



Universidad Nacional de Catamarca
Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas
Licenciatura en Geología



TRABAJO FINAL

LA EVOLUCIÓN DEL AMBIENTE VOLCÁNICO, GLACIAR Y PERIGLACIAR DE LA CUENCA ALTA DEL RÍO CHASCHUIL- FIAMBALÁ- CATAMARCA, MEDIANTE EL PROCESAMIENTO DE IMÁGENES SATELITALES



ALUMNA

Malvina Serra
M. U. N° 00564

DIRECTORA

Dra. Adriana Ediht Niz

CODIRECTOR

Ing. Carlos Gabriel Herrera

Diciembre 2018

ÍNDICE.

RESUMEN

CPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	8
1.1. Introducción:.....	9
1.2. Ubicación y vías de acceso	10
1.3. Objetivos	12
1.3.1. Objetivo General	12
1.3.2. Objetivos Específicos.....	12
1.4. Planteamiento del problema	13
CAPÍTULO II: MATERIALES Y MÉTODOS	15
2.1. Etapas de trabajo	16
2.1.1. Primera etapa	16
2.1.2. Segunda etapa:	17
2.1.3. Tercera etapa	17
2.2. Materiales.....	17
2.2.1. Imágenes satelitales	17
2.2.2. Softwares de aplicación	18
2.3. Metodología	20
2.3.1. Pre-procesamiento.....	20
2.3.2. Procesamiento digital.....	21
2.2.3. Metodología ITC	24
CAPITULO III: CARACTERÍSTICAS GENERALES	26
3.1. Fisiografía	27
3.1.1. Orografía	27
3.2. Hidrografía	28
3.3. Clima.....	31
3.3.1 Antecedentes climáticos del área de estudio	33
3.4. Fitogeografía	34
3.4.1. Flora y fauna.....	34
3.5. Edafología	35
3.6. Demografía	37
3.7. Arqueología.....	37
3.8. Geología regional	39
3.8.1. Estratigrafía	40
3.8.2. Estructuras.....	40

3.9. Geomorfología regional	42
3.9.1. Provincia geomorfológica.....	43
3.9.2. Región y asociación geomorfológica.....	44
CAPITULO IV: MARCO CONCEPTUAL	50
4.1. TELEDETECCIÓN ESPACIAL	51
4.1.1. Radiación electromagnética.....	52
4.1.2. Espectro electromagnético.....	53
4.1.3. Firma espectral	54
4.1.4. Sensores remotos.....	55
4.1.5. Resolución de un sistema sensor	56
4.1.6. Imagen satelital.....	57
4.2. GLACIARES.....	61
4.2.1. Tipos de glaciares.....	62
4.2.2. Modelado de regiones glaciares	63
4.2.3. Dinámica del glaciar.....	65
4.2.4. Geoformas de erosión	65
4.2.5. Geoformas de acumulación	68
4.3. PERIGLACIAR	69
4.3.1. Mecanismos de acción primaria.....	69
4.3.2. Mecanismos de acción secundaria	72
4.3.3. Modelado de las regiones periglaciares	73
4.3.4. Geocriología	75
4.4. RETROCESO GLACIAR	77
4.4.1. Ley Nacional de Glaciares N° 26.639.....	78
4.5. VOLCANES.....	80
4.5.1. Origen y dinámica de un volcán	81
4.5.2. Erupciones y tipos de volcanes.....	84
4.5.3. Relieves volcánicos elementales	90
4.5.4. Material derivado de las erupciones.....	91
4.5.5. Coladas de lava	93
CAPITULO V: RESULTADOS ALCANZADOS	97
5.1. Resultados del Pre-procesamiento y Procesamiento Digital.....	98
5.2. Descripción geomorfológica	102
5.2.1. Asociación geomorfológica glaciar y periglacial	102
5.2.2. Asociación geomorfológica volcánica.....	107
5.2.3. Geoformas ubicadas en el área pedemontana.....	113
CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	116

AGRADECIMIENTOS	119
BIBLIOGRAFÍA	120
ANEXO	129

ÍNDICE DE FIGURAS.

Figura 1: Ubicación y vías de acceso de la zona de estudio.....	11
Figura 2: Croquis de la ubicación del área de estudio	12
Figura 3: Comparación de resoluciones espectrales y espaciales de las bandas de LANDSAT 7 y 8.....	18
Figura 4: Firma espectral de la imagen LANDSAT 8 de invierno del año 2015.....	22
Figura 5: Fórmulas e índices espectrales para el mapeo de coberturas de Nieve y Hielo mediante imágenes satelitales	23
Figura 6: Mapa topográfico – Cuenca alta del río Chaschuil.....	27
Figura 7: Mapa de hidrología superficial – Cuenca alta del río Chaschuil.....	29
Figura 8: Imagen izquierda, diseño de drenaje radial en el volcán San Francisco – imagen derecha, diseño de drenaje dendrítico/paralelo sobre la sierra de Las Planchadas.....	30
Figura 9: Aguas termales La Gruta.....	31
Figura 10: Mapa de la distribución climática de la provincia de Catamarca.	32
Figura 11: Fotografías del Paso de San Francisco en condiciones climáticas adversas.....	34
Figura 12: Fotografías de los primeros días de abril de 2018 (segunda campaña de campo), se observa vegetación xerófila, vicuñas y un flamenco o parina.....	35
Figura 13: Mapa de suelos de la provincia de Catamarca	37
Figura 14: Yacimiento arqueológico a orillas de la vega de San Francisco	38
Figura 15: Imagen de uno de los refugios de la mina de azufre “Dos Conos”	39
Figura 16: Estructuras de la cuenca alta del río Chaschuil.	42
Figura 17: Provincias geológicas de la provincia de Catamarca.....	44
Figura 18: Región Geomorfológica de la Cordillera Frontal	45
Figura 19: Clasificación de volcanes y formas relacionadas.....	47
Figura 20: Volcanismo en la zona del límite internacional	48
Figura 21: Elementos de un proceso de teledetección	51
Figura 22: Campo electromagnético.....	52
Figura 23: Comportamiento del flujo incidente.....	53
Figura 24: Espectro electromagnético	54
Figura 25: Respuestas espectrales típicas	55

Figura 26: Se observa la morfología de un glaciar de circo	63
Figura 27: Dinámica glaciar	65
Figura 28: Geomorfología glaciar.	67
Figura 29: Suelos permafrost y capa activa.....	70
Figura 30: Rocas volcánicas fragmentadas. (Escalímetro 13 cm).....	71
Figura 31: Glaciares de escombros.....	74
Figura 32: Distribución de los glaciares en Argentina	79
Figura 33: Ejemplos de geoformas protegidas por la ley 26.639	79
Figura 34: Profundidad de los reservorios magmáticos y su relación con la morfología de los aparatos volcánicos.....	82
Figura 35: Algunos de los tipos de erupciones volcánicas más importantes.....	85
Figura 36: Partes de un estratovolcán	88
Figura 37: Forma del edificio volcánico	89
Figura 38: Aspecto superficial de las coladas de lava	93
Figura 39: Altura de las coladas de lava medida desde la superficie del terreno.	96
Figura 40: Combinación de color 5-4-2 en imágenes LANDSAT 7, de verano e invierno de 2002.....	99
Figura 41: Aplicación del índice NDSI.	100
Figura 42: Diferencia entre tres Índices Normalizados de Diferenciación de Nieve-Hielo para una imagen LANDSAT 8 de invierno de 2015.	101
Figura 43: Distintas combinaciones de banda para la diferenciación de geoformas y litología volcánica en una imagen Landsat 7	101
Figura 44: Mapa de geomorfología glaciar y periglacial –volcanes Incahuasi y San Francisco –Cuenca alta del río Chaschuil.....	103
Figura 45: Circos del volcán Inca chico y San Francisco	104
Figura 46: Sección de la Laguna San Francisco que presenta lagunas semilunares.....	105
Figura 47: Morrena ubicada a 5100 msnm en el Volcán San Francisco	105
Figura 48: En d se observan drumlins situados en la laguna San Francisco de la cuenca alta del río Chaschuil.	106
Figura 49: Penitentes fotografiados camino a la cumbre del Volcan San Francisco	106
Figura 50: Mapa de geomorfología volcánica de la cuenca alta del río Chaschuil	107
Figura 51: MDE 3D - Identificación de aparatos volcánicos principales	108
Figura 52: Vista desde la cumbre Norte del cráter del volcán Bertrand.	109
Figura 53: Bloques de lava pertenecientes al Volcan Incahuasi	110
Figura 54: Agrietamiento de rocas volcánicas por meteorización física	111

Figura 55: Distintas perspectivas de un cono parasito del volcán San Francisco	112
Figura 56: Vista en planta de un volcán secundario ubicado en el sector sur de la cuenca	113
Figura 57: Depósitos de arena camino al volcán Incahuasi	115

RESUMEN

El presente trabajo constituye la investigación que se realiza a la culminación del cursado de la Carrera Académica Licenciatura en Geología, para obtener el Título de grado.

Se ha seleccionado como área de investigación, la cuenca alta del río Chaschuil, por la que corre la Ruta Nacional N° 60, que une la República de Chile con la República Argentina a través del Paso Internacional de San Francisco, corredor bioceánico de la región NOA. El área se ubica en el noroeste del departamento Tinogasta, al oeste de la Provincia de Catamarca, dista 350 km de la capital catamarqueña. La zona de estudio se extiende desde el límite superior de la cuenca del río Chaschuil, a los 26°45'6,35" de latitud S y 68° 2'22,15" de longitud O, hasta el volcán Aguas Calientes a los 27°13'25,81" de latitud S y 68°19'5,48" de longitud O.

La cuenca alta del río Chaschuil presenta, desde un punto de vista geomorfológico, los ambientes, glaciar, periglacial y volcánico.

A través de operaciones estadísticas y numéricas aplicadas sobre los datos de las matrices que componen una imagen satelital, se puede obtener información que no es percibida por el sentido de la vista y que puede ser de utilidad en la descripción de procesos geológicos/geomorfológicos. Para dicho análisis, se utilizó el software libre SoPI 3.0, en el que se procesaron las imágenes satelitales Landsat 7 y 8, de invierno y verano de los años 2002 y 2015.

El trabajo comprende, desde un punto de vista metodológico, tres etapas: en la primera etapa se desarrollaron tareas de recopilación y generación de información base (como descarga de imágenes y búsqueda de antecedentes), en la segunda etapa, se llevó a cabo el control de campo y, por último, en la tercera etapa se realizó el procesamiento e interpretación de la información obtenida, que permitió elaborar la cartografía temática definitiva, aplicando la metodología ITC, a escala de detalle. La cartografía fue elaborada en el software libre QGIS 3.2.2, con el apoyo del software libre Google Earth Pro.

Se obtuvieron resultados estrechamente relacionados, los primeros referidos al procesamiento digital de imágenes satelitales para el análisis de geoformas glaciares, periglaciares y volcánicas, y los segundos a la cartografía geomorfológica realizada. Los mejores resultados del procesamiento digital, se dieron en las bandas del Visible y mediante distintas combinaciones de bandas en RGB, además, las imágenes obtenidas con los Índices de diferenciación de nieve y hielo posibilitaron la delimitación de la geomorfología glaciar y el análisis de su evolución.

El presente informe evidencia la presencia de una morfología glaciar en vías de extinción debido a los procesos erosivos reinantes en el valle de Chaschuil. Las geoformas volcánicas identificadas se ubican en el centro y oeste de la cuenca, se describen 13 aparatos volcánicos principales, altamente erosionados, con lavas pahoeoe asociadas; y erupciones secundarias, con lavas rugosas tipo aa sobrepuestas a las lavas más fluidas.

Por último, a partir de esta investigación, se recomienda profundizar con los estudios para definir si los suelos congelados identificados con las imágenes satelitales del área, corresponden a capas sub-congeladas, suelos congelados o permafrost, en vistas de la presencia de glaciares expuestos en la región. Como así también, realizar estudios petroestratigráficos para una mejor diferenciación de las coladas de lava.

Palabras clave: teledetección, Landsat, cartografía, geomorfología, Tinogasta.

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN



CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1. Introducción:

Todos los elementos de la corteza terrestre, rocas, suelos, vegetación y agua, absorben, reflejan o emiten una cantidad de energía que depende de la longitud de onda, de la intensidad y tipo de radiación incidente, así como también de las características de absorción de los objetos y de la orientación de estos respecto al sol o fuente de iluminación. Esta energía puede ser propia de los elementos o puede ser energía que emiten por el fenómeno físico de reflexión de la luz solar.

La energía que los sensores pueden captar en las imágenes satelitales abarca un amplio rango de longitudes de onda del espectro electromagnético, del cual el ojo humano puede percibir una fracción menor denominada espectro visible, cuyas longitudes de onda están comprendidas entre 0,4 a 0,7 micrones. Longitudes de onda mayores a 0,7 micrones se denominan infrarrojo cercano (longitudes de onda comprendidas entre 0,76 a 0,90 micrones), medio (1,55-1,75 micrones) y lejano (entre 10 y 12,5 micrones).

Estos niveles de energía contienen información que se almacena en matrices que representan un área de la superficie terrestre, a cada elemento de la matriz (pixel) se le asigna un número que representa un nivel de color gris. A su vez esta forma de almacenar la energía emitida por la superficie terrestre puede ser definida por capas que representan distintas longitudes de onda del espectro electromagnético, es decir que se presenta una matriz tridimensional que se corresponde con las dimensiones de la superficie terrestre y con las bandas del espectro electromagnético que representa.

A través de operaciones estadísticas y numéricas aplicadas sobre los datos de las matrices que componen una imagen satelital se puede obtener información que no es percibida por el sentido de la vista y que fue de utilidad, por ejemplo, en el estudio de procesos geológicos que ocurren en la cuenca alta del río Chaschuil, que presenta manifestaciones conspicuas de glaciares y periglaciares en la cima de volcanes que poseen más de 5000 y 6000 msnm. En algunos trabajos, como Alonso, C. y Moreno, V. (1996), se utilizan técnicas de teledetección para extraer de imágenes satelitales la información sobre la cubierta de nieve acumulada en las cabeceras de las cuencas de alta montaña, a través de operación de composición a color, distinguiendo la nieve de otra cubierta de la superficie terrestre y las nubes. Aguilera, E. (2007) identificó distintas superficies geomorfológicas de escaso relieve local a partir del análisis y procesamiento digital de imágenes satelitales y la utilización de Sistemas de Información Geográfica. Por otro lado, Cartes, M. (2009), para la discriminación de la cobertura de nieve empleó el Índice de Diferenciación de Nieve Normalizado (NDSI), concluyendo que un umbral NDSI = 0,7, para cualquier época del año, representaba la mejor alternativa como elemento discriminatorio. Para la diferenciación entre la cobertura de hielo y de nieve sobre imágenes Landsat 5 TM y Landsat 7 ETM+, Loarte, E. et al. (2015) aplicó el realce de desviación estándar en 1 y 2 grados sobre una combinación de bandas 5-4-2 y en algunos casos lo complementó mediante la combinación 4-3-2, de tal manera que visualmente se pueda diferenciar estas coberturas; complementariamente sobre la combinación de bandas 5-4-2 aplicó otros realces de ecualización y de mínimos y máximos. Las geoformas que se realizaron son típicas de ambiente glaciar y periglacial (donde se observó la intensidad del espectro de la acumulación de nieve, cuya reflexión varía acorde a la potencia de la capa de hielo); y de tipo volcánico, en el que se diferenciaron las distintas

coladas de lava debidas a diferentes pulsos de efusiones volcánicas, teniendo en cuenta color y textura, tipo de estructuras volcánicas, litología, diseño de drenaje y demás rasgos de la geomorfología volcánica de la zona a estudiar. Este procesamiento digital de las imágenes satelitales permite diferenciar las coberturas para realizar la cartografía geomorfológica correspondiente del área de estudio.

El área se ubica en el noroeste del departamento Tinogasta, al oeste de la Provincia de Catamarca, dista 350 km de la capital catamarqueña. Es un valle longitudinal atravesado por el cauce del río Chaschuil, cuyos afluentes principales son Cazadero Grande, Las Lozas y San Francisco. El Valle de Chaschuil limita al norte con el cordón de San Buenaventura, al este con la sierra de Las Planchadas y al oeste con la República de Chile.

El clima es semiárido frío, temperaturas nocturnas inferiores a 0°C durante todo el año y gran amplitud térmica diaria, por encima de los 4500 msnm presenta evidencias de hielos permanentes, de tipo glaciar y nieves, glaciares de escombros, suelos congelados, permafrost, y en el área pedemontana domina la actividad eólica, tanto de acumulación como de deflación. Se ubica al sur de la Puna austral, en el marco de la región de Sierras Pampeanas Noroccidentales y Cordillera Frontal, y su relieve es típico de esas provincias geológicas.

La zona se inserta en el Cinturón de Fuego del Pacífico, que se caracteriza por concentrar algunas de las zonas de subducción más importantes del mundo, donde se genera una intensa actividad sísmica y volcánica. Cuenta con sistemas montañosos superiores a los 6000 msnm en el sistema andino, como lo son, los volcanes San Francisco e Incahuasi, y con estructuras volcánicas que superan los 5000 msnm, como Bertrand, Pabellón, Chucula, Ojo de las Lozas, Morocho, etc.

1.2. Ubicación y vías de acceso

El área se ubica en el noroeste del departamento Tinogasta, al oeste de la Provincia de Catamarca, dista 350 km de la capital catamarqueña. Es un valle longitudinal que se extiende al oeste de Fiambalá, cabecera del distrito homónimo, y al que se puede acceder desde Tinogasta por la Ruta Nacional N° 60 hasta llegar al paso de San Francisco, que conecta Catamarca con la Republica de Chile (Fig. 1).

La evolución del ambiente volcánico, glacial y periglacial de la cuenca alta del río Chaschuil-
Fiambalá- Catamarca, mediante el procesamiento de imágenes satelitales

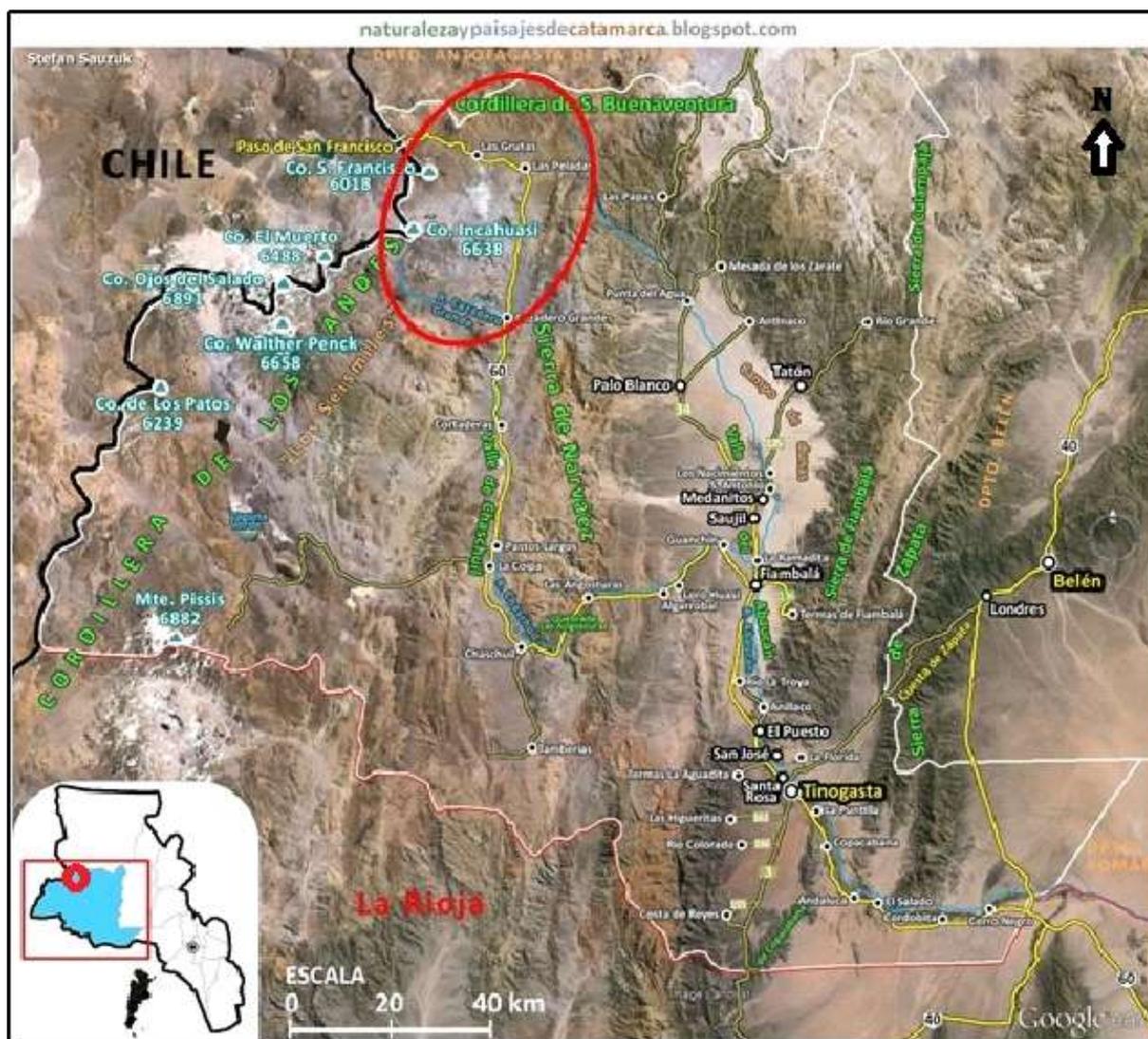


Figura 1: Ubicación y vías de acceso de la zona de estudio – Fiambalá, Catamarca, Argentina.

La zona de estudio se extiende desde el límite superior de la cuenca del río Chaschuil, a los $26^{\circ}45'6,35''$ de latitud S y $68^{\circ}2'22,15''$ de longitud O (Punto A), hasta el volcán Aguas Calientes a los $27^{\circ}13'25,81''$ de latitud S y $68^{\circ}19'5,48''$ de longitud O (Punto B), considerándose para esta investigación el sector sombreado en rosado que corresponde a la cuenca alta del río Chaschuil (Fig. 2).

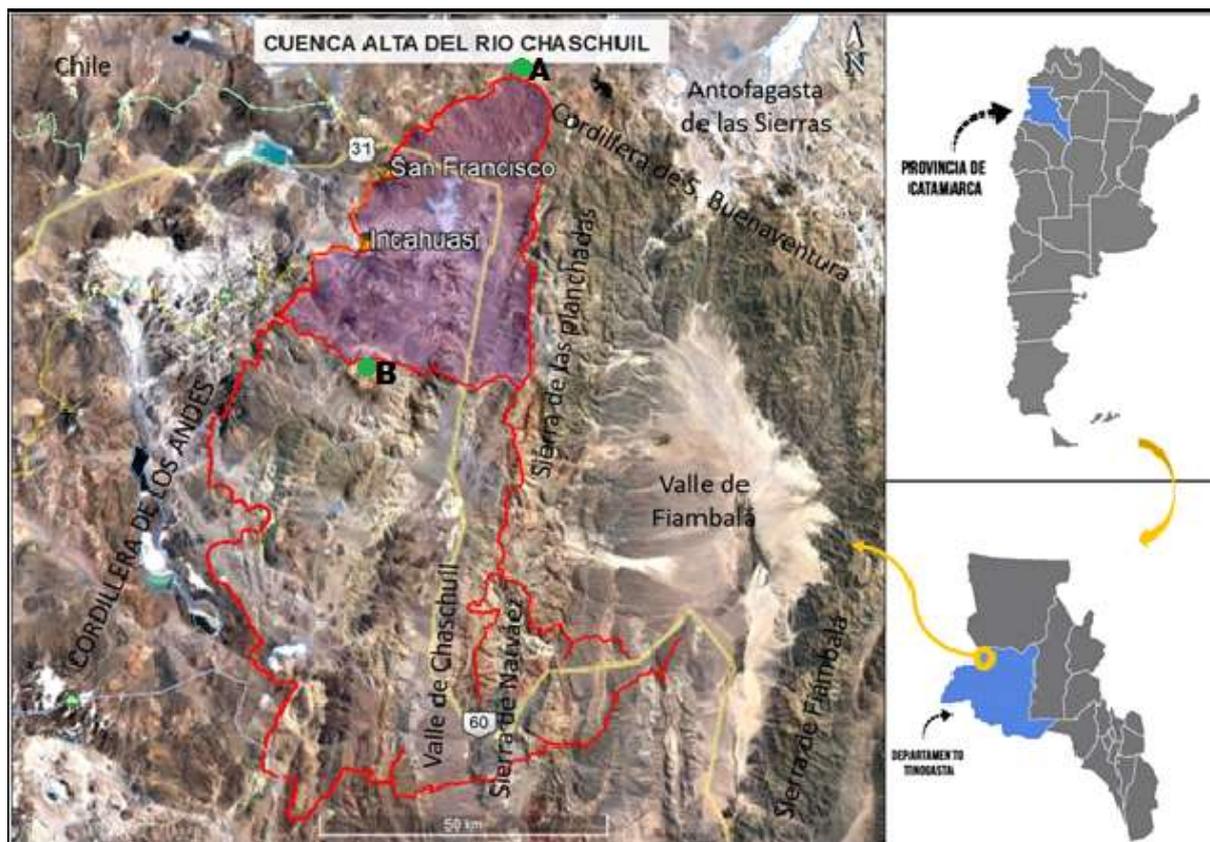


Figura 2: Croquis de la ubicación del área de estudio: cuenca alta del río Chaschuil – Fiambalá, Catamarca, Argentina.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo General

Definir y describir la geomorfología glaciar, periglacial y volcánica, a través del procesamiento digital de imágenes satelitales, en la cuenca alta del río Chaschuil, localidad de Fiambalá, para realizar la cartografía correspondiente y analizar la evolución de estos ambientes.

1.3.2. Objetivos Específicos

- Definir y describir la geomorfología glaciar, periglacial y volcánica del área de estudio.
- Determinar que método de procesamiento digital de imágenes satelitales es más adecuado para diferenciar los procesos geológicos-geomorfológicos de interés en la zona de estudio.
- Utilizar como herramientas de trabajo imágenes satelitales complementarias, descargadas de Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE), Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) y/o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciales (INPE).
- Realizar el procesamiento digital de imágenes satelitales para acentuar las diferencias de brillo que generen una concordancia adecuada para una

diferenciación de las geoformas debidas a procesos exógenos y endógenos en la cuenca alta del río Chaschuil, que contribuyan al análisis de las formas, su origen y su evolución.

- Establecer de qué manera los procesos glaciares, periglaciares y volcánicos modificaron el relieve en la cuenca alta del río Chaschuil y describir las geoformas resultantes.
- Analizar la evolución de los glaciares y periglaciares a través de un análisis multitemporal de imágenes satelitales.
- Definir los diferentes pulsos de efusión volcánica y su comportamiento espectral en el área de estudio.
- Confeccionar la cartografía específica del tema propuesto en la zona de estudio, en un rango de escalas de 1:2000 a 1:200000.
- Aportar una metodología innovadora, centrada en el procesamiento digital de imágenes satelitales, para los estudios geomorfológicos glaciares, periglaciares y volcánicos.
- Contribuir con el inventario nacional de glaciares de acuerdo a lo establecido en la Ley Nacional de Glaciares N° 26.639.

1.4. Planteamiento del problema

La cuenca alta del río Chaschuil presenta, desde un punto de vista geomorfológico, los ambientes, glaciar, periglacial y volcánico. Estos coexisten y evolucionan en forma conjunta, labrando la superficie, con una flora y fauna particular que se adapta a ambientes extremos de supervivencia.

Conocer, definir y clasificar los diversos aparatos volcánicos presentes, su origen y evolución, contribuye no solo al conocimiento geológico-geomorfológico puro sino también a la valoración de la región como materia prima, tanto para constituirse en un laboratorio natural de estudio de la región en todos sus aspectos, como para el conocimiento como fuente de emprendimientos turísticos, dado que es en el área de estudio donde se encuentra la ruta de Los Seismiles (denominándose así a aquellos aparatos volcánicos que superan los 6000 msnm).

Las áreas glaciares y periglaciares, por su parte, integran el reservorio natural de agua dulce más importante en el planeta, y por ende en la región del valle del Abaucán y Tinogasta, ambientes de clima semiárido riguroso, el recurso hídrico es fuente esencial para su desarrollo socio-económico.

El área de estudio además contiene el “Paso de San Francisco”, que comunica la República Argentina con la República de Chile, constituyendo el corredor bioceánico por la provincia de Catamarca.

Los avances de la tecnología hacen propicia la oportunidad para analizar, desde diversas perspectivas, las características superficiales y subterráneas del planeta, utilizando no solo la tecnología sino también los programas y softwares de aplicación.

Las imágenes satelitales constituyen una herramienta eficaz y accesible para el análisis del relieve, los procesos que lo modifican y su evolución, lo que puede ser reproducido no solo en los aspectos conceptuales y cuali-cuantitativos verbales, sino también gráficamente a través de la cartografía que los represente.

En este sentido, a través de operaciones estadísticas y numéricas aplicadas sobre los datos de las matrices que componen una imagen satelital, se puede obtener información que no

es percibida por el sentido de la vista y que puede ser de utilidad en la descripción de procesos geológicos.

Las operaciones matemáticas realizadas sobre las información digital multiespectral admiten la discriminación de tonalidades en una imagen satelital que permiten diferenciar la mayor o menor densidad de acumulación de masas de hielos y nieve, importantes en los procesos periglaciares a estudiar en la zona elegida, y permite realzar la geomorfología volcánica, diferenciando los distintos pulsos de efusiones de lava por color y textura, tipo de estructuras volcánicas, litología, etc., que se observan en la cuenca alta del río Chaschuil. Este procesamiento digital es de gran ayuda para discriminar, por ejemplo, coberturas de agua, nieve, hielo o coberturas de roca ácida y roca básica.

CAPÍTULO II: MATERIALES Y MÉTODOS



CAPÍTULO II: MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Etapas de trabajo

El trabajo se llevó a cabo en el Instituto de Monitoreo y Control de la Degradación Geoambiental (IMCoDeG) de la Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas de la Universidad Nacional de Catamarca, en el marco del proyecto de investigación “Caracterización Geológica -Geomorfológica y Valoración de Riesgos Geoambientales en el Área Glaciar y Periglaciar del Valle de Chaschuil- Fiambalá-Catamarca, 02/J718- Resol 201”.

El mismo comprendió tres etapas, que incluyeron tareas de gabinete y trabajos de campo complementarios: en la primera etapa se desarrollaron tareas de gabinete de recopilación y generación de información base, en la segunda etapa, se llevaron a cabo trabajos de control de campo y, por último, en la tercera etapa se realizó el procesamiento e interpretación de la información obtenida en las etapas previas. A continuación, se describen las actividades realizadas:

2.1.1. Primera etapa

- a) Análisis de antecedentes geológicos, geomorfológicos, topográficos y generales de la zona de estudio y de procesamiento digital de imágenes satelitales en relación a los procesos geomorfológicos glaciares, periglaciares y volcánicos que se observan en la cuenca alta del río Chaschuil, y de áreas similares para poder correlacionar y contrastar resultados.
- b) Recopilación en CONAE, USGS y/o INPE de imágenes satelitales complementarias.
- c) Aplicación de diferentes técnicas de procesamiento digital a las imágenes satelitales, para realzar superficies de hielo/nieve/escarcha.
- d) Aplicación de diferentes técnicas de procesamiento digital a las imágenes satelitales para realzar el relieve volcánico, y diferenciar las distintas efusiones volcánicas según su rugosidad, color, textura, etc.
- e) Generación de la cartografía temática correspondiente, referida a los ambientes en estudio, en un rango de escalas de 1:200000 a 1:2000.
- f) Análisis multitemporal de la evolución glaciar, tanto en paleoformas como en geoformas actuales que indican la metamorfosis en tiempo real, vinculándolas con los cambios climáticos a nivel regional y local.
- g) Análisis y descripción de los eventos geológicos que generaron la geomorfología volcánica que se observa en la actualidad.
- h) Aplicación de la Metodología ITC. Para la elaboración del presente trabajo se han utilizado métodos y estrategias, tendientes a procurar el análisis y la representación más fidedigna de los aspectos Geomorfológicos, Morfodinámicos, Climatológicos, la

descripción de los Sedimentos Cuaternarios y otros aspectos de la Geomorfología Aplicada, apoyada en las observaciones de campo y en las metodologías clásicas propuestas por el ITC. Verstappen, H. Th. y Van Zuidan, R. A. (1992), tomado de Niz, A. (2003).

2.1.2. Segunda etapa:

La actividad se desarrolló en (dos) campañas:

- a) Campaña uno: Con una extensión de 11 días durante el mes de enero de 2018, en la misma se realizó el reconocimiento general del área, toma de puntos de control para georreferenciación de imágenes, toma general de fotografías y observaciones preliminares de campo, y se llevó a cabo el ascenso a los volcanes Falso Morocho, Morocho Chico y Bertrand.
- b) Campaña dos: Con una extensión de 6 días, durante el mes de abril del mismo año, se realizó el reconocimiento de la geomorfología volcánica de distintos aparatos y de las evidencias glaciares/periglaciares de la cuenca alta en estudio, y el ascenso parcial de los volcanes San Francisco e Incahuasi.

2.1.3. Tercera etapa

Llevada a cabo en gabinete donde se realizó el control, corrección y análisis de los datos obtenidos en campo. Luego la correlación de los datos de campo y la información obtenida en la primera etapa permitió elaborar la cartografía temática definitiva, a escala de detalle que se determinó acorde a las manifestaciones físicas de los procesos observados en campo, y el correspondiente informe final con los resultados y conclusiones obtenidas.

2.2. Materiales

2.2.1. Imágenes satelitales

Las imágenes satelitales recopiladas, fueron seleccionadas en base a las estructuras, geoformas y coberturas que se pretendía realzar, teniendo en cuenta que cada imagen satelital posee características diferentes. De esta manera, se tienen imágenes adecuadas para diferenciar fallas, estructuras volcánicas y coberturas de hielo y nieve, así como las geoformas glaciares, periglaciares y volcánicas descriptas en el área.

Para la obtención de imágenes satelitales se recurrió a las plataformas de descarga de imágenes USGS y CONAE, donde se obtuvieron imágenes del satélite Landsat (PATH-ROW = 232-079) adecuadas para cumplir con los objetivos de este trabajo.

Para este estudio se utilizaron las siguientes imágenes satelitales:

- **Imágenes Landsat 7.** Están compuestas por 8 bandas espectrales que pueden ser combinadas de distintas formas para obtener variadas composiciones de color u opciones de procesamiento. Se obtuvieron dos imágenes de este satélite del año 2002, una de verano (25/01/2002) y otra de invierno (18/06/2002), lo que permitió

diferenciar todas las coberturas presentes en la cuenca. Para la identificación de geoformas glaciares y periglaciares, ambas imágenes fueron de utilidad, y para la determinación de geoformas volcánicas se empleó la imagen de verano, en la que la roca se encontraba casi totalmente expuesta.

- **Imágenes Landsat 8.** Corresponden al satélite Landsat que está compuesto por 11 bandas espectrales. De este satélite también se obtuvo una imagen de verano (05/03/2015) y otra de invierno (19/07/2015), en este caso del año 2015. Además de la identificación de geoformas glaciares, periglaciares y volcánicas, con estas imágenes se realizó un análisis multitemporal, comparando los resultados del procesamiento digital con los obtenidos en las imágenes Landsat 7 del año 2002.

En la figura 3, se explicita la resolución espectral de cada una de las bandas de este tipo de imágenes, tanto para las de LANDSAT 7 y LANDSAT 8. Los valores, expresados en micrones, representan los límites de longitudes de onda a los que es sensible cada banda espectral.

LANDSAT 7			LANDSAT 8		
BANDA	RESOL. ESPECTRAL (µm)	RESOL. ESPACIAL (m)	BANDA	RESOL. ESPECTRAL (µm)	RESOL. ESPACIAL (m)
			Banda 1-Aerosol	0,43-0,45	30
Banda 1-Azul	0,45-0,52	30	Banda 2-Azul	0,45-0,51	30
Banda 2-Verde	0,52-0,69	30	Banda 3-Verde	0,53-0,59	30
Banda 3-Rojo	0,63-0,69	30	Banda 4-Rojo	0,64-0,67	30
Banda 4-NIR	0,77-0,90	30	Banda 5-NIR	0,85-0,88	30
Banda 5-SWIR1	1,55-1,75	30	Banda 6-SWIR1	1,57-1,65	30
Banda 7-SWIR2	2,09-2,35	30	Banda 7-SWIR2	2,11-2,29	30
Banda 8-Pan	0,52-0,90	15	Banda 8-Pan	0,50-0,68	15
			Banda 9-Cirrus	1,36-1,38	30
Banda 6-TIR	10,40-12,50	30/60	Banda 10-TIRS1	10,60-11,19	100
			Banda 11-TIRS2	11,50-12,51	100

Figura 3: Comparación de resoluciones espectrales y espaciales de las bandas de LANDSAT 7 y 8.

2.2.2. Softwares de aplicación

- **Global Mapper**

Global Mapper es una aplicación GIS asequible y fácil de usar que ofrece acceso a una variedad de conjuntos de datos espaciales y proporciona el nivel adecuado de funcionalidad. En este trabajo se utilizó para la realización de Modelos Digitales de Elevación (MDE), mapas topográficos, hídricos y de pendientes.

- **AutoCAD**

AutoCAD es un software de diseño asistido por computadora utilizado para dibujo 2D y modelado 3D. Actualmente es desarrollado y comercializado por la empresa Autodesk, teniendo su primera aparición en 1982. Para este estudio se utilizó en la corrección de curvas de nivel obtenidas con el software Global Mapper.

- **Google Earth Pro (Free)**

Google Earth es un programa informático que muestra un globo virtual que permite visualizar múltiple cartografía, con base satelital. El mapa de Google Earth está compuesto por una superposición de imágenes obtenidas por imágenes satelitales, fotografías aéreas, información geográfica proveniente de modelos de datos SIG de todo el mundo y modelos creados por computadora.

En este trabajo se utilizó para la descarga de imágenes de la zona de estudio y para la realización de las primeras delimitaciones del área de la cuenca, perfiles altimétricos, identificación de estructuras y geoformas, entre otros. Las imágenes de Google Earth Pro fueron utilizadas para la realización de croquis de ubicación y delimitación del área de estudio, para la diferenciación de estructuras y geoformas, y para un primer análisis temporal de la evolución geomorfológica del área; además, se aplicaron estas imágenes para la descripción a detalle de geoformas y estructuras de mayor interés.

- **SoPI**

SoPI está especialmente diseñado para visualizar, procesar y analizar imágenes de sensores remotos, de acuerdo a las necesidades de los usuarios y a las características de las misiones satelitales de observación de la Tierra de nuestra región. En este trabajo se utilizó para la realización del pre-procesamiento y procesamiento digital de imágenes satelitales de sensores pasivos Landsat 7 y 8, con este procesamiento se logró identificar las geoformas glaciares, periglaciares y volcánicas del área de estudio.

- **SAS.Planet**

Este software ruso fue diseñado para ver y descargar imágenes satelitales de alta resolución. El programa permite ver imágenes y mapas convencionales como los presentados por los servicios de Google Earth, Google Maps, Digital Globe, Yahoo Maps, OpenStreetMaps, eAtlas, entre otros. Todo lo que se descargue (imágenes, mapas) con este software permanecerá en el equipo, por lo cual es posible acceder a los mismos sin conexiones a internet, por ejemplo, en trabajos de campo. Además de los mapas satelitales, permite trabajar con mapas políticos, hidrológicos, entre otros de manera combinada.

El SAS.Planet permite descargar las imágenes en archivos: JPG, JPG2, TAB, KMZ, y ECW. Estas últimas ya están georreferenciadas dando la posibilidad de ser trabajadas en cualquier programa SIG/GIS.

Para el presente trabajo se realizó la descarga de una imagen (Google Maps Satellite) en formato ECW (georreferenciada) con zoom 19 y en coordenadas geográficas, que luego fue utilizada, por su alta resolución espacial, para la delimitación de geoformas de la zona de estudio en el software QGIS 3.2.2., éstas geoformas fueron previamente identificadas en imágenes Landsat a través del procesamiento digital en el software SoPI 3.0.

- **QGIS (free)**

QGIS es un Sistema de Información Geográfica (SIG) de Código Abierto licenciado bajo GNU - General Public License. Es un proyecto oficial de Open Source Geospatial Foundation (OSGeo). Este software proporciona una creciente gama de capacidades a través de sus funciones básicas y complementos, puede visualizar, gestionar, editar y analizar datos y diseñar mapas imprimibles; a través de numerosos formatos y funcionalidades de datos vector, datos ráster y bases de datos.

En este trabajo se utilizó la versión QGIS 3.2.2., para la realización de cartografía específica: hídrica, topográfica y geomorfológica.

2.3. Metodología

Como se menciona anteriormente, en este estudio se utilizaron imágenes satelitales Landsat 7 y 8, correspondientes a los años 2002 y 2015, de verano e invierno en ambos casos.

Para realizar el procesamiento digital de las imágenes obtenidas de la zona de estudio se utilizó el software libre SoPI 3.0. Con la ayuda de este software se realizó un apilado de bandas, composición de color, recorte del área alrededor de los volcanes Incahuasi y San Francisco, georreferenciación y álgebra de bandas para obtener índices de diferenciación de nieve y hielo. Por último, con ayuda de la edición vectorial de SoPI, se realizó la delimitación de los conos de los volcanes Incahuasi y San Francisco para observar la evolución de los periglaciares desde el año 2002 al año 2015, a través de los índices de diferenciación de hielo y nieve y de la composición de color elegida.

Posteriormente, con los resultados del pre-procesamiento y procesamiento digital de las imágenes Landsat, se realizó la delimitación de las geoformas identificadas, utilizando el software libre QGIS 3.2.2, en el que se insertó una imagen de alta resolución descargada de SAS.Planet. En QGIS se digitalizó la información y se elaboró la cartografía según la metodología ITC. A continuación se detallan los procedimientos realizados.

2.3.1. Pre-procesamiento

El pre-procesamiento consiste en todas las correcciones previas a la interpretación que se realicen a las imágenes satelitales de distintos sensores para corregir distorsiones originadas por la plataforma, la rotación terrestre, el sensor o la atmósfera. En el caso de las imágenes Landsat estas correcciones ya estaban resueltas, por lo que no fue necesario realizar para cada imagen una corrección geométrica y radiométrica. Aun así, se rectificó esta información realizando la georreferenciación de una imagen utilizando los puntos de control tomados en campo con GPS (Sistema de Posicionamiento Global). El análisis anterior corroboró que las imágenes utilizadas se encontraban correctamente georreferenciadas y se procedió a transformar las coordenadas al sistema POSGAR 94 (Gauss Kruger – faja 2), utilizando el software SoPI 3.0.

- **Georreferenciación con Puntos de Control (GCP)**

Para la georreferenciación de una imagen con puntos de control se utilizaron coordenadas correspondientes a puntos de control en el terreno (PCT), tomados con GPS.

En SoPI se incorporó la imagen Landsat “LE07_L1TP_232079_20020125”, con la opción “Agregar capa”. Se utilizó la combinación de bandas “Color Real”, adecuada para identificar puntos de control en el terreno, y se aplicó un realce lineal del 2%.

Con éste software se crearon puntos de control en el terreno con sus respectivas coordenadas, a los que se les seleccionó el sistema WGS 84 (World Geodetic System). Este corresponde a un sistema no proyectado cuyas coordenadas se encuentran en latitud y longitud en grados (en este caso grados decimales). Una vez seleccionado el sistema de referencia, el siguiente paso fue agregar manualmente en la escena satelital los puntos de control de terreno y sus coordenadas correspondientes.

Una vez cargados los puntos de control en el terreno, el último paso fue georreferenciar la imagen, haciendo click en la función “Georreferenciar” de SoPI, pudiéndose observar desde “Propiedades → Modelo geográfico”, el sistema de referencia asignado durante el proceso de georreferenciación. Se asignó el sistema WGS 84 para que la corrección realizada coincidiera con la de las imágenes descargadas y se pudiera comprobar que todas las imágenes no presentaban distorsiones; luego se realizó la transformación de coordenadas al sistema POSGAR 94 en todas las imágenes utilizadas para este estudio.

- **Transformación al sistema de referencia POSGAR 94**

Debido a que se obtuvieron imágenes georreferenciadas en el sistema de referencia WGS 84, se hizo transformación geográfica para trabajar con un sistema proyectado.

En este caso se pasó del sistema de referencia WGS 84 al sistema de referencia POSGAR 94 con una proyección Gauss Kruger en faja 2 (en SoPI se encuentra el sistema y la proyección como POSGAR/Argentina 2 respectivamente) que es la norma recomendada por el IGN (Instituto Geográfico Nacional) para la República Argentina. La faja se selecciona en función de la zona en que se encuentra el área de estudio dentro de la República Argentina, en este caso el valle de Chaschuil se encuentra en la faja 2.

Para realizar la transformación se cargó en SoPI cada imagen, en la opción de sistema de referencia de salida se colocó “POSGAR/Argentina 2” y en la función de transformación “Exacta”. La imagen georreferenciada se dispuso en el “Árbol de capas”, y se comprobó el sistema de referencia elegido desde “Propiedades → Modelo geográfico”. A partir de éste pre-procesamiento se pudo realizar el siguiente procesamiento digital.

2.3.2. Procesamiento digital

El procesamiento se define como todas las técnicas aplicadas que permiten obtener resultados mediante la transformación de los datos de las imágenes satelitales estudiadas, satisfaciendo un objetivo para su posterior interpretación.

Para la diferenciación de geformas debidas a procesos glaciares, periglaciares y volcánicos, se realizaron: firmas espectrales, composiciones en falso color, Índices de diferenciación de nieve y hielo (NDSI), y una clasificación digital no supervisada.

- **Firmas espectrales**

Para obtener la composición de color adecuada para el tipo de cobertura que se deseaba caracterizar, se elaboraron en primer lugar las firmas espectrales correspondientes a nieves eternas, nieve de bajo espesor, agua y roca, que permitieron diferenciar las coberturas según su respuesta espectral.

Para realizar las firmas espectrales se cargó cada imagen en SoPI, se realizó el apilado de bandas, se aplicó la composición “Color Verdadero” y un realce lineal del 2%. Luego se realizó en Excel una tabla con la información digital de los pixeles sobre cada tipo de cobertura (nieves eternas, nieve, agua, roca) en las distintas bandas del satélite. Posteriormente se obtuvo en Excel un gráfico (Fig. 4) que permitió visualizar el comportamiento de las distintas coberturas, y así determinar en qué banda se podía diferenciar mejor su respuesta espectral.

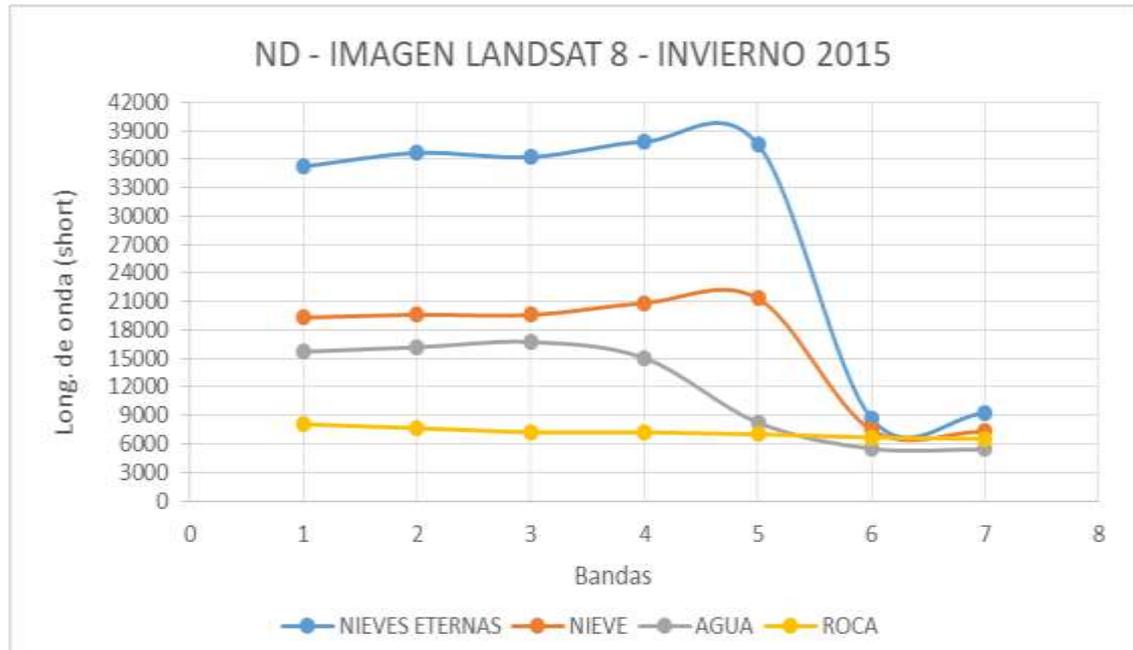


Figura 4: Firma espectral de la imagen LANDSAT 8 de invierno del año 2015

- **Composición de color**

La composición de color es la mezcla de tres distintas bandas de una imagen satelital a las cuales se les aplica cada uno de los tres colores primarios rojo, verde y azul, en sus siglas en inglés (R-G-B). Según el comportamiento observado en las firmas espectrales de las coberturas de interés, se realizó la composición de color, en el software libre SoPI 3.0.

Se asignaron las bandas (longitudes de onda) a los tres canales disponibles (R-G-B). Dado que el ojo distingue mucho mejor en tonos de rojo, es mucho más eficiente visualizar la banda de mayor interés en el canal rojo. Por ello, en primer lugar, para diferenciar el hielo/nieve de la roca, se colocó el infrarrojo de onda corta (1750 nm) asociado al comportamiento del suelo, en el canal rojo; luego en orden de prioridad el infrarrojo cercano (865 nm), en el canal verde; y el verde (655 nm) al canal azul. Esta combinación se denomina: Falso color real (5-4-2).

Para el estudio de la geomorfología y diferenciación de pulsos de lava, el mejor realce se observó en la combinación falso color 7-5-1. Para realizar esta combinación, se asignó el Infrarrojo de onda corta 2 (SWIR 2), al canal rojo; el infrarrojo de onda corta (1750 nm), al canal verde; y el azul, al canal azul.

- **Índice de normalización diferencial de nieve (NDSI)**

La utilización de índices NDSI (Índice de Nieve Diferencial Normalizado) permite diferenciar nieve de otras coberturas debido principalmente a la alta reflectancia de la nieve en la parte visible del espectro electromagnético y la baja reflectancia en la zona infrarrojo cercano o infrarrojo de onda corta, a diferencia de las nubes que mantienen alta reflectancia en la zona infrarroja del espectro, logrando este índice también la separación de nubes y nieve. Hall, D. K. et al. (2011).

Con ayuda de la herramienta de procesamiento de imágenes de SoPI "álgebra de bandas", se aplicaron las fórmulas de los distintos índices (Fig. 5), y se delimitó el área del cono de los volcanes en estudio para observar la evolución del ambiente glaciar/periglacial.

Nombre del Índice	Fórmula	Descripción
Índice de Nieve Diferencial Normalizado –NDSI-	$\frac{\text{Verde} - \text{SWIR}}{\text{Verde} + \text{SWIR}}$	Para mapear la diferenciación de nieve-hielo en áreas cubiertas de nieve
Índice de Nieve y Hielo Diferencial Normalizado -NDSII-	$\frac{\text{Rojo} - \text{SWIR}}{\text{Rojo} + \text{SWIR}}$	Para mapear la diferenciación de nieve-hielo en áreas cubiertas de nieve y hielo
Índice Glaciar Diferencial Normalizado –NDGI-	$\frac{\text{Verde} - \text{rojo}}{\text{Verde} + \text{rojo}}$	Para mapear zonas de diferenciación entre nieve y hielo y una mezcla de hielo y flujos de hielo
Índice de Nieve y Hielo Diferencial Normalizado – NDSII2-	$\frac{\text{Verde} - \text{NIR}}{\text{Verde} + \text{NIR}}$	Para mapear distintas zonas de hielo y nieve en distintas clases

Figura 5: Fórmulas e índices espectrales para el mapeo de coberturas de Nieve y Hielo mediante imágenes satelitales. Pellikka, P. y Rees, W. G. (2009)

Del análisis de la firma espectral del hielo al tener un descenso importante en la reflectancia en la banda roja de la zona visible del espectro, donde la nieve mantiene niveles elevados de reflectancia, se puede diferenciar con mayor claridad hielo y nieve utilizando el índice NDSII (Índice de Nieve y Hielo Diferencial Normalizado). Keshri, A. K. (2009). Los 4 índices aplicados fueron de vital importancia en el análisis multitemporal de la evolución glaciar/periglaciar del área de estudio.

- **Clasificación digital no supervisada**

En el método no supervisado el analista no conoce a priori cuales son las clases existentes en el terreno, por lo tanto, la intervención se centra en la interpretación de los resultados.

Los píxeles de la imagen fueron agrupados en conglomerados o clusters (clases), en función del valor de DN, asumiendo que sus características espectrales eran homogéneas, para ello, se utilizó la técnica K-Means.

Posteriormente se asignó cada una de estas clases a componentes ambientales observados en el terreno como nieve, rocas, agua.

Los algoritmos como K-Means son iterativos, es decir presentan una serie de pasos repetitivos hasta alcanzar un resultado. El número de iteraciones es la cantidad de veces que el programa agrupa y re-agrupa los píxeles en clases temáticas. Este parámetro es muy importante a tener en cuenta ya que, si se asigna un número bajo de iteraciones podría no ser suficiente para que el agrupamiento de las clases sea constante, mientras que, un número excesivo, podría llevar tiempo y procesamiento computacional innecesario.

Se realizó la clasificación no supervisada con 3 clases en 6 iteraciones, ya que se deseaba diferenciar nieve, rocas (distintos tipos de rocas) y agua. Es decir tres tipos de uso y cobertura. Esta clasificación fue de utilidad, ya que permite únicamente separar usos y coberturas muy disímiles entre sí, como los que se observaron en la zona investigada.

Por último, la clasificación no supervisada con 3 clases en 6 iteraciones se repitió, pero en este caso, para diferenciar rocas sedimentarias, rocas volcánicas básicas y rocas volcánicas ácidas.

2.2.3. Metodología ITC (Instituto Internacional de Ciencias de la Geoinformación y Observación de la Tierra)

En el presente análisis se ha considerado la estructura propuesta por el sistema ITC: The ITC System of geomorphologic Survey, Verstappen, H. y Van Zuidam, R. (1991). El aspecto analítico del sistema ITC, no solo es consistente con las principales tendencias de las leyendas existentes, sino que es universalmente aplicable para mapear en todas las escalas. Verstappen, H. (1983).

Para la elaboración del presente trabajo se han utilizado métodos y estrategias, tendientes a procurar el análisis y la representación más fidedigna de los aspectos Geomorfológicos, Morfodinámicos, Climatológicos, la descripción de los Sedimentos Cuaternarios y otros aspectos de la Geomorfología Aplicada.

- **Cartografía**

El objeto de confeccionar una cartografía, ya sea en base a las características geológicas (en lo referente a la litología, estructura, etc.), como al levantamiento geomorfológico de la región, implica proporcionar información ágil, sintética y sistemática accesible al observador, respecto de la morfología del paisaje, los procesos geomorfológicos que las han originado, e incluso información referida al ambiente climático – geomorfológico del pasado.

A fin de percibir la apariencia del relieve, las características de las geoformas presentes, sus dimensiones y su distribución en el espacio, se ha confeccionado el plano geomorfológico mediante la interpretación de imágenes satelitales, con el auxilio del software libre Google Earth Pro, en un rango de escala aproximado de 1:2000, para descripciones de detalle, y 1:200000 para la realización de la cartografía, utilizando para su confección los Sistemas de Información Geográfica (SIG) mencionados anteriormente.

En el análisis e interpretación del terreno se reúnen las siguientes jerarquías de información, según Niz, A. (2003):

- *Morfogenética*, representada como unidades geomorfológicas (para el caso de formas de dimensiones cartografiables a la escala de este trabajo, 1: 100000), y simbología lineal para aquellas formas de dimensiones menores, como para ser consideradas como unidad geomorfológica. En el área de estudio se identificaron: Formas de origen glaciar-periglacial, Formas de origen Volcánico, Formas de origen fluvial y Formas de origen eólico.
- *Morfoestructura/litología*, ya que la naturaleza del sustrato rocoso incide notoriamente en las características del relieve, y el tipo e intensidad de los procesos morfodinámicos que tendrán lugar en él.
- *Morfocronológica* en la que se lleva a cabo la distinción entre las formas de edades diferentes.

Una vez confeccionado el plano en el gabinete, se llevó a cabo la confirmación de campo, consistente en efectuar el levantamiento en el terreno, con el objeto de verificar las características ya volcadas en el plano en la etapa de gabinete, complementar, corregir e incorporar la información nueva surgida del control de campo. Una vez hecho esto, se procedió a la confección de la cartografía temática definitiva, descripta a continuación.

- Mapa geomorfológico

El mapa geomorfológico de la cuenca alta del río Chaschuil, exportado en A3, fue elaborado en QGIS 3.2.2 con una imagen de alta resolución descargada de SAS.Planet, tomando como referencia las geoformas identificadas en imágenes Landsat 7 y 8 procesadas en SoPI, y con el auxilio del software libre Google Earth Pro.

Éste mapa fue realizado a escala 1:150000, en coordenadas geográficas. En él se observan geoformas glaciares, periglaciares, volcánicas, fluviales y eólicas. Para una mejor distinción, la cartografía además se exportó en tamaño de hoja A4, distinguiéndose en un mapa las geoformas glaciares y periglaciares únicamente, y en otro la geomorfológica volcánica.

Para el mapa de geoformas glaciares y periglaciares, se trabajó a escala 1:125000, debido a que se redujo el área de estudio abarcando los volcanes Incahuasi y San Francisco que presentaban los mayores vestigios glaciares.

En el caso de la geomorfología volcánica, el mapa fue exportado en escala 1:250000, en él se distinguen aparatos volcánicos, cráteres y las coladas de lava según su orden de depositación.

CAPITULO III: CARACTERÍSTICAS GENERALES



CAPÍTULO III: CARACTERÍSTICAS GENERALES

3.1. Fisiografía

3.1.1. Orografía

El relieve del área de estudio, corresponde a una zona de transición entre las provincias geológicas Puna Austral y Cordillera Frontal, se diferencia de la Puna por las características geológicas de las unidades rocosas que la componen (sedimentos paleozoicos plegados y fracturados), pero el aspecto general es semejante al de Puna: planicies suavemente onduladas interrumpidas abruptamente por cordones montañosos y conos volcánicos, en culminación con salares, lagunas o vegas, en las zonas más bajas. Dentro del área dominan los aparatos volcánicos, que sobrepasan los 6000 metros de altura, mientras que circundando a la misma se encuentran los rasgos orográficos más prominentes (sierras y cordilleras) que encierran la cuenca alta del río Chaschuil (Fig. 6).

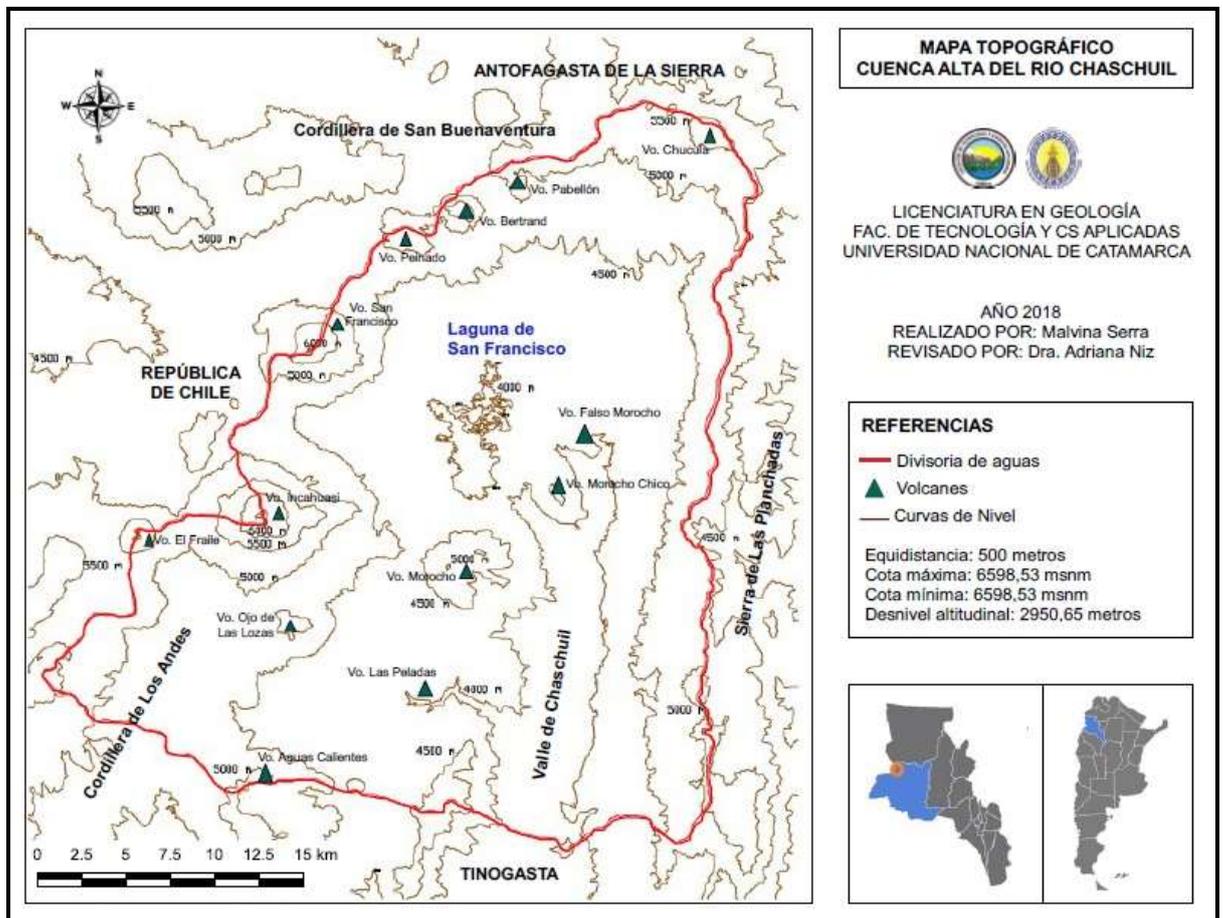


Figura 6: Mapa topográfico – Cuenca alta del río Chaschuil.

Las sierras presentes en la cuenca se asemejan al sistema de Sierras Pampeanas, donde por lo general el área montañosa está integrada por una sucesión de cordones de orientación preferencial nornordeste-sursuroeste (NNE-SSO), entre los que se destacan: la Cordillera Andina (Terciaria-Cuartaria), que constituye el límite oriental de la cuenca y que separa a la República Argentina de la República de Chile; la Sierra Las Planchadas,

constituye la divisoria de aguas oriental de la cuenca y hacia el sur pasa a constituir una formación sedimentaria muy potente que pertenece al Sistema Cerro Negro de Rodríguez-Sierra de Narváez (Paleozoico); y finalmente, la Cordillera de San Buenaventura, que corresponde al único cordón montañoso de la zona investigada con un rumbo noroeste-sureste (NO-SE), y que se ubica en la parte cumbral de la cuenca, separando los departamentos Tinogasta y Antofagasta de la Sierra, este cordón es, a su vez, considerado el límite de la Puna Austral.

En nuestra provincia la Cordillera Frontal está integrada por bloques independientes de gran altitud, sin una dirección general uniforme, en general se trata de aparatos volcánicos, tipo estratovolcanes, las elevaciones principales dentro de la cuenca son: al noroeste, el Peinado (estratovolcán de 5740 msnm), Bertrand (5330 msnm), Cerro Pabellón (5331 msnm) y Cerro Chucula (5760 msnm). En el sector central del área se encuentra el Falso Morocho o Quitapenas (4500 msnm), Cerro Morocho (5050 msnm) y Cerro Morocho Chico. Al oeste se ubican las mayores altitudes, comprendidas por los volcanes: Incahuasi (6638 msnm), San Francisco (6018 msnm) y Ojo de las Lozas (5247 msnm), finalmente, marcando el límite sur de la cuenca alta del río Chaschuil, se sitúa el volcán Aguas Calientes (5831 msnm).

3.2. Hidrografía

En las provincias Argentinas de la región semiárida, las acumulaciones nivales del oeste (cordillera) promueven la formación de ríos alimentados por deshielos. Como se menciona en Paoli, H. (2002), la presencia de sucesivas cadenas montañosas abruptas de dirección norte-sur, impiden la llegada de esas aguas a las regiones del este, más bien tienden a derivarlas hacia el norte, fuera del territorio provincial, o hacia cuencas endorreicas, generalmente salinas.

Este es el caso del río Chaschuil, que escurre a través de un valle longitudinal (Valle de Chaschuil) y da nombre a la cuenca que posee sus nacientes al norte del departamento Tinogasta en la Provincia de Catamarca (Fig. 7). Se alimenta de torrentes y arroyos producto del deshielo y precipitaciones en la zona alta de la Cordillera de los Andes. Este río, luego de recibir por su margen derecha el aporte del arroyo proveniente del cerro Cenizo (5227 m), pasa a llamarse río Guanchín, y en la altiplanicie Isti Yacu en La Ramadita, al norte de la localidad de Fiambalá, recibe el aporte en su margen izquierdo del río Fiambalá, y es en este punto que toma el nombre de río Abaucán y su curso se orienta en dirección sureste.

El cauce principal es el río Chaschuil, sus afluentes más importantes son Cazadero Grande, Las Lozas y San Francisco.

Esta cuenca, situada en la región occidental y a más de 3500 msnm, recibe aguas permanentes de los ríos Las Peladas, Las Lozas y El Cazadero. A lo largo del eje del valle existen áreas de surgencias naturales (vegas), motivadas por estrechuras morfológicas; éstas se presentan donde los cordones montañosos se aproximan y las rocas impermeables cierran las aguas del subsuelo, de manera subterránea y transversal. Las principales vegas son las de Las Lozas, Cazadero Grande y Chaschuil. Tezón, R. V. (1963).

El río Chaschuil es portador de abundante caudal en épocas estivales, por cuanto el valle presenta una excelente zona con buenas posibilidades para el asentamiento de una población estable y con la actividad del cultivo como desarrollo sustentable.

Ostera et al. (2005) considera que, la caracterización hidrogeoquímica preliminar de aguas superficiales de la Puna de Chaschuil y el Valle de Fiambalá, permite establecer que las

mismas son hidroquímicamente heterogéneas, pudiendo atribuirse esta característica a procesos diferenciales de evaporación y aporte meteórico en un ambiente en el cual la evapotranspiración supera ampliamente a las precipitaciones. La impronta isotópica está reflejando claramente la existencia de procesos de evaporación como mecanismo principal del incremento de sales disueltas en el agua. Los efectos de altitud estarían enmascarados debido a esta causa.

En el estudio “Análisis geoquímico de la calidad de agua en el Valle de Chaschuil – Catamarca”, Ortiz et al. (2017), se obtiene como resultado del análisis de cada punto de muestreo, que en general, las aguas son aceptables para el riego con moderada restricción de uso, teniendo en cuenta la concentración de carbonatos/bicarbonatos encontrada. El comportamiento geoquímico – geológico presente se relaciona con la litología aflorante del área, que se corresponde a una zona con características semiáridas.

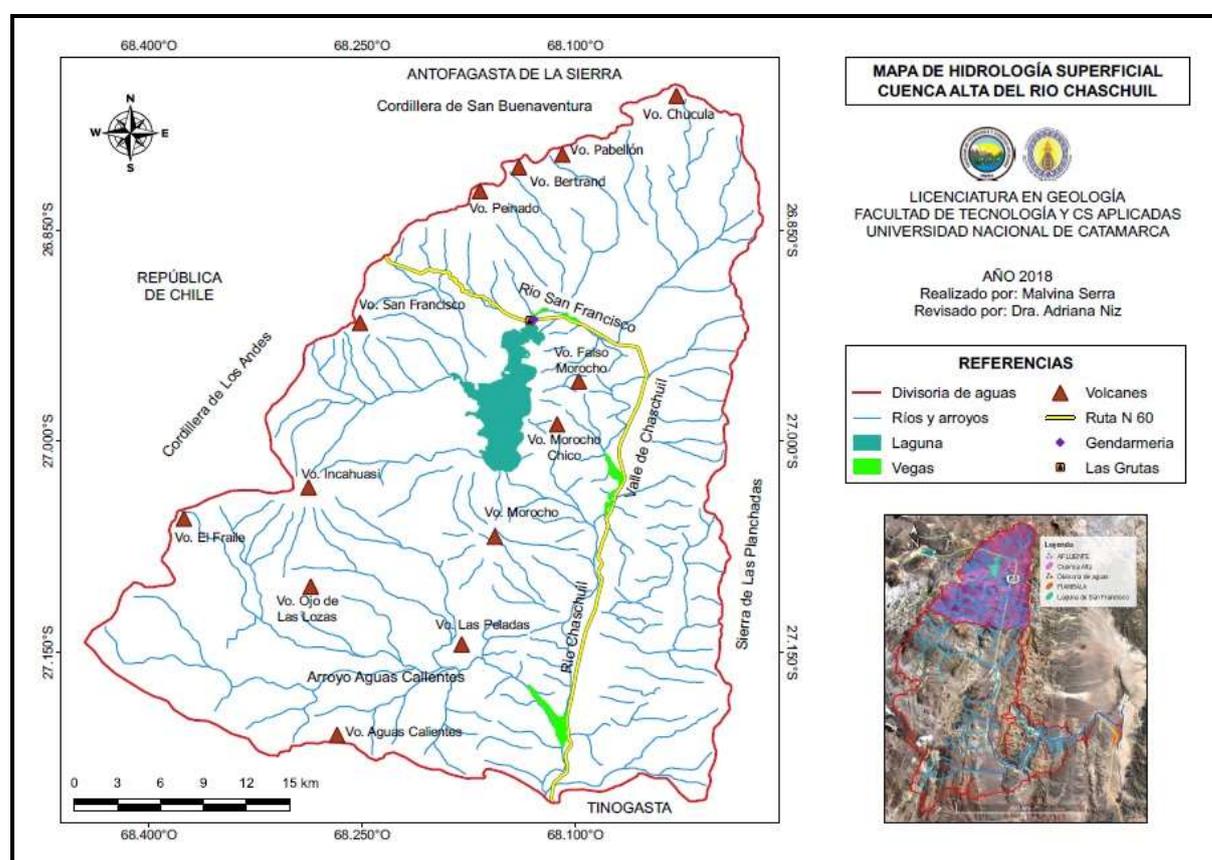


Figura 7: Mapa de hidrología superficial – Cuenca alta del río Chaschuil.

• Cauces y formas asociadas

Para la descripción de la red de avenamiento es de importancia decisiva el conocimiento de los fenómenos tectónicos, prescindiendo del factor climático, sobre todo del viento del este y de la exposición hacia él (barrera).

En el recorrido de los ríos se destaca claramente la influencia de la orientación climática: los ríos nacen en los costados orientales de las montañas o en sus eminencias más altas, posteriormente ocupados por una serie de bolsones. La más importante de las vías de desagüe dentro de la zona, el río Chaschuil, en su tramo superior fluye por un amplio valle tectónico longitudinal. Esta depresión está limitada estructuralmente por el bloque de la sierra de Narvéez hacia el este y el sector de transición hacia el oeste.

Aguas arriba de la Vuelta de las Tolas, el río presenta numerosos meandros y lagunas de deshielo y fluye por una falla.

- **Diseño de la red de drenaje**

En el área de estudio, la mayor parte del agua no cae directamente en los cauces fluviales y lagunas, sino que se infiltra en el suelo (capa superior no consolidada del terreno) y desde éste se filtra al canal fluvial (escorrentía) y constituye arroyos. Los patrones o geometrías de las redes de drenaje son el resultado no sólo de la dinámica fluvial sino también de la resistencia a la erosión y disposición de las diferentes litologías del terreno y del ordenamiento de las estructuras de deformación tectónicas de la superficie terrestre (diaclasas, fallas y pliegues).

Por lo tanto, la cuenca del río Chaschuil presenta, dos diseños predominantes de drenaje en su hidrología superficial. Por un lado, la red de drenaje radial, que es típica de ambientes volcánicos; y por el otro, el drenaje paralelo y dendrítico, típico de la provincia geológica Cordillera Frontal (Fig. 8).

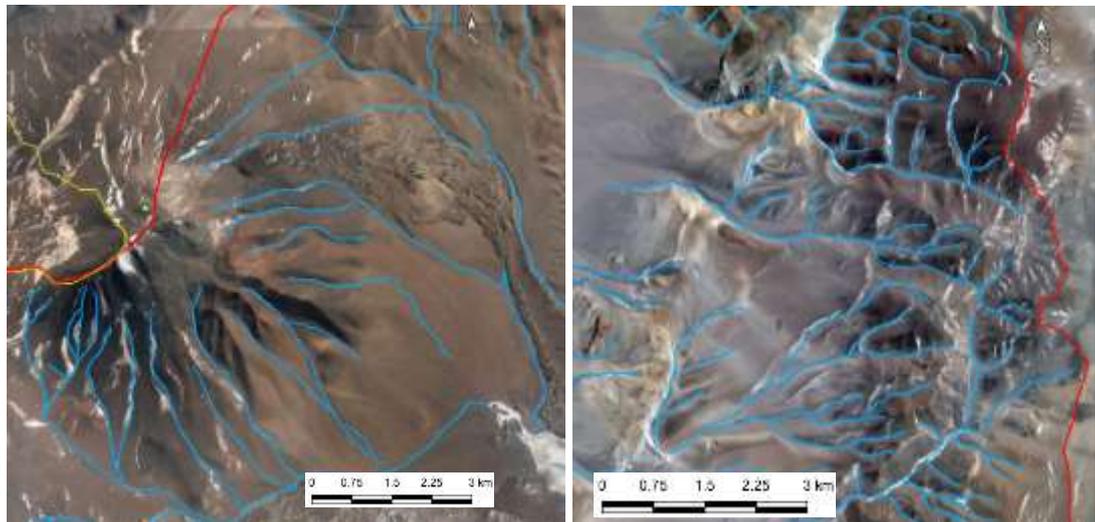


Figura 8: Imagen izquierda, diseño de drenaje radial en el volcán San Francisco – imagen derecha, diseño de drenaje dendrítico/paralelo sobre la sierra de Las Planchadas.

- **Laguna de San Francisco**

Al este de los volcanes San Francisco e Incahuasi, en las menores cotas del área, se encuentra una amplia laguna denominada Laguna de San Francisco. Esta laguna se encuentra sobre lavas provenientes de los volcanes antes citados y se alimenta de las aguas de deshielo que bajan de las cimas de los volcanes en épocas de escorrentía.

Corresponde a una laguna de deshielo que además presenta a su alrededor vestigios de un ambiente climático más frío, se encuentran en sus orillas lagunas semilunares que representan un ambiente antiguo más húmedo, y drumlins, que son geofomas de origen glaciar que demuestran la presencia de glaciares en la región.

- **Vegas**

En la cuenca alta del río Chaschuil se identificaron 6 vegas (terreno bajo, llano, fértil) de diferentes dimensiones, a partir de la detección remota y teniendo en cuenta las investigaciones realizadas en el proyecto en el que se inserta este trabajo. Las mismas son

el resultado de la dinámica hídrica, que responde tanto al clima reinante, como a las estructuras que jerarquizan su recorrido. Poseen dentro del área una gran importancia ambiental y se encuentran en delicado equilibrio con las geoformas de origen glaciar-periglacial descritas en este estudio.

- **Aguas termales**

En inmediaciones de la Laguna de San Francisco, se encuentra un curso de agua termal que se relaciona con los aparatos volcánicos que le dan origen. Siendo de gran importancia en la puesta en valor turístico de la región, ya que cuenta con la infraestructura para el aprovechamiento de baqueanos, personal de vialidad y turistas (Fig. 9).



Figura 9: Aguas termales La Gruta

3.3. Clima

El clima es semiárido frío, temperaturas nocturnas inferiores a 0°C durante todo el año y gran amplitud térmica diaria, por encima de los 4500 msnm presenta evidencias de hielos permanentes, de tipo glaciar y nieves, glaciares de escombros, suelos congelados, y en el área pedemontana domina la actividad eólica, tanto de acumulación como de deflación.

Como se observa en la Figura 10, el clima corresponde al tipo “Árido Andino Puneño”. El mismo, comprende la Región de la Puna y los Andes Áridos desde la provincia de Catamarca hasta Mendoza (Región de Cuyo). Presenta un paisaje con rasgos de acentuada aridez, muy inhóspito. Las precipitaciones son bastante escasas, no superan los 200 milímetros anuales y las temperaturas tanto en verano como en invierno, sufren grandes amplitudes térmicas.

En el trabajo elaborado por Castañeda, E. y Ratto, N. (2005), se realiza un registro de variables climáticas en la región puneña de Chaschuil, en el año 2005, el mismo presenta las siguientes conclusiones: La temperatura media diaria osciló, durante ese año, entre -10 y 13°C aproximadamente. La mayor variabilidad se da en mayo, con una desviación de media diaria de 3,5°C y el rango medio entre máximos y mínimos es de 14,2°C. El invierno se presenta como el período más perturbado, de acuerdo a la variabilidad de la amplitud térmica diaria; los valores oscilan durante esa estación entre -6 y 30°C.

Esto no puede ser establecido totalmente, debido a la dificultad de medir la temperatura del aire a 4000 msnm, con nieve caída en superficie. A través de las cartas diarias de altura del Servicio Meteorológico Nacional puede verse que para las fechas que presentan mayor amplitud térmica, los resultados están asociados a irrupciones de aire frío sobre la Cordillera Central Argentina.



Figura 10: Mapa de la distribución climática de la provincia de Catamarca.

Fuente: http://www.tinogasta.gob.ar/info_geografica.html

La humedad de la atmósfera en el Destacamento de Gendarmería (situado en el paraje Las Cuevas), varía notablemente durante el período de registro con valores extremos medios relativos que rondan entre 1% y 100%. La mediana de la humedad relativa está por debajo de 40% a lo largo del período de registro. Las precipitaciones pluviales fueron escasas: en agosto, noviembre y diciembre, con bajos valores; sí registraron intensas nevadas durante todo el invierno. Desde mayo el viento presenta una dirección preferencial del noroeste y a partir de julio puede notarse un cambio al oeste de gran persistencia en todas las horas.

Las condiciones secas presentes hasta ese momento cambian con precipitación líquida (medida por el pluviómetro) en agosto; a partir de septiembre los vientos tienen direcciones entre noroeste y sudoeste, para luego llegar a diciembre con gran variabilidad. Acerca de la intensidad del viento, en los meses de noviembre y diciembre es más baja comparada al resto del registro y está acompañada de un aporte de masa en todas las direcciones con un consecuente aumento de la humedad.

En resumen, a medida que uno se aproxima a la Cordillera, el clima se torna más riguroso. En esta parte el hombre está expuesto a un clima con muy pronunciada rarefacción del aire y fuertes ataques del ambiente climático térmico. Aun en los meses de enero y febrero es necesario usar ropa de abrigo, ya que por la mañana y al atardecer, la temperatura baja a marcas de poco más de 0°, mientras que, al mediodía, se producen marcas altas. Es decir, la temperatura tiene grandes oscilaciones diurnas, que se acentúan aún más en el invierno. Durante esta última estación, la temperatura acusa marcas por debajo de - 15° C, ya que las aguas de los ríos y de las lagunas se cubren con una gruesa capa de hielo (más o menos 20 cm), observable, por ejemplo, en Pastos Largos.

Las heladas son frecuentes en siete meses del año y casi diarias entre abril y agosto.

En lo que respecta a los vientos, los dominantes soplan desde el oeste y del sur. Estos últimos son más frecuentes en el invierno, diarios y casi sin interrupción; son vientos de

valle. Los vientos del oeste comienzan a soplar después de las doce del día. Turner, J. C. (1967).

3.3.1 Antecedentes climáticos del área de estudio

La cuenca del río Chaschuil presenta una problemática compleja, debido a su gran variación climática, que en invierno llega a ser muy rigurosa. A continuación, se mencionan algunas dificultades que las bajas temperaturas ocasionan en la zona:

➤ **EL PASO DE SAN FRANCISCO, A CHILE, ESTÁ CERRADO POR LA ACUMULACIÓN DE NIEVE- 28/05/2014. Fuente: Diario Digital La Gaceta**

A la altura del camino que une Catamarca con la región de Atacama la temperatura descendió a -5° C.

"La acumulación de la nieve caída alcanza más de 50 centímetros", informaron fuentes de Gendarmería Nacional.

A las 8 de hoy la temperatura era de 5 grados bajo cero y se prevé que el termómetro siga descendiendo, por lo que se dispuso que el camino se mantenga cerrado "hasta nueva disposición".

➤ **CATAMARCA: CIERRAN EL PASO INTERNACIONAL SAN FRANCISCO POR LA NIEVE- 25/05/2015. Fuente: Diario Digital El Intransigente**

Del lado argentino, a las 8, había una temperatura de 15 grados bajo cero.

El paso Internacional San Francisco que une a la provincia de Catamarca con Chile fue cerrado al tránsito como consecuencia de la acumulación de nieve y la formación de hielo sobre la calzada del lado trasandino, informó la Dirección Nacional de Vialidad (DNV), distrito Catamarca.

Se informó que la acumulación de nieve del lado chileno se da "sobre la ruta 31, que permanece cortada e intransitable por presencia de hielo" y en la zona se registra además "viento blanco".

En tanto que del lado argentino, donde se ingresa a la ruta nacional 60, a unos 4.500 metros de altura sobre el nivel del mar, a las 8 había una temperatura de 15 grados bajo cero.

En esa ruta esta mañana sólo se permitía "circular con suma precaución a vehículos de doble tracción" entre Las Grutas y el límite internacional y "se trabaja en la restitución de la transitabilidad".

➤ **SIGUE CORTADO EL PASO DE SAN FRANCISCO POR LAS INTENSAS NEVADAS- 20/04/2017. Fuente: Radio Nacional Digital**

Autoridades argentinas y chilenas informaron que, ante las condiciones del tiempo en la región, continúa cerrado el Paso de San Francisco (Fig. 11).

Al respecto, el Ministerio de Transporte de la Nación, a través de la Dirección Nacional de Vialidad, comunicó que el Paso de San Francisco se encuentra cerrado preventivamente por presencia de nieve en calzada entre "Los Cajones" y el límite con Chile.

El cierre del corredor internacional se extenderá hasta que mejoren las condiciones climáticas en el sector chileno.



Figura 11: Fotografías del Paso de San Francisco en condiciones climáticas adversas. Fuente: Radio Nacional Digital

- **EL PASO DE SAN FRANCISCO LLEVA QUINCE DÍAS CERRADO POR NEVADAS- 26/05/2017. Fuente: Diario Digital El Esquíú**

Se encontrará cerrado por 'tiempo indefinido' debido a las condiciones climáticas adversas.

- **EL PASO DE SAN FRANCISCO ESTÁ INTRANSITABLE- 29/05/2017. Fuente: Diario Digital El Ancasti**

Una nueva nevada volvió a inhabilitar, para todo tipo de vehículos, el Paso de San Francisco. El resto de las rutas nacionales no presentan mayores problemas.

3.4. Fitogeografía

El Valle de Chaschuil se ubica en la provincia fitogeográfica Altoandina, también llamada Desierto o Páramo Andino, se diferencia climáticamente de la Puna por presentar una condición de menor aridez, nieve la mayor parte del año y fuertes vientos. Se encuentra en las zonas de alta montaña descendiendo paulatinamente hacia el sur, desde Jujuy (4000 msnm), Salta, Catamarca, Tucumán, La Rioja, Mendoza (3000 msnm), en las provincias del Neuquén y Río Negro (2000 msnm), Chubut, Santa Cruz, hasta los 500 msnm en la isla Grande de Tierra del Fuego, su límite austral. Se distinguen 3 distritos:

- Distrito fitogeográfico Altoandino Quechua, más templado y seco, al que pertenece la cuenca del río Chaschuil.
- Distrito fitogeográfico Altoandino Cuyano, más húmedo.
- Distrito fitogeográfico Altoandino Austral, el más húmedo de los tres distritos.

3.4.1. Flora y fauna

El clima y las características del relieve determinan una vegetación xerófila, leñosa y con frecuencia espinosa, con una altura que varía de 1 a 3 metros; en las sierras los arbustos pasan gradualmente hacia arriba a plantas herbáceas; en las cumbres son comunes los pastos duros, en tanto que en los valles la vegetación, en algunos sectores bastante rala, es

arbustiva. La flora, en este ambiente riguroso, se adapta para poder sobrevivir y encontramos plantas amófilas, halófilas y calcícolas cuando los suelos son calcáreos.

Por otra parte, en cuanto a la fauna, se desarrollan interesantes variedades de especies y géneros, de los cuales en Asís Ribba, E. et al. (2014), se nombra a la vizcacha (*Lagostomus*), la comadreja (*Didelphis*), zorros (*Cercocycon*), ratas, tucos tucos, zorrinos (*Conepatus*), pumas (*Concolor*), hurones, aves como perdices (*Nothura*), horneros (*Furnarius Cristata*), palomas, pájaros carpinteros (*Chrysophilus*), cotorras (*Myiopsitta*) y los loros (*Nandayus*), ranas, sapos, varias especies de reptiles, tortugas, iguanas (*Tupinanbis*), víboras de coral, yarará, culebras, etc., peces como truchas, que habitan los cursos del río Chaschuil.

En plena Región Montañosa, se encuentran guanacos (*Lama Guanice*), vicuñas (*Lama Vicuñas*), chinchilla grande, zorros colorados (*Dusicyon Culapaeos*), zorro gris (*Dusicyon Gimocersus*), aves como el cóndor, águilas, flamencos (Fig. 12), halcones, garzas, teros, suris, etc.



Figura 12: Fotografías de los primeros días de abril de 2018 (segunda campaña de campo), se observa vegetación xerófila, vicuñas y un flamenco o parina.

3.5. Edafología

Como indica Seggiaro, R. E. et al. (2006), las extremas condiciones de aridez de la zona de estudio dan como resultado suelos esqueléticos con muy escasa materia orgánica.

En general son suelos poco evolucionados, presentan truncamiento de los horizontes superficiales originales con exposición de materiales de horizontes subsuperficiales, exhiben colores claros, conforman estructuras lábiles y textura con predominio de las fracciones gruesas (arenosas y franco-arenosas) y medianas (franco-arcillosas y franco-limosas), comúnmente de muy baja cohesión.

Es frecuente la presencia de suelos salinizados, si bien las sales del suelo constituyen la base de su fertilidad (en forma de nutrientes), y además intervienen en numerosos procesos funcionales (como génesis de la estructura, por ejemplo), cuando la concentración de ellas franquea un cierto umbral, se producen cambios en las características del suelo que afectan el desarrollo de especies vegetales o cultivos. Niz, A. et al. (2010).

Considerando los “Diez órdenes de suelos” (del Soil Survey Staff del departamento de agricultura de los Estados Unidos, 1960), en el área predominan los Entisoles (suelos con una muy pobre distinción de horizontes, o sin ella); y Aridisoles (suelos secos, con frecuentes acumulaciones de sal, yeso y/o carbonato).

Según el mapa de suelo que se observa en la Figura 13, en el área bajo estudio se encuentran los siguientes tipos de suelo:

3= Aridisoles. Paisaje: piedemonte y conos aluviales en tierras bajas, principales suelos: peleárgides típicos.

6= Aridisoles. Paisaje: piedemonte y conos aluviales en tierras altas, principales suelos: peleárgides típicos.

11= Entisoles. Paisaje: cadenas montañosas, cerros y colinas en tierras altas, principales suelos: roca + criortentes andépticos.

13= Entisoles. Paisaje: cadenas montañosas, cerros y colinas en tierras altas, principales suelos: roca + torriortentes líticos.

16= Entisoles. Paisaje: cadenas montañosas, cerros y colinas en tierras intermedias, principales suelos: torriortentes típicos.

Para Turner, op cit., (1967) los suelos de esta región son del tipo esquelético, grises. El horizonte húmico está mal desarrollado, con excepciones, como en las vegas. En las amplias depresiones el suelo es pedregoso, y se asienta sobre el actual material de acarreo de los cordones. Este suelo, que es el predominante, en algunas partes está constituido por una delgada capa arenosa que descansa directamente sobre un sustrato pedregoso arenoso; en otros lugares, solamente se tiene el aglomerado, que en general está constituido por rodados angulosos de variado tamaño y de composición petrográfica heterogénea.

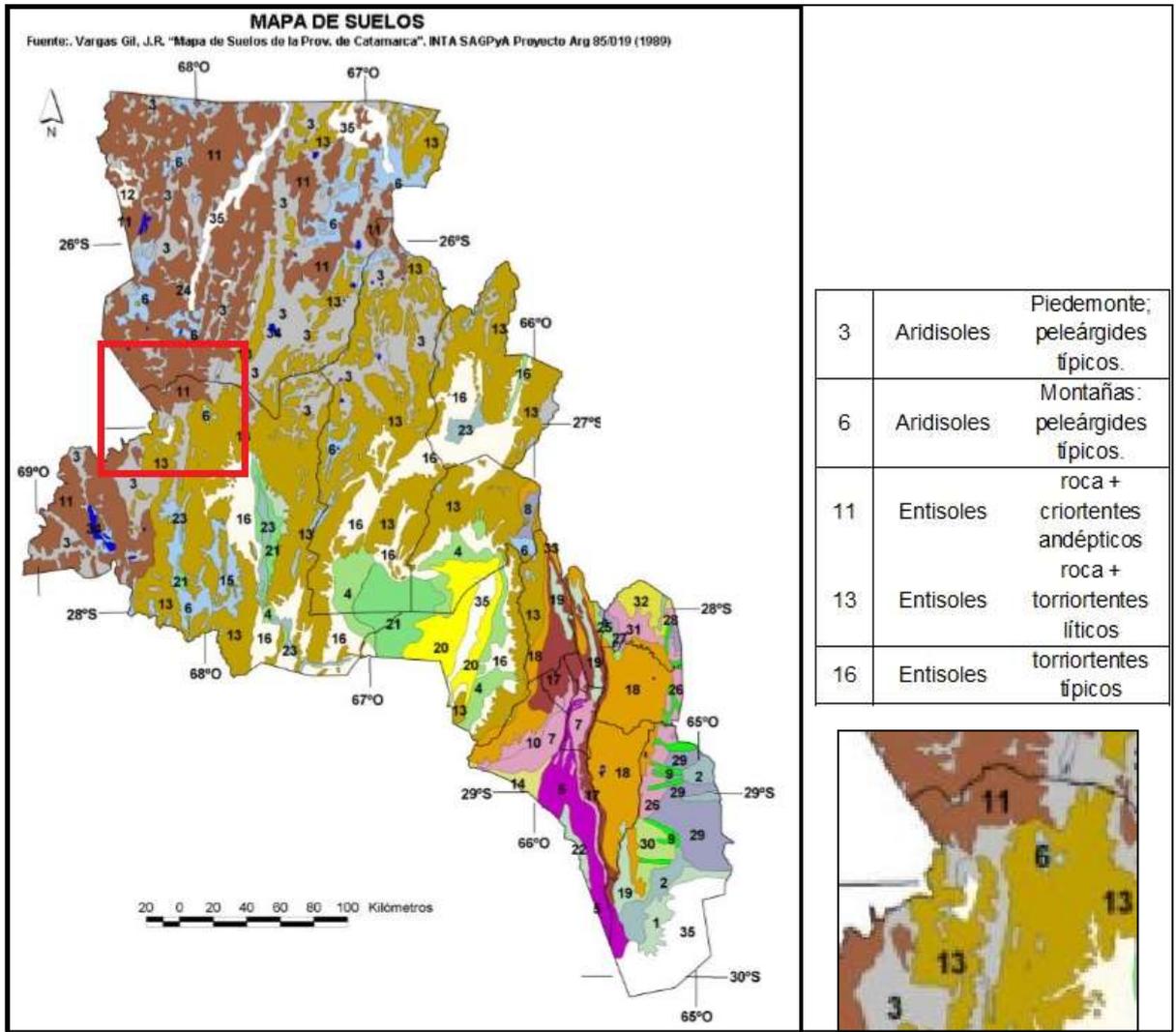


Figura 13: Mapa de suelos de la provincia de Catamarca. Fuente: INTA. Autor: Vargas (1989).

3.6. Demografía

Las condiciones extremas y la escasa presencia de vegas con agua permanente, hacen de ésta una de las áreas más inhóspitas del noroeste argentino. En el territorio que ocupa el área de estudio sólo se registra la presencia de habitantes temporarios en los campamentos de Gendarmería y de Vialidad Nacional y Provincial, instalados a la latitud de los parajes: Las Cuevas y salina de San Francisco, a pocos kilómetros del paso internacional.

Por este motivo, en el presente informe se mencionan los datos de la población más cercana, el distrito Fiambalá, que cuenta con 4639 habitantes (INDEC, 2010), lo que representa un incremento del 2,3% frente a los 4585 habitantes (INDEC, 2001) del censo anterior. Forma una aglomeración urbana junto con las localidades de La Ramadita y Pampa Blanca.

3.7. Arqueología

Ratto, N. et al. (2012) aportan nuevas evidencias de la ocupación del área de Los Seismiles, en su trabajo, dan cuenta de la dinámica de uso del espacio de las tierras altas del oeste

tinogasteño inmersas dentro de ambientes de puna transicional (vega de San Francisco – Ver Fig. 14) y altoandino (volcán San Francisco). La evidencia arquitectónica y artefactual, en contexto con las características ambientales de emplazamiento de los sitios, conforma paisajes arqueológicos que se sucedieron y transformaron en el tiempo. Los autores consideran que esto demuestra el uso de los espacios con fines de caza y ceremoniales, tanto en el Formativo (ca. 130 a 1200 AD) como durante el periodo Inca (ca. 1350 a 1521 AD), y que cambiaron su significación a partir del siglo XVIII.



Figura 14: Yacimiento arqueológico a orillas de la vega de San Francisco (primera campaña de campo – enero de 2018)

En relación a lo anterior, Ratto, N. y Nigris, M. (2012), realizan una investigación sobre el consumo de camélidos (*Vicugna Vicugna*) en un sitio ceremonial de la alta cordillera andina. Los resultados del análisis del registro arqueofaunístico del componente Formativo del sitio, se sustentan por los siguientes indicadores, descriptos aquí de manera resumida:

(a) En la actualidad, el piso altitudinal de 5000 msnm y superiores del área cordillerana no presenta manto de vegetación y consecuentemente la presencia de camélidos es nula, a diferencia de lo que ocurre en pisos inferiores (4000 msnm), pudiendo ser estas condiciones extrapolables al momento de ocupación del sitio (ca. 500-700 d.C.). Esto sugiere que el único ejemplar identificado del conjunto óseo analizado representa una presa (vicuña) cazada en las vegas de altura.

(b) Las unidades anatómicas identificadas en el conjunto tienen una utilidad económica moderada-baja.

(c) La elevada fragmentación del conjunto óseo y la presencia de huellas de percusión y negativos de impacto, asociadas con un perfil anatómico dominado por los huesos apendiculares con cavidades medulares, dan cuenta del consumo del tuétano.

(d) Un tema interesante que surge también del análisis es la ausencia del consumo de la médula ósea en aquellas falanges que presentaban malformaciones producto posiblemente de alguna enfermedad del animal aprovechado.

Al respecto, Ratto, N. y Orgaz, M. (2009) interpretan que la combinación del contexto artefactual y su emplazamiento testimonian la celebración de algún tipo de ritual dirigido al volcán Incahuasi. La evidencia aportada por el análisis arqueofaunístico refuerza esta idea. Estudios de comparación entre diseños de puntas líticas de los cabezales de Chaschuil con las secuencias del área antofagasteña, del río Loa y de la vertiente occidental de la Puna atacameña, fueron realizados por Ratto, N. (2006), quien considera que los cabezales con pátina se ubican temporalmente dentro del período Arcaico mientras que los otros en el Agropastoril.

El hallazgo de tuestos procedentes de instalaciones Incas, como las localizadas en el área de puna del valle de Chaschuil - San Francisco, Las Coladas, sector La Tumba, de Ojo de Las Lozas y Tambería, es otra de las demostraciones de la riqueza arqueológica del área de estudio, que constituye un sitio de gran valor histórico por los yacimientos que posee.

3.8. Geología regional

Desde el punto de vista macroscópico, el rasgo más destacado del paisaje catamarqueño es lo accidentado de su relieve, donde áreas relativamente planas y hundidas (valles, bolsones) alternan con cordones montañosos, determinando altitudes que en el sudeste de la Provincia no alcanzan los 200 msnm (Salinas Grandes) y que sobrepasan los 6000 msnm en el límite occidental de la misma.

En la provincia de Catamarca se encuentran representadas cuatro Regiones o Provincias Geológicas, denominadas: Puna, Cordillera Frontal, Sistema Famatina y Sierras Pampeanas Noroccidentales (Fig.10).

Sayago, M. (1982) define con el concepto de Provincia Geológica, a una determinada sucesión estratigráfica, con un estilo estructural propio y rasgos geomorfológicos característicos. En el área de estudio se reconoce principalmente la provincia geológica Cordillera Frontal.

- **Recursos minerales**

Los recursos minerales principales, son los correspondientes a minerales metalíferos, entre los que sobresale el distrito La Hoyada (Pb-Ag-Zn). En cuanto a los minerales industriales, se reconocen yacimientos de azufre (Fig. 15) y evaporitas fósiles.



Figura 15: Imagen de uno de los refugios de la mina de azufre “Dos Conos”, al fondo se observa el Volcan Morocho (Fotografía de la primera campaña de campo – enero 2018).

3.8.1. Estratigrafía

Para la descripción estratigráfica del área estudiada se consultó la Hoja Geológica 2769-II Paso de San Francisco. Dicha Hoja se ubica en el extremo sur de la Puna Austral, donde Seggiaro, R. E. et al. (2006), consideran cuatro unidades estratigráficas: Neoproterozoico-Paleozoico inferior, Paleozoico superior, Mesozoico y Cenozoico.

Las rocas más antiguas pertenecen a un basamento polimetamórfico originado a partir de materiales neoproterozoicos-eocámbricos.

Las unidades del Paleozoico inferior constituyen extensos afloramientos integrados por rocas pelíticas y areniscas con intercalaciones de vulcanitas ácidas y básicas e intrusivos graníticos. Estas unidades están deformadas con pliegues apretados y volcados que desarrollaron clivaje de plano axial y cabalgamientos con vergencia dominante hacia el oeste.

El Paleozoico superior está formado por estratos rojos continentales de edad pérmica pertenecientes a la Formación Patquía de la Cuesta.

Durante el Mesozoico se registraron unidades volcánicas riolíticas correspondientes al Triásico (Formación Pantanos), de mayor extensión del lado chileno.

Los estratos de la Formación Patquía de la Cuesta infrayacen en contacto discordante con suave angularidad a la Formación Geste del Paleógeno, integrada por areniscas conglomerádicas rojizas.

De acuerdo con Seggiaro, R. E. et al (2006) la actividad del arco magmático y el acortamiento controlaron la naturaleza de las unidades neógenas. Los depósitos sedimentarios de la Formación Vizcachera representan la evolución de una cuenca de antepaís cuya secuencia se inicia con depósitos fluviales de facies distales y sin participación volcánica, a facies proximales con rodados de vulcanitas, provenientes del arco volcánico e intercalaciones de ignimbritas en los niveles superiores.

A partir del Mioceno medio se desarrolló una intensa actividad magmática representada por rocas intrusivas, lavas dacíticas y andesíticas y extensos campos de ignimbritas asociadas a megacalderas. La instalación del arco volcánico y la estructuración y elevación de la Puna, condicionaron la formación de cuencas evaporíticas (Formación Sijes).

Durante el Pleistoceno, la actividad volcánica continuó con la emisión de basaltos a partir de centros monogénicos y fisurales desarrollados a lo largo de fracturas extensionales.

Los depósitos actuales, típicos de un ambiente desértico de condiciones extremas están integrados por acumulaciones de depósitos aluviales, lacustres, coluviales y eólicos. Seggiaro, op. cit., (2006).

3.8.2. Estructuras

La evolución estructural de la región muestra la participación de varios eventos de deformación superpuestos desde el Neoproterozoico, entre los cuales, Seggiaro, op. cit., (2006) considera que tienen mejor registro las estructuras Neoproterozoicas, Eopaleozoicas, Neopaleozoicas y Cenozoicas.

El basamento neoproterozoico muestra una estructura interna compleja, con superposición de deformaciones.

Las posibles estructuras eopaleozoicas dentro del basamento corresponden a fajas de deformación dúctil, con desarrollo de series miloníticas. Para la descripción de las unidades ordovícicas se distinguen dos zonas de acuerdo con el grado de deformación. Las

estructuras eopaleozoicas están mejor definidas en la porción oriental de la Hoja del Paso de San Francisco que en la occidental. Las evidencias más claras acerca de la menor intensidad de esta deformación se observan en las inmediaciones de Cazadero Grande. En cambio, la Formación Las Planchadas no muestra deformación interna, excepto localmente donde exhibe un clivaje incipiente. Los pliegues, por otro lado, son apretados, generalmente asimétricos y de rumbo meridiano. Las superficies axiales inclinan preferentemente hacia el este, localmente subverticales o inclinadas hacia el oeste. La estratificación se distingue de manera nítida, excepto en aquellos niveles espesos sin contrastes litológicos marcados.

En el paleozoico superior se desarrolla un evento tectónico extensional, cuya respuesta sedimentaria está reflejada en la Formación Patquía de la Cuesta. En ella se observa la relación entre una falla directa parcialmente reactivada a inversa durante la tectónica andina. Los esfuerzos compresivos andinos generados a partir de la convergencia de placas durante el neógeno, originaron un sistema de fajas plegadas, cuencas y arcos volcánicos.

Evoluciona como un sistema imbricado retroergente con niveles de despegues más profundos dentro del basamento metamórfico ubicado al este, hasta despegues superficiales dentro del terciario cerca del límite con Chile.

- **Actividad neotectónica**

El estudio de la actividad Neotectónica radica en el análisis de las estructuras geológicas y de las unidades geomorfológicas afectadas, que muestran evidencia de actividad reciente, ya sea reactivando antiguas estructuras y/o generando fracturas nuevas.

La investigación de los eventos neotectónicos es más relevante cuando se trata desde el punto de vista aplicado, puesto que permiten detectar zonas de mayor o menor vulnerabilidad tectónica.

Siguiendo los conceptos de Verstappen, H. T. (1983), la actividad neotectónica despierta un interés geológico considerable debido al hecho de que los movimientos de la corteza, ya sean actuales, recientes o sub-recientes, en la mayoría de los casos, se relacionan con movimientos más viejos, aun cuando las tendencias estructurales están enterradas por depósitos más modernos, subsidencias, levantamientos, inclinación o alabeo que ha caracterizado las áreas involucradas, durante varios periodos geológicos consecutivos.

Con respecto a la zona de estudio, el paisaje que se observa en la actualidad, es en gran medida el reflejo del ascenso a lo largo de fallas inversas, originadas por la orogenia andina último ciclo de movimientos tectónicos, originando varios desplazamientos en distintas direcciones (Fig. 16). Los indicios de actividad neotectónica se encuentran al norte de la cuenca, donde se cartografiaron cárcavas que descienden hacia el río San Francisco.



Figura 16: estructuras de la cuenca alta del río Chaschuil.

3.9. Geomorfología regional

Seggiaro, op cit., (2006), particulariza a la región con una compleja evolución tectónica, ya que, a la estructuración andina típica compresiva, de rumbo aproximadamente longitudinal, se le ha sobreimpuesto una dinámica transversal oblicua, con rumbo aproximadamente noroeste-sudeste a oeste-este, con un importante componente transcurrente. El primero ha sido responsable de la formación de valles tectónicos longitudinales, con dirección norte-sur y el segundo ha controlado la integración entre las diferentes cuencas endorreicas preexistentes y el desarrollo del volcanismo con posterioridad a la Fase Quéchuica, provocando una alineación en la mayor parte de los aparatos volcánicos.

Se observan dos sectores claramente diferenciados: uno occidental, con predominio casi exclusivo del proceso volcánico, y otro oriental, en el cual ha prevalecido el proceso fluvial formando una serie de valles longitudinales cerrados, los que constituyen cuencas endorreicas. El drenaje regional debido a las características señaladas y a las condiciones bioclimáticas imperantes se encuentra pobremente integrado. La interacción entre el proceso fluvial y los procesos endógenos ha determinado la presencia de pequeñas cuencas.

En la parte oriental, el relieve positivo creado por la acción tectónica ha resultado en diferentes pulsos de agradación pedemontana. Así, se han formado niveles de bajada por coalescencia de abanicos aluviales. En la parte distal y debido al drenaje endorreico, se han desarrollado depósitos de playas salinas, resaltando el bajo de Incahuasi o laguna de San

Francisco, cuya depresión se encuentra casi totalmente colmatada por materiales finos y depósitos salinos.

Durante los periodos de calma tectónica se labraron niveles de pedimentos, principalmente debidos a la erosión fluvial de los depósitos neógenos en los frentes serranos.

El volcanismo Cenozoico superior presenta en líneas generales, características afines a un magmatismo de arco, si bien, hacia la parte superior adquiere ciertas propiedades de intraplaca. Con interrupciones, el volcanismo fue activo en la región desde el Mioceno, reconociéndose lavas y cuerpos volcánicos de edades Mioceno inferior y superior, Plioceno y Cuaternario.

El volcanismo en la zona del límite internacional desarrolla una serie de grandes estratovolcanes o volcanes compuestos, conformados por superposición de coladas andesíticas-dacíticas, formación de domos y acumulación de tefras. Se destacan los cerros El Cóndor, San Francisco y la sierra Nevada, todos con alturas superiores a los 6000 msnm. Estas calderas se hallan parcialmente obliteradas por el accionar posterior de procesos endógenos y exógenos.

Finalmente, las particularidades del clima han determinado la generalizada presencia de acumulaciones arenosas, a partir de la deflación diferencial de materiales piroclásticos.

A continuación, se definen los conceptos geomorfológicos específicos del sector estudiado:

3.9.1. Provincia geomorfológica

“Se definen como coincidente con el concepto de Provincia Geológica, con una determinada sucesión estratigráfica, un estilo estructural propio y rasgos geomorfológicos característicos” Sayago, op. cit. En el área de estudio se reconoce y describe la provincia geomorfológica Cordillera Frontal.

- **Provincia geomorfológica de la Cordillera frontal**

Es una franja de dirección norte-sur, de entre 50 a 70 Km de ancho, nace en el límite sur de la Puna y se extiende hasta el río Diamante en la provincia de Mendoza, se diferencia de la Puna por las características geológicas de las unidades rocosas que la componen, esto es, sedimentos Paleozoicos plegados y fracturados. En nuestra provincia la Cordillera Frontal y la Precordillera se confunden en una unidad morfoestructural, paulatinamente se van individualizando hacia el sur, fuera del territorio catamarqueño. Está integrada por bloques independientes de gran altitud, sin una dirección general uniforme, en general se trata de aparatos volcánicos, tipo estratovolcanes, tales como: el Monte Pissis, de 6779 msnm; el Cerro Incahuasi, 6621 msnm; Cerro El Muerto, de 6540 msnm; Cerro Ojos del Salado, de 6934 msnm, también son comunes los pasos ubicados entre los 3500 msnm y los 4200 msnm, separados por valles fluviales muy profundos. Debido a que prevalece el clima árido, en general, el límite de las nieves eternas se establece por encima de los 5000 msnm, son frecuentes los procesos y eventos típicos de ambiente glaciar y periglacial (Fig. 17).

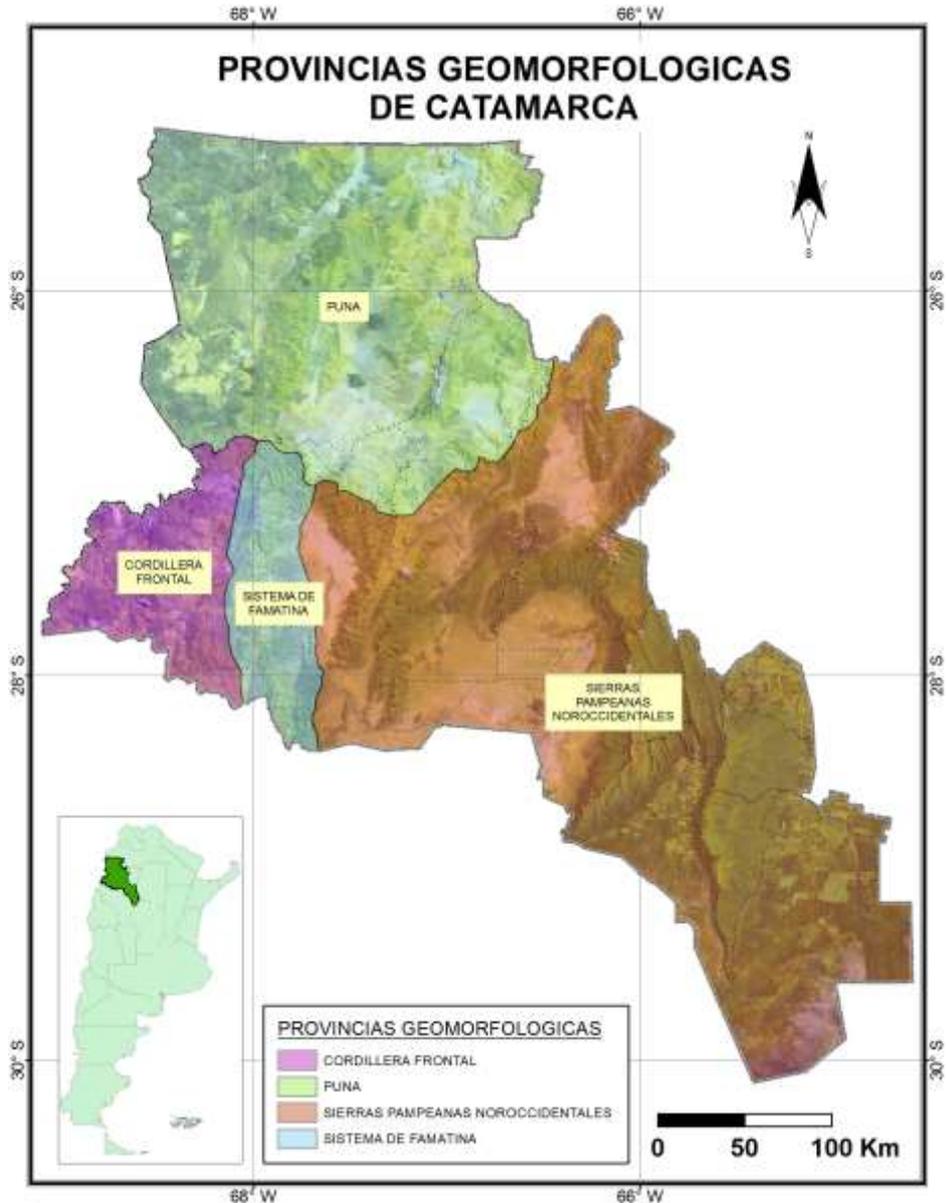


Figura 17: Provincias geológicas de la provincia de Catamarca, (tomado de Niz, A. y Savio, M. 2017).

3.9.2. Región y asociación geomorfológica

Las Regiones Geomorfológicas presentan un estilo morfoestructural, producto de la recurrencia de caracteres tectónicos, litológicos y, principalmente, procesos morfogenéticos producidos durante el Cuaternario.

En tanto que las Asociaciones Geomorfológicas se caracterizan por la recurrencia de elementos morfogenéticos endógenos y un meso-clima característico. Sayago, op cit. (1982).

- **Región geomorfológica de la Cordillera Frontal (Fig. 18)**

Presenta un relieve con geformas propias de ambiente volcánico, combinado con ambiente glaciar-periglacial.

Entre las geformas vinculadas con la actividad volcánica se destacan los aparatos tipo estratovolcanes. Entre ellos el Nevado Ojos del Salado, se sitúa en el límite entre Argentina y Chile, en su cota más elevada alcanza los 6891 msnm, se la califica como la segunda

cima más alta del hemisferio occidental-sur -la primera cima es el Aconcagua con 6961 msnm. Otro constructo volcánico es el Nevado Tres Cruces, también ubicado en el límite internacional, con una extensión aproximada de 12 km.

Alineados a estos se localizan, bordeando el área sur del Paso de San Francisco, como rasgos geomorfológicos sobresalientes, los Volcanes Tres Cruces, Cerro Solo, Ojos del Salado, El Muerto, El Fraile, Incahuasi (6638msnm), y San Francisco (6018 msnm), conformando todos ellos la ruta de los Seismiles o Techo de Los Andes y entre ellos una serie de elevaciones menores. El Monte Pissis de 6795 msnm, se ubica en el límite entre las provincias de La Rioja y Catamarca, es la tercera cumbre de mayor altura de los hemisferios occidental-sur.

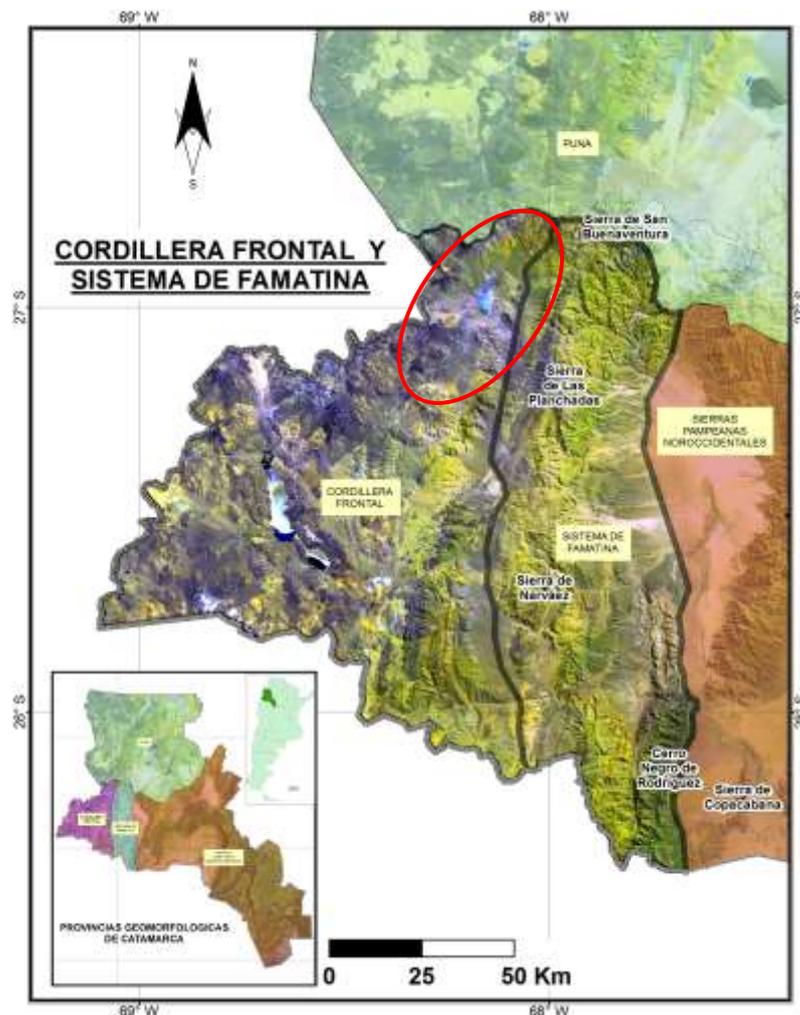


Figura 18: Región Geomorfológica de la Cordillera Frontal, área de estudio delimitada con un ovalo rojo. (Tomado de Niz, A. y Savio, M. 2017)

- **Asociación geomorfológica de la Cordillera Frontal**

En general, presenta un paisaje agreste, definido por la presencia de relictos de estratovolcanes, fuertemente erosionados, que coexisten con los edificios volcánicos, en las áreas deprimidas se observa la formación de depósitos pedemontanos, de tipo abanicos y conos aluviales, algunos niveles de glaciares de erosión. Como resultado de la actividad glaciaria, las geformas más conspicuas son glaciares de escombros en las laderas de los volcanes con mayor acumulación de nieve.

Entre el Cerro dos Hermanas y Cerro Tres Quebradas se encuentra el Valle Ancho, éste constituye el nivel de base local de la cuenca que nace en las laderas del Volcán Ojos del Salado, en su cumbre se encuentra un glaciar, cuya lengua glaciaria, en el sector argentino, se extiende como cabecera del colector principal denominado Río Salado, se genera además una secuencia de lagunas en rosario.

En esta región se encuentran las nacientes de los afluentes principales del río Chaschuil o Guanchín, que a su vez es un afluente muy importante del río Abaucán, tales como los ríos Cazadero Grande, Las Lozas, San Francisco, Las Peladas, en general el avenamiento está pobremente jerarquizado, el aporte hídrico proviene principalmente del deshielo y son frecuentes las surgencias naturales o vegas; el conjunto conforma el valle más representativo de esta región es el Valle de Chaschuil, situado por encima de los 3000 msnm.

Respecto a las Asociaciones Geomorfológicas de la cuenca alta del río Chaschuil, se discrimina el análisis según los paisajes: *Paisaje poligenético estructural-litológico*, *Paisaje volcánico*, y *Paisaje de bolsones tectónicos y playas salinas*.

Paisaje poligenético estructural-litológico

Se agrupa bajo esta denominación a todos aquellos sectores serranos en los cuales dominan los afloramientos rocosos. A su vez, la heterogeneidad litológica y su consecuente respuesta frente a los procesos denudacionales justifica la subdivisión en unidades geomorfológicas menores. Las condiciones climáticas imperantes clima árido y frío, durante la mayor parte del Cenozoico en la región, han resultado en el predominio de los procesos de meteorización física, incluyendo fenómenos de crioclastismo. Consecuencia del accionar de estos procesos es la generalizada presencia de una cobertura detrítica que tapiza la mayor parte de las pendientes, “suavizando” el relieve, especialmente en los sectores cumbresales. Estos materiales son susceptibles de ser movilizados por el escurrimiento superficial y la remoción en masa, el primero esencialmente durante periodos de climas más húmedos, por ejemplo, durante los diferentes eventos glaciares que afectaron los Andes Centrales.

El ambiente de basamento y rocas ordovícicas se localiza en la zona sudoriental de la región estudiada, ocupando un pequeño sector y conformando las serranías que marginan por el oeste, y parcialmente por el este, un amplio valle tectónico que incluye al bajo de Incahuasi. Las alturas mayores se localizan alrededor de los 4500 msnm. El relieve se caracteriza por la presencia de quebradas, las que revelan un marcado control estructural debido al diaclasamiento y fracturación de las rocas aflorantes. Los valles son estrechos y con divisorias agudas, particularmente en la zona que aflora el basamento y la red tiene un diseño subdendrítico en estos sectores, mientras que en los sectores en los cuales afloran las rocas ordovícicas, las divisorias son menos agudas y la red posee un diseño predominantemente rectangular. Ambos tipos de diseño evidencian el marcado control estructural existente.

Esta unidad se encuentra conformando bloques que muestran diferente grado de disección en función de la secuencia relativa de reactivaciones tectónicas, no obstante, es posible plantear la existencia de una superficie de planación regional previa a la Orogenia Andina. El término superficie de planación regional, a diferencia de peneplanicie y pediplanación, no denota génesis. Es posible que este tipo de paisaje sea el resultado de la combinación de una serie de procesos, entre los cuales posiblemente se hayan encontrado la acción fluvial, la formación de pediplanicies y los procesos de “etchplanación” (doble planación), propios

de la existencia de un régimen cratónico, actuantes durante largos periodos de relativa calma tectónica.

Paisaje volcánico

La región occidental se encuentra dominada por el accionar construccional del proceso volcánico, al cual se le sobrepuso, en tiempos recientes, el proceso fluvial y la remoción en masa. Las morfologías propias de la actividad volcánica están fundamentalmente relacionadas al tipo de erupción volcánica. Ésta, a su vez, es resultado del tipo de magma, su composición geoquímica, temperatura y viscosidad. Según sea el tipo de erupción predominará algún producto, así, pueden agruparse en tres principales: exhalativas, efusivas y explosivas, de las cuales solo las dos últimas darán como resultado formas de relieve importantes. En el primer tipo predomina como producto el gas, en el segundo las lavas y en el tercero las tefras (materiales piroclásticos en general).

En la Figura 19 se observa la relación existente entre los tipos de volcanes, cantidad de magma, tipo de actividad y las geoformas relacionadas con estas características.

TIPO DE MAGMA	TIPO DE ACTIVIDAD	CANTIDAD DE MAGMA			
		ESCASA			GRANDE
FLUIDO, CALIENTE Y BÁSICO +VISCO-SIDAD +GASES ACIDEZ ↓ VISCOOSO, FRÍO Y ÁCIDO	EFUSIVA	COLADAS	DOMOS EXÓGENOS	DOMOS DE BASALTO	VOLCANES EN ESCUDO
	MIXTA	CONOS DE ESCORIA Y COLADAS		ESTRATOVOLCANES	CAMPOS VOLCÁNICOS CON DOMOS MÚLTIPLES
		CONOS DE CENIZA Y COLADAS POTENTES			
	EXPLOSIVA	DOMOS EXÓGENOS		CALDERAS DE EXPLOSIÓN Y COLAPSO	MANTOS IGNIMBRÍTICOS
		MAARS DE TEFRA			
		MANTOS DE LAPILLI Y CENIZAS			

Figura 19: Clasificación de volcanes y formas relacionadas. Seggiaro, R. E. (2006).

La morfología volcánica de la región estudiada está representada principalmente por estratovolcanes poligénicos o volcanes compuestos. Éstos se han establecido por la alternancia de efusiones de coladas andesíticas-dacíticas y la formación de grandes domos y conos de cenizas y de escoria durante largos períodos.

La preservación de los aparatos depende de diversos factores: la edad, el relieve inicial creado, las condiciones climáticas y la resistencia de los materiales extruidos y, en particular, la mayor o menor participación relativa de coladas e ignimbritas. Esta asociación de geoformas es características de un volcanismo de arco mesosilícico a ácido (andesitas, dacitas y riolitas) de alta viscosidad.

Las erupciones que dan origen a este tipo de volcanes son de naturaleza mixta (efusiva-explosiva), de tipo vulcaniano/vesubiana. Esta asociación se ha formado a partir del Mioceno y constituye las mayores elevaciones de la región.

El volcanismo en la zona del límite internacional presenta grandes estratovolcanes o volcanes compuestos (Fig. 20), creados por superposición de coladas andesítico-dacíticas, formación de domos y acumulación de tefras.

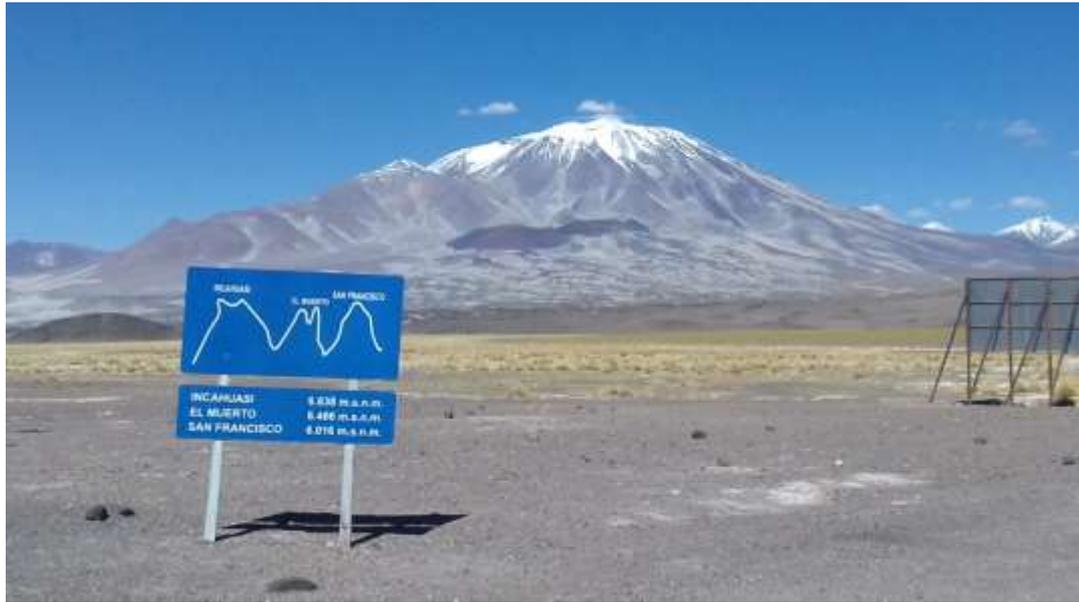


Figura 20: volcanismo en la zona del límite internacional. Se observa al fondo el Volcán Incahuasi, estratovolcán de 6638 msnm.

Paisaje de bolsones tectónicos y playas salinas

No obstante, el predominio de condiciones climáticas de extrema aridez, la acción fluvial establece el proceso exógeno que ha ejercido mayor influencia en el modelado del paisaje. El relieve positivo creado por la acción tectónica ha dado lugar a la formación de niveles de bajada por coalescencia de abanicos aluviales generados en varios pulsos de agradación pedemontana. Con rumbo submeridiano se han desarrollado una serie de valles tectónicos longitudinales que han compuesto cuencas endorreicas, conformando playas tales como el bajo de Incahuasi. Estas características del paisaje y las condiciones bioclimáticas imperantes, han dado lugar a un drenaje regional pobremente integrado.

El valle de Incahuasi es un estrecho valle longitudinal flanqueado por cabalgamientos. En la ladera occidental del mismo se distinguen dos niveles de agradación pedemontana (bajada), que se diferencian por su posición altimétrica y por el grado de disección fluvial que presentan. Este bajo constituye una playa elongada en sentido norte-sur, formada por depósitos de sedimentos finos. Se encuentra limitada al sur por niveles piroclásticos miocenos y cuaternarios, y al norte por los niveles de agradación pedemontana actual de ambas laderas, cuyas porciones distales se hacen adyacentes en los sectores más bajos del valle longitudinal, si bien, debido a la actitud estructural de las láminas de corrimiento, aquellos provenientes del lateral occidental exhiben mayor desarrollo. Hacia el sur de la depresión aludida, los abanicos aluviales han progradado sobre el ambiente de ignimbritas, cubriéndolas parcialmente. De todas formas, la existencia de eventos de erosión expone a las mismas, observándose afloramientos en las quebradas principales. Los abanicos del nivel más antiguo se encuentran atrincherados.

Así mismo, en este sector es posible diferenciar dos niveles de glaciares que se formaron durante periodos de calma tectónica. Éstos constituyen geformas poligénicas que han resultado del accionar erosivo fluvial, meteorización y remoción en masa sobre las sedimentitas terciarias. Se distinguen principalmente en la ladera occidental. Tanto los

niveles de bajada, salvo la actual, como los niveles de glacis, se hallan afectados por procesos de noetectónica.

En líneas generales, debido a que los valles longitudinales son estrechos, los depósitos pedemontanos no alcanzan grandes extensiones areales: en la depresión de Incahuasi difícilmente superan los 5 Km de longitud y el desnivel es del orden de los 200-300.

Si bien se carece de edades absolutas, en función de sus relaciones espaciales, desarrollo y grado de preservación, los niveles de bajada probablemente sean de edad Pleistoceno superior-Holoceno. No se han advertido depósitos pedemontanos más antiguos.

La generalizada existencia de salares resulta de la combinación de una serie de factores entre los cuales se cuenta la existencia de depresiones tectónicas, de un clima árido, de drenaje predominantemente endorreico y de una elevada provisión de sales a partir de la meteorización química de las sedimentitas y vulcanitas terciarias, se forman en la parte distal de las bajadas, por ejemplo, en el bajo de Incahuasi.

Es una playa salina de tipo húmeda, con sus márgenes netos y ocasionales lagunas estacionarias vinculadas o no a manantiales hidrotermales. A diferencia de los salares situados más al norte, no se ven niveles de paleocostas lacustres, por lo que, dadas las exiguas precipitaciones y la forma del mismo durante los periodos húmedos probablemente no se formó un lago extenso ocupando toda la depresión sino pequeños cuerpos lacustres desconectados entre sí. Muestra las típicas formas debidas a la dinámica salina, como polígonos, grietas, etc. los flujos difusos provenientes de los laterales proveen material limoso que cubre parcialmente los depósitos salinos. Las acciones eólicas están limitadas a las zonas de abanicos aluviales para los materiales más gruesos y formación de "polvaredales salinos" para los materiales evaporíticos.

El salar de Incahuasi ocupa el sector sur de la depresión homónima, y posee escasa representación areal. Se encuentra, tal como se dijo más arriba, cubierto parcialmente por los abanicos procedentes de ambos laterales a una altura de 3200 metros. Tiene una longitud de 20 kilómetros y un ancho de 5 kilómetros.

Los salares habrían comenzado a formarse a partir de Plioceno, continuando en forma esporádica hasta el presente.

Finalmente, existen pequeños valles y depresiones controlados por la estructura, que no han evolucionado como los descritos en forma precedente, en los que se reconocen abanicos aluviales de pequeñas dimensiones, conos de deyección y laderas cubiertas por material detrítico grueso, generalmente movilizado por reptación.

CAPITULO IV: MARCO CONCEPTUAL



CAPÍTULO IV: MARCO CONCEPTUAL

A continuación, se definen los conceptos utilizados en el presente trabajo, basados en la revisión y análisis de la bibliografía de distintos autores, haciendo una recopilación de las principales terminologías a considerar referidas a la teledetección espacial y a la geomorfología glaciar, periglacial y volcánica.

4.1. TELEDETECCIÓN ESPACIAL

La teledetección espacial es la técnica que adquiere información de la superficie terrestre o de elementos ubicados sobre la misma, desde sensores remotos instalados en plataformas espaciales que se encuentran a cierta distancia sobre la superficie de la tierra, sin mantener contacto directo con los mismos, siendo necesario que entre el elemento en análisis y el sensor remoto exista una interacción energética de un haz natural (teledetección pasiva) o artificial (teledetección activa) que permita la reflexión y emisión de la señal sobre la superficie. Chuvieco, E. (1990).

En la siguiente figura (Fig. 21) se puede ver el proceso de captura de imágenes de la superficie terrestre, según Ponce, C. (2008):

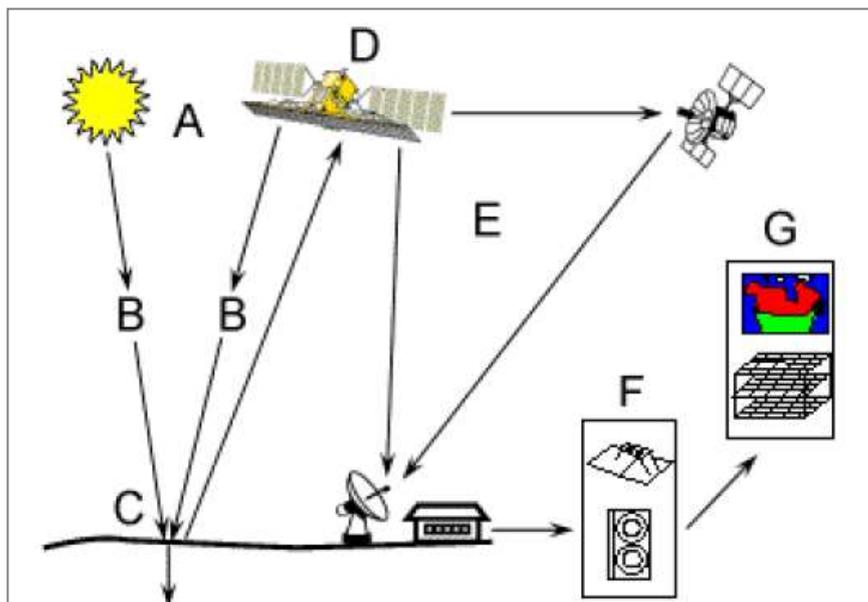


Figura 21: Elementos de un proceso de teledetección. Tomado de Arbelo, M. (2005).

- A. Fuente de energía: Se debe disponer de una fuente de energía que ilumine o provea radiación electromagnética al objeto de interés, en este caso es el sol. (Existe también fuente de energía artificial que en algunos satélites vienen incorporados).
- B. Radiación y la atmósfera: La interacción entre la energía y la atmósfera se ve afectada tanto desde la fuente al objeto como del objeto al sensor.
- C. Interacción con el objeto: La energía interactúa con el objeto dependiendo de las propiedades de este y de la radiación incidente.
- D. Detección de energía por el sensor: Existen varios sensores remotos que recogen y graban la radiación electromagnética reflejada o emitida por el objeto y la atmósfera.

- E. Transmisión, recepción y procesamiento: La energía almacenada por el sensor es transmitida a una estación de recepción y procesamiento donde los datos son convertidos a imágenes con sus respectivas correcciones (atmosféricas, geométricas, radiométricas, etc.).
- F. Interpretación y análisis: La imagen procesada se interpreta, visualmente y/o digitalmente, para extraer la información requerida de la superficie terrestre.
- G. Aplicación: Se aplica la información extraída de las imágenes satelitales de la superficie terrestre para un mejor entendimiento del mismo ayudando a resolver un problema particular.

4.1.1. Radiación electromagnética

La radiación es uno de los procesos por el cual se transfiere la energía térmica. Según la Ley de Stefan Boltzman todo cuerpo con una temperatura mayor a cero absoluto (-273,15 °C) emana energía y ésta se incrementa con la temperatura. La radiación electromagnética se transmite de un lugar a otro en forma de ondas a la velocidad de la luz constituida de dos campos de fuerzas ortogonales entre sí: eléctrico y magnético, el campo electromagnético, como se puede observar en la Figura 22. Este flujo se caracteriza por dos elementos: la longitud de onda (distancia entre dos picos sucesivos de una onda que puede medir de micrómetros a kilómetros) y la frecuencia (es el tiempo que transcurre desde el paso de dos picos de una onda medida en ciclos por segundo o Hertzios). La energía radiante de un fotón es directamente proporcional a la frecuencia e inversamente proporcional a la longitud de onda por lo que conocido el valor de uno de estos elementos se puede conocer el contenido energético. Brito, E. (2014).

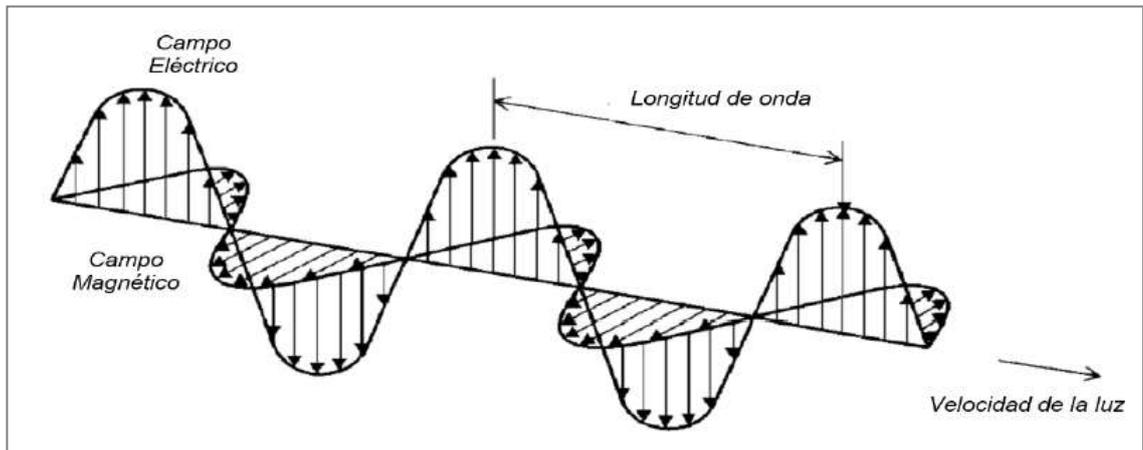


Figura 22: Campo electromagnético
Fuente: Brito, E. (2014)

Otros terminos relacionados con la radiación, energía o flujo incidente (Fig. 23) sobre la superficie son: radiancia espectral, emisividad, reflectividad, absortividad y transmisividad. Según la superficie analizada estos términos suelen variar a determinada longitud de onda, y se representan como un tanto por ciento.

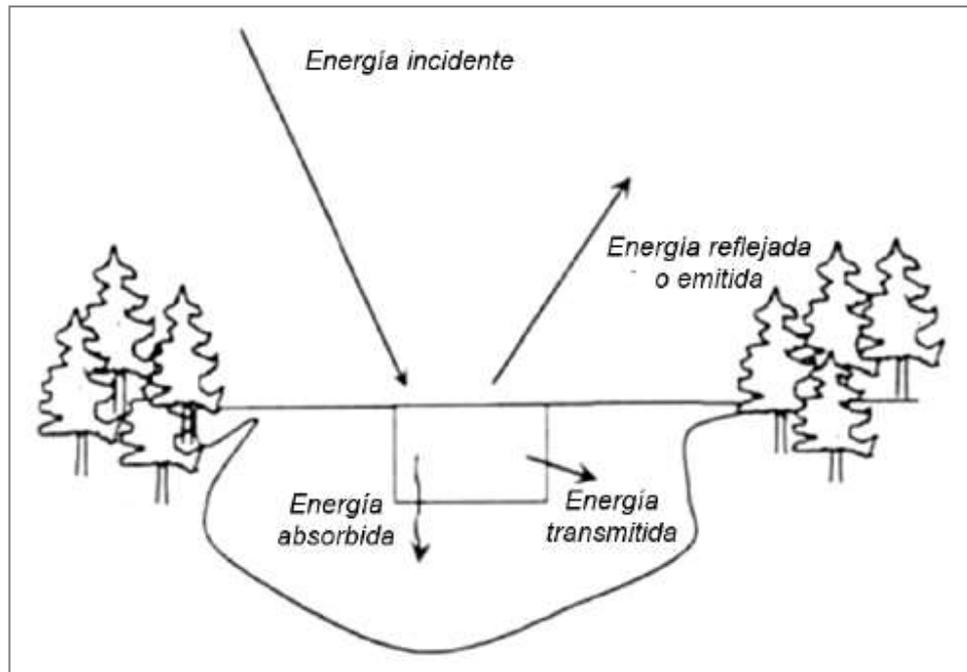


Figura 23: Comportamiento del flujo incidente.
Fuente: Brito, E. (2014).

La radiancia espectral es el total de energía radiada en una determinada longitud de onda detectada por el sensor. La emisividad es el valor de emitancia que tiene una superficie frente a la que ofrecería un cuerpo negro o emisor perfecto. Un cuerpo negro absorbe y emite toda la energía recibida a longitudes de onda corta, diferente a un cuerpo blanco que no absorbe nada de la energía incidente sino que la refleja por completo, y un cuerpo gris absorbe y emite en forma constante en distintas longitudes de onda. En la naturaleza, lo más frecuente es que los cuerpos sean radiadores selectivos, es decir, su emisividad varía con la longitud de onda. La reflectividad, absorptividad y la transmisividad son respectivamente el flujo: reflejado, absorbido y transmitido por una superficie total de flujo incidente o energía recibida. Chuvieco, op. cit. (1990).

4.1.2. Espectro electromagnético

Las longitudes de onda pueden ser cortas (rayos gamma, rayos X) y largas (microondas, radar, etc.). En la teledetección es muy común establecer regiones o bandas donde la radiación electromagnética manifieste un comportamiento similar basándose en la longitud de onda y en la frecuencia. Estas bandas se denominan como espectro electromagnético. (Fig. 24).

De estas bandas espectrales las empleadas en teledetección, con sus respectivos intervalos de longitud de onda, son: espectro visible (0,4-0,7 micrones- μm), infrarrojo: próximo (0,7-1,3 μm), medio (1,3-8 μm) y térmico (8-14 μm), y microondas (a partir de 1 mm).

El espectro visible es la única radiación electromagnética que el ojo humano puede percibir, se compone de tres bandas de los colores primarios: rojo (R= red), verde (G= green) y azul (B= blue), cuya composición da como resultado el color real. Entre otras características: penetran en el agua, tienen un gran efecto de dispersión atmosférica y en esta región la radiación solar es máxima por lo que trabajan durante el día.

El infrarrojo próximo se utiliza mucho por su capacidad para discriminar masas vegetales y concentraciones de humedad. El infrarrojo medio es la región donde existen procesos de reflexión de la luz solar y de emisión de la superficie terrestre, al igual que en el infrarrojo próximo existe una alta reflectancia de la vegetación y permite obtener imágenes en condiciones nocturnas. El infrarrojo térmico permite detectar el calor procedente de las distintas cubiertas, la energía total que recibe el sensor es el resultado de la emitancia de la superficie en función de su temperatura. Las microondas atraviesan las nubes y permiten la obtención de imágenes tanto en el día como en la noche. Estas ondas son capturadas por sensores activos. Chuvieco, E. (1995).

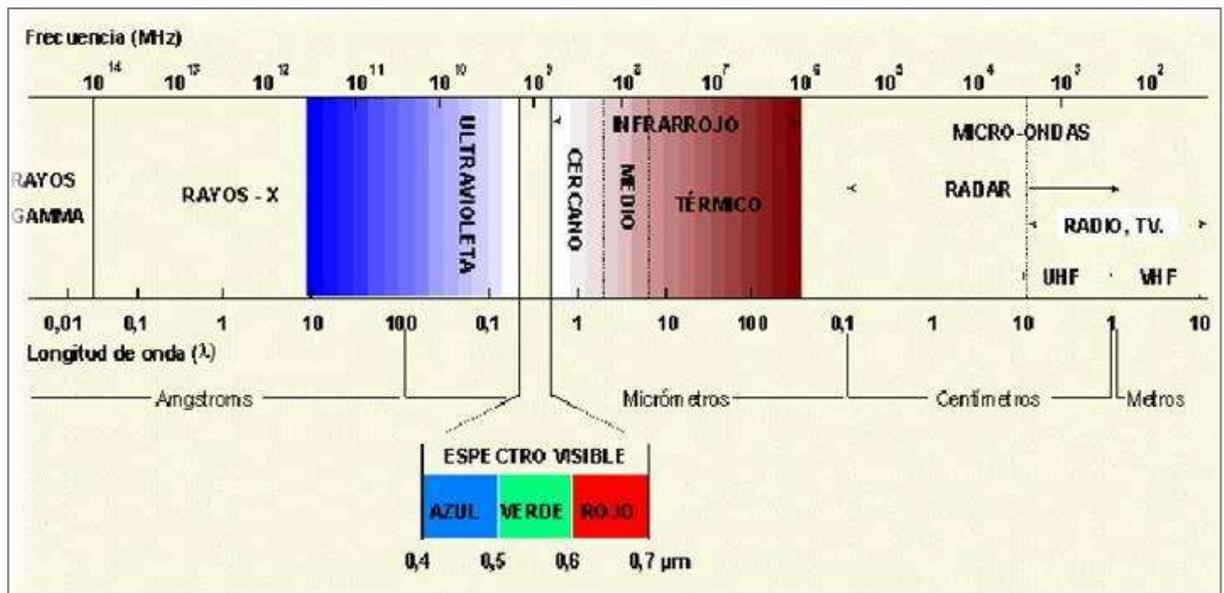


Figura 24: Espectro electromagnético

Fuente: <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/imgpercepcion/imgsatelite/elementos.aspx>

Dentro del estudio de glaciares el espectro visible y el infrarrojo próximo y medio se utilizan para capturar la reflectancia espectral de la superficie y para discriminar entre nieve de hielo, y hielo de otros materiales. Por ejemplo, la reflectividad es mayor para la nieve fresca que para la helada. Además, la nieve sucia muestra los valores más bajos de reflectividad. También permiten clasificar la nieve en función de la estacionalidad. En la región del infrarrojo próximo se puede diferenciar la nieve de las nubes. La región del infrarrojo térmico es utilizada para medidas de temperatura superficial, para identificar lagunas, glaciares cubiertos y estimar el espesor del hielo en el mar. Las microondas son utilizadas porque dentro de las mismas se puede discriminar: la nieve y el hielo del agua y de la roca, el hielo nuevo del hielo antiguo en el mar. Se puede distinguir la nieve de los humedales y permite medir el tamaño de grano, densidad masa y sustratos.

4.1.3. Firma espectral

El comportamiento de la superficie es distinto en cada banda del espectro, esto permite realizar una discriminación entre superficies y obtener las llamadas firmas espectrales. Por ejemplo: la reflectividad de la nieve dentro del espectro visible es alta y constante reflejándose la mayor parte de la energía incidente, pero a longitudes largas como en el infrarrojo esta reflectividad disminuye. En cambio, el agua absorbe en gran porcentaje esta

energía resultando en un bajo porcentaje de reflectividad en el espectro visible (Fig. 25). En el infrarrojo térmico la nieve tiene un valor de emisividad bajo contrario al agua cuyo valor de emisividad será alto. Chuvieco, op. cit., (1990).

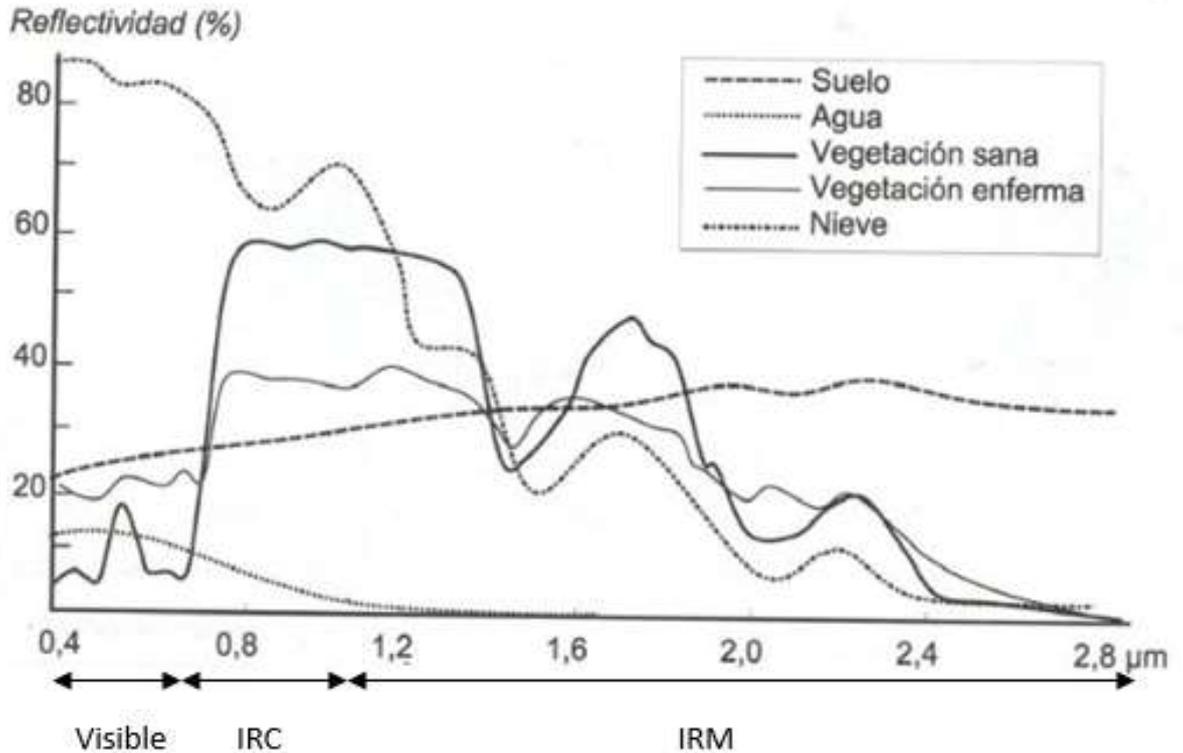


Figura 25: Respuestas espectrales típicas. (Modificado de Chuvieco, 1996, p. 58)

Los valores del flujo capturado pueden variar dependiendo de:

- El ángulo de iluminación solar o de incidencia que está relacionado con la fecha y hora de captura.
- Modificaciones que el relieve introduce en el ángulo de iluminación (rugosidad del terreno, pendiente u orientación de laderas).
- Interacción de la atmósfera con la radiación electromagnética por la cobertura de nubes, la composición de gases principalmente del anhídrido carbónico, ozono y vapor de agua, y partículas atmosféricas en suspensión porque absorben la energía, dispersan determinados flujos y tienen su propia emitancia modificando la radiación original entre la cubierta y el sensor en determinadas bandas del espectro.
- Variaciones de la cubierta: asociaciones con otras superficies, homogeneidad, grado de cobertura del suelo, diámetro de los cristales de nieve, grado de compactación de la nieve, la impureza de la nieve o el hielo, etc.
- Ángulo de observación relacionado con: el ángulo de reflexión de la cubierta, la órbita del satélite (en el caso del satélite LANDSAT la órbita es polar) y las características del sensor.

4.1.4. Sensores remotos

En este trabajo se utilizaron imágenes de sensores remotos pasivos, éstos se limitan a recoger la energía electromagnética procedente de las cubiertas terrestres, ya sea ésta

reflejada de los rayos solares, ya emitida en virtud de su propia temperatura. De acuerdo a Chuvieco, op. cit. (1995), puede establecerse una división en estos sensores en función del procedimiento que emplean para recibir la radiación procedente de los objetos: sensores fotográficos, óptico-electrónicos y de antena. En el primer grupo estarían las cámaras fotográficas. En el segundo, los exploradores de barrido y de empuje, y las cámaras de vidicon. Por último, los sensores pasivos de antena se conocen con el nombre de radiómetros de microondas.

4.1.5. Resolución de un sistema sensor

La resolución de un sistema sensor puede definirse como su habilidad para registrar, discriminándola, información de detalle. Estes, J. E. y Simonett, D. S. (1975).

La separabilidad entre objetos está en íntima relación con la escala de trabajo y la complejidad del paisaje. El concepto de resolución implica para Chuvieco, op. cit. (1995), al menos cuatro manifestaciones: espacial, espectral, radiométrica y temporal.

- **Resolución espacial**

Este concepto designa al objeto más pequeño que puede ser distinguido sobre una imagen. En los sensores óptico-electrónicos, se define como la sección angular, medida en radianes, observada en un momento determinado. Esa distancia se corresponde al tamaño de la mínima unidad de información incluida en la imagen, que se denomina pixel.

La resolución espacial de estos sensores depende de varios factores, como son la altura orbital, velocidad de exploración y número de detectores. En cuanto a los sensores de antena, su resolución depende del radio de apertura, de la altura de la plataforma, y de la longitud de onda a la que trabajen. Cuanto mayor sea el radio, y menor la altitud y la longitud de onda, la resolución será tanto más detallada. La resolución espacial está estrechamente relacionada con la escala de trabajo.

- **Resolución espectral**

Indica el número y anchura de las bandas espectrales que puede discriminar el sensor. Un sensor será tanto más idóneo cuanto mayor número de bandas proporcione, ya que facilita la caracterización espectral de las distintas cubiertas. A la vez, conviene que esas bandas sean suficientemente estrechas, con objeto de recoger la señal sobre regiones coherentes del espectro.

Entre los sensores espaciales, la menor resolución espectral corresponde al radar y a los sistemas fotográficos.

La elección del número, anchura y localización de las bandas que incluye el sensor está estrechamente relacionada con los objetivos de su diseño.

- **Resolución radiométrica**

Hace mención a la sensibilidad del sensor, esto es, a su capacidad de detectar variaciones en la radiancia espectral que recibe. Para los sensores óptico-electrónicos, la imagen habitualmente se presenta en formato digital, gracias a una conversión analógico-digital realizada a bordo del satélite. El número de valores que incluye ese rango (número máximo de niveles digitales de la imagen), suele identificarse con la resolución radiométrica del sensor.

- **Resolución temporal**

Este concepto alude a la frecuencia de cobertura que proporciona el sensor. En otras palabras, refiere a la periodicidad con la que este adquiere imágenes de la misma porción de la superficie terrestre. El ciclo de cobertura está en función de las características orbitales de la plataforma (altura, velocidad, inclinación), así como del diseño del sensor, principalmente del ángulo de observación y de abertura. Esto, a su vez, varía de acuerdo a los objetivos fijados para el sensor.

4.1.6. Imagen satelital

Una imagen en forma genérica es una representación en 2 dimensiones de un objeto de 2 o 3 dimensiones. Esta representación puede ser definida por colores o diferentes niveles de gris. Una imagen puede ser obtenida por muchos medios, ya sea un sensor electrónico o radar mientras que fotografías se refieren a una imagen que fue obtenida sólo mediante medios fotográficos sobre un film, hay que tener en cuenta la diferencia entre estos 2 términos. Por lo tanto, los datos de satélites como Landsat, SPOT, ERS o MOMS son imágenes mientras que los datos tomados por cámaras del Apolo, o la cámara métrica del Spacelab o la KFA-1000 rusa son fotos espaciales.

Las imágenes pueden ser divididas en tres tipos:

- Análogas
- Digitales
- Vectoriales

Las primeras son las que más conocemos, porque que todas las imágenes fotográficas, ya sean en color o blanco y negro son analógicas. El sistema fotográfico consistente de lentes, filtros, películas y el sistema de revelado y copiado, lo que hace es transformar la reflexión espectral de las superficies de los objetos en valores de gris o color de acuerdo a la intensidad de la radiación recibida. El mayor problema de las imágenes analógicas resulta en el proceso de copiado, ya que se produce una degradación de la información original y no hay forma de conservarla y mientras más copias se hacen más se degrada. Esa es una gran ventaja de las imágenes digitales que al ser datos digitales pueden ser copiadas en computadoras todas las veces que sea necesario y siempre se mantienen en cada copia la información original.

El sensor explora la superficie terrestre adquiriendo a intervalos regulares la radiación proveniente de la misma, al barrer la superficie el sensor traduce la radiancia media de una parcela correspondiente a un valor de pixel que es la unidad visual más pequeña que aparece en una imagen en un valor numérico entero. Una imagen digital es la digitalización de la energía radiante recibida. La imagen resultante es una matriz discreta de valores numéricos que representan niveles de gris o color, estos puntos representan áreas pequeñas llamados elementos de imagen o pixeles, debido a que estos pixeles representan valores numéricos o valores digitales se los suele llamar DN (del inglés digital numbers).

La matriz de puntos que forma la imagen se parece a un gran tablero de ajedrez, y dado que ésta tiene un cierto orden, que es el barrido de línea tras línea del scanner se las llama imágenes raster (del inglés barrido). Cuando un pixel tiene sólo información sobre blanco o negro hablamos de una imagen de 2 valores, una silueta o una línea, por ejemplo.

Normalmente un pixel contiene información en un rango de 128 o 256 valores de gris por lo que se puede tener así una imagen monocromática.

Cada banda espectral de un sensor multispectral es una imagen monocromática que podemos ver en tonos de gris o combinar con otras bandas para producir una imagen color o falso color, esto se hace asignando a cada uno de los canales (RGB) de los tubos de rayos catódicos (CRT) de la pantalla una banda en particular. El máximo número de canales que podemos ver simultáneamente en una pantalla son 3 y la combinación de colores dependerá de que bandas espectrales asignemos a los cañones rojo, verde y azul del visor, dichas bandas pueden encontrarse dentro o fuera del espectro visible, como el infrarrojo térmico, que brinda información que no puede visualizar el ojo humano. El tercer tipo de imágenes, las vectoriales, consisten en almacenar no todo el conjunto de pixeles sino puntos o vértices que formen una línea que sea representativa de algo, por ejemplo, bordes del resultado de una clasificación, caminos, autopistas, vías de ferrocarril, separación entre cultivos, etc. Este tipo de imágenes es especialmente útil cuando trabajamos con sistemas de información geográfica (SIG). De aquí en adelante trabajaremos sólo con imágenes raster que son las que se usan para el procesamiento digital. Mehl, H. y Peinado, O. (1997). Toda esta información captada por el sensor pasa a un sistema de recepción para procesar los datos y guardarlos en un formato digital de imagen con sus respectivos metadatos. Los metadatos de la imagen son información de la misma para entender las limitaciones de su uso. Conocidas estas limitaciones se procederá al preprocesamiento y procesamiento de las imágenes. Estos tratamientos tendrán un análisis visual y digital bajo el uso de SIG.

Un SIG es un sistema de información geográfica compuesto por equipos (hardware), paquetes o programas (software) y procedimientos para capturar, manejar, manipular, analizar, modelar y representar datos georeferenciados, orientado hacia una finalidad específica. Los SIG y la teledetección están estrechamente relacionados por procesar información con un componente espacial. Chuvieco, op. cit. (1990).

- **Pre-procesamiento de imágenes satelitales**

El pre-procesamiento consiste en todas las correcciones previas a la interpretación que se realicen a las imágenes satelitales de distintos sensores para corregir distorsiones originadas por la plataforma, la rotación terrestre, el sensor o la atmósfera. Los receptores realizan estas correcciones en algunos casos y en otros el detalle de la imagen es suficiente en función del objetivo del estudio. Estas correcciones permiten definir las coordenadas geográficas y comparar con una misma unidad de medida. Determina la fiabilidad de los resultados del procesamiento siendo necesario realizar una corrección geométrica y radiométrica.

- **Corrección geométrica**

Es el cambio de posición que ocupan los pixeles de la imagen, lo que permite corregir errores sistemáticos u otros de ajuste, Chuvieco, E. (1990). Es necesario para poder comparar con una misma unidad de medida entre áreas de distintos años, por lo tanto, todas las imágenes deben ajustarse.

La precisión del ajuste debe ser superior a 0,2 pixeles e inferior a 1 pixel, para asegurar un error inferior al 10% en la comparación. Sin esta corrección geométrica de las imágenes, las superficies obtenidas supondrían cambios donde no existen. Para realizar el ajuste geométrico se debe tener una serie de puntos de control que se pueden obtener de información cartográfica base o de otra imagen que tenga una buena precisión geométrica.

A partir de la información de referencia se toman puntos entre esta y la imagen a la que se le realiza el ajuste, sobre rasgos comunes como elementos hidrológicos, caminos, casas, etc., esto dependerá de la resolución de la imagen, Ponce, C. (2008).

- **Corrección radiométrica**

Es la técnica donde se modifican los números digitales originales para corregir distorsiones provocadas por la interacción con la atmósfera (principalmente por la presencia de partículas que afectan a la señal registrada) o problemas radiométricos derivados del mal funcionamiento del sensor y asignarles el valor ideal del mismo rango espectral que deberían tener. En el caso del bandeo o "stripping" este se da por el mal funcionamiento del sensor y afecta el valor de los píxeles en una o más bandas espectrales y aparecen sobre la imagen satelital, Collet, M. (2010). Según las anomalías específicas detectadas sobre las imágenes satelitales se puede realizar: una restauración de líneas o píxeles perdidos, una corrección del bandeo de la imagen, una corrección atmosférica o una conversión de números digitales a parámetros físicos, Chuvieco, op. cit. (1990).

• **Procesamiento digital de imágenes satelitales**

Realizadas las correcciones descritas anteriormente, las imágenes satelitales de distintas fechas quedan ajustadas y sus valores digitales originales quedan homogeneizados para ser procesadas. El procesamiento se define como todas las técnicas aplicadas que permiten obtener resultados mediante la transformación de los datos de las imágenes satelitales estudiadas, satisfaciendo un objetivo para su posterior interpretación.

La técnica más adecuada será aquella que permita evadir los errores como omisión (carencia de información) y comisión, disminuyéndolos en gran medida obteniendo resultados satisfactorios, Ponce, op. cit.

- **Composición de color**

Dentro de todo el proceso de la obtención de datos es muy importante el análisis visual, la composición de color es la mezcla de tres distintas bandas de una imagen satelital a las cuales se les aplica cada uno de los tres colores primarios (R, G, B). La composición de estos colores se obtiene por dos procesos: aditivo (la suma de dos colores primarios obtiene un color complementario: cian, magenta o amarillo y la suma de los tres colores complementarios dan como resultado el blanco) y substractivo (resulta de la absorción de la luz: roja, verde o azul, por parte de los colores complementarios y la mezcla de los tres se visualiza como negro). Lo más frecuente es aplicar al color rojo a una banda del infrarrojo próximo, al verde o al rojo la del infrarrojo medio, y el azul a una banda del visible (rojo o verde), Chuvieco, op. cit. (1990). Esta mezcla será seleccionada según un criterio y orden oportuno, lo que permite visualizar imágenes de los distintos espectros (bandas) y finalmente discriminar superficies de manera visual. Dentro de esta composición también se puede aplicar una banda artificial obtenida tras el cálculo de un índice (por ejemplo, el NDSI-ver el acápite siguiente).

- **Índice de normalización diferencial de nieve (NDSI)**

Para mapear o estimar la cobertura nival o glaciar es necesario distinguir la misma de otras coberturas y de las nubes, y compensar los efectos de la atmósfera y de la superficie del terreno. El NDSI, por sus siglas en inglés, es la comparación de la información espectral de una banda frente a otra y su resultado permite obtener esta discriminación en forma de otra

banda. En este caso la comparación se realiza entre una banda del espectro visible (Banda 2) y una del infrarrojo medio (Banda 5). En el espectro visible la nieve es altamente reflectiva (la banda 1 puede usarse para distinguir nieve en áreas con sombras), en el infrarrojo cercano es más absorbente, y dentro del rango 1,55 a 1,75 micrómetros (infrarrojo medio) existe una discriminación automática entre la nieve y las nubes manifestaciones las nubes más brillantes que la nieve. Tomando en cuenta los valores de reflectancia aparente (R_p) de cada banda el cálculo del índice, ver ecuación (1), se realiza de la siguiente manera, Dozier, J. (1989):

$$\text{NDSI} = \frac{R_p \text{ Banda 2} - R_p \text{ Banda 5}}{R_p \text{ Banda 2} + R_p \text{ Banda 5}} \quad (1)$$

Si el resultado, de cada pixel, es mayor que el umbral de 0,4 significa que el área de ese pixel pertenece a una cobertura glaciar o de nieve, Dozier, op. cit. Se debe dar una previa conversión de números digitales a reflectividades, aunque algunos autores emplean directamente los números digitales de la imagen si no se pretende conceder un valor físico a los resultados, la valoración será relativa, pero se mantendrá el principio del cálculo, Chuvieco, op. cit. (1990).

- **Clasificación digital**

La clasificación digital es el proceso de asignación de píxeles a clases o categorías según el valor de sus números digitales, que permite una interpretación. Esta clasificación como resultado es una nueva imagen donde cada uno de los píxeles originales se define por un número digital que identifica cada clase. Las clases pueden describir distintos tipos de cubierta o intervalos de una misma categoría. Las categorías no estarán definidas por un único número digital sino por una serie de números digitales generalmente próximos entre sí. El resultado de las clases son regiones sobre un mapa o una imagen que se presentan como un mosaico de parcelas uniformes cada una identificada por un color, Chuvieco, op. cit. (1990) y Campebell, J. (1987).

La clasificación digital puede ser supervisada o no supervisada. En la clasificación supervisada, el intérprete guía completamente la clasificación mediante la identificación de áreas que han sido reconocidas en campo y pertenecen a una categoría. La clasificación no supervisada es una identificación de grupos de píxeles mediante el uso de la información espectral del sensor en cada banda, esta clasificación se realiza utilizando un clasificador, el cual sigue una serie de fases y permite obtener las distintas categorías según las instrucciones del intérprete.

Al proceso de la clasificación no supervisada, Chuvieco, op. cit. (1990), lo propone en cinco fases de la siguiente manera:

- 1) Se señalan una serie de centros de clase, de acuerdo al número y forma indicados por el usuario.
- 2) Se asignan todos los píxeles de la imagen al centro de clase más próximo.
- 3) Se calculan de nuevo los centros de clase, teniendo en cuenta los valores de todos los píxeles que se hayan incorporado en la fase anterior.
- 4) Se vuelven a asignar todos los píxeles de la imagen al centro más cercano, el cual, debido a desplazamiento registrado anteriormente, no tiene por qué coincidir con la anterior asignación realizada en la fase (2).

- 5) Se vuelven a calcular los centros de clase, teniendo en cuenta las nuevas incorporaciones, y se retorna a la fase (4).

Después de la clasificación digital se puede realizar una reclasificación para agrupar categorías que pertenezcan a la clase de interés del estudio.

4.2. GLACIARES

Según Rees, W. G. y Pellika, P. (2010), en el planeta tierra la cobertura glaciar y cuerpos de hielo ocupan un 11% de su superficie, donde el 65% del anterior porcentaje son cuerpos de hielo que flotan en la Antártica y Groenlandia. El resto está ubicado en Alaska, Noruega, Rusia, los Alpes en Suiza, los montes Himalaya y América, específicamente en la cordillera de los Andes, algunos volcanes de México y zonas del norte de Estados Unidos.

Un glaciar es aquel cuerpo que forma parte de la criosfera (superficie terrestre conformada por: glaciares, hielo y mares congelados) que en conjunto con las nubes y visto desde el espacio toma un color blanco, Cortés, A. J. (2013). Es la composición de una masa de hielo perenne, neviza y nieve originada en la superficie de la tierra por la recristalización de la nieve u otras formas de precipitación sólida, esta masa se observa al final de la temporada de deshielo, en el caso de los glaciares tropicales, después de la transición de la nieve cuando esta se derrite. Se incluyen todos los afluentes y alimentadores que contribuyen al hielo glaciar principal, además de todos los desechos cubiertos por hielo, excluyendo todos los expuestos sobre la tierra. Raconviteanu, A. E. et al. (2008).

En el enfoque de los estudios glaciológicos, el glaciar es considerado como un objeto hidrológico cuya masa cambia en función de las características del clima, Pasapera, A. M. (2012), transformando el agua sólida (nieve, granizo o escarcha) en hielo y restituyéndola en forma de vapor (por evaporación o sublimación) o en forma líquida. Cogley, J. G. et al. (2011).

Un glaciar es un extenso cuerpo de hielo donde el paso del agua y el aire está completamente interrumpido. Además, muestra pruebas de movimiento hacia abajo influenciado por la gravedad. Los glaciares se encuentran en donde la temperatura promedio es más baja que el punto de congelación del hielo. Cortés, op. cit. (2013).

Otros términos a conocer para entender la diferencia y etapas de transformación del glaciar son nieve y nevizas. La nieve es la acumulación de precipitaciones sólidas sobre un glaciar que aún no ha alcanzado la compactación suficiente para restringir la circulación de aire y agua de manera significativa. La neviza es la nieve que ha sobrevivido al menos una temporada de la ablación (proceso donde existe pérdida de masa a causa de fusión) pero no se ha transformado en hielo glaciar, estructuralmente es la etapa metamórfica intermedia entre la nieve y hielo, en la que el espacio de los poros esta al menos parcialmente interconectado, permitiendo la circulación de aire y agua. Cogley, op. cit., (2011).

El Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM 2012), indica que los glaciares se forman mediante precipitaciones sólidas, consecuencia de cambios en la temperatura, la dinámica atmosférica produciendo precipitaciones solidas como efecto del cambio de temperatura y estado del agua, de líquido a sólido, produciéndose un congelamiento y generando granizo y nieve que cae a la superficie. Al caer nieve a la superficie de manera continua, se generan capas llamadas mantos de nieve, las cipcules caen una sobre otra compuestas de distintos grosores, asociadas a una intensidad de precipitación, dependiendo de las condiciones de la atmosfera.

Durante este proceso, el peso de las capas de nieve depositadas durante temporadas de precipitación sólida va generando una compactación entre los cristales de hielo, reduciendo los espacios ocupados por el agua líquida y el aire. A medida que ocurre este proceso, la nieve precipitada se transforma en nieve granular y neviza. La neviza enterrada soporta el peso de la nieve que cae sucesivamente en la superficie, de tal manera que aumenta su densidad hasta convertirse propiamente en hielo glaciar, que adquiere una tonalidad blanca a los pocos años, con tendencia hacia tonos azules a medida que pasa el tiempo. El hielo acumulado durante cientos y miles de años es útil para identificar el comportamiento del clima en el pasado y pronosticar sus tendencias a futuro, gracias a que en él quedan atrapadas algunas burbujas de aire con el sello del clima de ese momento.

4.2.1. Tipos de glaciares

- **Clasificación según condiciones físicas del hielo y carácter térmico (Ahlman, 1948)**

a) Fríos, su temperatura es mucho menor al punto de fusión del hielo. La alimentación es escasa, sin apenas agua líquida. Se encuentran fuertemente adheridos al substrato, por lo que son lentos; y corresponden a grandes masas de hielo polar remanentes del Pleistoceno.

b) Templados o calientes, su temperatura es próxima al punto de fusión del hielo. Este ambiente posee abundante agua líquida, por esta razón, su desplazamiento es rápido. El caso más común es el glaciar de montaña en latitudes bajas y medias.

c) Intermedios, durante el invierno se comportan en forma similar a los fríos y en verano funcionan como glaciares templados o calientes. La mayoría son glaciares subpolares de casquete, aunque pueden aparecer en montañas de latitudes media-altas.

- **Clasificación morfológica (Ahlman, 1948)**

a) Glaciares de casquete, constituyen grandes masas de hielo continental continuas, con escaso o nulo control topográficos, y que se mueven en todas las direcciones. Según su control topográfico y dimensiones se pueden diferenciar: casquetes polares, domos, campos de hielo y de plataforma.

b) De meseta (Ice cap.), similares a los de casquete, pero de menores dimensiones. Frecuentemente clasificados como un subtipo de aquellos.

c) De montaña, acumulaciones de nieve confinadas al relieve de mucha menor dimensión que las anteriores. Se originan en la cuenca de la montaña y fluyen hacia el valle en forma de lenguas. Se distinguen monteras de hielo, glaciares de piedemonte, glaciares de valle, glaciares de ladera y de circo. (Fig. 26)



Figura 26: Se observa la morfología de un glaciar de circo

4.2.2. Modelado de regiones glaciares

Niz, A. et al. (2014), describen tres agentes que modelan el paisaje glaciar en la zona de estudio: la erosión, el transporte y la depositación.

- **Erosión glaciar**

A medida que un glaciar desciende por un valle o avanza a través de una amplia zona, en el caso de las grandes extensiones de hielo, modela el terreno de una forma característica. Los procesos involucrados en la morfogénesis son el arranque y la abrasión, siendo el primero de mayor actividad, pero estos no se excluyen el uno del otro, ya que operan de manera conjunta.

El arranque, favorecido por el sucesivo congelamiento de las aguas de ablación en las grietas naturales del lecho rocoso, implica el brusco desprendimiento de grandes fragmentos de roca, siendo las superficies abruptas, quebradas y diaclasadas más susceptibles a este mecanismo que las superficies lisas, originando de esta manera una población de rodados, gravas y bloques. En la superficie se forman grietas de presión conocidas como fracturas en medialuna, que resultan del arranque en filas paralelas a la dirección del movimiento del hielo.

La abrasión opera mayoritariamente en glaciares cargados de detritos que se mueven a lo largo del fondo y costado del valle, durante el movimiento glaciar, sus tamaños son reducidos, en algunas ocasiones llega a dimensiones de una fina harina de roca, también son aplanados y estriados. Ellos surcan, raspan, fragmentan, trituran y pulen las superficies, generando en estos surcos, grietas y estriaciones paralelas a la dirección de flujo del hielo en forma de media luna. Este proceso genera sedimentos de grano fino, limo y arcilla, raramente arena y grava. Las rocas sufren un redondeamiento característico que les da el nombre de rocas aborregadas.

Los glaciares modelaron los relieves preexistentes que así mismo son el resultado del trabajo de distintos sistemas de erosión anteriores en estructuras también muy complejas.

- **Transporte**

Los glaciares son agentes de transporte muy efectivos. La efectividad de los mismos es muy alta y prácticamente no hay selección de los sedimentos durante su acarreo.

Tanto el material transportado como depositado por la actividad glaciar recibe el nombre de morrena (till para los autores anglosajones), cuya granulometría se caracteriza por una marcada heterometría en la que se destacan bloques y gravas carentes de matriz o rodeados por una matriz discontinua de grano más fino. Puede ocupar distintas posiciones dentro del glaciar, y recibe diferentes nombres de acuerdo a su ubicación. La mayor parte de la carga sedimentaria es transportada cerca de la superficie ubicada a lo largo de los márgenes. Esta es la morrena marginal o lateral. El material sedimentario englobado dentro del hielo recibe el nombre de morrena englaciada. Si cierta cantidad de detritos es llevada cerca del fondo se llama morrena subglaciar. La morrena de fondo está formada por los sedimentos resultantes de la erosión tanto por arranque como por abrasión.

En la parte distal del glaciar, todos estos tipos de morrenas se mezclan dando origen a la morrena terminal, que más que un rasgo de transporte, indica un rasgo posicional.

- **Deposición**

Durante la retracción o detención temporal del glaciar por la pérdida de hielo de su extremo distal en la zona de ablación, tiene lugar la principal deposición de los detritos transportados, que en su mayor parte son dispuestos en la forma de morrena terminal cerca de la máxima extensión de la lengua glaciar. Una serie de morrenas terminales son formadas si la retracción es en etapas, en cambio si ésta es muy rápida o si el glaciar desemboca en una vasta planicie, es dejada atrás una lámina de sedimentos glaciares.

Muy poco sedimento es depositado puramente bajo la influencia del hielo; la acción del agua de ablación va invariablemente asociada a los depósitos glaciares formando nuevos depósitos de carácter fluvial-glaciar. Por lo tanto, según actúe el hielo o las aguas resultantes de su fusión en la deposición, se tendrá en un sentido amplio dos tipos de depósitos: aquellos que carecen totalmente de estratificación y están mal seleccionados, reciben el nombre de depósitos no estratificados como los till o "boulder clay" y aquellos que presentan algo de estratificación por la acción del agua de deshielo y presentan mejor selección que los no estratificados se conocen con el nombre de depósitos estratificados. Deevey, E. y Flint, R. (1957) de acuerdo a su ubicación distinguen a estos últimos en depósitos pro-glaciares, que se sitúan más allá del límite glaciar (planicie fluvio-glaciar; depósitos marinos glaciares) y depósitos estratificados en contacto con el hielo, que están intercalados o incluidos en depósitos no estratificados como los eskers, kames, etc.

El resultado final durante el retroceso del glaciar, es una vasta planicie sin relieve de depósitos glaciares de decenas de metros de espesor. Hacia abajo éstos gradan a depósitos fluvio-glaciares en la planicie fluvio-glaciar, formada por las corrientes con características de canales entrelazados, alimentados por grandes cantidades de agua que fluye más o menos temporariamente, producto de la ablación. Más adelante, los depósitos de estas planicies gradan a reales depósitos de ríos entrelazados.

Si el glaciar termina en un cuerpo de agua, los sedimentos adquieren características del medio en el que desemboca, gradando a lacustres o marinos. Los sedimentos marino-glaciares se reconocen debido a la presencia de organismos marinos y una mejor selección de sus componentes comparándolos con verdaderos depósitos glaciares.

4.2.3. Dinámica del glaciar

Un glaciar se compone de dos zonas principales, a saber, la de acumulación y la de ablación y una tercera temporal en la que pueden coincidir ambas, es decir la zona de acumulación puede volver a ser erosionada por un cuerpo de hielo. La zona de acumulación se halla en la parte superior del glaciar donde se almacenan las precipitaciones sólidas. Aquí la acumulación es mayor que la ablación, hasta un nivel altimétrico denominado como línea de equilibrio del glaciar, por ser una curva irregular marcada en el glaciar, en la cual el balance de masa entre acumulación y ablación se acerca a 0. Después de esta línea se halla la zona de ablación que se sitúa en la parte baja del glaciar donde la acumulación es menor que la ablación. Francou, B. y Pouyaud, B. (2004).

Conocidas estas zonas se comprende que un glaciar es un sistema dinámico que, debido a que tiene cierto grado de plasticidad por las características de su material (nieve, hielo, agua), se deforma por su propio peso como un flujo de hielo transfiriendo un exceso de masa desde la parte superior, donde se forma esta acumulación por las precipitaciones sólidas (zona de acumulación), hacia la parte inferior (zona de ablación) donde poco a poco desaparece por ablación o procesos de fusión (Fig. 27). Este sistema dinámico dependerá de:

- Exceso de masa a evacuar y de las variaciones de la masa,
- Longitud del glaciar,
- Temperatura del hielo,
- Morfología general del substrato (pendiente, ancho, regularidad), y
- Cantidad de agua a nivel del substrato

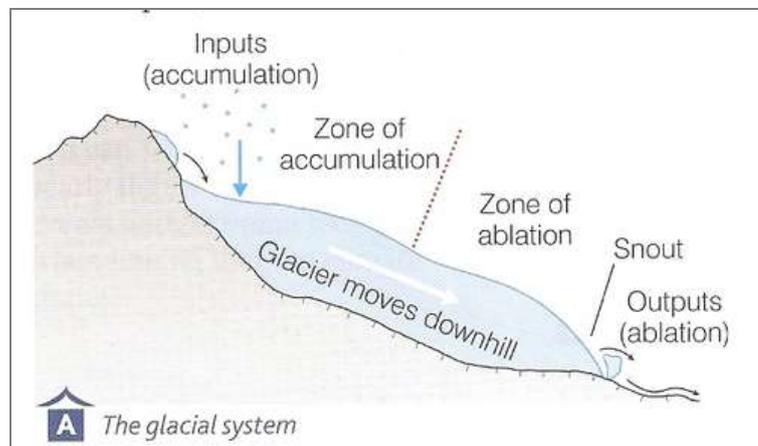


Figura 27: Dinámica glaciar

4.2.4. Geoformas de erosión

Se definen a continuación, según Niz et al., op. cit. (2014), las principales geoformas de erosión y sus formas asociadas:

- **Circo glaciar**

Es una de las más simples de las formas glaciares. Consiste en una depresión en semicírculo que a veces puede albergar un pequeño lago, dominada por paredes abruptas en las que al progresar la erosión da lugar a la formación de un horn (cuerno) o pico

piramidal. Las dimensiones del circo varían desde pequeños nichos de algunas decenas de metros de anchura, a vastos anfiteatros terminales en la parte superior de los valles glaciares. Pueden distinguirse muchas variedades de circos, cuya diversidad depende por un lado de la amplitud de la glaciación y por otro, de los factores estructurales (litología y disposición de las rocas). Teniendo en cuenta este criterio se pueden mencionar los circos en anfiteatro, en criba, en embudo, siendo los primeros más frecuentes en calizas cristalinas compactas y los segundos en esquistos.

Los circos no se disponen en forma aislada, se agrupan formando paisajes característicos, cuyos fondos están a altitudes semejantes. Pueden encontrarse en lomas cuando se abren en regiones de montaña media, o en crestas entrecortadas por dientes de sierras si se hallan en alta montaña. Donde tres o más circos se forman coalesciendo unos con otros, la montaña puede quedar reducida a un pico que recibe el nombre de nunatak; farallones rocosos no cubiertos por el hielo que a veces asoman en las partes más elevadas de los glaciares y que destacan notablemente a la vista. Estos suelen estar formados por rocas duras (granitos, esquistos), muy aguzadas y astilladas por la erosión producida por las microscópicas agujas de hielo que se forman en sus hendiduras. Cuando el hielo se derrite, muestra una forma piramidal que constituye el llamado horn.

Estos cuencos de nieve se profundizan por gelivación, que es el proceso que fragmenta el material rocoso al expandirse el espaciado entre planos de debilidad por el aumento de volumen del agua al congelarse. El sedimento resultante es transportado por las aguas de ablación. Si el nicho llega a ser bastante profundo, la nieve puede persistir y transformarse en un nevero o neve, que con más alimentación se puede transformar en un glaciar, es posible, entonces, que excave su fondo.

- **Arista**

Una arista de una montaña o eminencia del terreno, es una cresta fina de roca, casi como un cuchillo, que normalmente separa dos valles y se forma cuando dos glaciares erosionan en paralelo siendo valles en forma de U. Las aristas también se pueden formar cuando dos circos glaciares erosionan sus respectivas cabeceras. (Cuando tres o más circos se encuentran, se origina un pico piramidal).

- **Umbrales**

Relieve transversal a la dirección de desplazamiento de un glaciar, que obstruye un valle glaciar.

- **Horn**

Un pico piramidal (Horn), es una montaña que ha sido modificada por la acción del hielo y la intemperie durante las glaciaciones.

Los circos tienen un deslizamiento rotacional, lo que erosiona el fondo de la cuenca, pero no sus bordes, causando la típica forma de cuenco y que también contribuye al desarrollo de los límites rocosos o morrenas que los separan de las vertientes de fondo de valle, así como pueden mantener lagos glaciares. Dado que los circos se han formado por las glaciaciones en un ambiente montañoso, la pared posterior y las crestas conocidas como aristas se vuelven más pronunciadas y definidas. Esto ocurre debido a los ciclos de congelación/descongelación y al desgaste de la masa por debajo de la superficie del hielo. Un circo completo queda expuesto cuando el glaciar que estaba en el circo se derrite. Cuando hay tres o más de estas paredes posteriores de circo y aristas, se unen para formar

un pico singular, con forma de pirámide, con paredes muy escarpadas, al que se llama cuerno o cuerno glaciar (Fig. 28). Se trata de una forma común de las cimas de las montañas en áreas con mucha erosión glaciar. El número de caras que forman las vertientes de un cuerno (horn) dependen del número de circos que participaron en su formación, pero en general no superan las tres o cuatro.

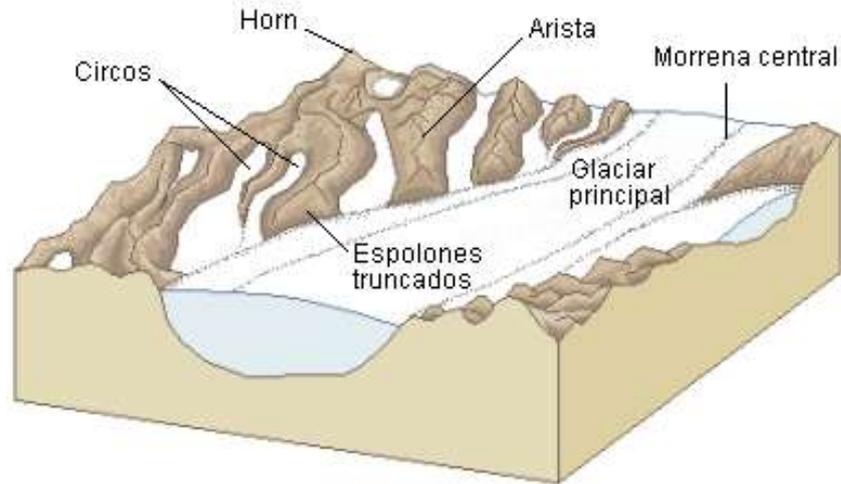


Figura 28: Geomorfología glaciar.

Fuente: https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/9/97/Paisaje_glaciar_Lmb.png

- **Cubetas**

Depresiones provocadas por un glaciar, que son ocupadas por aguas continentales cuando éste se retira.

- **Valle glaciar**

Es una de las formas más típicas que se encuentran principalmente en las montañas, donde es resultado de la acción de una lengua glaciar, pero también existe en regiones modeladas por los inlandsis, en cuyos extremos se divide en lenguas, o en regiones poco accidentadas que pueden estar atravesadas por valles en los que se reconoce la acción de la excavación de una corriente de hielo canalizada.

Aunque se haya tomado como sinónimo el perfil transversal en "U" para la acción glaciar, no siempre esta forma es característica del valle glaciar, también pueden existir valles glaciares en forma de "V", cuyo origen se puede deber a la erosión del torrente subglaciar, que recoge las aguas de ablación y que actúa principalmente en verano, o debido simplemente al trabajo de excavación del hielo que no pudo excavar un valle ancho. Sea lo que sea, el valle glaciar es siempre ancho en relación a su profundidad.

Aguas abajo los grandes valles contienen lagos alargados sobre excavados y un rico modelado posglaciar debido a las secuelas de la glaciación: desplomes de descompresión de lagunas vertientes que habían sido denudadas por el hielo y que este ya no sostenía; derrumbamiento y abarrancamiento de las morrenas, que se mantenían en un precario equilibrio sobre paredes demasiado verticales; formación de gigantescos conos de deyección torrenciales, alimentados por las acumulaciones marginales de los glaciares; derrubios tardíos que revisten y entierran las vertientes.

Con frecuencia, el valle glaciar está excavado tan profundamente que las bocas o desembocaduras de los valles tributarios quedan a un nivel superior con respecto al fondo del canal glaciar, originando los llamados valles colgados.

El perfil longitudinal del valle glaciar está formado por una sucesión de zonas ensanchadas y profundas que reciben el nombre de cubetas que a menudo son ocupadas por un lago, y por zonas estrechas llamadas umbrales, que son zonas de menor excavación cuyo material rocoso yace aborregado por la erosión. La parte inferior del valle glaciar es cerrado por la morrena frontal que puede formar un anfiteatro.

El perfil transversal es irregular, y esto no solo se debe a las morrenas eventuales, sino también a rellanos u hombreras, que están algunos centenares de metros por encima del fondo del valle, habitados a menudo por la población. Las hombreras pueden ser múltiples, superpuestas, como si varias artesas estuvieran encajadas la una en la otra, o simples, o pueden faltar por completo.

4.2.5. Geoformas de acumulación

Las geoformas de acumulación incluyen: Morrenas, Drumlins, Kame y Esker. Niz et al., op. cit., (2014).

- **Morrenas**

Reciben el nombre de acuerdo a su posición en el valle glaciar. Las morrenas laterales forman cordones adheridos o no a las vertientes; las morrenas frontales o vallum, dibujan un anfiteatro morrénico y son las formas clásicas construidas por los glaciares de los países húmedos partiendo del momento en que la ablación predominaba sobre la acumulación. En los países secos, el modelado de las morrenas es más impreciso, en cordones sinuosos adheridos, unos contra otros, a todo lo largo de la artesa y la morrena frontal es un tapón uniforme a través del cual se filtraba el agua de fusión poco abundante.

- **Drumlins**

Los drumlins son colinas en forma de dorso de ballena, cuyas dimensiones van desde algunas decenas a algunos centenares de metros, una anchura media tres veces menor que la longitud y una altura entre 3 y 40 metros. Estos drumlins se agrupan generalmente en "campos" o separados entre sí por depresiones pantanosas. El eje mayor del drumlin es aproximadamente paralelo al flujo del glaciar. Estas geoformas representan un excedente local de carga que el glaciar deposita, mientras la corriente de hielo modela el depósito.

- **Kame**

Son terrazas con forma de banquetas estrechas, originadas por la acumulación de los fragmentos caídos de las laderas. Es un cerro poco alargado, de cumbre generalmente llana, dispuesto en un margen de hielo estancado o entre dos masas de hielo. Una geoforma similar, pero de mayor desarrollo longitudinal son los ás, son rosarios de depósitos de agua de fusión colocados durante las fases de retroceso de inlandsis, formando una sucesión de conos de deyección.

- **Esker**

Muy a menudo confundidos en la terminología americana, son formas aún más complejas, con partes dilatadas de cumbre llana formadas por colmatación aluvial de lagos rodeados

por el hielo y partes filiformes que serían amoldamientos a túneles subglaciares que unían estos lagos. Se parecen a paredones algo largos y curvilíneos que se alinean paralelos a la dirección del hielo.

4.3. PERIGLACIAR

El término periglacial evoca una localización en la periferia de los glaciares, localización que no siempre corresponde a la realidad. El sistema periglacial es aquel en el que el hielo desempeña un papel importante, por lo menos gran parte del año, pero es discontinuo, es decir sin que un manto de hielo recubra la superficie durante todo el año, dicho de otra forma, existe una alternancia de hielo y deshielo los cuales forman un conjunto de procesos de gran importancia. Este sistema, está lejos de limitarse a un solo medio; se ejerce con distintas intensidades en zonas diferenciadas por la vegetación, siendo sus climas típicos el de tundra y el clima del bosque boreal. También, intervienen la intensidad y la duración de la helada, la presión máxima del hielo, se coloca a -25° . A tales temperaturas, el hielo intenso capaz de “hendir” las rocas menos heladizas, es el agente preponderante en ciertos climas. En otros climas, el hielo puede que sólo alcance algunos grados por debajo de cero, pero la frecuencia de las sucesiones hielo-deshielo puede convertirse en agente morfológico.

Por último, en otros climas es la duración del hielo el factor esencial de la erosión, ya que el hielo actúa por segregación; para que ejerza una acción mecánica es necesario que las partículas tengan tiempo de crecer en la roca o en el suelo.

Otra distinción que debe hacerse en este dominio es la de las regiones del subsuelo permanentemente helado y las regiones cuyo subsuelo se deshela por entero. Las primeras corresponden a una temperatura media anual netamente inferior a cero. Entre la capa superficial, que se hiela en invierno y se deshela en verano, y la zona profunda, que la radiación interna mantiene siempre deshelada, existe una formación permanentemente helada que se llama Tjäle, merzlota, o permafrost. Esta formación desempeña un papel considerable en la morfología. Sin embargo, la existencia del permafrost no es indispensable para la elaboración de la mayoría de las formas debidas al sistema periglacial; se supone que son suficientes nueve o diez meses de suelo helado para lograr formas originales. Niz, op. cit., (2014).

4.3.1. Mecanismos de acción primaria

Niz, op. cit., (2014), clasifica a los mecanismos de acción primaria de la siguiente manera:

- **Mecanismos del hielo en el suelo y en las rocas:**

El hielo del suelo depende de su temperatura, que no es idéntica a la del ambiente; en superficie, la amplitud de las variaciones de la temperatura es superior a la de la atmósfera. El número de ciclos hielo-deshielo es más elevado en el suelo de lo que pueden indicar las observaciones meteorológicas efectuadas en la atmósfera. Pero en profundidad, esta amplitud disminuye: las variaciones de temperatura se amortiguan en el subsuelo.

Cuando las variaciones estacionales de temperatura penetran a menor profundidad que el hielo, queda en profundidad, un suelo helado: el permafrost. La nueva helada empieza a la vez a partir de la superficie y del techo del permafrost; no siempre el hielo estacional y el permafrost se unen, por ello se dan estructuras muy complicadas; puede suceder que

variaciones de temperatura de largo período penetren en el suelo y provoquen alternaciones de capas heladas y capas no heladas. (Fig. 29)

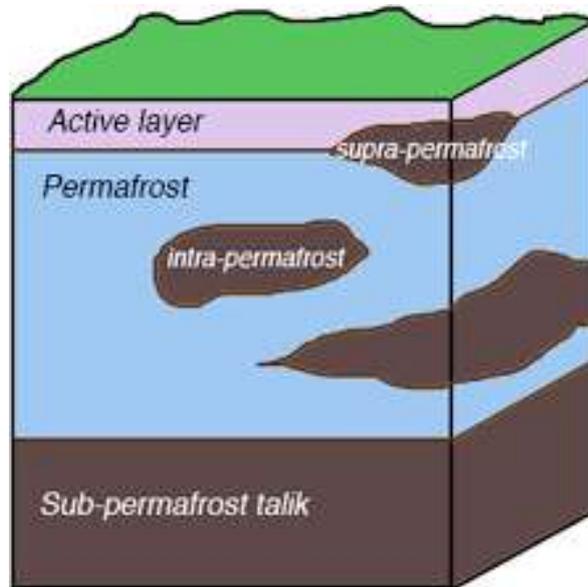


Figura 29: Suelos permafrost y capa activa

Fuente: <https://artic-tundra-biome.weebly.com/topography.html>

Cuando las variaciones de temperatura penetran a mayor profundidad que el hielo, éste sólo afecta a una capa poco profunda, que se hiela y deshiela cotidiana o temporalmente. Es el caso de los países con temperatura media anual superior a cero.

Repartición del hielo en el suelo, los mecanismos de las heladas raramente forman un hielo homogéneo. Cuando el hielo es homogéneo, los cristales de hielo se reparten por igual en el suelo entre los granos; cimentan los elementos dejando o no vacíos. En general la repartición del hielo se hace por segregación, según las siguientes formas:

Pipkrake: bajo los granos del suelo, el hielo forma bastoncillos o columnillas fibrosas que elevan algunos centímetros los granos; estas columnillas de hielo son más o menos continuas, dispuestas en paquetes que dejan espacios vacíos entre ellas. Se forman durante cualquier helada brusca aun en las regiones templadas.

Lentejones y estratos internos: paralelamente a la superficie, pero a cierta profundidad, pueden formarse lentejones de hielo, a veces de suficiente longitud para asimilarlos a verdaderos estratos. Estas segregaciones se alojan en discontinuidades estructurales del suelo, por ejemplo, en el contacto de dos horizontes de distinta granulometría. Sólo tienen grandes dimensiones en las regiones de hielo continuo.

Cuñas de hielo: el hielo, en forma de una cuña con el vértice dirigido hacia abajo, puede aumentar el tamaño de las grietas (diaclasas y grietas de desecación o de contracción térmica) y agrandar la fisura. Así se forma una red que, en superficie, tiene forma poligonal. La formación de cuñas precisa más de un hielo de larga duración que de heladas rigurosas.

Hidrolacolitos (o pingo): son abultamientos de algunos metros o decenas de metros de altura y de forma circular, que contienen un gran lentejón de hielo. También existen en las turbas

(donde se les llama pascas). Son debidos a la circulación del agua entre un tñale y un suelo superficial helado; en los sitios en los que se formaría un manantial, el agua no puede llegar a la superficie porque se detiene en el suelo superficial helado; si el caudal es muy débil, se forma una bolsada lenticular interna de hielo, que crece sin llegar a arrancar la cobertura vegetal. Si al crecer arranca la cobertura, permite la penetración del calor estival y se funde progresivamente el hielo, desapareciendo el abultamiento, que en su lugar deja una balsa.

Función del hielo: el hielo produce aumentos de volumen que pueden provocar presiones considerables. De esto resulta:

- Abombamientos superficiales de arcillas y limos: Un suelo que se hiela puede presentar una yuxtaposición de domos y cubetas de algunos decímetros de diámetro y algunos milímetros o centímetros de altura.
- Movimientos internos. El aumento de volumen puede realizarse en profundidad. Se forman pliegues, involuciones y bolsadas si los materiales son muelles. Estas son formas de crioturbación. Se llama crioturbación a toda modificación de la disposición de las capas debidas al hielo. Es mediante estas formas que puede reconocerse en una zona templada la eficacia del sistema periglacial durante los períodos fríos.
- Fragmentación de los afloramientos rocosos: cuando hiela fuertemente pueden fragmentarse las rocas, al agrandar el hielo los planos de estratificación y las microfisuras. A este fenómeno se le llama gelivación, gelifracción o crioclasticidad (Fig. 30). Consecuencia de esto es la forma de dientes de sierra y puntas agudas de las aristas alpinas, que cortan la roca en micro aristas y micro-caras. Toda fractura puede agrandarse por gelivación de los dos labios. Así se forman los pequeños valles de gelivación.



Figura 30: Rocas volcánicas fragmentadas. (Escalimetro 13 cm)

La gelifracción depende mucho de la roca en la que se ejerce. La rotura de los fragmentos depende de la textura; algunas rocas, como la creta, pueden formar gránulos y elementos limosos (microgelivación); otras, como las calizas coralinas, solo forman bloques (macrogelivación). La rapidez del ataque también depende de la textura de la roca; las rocas porosas embebidas de agua son las más fácilmente heladizas. En el contacto de una capa muy gelivada y una capa superior poco

gelivada, la capa más gelivada se excava fácilmente, formándose un socavón o balma en la roca.

- **Mecanismos del hielo y de la fusión de la nieve:**

El derretimiento libera el agua en forma de agua de deshielo de los suelos y de la fusión de las nieves. En ambos casos, una gran parte se queda en el suelo y en las rocas, a las que satura. El hinchamiento de la helada hace perder a estas formaciones la estructura coloidal; durante el deshielo se convierten en pastosas, y en los países fríos se recubren de un barro líquido. Las piedras pequeñas elevadas por segregación del hielo durante la helada caen, sin volver necesariamente al lugar que antes ocupaban; así pueden emigrar más rápidamente que la matriz fina. Pero en los puntos donde la erosión eólica no se lleva los elementos finos, el agente más activo en primavera es la soliflucción. Este término abarca: el creeping acelerado de cualquier manto en deshielo y la formación de coladas fangosas localizadas. El estado sólido-fluidal permite un descenso aun en las pendientes débiles.

4.3.2. Mecanismos de acción secundaria

La arroyada y la erosión eólica son dos tipos de mecanismos de acción secundaria, según Niz, op. cit. (2014), comprenden los siguientes aspectos:

- **La arroyada:**

La arroyada no es esencial en el clima frío; se paraliza en las vertientes durante la estación helada y es secundaria durante la fusión, ya que la roca y el suelo se embeben tanto más cuanto más hayan aumentado de volumen al helarse.

Sin embargo, puede tener importancia en dos casos:

- a) Cuando el suelo aún esta helado, fundiéndose la nieve o lloviendo en un suelo aún no deshelado. Todas las rocas están impermeabilizadas y pueden formarse pequeños abarrancamientos.
- b) Desprendimiento de agua de una colada de soliflucción. Una colada de soliflucción no tiene una repartición homogénea del agua en toda su masa. Puede suceder que el agua sea más abundante en la superficie y se desprenda para formar mantos que desparraman los materiales finos.

- **Erosión Eólica:**

La acción del viento es muy importante, sobre todo en las regiones situadas en el paso de las depresiones barométricas, donde son frecuentes las velocidades de 100 km por hora. El viento puede cortar el césped helado, o destrozar el manto vegetal, formando torbellinos entre las matas que forman virutas de 30 a 60 cm de cuerda; en las rocas blandas puede excavar cubetas.

En las rocas resistentes, la acción del viento despedaza las brechas volcánicas que le proporcionan un abrasivo; otras veces pule sus paredes y excava las cúpulas. En los mantos aluviales el viento ejerce una acción de deflación. El viento es el responsable de las dunas de los países fríos; también es el responsable de los depósitos de loes que hoy se consideran como una formación de época fría, y no interglaciar.

El depósito néveo eólico, es una acumulación mezclada con la nieve que da lugar a una topografía de bolsadas, con irregularidades de amplitud mínima, debidas a la fusión de la nieve.

4.3.3. Modelado de las regiones periglaciares

En el ambiente periglacial existen las siguiente geoformas, clasificadas por Niz, op. cit., (2014), según correspondan a formas periglaciares o al modelado de vertientes:

- **Formas Periglaciares**

Los suelos poligonales: Constituyen uno de los aspectos más típicos de los países árticos; también se conocen en las regiones montañosas de la zona templada y de la zona intertropical. Existen en terrenos muy distintos: basaltos, morrenas, calizas. Se presentan formando una sucesión de polígonos. Las dimensiones varían entre algunos centímetros y varios metros (más de 20 m en las formas gigantes). Siempre existe, aunque a veces esté cubierta en la superficie, una matriz limosa embebida en agua, pero la granulometría es en extremo diversa.

A veces, el centro de los polígonos es de limo y los lados están formados por piedras (tipo círculo de piedras); otras veces, el material de los lados es fino y el centro del polígono está formado por un bloque grande, al cual se unen pequeños cantos (tipo rosa de piedra). También existen polígonos de material homogéneo, sin diferenciación y muy finos, son los llamados polígonos de tierra.

Son varios los procesos que colaboran a la realización de estos suelos geométricos, y el origen de todas estas formaciones radica en las modificaciones de volumen. Entre los procesos están los abombamientos yuxtapuestos formados por el hielo, seguidos de un hundimiento en el deshielo; las convexidades aparecidas sirven de soporte a pipkrake divergentes que elevan las pequeñas piedras, dejándolas caer más lejos del centro. Las piedras de mayor tamaño no siempre son elevadas.

Los campos de barro: tienen aspecto moteado que les confiere la yuxtaposición de gránulos de barro fijados por líquenes. Los campos de barro, al avanzar destruyen la vegetación, reduciéndola a islotes que dominan el campo.

Campos de piedra: están constituidos por derrubios de gelivación procedentes de las rocas que no producen derrubios finos. Se trata de bloques angulosos desprovistos de elementos finos por el lavado.

Enlosado nival: es una extensión de piedras planas que parecen unidas; el material es muy heterogéneo, el limo forma la pasta que rellena los intersticios entre los bloques. Las piedras solo pueden disponerse de esta forma en un suelo muelle (mollisol o suelo saturado sin tjäle) después del deshielo, puesto que todo hundimiento se traduce en un aumento de la presión, y las piedras de esta forma tienden a igualar la presión sobre el suelo al ponerse planas. El levantamiento debido a las agujas de hielo, tiende a modificar esta disposición, ya que crea los pipkrake.

Césped almohadillado: son montículos, caracterizan las zonas bajas y pueden yuxtaponerse con gran regularidad formando campos de montículos. Están cubiertos por vegetación de tipo xerófila y su formación es mal conocida, sólo se sabe que tardan 4 o 5 años en formarse.

Festones de turbera: en las turberas llanas, los sphagno se disponen en abombamientos concéntricos o anastomosados entre los que aflora el agua. Son frecuentes en los países periglaciares debido a la imbibición del suelo y a la existencia de fondos colmatados por los materiales que descendieron por las vertientes.

- **Modelado de laderas**

El modelado de las laderas en el medio periglacial es el producto de los aludes que conducen a la formación de corredores en las pendientes pronunciadas, del crioclasticismo que conduce a acumulaciones de piedras y de la solifluxión que conduce a la acumulación de barro en las cuales pueden encontrarse englobadas las piedras.

Los glaciares de escombros: también llamados glaciares rocosos, son coladas de bloques que avanzan en los valles, o sobre un colchón de barro. Configuran un relieve característico de festones en forma de arcos transversales, con su convexidad hacia la parte inferior (Fig. 31).



Figura 31: Glaciares de escombros.

Fuente: https://es.wikipedia.org/wiki/Glaciar_de_roca#/media/File:Glacierrock1.gif

Corredores de aludes: Por las laderas montañosas muy pronunciadas discurren estrechos corredores que terminan en un cono formado por materiales angulosos, en pendiente muy pronunciada. Son recorridos por aludes que, si no los han originado, los avivan frecuentemente y modelan el cono de derrubios basal.

Montones de bloques: El crioclasticismo multiplica los escarpes rocosos, provistos o no de socavones excavados en la roca. Al pie de los escarpes se acumulan los derrubios. Su gran

cantidad es característica de las regiones periglaciares de fuerte pendiente y en donde dominan las rocas sensibles a la macrogelivación.

Los derrubios de gravedad: la gelivación destaca los bloques que caen formando conos simples o taludes de derrubios; los materiales son angulosos, y su dimensión depende de la roca y del clima; los mayores son los que descienden más lejos.

Las “grèzes litées” o derrubios ordenados: su descenso puede deberse no solo a la gravedad, sino también por la acción de los *piprake* y por arrastre sobre una ligera capa de barro. De arriba a abajo no hay diferenciación con los derrubios de gravedad, pero un corte muestra una alternancia de lechos finos y lechos groseros; éstos corresponden quizás a alternancias periódicas de la intensidad del hielo.

Coladas de bloques: tienen lugar en las pendientes aún más débiles. Comprenden bloques de todos los tamaños, dispuestos generalmente en la superficie. El descenso puede explicarse por medio del barro de solifluxión que los arrastra con él, aunque después el barro puede desaparecer por lavado.

Formaciones de Barro: La solifluxión de barros finos, englobando o no piedras, constituye formas muy distintas, caracterizadas por el predominio de materiales finos:

- *Los suelos estriados*: ciertos suelos de pendiente tienen una configuración muy parecida a la de los suelos poligonales, pero el descenso según la pendiente deforma los polígonos alargándolos definiendo estrías que se disponen paralelas a la dirección de máxima pendiente.
- *Las pistas de ganado*: son una especie de banquetas de algunos decímetros de anchura y separadas por taludes empinados. Las matas de césped crecen en la parte inferior de cada banqueta. Se deben a despegues que tienen lugar, por gravedad, durante el deshielo y que las matas de césped paran en el descenso.
- *Las terracillas*: son análogas a las pistas de ganado, pero los escalones son verdaderas microfallas, debidas a un descenso más rápido, provocadas por una pendiente más fuerte o por un zapamiento en la base. No son exclusivas en las zonas de clima frío.
- *Coladas de barro*: pueden tomar la forma de lupias idénticas a las lupias de deslizamiento, de coladas localizadas con festones transversales, o láminas muy finas, ya sea deslizándose por encima del césped o al nivel de las raíces y arrancando el césped.

4.3.4. Geocriología

La Criología de la Tierra o Geocriología se ocupa del estudio de la interacción de las cuatro envolturas criosféricas de la Tierra: la criósfera de la atmósfera, la criósfera de la hidrosfera, la criósfera de superficie y la criósfera litosférica. A su vez, la Geocriología se ocupa de las actividades productivas y constructivas del hombre bajo los efectos criogénicos.

El ambiente de la Geocriología ha sido ampliado para incluir el estado de congelamiento estacional, como así también el estado de permafrost pasado, que actualmente está descongelado. Corte, A. (1969).

- **El congelamiento y descongelamiento estacional**

Los suelos que se congelan estacionalmente incluyen aquellos ubicados encima del permafrost (capa activa) que se encuentra no solo en las regiones polares y sub-polares, sino también en las zonas montañosas subtropicales y templadas. Se incluyen aquí los suelos que se congelan estacionalmente en las regiones templadas.

De acuerdo a Corte, A. (1983) puede diferenciar dos tipos de congelamiento estacional: 1) el suelo de las regiones templadas que se congela desde arriba hacia abajo y se descongela desde arriba hacia abajo y también desde abajo hacia arriba; 2) el suelo de zonas frías en las regiones del permafrost, en donde el suelo o la capa activa se congela desde abajo hacia arriba y desde arriba hacia abajo; en estas regiones el suelo se descongela solamente desde arriba hacia abajo.

El término “capa activa” también se ha usado para designar la capa de suelo que sufre una variación anual de temperatura. Este término tiene entonces dos significados. La comisión de terminología del Obruchev Institut de Geocriología no recomienda el uso del término “capa activa”, en cambio sugiere el de “capa de congelamiento y descongelamiento estacional”.

- **El congelamiento perenne (permafrost)**

Los suelos o materiales congelados perennes están en una zona superior de la litosfera en donde el congelamiento es continuo, por lo menos a través de tres años.

Muller, S. W. (1947) propuso el uso de la palabra “permafrost” como sinónimo del término “suelo permanentemente congelado” (y este fue descartado).

El término “permafrost” quedó así definido: “un espesor de los materiales de la parte superior de la corteza en los cuales una temperatura negativa existió continuamente por un largo tiempo” (de dos a decenas de miles de años).

Hasta hace pocos años el permafrost era considerado solo para las zonas llanas o planicies onduladas del Ártico de Alaska, de Canadá o de Siberia. En años recientes se ha establecido el concepto de permafrost de montaña. Corte, barsch, fujii, gobunov.

La división del permafrost iniciada por Muller (1947) en permafrost continuo, discontinuo y esporádico, ha sido luego seguida por muchos autores. Para el permafrost continuo existe una profundidad entre 10 y 15 metros, una temperatura media anual por debajo de -5°C ; para el permafrost discontinuo, una temperatura entre $-1,5$ y -5°C ; y para el esporádico una temperatura superior a $-1,5^{\circ}\text{C}$.

Baranov, I. Y. (1965) presentó las siguientes diferenciaciones de los suelos congelados: 1) el límite del permafrost; 2) la zona de congelamiento y descongelamiento sistemático (congelamiento estacional regular); y 3) la zona de corta duración del congelamiento estacional.

Gorbunov, A. P. (1978) ha clasificado los tipos geocriogénicos de permafrost de montaña; para el globo ha diferenciado 8 tipos de permafrost. A lo largo de los Andes de Sudamérica distingue 5 tipos: el tipo Ecuatoriano; el tipo Himalayano; el tipo Andino Central; el tipo Tibetano y el de Nueva Zelanda. Para la clasificación sistemática de las regiones criogénicas del permafrost de montaña, Gorbunov ha tenido en cuenta los siguientes elementos: la existencia de permafrost con un suelo congelado estacional sistemático por debajo (altitudinalmente hablando) o la existencia de suelos de congelamiento estacional de corta duración. Asimismo, considera la existencia de una zona sin congelamiento. En el esquema interviene también la altura de la línea de nieve.

- **Gelifracción**

La gelifracción o criofragmentación es la ruptura de los materiales terrestres y aun de materiales hechos por el hombre, por efectos de la segregación del hielo dentro de su estructura, como así también por efectos de contracción térmica.

La segregación del hielo es una consecuencia de las condiciones térmicas y porosas de ese material y su capacidad para transmitir agua hacia la zona de segregación de hielo, ha sido postulada la necesidad de la existencia de una fuerza que succione el agua hacia la zona de segregación del hielo. Si el material en cuestión no puede segregarse o crecer, y la roca o material queda inalterado. En caso contrario, si el material tiene una cohesión menor que la fuerza de empuje del crecimiento del hielo, el material será desintegrado. Según los lugares en donde se establezca la segregación de hielo, allí los materiales serán más desintegrados. La contracción térmica es la ruptura o fragmentación de los materiales de la corteza, los que en estado de congelamiento sufren disminución de volumen inducido por los cambios en la temperatura. Hay una gran diferencia entre esta criofragmentación y la anterior: esta última se produce en estado congelado, mientras que la primera se produce por el cambio de estado líquido a sólido. La criofragmentación por contracción térmica produce rupturas poligonales y largas grietas de hasta cientos de metros de largo y polígonos de varios metros y hasta 100 o más metros de diámetro. El ancho de una grieta o ruptura se inicia con milímetros de ancho y puede llegar hasta varios metros, mientras que su profundidad puede alcanzar 10 o más metros.

Los materiales terrestres se rompen por meteorización. Este es un concepto básico y un proceso muy conocido a nivel elemental en geología general. Sin meteorización no hay ruptura de materiales y sin estos no hay suelos. Sin embargo, cuando vamos a los detalles del gran proceso y tratamos de identificar los factores específicos responsables, el fenómeno se complica, porque aparece un número de factores que se pueden indicar como responsables; ellos son:

- La actividad tectónica y volcánica son factores de cansancio y ruptura de los materiales de la corteza.
- No son menos importantes los factores destructivos exógenos, tales como los efectos del agua, del viento, de los glaciares, de la acción de los organismos, el continuo bombardeo de material cósmico.
- Las variaciones de temperatura y de humedad, sin llegar al punto del congelamiento, también son considerados como productores de fragmentación.
- El efecto de crecimiento de sales en los poros y en las grietas de las rocas es también considerado un factor de destrucción.
- Asimismo, la fuerza de expansión generada por el humedecimiento de los minerales de arcilla incluidos dentro de los poros de las rocas sedimentarias genera fuerzas suficientes como para romper estas rocas.
- La documentación mayor es el referente de los efectos del congelamiento y descongelamiento en la ruptura de los materiales terrestres.

4.4. RETROCESO GLACIAR

Las diversas masas de hielo responden de forma diferente a los cambios climáticos pero su tendencia común es de retroceso, que significa que los glaciares pierden volumen y pierden

masa en su parte frontal. El retroceso del glaciar es el ascenso de la línea inferior de las nieves persistentes de alta montaña cada vez a mayor altitud, muchas veces hasta desaparecer a consecuencia del deshielo o fusión glaciar. Actualmente, los glaciares cubren aproximadamente el 10% de la superficie terrestre, sin considerar el agua subterránea, representan el 80% del agua dulce en el mundo. La tendencia recesional relacionada al aumento de temperaturas, predice que para el 2100 se podría perder la mitad del volumen de los glaciares ubicados en las montañas de todo el planeta, Cortés, op. cit., (2013).

Este retroceso se le atribuye al cambio climático. El cambio climático, según el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC 2007), se define como la “variación estadística en el estado medio del clima o en su variabilidad, que persiste durante un periodo prolongado (decenios o más). Se puede deber a procesos naturales internos o a cambios del fortalecimiento externo, o bien a cambios persistentes antropogénicos en la composición de la atmósfera o en el uso de las tierras”.

Una manera de identificar el retroceso glaciar en una zona es la presencia de morrenas. Los glaciares en su movimiento y transportan todo tipo de sedimentos y rocas, por arranque, además de incorporar en la masa de hielo los materiales sueltos en la base y laterales del glaciar. Una morrena es ese material (suelo y roca) dejado por un glaciar que retrocedió.

Los glaciares modelan el paisaje en un proceso llamado glaciación. La glaciación puede afectar a los sedimentos, las rocas, y el agua en una zona durante miles de años, el resultado de este proceso puede dar origen a las morrenas siendo estas a menudo antiguas. Las morrenas, según el sitio donde se halle depositado el material cercano al glaciar que ha retrocedido y que depende de la dinámica del glaciar y de su morfología, pueden ser de varios tipos: 1) morrenas laterales: se forman a lo largo de los lados de un glaciar, 2) morrenas centrales: se forman entre dos glaciares que se encuentran, 3) morrenas supra-glaciares: se ubican sobre la superficie del glaciar. 4) morrenas de fondo: se forman en el fondo del glaciar aparecen como láminas de terreno cubiertas de vegetación; y 5) morrenas terminales: se forman al frente de lo que fuera el glaciar indicando la forma en que se movía. Cogley, op. cit., (2011).

Para estudiar esta variación de la cobertura glaciar existen varias metodologías, una de ellas es la teledetección espacial.

4.4.1. Ley Nacional de Glaciares Nº 26.639.

La Ley 26.639, promulgada el 28 de octubre de 2010, establece los presupuestos mínimos para la protección de los glaciares y del ambiente periglacial con el objeto de preservarlos como reservas estratégicas de recursos hídricos para el consumo humano; para la agricultura y como proveedores de agua para la recarga de cuencas hidrográficas; para la protección de la biodiversidad; como fuente de información científica y como atractivo turístico.

Ésta ley determina que los glaciares constituyen bienes de carácter público, y que forman parte de cada glaciar el material detrítico rocoso y los cursos internos y superficiales de agua. En los artículos que conforman la misma se establecen las bases para crear el Inventario Nacional de Glaciares, donde se individualizan todos los glaciares y geoformas periglaciares que actúan como reservas hídricas existentes en el territorio nacional con toda la información necesaria para su adecuada protección, control y monitoreo (Fig. 32).

La evolución del ambiente volcánico, glacial y periglacial de la cuenca alta del río Chaschuil-Fiambalá- Catamarca, mediante el procesamiento de imágenes satelitales

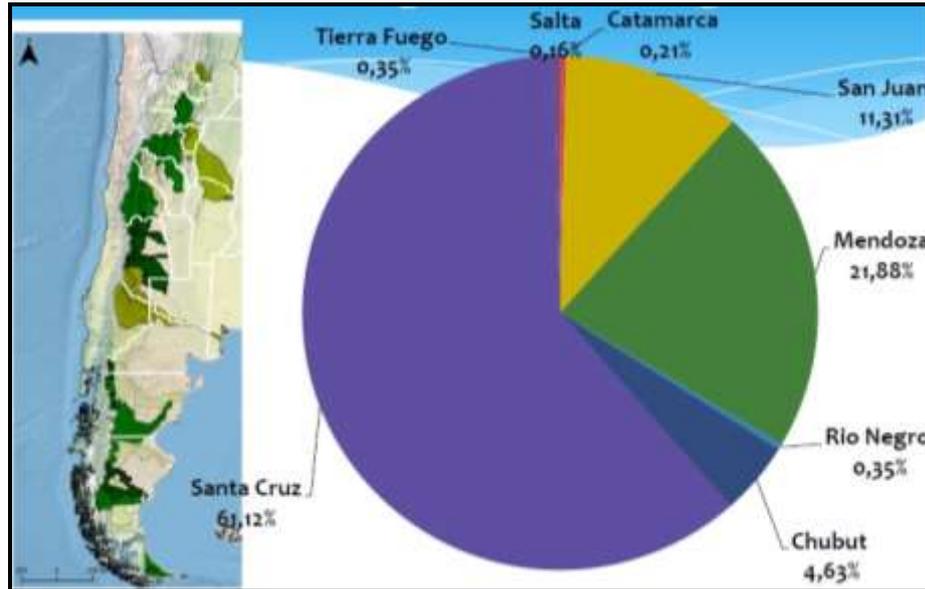


Figura 32: Distribución de los glaciares en Argentina. Pitte, P. (2015)

En el Artículo 4º se reglamenta que el Inventario Nacional de Glaciares deberá contener la información de los glaciares y del ambiente periglacial por cuenca hidrográfica, ubicación, superficie y clasificación morfológica de los glaciares y del ambiente periglacial. Este inventario deberá actualizarse con una periodicidad no mayor de CINCO (5) años, verificando los cambios en superficie de los glaciares y del ambiente periglacial, su estado de avance o retroceso y otros factores que sean relevantes para su conservación.

Según Pitte, P. (2015), los resultados del Inventario Nacional de Glaciares en el país hasta el año 2015 eran los siguientes:

- Cantidad de glaciares = **16.864**
- Área total = **5651 km²**
- Glaciares descubiertos = **4065 km²**
- Manchones de nieve = **179 km²**
- Glaciares cubiertos = **243 km²**
- Glaciares cubiertos c/GE = **274 km²**
- Glaciares de escombros = **614 km²** (Ver Fig. 33)



Figura 33: Ejemplos de geformas protegidas por la ley 26.639. Pitte, P. (2015)

Y concluye que en los primeros 5 años desde la sanción de la Ley 26.639, hubo un 80% de avance en el Inventario Nacional de Glaciares, avances modestos en la Red Institucional Nacional, y que la falta de publicación y difusión de los datos del Inventario Nacional de Glaciares frena la aplicación de la ley.

4.5. VOLCANES

Un volcán es una montaña que ha sido construida por acumulación de productos emitidos desde el interior de la Tierra. Generalmente su forma es cónica y está construido alrededor de un foco de emisión conectado con reservorios de roca fundida y gases, los cuales al ser expulsados contribuyen a su formación. Los fenómenos volcánicos, a diferencia de los emplazamientos de las rocas plutónicas, son manifestaciones en superficie de un evento subterráneo; y se caracterizan por su extrema rapidez. Los volcanes son la expresión morfológica superficial de un conjunto de fenómenos que se desencadenan durante la génesis, ascenso y erupción de magmas, pudiendo generar formas positivas o negativas, dependiendo de la naturaleza de las erupciones y los procesos tectónicos, gravitatorios y erosivos sin y post-eruptivos. Martí, J. (1993).

El volcanismo es uno de los procesos endógenos asociados con la tectónica de placas, capaz de transformar, construir y modelar la superficie de la Tierra a escala local y regional. Aunque la actividad volcánica puede ser estudiada a través de la composición de las rocas lávicas, emisión de gases y actividad sísmica asociada, la actividad volcánica, en sí misma, puede ser evaluada a través de su expresión geomorfológica y el grado de disección hídrica que han sufrido los edificios volcánicos y los depósitos asociados.

La actividad volcánica no se distribuye en forma homogénea por la superficie terrestre sino de manera discreta siguiendo patrones tectónicos más o menos bien definidos. Según Selby, M. J. (1985), el 60% de la actividad se localiza sobre las dorsales submarinas en los océanos del mundo mientras otro 40% se ubica sobre el cinturón de fuego del Pacífico, en el Caribe y el Mediterráneo. Esta distribución se relaciona con el tipo y génesis del magma, el que a su vez se refleja en el tipo de volcanismo observado.

Los magmas básicos o basálticos están asociados al ascenso convectivo desde la Astenósfera y el Manto en las cuencas oceánicas a escala global. Allí, las Dorsales submarinas desarrollan un sistema de fisuras tensionales, localmente estructuras de escudo y las estructuras terrestres extrusivas más grandes, pero en su mayoría no visibles por estar sumergidas. A su vez, muchos sectores de estas cadenas volcánicas submarinas están asociados con Puntos Calientes, es decir, focos magmáticos profundos del manto. Ejemplos de este caso incluyen las islas de Hawai, Islandia y Las Galápagos, entre otros.

Las lavas andesíticas, y por lo tanto los estratovolcanes, se relacionan estrechamente con zonas de subducción, y en especial la zona volcánica del Cinturón de Fuego del Océano Pacífico. Allí, la subducción de las placas del Pacífico, Nazca, Cocos, Filipinas y Juan de Fuca, genera magmas intermedios y la formación de los arcos de isla de las Aleutianas, Japón, Marianas y las cadenas volcánicas de Cascadas, Centroamérica y los Andes.

Los magmas ácidos a intermedios, del grupo de la riolita, se relacionan fundamentalmente con las fases iniciales de orogenia y volcanismo en los continentes.

El término "activo" significa que el ser humano ha sido testigo ocular al menos de una erupción, es decir, cuando ha tenido una erupción en un lapso de años. El límite es arbitrario, aunque se considera un buen criterio el Holoceno (unos 10000 años).

La mayoría de los volcanes presentan largos periodos entre una erupción y otra; se dice entonces que éste está "dormido"; si no ha presentado actividad en tiempos históricos decimos que el volcán esta "extinto". Estos términos son relativos ya que un volcán que no ha presentado actividad en los últimos 5000 años podría entrar en erupción, al igual que uno que ha estado inactivo durante los últimos 25000 años. A nivel geológico hay edificios que han sido activos durante 20 Ma, por lo tanto, geológicamente el límite sería el Mioceno (unos 12 Ma). Por otro lado, se considera que existe una erupción cuando hay un registro documentado.

El concepto de actividad de un volcán es subjetivo, lo que induce problemas a la hora de determinar si entrará o no en actividad en la instancia de generar mapas y estudios de riesgo. Es, por lo tanto, difícil determinar cuándo un volcán está realmente "apagado o extinto" y no "dormido", se sabe que volcanes dormidos presentan ciertas evidencias de actividad, tal como fumarolas y aguas termales.

En la actualidad existen un gran número de volcanes activos, que representan la energía interna que aún conserva la Tierra, la suficiente para transportar el magma a la superficie. Cabe aclarar que, en el área en estudio, los volcanes presentan actividad postmagmática, que se evidencia por la presencia de aguas termales, y si bien son frecuentes en la región los eventos sísmicos, se vincularían principalmente al hecho de pertenecer a una región tectónicamente activa.

4.5.1. Origen y dinámica de un volcán

Los episodios volcánicos que forman parte de la génesis de un volcán se producen con una rapidez poco frecuente dentro de los procesos geológicos. Las erupciones pueden durar solo unos pocos días e incluso horas, esto significa que el volcán se origine en un tiempo breve, el desarrollo completo tiene una duración equivalente a la de la cámara magmática que lo alimenta, también llamada reservorio magmático, estos reservorios son almacenes de magma situados a cualquier profundidad, entre la zona de fusión hasta muy cerca de la superficie. El tamaño de las cámaras magmáticas puede variar entre 1 y 10 Km³ y su profundidad se sitúa típicamente por debajo de los 10 Km. Martí, op. cit.

La profundidad de la cámara magmática juega un rol importante que condiciona las características físicas y la composición del magma, el tipo de erupción que se generará y por lo tanto determinará así también los productos volcánicos y las geoformas resultantes (edificios volcánicos, morfologías de coladas, etc.).

Según Llambías, E. (2009), existen dos reservorios magmáticos: Reservorios magmáticos profundos (RMP) y Reservorios magmáticos superficiales (RMS). Sus características se mencionan a continuación.

- **Reservorios magmáticos profundos (RMP)**

Se encuentran en el manto y con menor frecuencia en la base de la corteza, los edificios volcánicos resultantes están caracterizados por una elevada proporción de lavas respecto a los materiales fragmentarios.

Los requisitos para que el magma pueda desplazarse desde los reservorios profundos hasta la superficie son: la baja viscosidad del fundido que a su vez le otorga una velocidad de desplazamiento muy elevado, lo que está íntimamente ligado a la menor viscosidad, sin olvidar mencionar la necesaria presencia de un sistema de fracturas que permita el rápido transporte del magma. Los magmas basálticos debido a su baja viscosidad y alta fluidez

cumplen perfectamente con estos requisitos, pudiendo ser transportados por fracturas hasta llegar a la superficie, derramándose a lo largo de ellas y constituyendo las erupciones fisurales. Es importante hacer mención de ello ya que los eventos que dieron lugar en la zona de estudio a su configuración actual están relacionados a este tipo de reservorios (Fig. 34).

La forma del edificio volcánico resulta del apilamiento de sucesivas coladas, cuyo ángulo de reposo es del orden de pocos grados debido a la baja viscosidad de las lavas y pueden estar constituidos por uno o varios conos de escoria, resultantes de una fase estromboliana de la erupción.

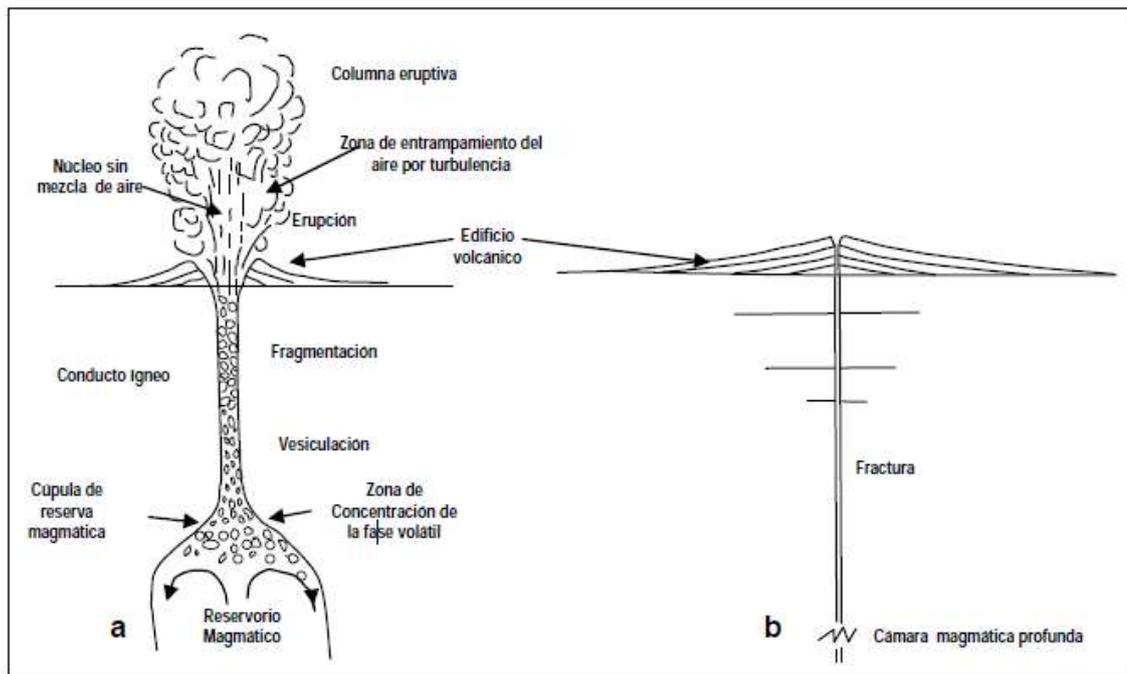


Figura 34: Profundidad de los reservorios magmáticos y su relación con la morfología de los aparatos volcánicos. **a)** es un reservorio magmático superficial (RMS), asociado a una alta vesiculacion lo que produce una mayor explosividad originanado una columna eruptiva de gran dimensión y altura. Los aparatos volcánicos presentan un alto ángulo de reposo se denominan “estrato volcanes”. **b)** Reservorio Magmático Profundo (RMP) la lava presenta una gran fluidez debido a altas temperaturas. Tomado de Llambías, E. (2009)

- **Reservorios magmáticos superficiales (RMS)**

Estos se encuentran en la parte superior de la corteza, y están relacionados a magmas viscosos, con composiciones intermedias a silíceas, pueden estar muy cerca de la superficie a veces a profundidades menores a 1 Km. Los RMS tienen características morfológicas que los distinguen de los RMP, esto se debe a que la energía necesaria para desencadenar una erupción tiene orígenes diferentes.

Esta energía se debe en su mayor parte a la brusca liberación de la presión confinante, que favorece la separación de la fase volátil aumentando el volumen del sistema, es decir los procesos de vesiculación y fragmentación del magma cumplen aquí un rol muy importante a diferencia de las erupciones de RMP, en los cuales estos procesos están prácticamente ausentes. En términos generales, otros procesos y geofomas asociados a estos reservorios son: flujos piroclásticos, oleadas piroclásticas, ignimbritas, lahares, calderas, diatremas, etc.

- **Propiedades físicas del magma**

La viscosidad y densidad son las propiedades físicas más importantes del magma que regulan su desplazamiento a través de la litósfera, el modo de salir a la superficie, la forma y el volumen de los cuerpos ígneos.

Se entiende por *viscosidad* a la resistencia interna a fluir, los fluidos que poseen elevadas viscosidades fluyen con mayor lentitud que fluidos con viscosidades pequeñas. Por esto: “La fluidez es la inversa de la viscosidad”. Como el magma no es un líquido, sino un fundido donde coexisten cristales en suspensión debido a que la temperatura está entre el “solidus” y el “liquidus”, decimos que la viscosidad de un fundido que contiene “cristales en suspensión o burbujas” es diferente a la del fundido puro; entonces hablamos de viscosidad efectiva o viscosidad aparente. En general, la viscosidad en estos sistemas aumenta exponencialmente con el aumento de la fracción cristalina o de burbujas. Con esta propiedad, el magma tiene la capacidad de fluir con mayor o menor facilidad a través de la litosfera. El origen de la viscosidad en el magma depende de la cantidad de sílice que éste contenga.

Con respecto a la densidad, para que el magma pueda ascender hacia los niveles superiores de la litósfera, es necesaria una menor densidad del mismo con respecto al medio que lo rodea. Este fenómeno se expresa como “flotabilidad” o “buoyancy”. Cuando la densidad del magma se iguala con la de la roca de caja, la flotabilidad tiende a cero, por lo cual el magma deja de ascender.

Estas propiedades condicionan el ascenso del magma, y, por lo tanto, los requerimientos energéticos para que este llegue a la superficie.

Los magmas salen al exterior en una erupción volcánica. La causa principal de las erupciones volcánicas es la sobrepresión en la cámara magmática que produce la apertura de la misma. El exceso de presión tiende a liberarse a través de mecanismos de compensación. Cuando los mecanismos de compensación no son suficientemente efectivos se desencadena la erupción volcánica. Martí, op. cit., (2003).

Autores como Llambías, op. cit., (2009) describen los mecanismos de ascensos del magma a la superficie, lo que finalmente desencadena un episodio volcánico, entre estas causas podemos citar:

- 1) La diferencia de densidades: a través del fenómeno de flotabilidad, requiere que la litósfera posea una permeabilidad adecuada que facilite la circulación del magma. Este proceso puede que no sea suficiente para desencadenar una erupción debido a la lentitud con la que opera, lo que se contradice con la rapidez con la que se desarrollan los procesos eruptivos.
- 2) Disminución brusca de gradiente de presión entre el cuerpo magmático y los niveles superiores de la litósfera: la descompresión está estrechamente ligada al caudal (cantidad de fluido que pasa a través de una sección de un conducto en una unidad de tiempo).
- 3) Incremento del gradiente de temperatura: puede ser originado por la acción de una pluma térmica en la base de la litósfera que aumenta el gradiente geotérmico, las consecuencias de esta acción son el adelgazamiento de la litosfera térmica y la

disminución de la resistencia a la facturación, que facilita la formación de fracturas aumentando la permeabilidad de la litósfera, requisito indispensable para el desplazamiento del magma.

- 4) Aumento de la temperatura del reservorio magmático: la temperatura puede aumentar por el ingreso de otro magma con mayor temperatura, este proceso ha sido mencionado para explicar el origen de algunas erupciones voluminosas de ignimbritas.
- 5) Saturación del magma en los componentes de la fase volátil: cuando el magma se satura en agua se desarrolla una fase de vapor, formando burbujas e incrementando drásticamente el volumen del sistema. Las cúpulas de las cámaras magmáticas contienen mayor cantidad de agua que el resto del cuerpo, favoreciendo el aumento de presión en este sector. Si durante una erupción se drena la mayor parte de la cúpula, las corrientes convectivas del interior de la cámara magmática, tienden a reestablecer las condiciones previas a la erupción.

En el área de estudio, si se analiza la dinámica de formación, teniendo en cuenta su ubicación y el ambiente tectónico en el cual se encuentra, sabiendo además que se trata de un vulcanismo basáltico continental, el proceso comienza y está condicionado a la geometría del plano de subducción, debido a que cuanto mayor es el ángulo (>25) se genera mayor fricción, lo que a su vez produce la fusión de la loza subductada, que al provocar fuertes gradientes térmicos se transforma a un estado semi - líquido conocido como magma, éste se acumula en dichos reservorios, y puede permanecer allí por más de un millón de años, hasta que las presiones son tales que la cámara magmática ya no puede contenerlo, y se libera, en forma fluida o explosiva, hasta llegar a la superficie en forma de lava y generar los aparatos volcánicos.

Posteriormente, a través del segundo proceso, de disminución brusca de gradiente de presión, permite explicar cómo se produjeron las erupciones en este sector, asociados a fallas profundas que conectan con la superficie sus lavas de composición básica. Siendo la fase volátil (fase estromboliana) la causante de la emisión de material piroclástico durante la erupción.

Es indudable que la periodicidad de las erupciones se manifiesta en el sector estudiado, y permite plantear la hipótesis de que una gran cantidad de pulsos han sido emitidos durante las efusiones de los volcanes.

Aunque los magmas son mucho más viscosos que el agua, fluyen pendiente abajo, se concentran en canales y se ven detenidos por barreras topográficas que los obligan a adoptar superficies más o menos horizontales. Esta viscosidad tiene un límite elástico definido, pues las lavas se detienen al cesar la erupción, a diferencia del agua, que continúa su descenso pendiente abajo, aun cuando se interrumpa su abastecimiento.

4.5.2. Erupciones y tipos de volcanes

El proceso de salida del magma al exterior de la superficie terrestre es lo que se conoce como erupción volcánica. Representa la culminación de un largo proceso geológico que se inicia con la génesis del magma en profundidad, acumulación en cámaras magmáticas profundas o superficiales y eventualmente ascenso hacia zonas más elevadas de la corteza.

Lacroix en 1908, distinguió cuatro tipos de actividad volcánica, en relación a la actividad típica de los volcanes que llevan su nombre: hawaiana, estromboliana, vulcaniana y peleana (Fig. 35).

Sin embargo, dentro de las clasificaciones actuales más utilizadas para definir los distintos tipos de erupciones, la más usada es la de Walker, G. (1973) modificada, basada en la determinación del índice de dispersión (D) y el índice de fragmentación de los piroclastos (F), medidos sobre los depósitos piroclásticos de caída. La relación entre D y F es una medida de la intensidad de la erupción.

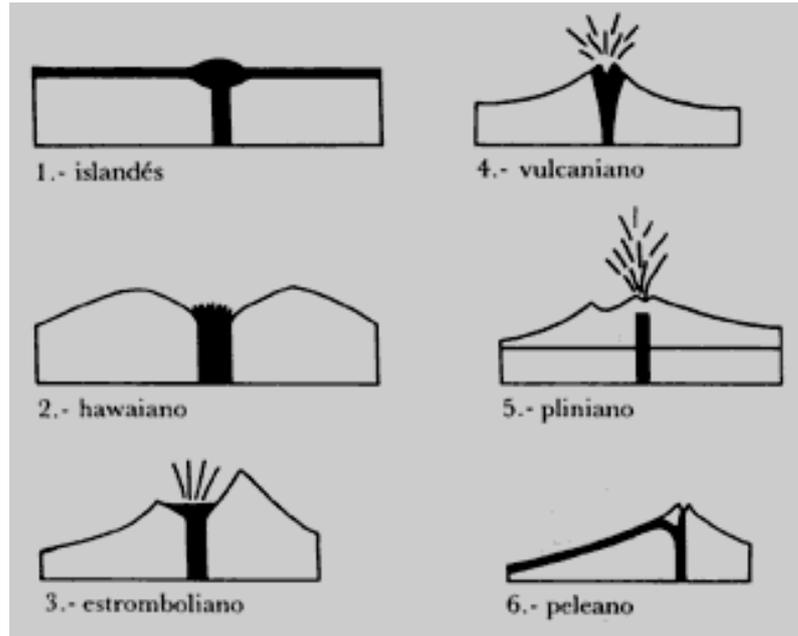


Figura 35: Algunos de los tipos de erupciones volcánicas más importantes. Se observan los 4 estilos definidos inicialmente por Lacroix en 1902.

El tipo de erupción depende fundamentalmente de la viscosidad del magma y de la velocidad de solidificación del mismo. Las lavas básicas tienen una viscosidad baja y el gas puede escapar fácilmente de ellas fluyendo con rapidez a grandes distancias. En cambio, en lavas ácidas los gases escapan con gran dificultad, por ello son más explosivas, siendo más viscosas y solidificando rápidamente cerca del foco emisor.

En base a esto se tienen los siguientes estilos eruptivos, que conforme crece su grado de explosividad, crece también su peligrosidad:

- Tipo Hawaiano: erupciones efusivas
- Tipo Islándico o de fisura
- Tipo Estromboliano: erupciones mixtas
- Vulcaniana: erupciones explosivas
- Peleana
- Pliniana
- Surtseyanas
- Erupciones hidromagmáticas, hidrovulcánicas o freatomagmáticas

Es importante aclarar que no siempre se presenta un tipo de erupción u otra, muchas veces se encuentran combinadas y varios estilos muestran diferentes facies en una misma

erupción. Tal es el caso de los volcanes del área de estudio, siendo del tipo fisural o hawaiana con fases estrombolianas que son las que originan los estratovolcanes.

Erupciones de fisura

En las erupciones fisurales continentales las cenizas y/o escorias que son arrojadas por el volcán cubren la fisura, que solo queda evidenciada por la alineación de los conos de escoria. Si bien cuando se habla de erupciones fisurales se piensa en las grandes dorsales oceánicas, ocurre también que en zonas continentales de ambientes tectónicos de intraplaca, se desencadenan fuertes tensiones que dan como resultado fisuras profundas, que permiten la salida de magmas de carácter básicos de muy bajo contenido gaseoso y baja viscosidad.

Erupciones estrombolianas

Las erupciones estrombolianas al ser de carácter mixto-intermedio, son las erupciones explosivas de menor intensidad y las efusivas con mayor cantidad de volátiles, son características de los magmas basálticos/andesíticos, mucho menos viscosos y también menos ricos en volátiles que los calcoalcalinos. Poseen un carácter intermedio entre las erupciones Hawaiana y Vulcaniana.

La lava es fluida, con desprendimientos gaseosos abundantes y violentos, con proyecciones de escorias, bombas y lapilli, siendo escaso el material piroclástico de grano fino, esto se debe a que los gases pueden desprenderse con facilidad, lo que no produce pulverizaciones o cenizas.

El índice de explosividad mide la magnitud de una erupción explosiva. Para erupciones hawaianas, el grado de explosividad es 0 (cero) y para estrombolianas-hawaianas es de 1 y 8 en la escala es el máximo para una erupción ultraplíniana, cuya altura de la columna eruptiva llega a los 25 Km.

Para los volcanes de la zona de estudio, el grado de explosividad es uno, en la escala este valor es casi despreciable, la columna eruptiva de esta última no excede los 1000 metros. El grado de dispersión de las bombas volcánicas es un indicador de la explosividad dentro de estos grandes volcanes.

En estas erupciones se producen pequeñas explosiones separadas por períodos de menos de un segundo hasta varias horas. La causa de las explosiones estrombolianas es la aproximación hacia la superficie de una o más burbujas de gas, mientras el magma permanece en reposo. La presión de las burbujas que llegan a la superficie del magma y su ascensión a través del líquido dependen de las propiedades físicas del mismo, y por ello las erupciones estrombolianas se dan en magmas poco viscosos, consecuencia de esto, los magmas son muy dúctiles.

La forma de actividad es continua, el cráter contiene lava fluida, sin embargo, de tanto en tanto el volcán proyecta una columna de gas y rocas incandescentes, por este motivo se incluyen dentro de las erupciones centrales. Habitualmente estas explosiones no presentan ningún riesgo, los materiales caen de nuevo en el cráter, son muy frecuentes y muy visibles a la noche.

El tamaño de la columna eruptiva es relativamente baja (300 metros), la trayectoria de las bombas es del tipo balístico por lo que los materiales se deslizan sobre una pendiente de derrubios de escoria. En periodos de paroxismos (máxima actividad) la lava puede derramarse por efusión, puede incluso hacer erupción desde algunos de sus flancos.

- **Tipos de volcanes**

Existen numerosas estructuras volcánicas que, según la profundidad de su reservorio, composición del magma, grado de explosividad, y todos los factores que son consecuencia de una actividad particular, generan relieves muy diferentes, de los cuales se hará hincapié únicamente a los que aparecen en la zona de estudio.

Generalizando y a grandes rasgos, simplemente para mencionarlos y notar su diferencia, existen: formas volcánicas que son productos únicamente de los piroclastos emitidos durante la erupción (Ej. Anillos de cenizas o ring tuff y conos de ceniza o escoria o cono simple); aquellos formados principalmente por lavas (toloides, cúmulos, domos y volcanes en escudo); y finalmente aquellos formados por piroclastos y flujos de lavas, que dan como resultado los estratovolcanes. Incluso hay erupciones que dejan una gran caldera en lugar de edificios volcánicos.

De ellos solamente se destacan los relacionados a magmatismo básico, puntualmente a los conos de escoria, mencionando los volcanes en escudo y los asociados a fisuras, por encontrarse relacionados o combinados unos a otros.

En el área se destaca un vulcanismo monogenético de carácter básico, por lo tanto, las formas de los edificios son:

Conos cineríticos

Los conos cineríticos, también conocidos como: “cono volcánico simple”, “cinder cone”, o “Cono de escoria” y su variante formada por materiales finos “cono de ceniza”: Se trata de una acumulación de escoria o cenizas, es decir por materiales arrojados a poca distancia desde una chimenea, se llaman por esta razón centralizados. Se trata de volcanes hechos de tefra, cuya forma está controlada por su ángulo de reposo, como el de un montón de arena u hormiguero, se pueden construir muy rápidamente.

Se ha encontrado en la zona de estudio, una característica que es común a este vulcanismo basáltico, debido a su alto contenido en hierro, la coloración roja de muchas de las coladas y restos de lavas que conforman el aparato volcánico ha resultado ser interesante para su análisis.

Llambías en su libro *Volcanes* (2009), aclara que, en primer lugar, este no se debe a un interperismo sino a una cuestión de enfriamiento del volcán, explica que esta variación de las tonalidades de negro a color rojo se debe al grado de oxidación de las partículas microscópicas de hierro incluidas en el vidrio, reacción que tiene por efecto virar su coloración negruzca de origen, al rojo. Lo mismo ocurre con las lavas, se debe a la oxidación del hierro y el color uniforme se debe a que la mayor parte es vidrio con burbujas.

Russo, V. (2010), identifica el mineral opaco de color negro como magnetita o ilmenita, por la elevada proporción de hierro, que causa el color oscuro de la roca y así mismo de la costra superior de lateración a modo de herrumbre (limonita).

Si es roja, como es muy frecuente, es que hay un principio de oxidación más temprano. La oxidación se produce cuando aumenta la fugacidad del oxígeno, la cual se puede deber a contaminación con aire húmedo, o porque se está produciendo en el mismo magma un incremento en la fugacidad de oxígeno por un proceso desconocido. Russo, op. cit.

Un caso particular es el cono desbocado o en herradura, donde el cono está abierto de un lado por un ensanchamiento del cráter. No es preciso atribuir esta disimetría ni a una explosión ni a una abertura de brecha debida a un derrame continuo de lava durante la erupción, sino más bien a un derrame continuo de lava durante la erupción que no ha permitido que las escorias se depositaran en el lado por donde transcurría la lava, tales

desbordamientos suponen una erupción corta con una actividad del tipo estromboliano y una emisión de lavas abundantes y fluidas. Llambías, op. cit. (2009), habla de conos aportillados, porque tienen forma de herradura debido a que la parte que falta ha sido arrastrada por la lava. Dentro del área se han encontrado numerosos ejemplos de ellos y son frecuentes en Antofagasta de la Sierra.

Estratovolcán

Un estratovolcán es un tipo de volcán cónico y de gran altura. Como su nombre indica, está compuesto por múltiples estratos o capas de lava endurecida, alternando con capas de piroclastos (lapilli y cenizas surgidos por una alternancia de épocas de actividad explosiva y de corrientes de lava fluida). Estos volcanes están caracterizados por un perfil escarpado y erupciones periódicas y explosivas. (Fig. 36).

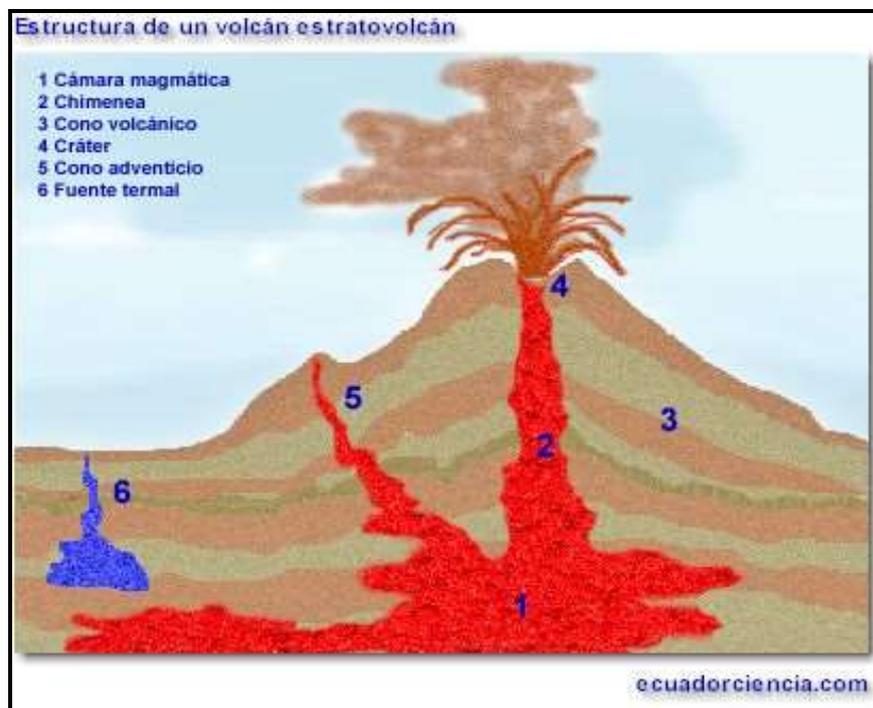


Figura 36: Partes de un estratovolcán. Obsérvese la fuente termal asociada, este rasgo particular se ha observado en la zona de estudio.

Los estratovolcanes son comunes en zonas de subducción, donde forman cadenas o «arcos» a lo largo de los límites de la placa tectónica, donde la corteza oceánica se desliza bajo la corteza continental (los Andes). El magma que forman los estratovolcanes aparece cuando el agua contenida en minerales y en el basalto de la corteza oceánica superior, se libera en la roca de la capa de la astenósfera sobre la losa oceánica que se hunde. La liberación de agua de los minerales se denomina "deseccación", y sucede bajo condiciones específicas de presión y temperatura en ciertos minerales cuando la placa subduce a mayor profundidad. El agua liberada de la capa inferior baja el punto de fusión de la roca sobrepuesta de la capa, la cual experimenta una fusión parcial y emerge debido a la menor densidad relativa respecto a las rocas circundantes, formando piscinas temporales en la base de la litosfera.

En el caso de la zona de estudio, esta fase eruptiva estromboliana construye los edificios volcánicos que pueden estar constituidos por un único cono de escoria y una única colada, cuando es así se denomina volcanes monogénicos, de acuerdo a Llambías, E. (2003).

Volcanes en escudo

Este tipo de volcanes se forman por la acumulación sucesiva de corrientes de lava muy fluidas, por lo que son de poca altura y pendiente ligera. Su topografía es suave y su cima forma una planicie, pueden estar estas coladas, asociadas a uno o varios conos de escoria, poseen una altura reducida si se la compara con la gran extensión lateral. Son ejemplos de este tipo de volcanes los volcanes hawaianos y los de las Islas Galápagos. Ocasionalmente se observan volcanes de escudo con un cono de escoria en su cúspide, como es el caso del volcán Teutli en Milpa Alta, D.F. en México.

Russo, op.cit., (2010) diferencia entre los volcanes en escudo de las islas hawaianas, que están asociadas a un "hot spot", más conocido como punto caliente y los volcanes en escudo que se desarrollan al pie de la cordillera en la zona de retro-arco o tras-arco en transición con intraplaca, que presentan la misma forma, pero no están asociados a un punto caliente.

Por lo tanto, se hará la salvedad para este trabajo para no confundir la terminología entre los volcanes en escudo de Hawai, situado en medio de la Placa Pacífica y asociados a un punto caliente, cuyo cono está construido por lo general únicamente con lava y forma una circunferencia de varios kilómetros y más de un kilómetro de alto; con aquellos que tienen "forma de escudo" (Fig. 37).

La denominación de escudo corresponde a la forma de los mismos, que en perfil se asemejan a los antiguos escudos romanos.

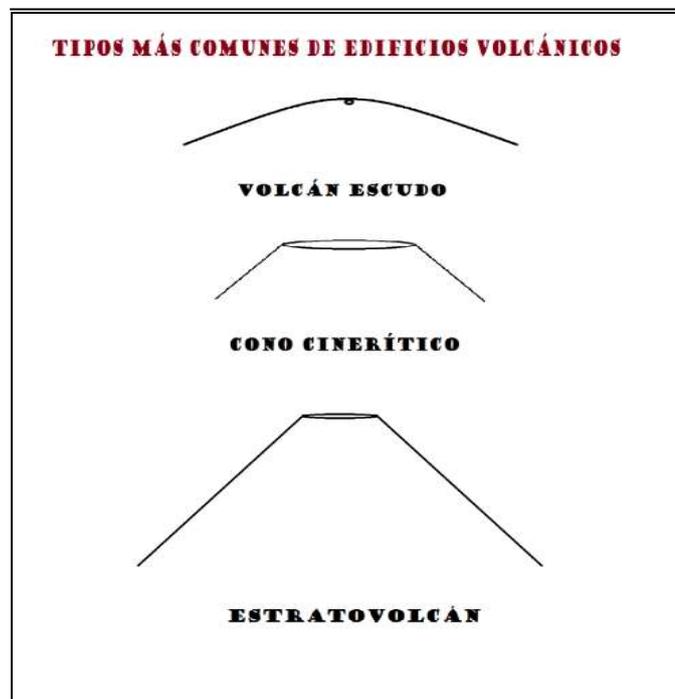


Figura 37: Forma del edificio volcánico de los volcanes más comunes observables en la zona de estudio. Fuente: <https://caminoalacumbre.files.wordpress.com/2013/04/tipos-volcanes4.png?w=620>

4.5.3. Relieves volcánicos elementales

Morfología del edificio volcánico (cono, cráter, cuello volcánico y colada)

La forma del edificio volcánico resulta del apilamiento de sucesivas coladas, cuyo ángulo de reposo es del orden de pocos grados debido a la baja viscosidad de las lavas y pueden estar constituidos por uno o varios conos de escoria, resultantes de una fase estromboliana de la erupción.

En esta zona se destaca el grado de conservación de las estructuras volcánicas, donde es posible observar y mapear los principales relieves volcánicos. Russo, op. cit., (2010) destaca las formas de construcción y de destrucción:

- **Relieves destructivos**

Cráter: Son cavidades por donde el material que es expulsado sale a la superficie. Se abre en la cima de los conos, pone en contacto el interior del volcán con el medio externo y se produce por el soplo de la proyección. Las proximidades del borde pueden hallarse accidentadas por fisuras de despegue, concéntricas, por estas, y mientras el volcán es activo se escapan los vapores sulfurados. En la cima de algunos volcanes con erupciones estrombolianas es común que los materiales piroclásticos presenten estratificación, es decir intercalaciones de tefra y aglomerados en los bordes del cráter.

- **Relieves constructivos**

Cono: Se define como la forma típica del volcán, es un elemento que se levanta discordantemente sobre la superficie, y a partir del cual brota material del interior de la Tierra. Puede estar constituido por: material piroclástico (cenizas, escoria, lapilli, bombas) o lavas; o bien presentar ambos intercalados como los estratovolcanes. La mayoría de los volcanes en el área presentan un cono más bien erosionado principalmente por la acción del agua durante el deshielo, por ejemplo, el cerro El Morocho.

Cono parásito

Un cono parásito (o cono satélite) es la acumulación en forma de cono de material volcánico que no forma parte de la chimenea central de un volcán. Se forma durante erupciones en fracturas en los laterales del volcán. Estas fracturas se producen debido a que los flancos del volcán son inestables. Eventualmente, las fracturas alcanzan la cámara de magma y producen erupciones denominadas erupciones del flanco, las cuales a su vez producen un cono parásito.

Un cono parásito también puede producirse a partir de una lámina que alcanza la superficie desde la cámara central de magma en una zona diferente de la chimenea central.

Cuello volcánico: se llama así, a una chimenea de lava puesta en evidencia por la erosión diferencial, es frecuentemente un saliente vertiginoso. Suele confundirse con el término espigón, pero debe guardarse este último, para lava compacta; mientras que neck, se reserva para un conglomerado que ocupaba la chimenea volcánica. Cuando un volcán va siendo erosionado, el material que desaparece primero es el más fino, es decir, el material que compone el cono; conforme la erosión avanza, hace su asomo por su mayor resistencia

el neck o cuello, que es el conducto interno por donde fluía, del interior hacia la superficie, el material que era expulsado, también llamado chimenea.

Coladas: Es una forma de presentación de la lava expulsada por un volcán y dependiendo de su composición, viscosidad, la cantidad de lava emitida, la topografía, etc. será su disposición, superficie y relieve final.

4.5.4. Material derivado de las erupciones

Por debajo de casi todos los volcanes activos o potencialmente activos hay una cámara magmática llena de roca fundida. El magma que contiene surgió probablemente de la astenósfera, la capa móvil situada inmediatamente por debajo de la litósfera. Esta cámara es una "parada intermedia" en el camino hacia la superficie. Cuando el magma surge puede brotar en forma líquida, sólida o gaseosa.

De acuerdo a como sea la mecánica de las erupciones los productos volcánicos varían, desde violentas erupciones que producen depósitos piroclásticos por fragmentación del magma y de la roca de caja, hasta emisiones tranquilas y continuas en forma de coladas lávicas.

En las erupciones volcánicas se expulsan diferentes materiales al exterior. Estos materiales son muy diversos y pueden clasificarse por su estado físico:

- **Materiales Sólidos**

Los Piroclastos son fragmentos individuales producidos por la trituración y fragmentación volcánica directa, que reciben su nombre por analogía con las rocas clásticas, cualquiera sea su forma, tamaño y composición, Holmes, A. y Holmes, D. (1920). Según el estilo eruptivo, pueden estar constituidos por material que pueden proceder de 3 fuentes:

- a) Esencial o juvenil: cuando procede directamente del magma en erupción (lavas vivas).
- b) Accesorio o parental: proceden de rocas volcánicas de erupciones previas del mismo volcán. (Lavas muertas).
- c) Accidental: del basamento subvolcánico, puede ser de cualquier composición (rocas corticales preexistentes).

Se han distinguido en el área de estudio, según su tamaño (basado en la clasificación de Teruggi, M. E. et al. (1978), los siguientes productos volcánicos sólidos:

Bombas: piroclastos mayores a 32 mm, con forma o superficie externa que indica un estado total o parcialmente fundido durante su formación y transporte. Representan coágulos de lava viva, se trata de materiales esenciales o juveniles que fueron eyectados con trayectoria balística y en estado pastoso, adquieren formas aerodinámicas durante la rotación, debido al estado de fluidez de la lava eyectada; cuando las bombas no presentan estas formas aerodinámicas, se puede deducir que la lava tenía un valor de viscosidad más alto.

Cuando el material de origen es lava viva, se denomina bomba, caso contrario si son lavas muertas o de material cortical se llama bloque eyectado.

Bloque: piroclásto mayor de 32 mm, con forma tabular y angulosa o subangulosa que indica estado sólido durante su formación. Estos bloques, a juzgar por su posición, parecen haber

sufrido algún tipo de transporte mientras la lava escurría por los canales incandescentes, podrían haber sido parte de los techos colapsados y posteriormente transportados.

Lapilli: piroclásto de tamaño medio entre 2 a 32 mm, se encuentra en general con formas redondeadas; lapilli quiere decir en italiano “pedrecitas”, si el lapilli es vesicular se habla entonces de escoria.

Escoria o cinder: la extrema vesicularidad del magma basáltico fluido, también puede producir vidrios semejantes a las espumas que producen los magmas ácidos (piedra pómez), llamándose escorias de encajes fibrosos o reticulita, en las cuales las vesículas están encerradas por paredes tan delgadas como el papel de vidrio, color castaño o negro. Por lo general, se forman durante las fases explosivas de la efusión de la lava. A toda lava altamente vesicular y que forma una corteza inflada de lava básica se le llama escoria o cinder. Tiene una densidad muy baja pero superior al agua, es normalmente oscura, habitualmente de composición básica o intermedia, suele estar formada por un vidrio volcánico básico con pequeñas vesículas más o menos esféricas y aisladas, su aspecto es casi opaco por óxidos de hierro microcristalinos denominados taquilita.

Ceniza: estos materiales piroclásticos, junto a las lavas, se consideran productos volcánicos “primarios” mientras que los “secundarios” son los fenómenos posvolcánicos tales como gases, fumarolas y solfataras.

Un vulcanismo muy explosivo relacionado a magmas muy ácidos y muy viscosos, dan origen a nubes ardientes o coladas piroclásticas: una nube ardiente es una mezcla muy caliente de productos incandescentes sólidos y gases que se transporta como en un colchón de aire y su acumulación da lugar a depósitos muy heterogéneos. (Fig. 19).

- **Materiales Fluidos**

Son magmas parcialmente desgasificados que fluyen por el cráter y se derraman sobre la superficie formando coladas. La extensión, velocidad y fluidez de las coladas dependen de su composición, temperatura y volumen de gases, así como de la topografía por la cual se desliza. Al igual que con las rocas, podemos establecer una clasificación para las lavas en ácidas, intermedias y básicas que se diferencian por su viscosidad, que depende de la composición química del fundido y en concreto de la cantidad de sílice. Cuanta más sílice contiene, más viscosa es la lava. Existen componentes que disminuyen la viscosidad de la lava como son los álcalis y el agua. La explosividad está relacionada con la presencia de gases, cuanto mayor cantidad se encuentre disuelto más explosiva será la lava.

Las lavas básicas son las lavas más fluidas y avanzan con gran rapidez (pueden alcanzar los 100 Km/h) y recorren largas distancias. No suelen presentar un comportamiento explosivo.

Se pueden distinguir varios tipos de lavas: **lavas pahoehoe o cordadas, lavas aa o en bloque, y lavas almohadilladas o Pillow lavas**, (se describen en el siguiente apartado).

- **Materiales Gaseosos**

Los gases son el principal vehículo de transporte hacia superficie de la energía almacenada en el magma. Además, condicionan la viscosidad e influyen en la violencia de las erupciones. Se emiten como consecuencia de la desgasificación de la cámara magmática (después de la erupción) o por la desgasificación de los productos volcánicos. Suelen ser los

primeros productos volcánicos que alcanzan la superficie, predominando en las etapas iniciales de la erupción. Las emanaciones gaseosas poseen alta temperatura (100-300 °C) y tienen un alto contenido en óxidos de azufre.

4.5.5. Coladas de lava

En primer lugar, es necesario aclarar la diferencia entre “Colada” y “lava”; este último se refiere al material fundido que fluye por la superficie, y colada es el cuerpo de rocas resultante del enfriamiento de la lava.

A medida que la lava se enfría y se inmoviliza o libera gases expansivos y se vuelve espumosa, su viscosidad aumenta y el movimiento se vuelve “perezoso”. Por lo tanto, las distancias que recorre dependen de su fluidez, además condicionan su movilidad factores como: la temperatura (los basaltos son de mayor temperatura), el contenido de gases (es mayor en lavas ácidas) y la composición (porcentaje de sílice). Las lavas basálticas tienden a fluir libremente a lo largo de grandes distancias incluso por pendientes suaves antes de detenerse. El tamaño de las coladas depende del material emitido y de su viscosidad, siendo las erupciones de composición básica las de mayor superficie y las ácidas más rugosas (Fig. 38).

Entonces, los aspectos a considerar de una colada de lava son: Movilidad, Velocidad, Longitud, Altura y Superficie, prestando atención de esto, es posible interpretar su origen.



Figura 38: aspecto superficial de las coladas de lava. Lavas tipo pahoehoe (imagen izquierda) – lavas tipo aa (imagen derecha)

Según su aspecto superficial las coladas pueden ser:

- a) Pahoehoe o ropy lava o lavas cordadas.
- b) aa, block lavas o lavas en bloque o malpaís.
- c) Pillowlavas o lavas almohadilladas.

a) Las lavas pahoehoe: que en idioma nativo de Hawai significa liso. Se caracterizan por sus superficies suaves, son especialmente fluidas y dan lugar a formas cordadas, en tripas, en losas, con túmulos y tubos volcánicos. Derruau, M. (1977) describe las “excrecencias”, que se explican por la llegada de lava por gravedad bajo la corteza delgada, que se estira como una membrana de goma y se hincha, formando un pequeño montículo de 30 a 60 cm. Se han encontrado estas últimas en el área de estudio. Sí son típicos los agrietamientos en las bóvedas de los techos de las coladas por fenómenos de dilatación de la costra ya congelada.

La costra superficial de las cúpulas de basalto se enfría bruscamente en contacto con el aire, así pues, aumenta su volumen y se abomba, una vez solidificada, continúa enfriándose

lentamente, con lo cual disminuye su volumen y aparecen las grietas (contracción). Se le denomina lava cordada porque al enfriarse, puede girar en movimientos helicoidales como una madeja de cuerdas.

La efusión de una colada pahoehoe se produce en pulsos sucesivos periódicos, el primer pulso es emitido, y antes de que éste se litifique, es arrojado el siguiente y así sucesivamente. Lo que genera relieves con escasas pendientes. Así, se va produciendo el avance del frente de la colada, la lava se desplaza y fluye bajo una corteza rígida y muy delgada, que aparte de evitar el enfriamiento del sector central, en algunos casos, donde ésta aún conserva cierto grado de elasticidad se va rizando y se forman las crestas de presión.

Las coladas que llegan a gran distancia con respecto al conducto emisor, se deben justamente a la formación de canales subterráneos.

Es un requisito fundamental para la formación de estas lavas que las mismas se derramen en superficies con escasa pendiente. Estas permanecen en movimiento más tiempo que las lavas aa o en bloques.

La lava se desplaza a través de tubos, en planta, el diseño se asemeja a una lengua con lóbulos en los bordes y en ciertos casos, el costado de los lóbulos se fractura dejando escapar la lava que a su vez forma lóbulos secundarios. Las coladas que han fluido sobre superficies planas tienen este tipo de diseño, esto se explica por facturación de las paredes solidificadas que contienen la lava permitiendo el escape de la mismas formando dichos lóbulos.

- **Estructuras asociadas a las lavas pahoehoe**

Crestas de presión: se forman en el lomo de los lóbulos por el empuje de la lava que fluye por debajo de la misma, son convexas en el sentido del avance.

Spatter cone o cono de salpicadura: Se produce por rotura del techo. Son cavidades de algunos metros cúbicos.

Túmulos: son abombamientos de la superficie de la colada de formas subcirculares a alargadas, de 40 a 50 metros de diámetro y 2 a 10 metros de alto, con fracturas de extensión en su parte superior. Se forman por la presión interna del magma que aboveda el techo congelado, por lo general sucede que el techo se fractura y colapsa. La presión que ejerce la lava sobre la costra puede estar relacionada con el cambio de pendiente o porque debe sortear un obstáculo o irregularidad en el terreno.

Túneles o tubos: se forman debido a que la colada de lava se solidifica a partir de la periferia, por lo tanto, en una colada puede inmovilizarse su costra sólida, pero en su interior fluye lava aún líquida. Ésta circula por el túnel y puede reaparecer por una garganta abierta de la que escapa, rápida o lentamente, pudiendo vaciar completamente la envoltura, formándose túneles alargados y dando lugar a los lóbulos secundarios que se escapan por los laterales de los tubos. Suele suceder que el techo de la bóveda de estos túneles, calentada hasta el límite del estado sólido durante el paso de las lavas fluidas, se recristaliza y forma “arambeles” (colgaduras) que simulan estalactitas.

Hornitos: Son menos frecuentes, se los encuentra en el techo de las coladas. Se forman cuando la lava que escurre durante la erupción volcánica, rompe el techo de la misma y comienza a fluir hacia arriba expulsando bombas volcánicas y escoria, forma un pequeño cono por acumulación.

- **Estructuras de colapso**

Están indistintamente asociadas a lavas pahoehoe y aa. Se trata de una colada que se desarrolla en el borde del cono volcánico, cuando se formó este gran tubo de lava, y al enfriarse su costra superficial, la lava que fluía por debajo encontró algún tipo de obstáculo que produjo el empuje de la lava hacia arriba produciendo el abombamiento, la costra vence su límite de rotura y se fractura, luego se produce el colapso. Russo, op. cit. (2010).

b) Las Lavas “aa”: significa en idioma nativo de Hawái: rugoso o erizado; son también llamadas lavas en bloques (block lavas en inglés) o malpaís (en países de habla hispana). La expresión morfológica de estas, por su mayor viscosidad se traduce en escorias y bloques. Es un caos de lava escoriácea, similar a un campo de escoria de hierro, pudiendo medir algunos decímetros hasta algunos metros de altura. En estos campos de lava “aa” por lo general la escoria no es transportada por la lava, debido a que no flotan por ser más pesados que la lava fundida. Pero suele suceder que bloques muy esponjosos, es decir altamente vesiculares, pesan menos que la lava fundida, flotan y son arrastrados, de allí su denominación de lavas en bloques. La formación de los bloques viene dada debido a que son lavas viscosas y solidifican mucho más rápido. Los gases escapan de un modo brusco o explosivo, por lo que la colada se fragmenta y se forman bloques que se amontonan por el empuje de la lava aún fundida, formando un relieve denominado malpaís.

Estos túneles o tubos también pueden hundirse y reemplazar el túnel por una trinchera (albardones) parcialmente llena de bloques (muchas veces las superficies de estos tienen espejos de fricción y gruesas estrías provocadas por el rozamiento entre ellas), dando lugar a un canal. Esta es una de las características más importantes y diferenciables de una lava “aa” con una “pahoehoe”, en la primera, avanzan por un canal principal con albardones a ambos lados, como si fueran enormes murallones y los canales son los lugares por donde la lava fluye con mayor velocidad, constituidos en su gran mayoría por bloques sueltos. Los albardones están compuestos por bloques, bombas y material escoriáceo, cementados por lava.

c) Lavas almohadilladas o pillowlavas: estas estructuras lávicas se dan por lo general en erupciones submarinas o lacustres, cuando la lava basáltica entra en contacto con el agua y solidifica rápidamente. Tienen un aspecto como de almohadillas redondeadas.

Las distintas morfologías que puede presentar la superficie de las coladas de lava no se excluyen mutuamente, sino que una misma colada puede presentar tramos con diferentes morfologías superficiales. Así, es frecuente observar cómo una colada presenta un tramo inicial de superficie lisa, seguido por un tramo con morfología de lava cordada que progresivamente se hace más irregular hasta convertirse en un verdadero malpaís, tiene mucho que ver también si la lava se enfría en una pendiente.

Lo que queda muy claro de esto es que en una efusión volcánica siempre están presentes los dos tipos de coladas. Si una de ellas no se encuentra, lo más probable es que haya sido erosionada.

En un mismo distrito, durante la erupción de coladas con caudales de $10 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, se han originado coladas del tipo pahoehoe y caudales mayores a estos producen coladas aa. Es decir, según Rowland, S. y Walter, G. (1990), se tiene que:

- Caudales mayores promueven altas velocidades → Desplazamientos por canales → Lavas aa.
- Caudales menores promueven bajas velocidades → Formación de costras congeladas (tubos) → Lavas pahoehoe

Como resultado de la disminución de la temperatura del magma, se desarrollan texturas de enfriamiento que se relacionan también con la posición en la que se encuentran las coladas.

- Enfriamiento rápido: texturas de flujos de lava, como basaltos, altamente fluidos, o como las riolitas en magmas ácidos, altamente viscosos, es decir, se trata de la roca compacta, se encuentran en la parte inferior de las coladas.
- Enfriamiento muy rápido: textura vesicular que se presenta en la parte superior e inferior de las coladas de lavas. Son los huecos dejados por las burbujas de los gases volcánicos al desprenderse de la colada de lava. Cuando llegan a ser ocupadas por otro material, ahí precipitado, se llama textura amigdaloides.

- **Altura de las coladas**

El espesor de las coladas es directamente proporcional a su viscosidad, es decir, las mayores alturas de las coladas se deben a que sus lavas fueron más viscosas, estas no superan los 15 metros, mientras que coladas basálticas presentan una altura menor (menos viscosas, más fluidas). La composición de las lavas más viscosas, por lo general, nos indica que son más traquíticas. La altura de las mismas se mide en relación a la superficie del terreno sobre el cual se derraman (Fig. 39).

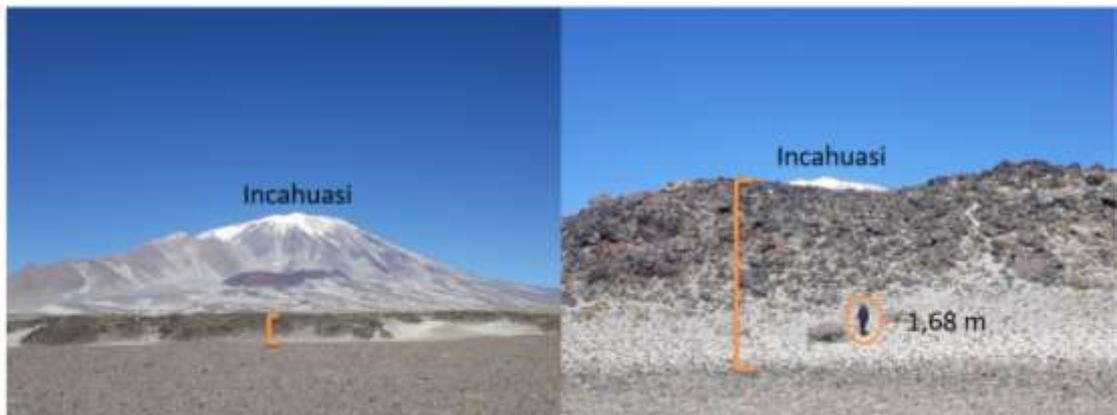


Figura 39: altura de las coladas de lava medida desde la superficie del terreno.

CAPITULO V: RESULTADOS ALCANZADOS



CAPÍTULO V: RESULTADOS ALCANZADOS

5.1. Resultados del Pre-procesamiento y Procesamiento Digital

Para obtener la composición de color adecuada para el tipo de cobertura que se deseaba caracterizar, se elaboraron en primer lugar las firmas espectrales correspondientes a nieves eternas, nieve de bajo espesor, agua y roca, que permitieron diferenciar las coberturas según su respuesta espectral.

Con las firmas espectrales se obtuvo que, la nieve tiene alta reflectancia en las zonas visibles del espectro disminuyendo hacia la zona infrarrojo medio. La nieve fresca tiene mayor reflectancia que la nieve firme, disminuyendo también su reflectancia hacia el infrarrojo medio. Respecto al hielo glaciar tiene alta reflectancia en las bandas visibles del espectro electromagnético, especialmente en las bandas azul y verde, disminuyendo sensiblemente hacia el rojo. La suciedad en el hielo disminuye considerablemente su reflectancia. Pandey, P. et al (2016).

El comportamiento para el agua y la roca es distinto, teniendo menor reflectancia que los anteriores y mostrando una marcada disminución en el infrarrojo cercano, donde la reflectancia es mayor para hielo-nieve.

En el caso particular de la zona de estudio, para el año 2015, la firma espectral de mayor reflectancia corresponde a nieves eternas. En invierno, que es la época de precipitación nival, esta se acumula y permanece en la cima de los volcanes y cuando llega el verano se transforma en hielo denominado "penitentes o neves". La nieve restante, que es la que tiene menor reflectancia en la firma espectral, se derrite y fluye a menores cotas siendo el principal aporte de agua dulce para el río Chaschuil.

Según el comportamiento observado en las firmas espectrales de las coberturas de interés, se realizó la composición de color, obteniéndose la mejor combinación en Falso Color Real, para las imágenes 2002 con las bandas 5-4-2 y para las imágenes 2015 con las bandas 6-5-3, el resultado de ambas combinaciones es el mismo ya que el satélite LANDSAT 8 incorpora una banda de aerosoles, lo que modifica el lugar de cada banda. El contraste de colores entre la nieve y la roca desnuda facilitó su delimitación y permitió diferenciar la nieve de otras cubiertas similares (Fig. 40).

Los mejores resultados se dieron en las bandas del visible, especialmente en la banda 2, y en las bandas del infrarrojo cercano, donde las coberturas de nieve y de hielo presentan valores altos de reflectancia. Serra, M. y Herrera, C. (2017)

Los resultados obtenidos sirven de base para diferenciar los distintos espesores de hielo y las superficies de hielo/nieve de suelos congelados o salares.

El procesamiento de las imágenes ayudó a identificar y localizar geográficamente áreas cubiertas por glaciares, herramienta óptima en la determinación de su existencia en la región.

Las distintas tonalidades en el color de la nieve se relacionan con su espesor, cuanto más brillante el color mayor espesor de nieve. En la imagen de verano el color de la nieve es brillante porque solo se encuentran nieves eternas.

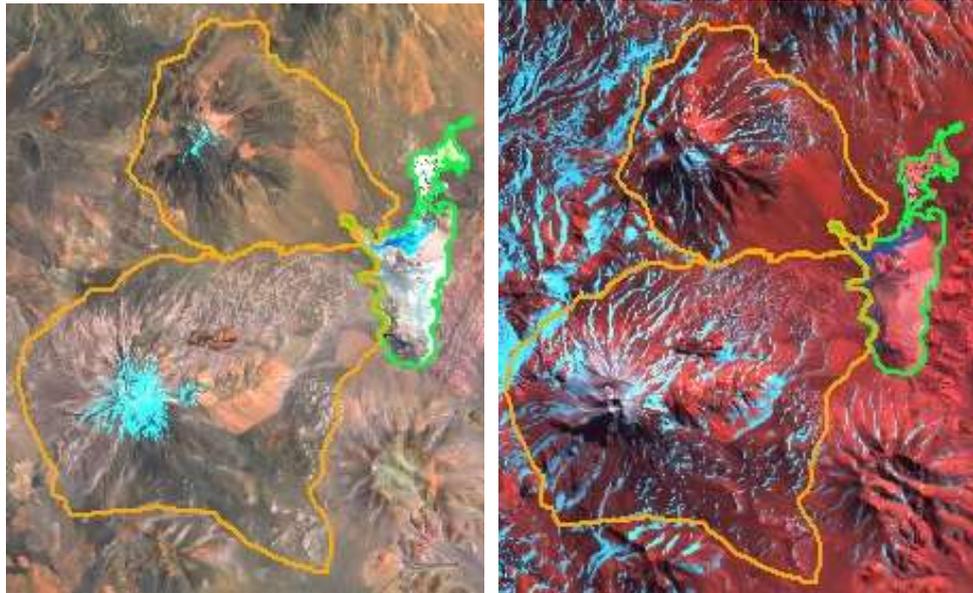


Figura 40: combinación de color 5-4-2 en imágenes LANDSAT 7, de verano e invierno de 2002. (Se observa la diferencia de la cobertura glaciar en distintas épocas del año y el gran contraste entre la nieve y la roca).

La utilización de índices NDSI (Índice de Nieve Diferencial Normalizado) permitió distinguir nieve de otras coberturas debido principalmente a la alta reflectancia de la nieve en la parte visible del espectro electromagnético y la baja reflectancia en la zona infrarrojo cercano o infrarrojo de onda corta, a diferencia de las nubes que mantienen alta reflectancia en la zona infrarroja del espectro, logrando este índice también la separación de nubes y nieve. Hall, D. K. et al. (2011).

Del análisis de la firma espectral del hielo al tener un descenso importante en la reflectancia en la banda roja de la zona visible del espectro, donde la nieve mantiene niveles elevados de reflectancia, se puede diferenciar con mayor claridad hielo y nieve utilizando el índice NDSII (Índice de Nieve y Hielo Diferencial Normalizado). Keshri, A. K. (2009).

La obtención de Índices de Diferenciación de Nieve y Hielo constituye una herramienta importante ya que facilito la comprensión de la evolución glaciar que sufrió la zona desde el año 2002 al año 2015, permitiendo observar como la cubierta de hielo pierde espesor y superficie con el paso del tiempo.

Al comparar con el Índice NDSI las imágenes de invierno del año 2002 y 2015, se puede analizar el aumento de las temperaturas que afectaron al lugar. Esto se refleja al observar posibles suelos congelados (polígono rojo) y nieves eternas como principales coberturas en la imagen de invierno de 2002 y nieve de bajo espesor como principal cobertura en la imagen de invierno de 2015, que además no presenta suelos congelados en la cima de los volcanes como sucede en la imagen 2002. Se deduce la presencia de suelos congelados en base a los valores de pixel tomados en los puntos marcados en rojo en la imagen, que se asemejan a los valores estandarizados para este tipo de coberturas (Fig. 41).

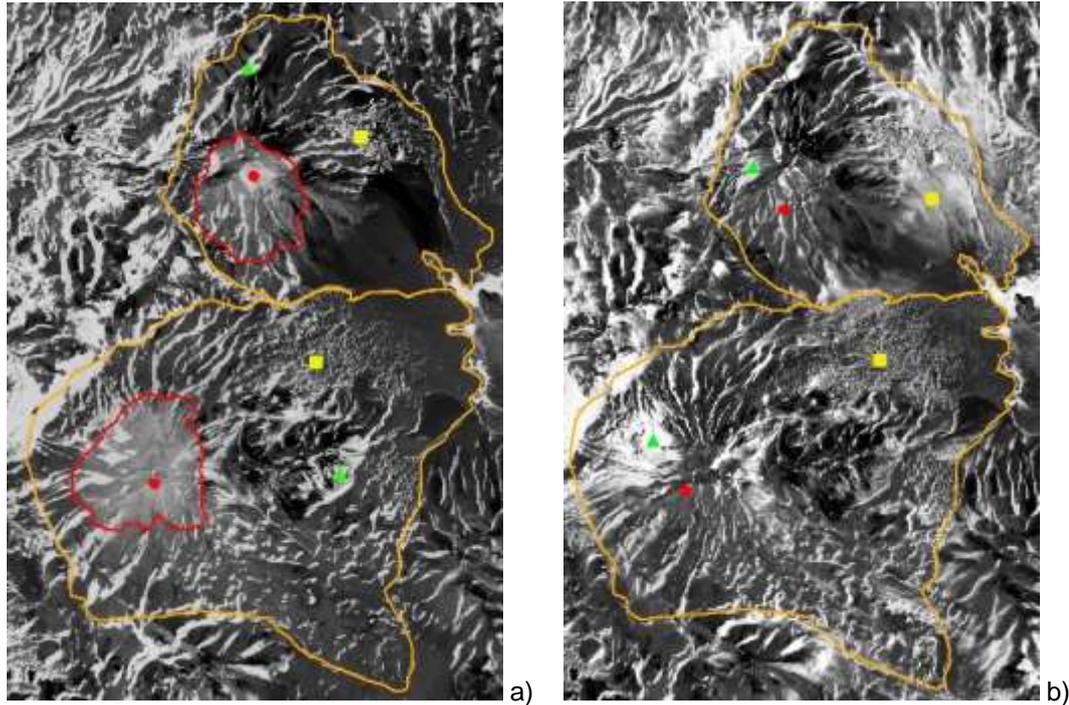


Figura 41: aplicación del índice NDSI. a) En la imagen LANDSAT 7 del invierno de 2002, se observan suelos congelados en la cima de los volcanes (polígono rojo), nieve de gran espesor y en menor medida nieve de bajo espesor. b) En la imagen LANDSAT 8 del invierno de 2015, se observa en mayor medida nieve de bajo espesor y no se presenta suelos congelados.

Para corroborar este análisis visual se tomaron los valores ND de los puntos marcados en la Figura 41. Se obtuvieron valores de reflectancia entre 0,5 y 0,6 para los suelos congelados (rojo), valores alrededor de 0,7 para las nieves eternas (verde) y entre 0,2 y 0,4 para la nieve de bajo espesor (amarillo). En el caso de la cima de los volcanes en el año 2015, los valores de reflectancia fueron muy bajos (alrededor de 0,1), lo que indica que en este año los suelos no llegaron a congelarse pudiendo provocar un mayor derretimiento de nieve con el aumento de las temperaturas en verano.

Debido a la importancia de analizar la cobertura de nieve-hielo en la imagen de invierno de 2015, se aplicaron tres índices que permitieron diferenciar la nieve fresca de nieves eternas, superficies congeladas y los flujos de nieve. Solamente utilizando la composición de color, estas diferenciaciones no son posibles, ya que la cobertura se observa homogénea impidiendo realizar estas interpretaciones y obtener los valores de reflectancia que indican de forma precisa la dinámica glaciar (Fig. 42).

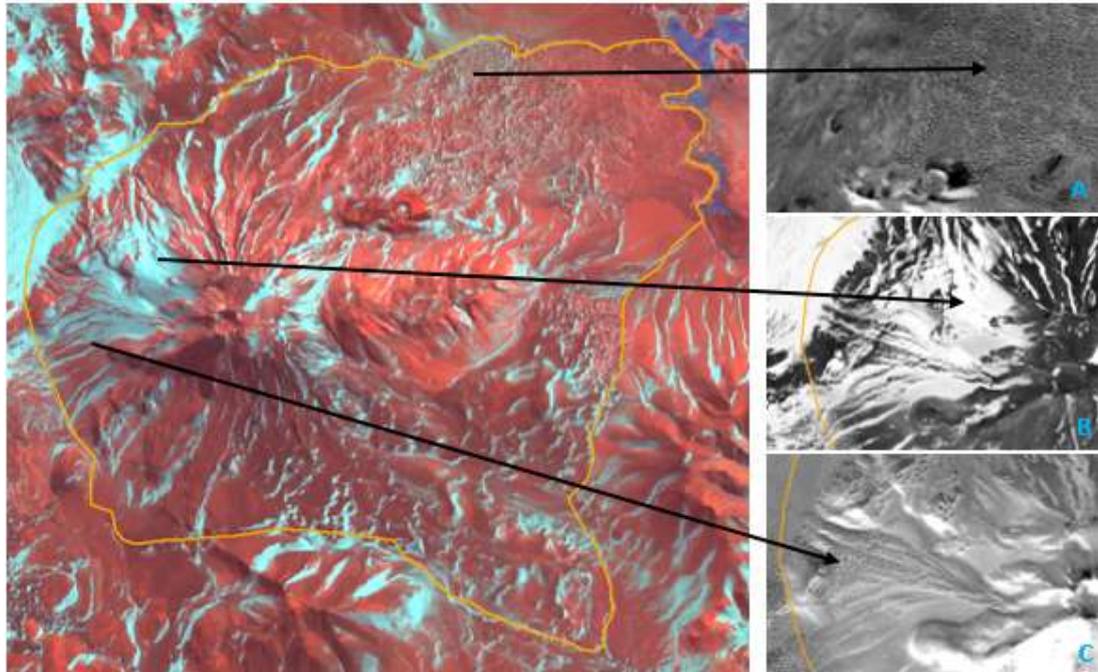


Figura 42: diferencia entre tres Índices Normalizados de Diferenciación de Nieve-Hielo para una imagen LANDSAT 8 de invierno de 2015. A) Índice NDSII, permite diferenciar la nieve de menor espesor. B) Índice NDSI, permite mapear la nieve y hielo. C) Índice NDGI, permite observar los flujos de nieve.

Para el estudio de la geomorfología y diferenciación de pulsos de lava, el mejor realce se observó en la combinación falso color 7-5-1 para las imágenes de verano del 2002 y para las imágenes de verano del 2015 con la combinación de bandas 7-6-2. El contraste de colores que se observa en la roca desnuda facilitó su diferenciación y permitió delimitar estructuras, coladas de lava y geoformas. Así mismo, las distintas tonalidades de verde/amarillo observables con esta combinación, permitieron discriminar que coladas pertenecen a los aparatos volcánicos principales y cuales a conos parásitos y conos cineríticos, ya que estas últimas muestran colores más claros por su composición ácida (Fig. 43).

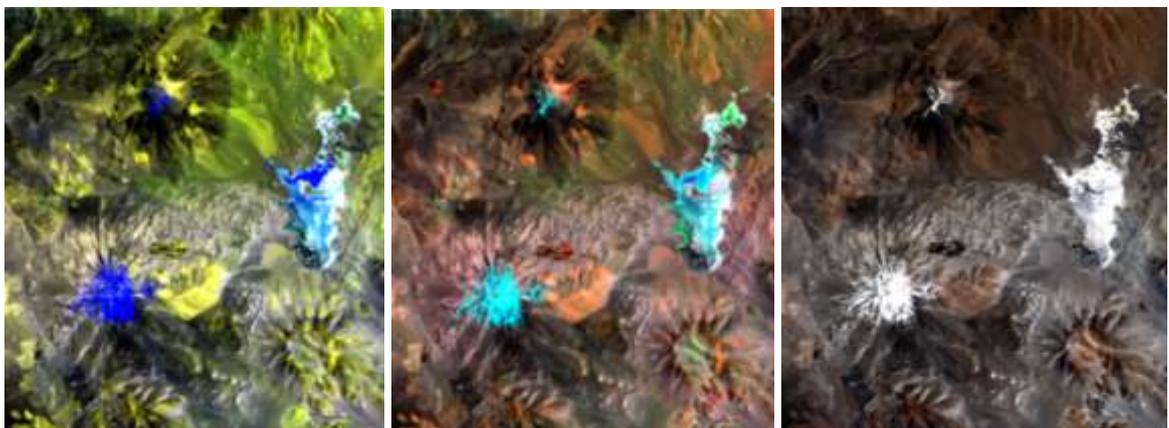


Figura 43: distintas combinaciones de banda para la diferenciación de geoformas y litología volcánica en una imagen Landsat 7. Izquierda TM 7-5-1, Centro TM 7-4-2 y Derecha: TM 3-2-1.

5.2. Descripción geomorfológica

En este capítulo se realiza la descripción de las características geomorfológicas, teniendo en consideración los conceptos de Sayago, J. M. (1982), tomado de Niz, A. y Savio, M. (2017), dado que la escala de trabajo es una limitación importante a la hora de generar un documento gráfico geomorfológico, que contenga la información integrada de los recursos naturales, y propone un Sistema de Clasificación del Relieve considerando principios básicos a partir de los cuales establece una jerarquización de la información geomorfológica clasificándolas por categorías, que se pueden representar a diferentes escalas, y que a su vez, permiten integrarlas a distintos niveles de complejidad climática, edáfica, entre otros.

En función de lo mencionado se describe la geomorfología de la zona de estudio considerando las siguientes categorías: Asociación geomorfológica glaciar y periglacial, Asociación geomorfológica volcánica, y Geoformas ubicadas en el área pedemontana.

Para la descripción geomorfológica se han establecido rangos, acorde al área involucrada, de acuerdo a la jerarquización del paisaje, partiendo del análisis y descripción de las geoformas de erosión y luego de las geoformas de acumulación, en el caso de las tres categorías.

Dada la extensión del Valle de Chaschuil, se presenta la cartografía general en escala apropiada que permita visualizar todo el contexto en la cuenca norte, realizada mediante el uso del software QGIS (Ver Anexo).

5.2.1. Asociación geomorfológica glaciar y periglacial

Las geoformas de estos ambientes se ubican en las laderas y cumbres de los estratovolcanes principales, siendo por lo tanto posteriores a las erupciones de los mismos. En el caso de las geoformas glaciares y periglaciares, debido a que se ubican en los volcanes de mayores altitudes únicamente, se redujo el área de trabajo en este caso, incluyendo a los volcanes Incahuasi y Nevado de San Francisco, que presentan en su cumbre y sus laderas glaciares expuestos cartografiados en este estudio (Fig. 44).

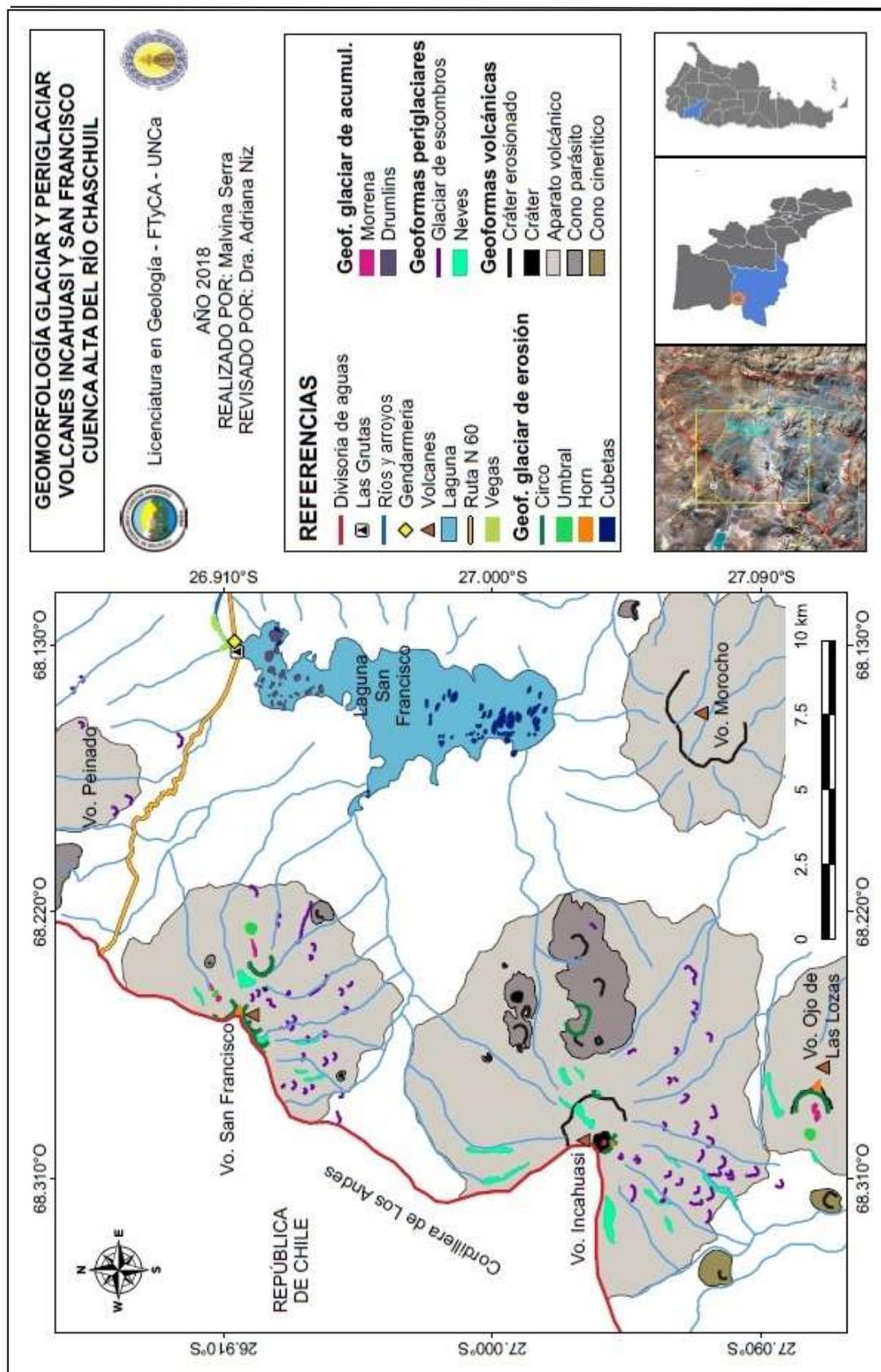


Figura 44: Mapa de geomorfología glaciar y periglacial –volcanes Incahuasi y San Francisco –Cuenca alta del río Chaschuil.

- **Descripción de geformas glaciares de erosión**

Circos glaciares

Presentan una figura semicircular en las cumbres de los estratovolcanes superiores a 5000 y 6000 msnm, donde la acumulación y flujo del hielo y la nieve produjo geformas de erosión con gran impacto en el paisaje del lugar; que hoy se encuentran, además, altamente erosionadas por acción del viento. (Fig. 45).



Figura 45: Circos del volcán Inca chico y San Francisco. **1)** umbral del circo glaciar, **2)** frente del circo glaciar y **3)** cresta del circo glaciar (marcada con línea negra continua).

Umbrales

En las cimas de los volcanes que presentan circos glaciares, se encuentran en algunos casos Umbrales, éstos encierran en muchos casos cubetas que ocupan las depresiones formadas por la erosión de arranque que se genera por el hielo y la pendiente cada vez más creciente en las cumbres, en otros casos constituyen barreras que permitieron la acumulación de morrenas.

Horn

Debido al alto grado de erosión eólica que presentan hoy las cumbres volcánicas, es poco común encontrar los Horns, pero están presentes en la zona de estudio en donde colindan tres o más circos, demostrando el alto grado de erosión glaciar que sufrió el área.

Cubetas y lagunas de deshielo

Las cubetas son pequeñas depresiones ubicadas cerca de los circos y en los bordes de la laguna de San Francisco, presentan una forma semicircular a ovalada, y representan vestigios de un ambiente antiguamente más húmedo. Se interpreta que al crecer el nivel de la laguna en verano ocupaba estos sectores, y al llegar la época sin precipitaciones y de menores temperaturas, el agua retrocedía dejando “pocitos” en el límite, estos “pocitos” aprovechan las formas de las coladas sobre las que yace la laguna. A su vez, la Laguna de San Francisco corresponde a una gran laguna de deshielo, alimentada por agua de deshielo que fluye desde la cumbre de los volcanes. (Fig. 46).

La evolución del ambiente volcánico, glaciar y periglacial de la cuenca alta del río Chaschuil-Fiambalá- Catamarca, mediante el procesamiento de imágenes satelitales

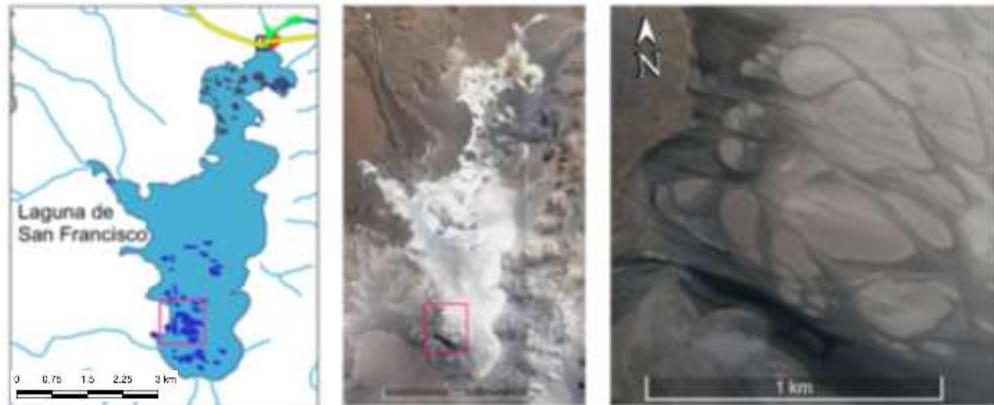


Figura 46: sección de la Laguna San Francisco que presenta lagunas semilunares vestigio de un ambiente antiguamente más húmedo.

- **Descripción de geoformas glaciares de acumulación**

Morrenas

Se ubican en cercanía de los circos glaciares y rodeando la laguna de San Francisco, son geoformas de acumulación, se originan con el material erosionado por los circos, estos bloques no se encuentran consolidados y poseen bordes angulosos y gran variedad de tamaños. Las morrenas son consideradas “temporales”, ya que se ubican en áreas de retransporte, susceptible a las variaciones climáticas estacionales (Fig. 47).



Figura 47: Morrena ubicada a 5100 msnm en el Volcán San Francisco

Drumlins

También son geoformas de acumulación, ubicadas en la laguna de San Francisco y sus inmediaciones. Están conformados por material de acarreo no seleccionado y anguloso, poseen una forma alargada y triangular, su altura llega aproximadamente a los 10 metros. (Fig. 48).



Figura 48: en d se observan drumlins situados en la laguna San Francisco de la cuenca alta del río Chaschuil.

- **Descripción de las geformas del ambiente periglacial**

Glaciares de escombros

Fueron observados en los volcanes de mayores altitudes del área, como el Incahuasi, San Francisco, Morocho, Bertrand. Poseen una forma lobular debida a la colmatación del material en épocas de deshielo que producen su lento deslizamiento en zonas de mayor pendiente de las laderas de estos grandes aparatos volcánicos.

Neves

Se encontraron en el área vestigios de penitentes que se hallaban a gran altitud en una hondonada del Volcán San Francisco. A su vez, se obtuvieron fotografías de montañistas que demuestran la presencia y extensión de las cubiertas de nieve en la cima de los volcanes mayores a 6000 msnm, incluso en verano, hasta años anteriores. (Fig. 49).



Figura 49: Penitentes fotografiados camino a la cumbre del Volcan San Francisco en enero de 2015 (imagen izquierda) – Depresión a 5100 msnm en el Volcan San Francisco donde se observa la ausencia de penitentes en abril de 2018 (imagen derecha)

5.2.2. Asociación geomorfológica volcánica (Fig. 50)

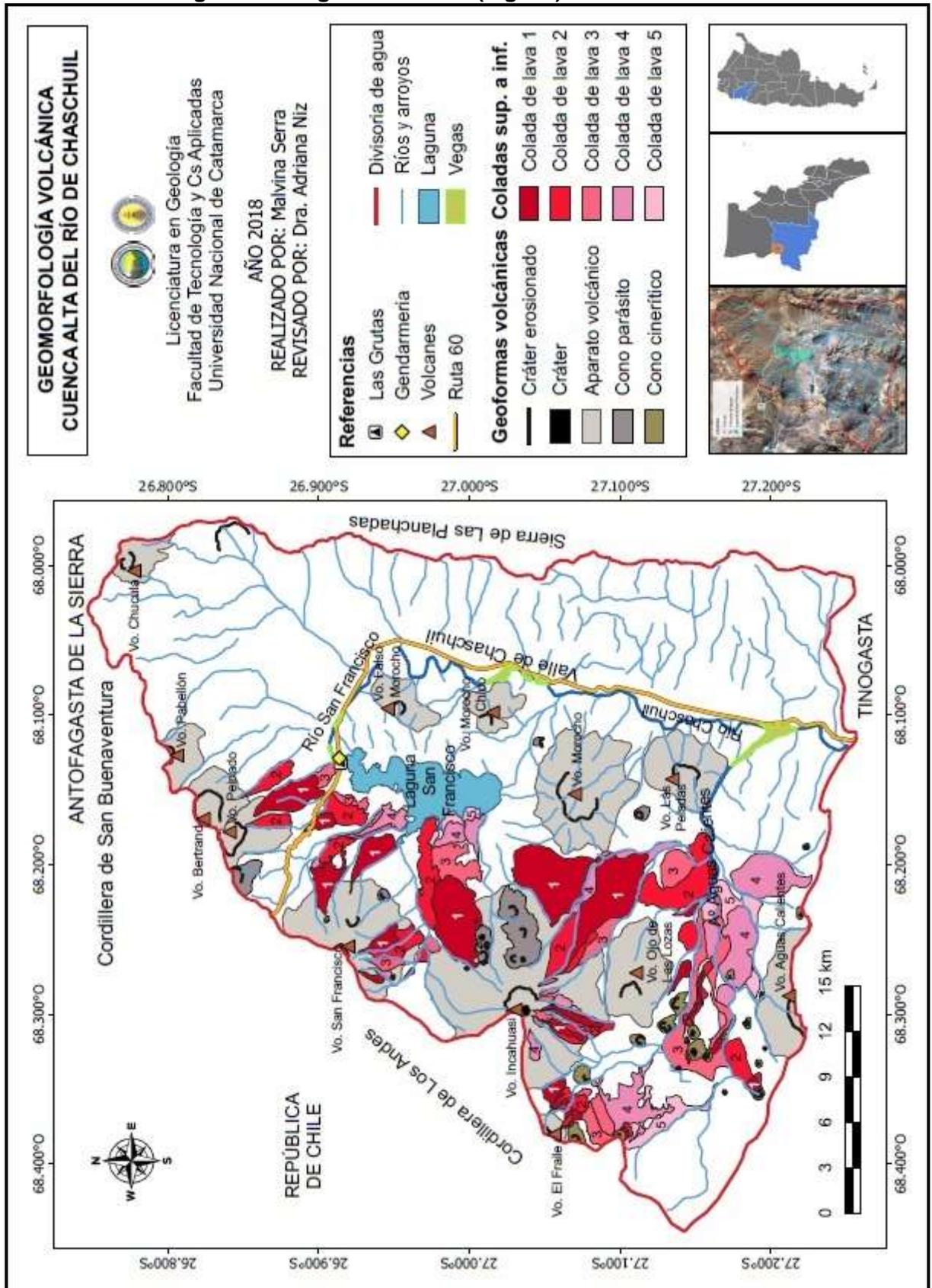


Figura 50: Mapa de geomorfología volcánica de la cuenca alta del río Chaschuil

- **Distribución y nombres de los principales volcanes de la zona de estudio**

Los volcanes en la cuenca alta del río Chaschuil se encuentran distribuidos de dos maneras diferentes, según sean aparatos volcánicos principales o erupciones secundarias. Los primeros fueron numerados con la ayuda del MDE: Modelo Digital de Elevación 3D, que permite apreciar los aparatos volcánicos. La numeración corrida va de 1 a 13, iniciando al norte en el volcán Chucula siguiendo con los volcanes que conforman el límite oeste de la cuenca hasta el volcán aguas calientes, donde continúa el conteo hacia el centro de la cuenca hasta el volcán Falso Morocho. No se observa la presencia de volcanes al Este del Valle de Chaschuil (Fig. 51).

Para el caso de las erupciones secundarias, los conos cineríticos se ubican según lineamientos en sentido aproximadamente E-O, en el sector sur-oeste de la cuenca, y los conos parásitos sobre las laderas de los estratovolcanes principales.

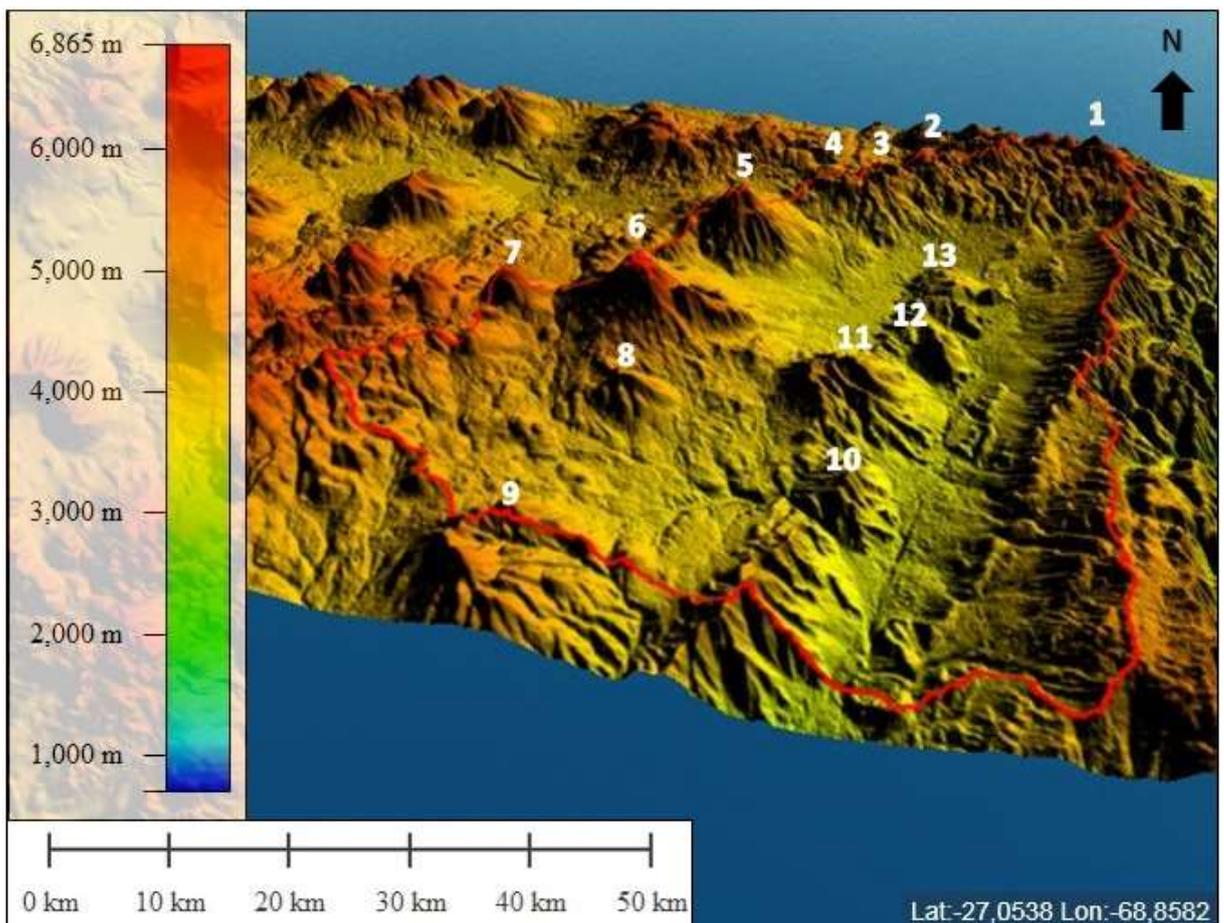


Figura 51: MDE: Modelo Digital de Elevación 3D - Identificación de aparatos volcánicos principales: 1) Chucula, 2) Pabellón, 3) Bertrand, 4) Peinado, 5) Nevado de San Francisco, 6) Incahuasi, 7) Nevado El Fraile, 8) Ojo de las Lozas, 9) Aguas Calientes, 10) Las Peladas, 11) Morocho, 12) Morocho Chico, y 13) Falso Morocho

Cráter y cráter erosionados

En la cima de algunos volcanes con erupciones estrombolianas es común que los materiales piroclásticos presenten estratificación, es decir intercalaciones de tefra y aglomerados en los bordes del cráter. La mayoría de los cráteres de los volcanes la zona de estudio son cavidades concéntricas, que se abren en la cima de los conos poniendo en contacto el

interior del volcán con el medio externo. El cráter suele adoptar la forma de un cono invertido excavado por las erupciones en la parte superior del volcán, y a veces, se halla localizado en un flanco, cuando aquél tiene un cono adventicio.

Prácticamente todos los cráteres volcánicos se encuentran altamente erosionados.

A modo de ejemplo, podemos describir al volcán Incahuasi, que tiene dos cráteres, un cráter de la cumbre y un cráter arqueado en la ladera del Este que contiene una cúpula de la lava. El cráter de la cumbre tiene dimensiones de 750 por 900 metros. Los respiraderos subsidiarios, a la inversa, están asociados con las aberturas de fisuras.

Otro volcán con un importante cráter en su cumbre, es el volcán Bertrand (Fig. 52). Las dimensiones del mismo son: 4,5 kilómetros de diámetro y más de 300 metros de profundidad.



Figura 52: vista desde la cumbre Norte del cráter del volcán Bertrand.

Aparatos volcánicos principales

Se han podido distinguir en la zona, 13 centros de emisión correspondientes a aparatos volcánicos principales:

- 1) Chucula,
- 2) Pabellón,
- 3) Bertrand,
- 4) Peinado,
- 5) Nevado de San Francisco,
- 6) Incahuasi,
- 7) Nevado El Fraile,
- 8) Ojo de las Lozas,
- 9) Aguas Calientes,
- 10) Las Peladas,
- 11) Morocho,
- 12) Morocho Chico, y
- 13) Falso Morocho

La descripción se hará en forma sistemática conforme a dicha sectorización. Se intentó simplificar las características más importantes, si bien, el chequeo de campo no fue posible en todos ellos, las descripciones se basan en el análisis e interpretación de las imágenes satelitales con el apoyo de las observaciones realizadas en zonas aledañas donde sí se pudo acceder. Se realizó el ascenso total a los volcanes: Bertrand y Falso Morocho; y el ascenso parcial (hasta los 5000 msnm aprox.) al volcán Incahuasi y Nevado de San Francisco. Abarcando con ello tres sectores distanciados de la cuenca para poder así, elaborar las relaciones de campo con el resto de los volcanes del área de estudio. Es difícil poder sintetizar cuando la complejidad de los volcanes de la zona por lo general presenta

combinaciones, tal es así que, cuando hablamos de erupciones estrombolianas, la realidad marca que, los conos son construidos durante esa fase, mientras que los derrames de lavas fluidas corresponden a la fase efusiva del tipo hawaiana.

La morfología volcánica se caracteriza por la “interferencia”, puede cerrar un valle funcional bloqueando el drenaje; fosilizar un glacis u otros depósitos o rellenar un barranco, etc. Al irrumpir rápidamente en el paisaje, lo cambia por completo y genera relieves constructivos en lapsos de tiempos muy cortos.

La región estudiada se encuentra representada por conos, que originan la forma típica de volcán con su cráter en la cima, asociadas a ellos se encuentran extensas coladas de carácter efusivo, éstas en conjunto son geoformas resultantes de volcanes monogénicos típicos de erupciones estrombolianas. La edad asignada es Pliocena- Holocena y dentro de ellas se pueden distinguir dos eventos efusivos principales: coladas antiguas y coladas jóvenes. Las primeras, formando mesetas y coladas prácticamente sin cono alguno debido a su erosión. Las segundas, bien preservadas, se distinguen por la morfología casi intacta de sus coladas, la erosión aún no ha actuado tan intensamente, se observa además el perfecto estado de sus conos de escoria.

Una vez que los relieves volcánicos están contruidos, la erosión trabaja para destruirlos. Aprovecha la desigualdad de resistencias entre las lavas que son duras, las escorias relativamente poco resistentes y las rocas no volcánicas que soportan la lava, éstas pueden ser de mayor o menor resistencia. Esto se conoce como “erosión diferencial” que cumple un papel de suma importancia, y actúa entre una roca volcánica a otra y de las rocas volcánicas a otra litología, generando así relieves variados según el modo de yacer de la roca.

Cuando los basaltos presentan la forma de “meseta o mesa” indican una mayor antigüedad o que son remanentes de otras coladas. Las cenizas volcánicas, si las hubo (el vulcanismo básico pudo presentar escasez de este material volcánico fino), son muy susceptibles a la erosión porque, como son finas, se saturan rápidamente de agua de lluvia y se comportan como rocas impermeables y son trasladadas por los uadis (arroyos generalmente secos, de régimen de escorrentía espasmódico u ocasional), o bien transportados lejos por los fuertes vientos.

Se han encontrado dentro del área la mayoría de las estructuras típicas del vulcanismo básico continental del tipo fisural con fases estrombolianas, pudiéndose distinguir perfectamente coladas de lava “aa”, “pahoehoe” (Fig. 53), conos, conos parásitos, bombas volcánicas, lapilli, conos cineríticos, cráter de volcanes con lagunas interiores, cráteres erosionados, etc.



Figura 53: Bloques de lava pertenecientes al Volcan Incahuasi

Además, se observaron en el campo muchas rocas volcánicas fragmentadas, producto de la meteorización física que sufren en el ambiente climático reinante. También influye la porosidad que presentan algunos bloques que han tenido mayor escape de gases durante las erupciones volcánicas (Fig. 54).



Figura 54: Agrietamiento de rocas volcánicas por meteorización física (gelifracción, termoclastia)

En la zona de estudio los fenómenos erosivos son más lentos, generando geofomas comunes a estas regiones áridas y determinando una morfogénesis larga, porque opera sobre construcciones volcánicas relativamente antiguas, que no han sido perturbadas por nuevos paroxismos (es decir nuevos periodos de actividad), esas formas heredadas determinan el relieve volcánico, el modelado que actúa en estas rocas fue y es causado por procesos exógenos, que van desfigurando las formas propiamente volcánicas y elaborando relieves morfoclimáticos. Russo, V. (2010).

Como se mencionó, se han registrado un total de 13 focos efusivos principales en el área investigada, de los cuales se ha distinguido sus conos, cráteres y coladas de lavas asociadas. Los aparatos volcánicos están orientados preferencialmente dentro del cuadrante Noroeste – Sudoeste y están relacionados principalmente a fracturas. Si bien, en la zona de estudio no se encontraron volcanes en actividad, poder observar los vestigios de antiguas erupciones permitió recrear el ambiente volcánico que dominó en épocas geológicas recientes el paisaje volcánico del Paso de San Francisco.

Al nor-noroeste de la cuenca se encuentran los volcanes: Chucula (1), Pabellón (2), Bertrand (3) y Peinado (4). Los mismos, poseen características similares por lo cual fueron agrupados. Son estratovolcanes de mas de 5000 msnm, presentan un cráter y cono altamente erosionado y sus coladas de lava son casi imperceptibles. El drenaje que desciende por sus laderas es radial y a la altura del nick termina perdiéndose a través de cárcavas, que en algunos casos exponen depósitos ignimbríticos y son evidencia de la neotectónica que actúa en la cuenca.

En el centro-oeste se encuentran los tres volcanes de mayor altura del área estudiada, los volcanes: Nevado de San Francisco (5), Incahuasi (6) y Nevado El Fraile (7), que constituyen el límite internacional con la república de Chile. Son estratovolcanes erosionados, en los que se distinguen entre las geofomas volcánicas: cono, crater y coladas pahoeoe. Además, presentan numerosos conos parásitos que emitieron pulsos de lava tipo aa sobre coladas basálticas mas antiguas. En las laderas y cumbres de estos volcanes, que superan los 6000 msnm, hay vestigios de geofomas de un ambiente glaciar y periglacial antiguo, se pueden describir circos glaciares, morrenas, drumlins, umbrales, glaciares de

escombro, lagunas de deshielo, etc. Así mismo, en el modelado actual predomina la acción eólica, que acumula depósitos de arena en las depresiones de las coladas y en los conos parásitos principalmente.

Por último, en el sector sur-central de la cuenca alta del río Chaschuil se agrupan los volcanes: Ojo de las Lozas (8), Aguas Calientes (9), Las Peladas (10), Morocho (11), Morocho Chico (12) y Falso Morocho (13). Poseen entre 4000 y 5000 msnm y son los menos desarrollados de la zona de estudio, prácticamente no se distinguen ni su crater ni su cono, y las coladas de lava fueron erosionadas totalmente.

Los volcanes del área de estudio están asociados a un vulcanismo fisural con fases estrombolianas. Geomorfológicamente el área se caracteriza por una cuenca terminal endorreica típica de la Puna y Puna Transicional, con amplias mesetas volcánicas y volcanes coronando el paisaje, la zona esta conformada por aparatos volcánicos de gran altura y extensas coladas que cubren una vasta superficie. Las mesetas volcánicas corresponden a antiguas coladas, ya que se observa un grado de disección fluvial muy alta, lo que indicaría su antigüedad al compararlas con las superficies volcánicas contiguas de excelente conservación.

La actividad que predomina es del tipo efusiva, está representada por las vulcanitas más antiguas predominante en el área Noroeste, presentan un alto grado de incisión fluvial y superficies labradas por el viento que son indicio de antiguas superficies.

La actividad prosiguió y dio origen a los aparatos monogénicos, que constituyen también erupciones efusivas pero con fases estrombolianas que quedaron evidenciadas con la presencia de un cono cinerítico producto de la misma, se han distinguido perfectamente, sus conos, cráteres y coladas correspondientes.

Cono parásito

Al igual que en los volcanes monogénicos, su coloración es oscura debido a la presencia de hierro, y sus coladas de lava son de tipo aa, son las últimas manifestaciones derivadas de los volcanes principales, ubicadas en los conos muy erosionados y sobre coladas de tipo pahoeoe. (Fig. 55).

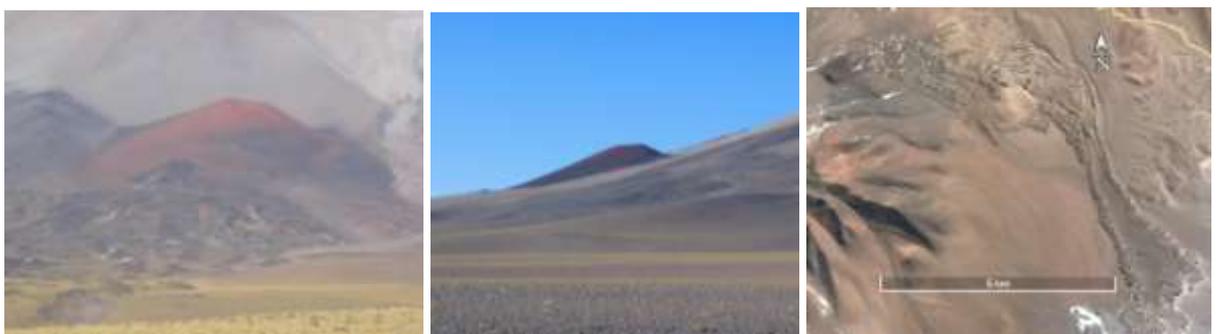


Figura 55: Distintas perspectivas de un cono parásito del volcán San Francisco

Conos cineríticos

En el sector suroeste de la cuenca se ubican a lo largo de lineamientos aproximadamente de dirección este-oeste, conos cineríticos de coloración más oscura que los principales (por presencia de hierro). Se distingue para estas efusiones, conos y cráteres definidos y coladas de lava más rugosas de tipo aa, que demuestran la evolución del magmatismo en el área hacia magmas más ácidos. Debido a que estas efusiones se encuentran mejor conservadas,

fue posible diferenciar con ayuda de imágenes satelitales, distintos pulsos de lava, discriminándose para esta cuenca hasta 5 emisiones superpuestas. (Fig. 56).

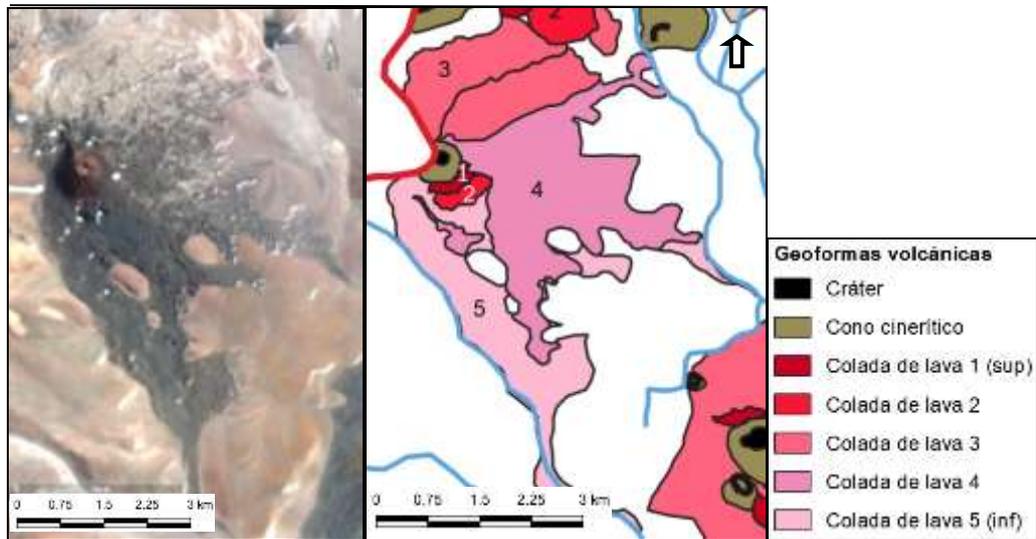


Figura 56: Vista en planta de un volcán secundario ubicado en el sector sur de la cuenca. Las coladas de lava fueron mapeadas en colores rojos-rosados, correspondiendo las más claras a las coladas inferiores (más antiguas).

5.2.3. Geoformas ubicadas en el área pedemontana

Se distinguieron las siguientes geoformas: cárcavas, glaciares, abanicos aluviales, conos aluviales y depósitos de arena.

En un periodo de relativa calma tectónica y de mayor humedad que la actual donde existían precipitaciones violentas, esporádicas y hasta efímeras, la erosión fluvial dominó, labrando superficies que se caracterizan por ser comparativamente planas. Las arroyadas en manto (sheet flood) y las crecidas juegan un papel fundamental en su formación por lo que son imprescindibles las lluvias torrenciales.

- **Descripción de las geoformas fluviales**

Cárcavas

Las cárcavas son los socavones producidos en rocas y suelos de lugares con pendiente a causa de las avenidas de agua de lluvia. Estas producen la llamada erosión remontante.

En el área de estudio, se concretan en abarrancamientos formados en los materiales blandos por el agua de arroyada que, al faltar una cobertura vegetal suficiente, ataca las pendientes excavando largos surcos de bordes vivos.

Los indicios de actividad neotectónica se encuentran al norte de la cuenca, donde se cartografiaron las cárcavas que descienden hacia el río San Francisco.

Glaciares

Los niveles de Glaciares se encuentran bien desarrollados en el cono parasito del volcán Incahuasi denominado Inca Chico, sus superficies cubiertas van siendo modeladas progresivamente por efecto de la deflación, quedando en la superficie los materiales de

mayor granulometría. La composición de la cubierta de los glaciares es de arenas gruesas y gravas de origen fluvial. El material proviene de efusiones secundarias.

Conos y abanicos aluviales

Entendiéndose como un abanico aluvial a la forma del relieve que se genera cuando una corriente de agua que fluye por una cuenca, llega a la desembocadura de la misma y entra en una zona de pendiente más tendida, que hace que su velocidad disminuya y pierda competencia y capacidad para transportar el material que trae consigo, lo que la obliga a depositarlo extendiéndose en forma de abanico, de allí su nombre.

Los conos aluviales, o conos de deyección, tiene un origen similar a los abanicos, se diferencian de estos por que corresponden a cauces con mayor energía, es decir con una mayor capacidad de carga transportando material más grueso a mayor distancia del ápice por lo que presenta un perfil convexo, el cono de deyección nos indica un régimen torrencial más fuerte y de menor duración que el que generó el abanico aluvial cuyo perfil es más "chato".

En la zona de estudio el piedemonte está conformado por abanicos y conos coalescentes, el material de descarga es de las serranías: Las Planchadas y Sierra de Narvéez más al sur, evidenciando las lluvias torrenciales de gran erosión en su origen serrano y descarga por cambio de pendiente. El material está condicionado a las sierras de donde descienden estos cauces.

En el sector oriental los abanicos y conos aluviales están marcados por el río Chaschuil, que descarga su material en el valle de Chaschuil. Mientras que en el sector occidental por arroyadas esporádicas que bajan de los estratovolcanes circundantes.

- **Descripción de geformas eólicas**

Depósitos de arena

Se distinguen médanos, dunas y depósitos de arena en las depresiones de los cráteres volcánicos.

Debido a la dinámica eólica presente en las zonas desérticas, las ráfagas de más de 100 Km/h arrastran los materiales más finos, en la zona de estudio (sector central) en las cercanías a los volcanes Incahuasi, Morocho, La Peladas y Ojo de las Lozas, los conos de los mismos están siendo erosionados, el material más fino de coloración oscura, es arrastrando en varias direcciones con predominancia hacia el oeste-sudoeste (O-SO).

Un tipo de duna común en la región es la longitudinal, es una acumulación de arena que se expande en la dirección del viento (son paralelas), sus dimensiones pueden variar desde pequeñas que tienen menos de 3 m. de altura y aproximadamente 60 m. de longitud, y grandes, a las cuales se les denomina "seif" o duna longitudinal propiamente dicha. Las dunas "seif" pueden alcanzar los 100 m. (o más de 200m. en algunos casos) de altura y 100 km. de longitud (existen de 300 km. en Egipto). Éstas responden a un complejo desarrollo de depósitos dunarios, se originan por un alargamiento desigual de uno de sus lados, se observan como "lomas lineales". Cuanto más fuerte sea el viento, más alta y extensa será la duna. En el área de trabajo alcanzan el Km. de largo y aproximadamente de 2 a 5 metros de altura. Se han observado entre las coladas del volcán Incahuasi. Entre las coladas del volcán San Francisco, podemos observar el avance de médanos hacia el sud-sudeste también ha sido observado in situ (Fig. 57).

De esto se podría deducir que los vientos predominantes Holocénicos eran del cuadrante noroeste y que en la actualidad se comporta de igual manera. Es importante mencionar que se ha podido apreciar el viraje de la dirección de los vientos en el Paso de San Francisco; en las primeras horas de la siesta predominan los vientos con dirección norte y noroeste pasada la tarde el viento acusa un cambio y se vuelve “viento sur”.

Pero, el viento no actúa solo y es necesaria una previa meteorización, es decir fracturamiento de la superficie rocosa o reducción de tamaño por efectos de otros mecanismos, tales como gelifracción, dilatación térmica (termoclastía), meteorización mecánica, etc.

Resultan evidentes los efectos de la fuerza abrasiva del viento que modela las superficies dejando expuestas sus formas resultantes, dándole mayor importancia a esta fuerza modeladora sobre otras al menos en lo que se refiere a los últimos 2 Ma. de la era cuaternaria.



Figura 57: depósitos de arena camino al volcán Incahuasi

CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES



CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

CONCLUSIONES REFERIDAS AL PROCESAMIENTO DIGITAL DE IMÁGENES SATELITALES

Los mejores resultados se dieron en las bandas del Visible y mediante distintas combinaciones de bandas en RGB.

El mejor realce para la identificación de glaciares y periglaciares, se observó en la combinación de bandas falso color 5-4-2 para las imágenes 2002, y para las imágenes 2015, con la combinación de bandas 6-5-3. El contraste de colores entre la nieve y la roca desnuda facilitó su delimitación y permitió diferenciar la nieve de otras cubiertas similares.

Para el estudio de la geomorfología y diferenciación de pulsos de lava, el mejor realce se observó en la combinación de bandas falso color 7-5-1 para las imágenes de verano del 2002 y para las imágenes de verano del 2015 con la combinación de bandas 7-6-2.

La utilización de Índices de Diferenciación permitió una mayor discriminación del comportamiento de las diferentes coberturas presente en la cuenca.

La aplicación del procesamiento digital de imágenes satelitales es una herramienta óptima para el estudio de superficies de hielo, nieve y rocas, permite su delimitación y clasificación, como así también, realizar un estudio de detalle de la evolución glaciar que se observa en la región.

CONCLUSIONES REFERIDAS A LA MORFOLOGIA GLACIAR Y PERIGLACIAR

Se considera a los glaciares y periglaciares presentes en el Valle de Chaschuil, como la manifestación última de reserva de agua dulce, que potencia su importancia por pertenecer a una región de clima semiárido riguroso donde el recurso hídrico es escaso.

Los resultados obtenidos sirven de base para diferenciar los distintos espesores de hielo y las superficies de hielo/nieve de suelos congelados o lagunas.

El presente informe evidencia la presencia de una morfología glaciar en vías de extinción debido a los procesos erosivos reinantes, describiéndose para el sector estudiado, geoformas glaciares de erosión y de acumulación en la cima y las laderas de los volcanes que superan los 6000 msnm.

Respecto al retroceso glaciar:

El mapeo de cubiertas de hielo, nieve y agua, a partir del análisis de diferentes imágenes satelitales, demostró un gran cambio en el comportamiento climático que atraviesa la región. Se observó un aumento de la superficie de la laguna que es alimentada por el deshielo de glaciares de alta montaña en épocas de verano, y una disminución cada vez más rápida de las superficies de hielo y nieve que se acumulan en las cumbres de los volcanes.

Por otro lado, utilizando el ND, se obtuvieron valores correspondientes a suelos congelados en la cima del volcán Incahuasi en la imagen satelital del año 2002, que no se encuentran para el año 2015; pudiéndose concluir que el derretimiento de nieve en épocas de deshielo es mayor año a año.

Los avances de esta investigación contribuyen con el Inventario Nacional de Glaciares de acuerdo a lo establecido en la Ley Nacional de Glaciares N° 26.639; cabe destacar, que el conocimiento y la aplicación de esta ley en la región es de vital importancia para la protección de los glaciares y del ambiente periglaciar, con el objeto de preservarlos como reservas estratégicas de recursos hídricos.

CONCLUSIONES REFERIDAS A LA MORFOLOGÍA VOLCÁNICA

En el área de estudio, si se analiza la dinámica de formación, teniendo en cuenta su ubicación y el ambiente tectónico en el cual se encuentra y sabiendo que se trata de un vulcanismo basáltico continental, el proceso comienza y está condicionado a la geometría del plano de subducción, debido a que cuanto mayor es el ángulo (>25) se genera mayor fricción, lo que a su vez produce la fusión de la loza subductada, que al provocar fuertes gradientes térmicos se transforma a un estado semi-líquido conocido como magma, éste se acumula en dichos reservorios, y puede permanecer allí por más de un millón de años, hasta que las presiones son tales que la cámara magmática ya no puede contenerlos, y se libera, en forma fluida o bien explosiva, hasta llegar a la superficie en forma de lava y formar los aparatos volcánicos.

Es evidente que la periodicidad de las erupciones se manifiesta en el sector estudiado, y permite plantear la hipótesis de que una gran cantidad de pulsos han sido eructados durante las efusiones de los volcanes.

Aunque los magmas son mucho más viscosos que el agua, fluyen pendiente abajo, se concentran en canales y se ven detenidos por barreras topográficas que los obligan a adoptar superficies más o menos horizontales. Esta viscosidad tiene un límite elástico definido, pues las lavas se detienen al cesar la erupción, a diferencia del agua, que continúa su descenso pendiente abajo, aun cuando se interrumpa su abastecimiento.

Tal es el caso de los volcanes del área de estudio, siendo del tipo fisural o hawaiana con fases estrombolianas que son las que originan los conos de escoria.

Para los volcanes de la zona de estudio, el grado de explosividad es uno (1), en la escala este valor es casi despreciable, la columna eruptiva de esta última no excede los 1000 metros. El grado de dispersión de las bombas volcánicas es un indicador de la explosividad dentro de estos grandes volcanes.

En el caso de la zona de este trabajo, esta fase eruptiva estromboliana construye los edificios volcánicos que pueden estar constituidos por un único cono de escoria y una única colada, cuando es así se denomina volcanes monogénicos.

Las geoformas volcánicas identificadas se ubican en el centro y oeste de la cuenca. Se describen 13 aparatos volcánicos principales, altamente erosionados y con lavas pahoeoe asociadas; y erupciones secundarias más recientes ubicadas a lo largo de lineamientos E-O, con lavas rugosas tipo aa sobrepuestas a las lavas más fluidas provenientes de los grandes estratovolcanes.

RECOMENDACIONES

Debido a la existencia de glaciares expuestos en los volcanes de mayores altitudes, se recomiendan mayores estudios para definir si son capas sub-congeladas, suelos congelados o permafrost. En este trabajo, de acuerdo al índice del pixel obtenido, se definen como suelos congelados en la cima de volcanes superiores a 6000 msnm.

En vistas de que se presentan diversas litologías y estructuras volcánicas, se recomiendan mayores estudios para definir las características petro-estratigráficas de las mismas. De acuerdo a las combinaciones de banda y análisis visual realizado, se definen coladas básicas provenientes de los estratovolcanes y coladas ácidas provenientes de erupciones secundarias

AGRADECIMIENTOS

A la Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas por brindarme la oportunidad para crecer profesionalmente.

Al Departamento de Geología, principalmente a Mgter. Fátima Vilches, siempre estaré agradecida por su colaboración y paciencia cada vez que necesité ayuda o consejo.

Al Tribunal Evaluador, por su respeto y dedicación al corregir mi trabajo.

A mis directores, Dra. Adriana Niz e Ing. Carlos Herrera, gracias por acompañarme en el transcurso de la carrera y ayudarme a alcanzar mis objetivos. Desde el año 2013, y espero por muchos años más, han sido una guía para mí, no sólo en lo referente a la geología sino también en los distintos aspectos de la investigación científica.

Al Instituto IMCoDeG, donde realicé éste trabajo, gracias por invitarme a formar parte y tratarme con tanto cariño.

A los profesores de la carrera, por llenarme de curiosidad e incentivar me cada día a avanzar un poco más.

Al personal no docente, por ayudarme tanto, siempre fue reconfortante compartir un saludo y una sonrisa en las largas horas que pasaba en la facultad durante el cursado.

A mis compañeros, que en este camino de conocimiento fueron indispensables. Ninguna clase, viaje, congreso o curso habrían sido tan buenos sin ustedes.

A la Agrupación de Montaña Calchaquí, por enseñarme a admirar la montaña y permitirme concretar las campañas de campo para este estudio.

A Leila e Isaac, por hacer posible el segundo viaje de campo, sin ustedes este trabajo no estaría terminado. Gracias Leila por las imponentes fotografías y por tu paciencia para captar cada ángulo de los paisajes.

A mis amigos, por cuidarme, quererme como soy y entenderme, habría enloquecido sin ustedes. Los quiero muchísimo.

A Jesica, que más que una amiga es una hermana, gracias por todas las aventuras vividas, por las charlas interminables, por ser incondicional y una grandiosa persona.

A mi familia, especialmente a mis padres, Verónica y Adrián, por cuidarme, creer en mí y contagiarme de su espíritu aventurero, su pasión por los libros y su respeto a la naturaleza.

A mis hermanos, Manuel y Lucía, por ser la fuerza que me empuja y la felicidad de mi corazón.

A todos, muchas gracias.

BIBLIOGRAFÍA

- **Trabajos citados en el texto**

Aceñolaza, F. G., Buatois, L. A., Mángano, M. G., Esteban, S. B., Tortello, M. F., y Aceñolaza, G. F. (1999). Cámbrico y Ordovícico del noroeste argentino. In *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales (Vol. 29, No. 7, pp. 169-187).

Aguilera, E. (2007). Teledetección y SIG aplicados a la regionalización geomorfológica en el Macizo Nordpatagónico. *Anais XIII Simposio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Florianópolis, Brasil. INPE, 1935-1942.

Ahlmann, H. W. (1948). *Glaciological research on the north Atlantic coast*. Royal Geographical Society Research Series, 1.

Alonso, C., y Moreno, V. (1996). Análisis multitemporal de imágenes LANDSAT TM en la cartografía de las masas de hielo y nieve aplicada a la modelización hidrológica. *Revista de Teledetección*, 7, 35-47.

Arbelo, M. (2005). *Introducción a la Teledetección*; Publicado en: <http://webpages.ull.es/users/marbelo/rs.html>

Asís Ribba, E., Lizárraga, N. C., y López Torales, A. (2015). Estrategias para la revalorización de los recursos turísticos del Departamento de Tinogasta, Provincia de Catamarca, mediante un soporte digital. Universidad Blas Pascal. Licenciatura en Turismo. Trabajo Final Integrador de Carrera

Azcuy, C. L., Carrizo, H. A., y Caminos, R. (1999). Carbonífero y Pérmico de las Sierras Pampeanas, Famatina, Precordillera, Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael. *Geología Argentina* (Caminos, R.; editor). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales, 29, 261-318.

Baranov, I. Y. (1965). Printsipy geokriologicheskogo (merzlotnogo) rayonirovaniya oblasti mnogoletnemerzlykh gornykh porod [Principles of Geocryological (Permafrost) Regionalización de Áreas de Terreno Perennialmente Congelado].

Brito Chasiluisa, C. E. (2014). Análisis espacial y temporal de la variación de cobertura nivoglaciar en el Nevado Cayambe mediante imágenes satelitales Landsat y Sistemas de Información Geográfica (SIG). Escuela Politécnica Nacional, Facultad de ingeniería civil y ambiental. Quito, Ecuador.

Campebell, J. (1987). *Introduction to Remote Sensing*. Vol. 1, New York, London, The Gifford Press.

Cartes, M. (2009). Tesis de posgrado: Pronóstico de Volúmenes de Deshielos Mediante Redes Neuronales Recurrentes e Imágenes Satelitales Modis. Universidad de Chile, Santiago de Chile.

Castañeda, E. y Ratto, N. (2005). Registros diarios de variables climáticas en la región puneña de Chaschuil (departamento Tinogasta, Catamarca, Argentina). Actas XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata.

Chavéz, Jr. P. (1996). Image-Based Atmospheric Corrections. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing. Vol. 62, Nº 9, September 1996, pp. 1025-1036, American Society for Photogrammetry and Remote Sensing, U.S. Geological Survey, 2255 N. Gemini Drive, Flagstaff, AZ.

Chuvienco, E. (1990). CHUVIECO, E.; Fundamentos de Teledetección Espacial, Edic Rialp.SA. Madrid 1990.

Chuvienco, E. (1995). Fundamentos de Teledetección Espacial (2da ed.). Ediciones Rialp. Madrid, España. ISBN 84-321-2680-2.

Cogley, J. G., Hock, R., Rasmussen, L. A., Arendt, A. A., Bauder, A., Braithwaite, R. J., y Zemp, M. (2011). Glossary of glacier mass balance and related terms. IHP-VII technical documents in hydrology, 86, 965, IACS Contribution No. 2.

Collet, M. (2010). Suivi apatio-temporal des calottes glaciaires De l'Antisana et du Cotopaxi (équateur): Analyse par télédétection dans un contexte de changement climatique. Tesis Universidad de Rennes 2-Haute Bretagne. Rennes, Francia.

Corte, A. E. (1983). Geocriología: el frío en la Tierra. Ediciones Culturales de Mendoza.

Cortés, A. J. (2013). La evolución del mayor glaciar de México vista desde el espacio, Programa de Posgrado en ciencias de la Tierra. Universidad Nacional Autónoma de México, México.

Deevey, E. y Flint, R. (1957). Postglacial hypsithermal interval. Science, 125(3240), 182-184.

Derruau, M. (1977). Las Formas del Relieve Terrestre, (Nociones de Geomorfología). Reedición y versión en castellano por Luisa Andrade Couce, 1990. Universidad Santiago de Compostela. Masson –Italia Editore. S.p A. Milán.

Dozier, J. (1989). Spectral Signature of Alpine Snow Cover from the Landsat Thematic Mapper, Department of Geography and Center for Remote Sensing and Environmental Optics. University of California, Santa Bárbara and Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Tecnology. California.

Estes, J. E. y Simonett, D. S. (1975). Fundamentals of Image Interpretation-Manual of Remote Sensing. American Society of Photogrammetry.

Francou, B. y Pouyaud, B. (2004). Métodos de observación de glaciares en los Andes tropicales. Mediciones de terreno y procesamiento de datos. Versión 1. Great Ice, IRD, France.

González Bonorino, F. (1972). Descripción geológica de la Hoja 13c, Fiambalá, provincia de Catamarca. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín, 127, 73.

Gorbunov, A. P. (1978). Permafrost Investigations in High-Mountain Regions*. Arctic and Alpine Research, 10(2), 283-294.

Hall, D. K. y Riggs, G. A. (2011). Normalized-difference snow index (NDSI). In Encyclopedia of snow, ice and glaciers (pp. 779-780). Springer Netherlands.

Holmes, A. y Holmes, D. (1920). The nomenclature of petrology (No. 552 H65).

IDEAM, G. D. C. (2012). Más que montañas con hielo. Bogotá, DC.

INDEC. Instituto Nacional de Estadísticas y Censos. (2001). Censo nacional de población, hogares y vivienda.

INDEC. Instituto Nacional de Estadísticas y Censos. (2010). Censo nacional de población, hogares y vivienda.

Keshri, A. K., Shukla, A., y Gupta, R. P. (2009). ASTER ratio indices for supraglacial terrain mapping. International Journal of Remote Sensing, 30(2), 519-524.

Lacroix, A. (1908). La Montagne Pelée après ses éruptions, Ac. Sci. Paris.

Llambías, E. J. (2003). Geología de Cuerpos Ígneos. Pág. 9: Procesos y rocas volcánicas. Pág.: 131-166.

Llambías, E. J. (2009). Volcanes: Nacimiento, Estructura, Dinámica. – 1a ed.- Buenos Aires. Vázquez - Manzini Editoa

Loarte, E., Rabatel, A., y Gomez, J. (2015). Determinación de la variación espacio-temporal de la altura de la línea de equilibrio de los glaciares de la Cordillera Blanca, Perú. Revista Peruana Geo-Atmosférica RPGA (4), 19-30.

Martí J. y Araña V. (1993). La volcanología actual. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 578 p., Madrid.

Mehl, H., y Peinado, O. (1997). Fundamentos del procesamiento digital de imágenes. Aplicación de la teledetección y de los sistemas de información geográfica en la gestión de recursos naturales, 63-101.

Muller, S. W. (1947). Permafrost (Vol. 64, No. 5, p. 433). LWW.

Niz, A. (2003) Geomorfología del sector meridional del Depto. Tinogasta – Prov. de Catamarca Argentina tesis Doctoral- Cum Laude - Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas –UNCa – 2003- ISSN 950 -746 -0993

Niz, A., Savio, M., Oviedo, J., Iramain, S., Lamas, C., y Moreno, R. (2010). Caracterización geológica y geomorfológica del valle de Tinogasta y el bolsón de Fiambalá. Atlas Catamarca. Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas- Instituto de Monitoreo y Control y Degradación Geoambiental- Universidad Nacional de Catamarca.

Niz, A., Savio, M., Oviedo, J., Iramain, S., Lamas, C., y Moreno, R. (2014). Caracterización geológica y geomorfológica del Valle de Tinogasta y el Bolsón de Fiambalá. Atlas de Catamarca.

Niz, A. y Savio, M. (2017) “Geomorfología general de la provincia de Catamarca” en Relatorio Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA, editores, Claudia Muruaga y Pablo Grosse-del XX Congreso Geológico Argentino- San Miguel de Tucumán

Ortiz, E., Niz, A., Savio, M., Lamas, C., Barbieri, N., y Duchowicz, P. (2017). Análisis geoquímico de la calidad de agua en el Valle de Chaschuil - Catamarca. ReTyCA (Revista de Tecnología y Ciencias Aplicadas) ISSN: 2525-2097. Vol. 2 - N°1.

Ostera, H. A., Laprida, C., Dapeña, C., y Ratto, N. (2005). Caracterización hidroquímica e isotópica preliminar de aguas superficiales, departamento Tinogasta Catamarca, Argentina. Proxy paleoclimático. Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), CONICET – UBA, Pabellón INGEIS, Ciudad Universitaria, Ciudad Autónoma de Buenos Aires.

Pandey, P. (2016). Remote Sensing of Mountain Glaciers and Related Hazards. In Environmental Applications of Remote Sensing. InTech.

Paoli, H. (2002). Recursos Hídricos de la Puna, Valles y Bolsones Áridos del Noroeste Argentino. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA). Estación Experimental Agropecuaria (EEA) Salta

Pasapera, A. M. (2012). Realidad actual de los glaciares tropicales usando técnicas de teledetección. Proyecto de Maestría. Maestría en aplicaciones espaciales de alerta y respuesta temprana a emergencias. Perú.

Pellikka, P. y Rees, W. G. (2009). Remote sensing of glaciers: techniques for topographic, spatial and thematic mapping of glaciers. CRC Press.

Pitte, P. (2015). La Ley de Protección de Glaciares y el Inventario Nacional en Argentina. The Impact of Glacier Retreat in the Andes: International Multidisciplinary Network for Adaptation Strategies, Santiago, Chile, 3-4 September 2015.

Ponce, C. (2008). Escuela politécnica del ejército carrera de ingeniería geográfica y del medio ambiente análisis de cambio de cobertura vegetal y fragmentación en el corredor de

conservación comunitaria El Ángel - Bosque Golondrinas, provincia del Carchi (1996 - 2005). Sangolquí – Ecuador.

Racoviteanu, A. E., Paul, F., Raup, B., Khalsa, S. J. S., y Armstrong, R. (2009). Challenges and recommendations in mapping of glacier parameters from space: results of the 2008

Rowland, S. y Walker, G. (1990). Pahoehoe and aa in Hawaii: volumetric flow rate controls the lava structure. *Bull. Volcanol.*, 52, 615-628.

Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) workshop, Boulder, Colorado, USA. *Annals of Glaciology*, 50(53), 53-69.

Ramos, V. (1999). Rasgos estructurales del territorio Argentino. Cap. 24. Libro de Geología Argentina. *Anales* 29 (24): 715-784, Buenos Aires.

Rapela, C. W., Coira, B., Toselli, A. J., y Llambías, E. J. (1999). Sistema Famatiniano de las Sierras Pampeanas y magmatismo eopaleozoico de las Sierras Pampeanas, de la Cordillera Oriental y Puna. In *Geología Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino. *Anales* (Vol. 29, pp. 145-158).

Ratto, N. (2006). El arcaico y formativo en la puna de Chaschuil a través del diseño de las puntas líticas (departamento Tinogasta, Catamarca). Museo Etnográfico Juan B. Ambrosetti (FFyL-UBA) y Escuela de Arqueología (UNCa), Moreno 350, (1091) Ciudad Autónoma de Buenos Aires, 4345-8196

Ratto, N. y Orgaz, M. (2009). Poder, control y volcanes: el Estado Inka en el volcán Incahuasi (Tinogasta, Catamarca, Argentina). En N. Ratto (comp.), *Entrelazando ciencias: sociedad y ambiente antes de la conquista española: 159-174*. Buenos Aires, EUDEBA.

Ratto, N., Carniglia, D., y Coll, L. (2012). Ocupación del área de “Los Seismiles” desde tiempos formativos a recientes (Departamento Tinogasta, Catamarca): nuevas evidencias. ISSN 0325-2221 (versión impresa) – ISSN 1852-1479 (versión online) *Relaciones de la Sociedad Argentina de Antropología XXXVII* (1), enero-junio 2012: 207-216.

Ratto, N. y Nigris, M. (2012). El consumo de camélidos (*Vicugna Vicugna*) en un sitio ceremonial de la alta cordillera andina (Departamento Tinogasta, Catamarca, Argentina). Volumen 44, Nº 2, 2012. Páginas 287-298 *Chungara, Revista de Antropología Chilena*.

Rees, W. G. y Pellika, P. (2010). Principles of remote sensing. *Remote Sensing of Glaciers*. London.

Russo, V. (2010). Caracterización y clasificación de las unidades geomorfológicas del ambiente volcánico de la cuenca media del río punilla. Antofagasta de La Sierra - Catamarca. Tesis de grado. Licenciatura en Geología. Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas. Universidad Nacional de Catamarca

Sayago, J. M. (1982). Las unidades geomorfológicas como base para la evaluación integrada del paisaje natural. *Revista Geológica Lilloana*, 169-180.

Sayago 1986, tomado de Niz 2003. Estudio Fitogeográfico del Norte de Córdoba. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Seggiaro, R. E. (2006). Hoja Geológica 2769-II- Paso de San Francisco. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina - 1:250000. ISSN 0028-2383. Boletín N° 294, 62 p., Buenos Aires.

Selby, M. J. (1985). *Earth's changing surface: an introduction to geomorphology*. Oxford University Press.

Serra, M. y Herrera, C. G. (2017) Procesamiento Digital de Imágenes Landsat Tm para el Análisis de Nieve/Hielo en los Volcanes Incahuasi y San Francisco – Catamarca, Argentina. 12° Encuentro del Centro Internacional de Ciencias de la Tierra. Mendoza, Argentina

Soil Survey Staff. (1960). *Soil Classification: A Comprehensive System*.

Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Averyt, K., y Marquis, M. (Eds.). (2007). *Climate change 2007-the physical science basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC (Vol. 4)*. Cambridge university press. IPCC (2007).

Teruggi, M. E. (1978). *Rocas piroclásticas: interpretación y sistemática*. Asociación Geológica Argentina. Publicación especial. Serie "B" N° 5.

Tezón, R. V. (1963). *Texto explicativo del mapa hidrogeológica de la República Argentina*. Direccio'n Nacional de Geologi'a y Minert'a, Buenos Aires.

Turner, J. C. (1967). *Descripción geológica de la Hoja 13b, Chaschuil, provincias de Catamarca y La Rioja, escala 1:200000*. Boletín N° 106.

Vargas Gil, J. R. (1989). *Mapa de suelos de la Prov. de Catamarca*. INTA, SAGPyA, Proyecto Arg 85/019.

Verstappen, H. T. (1983). *Applied geomorphology: geomorphological surveys for environmental development (No. 551.4 VER)*.

Verstappen, H. y Van Zuidam, R. (1991). *The ITC system of geomorphologic survey: a basis for the evaluation of natural resources and hazards (p. 89)*. Enschede: ITC.

Walker, G. (1973). *Explosive volcanic eruptions: a new classification scheme*. *Geol. Rundsch.* 62: 431-446.

- **Trabajos y sitios web consultados**

Aggarwal, S. (2004). Principles of remote sensing. Satellite Remote Sensing and GIS Applications in Agricultural Meteorology. pp. 23-38

Araya Morales, E. J. (2009). Manual de procesos en fotografías aéreas e imágenes de satélite. Proyecto Microcuenca Plantón – Pacayas. San José, Costa Rica.

Argerich, A. (2006). Teledetección satelital. Versión I.I. Editorial Científica Universitaria. Catamarca.

Bordese, S., Lira, R., López Pinto, M., Dalmau, J. F., y Viñas, N. A. (2016). Geología y aspectos metalogenéticos de la mineralización de fluorita-baritina del distrito Chus-Chus-Pircas Coloradas, provincias de La Rioja y Catamarca. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 73(1), 37-49.

Chuvieco E (2002) Teledetección ambiental: la observación de la tierra desde el espacio. Ed. Ariel. Barcelona, España. 586 pp.

Ferrero, S. B., Palacio, M. G., y Campanella, O. R. (2002). Análisis de componentes principales en teledetección. Consideraciones estadísticas para optimizar su interpretación. Revista de Teledetección 17, 43-5.

Garcés, V. B. y Ratto, N. (2005). Registros lacustres Holocénicos en la Puna de Chaschuil y el Bolsón de Fiambalá (Dpto. Tinogasta, Catamarca): resultados preliminares. Instituto Pirenaico de Ecología, IPE-CSIC, Apdo 202, 50080, Zaragoza, España.

Gómez Arbeláez, J. (2016). Tesis de grado: Detección de cambios en el glaciar del Volcán Nevado del Ruiz entre los años 1959 y 2014. Universidad del Valle, Facultad de Humanidades. Santiago de Cali, Colombia.

Lo Vecchio, A., Lenzano, M. G., Richiano, S., y Lenzano, L. E. (2016). Identificación y caracterización litológica mediante el uso del sensor ETM+ (Landsat 7). Caso de estudio: entorno del glaciar Upsala, Argentina. Revista de la Asociación Española de Teledetección, Asociación Española de Teledetección, 46, 57-72. ISSN 1133-0953.

Mangano, M. G. y Buatois, L. A. (1994). Estratigrafía y ambiente de sedimentación de la Formación Suri en los alrededores del Río Chaschuil, Ordovícico del Sistema del Famatina, noroeste argentino. Asociación Argentina de Sedimentología. AAS Revista vol. 1, nº 1:143-169. ISSN 0328-1159.

Marchionni, D. y François Cavayas, F. (2010). Utilización de imágenes de radar (ERS y RADARSAT) para la discriminación litológica y la cartografía estructural del sector central del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina 66 (4): 576 – 591.

Martí, J. y Folch, A. (1999). Fundamentos conceptuales y didácticos. El porqué de los volcanes. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 1999. (7.3) 194-199. I.S.S.N.: 1132-9157.

Matteucci, S. D. (2012). Ecorregión Altos Andes. Capítulo 1. ResearchGate.

Mazzoni, E. y Rabassa, J. (2010). Inventario y clasificación de manifestaciones basálticas de Patagonia mediante imágenes satelitales y SIG, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina 66 (4): 608 – 618.

Montero López, M. C., Hongn, F., Seggiaro, R., Brod, J. A., y Marrett, R. (2010). Estratigrafía y geoquímica del volcanismo de composición intermedia (Mioceno superior-Plioceno) en el extremo oriental de la Cordillera de San Buenaventura (Puna Austral). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 67(1): 112-129.

Monterroso Tobar, M. F. (2016). Estimación del retroceso glaciar en el parque nacional natural de los nevados -PNNN- a través del uso de imágenes ópticas e interferometría diferencial -DINSAR-. (2010-2015). Universidad Católica de Manizales, Facultad de Ingeniería y Arquitectura.

Mpodozis, C., Kay, S. M., Gardeweg, M., y Coira, B. (1997). Geología de la región de Valle-Ancho-Laguna-Verde (Catamarca, Argentina): una ventana al basamento del extremo sur de la zona volcánica de los Andes Centrales. Actas-Vol. III. Simposio Final Proyecto IGCP 345. Evolución Litósferica de Los Andes. Páginas 1689-1693.

Perez Gutierrez, C. y Muñoz Nieto, A. (2006). Teledetección: Nociones y Aplicaciones. Universidad de Salamanca. España.

Piedra Vilches, J. I. (2016). Estudio de erupciones volcánicas a través de imágenes satelitales caso de estudio: erupción volcán Puyehue, Chile. Universidad Nacional de Córdoba.

Pinilla Ruiz, Carlos (1995). Elementos de Teledetección. Editorial Ra-Ma. Madrid.

Rodríguez González, A., Fernandez-Turiel, J. L., Pérez Torrado, F. J., Gimeno, D., y Aulinas, M. (2008). Modelado morfométrico del volcanismo a partir de la reconstrucción paleogeomorfológica. Del documento, de los autores. Digitalización realizada por ULPGC. Biblioteca universitaria.

Rodriguez Gonzalez, A. y Fernandez Turiel, J. L. (2015). Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 2015 (23.1). ISSN (edición electrónica): 2385-3484, 40-48.

Ruiz Fernandez, L. A. (2013). Análisis de componentes principales. Aplicaciones en teledetección. Universidad Politécnica de Valencia, España.

Salcedo, A. P. (2011). Tesis de Maestría: Estimación de área cubierta de nieve en cuencas con elevado aporte de fusión utilizando datos ERS-2. Universidad Nacional de Córdoba, Argentina.

Solorza, R., Cogliati, M., Salcedo, A. P., y Notarnicola, C. (2016). Estimación del área cubierta de nieve con datos SAR en banda L en un sector cordillerano de la Patagonia Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 73(3): 421-429.

<http://www.inegi.org/>

<https://www.argentina.gob.ar/ciencia/conae>

<http://www.segemar.gov.ar/>

<http://www.atlas.catamarca.gov.ar/>

<https://www.usgs.gov/>

http://www.tinogasta.gov.ar/info_geografica.html

<http://servicios.infoleg.gob.ar/infolegInternet/anexos/170000-174999/174117/norma.htm>

<http://paisajesdecatamarca.blogspot.com.ar/2016/08/paisajes-de-la-cordillera-y-puna-de.html>

<http://naturalezaypaisajesdecatamarca.blogspot.com.ar/2014/11/Cortaderas-Tinogasta.html>

https://es.wikipedia.org/wiki/Departamento_Tinogasta

https://es.wikipedia.org/wiki/Paso_de_San_Francisco

https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/9/97/Paisaje_glaciar_Lmb.png

https://es.wikipedia.org/wiki/Glaciador_de_roca#/media/File:Glacierrock1.gif

https://es.wikipedia.org/wiki/Volc%C3%A1n_San_Francisco

https://es.wikipedia.org/wiki/Volc%C3%A1n_Incahuasi

<https://es.wikipedia.org/wiki/Fiambal%C3%A1>

<http://fmacuario.com.ar/localidades-al-norte-de-fiambala-quedan-aisaladas-por-grandes-crecidas/>

<https://inta.gob.ar/documentos/caracteristicas-suelos-de-catamarca>

http://www.wikiwand.com/es/Fitogeograf%C3%ADa_de_Argentina

http://www.tinogasta.gov.ar/info_geografica.html

<http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/imgpercepcion/imgsatelite/elementos.aspx>

La evolución del ambiente volcánico, glaciar y periglacial de la cuenca alta del río Chaschuil-Fiambalá- Catamarca, mediante el procesamiento de imágenes satelitales

ANEXO

Mapa geomorfológico de la cuenca alta del río Chaschuil, tamaño A3 –. (Adjunto)