figura 4.3.** Diagrama polar de radios del cráter.

**Tabla 4.1.** Mediciones radiales cada 10° del cráter.

Azimut (°)	Radio (m)	Azimut (°)	Radio (m)	Azimut (°)	Radio (m)	Azimut (°)	Radio (m)
10	7.44	100	6.32	190	5.39	280	7.02
20	7.19	110	6.51	200	5.33	290	6.87
30	6.74	120	6.52	210	5.5	300	6.74
40	6.23	130	6.46	220	5.79	310	6.61
50	6.22	140	6.22	230	6.04	320	6.54
60	6.24	150	5.97	240	6.01	330	6.82
70	6.33	160	5.75	250	6.33	340	7.17
80	6.2	170	5.58	260	6.55	350	7.3
90	6.22	180	5.44	270	6.93	360	7.47

Los diámetros mayores indican la dirección del impacto, en este caso, se propone un rango azimutal de impacto entre 90° y 130° (Figura 4.3, diámetros sombreados). El diámetro de dirección azimutal 110° es el mayor (13.38 m), coincidiendo muy probablemente con un azimut de impacto más exacto. La metodología basada en señales infrasónicas y sísmicas utilizada por dos autores (Antier *et al.*, 2008; Brown *et al.*, 2008) mostró mucho más exactitud en la determinación del azimut (110° y 82°, respectivamente), sin embargo el diámetro mayor medido a partir del Modelo Digital del Terreno coincide con el azimut propuesto por Antier *et al.* (2008).

## 4.2. ANÁLISIS DE PERFILES DE GPR

El análisis de los perfiles a poca profundidad de GPR del cráter de Carancas, aportó información relacionada a la deformación dúctil (plegamiento) en los primeros 10 m de profundidad de roca afectada (penetración máxima del radar con la frecuencia de 100 MHz), asociada a la etapa de contacto y compresión. Además proporcionó información de la deformación frágil (fallamiento), generada durante la etapa de modificación. Alrededor del cráter se colocaron postes de madera y alambrado, lo que generó ruido en algunos perfiles (A1-A2, B1-B2 y C1-C2).

Las seis líneas de exploración geofísica (Tabla 4.4), pasan aproximadamente por el punto central de la geoforma (C). Las líneas de exploración A1-A2 y B1-B2 tienen una dirección W-NW/E-NE y atraviesan el río Callacane casi perpendicularmente; las líneas C1-C2, D1-D2 y F1-F2 tienen una dirección N-NE/S-SW, aproximadamente perpendicular a la dirección de impacto; la línea de exploración E1-E2 tiene una dirección NE-E/SW-W, la cual se aproxima al azimut de impacto mencionado en otros estudios (Antier *et al.*, 2008; Brown *et al.*, 2008)

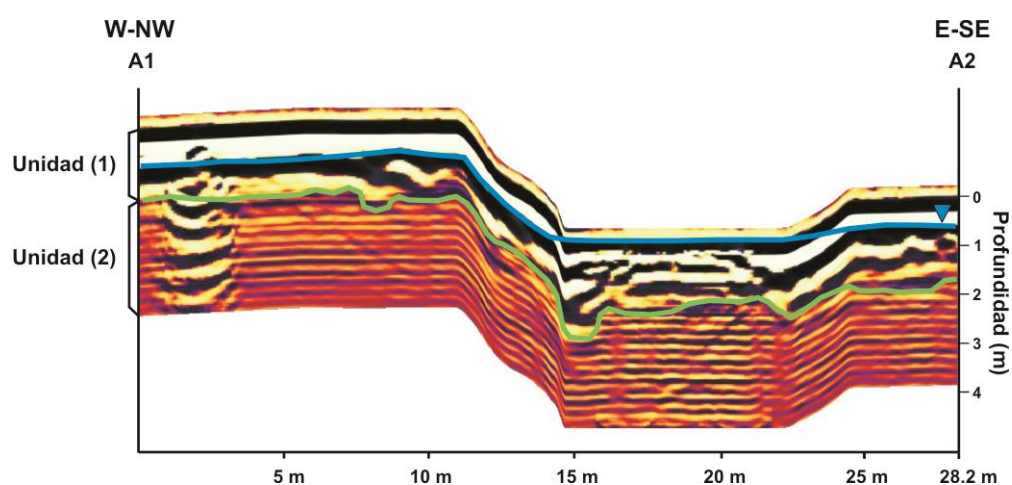
**Tabla 4.4.** Características de líneas de exploración con GPR.

PERFILES DE GEORADAR	COORDENADAS (UTM)		LONGITUD (m)	AZIMUT
	X	Y		
A1	495277.673658171	8157565.25033721	28.2	114.9°
A2	495304.138072393	8157555.43034356		
B1	495273.682691156	8157569.00408365	47.0	117.6°
B2	495316.272046600	8157549.19904809		
C1	495300.457554473	8157586.87540128	46.4	14.3°
C2	495288.991935250	8157541.88507973		
D1	495305.009329223	8157572.01524728	26.9	34.4°
D2	495291.124237209	8157549.00226023		
E1	495307.247412170	8157561.06119675	26.0	84.6°
E2	495281.367924401	8157558.61469979		
F1	495302.394580204	8157575.00211467	30.0	14.6°
F2	495293.725907304	8157546.39549410		

#### 4.2.1. ANÁLISIS DE RADARFACIES

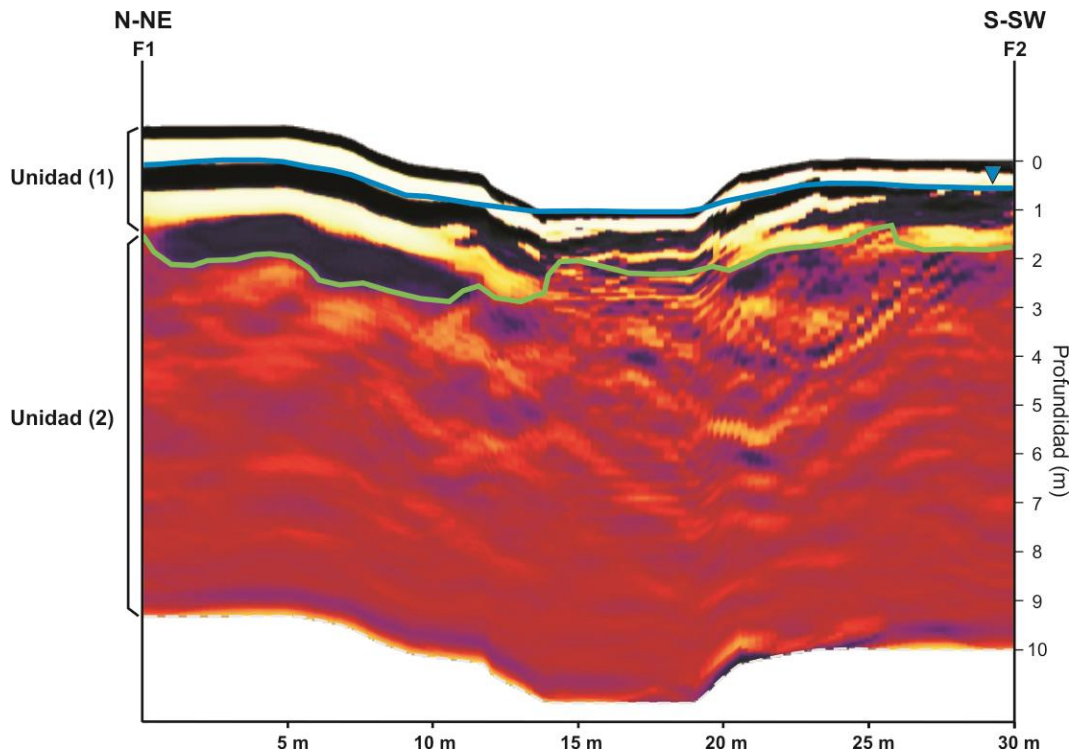
En los estudios con GPR, la mayoría de las señales recibidas, son reflexiones de las discontinuidades del subsuelo, las cuales se identifican en el radargrama como reflectores lineales. El análisis de estos reflectores, ha determinado la presencia de dos litologías o radarfacies (Figura 4.5 y 4.6), identificadas en base a las propiedades físico-químicas de las rocas del subsuelo. Las unidades se determinaron como: (1) sedimentos fluviales pobremente consolidados, además de material eyectado; (2) unidad constituida de areniscas compactadas e impermeables de grano grueso y fino correspondiente al Grupo Puno.

La línea verde en las figuras 4.5 y 4.6 corresponde a la interfase entre la *unidad 1* y la *unidad 2*. La unidad más somera (*unidad 1*) tiene un espesor de aproximadamente 2 m y constituye el acuífero, esta unidad tiene una alta amplitud de onda y alta dispersión, lo que disminuyó la penetración de las ondas electromagnéticas. El impacto afectó el nivel freático (línea azul), el cual se encuentra a una profundidad de 0.6 m, formando una charca en el centro de la cavidad. La *unidad 2*, tiene un espesor de por lo menos 8 m (Figura 4.6), esta capa tiene una baja amplitud de onda y baja dispersión. La interfase entre ambas unidades presenta deformación, principalmente en el centro de la cavidad, donde el material fue compactado durante la etapa de *contacto y compresión*.



**Figura 4.5.** Radargrama del perfil A1-A2 en el cual se identifican las radarfacies.





**Figura 4.6.** Radargrama del perfil *F1-F2* en el cual se identifican las radarfacies.

Los perfiles realizados con la frecuencia de 200 MHz (*A1-A2*, *B1-B2*, *C1-C2*, *D1-D2*, *E1-E2*), penetraron aproximadamente 4 m, mientras que el perfil realizado con la frecuencia de 100 MHz alcanzó una profundidad mayor (10 m). La frecuencia de 200 MHz, tiene longitudes de onda más cortas, por lo que se pueden identificar objetos o rasgos más pequeños, lo que genera mayor resolución en el radargrama, aunque con menor profundidad (Figura 4.5); sin embargo, en el perfil de baja frecuencia (*F1-F2*) la resolución del radargrama disminuye considerablemente (Figura 4.6), aunque se pueden identificar rasgos a mayor profundidad.

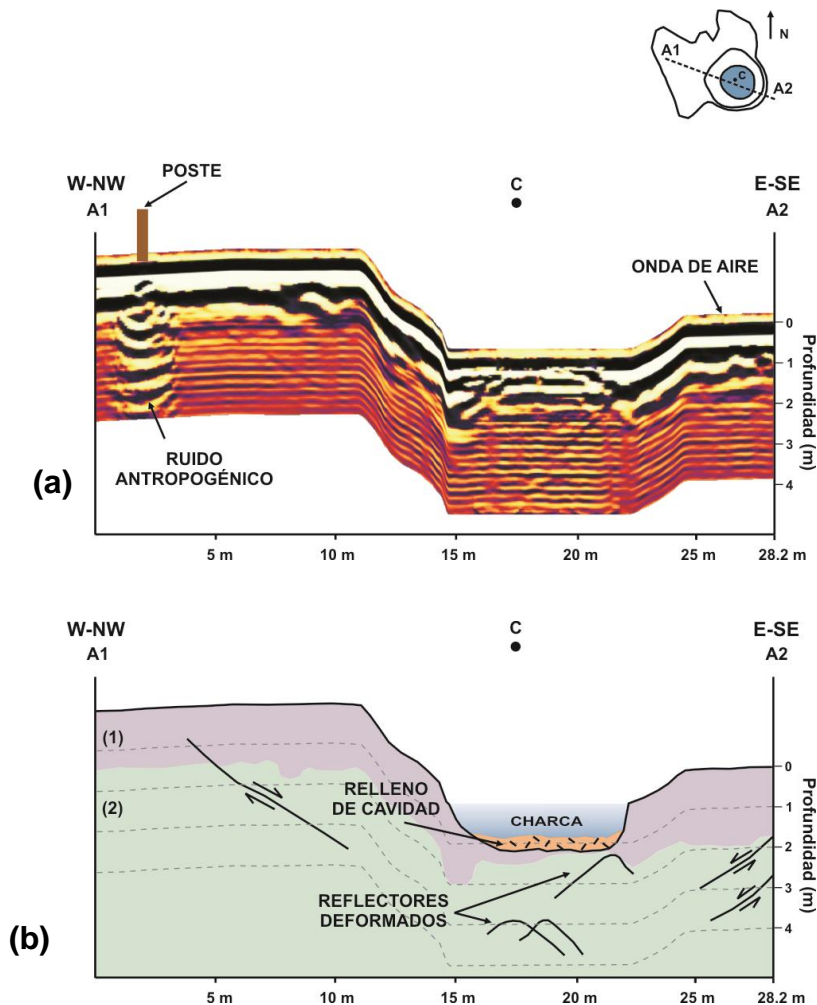
#### 4.2.2. ANÁLISIS DE DEFORMACIÓN

La mayoría de señales que regresan a la antena son reflexiones de las discontinuidades del subsuelo, aunque otro tipo de ondas también se encuentran presentes como las ondas de aire y las ondas directas. Comúnmente, con las ondas electromagnéticas viajan también las difracciones de pequeñas heterogeneidades y objetos. Las difracciones pueden ser identificadas en las trazas como hipérbolas, éstas pueden ocurrir cuando la longitud de onda dominante en el pulso del radar es más grande que la longitud del objeto que causa las difracciones, las difracciones también pueden ocurrir cuando las ondas chocan con bordes afilados como fallas, anticlinales o sinclinales. La evaluación de estas difracciones en los perfiles, se utilizó para evaluar el tipo y grado de deformación de la estructura originada por el impacto.

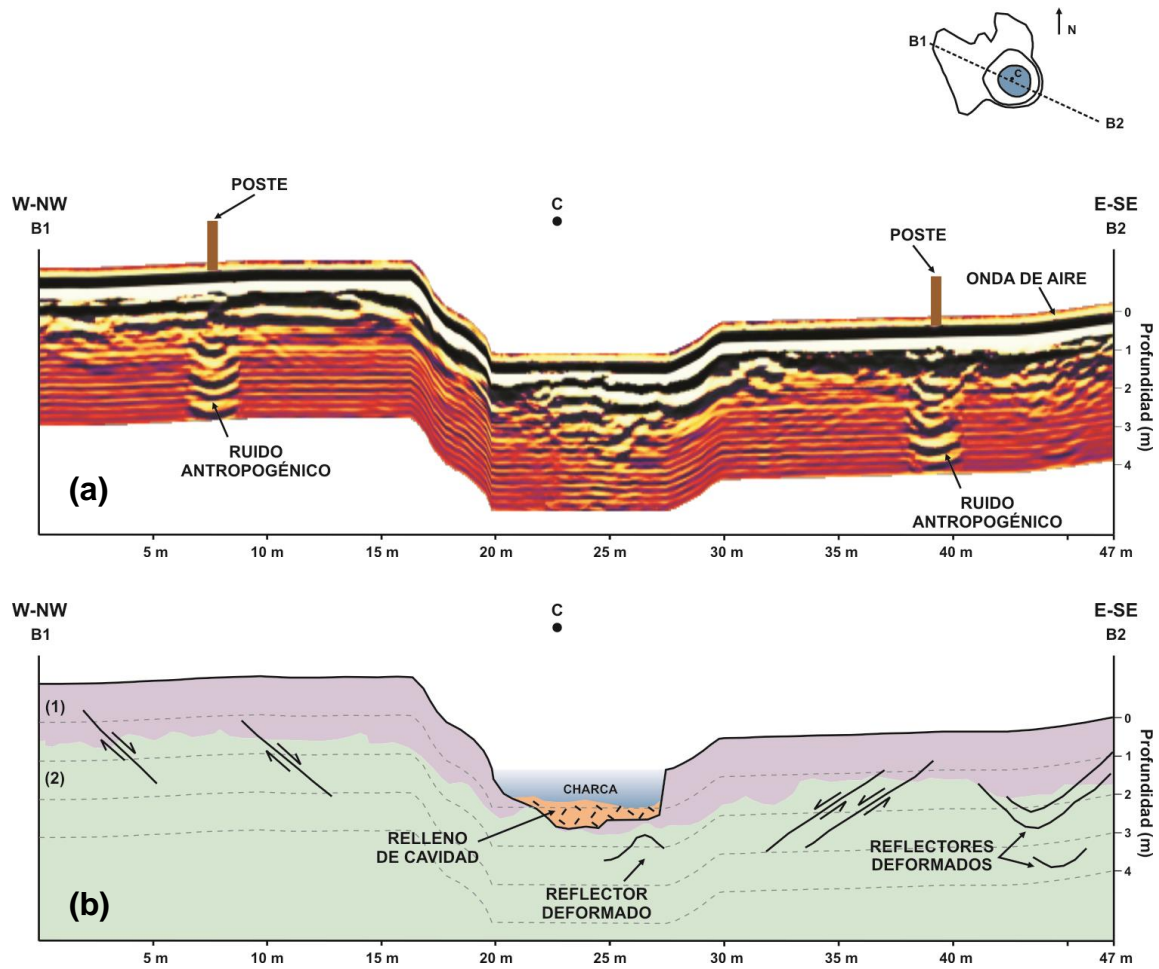
En los perfiles se observaron rasgos de excavación y mezcla de material, además de fracturamiento y fallamiento en el subsuelo asociado al colapso de la estructura. En el centro de los perfiles se observa una zona caótica que ha sufrido compresión, además de los depósitos de relleno de la cavidad que son producto del material eyectado, arrojado a trayectorias casi verticales, por lo que se depositan nuevamente dentro del cráter, y de fragmentos de las paredes de la estructura y del anillo que colapsan dentro de la cavidad. Esta mezcla de material, corresponde a areniscas del Grupo Puno, suelo autóctono y sedimentos fluviales recientes pobremente consolidados.

Los depósitos de relleno de cavidad, por ser materiales muy pobremente consolidados, causan dispersión en la señal del radar, tanto en los radargramas obtenidos con pulso de 200 MHz como en el de 100 MHz; aunado a ello, el alto contenido de agua también genera perturbaciones en la señal del georadar. Como límite inferior de los depósitos de relleno de cavidad se encuentra el piso real del cráter y su límite superior constituye el piso aparente de la estructura. El material de relleno de cavidad tiene un espesor de hasta 1 m, el cual varía según la orientación de los radargramas con respecto al centro de la estructura, punto donde se espera la máxima profundidad. El piso aparente del cráter está cubierto por una charca poco profunda (60 cm) que se identifica en los radargramas como una zona de alta amplitud en la parte central del cráter.

Los perfiles A1-A2 y B1-B2 tienen una orientación W-NW/E/SE (Figura 4.7 y Figura 4.8), se observan dos patrones de fallamiento normal a ambos lados de la cavidad, afectando principalmente la *unidad 2*, orientados antiparalelamente y que apuntan hacia el centro del cráter con inclinaciones de 45-50°; estas fallas se ubican por debajo del anillo formado sobre la terraza del río (al W-NW), y debajo del cauce del río (al E-SE). El fallamiento en “V” alcanza una distancia horizontal de 10 m con respecto al punto central (C) del cráter, o mejor dicho, la proyección de C, ya que el perfil no pasa exactamente por este punto. En el perfil B1-B2 (Figura 4.8) se observa una falla normal ubicada al W-NW de la cavidad, la cual tiene una distancia aproximada de 20 m con respecto al centro de la geoforma.



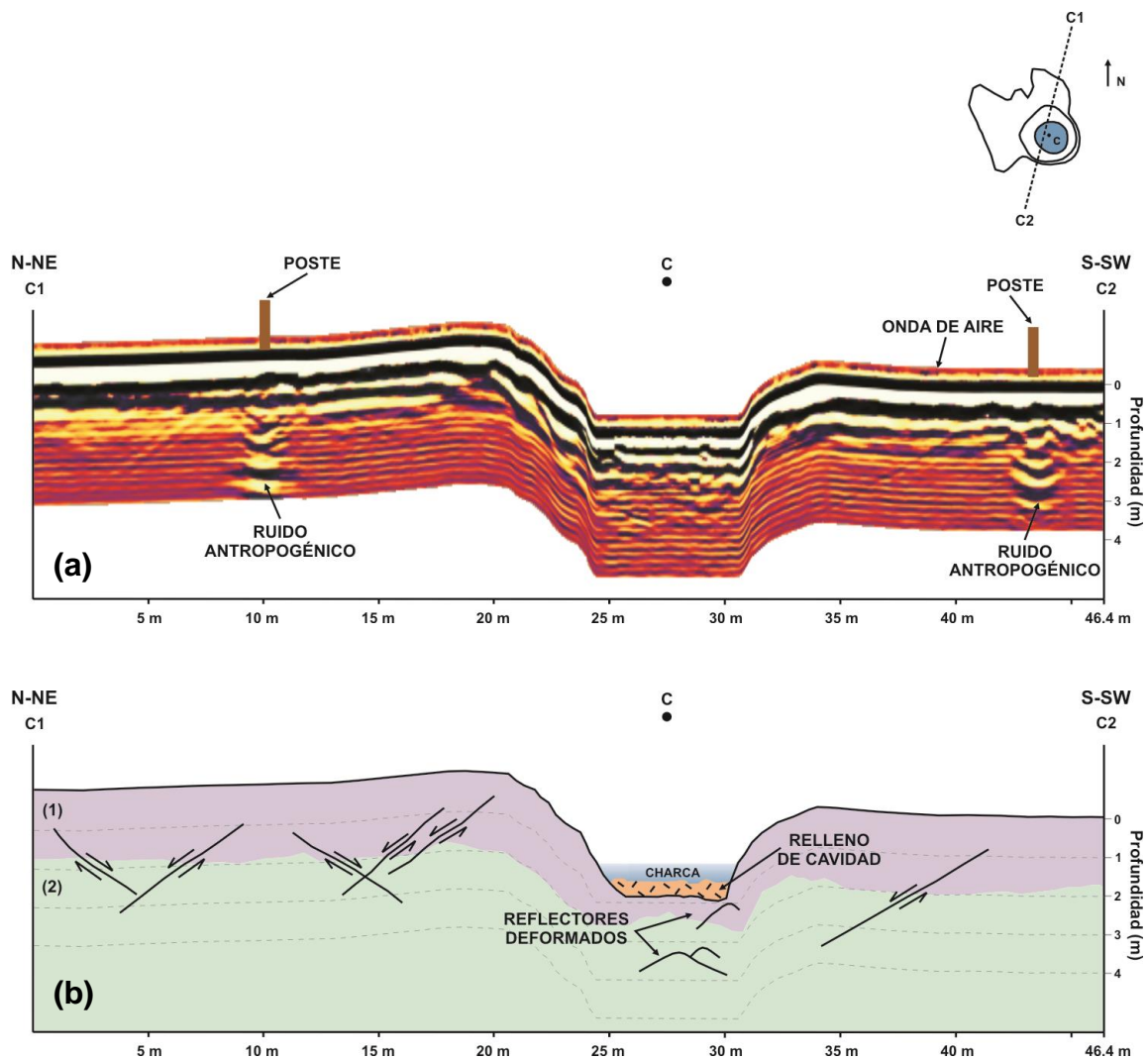
**Figura 4.7.** (a) Radargrama del perfil A1-A2; (b) Diagrama interpretativo.



**Figura 4.8.** (a) Radargrama del perfil B1-B2; (b) Diagrama interpretativo.

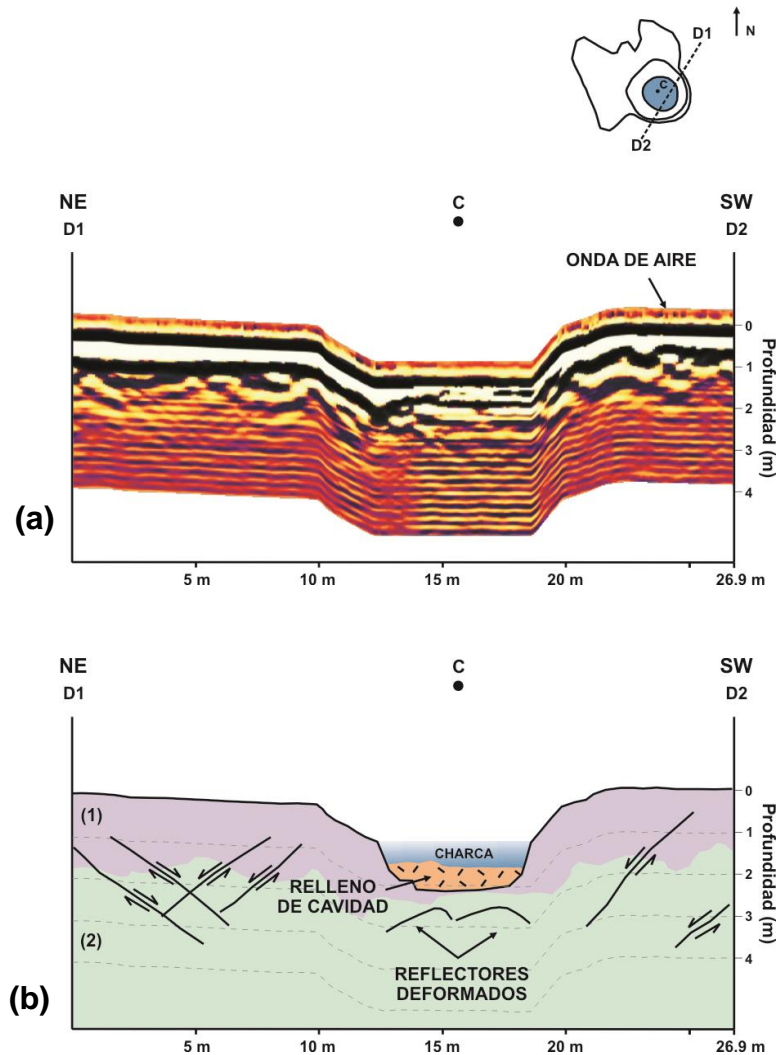
Un reflector deformado hacia arriba se aprecia en los dos perfiles por debajo del límite Este de la charca, a una profundidad de 1.5 m aproximadamente, correspondiente a la *unidad 2*. El punto más alto de este reflector se encuentra a una distancia horizontal de 4 y 3 m respecto a C para los perfiles A1-A2 y B1-B2 respectivamente. Este reflector deformado hacia arriba (up-ward bending) está desplazado, respecto al centro del cráter, hacia el lado de donde proviene el meteorito o zona up-range. Este desplazamiento es función de la oblicuidad del impacto: cuanto más oblicuo es el impacto, mayor será la distancia entre este reflector y el centro del cráter (Tsikalas, 2005). En el perfil A1-A2, se aprecia la intersección de dos de estos segmentos con deformación hacia arriba, a una profundidad de 3 m, desplazados del centro del cráter 0.7 m hacia el E-SE, lo que también es un indicativo de oblicuidad del impacto.

Los perfiles *C1-C2* y *D1-D2* muestran patrones de fallamiento entrecruzados al N-NE y NE de la cavidad respectivamente (Figuras 4.9 y 4.10), situación acorde con la dirección de los perfiles bastante perpendicular a la dirección de impacto. El fallamiento afectó los materiales tanto de la *unidad 1* como de la *unidad 2*. Al S-SW y SW de la cavidad (respectivamente con los perfiles *C1-C2* y *D1-D2*), también se observa fallamiento apuntando hacia el centro del cráter, lo que corresponde al fallamiento radial observado en los perfiles. Se observa la intersección de dos segmentos deformados: en el perfil *C1-C2* se encuentran ligeramente desplazados con respecto a C (1.20 m), mientras que en el perfil *D1-D2* se encuentran justo por debajo de C (Figura 4.10).



**Figura 4.9.** (a) Radargrama del perfil *C1-C2*; (b) Diagrama interpretativo.

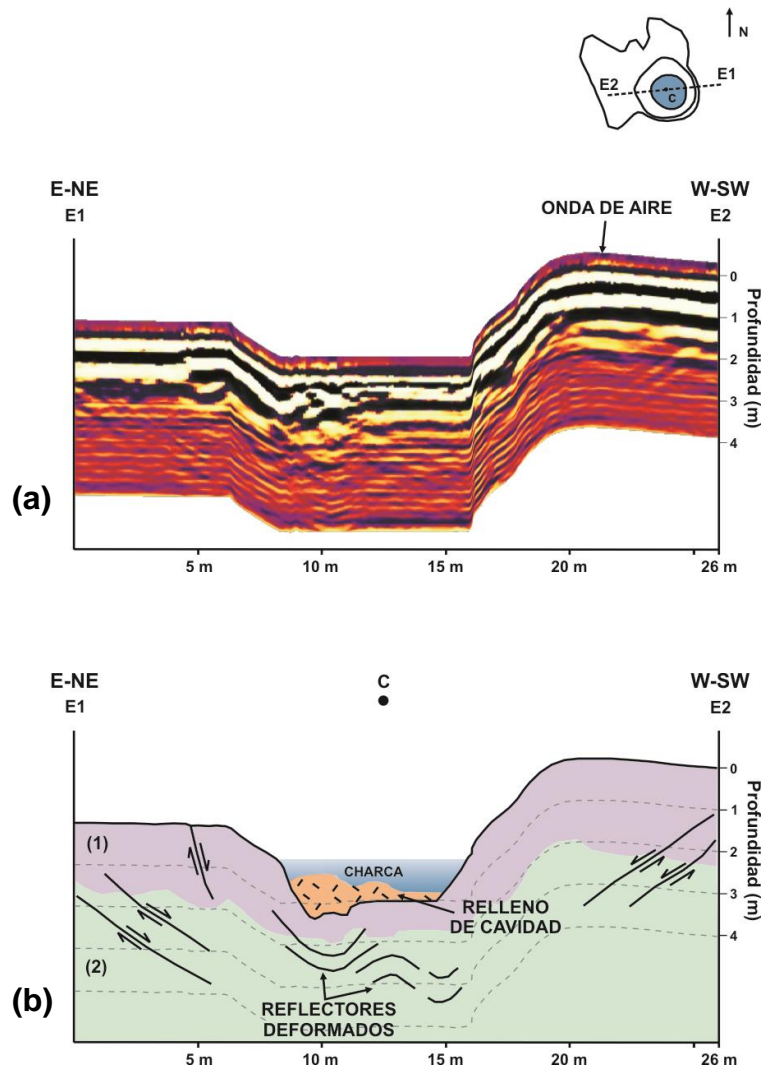
En ambos perfiles se observan sedimentos fluviales antiguos del río Callacane (correspondientes a la *unidad 1*) a ambos lados de la cavidad, los cuales pueden representar el comportamiento meandrante del río Callacane. Estos depósitos tienen un espesor de hasta 1 m aproximadamente. En el perfil *D1-D2* se observa claramente la discordancia entre los sedimentos fluviales antiguos y los recientes al NE de la cavidad; estos depósitos han sido afectados por las fallas entrecruzadas tanto en el perfil *C1-C2* como en el *D1-D2*.



**Figura 4.10.** (a) Radargrama del perfil *D1-D2*; (b) Diagrama interpretativo.



El perfil *E1-E2* (Figura 4.11) tiene una dirección E-NE/W-SW, la cual es muy aproximada a la dirección de impacto propuesta por Brown *et al.*, 2008 (83°). Este perfil muestra que la cavidad tiene una curvatura en una de sus paredes (E-NE) y el lado opuesto es más vertical (W-SW), lo que indica que el meteorito impactó sobre la terraza del río (hacia el W-SW). A ambos lados de la cavidad se observa fallamiento orientado hacia el centro del cráter. La presencia de reflectores deformados hacia abajo, a la izquierda de la cavidad, indica deformación en las capas consolidadas del subsuelo y acompañan deformación hacia arriba en una profundidad subsuperficial. Este segmento levanta un poco el anillo de la zona de *up-range* (E-NE) y forma una pequeña falla visible en superficie.



**Figura 4.11.** (a) Radargrama del perfil *E1-E2*; (b) Diagrama interpretativo.

---

---

El perfil *F1-F2*, (Figura 4.12) es oblicuo a la dirección de impacto, ha sido identificada la deformación (plegamiento) de las secuencias sedimentarias (principalmente afectando la *unidad 2*) a una profundidad de 4-5.5 m y hasta 9.5 m al S-SW de la cavidad; conforme aumenta la profundidad, la deformación es menor. En el centro del radargrama, al igual que en los radargramas de alta frecuencia, se distingue una zona caótica de aproximadamente 1 m de profundidad, aunque con menor resolución, correspondiente al material de relleno de cavidad. También se observan dos patrones de fallamiento inclinados hacia la cavidad de la estructura, el fallamiento en el lado N-NE de la cavidad alcanza una profundidad de 5.5 m (esta falla puede ser visible superficialmente en el perfil *E1-E2*, Figura 4.11), mientras que el del lado S-SW tiene 3 m de profundidad.

Esta frecuencia mostró reflectores deformados hacia arriba, los cuales se sitúan debajo del punto central en los modelos de impacto verticales, en este caso los reflectores deformados hacia arriba se encuentran desplazados 4 m hacia el N-NE con respecto a C; también se identifica un reflector deformado a 3.5 m de profundidad casi por debajo de C. Al S-SW de la estructura se observan reflectores deformados hacia abajo los cuales son una compensación de la deformación. Estos rasgos (deformaciones hacia arriba y hacia abajo) han sido muy útiles para determinar la dirección aproximada del impacto en otros estudios (Tsikalas, 2005). De hecho estos rasgos son indicadores geométricos del *up-range* y *down-range* del material eyectado.



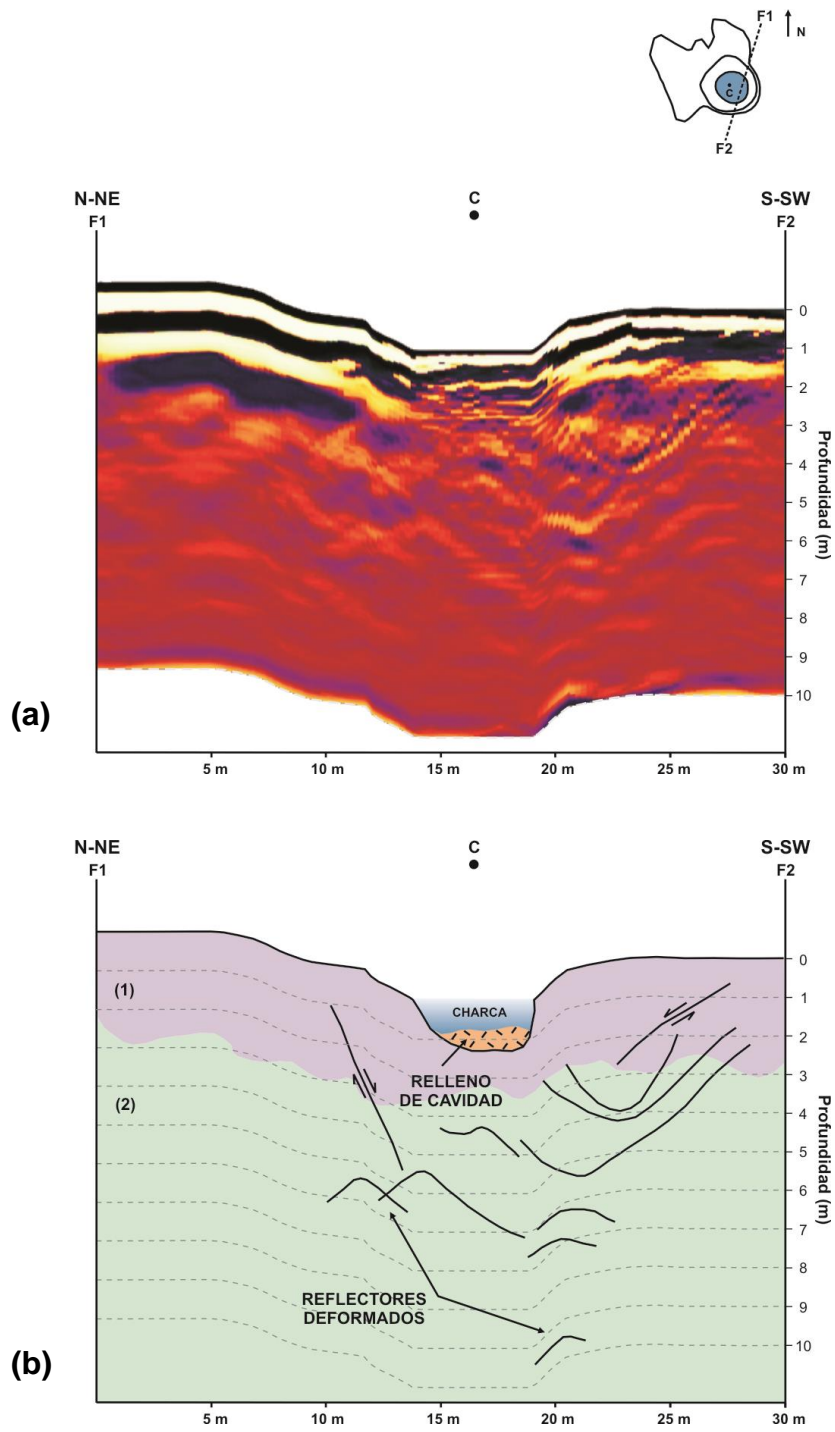
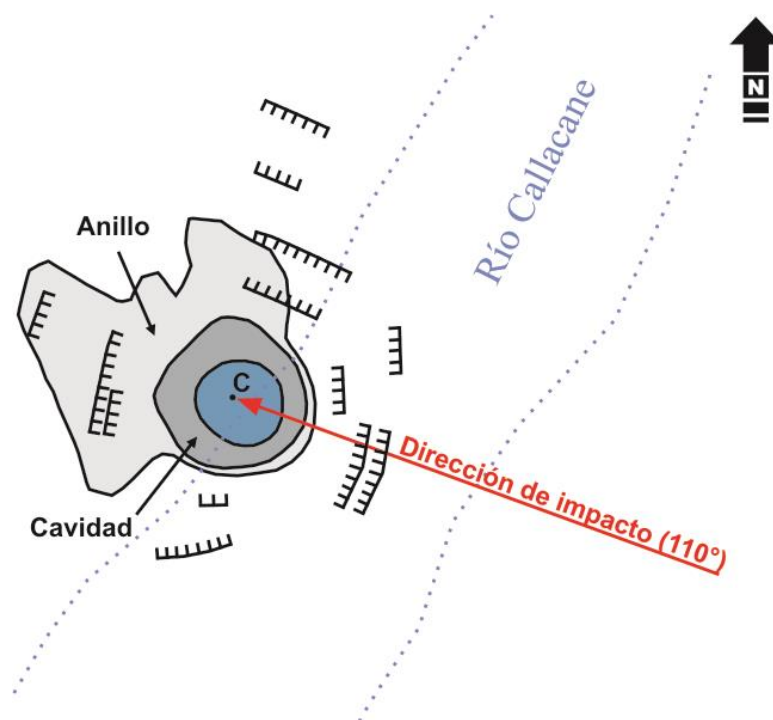


Figura 4.12. (a) Radargrama del perfil F1-F2; (b) Diagrama interpretativo.

En general los radargramas han mostrado una importante deformación dúctil (plegamiento) que se asocia a la etapa de contacto y compresión. Estos pliegues indicaron cierta oblicuidad del impacto y las zonas de *up-range* y *down-range*. Por otro lado la deformación frágil representada aquí por fallas con saltos entre 1 y 5 m se asociarían a la etapa de modificación. Con estas interpretaciones a partir de la prospección geofísica por GPR demostramos que existe un gradiente considerable de presiones de choque que originaron deformación hasta prácticamente 10 m de profundidad y a 22 m horizontales con respecto al centro del cráter (C).

El campo compresional del impacto es el máximo responsable de la deformación en profundidad. Hubo una fragmentación completa del meteorito por explosión durante la excavación, luego no hubo efecto de ondas tensionales. En caso contrario, no observaríamos deformaciones a distancias tan alejadas del centro del cráter (aproximadamente 20 m). Las fallas siguen un patrón de orientación radial respecto al centro de la estructura (Figura 4.13) y su inclinación es compatible con el ángulo de impacto determinado.



**Figura 4.13.** Mapa estructural de la estructura de impacto.

A nivel microscópico, con esos gradientes compresivos se originó metamorfismo de impacto en granos de cuarzo en los que se exhibe una microestructura de deformación planar (Harris *et al.*, 2008); estos granos fueron encontrados de manera abundante en el material eyectado finamente pulverizado al NW del anillo. También han sido identificados minerales como la stishovita y la jadeita. Así mismo, aunque es difícil de identificar *shatter cones* en este tipo de terrenos (alto contenido en arcillas), aparecen disgregadas y como cantos caídos. Es importante recalcar las condiciones de presión durante el evento de impacto meteorítico, las cuales fueron lo suficientemente altas (superior a 10 GPa) como para producir los efectos macroscópicos y microscópicos antes mencionados.

### 4.3. APLICACIÓN DE LEYES DE ESCALA

Holsapple (1993) ha relacionado la masa y velocidad del meteorito con la resistencia del material, correspondiente a un suelo con alto contenido de agua mediante la siguiente función:

$$(a) \quad L=0.05 m V^{1.65}$$

donde:

$L$  = volumen del cráter ( $m^3$ )

$m$  = masa del meteorito (kg)

$V$  = velocidad de impacto (km/s)

Esta función ha sido empleada en otros estudios (Antier *et al.*, 2008) para determinar la masa del meteorito; en este caso se utilizó el volumen del material excavado obtenido a partir del MDT ( $102 m^2$ ), lo que arrojó una masa del meteorito de 2.9 ton, la cual es aproximada a los rangos de masa reportados por Antier *et al.* (2008) y por Brown *et al.* (2008) (Tabla 4.3). A partir de la ecuación (b) se estimó una energía de explosión de 4.7 tons TNT, tomando en cuenta una velocidad de impacto de 1.78 km/s y la masa del meteorito calculada según el volumen del material excavado obtenido mediante el MDT:

$$(b) \quad W = \frac{1}{2}mV^2$$

donde:

$W$  = energía de explosión (kg TNT)

$m$  = masa del meteorito (kg)

$V$  = velocidad de impacto (km/s),

El diámetro final de la estructura de impacto afectada con una energía de explosión de 4.7 ton TNT, fue estimado a partir de la ecuación (c) dada por Kinney *et al.* (1985), resultando 13.40 m, lo cual corroboró el diámetro mayor de la estructura (13.38 m) obtenido del MDT:

$$(c) \quad d=0.8W^{1/3}$$

donde:

$d$  =diámetro (m)

$W$ = energía de explosión (kg TNT)

Las tres ecuaciones utilizadas para determinar teóricamente el diámetro del cráter, la masa del proyectil y la energía desprendida en el impacto (ecuaciones a, b y c), corresponden a expresiones simplificadas de las Leyes de Escala aplicadas al fenómeno de la formación de cráteres. En general, las leyes de escala utilizan la combinación de magnitudes para obtener parámetros adimensionales (funciones) que sirvan para la definición y caracterización de formas o procesos físicos, entre ellos, la formación de cráteres de impacto.

Los valores fueron validados por comparación con los resultados obtenidos por otros autores (Tabla 4.3). De todas maneras, las leyes de escala más utilizadas para el *cratering* son las denominadas de “Grupo  $\pi$ ” (Holsapple, 1993), en las que, bajo la simplificación basada en una relación  $\rho_t / \rho_p$  (densidades del terreno y proyectil, respectivamente) igual a 1 o parecido, considerando un proyectil esférico y un régimen gravitatorio, el diámetro del cráter transitorio estaría dado, por ejemplo, por una expresión como:

$$(d) \quad D_{at} = \left( \frac{M}{\rho_t} \right)^{1/3} \left( \frac{1.61gd_p}{V^2} \right)^{-\beta}$$

donde:

$M$  = masa del proyectil.

$\rho_t$  = densidad del material afectado.

$g$  = aceleración de la gravedad terrestre, 9.81 m/s<sup>2</sup>.

$d_p$  = diámetro del proyectil.

$V$  = velocidad de impacto.

Esta expresión surge de relacionar las siguientes:

$$(e) \quad \pi_D = C_D \pi_2^{-\beta}$$

$$(f) \quad \pi_D = D_{at} \left( \frac{\rho_t}{M} \right)$$

$$(g) \quad \pi_2 = \frac{1.61gd_p}{V^2}$$

Donde  $C_D$  y  $\beta$  son constantes experimentales que dependen del terreno afectado: 0.88 y 0.22, respectivamente. El diámetro de la ecuación ( $d$ ), para nuestro caso, resulta en 13.42 m, un valor muy aproximado a los 13.38 m, que es el diámetro máximo (dirección de impacto) calculado a partir del MDT. En la estimación del diámetro por la ecuación ( $d$ ), se utilizó una densidad del material del terreno de 2400 kg/m<sup>3</sup>, la masa del proyectil determinada en la ecuación ( $a$ ) y el diámetro máximo del proyectil de 2 m.

En este estudio se propone otra función para determinar el ángulo de impacto. Esta función es una modificación de la presentada por Chapman y McKinnon (1986). La nueva propuesta mantiene las relaciones y los parámetros establecidos en las Leyes de Grupo  $\pi$  anteriores:

$$V_{tr} = C_D \left( \frac{\rho_P}{\rho_T} \right) V_P \pi_2^{-0.40} \text{sen}(\alpha)^\gamma$$

donde:

$$C_D = 0.88$$

$$\rho_P = \text{densidad del proyectil (3300 kg/m}^3\text{)}$$

$$\rho_T = \text{densidad del material afectado (2400 kg/m}^3\text{)}$$

$$V_P = \text{volumen del proyectil (4.19 m}^3\text{)}$$

$$\gamma = 1.3$$

Considerando esta última relación, obtenemos un ángulo de impacto de 57°. Las modificaciones introducidas respecto a la relación de Chapman y McKinnon (1986) son justificadas porque, en este caso, el material afectado es sedimentario y estamos dentro del régimen de esfuerzos, no gravitacional. La deformación identificada a poca profundidad es un buen indicador de este ángulo de impacto. Aunque se ha reportado fusión del material, el ángulo calculado no coincide con esta circunstancia. Los cráteres que presentan fusión tienen ángulos de impacto menores (siempre considerando el

tamaño del cráter). Así se deduce que la presencia de agua en los materiales afectados es determinante para justificar la fusión del material. Por este motivo, es muy difícil estimar una temperatura pico de impacto o se debería dar un rango demasiado grande de temperaturas: 1000-1500 °C.

**Tabla 4.3.** Características geométricas y de la cinética del evento de impacto meteorítico de Carancas.

	VOLUMEN CAVIDAD (m <sup>3</sup> )	MASA DEL METEORITO (ton)	VELOCIDAD DE IMPACTO (km/s)	ÁNGULO DE INGRESO A LA ATMÓSFERA	ÁNGULO DE IMPACTO	ENERGÍA DE EXPLOSIÓN (ton TNT)	AZIMUT DEL IMPACTO
<i>Antier et al. (2008)</i>	480	1.5-15	0.8-3	50°	*	4.8	110°
<i>Brown et al. (2008)</i>	*	1	1.5-4	63°	*	2-3	82°
<b>Presente estudio</b>	<b>102</b>	<b>2.9</b>	<b>1.78</b>	*	<b>57°</b>	<b>4.7</b>	<b>90-130°</b>

\* No reportado

## CONCLUSIONES

Se comprobó que el Modelo Digital del Terreno de alta resolución también puede ser aplicado para el estudio geomorfológico de estructuras de impacto muy pequeñas. Los resultados son equiparables a los estudios de grandes impactos (entre 10 y 300 km) en los que la información altimétrica se extrae de imágenes satelitales con radar. En el caso del presente trabajo, ha sido de cabal importancia el levantamiento topográfico inicial.

La información extraída del MDT es útil para establecer mejor los parámetros geométricos que definen a la geoforma, así como aquellos que caracterizan el fenómeno dinámico del impacto: volumen de material desplazado, parámetro de asimetría, profundidad del cráter y área afectada.

El trabajo con GPR se une a los pocos que existen hasta el momento en los que esta metodología de prospección geofísica se ha aplicado a cráteres de impacto. De hecho, es la primera vez que se aplica a un cráter tan reciente. La interpretación de los radargramas vislumbra zonas con diferentes tipos y grados de deformación que complementa la información de superficie (MDT) en lo que se refiere a la reconstrucción del impacto.

Los radargramas también fueron una fuente para diferenciar los diversos tipos de material afectado. Aunque el uso del GPR para la detección y caracterización de aguas subterráneas, horizontes de suelos o capas estratigráficas es común, el diseño de la metodología aquí presentada pretende combinar información estructural con datos estratigráficos, edafológicos y/o hidrogeológicos para definir un proceso dinámico: el impacto meteorítico. Queda así demostrada la originalidad del trabajo en el uso del GPR.



---

---

Las dimensiones del cráter implicaron la necesidad de considerar la corrección topográfica para alcanzar una interpretación óptima de los radargramas. Éste es el punto de confluencia entre los dos instrumentos metodológicos utilizados: el MDT y el GPR.

La topografía original del terreno se presenta como un factor determinante en la geometría superficial del cráter. Asumiendo de esta manera que esta constricción afecta también la evaluación del ángulo y azimut del impacto. En este aspecto, este trabajo aporta nuevas magnitudes que difieren de algunos trabajos anteriores.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Anderson J. L. B., Schultz P. H., 2006. Flow-field center migration during oblique impacts: implications for curved uprange ejecta rays. *Lunar and Planetary Science*, XXXVII, 1726.pdf.

Anders E., 1964. Origin, age and composition of meteorites. *Space Science Reviews*, 5-6, 3, 583-714.

Antier K., Le Pichon A., Cansi Y., Hernandez B., Minaya E., Burgoa B., Drob. D., Evers L. G., 2008. Atmospheric entry and impact of the September 15, 2007 Desaguadero meteoroid. *Infra Matics*, 21, 12.

Basson U., 2000. Ground Penetrating Radar (GPR). Environmental & Engineering Geophysical Center.

Bischoff, A., 2001a. Fantastic new chondrites, achondrites, and lunar meteorites as the result of recent meteorite search expeditions in hot and cold deserts. *Earth, Moon and Planets*. 85-86, 87-97.

Bischoff, A., 2001b. Meteorite classification and the definition of new chondrite classes as a result of successful meteorite search in hot and cold deserts. *Planetary and Space Science*. 49, 769-776.

Brown P., ReVelle D. O., Tagliaferri E., Hildebrand A. R., 2002a. An entry model for the Taguish Lake fireball using seismic, satellite and infrasound records. *Meteorite Planet Sci.*, 37, 661-675.

Brown P., ReVelle D. O., Silber E. A., Edwards W. N., Arrowsmith S., Jackson Jr L. E., Tancredi G., Eaton D., 2008. Analysis of a crater-forming meteorite impact in Peru. *Journal of Geophysical Research*, 113, 1-13.

Chapman C.R., McKinnon W.B., 1986. Cratering of planetary satellites. In: *Satellites*, (Burns J.A., Matthews M.S., eds.), Univ. of Arizona Press, Tucson, pp. 492-580.

---

---

Connolly Jr. H. C., Smith C., Benedix G., Folco L., Righter K., Zipfel J., Yamaguchi A., Chennaoui Aoudjehane H., 2008. *The Meteoritical Bulletin*, 93, 2008, March. *Meteoritics and Planetary Science* 43, 3, 586-587.

Daniels, D. J., 2004. *Ground Penetrating Radar*. Electrical Engineers Institute, London, UK, 726.

Davis, J. L., Annan, A. P., 1989. Ground penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, 37, 531-551.

Dence M. R., Innes M. J. S., Robertson P. B., 1968. Recent geological and geophysical studies of Canadian craters. In *Shock Metamorphism of Natural Materials* (B. M. French and N. M. Short, eds.), Mono Book Corp., Baltimore, pp. 339–362.

Dence M. R., Grieve R. A. F., Robertson P. B., 1977. Terrestrial impact structures: Principal characteristics and energy considerations. In *Impact and Explosion Cratering: Planetary and Terrestrial Implications* (D. J. Roddy, R. O. Pepin, and R. B. Merrill, eds.), Pergamon, New York, pp. 247–275.

Ellison R. A., Klinck B. A., Hawkins M. P., 1989. Deformation events in the Andean orogenic cycle in the Altiplano and Western Cordillera, southern Peru. *J. South American Sciences*, 2, 263-276.

French, B. M., 1998. *Traces of catastrophe: A handbook of shock-metamorphic effects in terrestrial meteorite impact structures*. Tech. Report, LPI Contribution No. 954, Lunar and Planetary Institute, Houston, Tex., 120.

Gault D. E., 1974. Impact cratering, in *A Primer in Lunar Geology*, (R. Greeley and P. Schultz eds.), pp. 137-175.

Gault D. E., Quaide W. L., and Oberbeck V. R., 1968. Impact cratering mechanics and structures. In *Shock Metamorphism of Natural Materials* (B. M. French and N. M. Short, eds.), Mono Book Corp., Baltimore, pp. 87-99.

Grieve R. A. F., Robertson P. B., Dence M. R., 1981. Constraints on the formation of ring impact structures, based on terrestrial data. In *Multi-Ring Basins: Formation and Evolution*, Proc. Lunar Planet. Sci. 12A (P. H. Schultz and R. B. Merrill, eds.), Pergamon, New York, pp. 37–57.

Grieve R. A. F., 1991. Terrestrial impact: the record in the rocks. *Meteoritics*, 26, 175–194.

Harris R. S., Schultz P. H., Tancredi G., Ishitsuka J., 2008. Preliminary petrologic analysis of impact deformation in the Carancas (Peru) cratering event. *Lunar and Planetary Science*, XXXIX, 2446.pdf.

Heggy E., Paillou P., Mills D., Clifford S., 2005. Mapping buried impact craters using Ground Penetrating Radar: mapping some structural elements of the largest impact field in the western Egyptian desert. *Lunar and Planetary Science*, XXXVI, 2375.pdf.

Heggy E., Paillou P., 2006a. Counting and exploring small-buried craters in the Sahara using radar sounding and imaging radar: lessons to be learned for the Martian case. *Planetary Chronology Workshop*, 6033.pdf.

Heggy E., Paillou P., 2006b. Sounding cratonic fill in small buried craters using ground penetrating radar: analog study to the Martian case. *Lunar and Planetary Science*, XXXVII, 1264.pdf.

Holsapple K. A., 1993. The scaling of impact processes in planetary sciences. *Am. Rev. of Earth and Planetary Sci.*, 21, 333-373.

INGEMMET, 1975. Carta Pizacoma.

Jaillard Étienne, Santander Genaro, 1992. La tectónica polifásica de la zona de Mañazo-Lagunillas (Puno, Sur del Perú). *Bull. Inst. Fr. Études andines*, 21, 1, 37-58.

Keil K., Fredriksson, K., 1964. The iron, magnesium, and calcium distribution in coexisting olivines and rhombic pyroxenes of chondrites. *Journal of Geophysical Research*. 69, 3487-3515.

---

---

Kenkmann T., Artemieva N. A., Poelchau M. H., 2008. The Carancas event on September 15, 2007: meteorite fall, impact conditions and crater characteristics. *Lunar and Planetary Science*, XXXIX, 1094.pdf.

Kieffer S. W., Simonds C. H., 1980. The role of volatiles and lithology in the impact cratering process. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18, 143-181.

Kinney G. F., Graham K. J., 1995. *Explosive shocks in air*, Springer-Verlag, New York, 9-10.

Klinck B. A., Ellison R. A., Hawkins M. P., 1986. The geology of the Cordillera occidental and Altiplano, West of the Lake Titicaca, Southern Peru. *Inst. Geol. Min. Metal., Informe preliminar*, 353.

Kulichkov S. N., 1992. Long-range propagation of sound in the atmosphere: A review *Izvestiia Russian Academy of Sciences. Atmospheric Oceanic Physics*, 28, 4, 339-360.

Laharie R., 1975. Tectogénesis, Orogénesis y Volcanismo en los Andes del sur de Perú. *Bull. Inst. fr. Études andines*, 4, 3-4, 173-198.

Le Pichon A., Guérin J. M., Blanc E., Raymond D., 2002a. Trail in the atmosphere of the December 29, 2000 meteorite as record in Tahiti: characteristics and trajectory reconstitution. *J. Geophys. Res.*, 107.

Li Zhilin, Zhu Qing, Gold Chris, 2005. *Digital Terrain Modeling: Principles and Methodology*. CRC Press, United States of America, pp. 318.

Santa Cruz R. L., 1992. La clasificación de los meteoritos. *Sociedad Mexicana de Mineralogía, A. C., Boletín de Mineralogía*, 5, 1, 56-64.

Maurya D. M., Patidar A. K., Mulchandani N., Goyal B., Thakkar M. G., Bhandari S., Vaid S. I., Bhatt N. P. and Chamayal L. S., 2005. Need for initiating ground penetrating radar studies along faults in India: An example from Kachchh. *Current Science*, 88, 231-240.

- McSween J.Y. Jr., 1999. Meteorites and their Parent Planets. Cambridge University Press. Cambridge. pp 310.
- Melosh H. J., 1989a. Impact Cratering: A Geologic Process. Oxford Univ., New York, pp. 245.
- Melosh H. J., 1989b. Impact erosion of the primordial atmosphere of Mars. Nature, 338, 494-497.
- Meyer W., 1995. Concepts of Mathematical Modeling. McGraw-Hill Book Company, New York, pp. 138.
- Muñoz Espadas M. J., 2003. Mineralogía, texturas y cosmoquímica de cóndrulos en condritas H4, H5, L5 y LL5. Departamento de Cristalografía y Mineralogía, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. Tesis Doctoral.
- Newell N. D., 1949. Geology of the Titicaca region, Peru and Bolivia. Geol. Soc. Am. Bull., 102, 1105-1113.
- Núñez del Prado H., Macharé J., L. Macedo, Chrif H., Pari W., Ramirez-Cardona M., Aranda A., Greenwood R. C., Franchi I. A., Canepa C., Bernhardt H. J., Plascencia L., 2008a. The meteorite fall in Carancas, Lake Titicaca region, southern Peru: First results. Abstract, Lunar and Planetary Science, Texas, USA, XXXIX, 2555.pdf.
- Núñez del Prado H., Pari W., Ramírez M., Macharé J., Macedo L., 2008b. Reconstruction of an impact event in Carancas, South of Peru, by GPR studies on a small crater. Abstract Meeting Meteoritical Society, Julio, Matsue, Japón.
- Núñez del Prado H., Macharé J. Macedo L. Chirif H. Pari W. Ramírez-Cardona M., Aranda A., 2008c. Avances en el estudio del meteorito y cráter de Carancas, Puno-Perú., 1er Simposium Latinoamericano de Meteorítica e Impactología, XIII Congreso Latinoamericano de Geología, Lima (Perú) O3.
- O'Keefe J. D., Ahrens T. J., 1993. Planetary cratering mechanics. J. Geophys. Res., 98, 17011-17028.

---

---

Paillou Phillippe, Barkooky Ahnned El., Barakat Aly, Malezieux Jean-Marie, Reynard Bruno, Dejax Jean, Heggy Essam, 2004. Discovery of the largest crater field on Earth in the Gifl Kebir region, Egypt. C. R. Acad. Sci. Paris, Geoscience, 336, 1491.

Peters, L. P., Daniels, J. J. and Young, J. D., 1994. Ground penetrating radar as a subsurface environmental sensing tool. Proceedings of the IEEE, 82, 12, 1802-1822.

Ramírez-Cardona M., Núñez del Prado H., Macharé J., Macedo L., Chirif H., Pari W., Ramírez-Mendoza D., 2008. Characterization o a recent impact structure (Carancas crater, Peru) by integrating geomorphologic and GPR data. Abstract. 33 rd. Intern. Geolog. Cong. Oslo, Noruega.

ReVelle D. O., Brown P. G., Spurný P., 2004. Entry dynamics and acustics/ infrasonic/seismic analysis for the Neuschwanstein meteorite fall. Meteorit. Planet. Sci., 39, 1605-1626.

Reynolds J. M., 1997. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. John Wiley & Sons Ltd., England, 681-749.

Rosales D., Vidal E., Ishitsuka J., Benavente S., 2008. Geomagnetic study of Carancas meteorite and its crater. Lunar and Planetary Science, XXXIX, 1744.pdf.

Rubinovich-Kogan R., 1992. Los meteoritos y glosario de meteorítica. Sociedad Mexicana de Mineralogía, A. C., Boletín de Mineralogía, 5,1, p. 96-113.

Schultz P. H., Harris R. S., Tancredi G., Ishitsuka J., 2008. Implications of the Carancas Meteorite Impact. Lunar and Planetary Science, XXXIX, 2409.pdf.

SENAMIHI, 2007. Informe técnico: Evaluación hidrológica, cuenca del Lago Titicaca. Dirección General de Hidrología y Recursos Hídricos, Perú, pp. 17.

Tancredi G., Ishitsuka J., Rosales D., Vidal E., Dalmau A., Pavel D., Benavente S., Miranda P., Pereira G., Vallejos V., Varela M. E., Brandstätter F., Schultz P., Harris R. S., Sánchez L., 2008. What do we know about the “Carancas-Desaguadero” fireball, meteorite and impact crater. Lunar and Planetary Science, XXXIX, 1216.pdf.

Tsikalas F., 2005. Mjølfnir crater as a result of oblique impact: asymmetry evidence constrains impact direction and angle. En *Impact Tectonics* (Koeberl C. Henkel H., Eds.), Berlin, Springer-Verlag, pp, 285-306

Van Schmus, W. R., Wood, J. A., 1967. A chemical-petrological classification for the chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 31, 747-765.

Velarde Teresa, Chirif Humberto, 2008. El meteorito de Carancas-Puno: descripción petrográfica de una condrita. 1er Simposio Latinoamericano de Meteorítica e Impactología. Lima (Perú). O2.

Yan Li, 2008. Based on the Triangular Grid Digital Elevation Model of the Terrain Modeling. *Proceedings of World Academy of Science*, 35, 402-404.



## GLOSARIO

**Amplitud:** es la distancia entre la cresta o valle de una onda y el eje horizontal de equilibrio.

**Brechamiento:** formación de fragmentos de roca, por lo general angulares, por debajo de la cavidad de un cráter durante un impacto meteorítico. El grado de brechamiento está determinado principalmente por la cinética del impacto y por el tipo de roca afectada.

**Condrita:** tipo de meteorito no metálico (rocoso) que no ha sufrido procesos de fusión o diferenciación en el asteroide del que procede. En base a su contenido de Fe se dividen en tres grupos: H, L y LL.

**Cóndrulos:** agregado o gránulo esferoidal, con frecuencia cristalizado radialmente y usualmente de alrededor de 1 mm de diámetro, que consiste principalmente de olivino y piroxeno y que se presentan abundantemente dentro de los meteoritos pétreos.

**Constante dieléctrica (o permitividad relativa):** el valor de la constante dieléctrica de un material define el grado de polarización eléctrica de la sustancia cuando ésta se somete a un campo eléctrico exterior.

**Curvas de nivel:** curvas cerradas, equidistantes y que no se cruzan entre sí que representa puntos de la superficie terrestre donde la elevación del terreno es la misma.

**Down-range:** zona ubicada en la dirección del impacto, usualmente es la que contiene la mayor distribución de ejectas.

**Ejectas:** material expulsado durante la formación de las estructuras de impacto meteorítico. Se clasifican en ejectas próximos y ejectas distales según la distancia a la que se encuentren de la estructura. La palabra ejecta proviene del inglés. En español sólo existe el verbo eyectar.

---

---

**Energía cinética:** trabajo necesario para acelerar un cuerpo de una masa dada desde el reposo hasta la velocidad que posee.

**Estereoscopia:** técnica capaz de recoger información visual tridimensional o de crear la ilusión de profundidad en una imagen.

**Fallamiento:** ocurrencia de desplazamiento horizontal o vertical de las rocas a lo largo de un plano; el origen de estos movimientos pueden ser fuerzas compresivas o distensivas. Se producen durante la fase de modificación en las estructuras de impacto.

**Fotogrametría:** técnica que utiliza fotografías aéreas traslapadas para tener una visión estereoscópica del terreno para realizar análisis de dimensiones o posición de objetos en el espacio.

**Fracturamiento:** ocurrencia de superficies a lo largo de las cuales una roca o mineral ha perdido cohesión, es decir, se ha roto.

**Frecuencia [de onda]:** número de repeticiones del período de una onda por unidad de tiempo; es inversamente proporcional a la longitud de onda. La frecuencia se mide en Hertz (Hz); un Hertz es igual a un período por segundo.

**Magnetización remanente:** magnetismo natural permanente de una roca determinado por los minerales que la forman; mediante este parámetro se pueden analizar las condiciones de formación de los meteoritos.

**Metamorfismo de impacto:** transformación, sin cambio de estado, de la textura de una roca por la acción de la temperatura y/o presión que se ejerce durante un impacto meteorítico.

**Meteorito:** fragmentos de asteroides o planetas que viajan por el espacio y chocan contra la superficie de la Tierra o de otro cuerpo planetario.

**Nivel freático:** límite superior de la zona de saturación en las rocas permeables (acuífero). Este nivel varía estacionalmente en función a la precipitación, aunque influyen otros factores como la evapotranspiración e infiltración.

**Ondas de choque:** onda de presión que genera un aumento de temperatura y presión extrema que se percibe en el medio como explosiones.

**Ondas elásticas (u ondas tensionales):** perturbación tensional que se propaga a lo largo de un medio elástico. Las ondas sísmicas son un ejemplo de ondas elásticas.

**Ondas infrasónicas:** ondas sonoras que poseen una frecuencia inferior al intervalo audible para el humano, es decir, entre 0 y 20 MHz.

**Ondas Rayleigh:** ondas sísmicas superficiales que producen un movimiento elíptico retrógrado en el subsuelo y cuya amplitud disminuye rápidamente con la profundidad.

**Ondas sísmicas:** son un tipo de onda elástica que consisten en la propagación de perturbaciones temporales que genera movimientos en un medio.

**Permitividad:** determinada por la habilidad del material de polarizarse en respuesta a un campo eléctrico aplicado y, de esa forma, cancelar parcialmente el campo dentro del material.

**Radiación electromagnética:** campos eléctricos y magnéticos oscilantes que se propagan a través del espacio.

**Río intermitente:** corriente de agua que sólo tiene agua durante una época del año, generalmente en época de lluvias o de deshielo. También se le llama río estacional.

**Shatter cones:** rasgos de metamorfismo de impacto a escala megascópica que se generan a partir del fracturamiento y estriamiento curvado de las rocas afectadas que genera conos parciales o completos. Se forman a bajas presiones de impacto (1-5 GPa).

---

---

**Sistema de proyección cartográfica:** representación gráfica que establece una relación ordenada entre los puntos de la superficie de la Tierra y los de una superficie plana (mapa).

**Tableta digitalizadora:** dispositivo independiente conectado al CPU de una computadora que permite al usuario introducir gráficos o dibujos a mano, tal como lo haría con lápiz y papel. Consiste de una superficie plana sobre la que el usuario dibuja y un lápiz especial.

**Up- range:** zona ubicada en la dirección de donde proviene el impacto, usualmente la distribución de ejectas es menor que en el down-range.

**Velocidad cósmica:** velocidad que debe tener un cuerpo para orbitar sobre la superficie del planeta; se calcula teniendo en cuenta que la fuerza centrífuga aplicada sobre este cuerpo debe ser igual a la fuerza gravitacional que actúa sobre él.

## ANEXO I

## PROPIEDADES ELÉCTRICAS DE DIVERSOS MATERIALES

**Tabla I.** Propiedades eléctricas del agua y de materiales geológicos (Davis *et al.*, 1989)

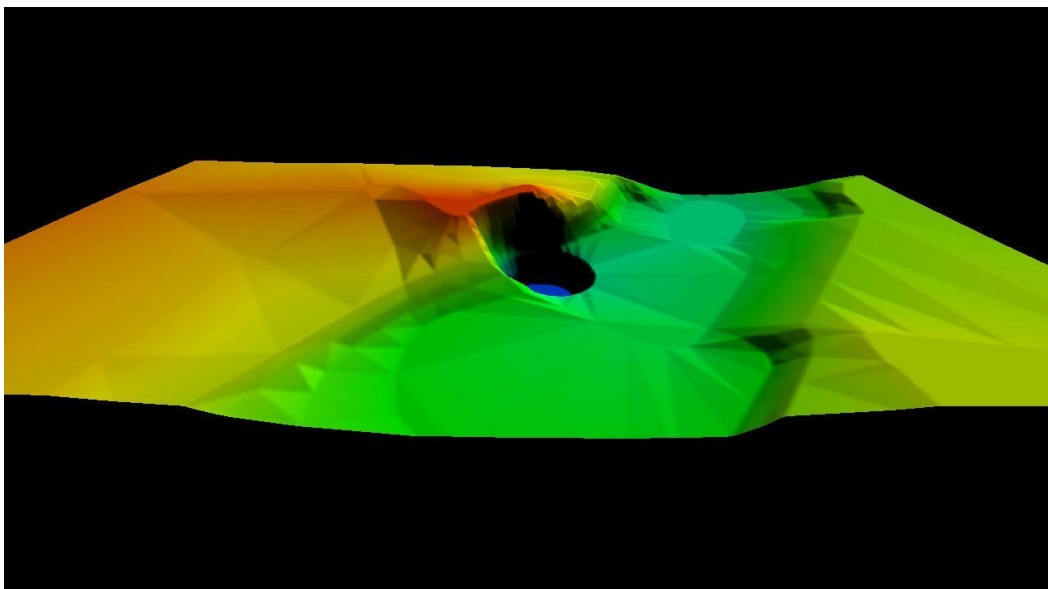
MATERIAL	CONSTANTE DIELÉCTRICA (mS/m)	CONDUCTIVIDAD (mS/m)	VELOCIDAD (m/ns)
aire	1	0	0.3
agua destilada	80	0.01	0.033
agua dulce	80	0.5	0.033
agua de mar	80	30,000	0.01
arena	3–5	0.01	0.15
arena saturada	20–30	0.1–1.0	0.06
lutitas	4–8	0.5–2.0	0.12
pizarras	5–15	1–100	0.09
limos	5–30	1–100	0.07
arcilla	4–40	2–1,000	0.06
granito	4–6	0.01–1	0.13
sal (seca)	5–6	0.01–1	0.13
hielo	3–4	0.01	0.16

---

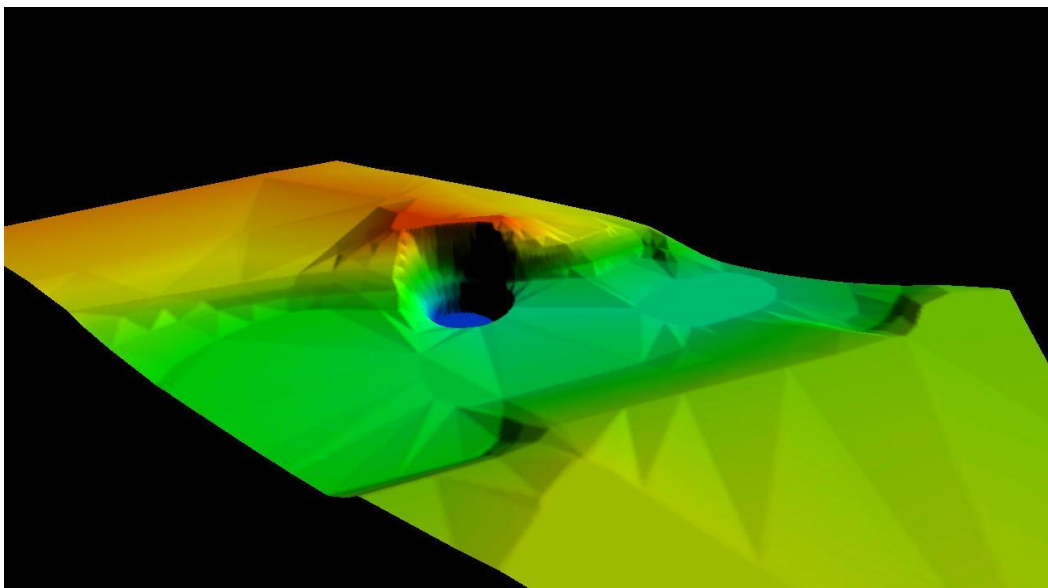
---

## ANEXO II

### PERSPECTIVAS EN 3-D DEL MDT DEL CRÁTER



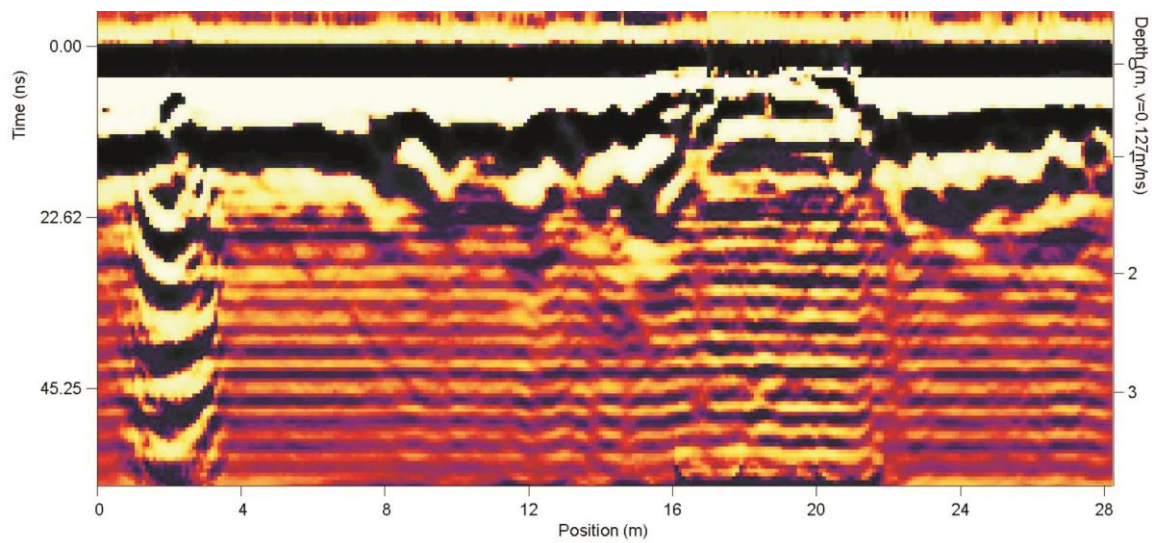
**Figura XIII.** Perspectiva en 3-D del Modelo Digital del Terreno del cráter de Carancas. El modelo está orientado al Norte y presenta exageración vertical (X4).



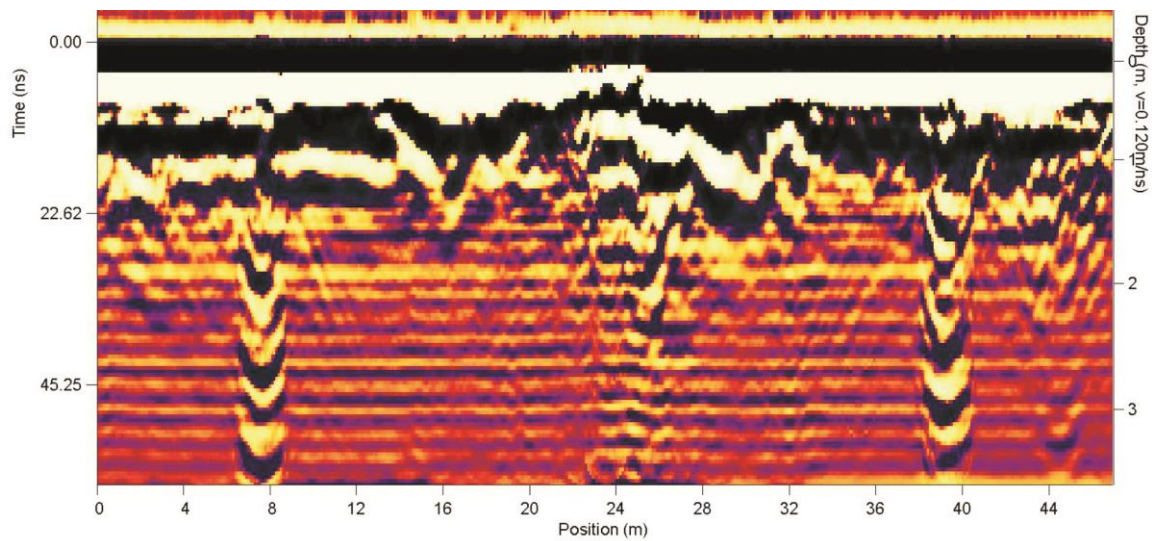
**Figura XIV** Perspectiva en 3-D del Modelo Digital del Terreno del cráter de Carancas. El modelo está orientado al Noreste y presenta exageración vertical.

## ANEXO III

## RADARGRAMAS DE LÍNEAS DE EXPLORACIÓN DE GPR

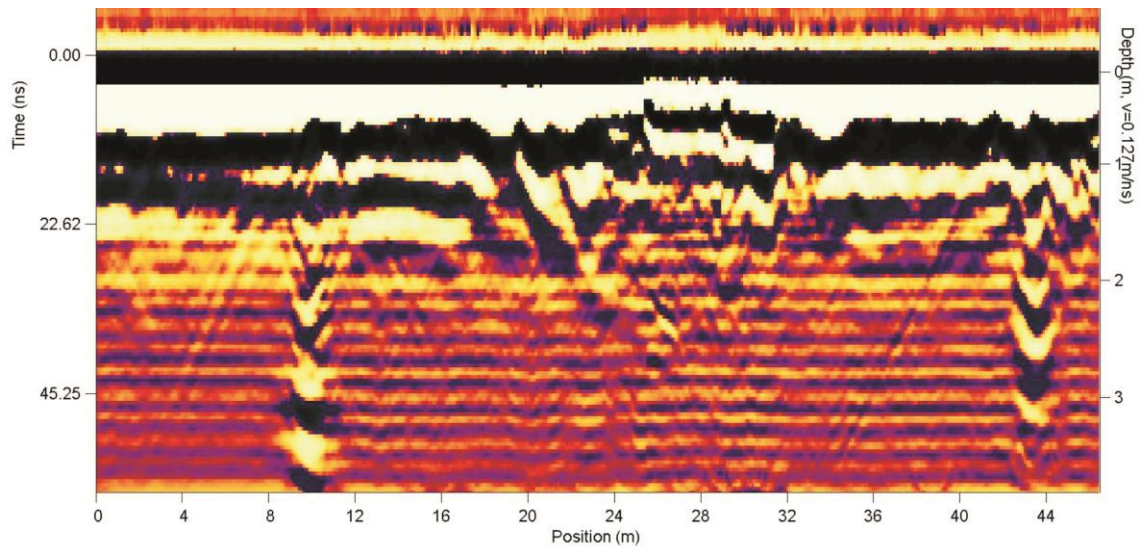


**Figura I.** Radargrama de exploración con GPR correspondiente a la línea A1-A2.

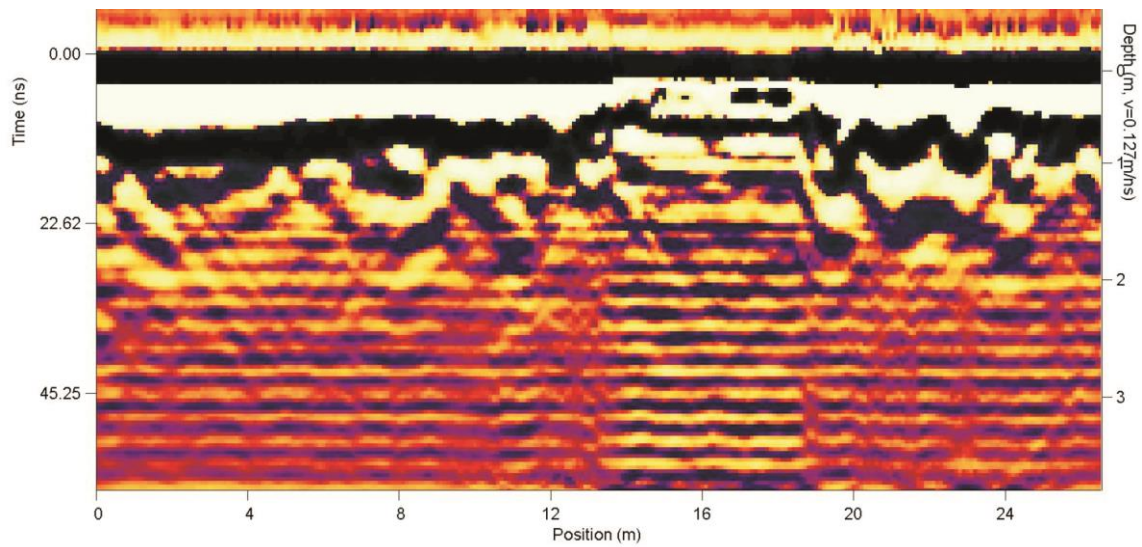


**Figura II.** Radargrama de exploración con GPR correspondiente a la línea B1-B2.



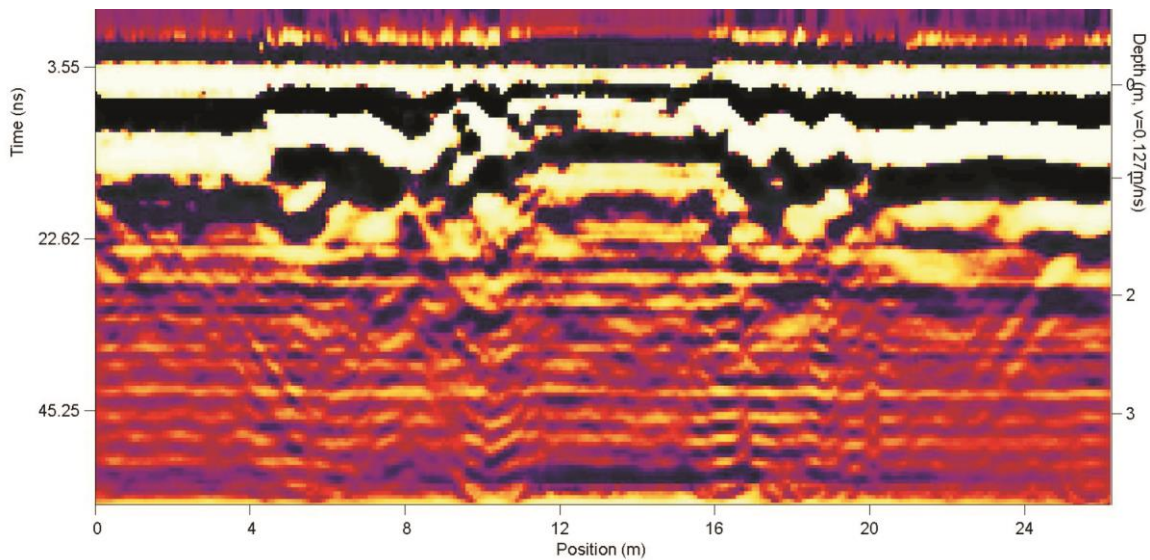


**Figura III.** Radargrama de exploración con GPR correspondiente a la línea *C1-C2*.

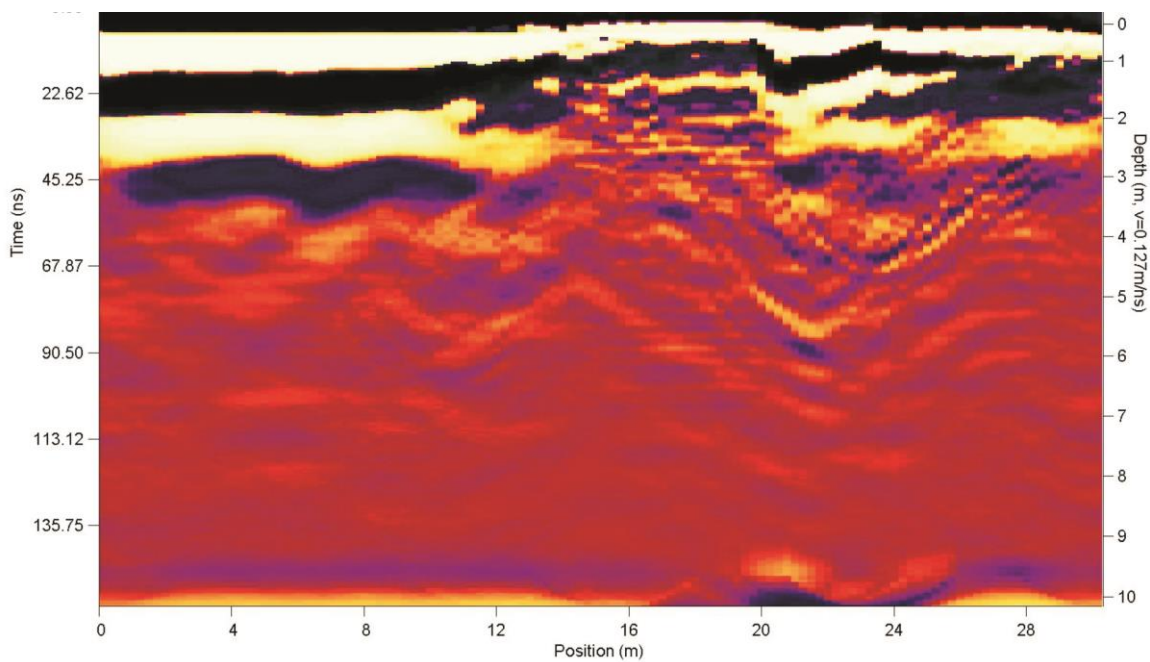


**Figura IV.** Radargrama de exploración con GPR correspondiente a la línea *D1-D2*.





**Figura V.** Radargrama de exploración con GPR correspondiente a la línea *E1-E2*.



**Figura VI.** Radargrama de exploración con GPR correspondiente a la línea *F1-F2*.

---

---

ANEXO IV

PERFILES TOPOGRÁFICOS

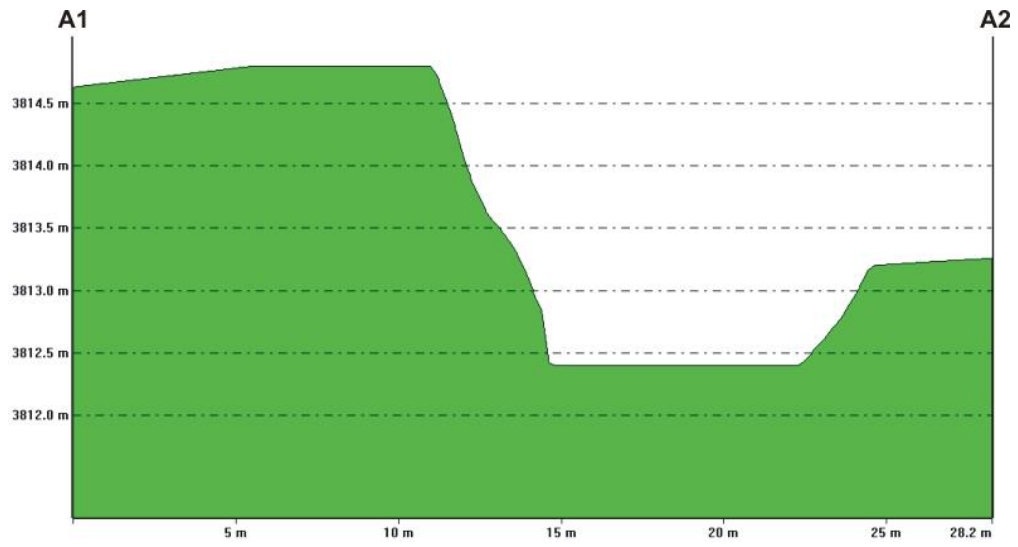


Figura VII. Perfil topográfico A1-A2.

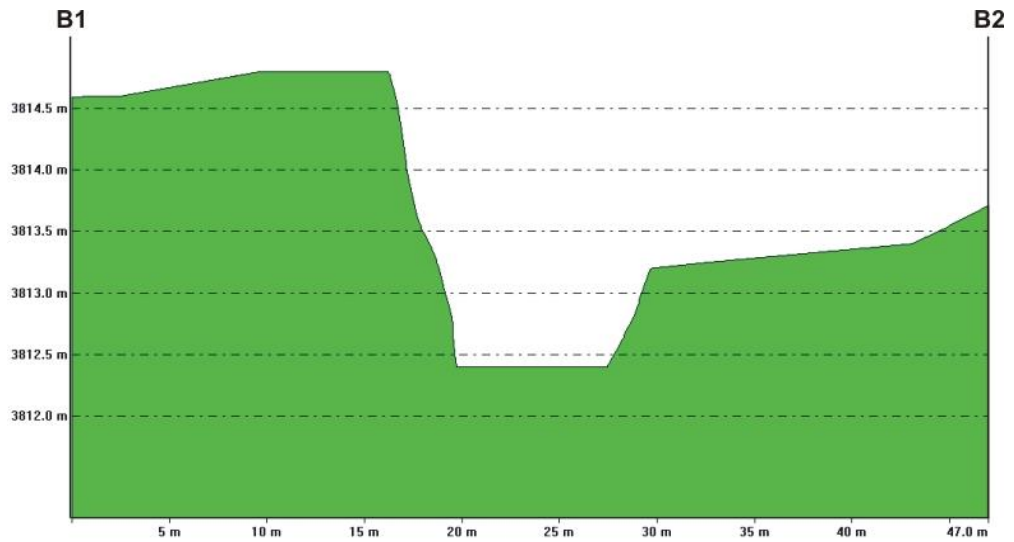
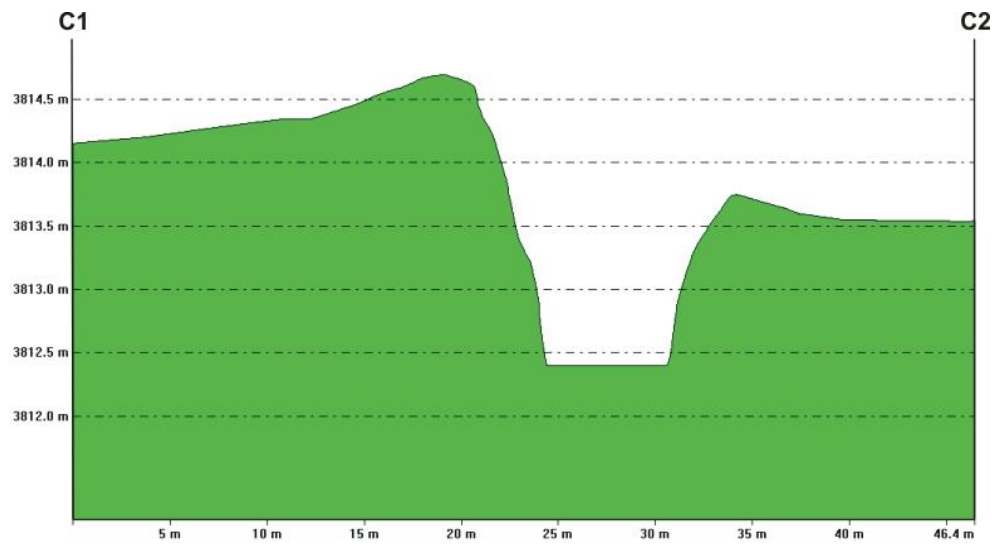
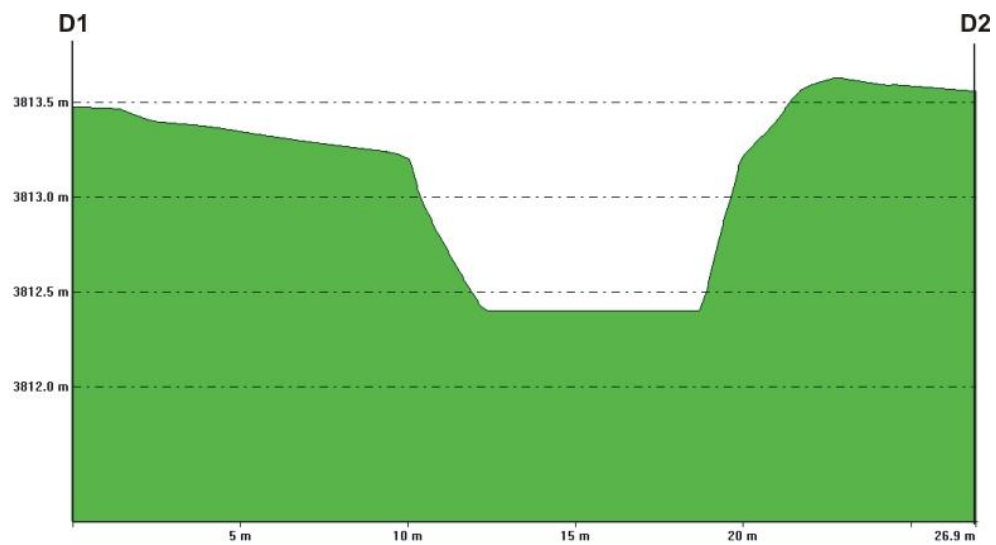


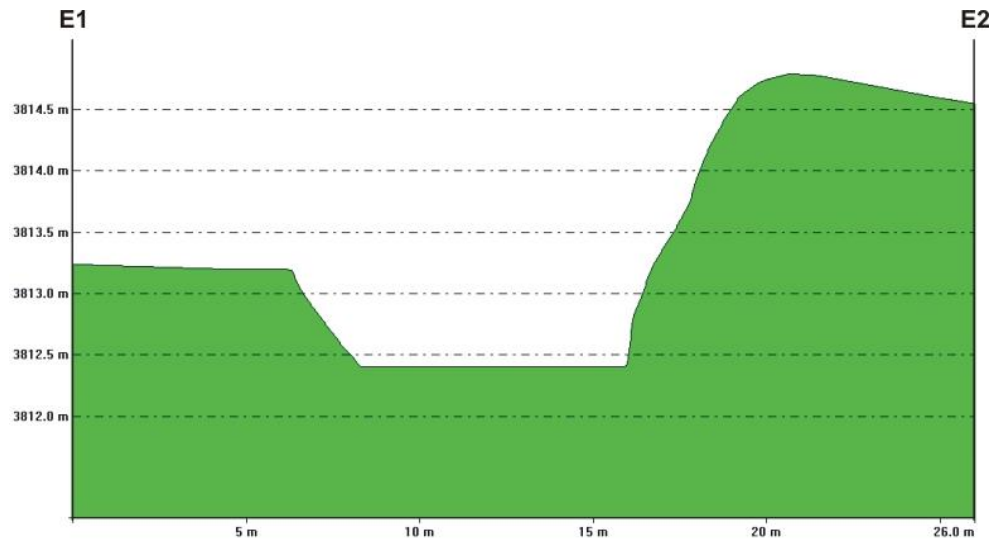
Figura VIII. Perfil topográfico B1-B2.



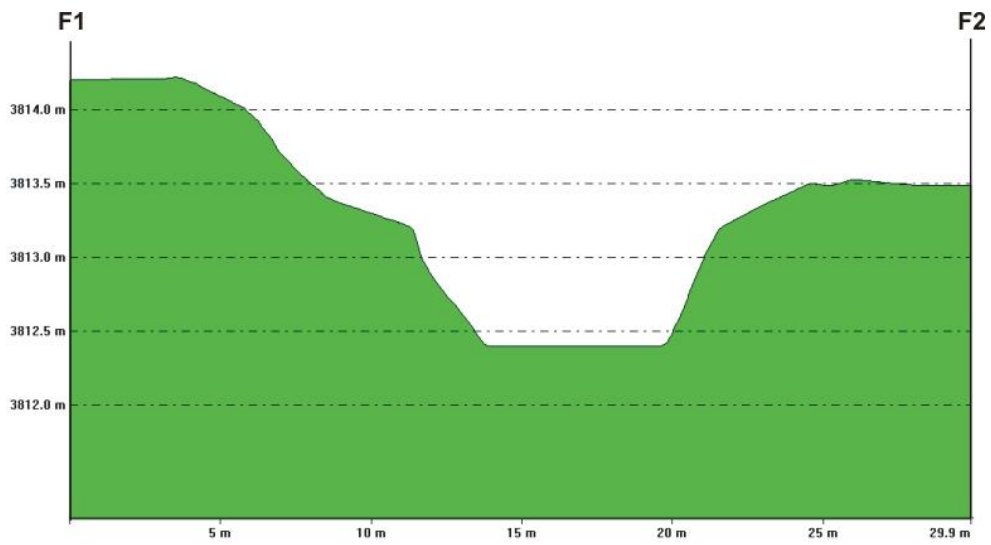
**Figura IX. Perfil topográfico C1-C2.**



**Figura X. Perfil topográfico D1-D2.**



**Figura XI. Perfil topográfico E1-E2.**



**Figura XII. Perfil topográfico F1-F2.**