

**UNIVERSIDAD NACIONAL JORGE BASADRE GROHMANN**

**Facultad de Ingeniería Civil, Arquitectura y Geotecnia**

**Escuela Profesional de Ingeniería Geológica – Geotecnia**

**ANÁLISIS MULTITEMPORAL DEL RETROCESO GLACIAR**

**MEDIANTE IMÁGENES SATELITALES DEL NEVADO**

**TUTUPACA, CANDARAVE, TACNA**

**TESIS**

**Presentada por:**

**Bach. LUIS DANILO CHUCTAYA ASCENCIO**

**Para optar el Título Profesional de:**

**Ingeniero Geólogo – Geotécnico**

**TACNA – PERÚ**

**2026**

UNIVERSIDAD NACIONAL JORGE BASADRE GROHMANN  
Faculta de Ingeniería Civil, Arquitectura y Geotecnia  
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica-Geotecnia

## HOJA DE JURADO

TESIS

ANÁLISIS MULTITEMPORAL DEL RETROCESO GLACIAR MEDIANTE  
IMÁGENES SATELITALES DEL NEVADO TUTUPACA, CANDARAVE,  
TACNA

Presentado por el bachiller Luis Danilo Chuctaya Ascencio  
Para optar el título profesional de Ingeniero Geólogo-Geotécnico

Tesis sustentada y aprobada el 29 de diciembre del 2025 (RF N°588 y 760-25-  
FIAG/UNJBG)  
con el siguiente jurado:

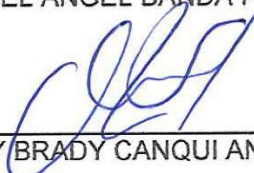
Presidente

:   
Mgr. Ing. FREDY CLETO CABRERA OLIVERA

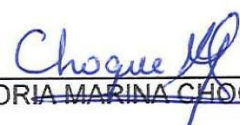
Secretario

:   
Ing. MIGUEL ANGEL BANDA FLORES

Vocal

:   
Ing. TONY BRADY CANQUI ANQUISE

Asesor de Tesis

:   
Mgr. Ing. GLORIA MARINA CHOQUE MACHACA

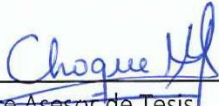


## **CERTIFICADO DE SIMILITUD**

Yo, Gloria Marina Choque Machaca en mi condición de asesor acreditado con la Resolución de Facultad N°847-2024-FIAG/UNJBG del Trabajo de la Tesis, titulado: **ANÁLISIS MULTITEMPORAL DEL RETROCESO GLACIAR MEDIANTE IMÁGENES SATELITALES DEL NEVADO TUTUPACA, CANDARAVE, TACNA**. Presentado por el Bachiller **Luis Danilo Chuctaya Ascencio** para optar el título profesional en Ingeniería Geológica– Geotecnia.

Habiendo cumplido con lo establecido en el reglamento de originalidad y similitud de trabajos de investigación y producción intelectual de la UNJBG, considerando que según la revisión, evaluación y análisis realizado a través del **software de similitud textual TURNITIN**, cuenta con el **nivel de similitud permitido cuyo porcentaje es 6 %** Por lo que, **CERTIFICO LA SIMILARIDAD** de la tesis enunciado líneas arriba, la cual está expedita para continuar con los trámites para optar el título profesional Ingeniero Geólogo- Geotécnico, según corresponda para su publicación en el repositorio institucional.

Tacna, 23 de diciembre del 2025.

  
\_\_\_\_\_  
Docente Asesor de Tesis  
Mgr. Ing. Gloria Marina Choque Machaca  
DNI N° 41031766



  
\_\_\_\_\_  
Firma del autor  
Luis Danilo Chuctaya Ascencio  
DNI N° 46129435



### **Dedicatoria**

*“Este trabajo lo dedico con todo mi cariño a mis queridos y maravillosos papá y mamá, quienes han sido mucho más que consejeros: han sido verdaderos amigos a lo largo de toda mi vida. Gracias por brindarme no solo una educación formal, sino también valiosas enseñanzas para la vida.*

*Cada esfuerzo y logro reflejado en este trabajo ha sido posible gracias a su apoyo incondicional. Que Dios los bendiga siempre.”*

## **Agradecimientos**

En primer lugar, agradezco a Dios por concederme la fortaleza necesaria para enfrentar las enfermedades y las múltiples situaciones adversas de la vida. A pesar de las dificultades, Él me ha bendecido y guiado, permitiéndome llegar hasta donde me encuentro hoy.

En segundo lugar, agradezco profundamente a mis padres y a mi hermano por su paciencia, orientación y apoyo incondicional. Sus consejos y ejemplo han sido una fuente constante de motivación y han contribuido de manera fundamental a mi crecimiento personal y a la consecución de mis metas.

## Contenido

|                                            |       |
|--------------------------------------------|-------|
| Hoja de Jurados .....                      | II    |
| Certificado de Similitud .....             | III   |
| Dedicatoria .....                          | IV    |
| Agradecimientos .....                      | V     |
| Contenido .....                            | VI    |
| Contenido de Tablas .....                  | XII   |
| Contenido de Figuras .....                 | XIII  |
| Contenido de Fotografías .....             | XVI   |
| Lista de Anexos .....                      | XVI   |
| RESUMEN .....                              | XVII  |
| ABSTRACT .....                             | XVIII |
| INTRODUCCIÓN .....                         | XIX   |
| CAPÍTULO I PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA..... | 23    |
| 1.1. Formulación del Problema .....        | 23    |
| 1.1.1 Problema General .....               | 23    |
| 1.1.2 Problemas Específicos .....          | 23    |
| 1.2. Objetivos .....                       | 24    |
| 1.2.1 Objetivo General .....               | 24    |
| 1.2.2 Objetivos Específicos.....           | 24    |
| 1.3. Hipótesis.....                        | 24    |
| 1.3.1 Hipótesis General .....              | 24    |
| 1.3.2 Hipótesis Específicas .....          | 25    |
| 1.4. Variables .....                       | 25    |
| 1.4.1 Variables Independientes .....       | 25    |

|                                 |                                                             |    |
|---------------------------------|-------------------------------------------------------------|----|
| 1.4.2                           | Variables Dependientes .....                                | 26 |
| 1.4.3                           | Definición operacional de las variables .....               | 28 |
| 1.5.                            | Características del Estudio .....                           | 33 |
| 1.5.1                           | Metodología de Investigación .....                          | 33 |
| 1.5.2                           | Enfoque Metodológico .....                                  | 33 |
| 1.6.                            | Tipo de Investigación .....                                 | 33 |
| 1.7.                            | Nivel de Investigación .....                                | 34 |
| 1.8.                            | Población de Estudio .....                                  | 34 |
| 1.9.                            | Muestra de Estudio .....                                    | 34 |
| 1.10.                           | Técnicas e Instrumentos .....                               | 35 |
| 1.10.1                          | Recolección de Datos .....                                  | 35 |
| 1.10.2                          | Análisis multitemporal .....                                | 35 |
| 1.10.3                          | Aplicación de índices espectrales .....                     | 35 |
| 1.10.4                          | Procesamiento de datos climáticos .....                     | 36 |
| 1.10.5                          | Análisis de series temporales .....                         | 36 |
| 1.10.6                          | Cálculo de la temperatura superficial terrestre (LST) ..... | 36 |
| 1.10.7                          | Correlación clima-glaciar .....                             | 36 |
| 1.11.                           | Trabajos Anteriores .....                                   | 37 |
| 1.12.                           | Limitaciones del Estudio .....                              | 37 |
| CAPÍTULO II MARCO TEÓRICO ..... |                                                             | 39 |
| 2.1.                            | Bases Teóricas .....                                        | 39 |
| 2.1.1                           | Glaciar .....                                               | 39 |
| 2.1.2                           | Tipos de glaciares .....                                    | 39 |
| 2.1.3                           | Ablación Glacial .....                                      | 40 |
| 2.1.4                           | Retroceso glaciar .....                                     | 41 |
| 2.1.5                           | Albedo Glaciar .....                                        | 41 |

|        |                                                                  |    |
|--------|------------------------------------------------------------------|----|
| 2.1.6  | Situación de glaciares en Perú .....                             | 41 |
| 2.1.7  | Clima.....                                                       | 42 |
| 2.1.8  | Fenómenos del Niño y Niña .....                                  | 43 |
| 2.1.9  | Fenómenos Climáticos Adicionales.....                            | 47 |
| 2.1.10 | Hidrología.....                                                  | 50 |
| 2.1.11 | Ciclo hidrológico.....                                           | 50 |
| 2.1.12 | Parámetros Hidrometeorológicos .....                             | 50 |
| 2.1.13 | Red de Monitoreo Meteorológico.....                              | 51 |
| 2.1.14 | Hidrología Estadística.....                                      | 51 |
| 2.1.15 | Teledetección.....                                               | 55 |
| 2.1.16 | Principios básicos de la Teledetección.....                      | 56 |
| 2.1.17 | El Espectro Electromagnético.....                                | 56 |
| 2.1.18 | Energía Radiante .....                                           | 58 |
| 2.1.19 | Firma Espectral.....                                             | 58 |
| 2.1.20 | Radiancia .....                                                  | 58 |
| 2.1.21 | Reflectancia .....                                               | 59 |
| 2.1.22 | Imágenes satelitales .....                                       | 59 |
| 2.1.23 | Tipos de sensores.....                                           | 59 |
| 2.1.24 | Resolución de los sensores remotos.....                          | 60 |
| 2.1.25 | Plataformas de Teledetección Espacial.....                       | 61 |
| 2.1.26 | Correcciones de imágenes .....                                   | 67 |
| 2.1.27 | Procesamiento de Imágenes Satelitales .....                      | 68 |
| 2.1.28 | Análisis Multitemporal de Imágenes Satelitales .....             | 69 |
| 2.1.29 | Principales índices espectrales .....                            | 69 |
| 2.1.30 | Propiedades espectrales del hielo y la nieve .....               | 72 |
| 2.1.31 | Determinación de la Temperatura Superficial Terrestre (LST)..... | 77 |

|                                                         |     |
|---------------------------------------------------------|-----|
| CAPÍTULO III CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....   | 84  |
| 3.1. Ubicación y Accesibilidad.....                     | 84  |
| 3.1.1 Ubicación .....                                   | 84  |
| 3.1.2 Accesibilidad .....                               | 84  |
| 3.2. Clima .....                                        | 85  |
| 3.2.1 Clasificación Climática.....                      | 85  |
| 3.2.2 Precipitación .....                               | 85  |
| 3.2.3 Temperatura .....                                 | 88  |
| 3.2.4 Evapotranspiración .....                          | 90  |
| 3.3. Recursos Naturales.....                            | 91  |
| 3.4. Flora y Fauna .....                                | 92  |
| 3.5. Hidrografía y Drenaje .....                        | 92  |
| 3.6. Geología.....                                      | 94  |
| 3.6.1 Geología Regional .....                           | 94  |
| 3.6.2 Estratigrafía.....                                | 95  |
| 3.6.3 Marco Tectónico Regional .....                    | 101 |
| 3.7. Petrología.....                                    | 103 |
| 3.8. Geomorfología del Complejo Volcánico Tutupaca..... | 105 |
| 3.8.1 Actividad Glaciar .....                           | 105 |
| 3.8.2 Actividad Volcánica.....                          | 107 |
| 3.9. Geodinámica .....                                  | 109 |
| 3.9.1 Flujos de Escombros (Lahares).....                | 109 |
| 3.9.2 Deslizamientos de tierra .....                    | 110 |
| 3.10. Evolución Morfológica del Nevado Tutupaca.....    | 110 |
| CAPÍTULO IV MARCO METODOLÓGICO .....                    | 119 |
| 4.1. Análisis de Imágenes Satelitales Tutupaca .....    | 119 |

|                             |                                                                     |     |
|-----------------------------|---------------------------------------------------------------------|-----|
| 4.1.1                       | Adquisición de imágenes .....                                       | 119 |
| 4.1.2                       | Pre-Procesamiento de Imágenes .....                                 | 123 |
| 4.1.3                       | Combinación de bandas espectrales.....                              | 126 |
| 4.1.4                       | Aplicación de los índices de detección de nieve y hielo.....        | 127 |
| 4.1.5                       | Clasificación y Vectorización .....                                 | 133 |
| 4.1.6                       | Análisis Estadístico y Regresión Lineal .....                       | 134 |
| 4.2.                        | Obtención de la Temperatura Superficial Terrestre (LST).....        | 137 |
| 4.3.                        | Análisis de datos hidrológicos.....                                 | 142 |
| 4.3.1                       | Descarga y adquisición de datos hidrológicos .....                  | 142 |
| 4.3.2                       | Calidad de Datos Hidrológicos .....                                 | 143 |
| 4.3.3                       | Modelo de Regresión Múltiple .....                                  | 145 |
| CAPÍTULO V RESULTADOS ..... |                                                                     | 151 |
| 5.1.                        | Comportamiento Histórico de las Áreas Glaciares .....               | 151 |
| 5.1.1                       | Control de Resultados de las Imágenes Landsat .....                 | 153 |
| 5.1.2                       | Control de Estadístico de Resultados.....                           | 159 |
| 5.2.                        | Comportamiento Histórico de los Datos Hidrológicos .....            | 165 |
| 5.2.1                       | Variabilidad de la Precipitación sobre el Nevado Tutupaca .....     | 165 |
| 5.3.                        | Variabilidad de la Temperatura Superficial del Nevado Tutupaca..... | 170 |
| 5.3.1                       | Análisis Interpretativo.....                                        | 177 |
| 5.4.                        | Estimación de Escenarios sobre el Comportamiento Glaciar .....      | 180 |
| 5.4.1                       | Modelo de Regresión Lineal Múltiple.....                            | 182 |
| 5.4.2                       | Proyección Futura del Nevado Tutupaca .....                         | 185 |
| 5.5.                        | Validación del Modelo Estadístico .....                             | 192 |
| 5.5.1                       | Análisis de los Errores Residuales .....                            | 192 |
| 5.5.2                       | Test de Verificación de Normalidad .....                            | 194 |
| 5.5.3                       | Test de Homogeneidad de Varianza .....                              | 195 |



|                                                                                                      |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 5.6. Validación Externa del Modelo Estadístico .....                                                 | 197 |
| 5.6.1 Validación Cruzada LOO (Leave-One-Out).....                                                    | 197 |
| 5.6.2 RMSE de Predicción.....                                                                        | 199 |
| 5.6.3 Análisis de Influencia (Distancia de Cook) .....                                               | 200 |
| 5.7. Relación Geológica con la Variabilidad del Nevado Tutupaca .....                                | 202 |
| 5.7.1 Relación Estratigráfica.....                                                                   | 202 |
| 5.7.2 Relación Geomorgeológica .....                                                                 | 206 |
| CAPÍTULO VI DISCUSIONES.....                                                                         | 209 |
| 6.1. Interpretación del Retroceso Glaciar (1985–2024) .....                                          | 209 |
| 6.2. Influencia de la Precipitación .....                                                            | 212 |
| 6.3. Influencia de la Temperatura Superficial de Terreno (LST).....                                  | 220 |
| 6.4. Evaluación del Modelo Estadístico y sus Limitaciones.....                                       | 222 |
| 6.5. Análisis Comparativo del Retroceso Glaciar del Nevado Tutupaca con Estudios<br>Regionales ..... | 224 |
| CONCLUSIONES .....                                                                                   | 228 |
| RECOMENDACIONES .....                                                                                | 233 |
| REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....                                                                     | 237 |
| ANEXOS .....                                                                                         | 259 |

## Contenido de Tablas

|                                                                             |     |
|-----------------------------------------------------------------------------|-----|
| Tabla 1 Operacionalidad de Variables .....                                  | 29  |
| Tabla 2 Evolución del Fenómeno de El Niño y La Niña (1985 – 1992) .....     | 45  |
| Tabla 3 Evolución del Fenómeno de El Niño y La Niña (2017 – 2024) .....     | 46  |
| Tabla 4 Evolución del Fenómeno de El Niño y La Niña (2023 – 2024) .....     | 47  |
| Tabla 5 Características de Imágenes Landsat 5, 7 y 8 .....                  | 63  |
| Tabla 6 Características de Imágenes Landsat 9 .....                         | 64  |
| Tabla 7 Características de Imágenes Sentinel 2A (Banda 1-7) .....           | 67  |
| Tabla 8 Clases de Índice de Detección de Nieve y Hielo .....                | 77  |
| Tabla 9 Coordenadas de la Zona de Estudio .....                             | 84  |
| Tabla 10 Itinerario de viaje .....                                          | 85  |
| Tabla 11 Características de las Imágenes Landsat Período 1985 – 2003 .....  | 121 |
| Tabla 12 Características de las Imágenes Landsat Período 2004 – 2024 .....  | 122 |
| Tabla 13 Características de las Imágenes Sentinel Período 2017 - 2024 ..... | 123 |
| Tabla 14 Fórmulas de Índice de Detección de Nieve y Hielo .....             | 127 |
| Tabla 15 Umbrales Espectrales Principales para Hielo y Nieve .....          | 132 |
| Tabla 16 Estaciones Meteorológicas de Estudio .....                         | 142 |
| Tabla 17 Estadística de los Datos de Precipitación .....                    | 143 |
| Tabla 18 Comportamiento Histórico de las Áreas Glaciares 1985 - 2001 .....  | 151 |
| Tabla 19 Comportamiento Histórico de las Áreas Glaciares 2002 - 2024 .....  | 152 |
| Tabla 20 Resultados Matriz de Confusión .....                               | 154 |
| Tabla 21 Comportamiento Histórico de las Áreas Glaciares 2017 - 2024 .....  | 155 |
| Tabla 22 Áreas de Cobertura de Hielo y Nieve 1989 – 2021 .....              | 157 |
| Tabla 23 Áreas de Cobertura de Hielo y Nieve 2022 - 2024 .....              | 158 |
| Tabla 24 Estadística de Áreas Glaciares Obtenidas .....                     | 159 |
| Tabla 25 Correlación de Pearson de Áreas Glaciares .....                    | 169 |

|                                                                              |     |
|------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Tabla 26 Correlación de Spearman de Áreas Glaciares .....                    | 170 |
| Tabla 27 Temperatura Superficial del Nevado Tutupaca (1985 – 2014).....      | 171 |
| Tabla 28 Temperatura Superficial del Nevado Tutupaca (2015 – 2024).....      | 172 |
| Tabla 29 Estadísticas de los Elementos de Entrada del Modelo.....            | 182 |
| Tabla 30 Valores Matemáticos de la Regresión Lineal .....                    | 184 |
| Tabla 31 Valores de Precipitación Predictivos 2025 - 2032 .....              | 188 |
| Tabla 32 Proyecciones Futuras de las áreas del Nevado Tutupaca .....         | 191 |
| Tabla 33 Probabilidad Estadística de Proyección Modelo Lineal Múltiple ..... | 191 |
| Tabla 34 Pruebas de Verificación de Normalidad .....                         | 194 |

### **Contenido de Figuras**

|                                                                                   |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Figura 1 Tipos de Glaciares .....                                                 | 40  |
| Figura 2 Componentes de un Sistema de Teledetección.....                          | 56  |
| Figura 3 Espectro Electromagnético .....                                          | 57  |
| Figura 4 Espectros de Respuesta de Hielo y Nieve de Imágenes Landsat 7 ETM +..... | 73  |
| Figura 5 Espectros de Respuesta de Hielo y Nieve de Imágenes Sentinel 2 .....     | 74  |
| Figura 6 Espectros de Respuesta de Agua de Imágenes Sentinel 2 .....              | 75  |
| Figura 7 Espectros de Respuesta de Clases de Nieve de Imágenes Sentinel 2 .....   | 76  |
| Figura 8 Pluviograma de la “Estación Cairani” .....                               | 87  |
| Figura 9 Pluviograma de la “Estación Pampa Umalzo” .....                          | 87  |
| Figura 10 Temperaturas Máximas y Mínimas de la “Estación Pampa Umalzo” .....      | 89  |
| Figura 11 Temperaturas Máximas y Mínimas de la “Estación Cairani” .....           | 89  |
| Figura 12 Variabilidad de Evapotranspiración 1990 - 2023.....                     | 91  |
| Figura 13 Centros Volcánicos de la Zona Altoandina de Tacna.....                  | 95  |
| Figura 14 Marco Tectónico Regional de la Zona Volcánica de Estudio .....          | 102 |
| Figura 15 Diagrama de Clasificación TAS del Complejo Volcánico Tutupaca .....     | 104 |

|                                                                                     |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Figura 16 Geomorfología del Complejo Volcánico Tutupaca .....                       | 105 |
| Figura 17 Servidor Geoespacial de Earth Explorer .....                              | 119 |
| Figura 18 Servidor Geoespacial de Copernicus .....                                  | 120 |
| Figura 19 Corrección Radiométrica con ENVI .....                                    | 124 |
| Figura 20 Método FLAASH del ENVI.....                                               | 125 |
| Figura 21 Combinación 7/4/2 para el Landsat .....                                   | 126 |
| Figura 22 Combinación 8A/11/4 para el Sentinel .....                                | 127 |
| Figura 23 Resultado del Índice NDSI, realizado en ENVI .....                        | 128 |
| Figura 24 Índice NDGI, modificado en modo Rainbow.....                              | 130 |
| Figura 25 Índice NDSII - 2, modificado en modo Rainbow.....                         | 131 |
| Figura 26 Herramienta de Confusión de Matrices del software ENVI .....              | 133 |
| Figura 27 Clasificación y vectorización del Índice NDSI y NDSII .....               | 134 |
| Figura 28 Flujo de Análisis Multitemporal de Imágenes Satelitales .....             | 136 |
| Figura 29 Clasificación de la Temperatura Superficial Terrestre (LST) .....         | 138 |
| Figura 30 Utilización de la herramienta Zonal Geometry as Table de ArcGIS.....      | 139 |
| Figura 31 Distribución de Áreas del Nevado Tutupaca del año 1985 .....              | 140 |
| Figura 32 Flujo del Análisis Temperatura Superficial Terrestre (LST) .....          | 141 |
| Figura 33 Curva de Doble Masa de la Precipitación .....                             | 144 |
| Figura 34 Flujo para el Análisis Hidrológico.....                                   | 145 |
| Figura 35 Flujo para realización del Modelo Regresión Múltiple .....                | 150 |
| Figura 36 Variación de Áreas de la Cobertura Glaciar Período 1985 – 2024 .....      | 153 |
| Figura 37 Imágenes Landsat vs Imágenes Sentinel Período 2017 - 2024.....            | 156 |
| Figura 38 Variación Multitemporal de la Cobertura Glaciar 1985 - 2024 .....         | 158 |
| Figura 39 Correlación Lineal de la Superficie Nival .....                           | 160 |
| Figura 40 Variación de la Cobertura de la NDSI del Nevado Tutupaca 1985 – 2013....  | 161 |
| Figura 41 Variación de la Cobertura de la NDSI del Nevado Tutupaca 2016 - 2024..... | 162 |

|                                                                                      |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Figura 42 Pluviograma de la Estación Cairani.....                                    | 169 |
| Figura 43 Temperatura Superficial Estimada del Nevado Tutupaca.....                  | 175 |
| Figura 44 Variación de la Temperatura Superficial (1998 -2024).....                  | 176 |
| Figura 45 Proyección Futura de la Cobertura Glaciar (1985 – 2054).....               | 189 |
| Figura 46 Histograma de Errores.....                                                 | 193 |
| Figura 47 Distribución de Errores .....                                              | 193 |
| Figura 48 Q-Q plot de Errores.....                                                   | 194 |
| Figura 49 Gráficos de Residuos vs Valores Ajustados.....                             | 195 |
| Figura 50 Comparación entre el Área Glaciar Observada y el Área Predicha LOO .....   | 198 |
| Figura 51 Error (LOO) vs Año .....                                                   | 199 |
| Figura 52 Comparación del Error Cuadrático Medio .....                               | 200 |
| Figura 53 Distancia de Cook vs Año.....                                              | 202 |
| Figura 54 Mapa Geológico del Complejo Volcánica del Tutupaca .....                   | 205 |
| Figura 55 Mapa Volcanogenético del Complejo Volcánico Tutupaca .....                 | 206 |
| Figura 56 Mapa Geomorgeológico del Complejo Volcánico Tutupaca .....                 | 208 |
| Figura 57 Descenso glaciar del Nevado Tutupaca entre los años 1985 y 2024 .....      | 212 |
| Figura 58 Relación del Descenso Glaciar vs Precipitación Anual Histórica.....        | 213 |
| Figura 59 Serie Histórica del Índice Oceánico de El Niño y Niña, de 1850–2023.....   | 217 |
| Figura 60 Variación del Nivel de Congelación, de los Andes Andinos.....              | 219 |
| Figura 61 Relación del Descenso Glaciar vs Temperatura Superficial del Terreno ..... | 221 |
| Figura 62 Descenso del Glaciar Coropuna.....                                         | 227 |

### **Contenido de Fotografías**

|                                                                     |     |
|---------------------------------------------------------------------|-----|
| Fotografía 1 Edificio del Tutupaca Reciente del año 2001 .....      | 112 |
| Fotografía 2 Edificio Basal del año 2013 .....                      | 113 |
| Fotografía 3 Estratocono Oeste y Este del año 2013 .....            | 114 |
| Fotografía 4 Estratocono Oeste, Basal y Reciente del año 2019 ..... | 115 |
| Fotografía 5 Domos del Tutupaca Oeste del 2019 .....                | 116 |
| Fotografía 6 Edificio Volcánico del Tutupaca Oeste del 2024 .....   | 117 |
| Fotografía 7 Edificio Tutupaca Reciente del 2024 .....              | 117 |

### **Lista de Anexos**

#### **Anexo A. Mapas**

|                                                                                                              |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Anexo A-1. Plano de Ubicación de la Zona de Estudio                                                          |
| Anexo A-2. Plano Geológico General                                                                           |
| Anexo A-3. Plano Geomorgeológico del Complejo Volcánico Tutupaca                                             |
| Anexo A-4. Plano Interpretación de Imágenes Satelitales Landsat (1985 - 1996)                                |
| Anexo A-5. Plano Interpretación de Imágenes Satelitales Landsat (1998 - 2008)                                |
| Anexo A-6. Plano Interpretación de Imágenes Satelitales Landsat (2013 - 2022)                                |
| Anexo A-7. Plano Interpretación de Imágenes Satelitales Landsat (2023 - 2024)                                |
| Anexo A-8. Comparación de Resultados NDSI de las Imágenes Satelitales LANDSAT y SENTINEL Período 2017 - 2024 |

#### **Anexo B. Datos**

|                                                                          |
|--------------------------------------------------------------------------|
| Anexo B-1. Datos de Precipitación de la Estación Cairani (1985 – 2024)   |
| Anexo B-2. Datos de Precipitación de la Estación Aricota (1985 – 2024)   |
| Anexo B-3. Datos de Precipitación de la Estación Candarave (1985 – 2024) |

## **RESUMEN**

El estudio se centró en calcular la disminución del glaciar Nevado Tutupaca durante el período 1985-2024, utilizando datos de teledetección, índices espectrales de nieve y hielo, mediante el uso de 38 imágenes de satélites Landsat y 8 imágenes de satélites Sentinel, las cuales fueron sometidas a calibración radiométrica, atmosférica y donde se determinó el NDSI, adicionalmente se determinó la temperatura de superficie terrestre para el caso de las imágenes Landsat. Con el propósito de entender la interacción del clima en el comportamiento glaciar, la pérdida de masa y las razones subyacentes durante un período de 40 años de condiciones cálidas, secas y superficiales.

Los resultados muestran que entre 1985 y 2024, el Nevado Tutupaca perdió el 76,22 % de su superficie glaciar, un retroceso ligado al aumento sostenido de la temperatura superficial desde inicios del año 2000 y a la variabilidad pluviométrica irregular. Otro aspecto para tener en cuenta son los eventos de El Niño incrementan las temperaturas promedio y máximas, acelerando la fusión, mientras que La Niña produce descensos temporales, sobre todo en las mínimas. La combinación de períodos secos y calor intensificó la pérdida, y aunque persisten heladas severas, las mínimas recientes han sido menos extremas, reforzando la relación entre calentamiento, déficit hídrico y disminución de la cobertura glaciar.

Palabras clave: Glaciar, Retroceso Glaciar, Teledetección, Imágenes Satelitales, Análisis Multitemporal, Temperatura Superficial de Terreno.

## **ABSTRACT**

The study focused on quantifying the reduction of the Tutupaca Glacier between 1985 and 2024 using remote sensing data and snow and ice spectral indices. A total of 38 Landsat and 8 Sentinel satellite images were processed, undergoing radiometric and atmospheric calibration to derive the Normalized Difference Snow Index (NDSI). Additionally, Land Surface Temperature (LST) was estimated from the Landsat imagery. The main objective was to understand the climatic influence on glacier behavior, mass loss, and the underlying causes during a 40-year period characterized by warm, dry, and high-radiation surface conditions.

The results show that between 1985 and 2024, the Tutupaca Glacier lost approximately 76.22% of its surface area, a retreat strongly linked to the sustained increase in surface temperature since the early 2000s and to irregular rainfall variability. Another key factor is the effect of El Niño events, which raise mean and maximum temperatures, accelerating melting, whereas La Niña episodes cause temporary cooling, especially in minimum temperatures. The combination of dry periods and intense heat accelerated glacier mass loss; and although severe frosts still occur, recent minimum temperatures have been less extreme, reinforcing the connection between warming, water deficit, and the reduction of snow and ice cover.

Keywords: Glacier, Glacier retreat, Remote sensing, Satellite images, Multitemporal analysis, Ground surface temperature.



## INTRODUCCIÓN

El cambio climático, es actualmente el problema más grande de la humanidad y del ambiente. El uso intensivo de las energías no renovables y la creciente demanda energética han acelerado este fenómeno, incrementando el efecto invernadero en la atmósfera y provocando un aumento sostenido de la sensación térmica mundial. Estas alteraciones impactan de manera significativa a los ecosistemas, especialmente a los glaciares modificando los procesos de acumulación y fusión de hielo, alterando el ciclo hidrológico. Causando una reducción gradual de la superficie y del volumen de las masas glaciares (Autoridad Nacional del Agua, en adelante ANA, 2020).

En el caso del Perú, los glaciares son recursos de abastecimiento de agua, en todo en la vertiente del Pacífico, donde constituyen la principal fuente de recursos hídricos. El retroceso acelerado amenaza con generar déficits hídricos que afectarían el consumo humano, las actividades agrícolas e industriales, así como la estabilidad de ecosistemas frágiles. (Coudrain et al., 2005).

Según lo explicado por ANA, una subsidiaria del Ministerio de Agricultura y Riego, el país ha perdido más del 51% de su área glaciar en los últimos 50 años, atribuyéndolo al impacto insidioso del calentamiento global. El primer ejemplo sucede con la Cordillera Blanca, en donde la media anual de retroceso de los glaciares es de casi 19 metros, otro ejemplo es el glaciar Pastoruri, ubicado en la provincia de Recuay, se ha retirado más de 650 metros en el período de 1980 a 2019. Este período particular de retroceso es responsable de

la creación de un lago que está en contacto con el glaciar, y este lago sigue creciendo. (ANA, 2020; Pouyaud, Zapata, Yépez, & Gómez, 2003).

El presente estudio analizó la variación glaciar del nevado Tutupaca, ubicado en la provincia de Candarave, región Tacna, una zona reconocida por su escasez hídrica. El objetivo fue evaluar los cambios en la cobertura de hielo entre 1985 - 2024 y establecer su relación con variables climáticas de relevancia regional.

Para evaluar el cambio de área, se emplearon técnicas de sistemas de información geográfica en conjunto con datos meteorológicos recolectados de los años 1985 a 2024, como es la precipitación.

Durante el período del estudio, se utilizaron imágenes de los satélites Landsat 5, 7, 8 y 9, mediante un análisis multitemporal de la superficie glacial, para el caso de las imágenes Sentinel 2A del programa Copernicus, se utilizaron dentro del período 2017-2024, debido solo se cuenta datos dentro de ese período. Permitiendo realizar una comparación entre ambas fuentes y determinar la precisión entre las dos fuentes.

Además, se asoció con un análisis hidrológico de las precipitaciones anuales registradas por el SENAMHI para entender la relación de los fenómenos con la dinámica glacial. Al mismo tiempo, se determinó la temperatura terrestre superficial del mismo período y asociarlos con los procesos de derretimiento glaciar.

Finalmente, se emplearon técnicas estadísticas para realizar pronósticos estadísticos de áreas de retroceso glacial en el futuro.

A continuación, se aprecia un resumen de los capítulos del presente trabajo, con el propósito de ofrecer una visión general de su estructura y contenido.

En el Capítulo I, se describe las características de la investigación tales como: objetivos, hipótesis, tipo, nivel de investigación, muestra, instrumentos y técnicas empleadas.

En el Capítulo II, se resume los conceptos fundamentales sobre los diferentes términos relacionados a la teledetección, glaciología y fenómenos climáticos.

El Capítulo III, se caracteriza la ubicación y accesibilidad del área, su clima, la disponibilidad de los recursos naturales y la red hidrográfica a escala de cuencas.

Posteriormente se describen la base geológica, tectónica y los procesos geodinámicos.

En el Capítulo IV, se describe la secuencia sistemática para realización de la tesis, en donde abarca la adquisición y procesamiento de imágenes satelitales para la determinación de hielo y nieve, el cálculo de la temperatura superficial terrestre y el análisis de información hidrológica, garantizando la calidad y consistencia de los registros empleados y así mismo los pasos posteriores para la realización de modelo estadístico.

El Capítulo V, se presenta los resultados anuales de la superficie glaciar, los datos pluviales y las temperaturas superficiales de terreno obtenidas dentro

del tiempo comprendido. A partir de estos datos, se elaboraron modelos estadísticos para futuros escenarios y se evaluó su confiabilidad.

El Capítulo VI, se presenta las discusiones de los resultados obtenidos, así como las limitaciones de este estudio.

Finalmente, En la etapa final se muestran las conclusiones y recomendaciones del estudio, destacando su importancia de la dinámica glaciar con respecto al cambio climático.

## **CAPÍTULO I**

### **PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA**

#### **1.1. Formulación del Problema**

##### **1.1.1 Problema General**

¿Es factible calcular el descenso glaciario de la superficie del Nevado Tutupaca, atribuido al cambio climático, mediante técnicas de procesamiento SIG e imágenes satelitales, y establecer su relación con los datos pluviales?

##### **1.1.2 Problemas Específicos**

- ¿Cuál ha sido la tasa de descenso de la superficie glaciaria del Nevado Tutupaca, calculada mediante técnicas multitemporales de imágenes multiespectrales, y cuál es el aporte del uso de índices espectrales de hielo y nieve en esta evaluación?
- ¿Cómo ha variado la temperatura superficial del terreno en el Nevado Tutupaca durante el Período 1985-2024, calculada mediante técnicas satelitales?
- ¿Cuál ha sido la variabilidad temporal de los datos pluviales cercano al Nevado Tutupaca durante el mismo período, y cómo se relaciona con el descenso glaciario?
- ¿Qué futuras superficies glaciares, se pueden proyectar para el Nevado Tutupaca, mediante técnicas estadísticas?

## **1.2. Objetivos**

### **1.2.1 Objetivo General**

Analizar el descenso glaciar del Nevado Tutupaca durante los años 1985-2024, mediante imágenes satelitales multitemporales, y evaluar la influencia de variables climáticas en dicho retroceso.

### **1.2.2 Objetivos Específicos**

- Calcular la tasa del descenso glaciar mediante análisis multitemporal de imágenes multiespectrales y los índices normalizados de hielo y nieve durante 1985-2024.
- Analizar la variabilidad temporal de la temperatura superficial del terreno utilizando imágenes Landsat en el mismo período.
- Evaluar la variabilidad pluvial en cercanías del Nevado Tutupaca y su relación con la disminución de la superficie glaciar.
- Calcular las superficies glaciares futuras del Nevado Tutupaca, mediante técnicas estadísticas.

## **1.3. Hipótesis**

### **1.3.1 Hipótesis General**

El Nevado Tutupaca experimentó un retroceso glaciar significativo entre 1985 y 2024, impulsado principalmente por el incremento de la temperatura superficial y la reducción pluvial (precipitación), ambos asociados al cambio climático global.

### **1.3.2 Hipótesis Específicas**

- El uso de técnicas multitemporales de imágenes espaciales e índices normalizados de nieve y hielo, permitieron identificar una disminución significativa de la superficie glaciar del Nevado Tutupaca, durante el intervalo de estudio.
- La temperatura superficial del terreno aumentó progresivamente durante 1985-2024, contribuyendo directamente al retroceso glaciar.
- La precipitación presentó una tendencia variable con una reducción general en la zona de estudio, afectando negativamente la acumulación de hielo.
- Las técnicas estadísticas proyectan una reducción continua de la superficie glaciar del Nevado Tutupaca en el futuro próximo.

## **1.4. Variables**

### **1.4.1 Variables Independientes**

Las variables independientes están relacionadas con factores ambientales, espectrales y climáticos que inciden directamente en la dinámica glaciar del nevado Tutupaca.

La variable independiente más importante y como insumo principal fueron las imágenes satelitales, ya que sus resultados de pre y post-procesamiento dentro de un grupo de imágenes permitieron ver el cambio dentro del área de estudio.

En segundo lugar, el tiempo (año) constituye una variable clave para estructurar el análisis multitemporal, para determinar la evolución en el tiempo del comportamiento de la temperatura superficial y del descenso glaciar en el lapso de estudio.

Por otro lado, la precipitación se incorporó como una variable climática secundaria, ya que su comportamiento anual y estacional podría influir en la cobertura nival.

Estas variables independientes, en conjunto, permiten explicar la variabilidad del comportamiento glaciar a lo largo del tiempo y sirven de base para los modelos de proyección futura.

#### **1.4.2 Variables Dependientes**

Las variables dependientes están relacionadas en evaluar las modificaciones de la cobertura glaciar durante el tiempo estudiado, así como a modelamiento posibles escenarios futuros bajo condiciones climáticas cambiantes.

La principal variable dependiente fue la superficie glaciar, medida kilómetros cuadrados (km<sup>2</sup>), el cual fue determinada mediante el uso de índices espectrales como el Índice Normalizado de Hielo o Nieve o sus siglas NDSI (Normalized Difference Snow Index), NDSII (Normalized Difference Snow Index I) y NDGI (Normalized Difference Glacier Index), los cuales permiten detectar el hielo y nieve mediante el análisis de bandas multiespectrales. Estos índices son esenciales para delimitar y cuantificar las áreas glaciares a través del tiempo.



Otra variable dependiente fundamental, que expresa la velocidad de disminución del área glaciar en unidades de pérdida por año (ha/año o %/año). Este indicador permite evaluar cuantitativamente la dinámica de retracción del glaciar.

Asimismo, se consideró como variable dependiente (Land Surface Temperature, LST), la cual representa el nivel térmico de la superficie terrestre en la zona de estudio. Esta temperatura fue obtenida a partir del procesamiento térmico de bandas infrarrojas de imágenes Landsat, utilizando algoritmos específicos para su extracción. El análisis de esta variable permitió observar su variabilidad a lo largo del tiempo y relacionarla con las condiciones superficiales del terreno que favorecen el retroceso del glaciar.

Finalmente, se incorporó como variable dependiente el comportamiento glaciar proyectado, correspondiente a la estimación de la superficie futura del glaciar obtenida mediante modelos de regresión estadística. Esta proyección se basa en datos históricos de precipitación y tiempo, y permite anticipar escenarios de pérdida glaciar bajo la continuidad de tendencias climáticas actuales.

Además, se consideraron las fases cálida y fría del ENOS (fenómenos del Niño y La Niña) como factores climáticos interanuales que generan alteraciones significativas en la temperatura y precipitación en la región andina. Estos eventos afectan el balance energético del glaciar y pueden acelerar o desacelerar su retroceso dependiendo de su intensidad y frecuencia.

### **1.4.3 Definición operacional de las variables**

En la presente investigación, las variables fueron definidas y operativizadas, a partir de datos geoespaciales, climáticos y espectrales, obtenidos principalmente mediante imágenes satelitales Landsat, herramientas de análisis en SIG (como QGIS) y registros climatológicos.

A continuación, se presenta una tabla operacional, consideraron las variables independientes: las imágenes satelitales, la precipitación anual, recopilada de estaciones meteorológicas e interpolaciones y el tiempo (años), correspondiente a las fechas de adquisición de imágenes Landsat (1985–2024). Como variables dependientes fue la superficie glaciar, determinada mediante índices espectrales y SIG; la temperatura superficial del terreno (LST), calculada a partir de imágenes térmicas Landsat; la tasa de retroceso glaciar, calculada como la variación anual del área glaciar; y el comportamiento glaciar proyectado, estimado mediante una estimación predictiva a partir de variables climáticas y temporales.

**Tabla 1**

*Operacionalidad de Variables*

| Tipo          | Variable                                  | Definición Conceptual                                                                                                                                                                  | Definición Operacional                                                                                                                                                                                                                                  | Dimensión                        | Indicadores                                                                              |
|---------------|-------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------|
| Independiente | Imágenes Satelitales                      | Son registros digitales de la radiación proyectada por la superficie terrestre, captados por sensores satélites                                                                        | Conjunto de escenas Landsat 5/7/8 (1985-2024) y Sentinel-2A/B (2017–2024) del Nevado Tutupaca; nivel L1, calibradas, utilizadas para calcular NDSI (nieve/hielo), derivar LST y generar capas clasificadas/vectorizadas para el análisis multitemporal. | Resolución y contenido espectral | Resolución espacial, resolución espectral; resolución radiométrica y resolución temporal |
|               | Precipitación                             | Es el volumen de agua en precipita en forma de lluvia o nieve sobre la superficie terrestre en un período determinado, afectando el balance hídrico glaciar.                           | Se recopilarán datos anuales (mm) de estaciones meteorológicas locales o fuentes interpoladas (SENAMHI, WorldClim).                                                                                                                                     | Climatológica                    | Precipitación anual (mm)                                                                 |
|               | Tiempo (Año)                              | Es la variable temporal que permite organizar el análisis multitemporal de las modificaciones glaciares en el período de estudio.                                                      | Se refiere a los años calendario asociados a las fechas de adquisición de imágenes Landsat (1985–2024).                                                                                                                                                 | Temporal                         | Serie de años evaluados                                                                  |
| Dependiente   | Superficie glaciar                        | Representa la extensión superficial ocupada por el glaciar en un momento específico, útil para cuantificar el retroceso glaciar.                                                       | Se obtendrá mediante clasificación espectral de imágenes Landsat usando índices como NDSI, con delimitación y medición en SIG.                                                                                                                          | Superficial / Teledetección      | Superficie glaciar (km <sup>2</sup> o ha)                                                |
|               | Temperatura superficial del terreno (LST) | Es la temperatura superficial terrestre obtenida mediante sensores térmicos de las imágenes satelitales, que refleja el balance energético superficial e influye en la fusión glaciar. | Se calculará a partir del procesamiento térmico de imágenes Landsat (bandas 6, 10 u 11), usando algoritmos de radiancia y conversión a temperatura.                                                                                                     | Climática / Superficial          | Temperatura media superficial anual (°C)                                                 |
|               | Tasa de retroceso glaciar                 | Indica la velocidad de pérdida de la superficie glaciar en el tiempo, expresada como variación anual.                                                                                  | Se calculará restando superficies glaciales entre dos fechas y dividiendo entre el número de años transcurridos.                                                                                                                                        | Superficial / Temporal           | Variación anual del área glaciar (km <sup>2</sup> /año o %/año)                          |
|               | Comportamiento glaciar proyectado         | Es la estimación de la superficie futura del glaciar con base en tendencias estadísticas, asociadas a cambios climáticos observados.                                                   | Se generará mediante modelos de regresión lineal (simple o múltiple), usando LST, precipitación y tiempo como variables predictoras.                                                                                                                    | Estadística / Proyectiva         | Superficie glaciar estimada para años futuros (km <sup>2</sup> )                         |

*Nota.* Fuente: Elaboración propia

Seguidamente, se detalla la forma en que cada variable fue medida o calculada:

#### **1.4.3.1 Imágenes Satelitales**

Unidad de medida: DN→reflectancia; resolución espacial (m/píxel) y temporal (días); NDSI (–), área (km<sup>2</sup>), LST (°C).

Procedencia: USGS–Landsat (TM/ETM+/OLI-TIRS) y Copernicus/ESA–Sentinel-2 (MSI L2A).

Operacionalización: Filtro de calidad (nubosidad  $\leq 20\%$ ), corrección y enmascarado; cálculo NDSI/LST; clasificación-vectorización; áreas por fecha y series para correlación/predicción.

#### **1.4.3.2 Precipitación**

Unidad de medida: Milímetros por año (mm/año).

Procedencia: Registros climatológicos de estaciones cercanas al nevado Tutupaca o bases de datos interpoladas (como WorldClim, SENAMHI, etc.).

Operacionalización: Se recopilaron y analizaron series anuales o estacionales; pueden correlacionarse con la pérdida glaciaria o emplearse como variable predictora.

#### **1.4.3.3 Año / Tiempo**

Unidad de medida: Años calendario (1985, 1989, 1994... hasta 2024).

Procedencia: Fechas de adquisición de imágenes Landsat.

Operacionalización: Variable estructurante del análisis multitemporal; utilizada como base para agrupar, comparar y proyectar los datos climáticos y glaciares.

#### **1.4.3.4 Superficie glaciar**

Unidad de medida: Kilómetros cuadrados (km<sup>2</sup>).

Procedencia: Clasificación supervisada de imágenes multiespectrales Landsat (niveles 1 y 2), utilizando índices normalizados de hielo y nieve o sus siglas NDSI (Normalized Difference Snow Index).

Operacionalización: Se delimitó el área glaciar mediante umbrales específicos en los índices espectrales; los polígonos generados son convertidos en superficies mensurables en SIG.

#### **1.4.3.5 Temperatura superficial del terreno (LST)**

Unidad de medida: Grados Celsius (°C)

Procedencia: Banda térmica a partir de imágenes Landsat (bandas 6, 10 o 11, según el sensor).

Operacionalización: Se calculó a través de la conversión del valor digital (DN) de la banda térmica a radiancia, y posteriormente a temperatura superficial mediante fórmulas estandarizadas por USGS, ajustadas con el índice de emisividad NDVI o de manera directa según el método monobanda.

#### **1.4.3.6 Tasa de retroceso glaciar**

Unidad de medida: Kilómetro por año (km/año) o porcentaje anual de pérdida (%/año).

Procedencia: Diferencia entre superficies glaciares de dos o más años distintos.

Operacionalización: La estimación de la tasa de retroceso se calculó a partir de la diferencia de superficie glaciar registrada entre dos momentos, aplicando la relación empleada por Paul et al. (2013), en su análisis sobre la exactitud de los contornos glaciares derivados de sensores remotos. En dicho estudio, los autores comparan áreas obtenidas en distintos años para valorar la magnitud y consistencia de los cambios multitemporales, enfoque metodológico que se adopta en la presente investigación. La ecuación correspondiente es la siguiente:

$$\text{Tasa} = \frac{S_{\text{año inicial}} - S_{\text{año siguiente}}}{\text{número de años}}$$

Donde:

$S_{\text{año inicial}}$  : Superficie Glaciar Año Inicial

$S_{\text{año siguiente}}$  : Superficie Glaciar Año Siguiente

#### **1.4.3.7 Comportamiento glaciar proyectado**

Unidad de medida: Kilómetros cuadrados (km<sup>2</sup>) proyectados para años futuros.

Procedencia: Técnicas de Estadísticas

Operacionalización: Se estimaron valores futuros de superficie glaciar a partir de series históricas, utilizando temperatura, precipitación y tiempo como predictores.

## **1.5. Características del Estudio**

### **1.5.1 Metodología de Investigación**

Se basa bajo un enfoque cuantitativo, basado en el análisis multitemporal de imágenes satelitales junto con el tratamiento de variables climáticas. Este método permitió examinar el comportamiento del retroceso glaciar de forma objetiva, a partir de datos medibles, reproducibles y comparables en el tiempo.

### **1.5.2 Enfoque Metodológico**

Se implementó un diseño de investigación longitudinal, descriptivo observacional y multitemporal, el cual se caracteriza por:

Longitudinal: Se empleó una línea temporal extensa (1985–2024) para analizar la evolución del glaciar Tutupaca y los patrones climáticos asociados, observando sus variaciones a través de más de tres décadas.

No experimental: No se intervinieron directamente los parámetros en estudio. Se trabajó con datos ya existentes (imágenes satelitales y registros meteorológicos), los cuales fueron únicamente analizados e interpretados.

Multitemporal: Se compararon imágenes satelitales correspondientes a distintos años para detectar transformaciones espaciales del glaciar, utilizando herramientas SIG.

## **1.6. Tipo de Investigación**

La naturaleza del estudio es correlacional, longitudinal y no experimental, al centrarse en identificar la recesión glaciar y los factores climáticos en un marco temporal, sin manipular los datos de origen.

### **1.7. Nivel de Investigación**

Este trabajo estuvo basado en un nivel analítico-explicativo, ya que busca identificar causas y relaciones que expliquen la dinámica del retroceso glaciar según las variables climáticas como los datos pluviales.

### **1.8. Población de Estudio**

El universo se consideró compuesto de datos satelitales y pluviales disponibles del nevado Tutupaca durante el período 1985–2024. Sus características se detallan a continuación:

Espacialmente: Incluye el nevado Tutupaca, localizado en la región Tacna, cuya extensión fue delimitada mediante procesamiento geoespacial.

Temporalmente: Comprende imágenes y registros climáticos correspondientes al intervalo 1985–2024.

Satélites: Se utilizaron productos de observación terrestre de programas como Landsat y Sentinel, seleccionando aquellos con adecuada cobertura y resolución.

Clima: Se trabajó con datos de precipitación procedentes de estaciones climáticas.

### **1.9. Muestra de Estudio**

Debido a la amplia cantidad de datos disponibles, se aplicó una muestra intencionada y representativa, que incluye los siguientes criterios:



Selección de imágenes: Se priorizaron escenas de años clave, con mínima nubosidad y alta resolución, que permitan identificar cambios significativos en el glaciar.

Datos climáticos: Se tomaron registros anuales y estacionales consistentes, preferentemente homogéneos, provenientes de estaciones meteorológicas cercanas o bases interpoladas.

## **1.10. Técnicas e Instrumentos**

### ***1.10.1 Recolección de Datos***

Se recopiló información secundaria relevante para el análisis, como cartas geológicas, mapas temáticos, imágenes satelitales y bibliografía técnica relacionada con el área de estudio.

### ***1.10.2 Análisis multitemporal***

Consistió en comparar las imágenes satelitales, tomadas en distintos períodos anuales, para detectar retroceso glaciar.

Instrumentos: Software SIG como QGIS, ArcGIS, o ENVI.

### ***1.10.3 Aplicación de índices espectrales***

Se usó el índice NDSI para identificar cobertura de nieve y hielo mediante bandas espectrales visibles e infrarrojas.

Instrumentos: Imágenes Landsat, Sentinel, software SIG.

#### **1.10.4 Procesamiento de datos climáticos**

Se homogenizaron series históricas de precipitación, ajustando posibles inconsistencias o valores atípicos.

Instrumentos: Hojas de cálculo, software estadístico, interpolaciones climáticas.

#### **1.10.5 Análisis de series temporales**

Se identificaron tendencias en la evolución del glaciar y en las variables climáticas durante los años de estudio.

Instrumentos: R, Python, Excel.

#### **1.10.6 Cálculo de la temperatura superficial terrestre (LST)**

Se estimó la LST con bandas térmicas Landsat (TM/ETM+ / Banda 6; Landsat 8–Landsat 9 TIRS / Banda 10 – Banda 11)

Instrumentos: Imágenes Landsat y metadatos USGS/MTL; QGIS/ArcGIS/ENVI o Python (rasterio, numpy / Google Earth Engine).

#### **1.10.7 Correlación clima-glaciar**

Se aplicaron métodos estadísticos para analizar la relación entre variables climáticas (temperatura, precipitación) y el retroceso glaciar.

Instrumentos: Software estadístico y librerías científicas (Pandas, NumPy).

### **1.11. Trabajos Anteriores**

Uno de los trabajos anteriores realizados cercanos en la zona de estudio fue el realizado por Huayna et al. (2025), en donde desarrollo un estudio detallado sobre la dinámica espacio – temporal de los glaciares, humedales y lagunas en la Cordillera de Barroso, localizado en limite sur y norte de Chile, en el borde septentrional del desierto de Atacama mediante el uso de imágenes satelital Landsat (1985 – 2022) procesadas en Google Earth Engine y modeladas con CA-Markov, donde analizaron los cambios de cobertura y proyectaron escenarios hasta el año 2042. Sus resultados evidenciaron un marcado retroceso glaciar, con una disminución de superficie de 44,7 km<sup>2</sup> en 1986 a 7,4 km<sup>2</sup> en 2022, acompañado por una expansión de humedales desde 5,7 km<sup>2</sup> a 12,7 km<sup>2</sup> y con una proyección futura de solo 3,07 km<sup>2</sup> de cobertura glaciar.

Este trabajo resalta la relación inversa entre el deshielo y el crecimiento de humedales altoandinos.

### **1.12. Limitaciones del Estudio**

Como todo estudio basado en percepción remota y datos secundarios, se identificaron las siguientes limitaciones técnicas:

- Las condiciones atmosféricas, como nubosidad, humedad del suelo o vegetación, afectan la precisión espectral de las imágenes.

- La resolución de 30 m puede limitar la detección de retrocesos menores en glaciares pequeños o fragmentados.
- Los píxeles satelitales pueden contener mezclas de varios tipos de cobertura, afectando la pureza de la clasificación.
- La cartografía glaciológica local es escasa y requiere una red de monitoreo más densa, tanto en el espacio como en el tiempo.
- La confiabilidad de los datos climáticos depende de la calidad y continuidad de las estaciones disponibles, como las de SENAMHI.
- La cantidad de los datos tomados por SENAMHI, pueden ser insuficientes.

## **CAPÍTULO II**

### **MARCO TEÓRICO**

#### **2.1. Bases Teóricas**

##### **2.1.1 Glaciar**

Un glaciar es una masa de hielo formada por la acumulación de nieve que se enfría y endurece con el tiempo, debido a que se encuentran en zonas de alta montaña, polos y además se mueven lentamente debido a la gravedad y la erosión, son importantes para el mantenimiento del equilibrio ecológico de la tierra y fuente primordial de agua dulce. (Zemp *et al.* 2007).

##### **2.1.2 Tipos de glaciares**

Según Kaser (1999), existen diferentes tipos de glaciares, algunos de los cuales se describen, a continuación:

- Glaciar colgado: Es aquel que se localizan en pendientes pronunciadas, a menudo suspendidos en las laderas de las montañas, lo que limita su tamaño y favorece procesos específicos de dinámica glacial. (Benn & Evans, 2010).
- Glaciar cubierto: Se caracteriza por estar cubiertos por una capa variable de roca, sedimentos o escombros, que actúa como aislamiento térmico y afecta su tasa de fusión. (Knight, 1999).
- Morrena: Son materiales no consolidados, tales como rocas y sedimentos, que han sido transportados y depositados por la acción de un glaciar durante su avance o retroceso. (Benn & Evans, 2010).

- Glaciares tropicales: Se ubican dentro de la región ecuatorial, en esta zona se encuentra el 50 % de la superficie terrestre, habita el 70 % de la población mundial. (Santillana, 2015).

En la figura 1, se representan el aspecto visual de las principales geoformas glaciales.

**Figura 1**

*Tipos de Glaciares*



*Nota.* Fuente: INAIGEM (Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña), (2018).

### **2.1.3 Ablación Glacial**

La ablación glacial corresponde a diversos procesos de erosión glacial, ocurrido previo a la formación de depósitos residuales (formaciones lagunares), principalmente por la remoción de materiales rocosos, accionada por el viento o la escorrentía superficial. (Schauwecker, 2014).

#### **2.1.4 Retroceso glaciar**

Es el proceso mediante el cual el frente de un glaciar se aleja de su posición original debido a la reducción del volumen de hielo. Este fenómeno ocurre principalmente por el aumento incremento de la sensación térmica del aire y agua, lo que provoca una rápida disminución de los glaciares. Este retroceso está vinculado al cambio climático global y con lleva importantes consecuencias para la disponibilidad de agua dulce en las regiones cercanas, así como para la seguridad de las comunidades que habitan alrededor de estos glaciares. (Díaz *et al.* 2017).

#### **2.1.5 Albedo Glaciar**

El albedo es la fracción de la radiación solar que una superficie refleja con respecto a la radiación que incide sobre ella.

En el contexto glaciar, se refiere a cuánta luz solar es reflejada por el hielo y la nieve. Un albedo alto (cerca de 0.9) significa una alta reflectividad, como en el caso de nieve fresca, mientras que un albedo bajo (cerca de 0.3) significa que la superficie absorbe más energía, como ocurre en nieve sucia o hielo expuesto. (Williams, 2007).

#### **2.1.6 Situación de glaciares en Perú**

Los glaciares en Perú están experimentando un retroceso significativo como consecuencia del cambio climático.

Según el Ministerio del Ambiente del Perú (MINAM, 2018), los glaciares de la Cordillera Blanca, la región con la mayor concentración glaciar en el país,

han disminuido su extensión en aproximadamente un 30 % durante las últimas tres décadas, entre 1980 y 2017. Esta pérdida acelerada de masa glaciar afectando la reserva de los recursos hídricos para la población y ecosistemas, además de incrementar la vulnerabilidad frente a fenómenos naturales asociados al derretimiento, como deslizamientos y aluviones.

### **2.1.7 Clima**

Son las condiciones promedio del tiempo atmosférico de un lugar durante plazos largos, sus características visuales del sistema climático son la temperatura, depende principalmente de la energía proveniente del sol; la precipitación, manifestación de la condensación del vapor de agua contenido en la atmósfera; el albedo, correspondiente a la cantidad de energía del sol reflejada en superficie en un área determinada y la dirección e intensidad del viento, regulado por la diferenciales de presión, derivada de la altitud y de los gradientes de temperatura del aire. (Gómez Arbeláez, J., 2016; IPCC, 2014).

#### **2.1.7.1 Cambio climático**

El Panel Intergubernamental del Cambio Climático o con siglas y en adelante IPCC; consideran como la variación estadística importante del clima, persistente durante un período de tiempo determinado continuo, habitualmente de décadas o escalas de tiempos mayores. (Gómez Arbeláez, J., 2016).

Este cambio se puede deber a procesos terrestres naturales internos o a cambios externos a los que nuestro planeta se ve forzado, o también a cambios persistentes antropogénicos en la composición de la atmósfera o en el uso del suelo, tal como se dijo anteriormente. (IPCC, 2014).



#### **2.1.7.2 Variabilidad climática**

La variabilidad del clima se entiende como las variaciones del estado medio y de otras características estadísticas del clima (por ejemplo, la desviación estándar y la ocurrencia de eventos extremos) en diversas escalas temporales y espaciales, más allá de episodios meteorológicos individuales. (IPCC, 2007).

#### **2.1.8 Fenómenos del Niño y Niña**

Para entender el descenso glaciar a través del tiempo es importante conocer los fenómenos probablemente asociados, como el Niño y la Niña, además de otros fenómenos climáticos relacionados. A continuación, se presenta una breve descripción.

##### **2.1.8.1 Fenómeno del Niño**

Este fenómeno corresponde a la fase cálida del ENSO (El Niño–Oscilación del Sur), que ocurre cuando las aguas del océano Pacífico tropical oriental (frente a Perú y Ecuador) se calientan anómalamente durante varios meses.

Esto provoca cambios en la dirección de los vientos alisios, las corrientes marinas y la atmósfera. (NOAA, 2023; MINAM, 2018).

En el Perú y Ecuador este fenómeno altera los patrones normales y favorece lluvias intensas en la costa norte y central del Perú, con sequías en sectores de la sierra sur; entre los eventos más relevantes en el país figuran 1982–1983, 1997–1998, 2017 (Niño costero) y 2023, asociados a inundaciones,

deslizamientos y daños en agricultura, pesca e infraestructura. (Caviedes, 1985; CAF, 2000; ENFEN, 2018; ENFEN, 2023; SENAMHI, 2025).

#### **2.1.8.2 Fenómeno de la Niña**

La Niña implica un enfriamiento anómalo del Pacífico ecuatorial; en el Perú suele asociarse a condiciones más frías en el litoral y a lluvias más intensas en la sierra y la selva.

En Perú, este fenómeno se asocia con un aumento en la frecuencia de heladas en los Andes, especialmente en las regiones del sur como Puno, Cusco, Arequipa, Moquegua y Tacna, además de lluvias por debajo de lo normal en la costa norte y centro. (NOAA CPC, 2023; SENAMHI, 2021).

Durante el episodio 2022–enero de 2023 se reportaron temperaturas del aire por debajo de lo normal en tramos de la costa y, posteriormente, la transición a condiciones neutras a escala del Pacífico tropical. (ENFEN, 2022; SENAMHI, 2022; NOAA-CPC, 2023).

#### **2.1.8.3 Evolución Histórica de fenómenos del Niño y de la Niña**

De acuerdo con la recopilación de información, los fenómenos de El Niño y La Niña, componentes de la Oscilación del Sur (ENSO), son eventos climáticos naturales, que alteran periódicamente la temperatura del océano Pacífico ecuatorial, afectando su clima. Este registro sistemático, se ha fortalecido desde mediados del siglo XX, permitiendo una mejor comprensión de su evolución y su impacto. La información histórica recopilada, El Niño ha mostrado eventos particularmente intensos en los años 1982-83, 1997-98 y 2014-16, caracterizados por un incremento de la temperatura de las aguas del Pacífico y

por lluvias extremas, principalmente en la zona costera del norte peruano, así como intensas sequías en la región andina y sur del país.

Por su parte, La Niña, asociada a un enfriamiento del Pacífico ecuatorial, ha presentado episodios destacados como los de 1988-89, 1998-2001, 2010-11 y 2017-18. Estos eventos suelen favorecer la ocurrencia de heladas, olas de frío y sequías en el sur andino.

La cronología reciente muestra una alternancia entre episodios Niño, Niña y fases neutras, con una frecuencia de aproximadamente cada 2 a 7 años. En el período más reciente (2021–2025), las condiciones se han mantenido en un estado mayormente neutro o débilmente frío, sin eventos extremos como los observados en décadas anteriores.

En las siguientes tablas, se resume los eventos históricos principales del Niño y la Niña ocurridos entre 1985 y 2025, su intensidad y los fenómenos climáticos.

**Tabla 2**

*Evolución del Fenómeno de El Niño y La Niña (1985 – 1992)*

| Período   | Tipo    | Intensidad      | Impactos en Perú (incluido sur) | Fenómenos asociados en el sur de Perú | Fuente bibliográfica                     |
|-----------|---------|-----------------|---------------------------------|---------------------------------------|------------------------------------------|
| 1986–1987 | El Niño | Moderado fuerte | Lluvias en costa norte          | Sequías                               | OPS / Fenómeno El Niño, 1997-1998 (2000) |
| 1988–1989 | La Niña | Moderado fuerte | Enfriamiento mar y costero      | Heladas, olas de frío, sequías        | Trasmonte & Silva, 2008                  |
| 1991–1992 | El Niño | Moderado fuerte | Efectos costeros leves          | Sequías                               | OPS / Fenómeno El Niño, 1997-1998 (2000) |

*Nota.* Elaboración propia con datos de OPS (2000), Trasmonte & Silva (2008) y otras referencias citadas en el texto

**Tabla 3***Evolución del Fenómeno de El Niño y La Niña (2017 – 2024)*

| Período    | Tipo                    | Intensidad                    | Impactos en Perú (incluido sur)      | Fenómenos asociados en el sur de Perú | Fuente bibliográfica                          |
|------------|-------------------------|-------------------------------|--------------------------------------|---------------------------------------|-----------------------------------------------|
| 1995–1996  | La Niña                 | Débil                         | Refresco moderado                    | Heladas, olas de frío, sequías        | Trasmonte & Silva, 2008                       |
| 1997–1998  | El Niño                 | Muy fuerte                    | Lluvias y desastres costeros         | Sequías                               | OPS / Fenómeno El Niño, 1997-1998 (2000)      |
| 1998–2001  | La Niña                 | Moderada y persistente        | Afectación costera y pesca           | Heladas, olas de frío, sequías        | Trasmonte & Silva, (2008)                     |
| 2002–2003  | El Niño                 | Moderado fuerte               | Anomalías climáticas costeras        | Sequías                               | Ceballos, L. I., & Poveda, G. (2005)          |
| 2009–2010  | El Niño                 | Moderado fuerte               | Efectos climáticos notables          | Sequías                               | Kim et al., (2011)                            |
| 2010–2011  | La Niña                 | Moderada                      | Heladas, frío extremo en Andes y sur | Heladas, olas de frío, sequías        | Pabón Caicedo & Montealegre Bocanegra, (2017) |
| 2014–2016  | El Niño                 | Muy fuerte                    | Condiciones precursoras              | Sequías                               | Pabón Caicedo & Montealegre Bocanegra, (2017) |
| 2016 –2017 | El Niño costero         | Fuerte local                  | Inundaciones y desastres             | Sequías (posteriores)                 | SENAMHI (2017)                                |
| 2017 –2018 | La Niña Costera o Débil | Global débil y costera fuerte | Heladas, neumonía, muerte de ganado  | Heladas, olas de frío, sequías        | ENFEN (2018)                                  |
| 2021 –2022 | La Niña                 | moderada                      | Frío leve                            | Heladas, olas de frío, sequías        | SENAMHI (2021)                                |
| 2022 –2023 | La Niña                 | Débil a moderada              | Frío leve                            | Heladas, olas de frío, sequías        | SENAMHI (2022)                                |

*Nota.* Elaboración propia con datos de OPS (2000), Trasmonte & Silva (2008) y otras referencias citadas en el texto

**Tabla 4**

*Evolución del Fenómeno de El Niño y La Niña (2023 – 2024)*

| Período    | Tipo                  | Intensidad       | Impactos en Perú (incluido sur) | Fenómenos asociados en el sur de Perú   | Fuente bibliográfica |
|------------|-----------------------|------------------|---------------------------------|-----------------------------------------|----------------------|
| 2023 –2024 | La Niña a ENSO Neutro | Débil a moderada | Frío leve sin gran impacto aún  | Heladas, olas de frío, posibles sequías | ENFEN (2024)         |

*Nota.* Elaboración propia con datos de OPS (2000), Trasmonte & Silva (2008) y otras referencias citadas en el texto

### **2.1.9 Fenómenos Climáticos Adicionales**

#### **2.1.9.1 Heladas**

Las heladas ocurren principalmente durante el invierno austral (junio–agosto) y pueden intensificarse durante episodios de La Niña. Se producen cuando el aire frío queda atrapado en los valles altos (SENAMHI, 2019; Armstrong, 1994).

#### **2.1.9.2 Olas de frío**

Son descensos rápidos y sostenidos de la temperatura mínima en pocos días, más severos en años con La Niña o bajo la influencia de masas de aire frío provenientes del sur (Antártida) (Alexander & Arblaster, 2009; SENAMHI, 2020).

#### **2.1.9.3 Sequías**

Las sequías multianuales o estacionales son comunes en el altiplano sur (Puno, Cusco, Moquegua, Tacna), y se acentúan en presencia de La Niña. (Samaniego & Rivera, 2013; World Bank, 2016).

#### **2.1.9.4 Fenómeno de Madden-Julian (MJO)**

Es una oscilación atmosférica que puede potenciar lluvias o períodos secos a corto plazo. Aunque no es tan conocido como ENSO, influye en la variabilidad intraestacional de las lluvias en el sur del Perú. (Madden & Julian, 1971; Wheeler & Hendon, 2004; SENAMHI, 2020).

#### **2.1.9.5 Oscilación Decadal del Pacífico (PDO)**

Este fenómeno presenta variabilidad climática a escala de décadas, modulando la frecuencia e intensidad de eventos El Niño y La Niña, lo que genera impactos climáticos significativos en el sur andino a largo plazo. (Mantua et al., 1997; Zhang & Delworth, 2006; MINAM, 2019).

#### **2.1.9.6 Ascenso del nivel de congelación (FLH) y su impacto en Retroceso Glaciar**

Uno de los factores más determinantes en el retroceso de los glaciares tropicales andinos, características similares del Nevado Tutupaca, es el ascenso progresivo del nivel de congelación (Freezing Level Height, FLH). Este fenómeno se define como la altitud a la cual la temperatura atmosférica alcanza los 0° C, constituyendo el límite aproximado entre las zonas de acumulación (precipitación sólida) y ablación (fusión) dentro de un sistema glaciar (Vuille et al., 2008). Su variación está directamente relacionada con el calentamiento global, el balance energético superficial, la dinámica atmosférica regional y la variabilidad climática interanual.

#### **2.1.9.6.1 *Tendencias Globales y Regionales del FLH***

A escala global, el nivel de congelación está sufriendo un incremento sostenido desde mediados del siglo XX en respuesta al aumento de la temperatura media superficial del planeta, el cual ha sido de aproximadamente +1.1 °C desde la era preindustrial (IPCC, 2021). Diversos estudios han estimado que el FLH se ha elevado entre 100 y 200 m por siglo en regiones tropicales de alta montaña, lo que implica un desplazamiento progresivo del límite de 0 °C a altitudes cada vez mayores (Bradley et al., 2009, Pepin et al, 2015)

En este contexto de los Andes tropicales y subtropicales, donde se ubica el Nevado Tutupaca, esta tendencia es aún más acentuada. Trabajos de Investigación recientes han demostrado que el FLH ha aumentado entre 35 y 55 m por década desde 1980 (Vuille et al., 2008; Rabatel et al., 2013). Esto implica un incremento acumulado de aproximadamente 150 a 250 m en las últimas cuatro décadas, lo cual ha tenido profundas implicancias sobre la dinámica glaciar de la región.

#### **2.1.9.6.2 *Ascenso del FLH en el Sur del Perú***

En la región sur del Perú, la evolución del nivel de congelación ha seguido un patrón similar al descrito para los Andes Tropicales, aunque con particularidades climáticas propias del altiplano y la cordillera volcánica occidental. De acuerdo con estimaciones derivadas de datos reanálisis y registros satelitales, el FLH ha pasado de 1980 a valores cercanos a 5050 m.s.n.m. en la actualidad (2020 - 2024). (SENAMHI, 2020; Vuille et al., 2008; Bradley et al., 2009). Este ascenso de más de 200 m en los últimos 40 años

implica que antes permanecían por debajo del punto de congelación durante gran parte del año ahora experimentan temperaturas positivas, lo que reducido drásticamente la zona de acumulación nival y por ende un descenso glaciario.

#### ***2.1.10 Hidrología***

La hidrología es la ciencia natural que estudia al agua, en su ocurrencia, circulación y distribución en la superficie terrestre, sus propiedades químicas, físicas y su relación con el medio ambiente, incluyendo a los seres vivos. (Villón, 2004).

#### ***2.1.11 Ciclo hidrológico***

Se denomina ciclo hidrológico al conjunto de cambios que experimenta el agua en la naturaleza, tanto en su estado (sólido, líquido, gaseoso), como en su forma (agua superficial, agua subterránea, etc.). (Villón, 2004).

#### ***2.1.12 Parámetros Hidrometeorológicos***

##### ***2.1.12.1 Precipitación***

La precipitación es toda forma de humedad que, originándose en las nubes, llega hasta la superficie del suelo. Desde el punto de vista de ingeniería hidrológica, la precipitación es la fuente primaria de la superficie terrestre y sus mediciones forman el punto de partida de los estudios concernientes al uso y control del agua. (Villón, 2004).



#### **2.1.12.2 Temperatura**

La temperatura es considerada como el factor determinante y decisivo de las diversas etapas del ciclo hidrológico y principalmente en el estudio de la evaporación. El efecto de los diversos procesos de intercambio de calor en el sistema Tierra y Atmósfera, conduce a una distribución de temperatura según la dirección vertical, o sea, un decrecimiento de la temperatura con la altitud de 6,5 °C/km en la troposfera y condiciones aproximadamente isotérmicas en la estratosfera. (Mejía, 2016).

#### **2.1.12.3 Temperatura máxima y mínima.**

Son las temperaturas del aire máxima y mínima alcanzados durante el día, medidas entre 1,25 a 2 m por encima del suelo. (Organización Meteorológica Mundial o sus siglas OMM, 1996)

#### **2.1.13 Red de Monitoreo Meteorológico**

Es un proceso donde se realizan lecturas de aparatos meteorológicos durante un intervalo periódico. (Instituto Meteorológico Nacional, 2020).

#### **2.1.14 Hidrología Estadística**

Los estudios hidrológicos requieren del análisis de cuantiosa información hidrometeorológica; esta información puede consistir en datos de precipitación, caudales, temperatura, evaporación, etc. Para el análisis de la información, la hidrología utiliza los conceptos de probabilidades y estadística, siendo este campo, una de las primeras áreas de la ciencia e ingeniería, en usar los

conceptos estadísticos, en un esfuerzo para analizar los fenómenos naturales. (Villón, 2006). A continuación, se describe las técnicas estadísticas utilizadas:

#### **2.1.14.1 Análisis de series temporales**

Es el análisis temporal de un grupo de observaciones de un fenómeno recolectado en momentos sucesivos. En hidrología, esto puede incluir datos de caudal, precipitaciones, evaporación, entre otros, permitiendo identificar tendencias, ciclos, estacionalidad, anomalías y evaluar el comportamiento histórico de los glaciares y su relación con la variabilidad climática, siendo una herramienta clave en estudios de retroceso glaciar y cambio climático. (Box *et al.*, 2015; Helsel & Hirsch, 2002).

#### **2.1.14.2 Tratamientos de datos climáticos**

El tratamiento de datos climáticos es un proceso esencial para analizar y comprender las variaciones y tendencias en el clima, para asegurar la calidad y confiabilidad de la información antes de su análisis estadístico. Este proceso incluye el control de calidad, eliminación de valores atípicos, análisis de consistencia, completación de datos faltantes y homogeneización de series. (Peterson *et al.*, 1998; Wilks, 2019).

#### **2.1.14.3 Correlación Estadística**

Se utilizó el coeficiente de Pearson, medida de correlación lineal entre las variables del sistema climático. Esto permite cuantificar la fuerza de la relación y ver si cambios en el clima pueden explicar variaciones en el balance de masa glaciar. (Pearson, 1895; Rodgers & Nicewander, 1988).

Este coeficiente resulta fundamental para determinar en qué medida las variaciones climáticas influyen en la dinámica del retroceso glaciar.

#### **2.1.14.4 Modelos de Regresión**

Los modelos de regresión permiten establecer relaciones matemáticas entre una variable dependiente y una o varias variables independientes. En estudios glaciológicos, la regresión lineal simple se emplea para evaluar tendencias temporales, mientras que la regresión lineal múltiple permite analizar la influencia conjunta de variables climáticas como la precipitación y la temperatura sobre el área glaciar. (Montgomery *et al.*, 2012; Wilks, 2019). Estos modelos constituyen una herramienta para la proyección futura del retroceso glaciar, aunque presentan limitaciones asociadas a la disponibilidad de datos, la variabilidad climática y los efectos no lineales del cambio climático.

#### **2.1.14.5 Validación Estadística y Validación Cruzada**

La validación estadística de modelos es un proceso para comprobar si un modelo de regresión es confiable, estable y adecuado para la predicción, asegurando que cumpla con los supuestos básicos de la estadística inferencial. Este procedimiento se apoya en el análisis del comportamiento de los errores o residuos, los cuales representan la diferencia entre los valores observados y los valores estimados por el modelo. Cuando los residuos se distribuyen de manera aleatoria alrededor de cero, se considera que el modelo no presenta sesgos sistemáticos y posee un buen ajuste (Montgomery *et al.*, 2012).

La normalidad de los residuos se verifica mediante pruebas estadísticas como Shapiro–Wilk, Kolmogorov–Smirnov y Jarque–Bera. Estas pruebas

permiten determinar si los errores siguen una distribución aproximadamente normal, condición necesaria para que los intervalos de confianza, pruebas de significancia y estimaciones de los coeficientes sean válidas desde el punto de vista estadístico (Shapiro & Wilk, 1965; Kolmogorov, 1933; Jarque & Bera, 1987).

La homocedasticidad, o constancia de la varianza de los errores, se evalúa mediante el test de Breusch–Pagan, el cual permite identificar si los errores aumentan o disminuyen en función de los valores ajustados. La presencia de homocedasticidad indica que el modelo presenta estabilidad y que sus estimaciones no están distorsionadas por varianzas irregulares (Breusch & Pagan, 1979).

El error cuadrático medio (RMSE) constituye un indicador global de la precisión del modelo, ya que expresa la magnitud promedio del error entre los valores observados y los estimados. Valores bajos de RMSE reflejan un mejor desempeño del modelo y una mayor capacidad de ajuste a los datos reales (Wilks, 2019). Por su parte, la validación cruzada Leave-One-Out (LOO) es una técnica de evaluación predictiva que consiste en excluir una observación del conjunto de datos, ajustar el modelo con el resto de la información y luego predecir el valor excluido. Este proceso se repite para todas las observaciones, permitiendo evaluar la capacidad real de generalización del modelo y detectar posibles problemas de sobreajuste. La similitud entre los errores obtenidos mediante LOO y el error interno del modelo es un indicador de buena estabilidad predictiva (Stone, 1974; Montgomery et al., 2012).

En conjunto, estas herramientas permiten verificar que el modelo de regresión cumple con los supuestos de normalidad, homocedasticidad, precisión y capacidad predictiva, garantizando una interpretación estadística confiable de los resultados en estudios hidrológicos, climáticos y glaciológicos (Montgomery et al., 2012; Wilks, 2019).

#### **2.1.14.6 Proyecciones Hidrológicas por Escenarios**

Las proyecciones hidrológicas por escenarios constituyen un enfoque ampliamente utilizado para estimar el comportamiento futuro de variables climáticas bajo diferentes supuestos de cambio. Entre las técnicas más empleadas se encuentra el método Delta Change, el cual consiste en modificar las series históricas mediante factores porcentuales derivados de proyecciones climáticas regionales. Este enfoque ha sido ampliamente aplicado en estudios de impacto hidrológico y cambio climático en cuencas de montaña. (Hay et al., 2000; Wilks, 2019).

#### **2.1.15 Teledetección**

Es “la ciencia y la tecnología por la cual se pueden identificar las características de los objetos de interés, medir o analizar las características sin contacto directo”. (JARS, 1993). Usualmente la teledetección mide la energía emitida por la superficie terrestre. En caso de la energía medida es el sol, entonces se llama la teledetección pasiva, y el resultado de esta medición puede ser una imagen digital. (RICHARDS y JIA, 2006). Si la energía medida no es emitida por el Sol, pero desde la plataforma de sensor, entonces se define como

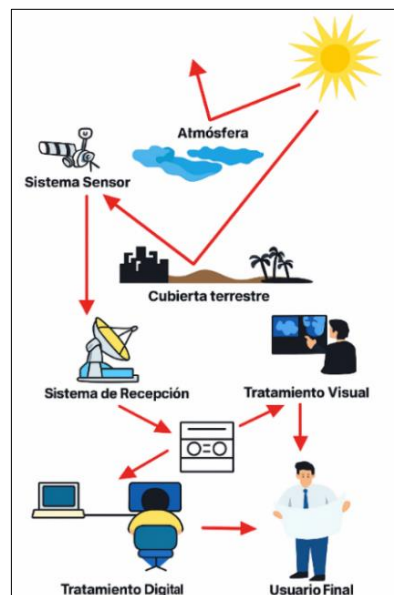
la teledetección activa, tales como sensores de radar que funcionan en el rango de microondas. (RICHARDS y JIA, 2006).

#### **2.1.16 Principios básicos de la Teledetección**

El principio de la teledetección; se basa en que cada área emite o refleja una radiación específica, en función de su propia naturaleza, por consiguiente, el flujo energético es un factor indispensable en la adquisición de información para conseguir como producto una imagen. (Chuvienco, 1995). Los componentes de la teledetección se muestran en la siguiente figura.

**Figura 2**

*Componentes de un Sistema de Teledetección*



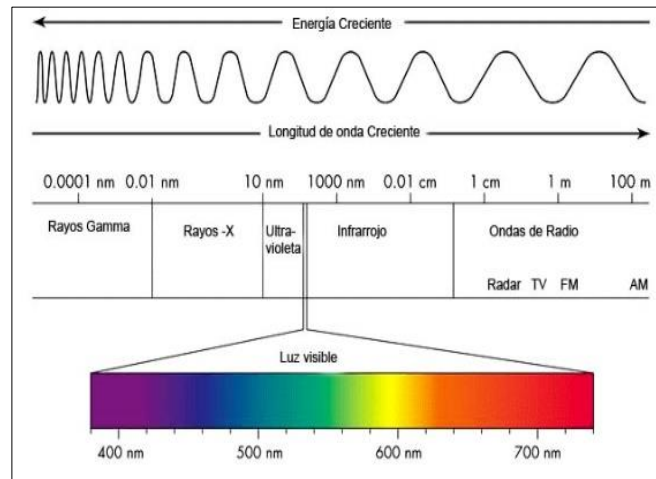
Nota. Fuente: Chuvienco, 1995

#### **2.1.17 El Espectro Electromagnético**

Es un sistema que clasifica la longitud de onda, toda la energía (de corto cósmica a largo radio) que se mueve, armónicamente, a la velocidad constante de la luz". (National Aeronautics and Space Administration, en adelante NASA, 2011)

**Figura 3**

*Espectro Electromagnético*



Nota. Fuente: Chuvieco, 1995

Las radiaciones electromagnéticas más utilizadas en teledetección (según su longitud de onda) son:

La radiación ultravioleta: La fuente principal es la energía solar, su región espectral va desde 0,34 a 0,4  $\mu\text{m}$ , y se utilizado para aplicaciones oceánicas. (NASA PACE, 2024).

El espectro visible: Esta comprendida entre 0,4 y 0,7 micrómetros aproximadamente en la región del espectro. Dentro del espectro visible se pueden distinguir tres franjas: el azul (de 0,4 a 0,5  $\mu\text{m}$ ), el verde (de 0,5 a 0,6  $\mu\text{m}$ ) y el rojo (de 0,6 a 0,7  $\mu\text{m}$ ). (IGN, 2020).

El infrarrojo cercano (NIR): Esta comprendida entre 0,7 y 1,3 micrómetros de la región del espectro. Utilizado en discriminar masas vegetales y concentraciones de humedad. (IGN, 2020; Kokaly et al., 2007).

El infrarrojo medio (SWIR): Esta zona corresponde en la región comprendida entre 1,3 y 8 micrómetros aproximadamente. Resulta idóneo para

estimar contenidos de humedad en la vegetación y para detección de focos de temperatura. (USGS, 2022).

El infrarrojo lejano o térmico (TIR): Esta en la región del espectro comprendida entre 8 y 100 micrómetros aproximadamente. Detecta el calor proveniente de la mayor parte de las cubiertas terrestres. (USGS, 2022).

Las microondas: Esta en región del espectro a partir de 1 mm hasta 1 m. Se utilizan en teledetección porque es un tipo de radiación, bastante transparente a las cubiertas nubosas, es decir, que atraviesa bastante las nubes. (ESA, 2013; NASA ARSET, 2024; NASA Earth Observatory, 1999)

#### **2.1.18 Energía Radiante**

Es la cantidad total de energía transportada por la radiación electromagnética integrada en el tiempo y en todas las direcciones; su unidad SI es el joule (J). (Chuvieco, 2002).

#### **2.1.19 Firma Espectral**

La firma espectral es la reflectancia como una función de longitud de onda, cada material tiene una firma única, por lo tanto, se puede utilizar para la clasificación de materiales. (NASA, 2011)

#### **2.1.20 Radiancia**

La radiancia es la cantidad de energía electromagnética emitida, reflejada o transmitida por una superficie en una dirección específica, por unidad de área proyectada, ángulo sólido y longitud de onda. Su unidad en el Sistema



Internacional es el vatio por metro cuadrado por estereorradián ( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1}$ ). (Schowengerdt, 2007).

#### **2.1.21 Reflectancia**

La reflectancia es la proporción de radiación incidente que una superficie devuelve, siendo un parámetro adimensional (0–1) o expresado en porcentaje, dependiente únicamente de las propiedades ópticas del material y no de las condiciones de iluminación. (Jensen, 2015).

#### **2.1.22 Imágenes satelitales**

Son registros digitales obtenidos por sensores a bordo de satélites que miden la radiación reflejada y/o emitida del sistema Tierra-atmósfera; se almacenan como matrices de píxeles con valores por bandas espectrales y con metadatos de fecha y geometría de adquisición definidos. (Lillesand et al., 2015; Jensen, 2016). Existen diferentes tipos de imágenes satelitales, dependiendo del tipo de sensor y de la finalidad de captación con la que fue construido. (NASA, 2011)

#### **2.1.23 Tipos de sensores**

##### **2.1.23.1 Sensores Ópticos**

###### **a) Sensores pasivos**

Los sensores pasivos simplemente reciben las señales emitidas naturalmente y reflejadas por los objetos percibidos. Ejemplos: ASTER, LandSat, MODIS, SENTINEL-2. (NASA, 2011)

b) Sensores activos

El sensor emite radiación dirigida hacia el objetivo a ser estudiado.

Ejemplos: Lidar, Radar (SENTINEL-1B), Sonar. (NASA, 2011).

#### **2.1.24 Resolución de los sensores remotos**

##### **2.1.24.1 Resolución espacial**

Es la distancia que corresponde a la unidad mínima de información incluida en la imagen (píxel). (Richards, J., & Jia, 2006).

##### **2.1.24.2 Resolución espectral**

Indica el número y anchura de las bandas espectrales que puede discriminar el sensor. Entre mayor sea esta resolución se tendrá información del comportamiento de una misma cobertura en diferentes bandas espectrales. (Richards, J., & Jia 2006).

##### **2.1.24.3 Resolución radiométrica**

Nos indica la medida en bits (dígitos binarios), es la gama de valores de brillo disponibles, que en la imagen se corresponden con el alcance máximo de número digital; por ejemplo, una imagen con una resolución de 8 bits tiene 256 niveles de brillo. (Richards, J., & Jia, 2006).

##### **2.1.24.4 Resolución temporal**

Para los sensores de satélites, también existe la resolución temporal, que es el tiempo necesario para volver a visitar la misma zona de la Tierra. (NASA, 2011).

### ***2.1.25 Plataformas de Teledetección Espacial.***

#### **2.1.25.1 Plataforma Landsat**

Es una plataforma de satelitales, fue lanzado por la NASA el 25 de julio de 1972, inicialmente llamado ERTS-1 y después llamado LANDSAT, fueron lanzados con la finalidad de proporcionar a los científicos información espacial de agricultura, glaciología, las zonas urbanas crecimiento, desastres naturales, etc. Hasta en la actualidad solo están s activos LANDSAT 7, LANDSAT 8 y LANDSAT 9. La misión del satélite del LANDSAT 7, posee las siguientes características:

Un instrumento Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+). con las mismas seis bandas de ondas reflectantes del TM (Thematic Mapper) con un tamaño de píxel de 30 m, con una banda de ondas TIR a 60 m y re-muestrea una resolución de datos ópticos de 30 m. Este instrumento también tiene una banda de ondas cromática con una resolución de 15 m con un aumento de digitalización de 9 bits.

Las misiones actuales LANDSAT 8 y LANDSAT 9, posee operacionalmente idénticos, con la diferencia una captación de mayor cantidad de datos ambos. Llevan un generador de imágenes terrestres operativo (OLI) y un infrarrojo térmico. El satélite Landsat 8 lleva dos instrumentos OLI y TIRS, que corresponden a las siglas en inglés para Operational Land Imager (OLI) y Thermal Infrared Sensor (TIRS), puede proveer nueve bandas espectrales, una adicional a la LANDSAT 7. (Kokaly et al., 2007; NASA Earthdata, 2022).

El satélite Landsat 9, transporta dos instrumentos principales: OLI-2, que detecta la luz visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta en nueve longitudes de onda, y el Sensor térmico infrarrojo 2 (TIRS-2, por sus siglas en inglés), que detecta la radiación térmica en dos longitudes de onda utilizadas, para medir las temperaturas de la superficie de la Tierra y sus cambios. (USGS, 2022; NASA Earthdata, 2022).

Los sensores OLI-2 tienen once bandas de ondas, cuatro bandas espectrales visibles, una NIR y tres bandas SWIR, todas que tienen una dimensión de píxel de 30 m, más una banda pancromática a 15 m de tamaño de píxel y, por último, hay dos bandas térmicas a 100 m de píxel de tamaño. Los TIRS y TIRS-2, contribuyen con las mismas dos bandas de ondas TIR de resolución espacial de 100 m, remuestreada a un tamaño de píxel de 30 m, aunque TIRS-2 está diseñado para minimizar la luz parásita.

La digitalización tiene una mejora nuevamente a 12 bit con el LANDSAT 8 y 14 bits con el LANDSAT 9, lo que da como resultado imágenes con más de 16000 niveles de gris.

En la actualidad los satélites Landsat, han generado más de cinco décadas de datos continuos, esenciales para el monitoreo ambiental y la planificación territorial. En las siguientes tablas se resume las principales características de las imágenes Landsat.

**Tabla 5**

*Características de Imágenes Landsat 5, 7 y 8*

| Sensor         | Resolución Espacial (m) | Resolución Espectral (#) | Resolución Radiométrica (bit) | Resolución Temporal (Días) | Tipo de Banda | Rango de Bandas (µm)     | Descripción        |
|----------------|-------------------------|--------------------------|-------------------------------|----------------------------|---------------|--------------------------|--------------------|
| Landsat 5 TM   | 30                      | 7                        | 8                             | 16                         | Banda 1       | 0,45 - 0,52              | Azul               |
|                |                         |                          |                               |                            | Banda 2       | 0,52 - 0,60              | Verde              |
|                |                         |                          |                               |                            | Banda 3       | 0,63 - 0,69              | Rojo               |
|                |                         |                          |                               |                            | Banda 4       | 0,76 - 0,90              | Infrarrojo Cercano |
|                | Banda 5                 |                          |                               |                            | 1,55 - 1,74   | Infrarrojo de Onda Corta |                    |
|                | 120                     |                          |                               |                            | Banda 6       | 10,4 - 12,5              | Termal             |
|                | 30                      |                          |                               |                            | Banda 7       | 2,08 - 2,35              | Infrarrojo Mediana |
| Landsat 7 ETM+ | 30                      | 8                        | 8                             | 16                         | Banda 1       | 0,45 - 0,52              | Azul               |
|                |                         |                          |                               |                            | Banda 2       | 0,52 - 0,60              | Verde              |
|                |                         |                          |                               |                            | Banda 3       | 0,63 - 0,69              | Rojo               |
|                |                         |                          |                               |                            | Banda 4       | 0,77 - 0,90              | Infrarrojo Cercano |
|                | Banda 5                 |                          |                               |                            | 1,55 - 1,75   | Infrarrojo de Onda Corta |                    |
|                | 60                      |                          |                               |                            | Banda 6       | 10,4 - 12,5              | Termal             |
|                | 30                      |                          |                               |                            | Banda 7       | 2,08 - 2,35              | Infrarrojo Mediana |
|                | 15                      |                          |                               |                            | Banda 8       | 0,52 - 0,90              | Pancromático       |
| Landsat 8      | 30                      | 11                       | 12                            | 16                         | Banda 1       | 0,43 - 0,45              | Aerosol            |
|                |                         |                          |                               |                            | Banda 2       | 0,45 - 0,51              | Azul               |
|                |                         |                          |                               |                            | Banda 3       | 0,53 - 0,59              | Verde              |
|                |                         |                          |                               |                            | Banda 4       | 0,64 - 0,67              | Rojo               |
|                |                         |                          |                               |                            | Banda 5       | 0,85 - 0,88              | Infrarrojo Cercano |
|                |                         |                          |                               |                            | Banda 6       | 1,57 - 1,65              | SWIR 1             |
|                | Banda 7                 |                          |                               |                            | 2,11 - 2,29   | SWIR 2                   |                    |
|                | 15                      |                          |                               |                            | Banda 8       | 0,50 - 0,68              | Pancromático       |
|                | 30                      |                          |                               |                            | Banda 9       | 1,36 - 1,38              | Cirrus             |
|                | 100                     |                          |                               |                            | Banda 10      | 10,6 - 11,19             | TIRS 1             |
|                |                         |                          |                               |                            | Banda 11      | 11,5 - 12,51             | TIRS 2             |

Nota. Fuente: Thenkabail, P. S. (2016) y NASA (2011).

**Tabla 6***Características de Imágenes Landsat 9*

| Sensor    | Resolución Espacial (m) | Resolución Espectral (#) | Resolución Radiométrica (bit) | Resolución Temporal (Días) | Tipo de Banda | Rango de Bandas (μm) | Descripción        |
|-----------|-------------------------|--------------------------|-------------------------------|----------------------------|---------------|----------------------|--------------------|
| Landsat 9 | 30                      | 11                       | 12                            | 16                         | Banda 1       | 0,43 – 0,45          | Aerosol            |
|           |                         |                          |                               |                            | Banda 2       | 0,45 – 0,51          | Azul               |
|           |                         |                          |                               |                            | Banda 3       | 0,53 – 0,59          | Verde              |
|           |                         |                          |                               |                            | Banda 4       | 0,64 - 0,67          | Rojo               |
|           |                         |                          |                               |                            | Banda 5       | 0,85 - 0,88          | Infrarrojo Cercano |
|           | Banda 6                 |                          |                               |                            | 1,57 - 1,65   | SWIR 1               |                    |
|           | Banda 7                 |                          |                               |                            | 2,11 - 2,29   | SWIR 2               |                    |
|           | 15                      |                          |                               |                            | Banda 8       | 0,50 - 0,68          | Pancromático       |
|           | 30                      |                          |                               |                            | Banda 9       | 1,36 - 1,38          | Cirrus             |
|           | 100                     |                          |                               |                            | Banda 10      | 10,6 – 11,19         | TIRS 1             |
|           |                         |                          |                               |                            | Banda 11      | 11,5 – 12,51         | TIRS 2             |

Nota. Fuente: Thenkabail, P. S. (2016) y NASA (2011).

**2.1.25.2 Plataforma Copernicus (Sentinel 2)**

La misión Sentinel 2 es el resultado de una colaboración estrecha entre la ESA, la Comisión Europea, y diferentes agentes del sector aeroespacial: la industria, los proveedores de servicios y los usuarios de datos. (ESA, 2015).

La misión Sentinel 2, está basada de un par de satélites idénticos situados en una órbita a 180 grados de distancia para optimizar la cobertura, polar para ambos. Está diseñada para proporcionar una alta frecuencia

Los satélites Sentinel-2A y Sentinel-2B fueron lanzados al espacio el 23 de junio de 2015 y el 7 de marzo de 2017, respectivamente cada una. Los satélites Sentinel-2 se sitúa entre 56 grados sur y 84 grados norte de latitud geográfica, con una distancia de 290 kilómetros de ancho de franja orbital.

Tienen capacidad de monitorear el ecuador en cielos despejados, con un satélite Sentinel-2 que retorna cada 10 días y dos satélites que completan dos iteraciones cada 5 días.

Estas ventajas optimizan la recolección de Información Geográfica a niveles local, regional, nacional e internacional, mientras se rastrean alteraciones en la superficie terrestre atendiendo a grandes masas de tierra, islas y regiones costeras.

Cada satélite puede monitorear la tierra en ocho días, bajo el área despejada con un ecuador.

Con un satélite, la bajada de datos es una vez cada 10 días, mientras que dos satélites pueden completar dos bajadas de datos más en cinco días.

Esto es bajo la condición de cielos despejados. Además, la variabilidad de la condición de la superficie terrestre es accesible con el monitoreo satelital. Cada satélite también puede ser utilizado en la recolección y supervisión del Sistema de Información Geográfica a niveles local, regional, nacional e internacional.

Estos dos satélites. Cada uno consta de un capturador de imágenes multiespectrales (MSI) que es capaz de registrar las 13 bandas de 4, 10 metros de resolución y 10 metros de resolución en el conjunto de imágenes orbitales de la Tierra. Estos satélites realizan imágenes de altímetro y monitoreo de nubes dorsales en el conjunto de pasadas de 5 para separar nubes y cambios de nieve.

Nos enfocamos en Sentinel 2A para los propósitos de esta tarea.

La misión Sentinel-2 lleva una cámara multispectral de alta resolución que tiene una amplia cobertura de franja.

No solo continúa las misiones de satélites franceses SPOT y estadounidenses Landsat, sino que también las mejora.

Los datos de Sentinel-2, son ampliamente utilizados en el monitoreo ambiental y territorial, como es el caso de la evaluación el retroceso glaciar, el estado de la vegetación y más importante aún la dinámica de superficie de agua.

Su acceso abierto facilita su aplicación en investigaciones científicas, planificación territorial y toma de decisiones a múltiples escalas preliminares. Asimismo, su resolución espectral permite diferenciar con precisión las áreas de cobertura de la nieve, el hielo, la vegetación y los cuerpos de agua mediante índices normalizados.

Esto convierte a Sentinel-2 en una herramienta fundamental para el seguimiento de los cambios ambientales asociados al cambio climático y la gestión sostenible de los recursos naturales.

En la siguiente tabla se aprecia las características de estas imágenes satelitales.

En términos prácticos, el empleo de imágenes Sentinel-2 permitió mejorar la precisión en la delimitación de la cobertura glaciar reciente, reduciendo la incertidumbre asociada a la resolución espacial y fortaleciendo la confiabilidad del análisis multitemporal del Nevado Tutupaca.



**Tabla 7**

*Características de Imágenes Sentinel 2A (Banda 1-7)*

| Sensor      | Resolución Espacial (m) | Resolución Espectral (#) | Resolución Radiométrica (bit) | Resolución Temporal (Días) | Tipo de Banda | Rango de Bandas (μm) | Descripción                  |
|-------------|-------------------------|--------------------------|-------------------------------|----------------------------|---------------|----------------------|------------------------------|
| Sentinel 2A | 60                      | 13                       | 12                            | 10                         | Banda 1       | 0,43 - 0,45          | Aerosol                      |
|             |                         |                          |                               |                            | Banda 2       | 0,45 - 0,52          | Azul                         |
|             | 10                      |                          |                               |                            | Banda 3       | 0,54 - 0,57          | Verde                        |
|             |                         |                          |                               |                            | Banda 4       | 0,65 - 0,68          | Rojo                         |
|             |                         |                          |                               |                            | Banda 5       | 0,69 - 0,71          | Vegetation Red Edge          |
|             | 20                      |                          |                               |                            | Banda 6       | 0,73 - 0,74          | Vegetation Red Edge          |
|             |                         |                          |                               |                            | Banda 7       | 0,77 - 0,79          | Vegetation Red Edge NIR      |
|             | 10                      |                          |                               |                            | Banda 8       | 0,78 - 0,9           | (Infrarrojo Cercano) - 1 NIR |
|             | 20                      |                          |                               |                            | Banda 8A      | 0,85 - 0,87          | (Infrarrojo Cercano) - 2     |
|             | 60                      |                          |                               |                            | Banda 9       | 0,93 - 0,95          | Vapor de agua                |
|             |                         |                          |                               |                            | Banda 10      | 1,36 - 1,39          | SWIR - Cirrus                |
|             | 20                      |                          |                               |                            | Banda 11      | 1,56 - 1,65          | SWIR - 1                     |
|             |                         |                          |                               |                            | Banda 12      | 2,10 - 2,28          | SWIR - 2                     |

*Nota.* Fuente: Instituto Geográfico Nacional de España. (2020).

### **2.1.26 Correcciones de imágenes**

El propósito de las correcciones es eliminar o reducir las distorsiones o alteraciones que se produjeron durante el proceso de imagen.

#### **2.1.26.1 Corrección atmosférica**

Es la tarea de eliminación de la dispersión de la radiación electromagnética causada por gases y partículas suspendidos en la atmósfera.

#### **2.1.26.2 Correcciones radiométricas**

Las distorsiones radiométricas implican las modificaciones realizadas a los valores de píxeles de intensidad dentro de la imagen, como los niveles de

escala de grises y las distorsiones del balance de color. Estas distorsiones se originan a partir de los efectos de la atmósfera sobre el espectro electromagnético. En este caso, la atmósfera actúa de dos maneras principales:

- Superposición/ampliación selectiva de energía asociada a los varios multiespectros)
- Captura de energía en longitudes de onda particulares debido al envoltorio gaseoso de la tierra)

Aparte de la atmósfera, la otra categoría de distorsión del otro tipo de distorsión encontrada en las imágenes stricto sensu proviene de los efectos de los instrumentos que componen los sensores.

#### **2.1.26.3 Correcciones Geométricas**

Elimina las principales fuentes de distorsiones geométricas, cuales son:

- La Rotación de la Tierra durante la adquisición de las imágenes.
- Velocidad limitada del escáner (en comparación con la velocidad de la plataforma).
- Curvatura de la Tierra.

#### **2.1.27 Procesamiento de Imágenes Satelitales**

La teledetección, es una técnica indirecta sumamente valiosa para trabajos de campo y observación, permite a los geólogos mapear y analizar las características geológicas y áreas límite de varias regiones sin contacto directo. Los datos geodésicos de teledetección pueden ser valiosos para otros estudios relevantes de mapeo geológico, peligros geológicos y geología económica.

Para nuestro caso se utilizará distintas técnicas de teledetección, mostradas en los siguientes párrafos.

#### ***2.1.28 Análisis Multitemporal de Imágenes Satelitales***

Técnica utilizada en teledetección para estudiar cómo cambian los patrones y características de la superficie terrestre a lo largo del tiempo. Este enfoque permite monitorear fenómenos como el uso del suelo, la deforestación, la urbanización, y los cambios climáticos, entre otros.

#### ***2.1.29 Principales índices espectrales***

Identificados en la siguiente sección están los índices espectrales más comúnmente asociados con el uso de satélites Sentinel para el propósito de detección de cambios en glaciares.

##### **2.1.29.1 Índice Diferencial Normalizado de Nieve (NDSI)**

El Índice Diferencial Normalizado de Nieve (NDSI), es un indicador numérico que muestra la cobertura de nieve en áreas terrestres.

Las bandas espectrales de infrarrojos verdes y de onda corta (SWIR), se utilizan dentro de esta fórmula para trazar el mapa de la cubierta de nieve. Dado que la nieve absorbe la mayor parte de la radiación incidente en el SWIR, mientras que las nubes no lo hacen, esto permite a NDSI distinguir la nieve de las nubes. Esta fórmula se utiliza comúnmente en la aplicación de mapas de cobertura de nieve y hielo, así como en el monitoreo de glaciares.

Para las Imágenes Landsat 5, 7, se aplica la fórmula (1) propuesta por Dozier (1989) & Dorothy K. Hall. et al. (1998) y posteriormente se muestra la formula (2) adaptada para las Landsat 8 y 9:

$$NDSI_{(Landsat\ 4-7)} = \frac{Banda\ 2 - Banda\ 5}{Banda\ 2 + Banda\ 5} \quad \dots (1)$$

$$NDSI_{(Landsat\ 8-9)} = \frac{Banda\ 3 - Banda\ 6}{Banda\ 3 + Banda\ 6} \quad \dots (2)$$

Para las Imágenes Sentinel 2A, se aplica la siguiente formula, adaptada del autor anterior:

$$NDSI_{(Sentinel)} = \frac{Banda\ 3 - Banda\ 11}{Banda\ 3 + Banda\ 11} \quad \dots (3)$$

#### **2.1.29.2 Índice de Nieve y Hielo Diferencial Normalizado I-1 (NDSI-1)**

Utilizado para discretizar el nieve y hielo, para imágenes de Landsat 5 y 7, se aplica la fórmula (4) propuesta por trabajos de Xiao, X., Shen, Z., & Qin, X. (2001). y posteriormente se muestra la formula (4) adaptada para las Landsat 8 y 9:

$$NDSII - 1_{(Landsat\ 4-7)} = \frac{Banda\ 3 - Banda\ 5}{Banda\ 3 + Banda\ 5} \quad \dots (4)$$

$$NDSII - 1_{(Landsat\ 8-9)} = \frac{Banda\ 4 - Banda\ 6}{Banda\ 4 + Banda\ 6} \quad \dots (5)$$

Para las Imágenes Sentinel 2A, se aplica la siguiente formula, adaptada del autor anterior:

$$NDSII - 1_{(Sentinel)} = \frac{Banda\ 3 - Banda\ 11}{Banda\ 3 + Banda\ 11} \quad \dots (6)$$

### 2.1.29.3 Índice de Nieve y Hielo Diferencial Normalizado I-2 (NDSI-2)

Es utilizado para la diferenciación de nieve y hielo en áreas cubiertas de ambos, pero en este caso se utilizará la banda infrarrojo cercano.

Para las Imágenes Landsat 5 y 7, se aplica la fórmula (7) propuesta por trabajos de Xiao, X., Shen, Z., & Qin, X. (2001). y posteriormente se muestra la formula (8) adaptada para las Landsat 8 y 9:

$$NDSI - 2_{(Landsat\ 4-7)} = \frac{Banda\ 2 - Banda\ 4}{Banda\ 2 + Banda\ 4} \quad \dots (7)$$

$$NDSI - 2_{(Landsat\ 8-9)} = \frac{Banda\ 3 - Banda\ 5}{Banda\ 3 + Banda\ 5} \quad \dots (8)$$

Para las Imágenes Sentinel 2A, se aplica la siguiente formula, adaptada del autor anterior:

$$NDSI - 2_{(Sentinel)} = \frac{Banda\ 3 - Banda\ 8A}{Banda\ 3 + Banda\ 8A} \quad \dots (9)$$

### 2.1.29.4 Índice Glaciar Diferencial Normalizado (NDGI)

El Índice Glaciar Diferencial Normalizado (NDGI) se utiliza para ayudar a detectar y monitorear glaciares utilizando las bandas espectrales verde y roja. Esta ecuación se utiliza a menudo en la detección de glaciares y en aplicaciones de monitoreo de glaciares.

Para las Imágenes Landsat 5, 7, se aplica la fórmula (10) propuesta por trabajos de Keshri et al. (2009) y posteriormente se muestra la formula (11) adaptada para las Landsat 8 y 9:

$$NDGI_{(Landsat\ 4-7)} = \frac{Banda\ 2 - Banda\ 3}{Banda\ 2 + Banda\ 3} \quad \dots (10)$$

$$NDGI_{(Landsat\ 8-9)} = \frac{Banda\ 3 - Banda\ 4}{Banda\ 3 + Banda\ 4} \quad \dots (11)$$

Para las Imágenes Sentinel 2A, se aplica la siguiente formula:

$$NDGI_{(Sentinel)} = \frac{\text{Banda 3} - \text{Banda 4}}{\text{Banda 3} + \text{Banda 4}} \quad \dots (12)$$

### **2.1.30 Propiedades espectrales del hielo y la nieve**

Las propiedades ópticas de un material; influyen en la reacción de la radiación al impactar en la superficie, debido al grado de reflexión, absorción y transmisión a distintas longitudes de onda de la radiación recibida, en el caso del hielo y la nieve suelen mostrar mayor reflexión en longitudes de onda visibles y menor reflexión en el Infrarrojo cercano (NIR) y el infrarrojo de onda corta (SWIR). Es muy importante considerar en la respuesta espectral, el tamaño de los cristales del hielo y la nieve, al ser granos de mayor diámetro tienden a reducir la reflectancia en el visible y aumentar la absorción en el NIR y SWIR. Pero son afectados por junto con los contaminantes atmosféricos, puede modificar la firma espectral, dificultando la clasificación. Es de vital importancia considerar las variaciones para minimizar errores en la delimitación de áreas glaciares y mejorar la precisión de los análisis multitemporales. (Warren, 1982; Dozier & Painter, 2004). En los siguientes párrafos se aprecia los siguientes ejemplos:

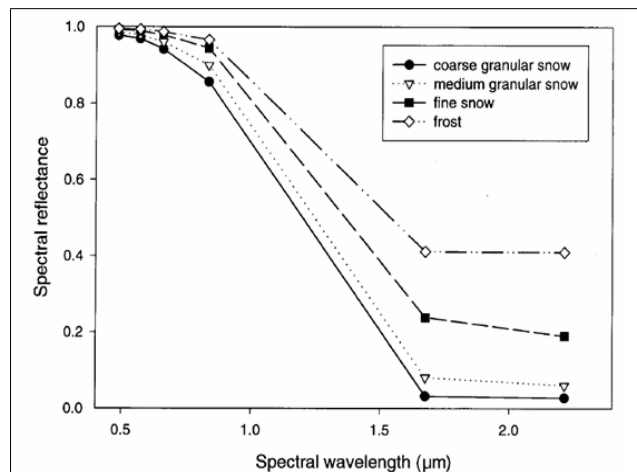
En la figura 4, se aprecia el espectro de respuesta hielo y nieve de imágenes del Landsat 7 ETM+, tomadas del glaciar Petermann, ubicado en la parte noroeste de Groenlandia. En donde se aprecia que el espectro de respuesta de hielo es mayor que la nieve.

Para el análisis fueron analizadas utilizando el software ENVI 4.8. En donde se aplicaron las ecuaciones matemáticas NDSI (Índice de diferencia de nieve normalizado), con la finalidad de conocer las características geomorfológicas y determinar la dirección de movimiento del glaciar, finalmente en este estudio se obtuvo que el movimiento sucede en dirección norte del glaciar y esto mismo sucede con las áreas de compresión.

En la actualidad la utilización de las imágenes del Landsat 7 ETM+, siguen siendo útiles para fines científico, como el caso anterior.

**Figura 4**

*Espectros de Respuesta de Hielo y Nieve de Imágenes Landsat 7 ETM +*



Nota. Fuente: Rosenau *et al*, (2015)

En la figura 5, se muestra que los espectros de la nieve obtenido de un postprocesamiento de imágenes Sentinel 2A tomadas del sector de río Ambarnaya y el lago Pysaina, ubicados en Rusia.

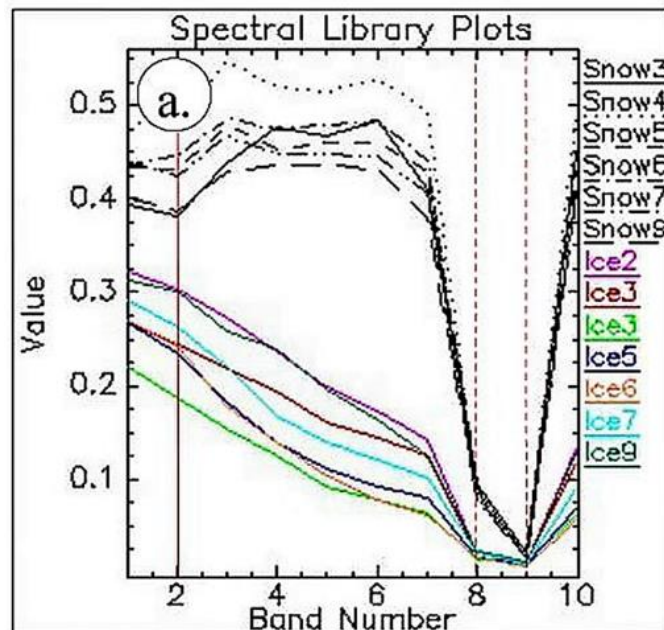
Estos espectros son más reflectantes que el hielo en las bandas visibles y altamente absorbentes en las bandas NIR y SWIR.

Como se aprecia la nieve tiene absorciones de bandas espectrales en las bandas 3 (560 nm, línea vertical roja), 8a (865 nm, línea vertical de puntos y guiones rojos) y 11 (1610 nm, línea vertical de guiones rojos), mientras que el hielo exhibe absorciones en las bandas 8a y 11.

Las bandas podrían usarse mejor para mapear la nieve y el hielo.

### Figura 5

*Espectros de Respuesta de Hielo y Nieve de Imágenes Sentinel 2*



Nota. Fuente: Rajendran et al. (2021)

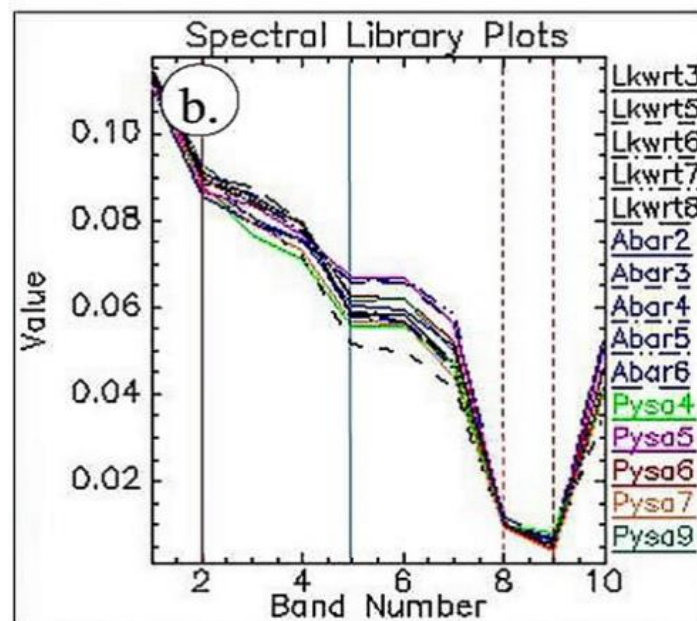
Mientras tanto, en la figura 6, se muestra los espectros recolectados sobre los lagos, en donde el agua tiene una fuerte absorción en las bandas verde e infrarroja cercana y una baja reflexión en el intervalo de longitudes de onda visibles a infrarrojas en comparación con los espectros de nieve y hielo.



El agua mostró absorciones en las bandas 3 (línea vertical roja), 6 (740 nm, línea vertical azul), 8a (línea vertical de puntos y rayas rojas) y 11 (línea vertical de rayas rojas).

**Figura 6**

*Espectros de Respuesta de Agua de Imágenes Sentinel 2*



Nota. Fuente: Rajendran, et al. (2021)

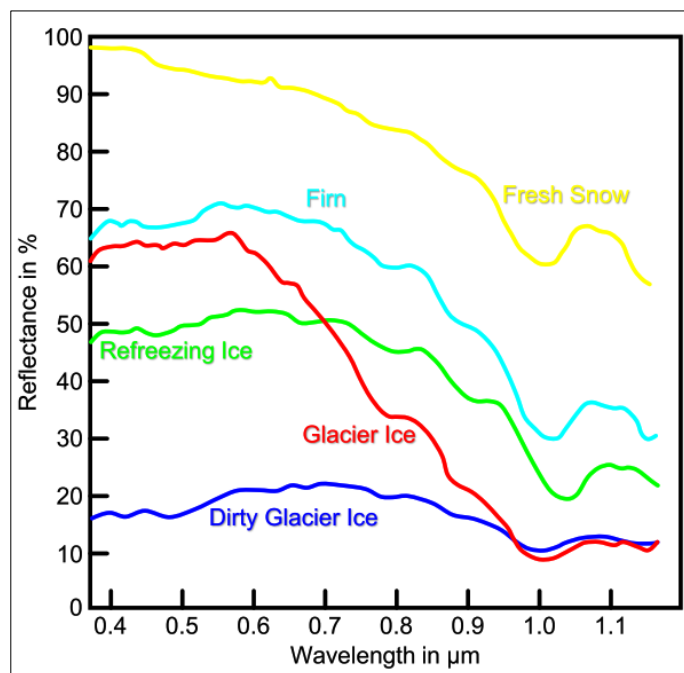
Otro caso de ejemplo de la utilización de imágenes Sentinel 2A, fue aplicado para la identificación de los glaciares al norte de China, utilizado para la identificación de distintos tipos de glaciares, dicha el área.

Como resultado se obtienen varias firmas espectrales, obtenido como referencia para cada una de las cinco clases de interés (es decir, hielo glaciar, hielo recongelado, hielo glaciar sucio, nieve fresca y nieve fresca), obtenido con el uso de los distintos tipos de índice diferencial normalizado de nieve y hielo, que permitieron separar varias clases y también fueron necesarios datos de

referencia y se generan en consecuencia a partir de una curva de reflectancia espectral dada para cada caso, como se observa en la siguiente figura.

**Figura 7**

*Espectros de Respuesta de Clases de Nieve de Imágenes Sentinel 2*



Nota. Fuente: Florath et al. (2022)

En la siguiente tabla, basada en la propuesta de Paterson (1994), sintetiza la clasificación espectral de distintos tipos de nieve y hielo según su rango de reflectancia y valor promedio, lo que permite identificar con precisión

Además, la información presentada facilita la discriminación entre nieve reciente, nieve en fusión, neviza y diferentes grados de hielo, lo que contribuye a mejorar la precisión en el análisis multitemporal y en la evaluación de cambios glaciológicos.

**Tabla 8**

*Clases de Índice de Detección de Nieve y Hielo*

| Tipo de superficie             | Rango de reflectancia | Valor promedio (%) |
|--------------------------------|-----------------------|--------------------|
| Nieve seca                     | 0,80 – 0,97           | 84                 |
| Fusión de nieve                | 0,66 – 0,88           | 74                 |
| Neviza                         | 0,43 – 0,69           | 53                 |
| Hielo limpio                   | 0,34 – 0,51           | 40                 |
| Hielo poco sucio               | 0,26 – 0,33           | 29                 |
| Hielo sucio                    | 0,15 – 0,25           | 21                 |
| Escombros y cubiertas de hielo | 0,10 – 0,15           | 12                 |

*Nota.* Fuente: Paterson (1994)

**2.1.31 Determinación de la Temperatura Superficial Terrestre (LST)**

La temperatura superficial terrestre (Land Surface Temperature, LST) es un parámetro esencial en el estudio del balance energético terrestre, del cambio climático, de la dinámica urbana y del monitoreo ambiental. Representa la temperatura física de la superficie terrestre, estimada a partir de la radiación térmica que ésta emite en el rango del infrarrojo térmico (TIR). (García Mas, 2022; Morales, 2015).

El uso de la teledetección satelital permite obtener estimaciones espaciales y temporales continuas de la LST en extensas áreas geográficas, complementando la información puntual de las redes meteorológicas terrestres (Cogliati, 2011; Guha et al., 2018). Entre los sistemas más utilizados para este fin se encuentran los satélites del programa Landsat (versiones 4, 5, 7, 8 y 9), que proporcionan imágenes multiespectrales con bandas térmicas apropiadas para la estimación de la LST (Morales, 2015; De Andrés Anaya, 2019).

### 2.1.31.1 Conversión de DN a radiancia espectral

El primer paso consiste en convertir los valores digitales (DN) de la banda térmica en radiancia espectral  $L_\lambda$ , que representa la energía emitida por la superficie terrestre y captada por el sensor. (Guha et al., 2018; Morales, 2015).

En los satélites Landsat 4, 5 y 7, esta conversión se realiza mediante la siguiente fórmula (13):

$$L_\lambda = \left( \frac{L_{\max} - L_{\min}}{Q_{\text{calmax}} - Q_{\text{calmin}}} \right) \times (Q_{\text{cal}} - Q_{\text{calmin}}) + L_{\min} \quad \dots (13)$$

Donde:

$L_\lambda$ : Radiancia espectral en  $\text{W}/(\text{m}^2 \cdot \text{sr} \cdot \mu\text{m})$

$L_{\max}$ : Radiancia máxima correspondiente al nivel digital máximo.

$L_{\min}$ : Radiancia mínima correspondiente al nivel digital mínimo.

$Q_{\text{cal}}$ : Valor digital observado (DN) del píxel en la banda térmica.

$Q_{\text{calmax}}$ : Valor digital máximo posible (generalmente 255 en Landsat TM/ETM+)

$Q_{\text{calmin}}$ : Valor digital mínimo posible (generalmente 1 en Landsat TM/ETM+)

Por su parte, en los satélites más recientes Landsat 8 y 9, que utilizan el sensor TIRS, la conversión se simplifica con la formula (14), basada en los coeficientes proporcionados en los metadatos (MTL.txt) (De Andrés Anaya, 2019; García Mas, 2022):

$$L_\lambda = M_L \times Q_{\text{cal}} + A_L \quad \dots (14)$$

Donde:

$L_\lambda$ : Radiancia espectral en  $\text{W}/(\text{m}^2 \cdot \text{sr} \cdot \mu\text{m})$

$M_L$ : Multiplicador de radiancia (Radiance\_Mult\_Band\_X), obtenido del archivo MTL.

$Q_{\text{cal}}$ : Valor digital observado (DN) del píxel en la banda térmica.

$A_L$ : Aditivo de radiancia (Radiance\_Add\_Band\_X), obtenido del archivo MTL.

#### **2.1.31.2 Conversión a Temperatura de Brillo (At-Satellite Brightness Temperature)**

La Temperatura de Brillo ( $T_B$ ) corresponde a la temperatura que tendría un cuerpo negro ideal que emitiera la radiancia observada  $L_\lambda$ . (García Mas, 2022). Se calcula mediante la siguiente fórmula inversa de Planck:

$$T_B = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_\lambda} + 1\right)} \quad \dots (15)$$

Donde:

$T_B$ : Temperatura de Brillo en Kelvin (°K).

$K_1$ : Constante de calibración 1 para la banda térmica, provista en los metadatos (MTL).

$K_2$ : Constante de calibración 2 para la banda térmica, provista en los metadatos (MTL).

$L_\lambda$ : Radiancia espectral en  $W/(m^2 \cdot sr \cdot \mu m)$ , obtenida a partir de la conversión de los DN.

Los valores de  $K_1$  y  $K_2$  son específicos para cada banda y sensor, y se encuentran en los metadatos oficiales del USGS. (Guha et al., 2018; Morales, 2015).

Si bien  $T_B$  proporciona una primera estimación de la temperatura, ésta no corresponde directamente a la temperatura física de la superficie, debido a los efectos de la atmósfera y a que la superficie terrestre no es un cuerpo negro perfecto. (De Andrés Anaya, 2019).

#### **2.1.31.3 Corrección atmosférica**

Para corregir los efectos atmosféricos, se emplean diferentes métodos.

El método monocanal (Single-Channel), adecuado para sensores con una sola banda térmica (Landsat 4, 5, 7, y en algunos casos Landsat 8 usando solo la banda 10), utiliza parámetros atmosféricos como la transmisividad, el contenido de vapor de agua y la temperatura del aire (Morales, 2015; De Andrés Anaya, 2019).

El plugin Semi-Automatic Classification Plugin (SCP) automatiza el método monocanal, incorporando parámetros atmosféricos externos o simplificados.

#### **2.1.31.4 Obtención de la emisividad a partir del NDVI**

La emisividad superficial ( $\epsilon$ ), que representa la eficiencia de una superficie para emitir radiación térmica, varía según el tipo de cobertura del suelo. Estimar la emisividad de manera espacialmente continua es clave para una correcta obtención de la LST. (García Mas, 2022; Guha et al., 2018).

Una estrategia ampliamente utilizada, consiste en derivar emisividad a partir del NDVI (Normalized Difference Vegetation Index), como proponen Morales (2015), De Andrés Anaya (2019) y Guha et al. (2018).

- **Cálculo del NDVI**

El NDVI influye directamente en la estimación de la emisividad superficial, al reflejar la proporción de cobertura vegetal en cada píxel. Mediante esta relación, se calcula la emisividad como una combinación ponderada entre la emisividad de la vegetación y la del suelo, adaptándola a la heterogeneidad del terreno. Este enfoque permite obtener una LST más precisa, especialmente en áreas con coberturas mixtas o variables en el tiempo (Sobrino et al., 2004;

Morales, 2015; De Andrés Anaya, 2019; García Mas, 2022). Lo descrito se describe en la siguiente fórmula.

$$NDVI = \frac{NIR - RED}{NIR + RED} \quad \dots (16)$$

Donde:

*NDVI*: Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada, adimensional.

*NIR*: Reflectancia de la banda del infrarrojo cercano (Near Infrared).

*RED*: Reflectancia de la banda del rojo (Red).

- Fracción de vegetación

La fórmula permite estimar la proporción de cobertura vegetal en cada píxel. Este parámetro es esencial para derivar una emisividad superficial ajustada a la heterogeneidad del terreno, ya que combina las contribuciones térmicas del suelo y la vegetación. (Carlson & Ripley, 1997; Sobrino et al., 2004).

$$P_v = \left( \frac{NDVI - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \right)^2 \quad \dots (17)$$

Donde:

*P<sub>v</sub>*: Fracción de vegetación, adimensional (rango de 0 a 1).

*NDVI*: Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada.

*NDVI<sub>max</sub>*: Valor de NDVI correspondiente a vegetación densa (valor máximo típico).

*NDVI<sub>min</sub>*: Valor de NDVI correspondiente a suelo desnudo (valor mínimo típico).

- Estimación de la emisividad

La emisividad superficial terrestre, es la capacidad de una superficie para emitir radiación térmica en comparación con un cuerpo negro ideal. Su valor depende del tipo de cobertura del suelo: superficies vegetadas presentan emisividades altas, mientras que suelos desnudos o áreas urbanas muestran

valores menores. Una estimación precisa de la ( $\varepsilon$ ), es esencial para el cálculo correcto de la temperatura superficial terrestre (LST), ya que influye directamente en la cantidad de radiación emitida y registrada por los sensores satelitales (Sobrino et al., 2004; Morales, 2015; De Andrés Anaya, 2019).

$$\varepsilon = \varepsilon_v \cdot P_v + \varepsilon_s \cdot (1 - P_v) + C \quad \dots (18)$$

Donde:

$\varepsilon$ : Emisividad superficial terrestre, adimensional (valor entre 0 y 1).

$\varepsilon_v$ : Emisividad de la vegetación pura (valor típico  $\approx 0,985 - 0,99$ ).

$\varepsilon_s$ : Emisividad del suelo desnudo (valor típico  $\approx 0,94 - 0,97$ ).

$P_v$ : Fracción de vegetación, derivada del NDVI.

$C$ : Término de corrección (pequeño, típicamente  $\approx 0.005$ , opcional).

#### 2.1.31.5 Cálculo final de la LST

La LST real se obtiene corrigiendo la Temperatura de Brillo ( $T_B$ ), mediante la emisividad calculada, a través de la siguiente fórmula (Morales, 2015; De Andrés Anaya, 2019):

$$LST = \frac{T_B}{1 + \left( \frac{\lambda \cdot T_B}{c_2} \right) \ln(\varepsilon)} \quad \dots (19)$$

Donde:

$LST$ : Temperatura Superficial Terrestre (Land Surface Temperature), en Kelvin (°K) o grados Celsius (°C).

$T_B$ : Temperatura de Brillo, en Kelvin (°K), obtenida a partir de la radiancia.

$\lambda$ : Longitud de onda efectiva de la banda térmica utilizada (en micrómetros,  $\mu m$ ).

$\varepsilon$ : Emisividad superficial, adimensional, estimada a partir de  $P_v$ .

$c_2$ : Constante combinada de Planck



$$c_2 = \frac{h \cdot c}{k} = 1,4388 \times 10^{-2} \text{ m} \cdot ^\circ\text{K}$$

Este proceso permite generar mapas continuos de LST en grados Kelvin o Celsius, aplicables en estudios climáticos, análisis de islas de calor urbano, monitoreo de sequías, entre otros (Guha et al., 2018; García Mas, 2022).

### CAPÍTULO III

#### CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

#### 3.1. Ubicación y Accesibilidad

##### 3.1.1 Ubicación

El área de estudio está localizada en los distritos de Cairani, Camilaca y Candarave de la provincia de Candarave, departamento de Tacna, posee una altitud promedio de 4650 msnm. Esta zona geográficamente se encuentra en la parte Sur Occidental de nuestro territorio. En la siguiente tabla se muestra las coordenadas geográficas en el sistema de coordenadas UTM WGS 84, de la zona de estudio.

**Tabla 9**

*Coordenadas de la Zona de Estudio*

| Punto | Coordenada Este | Coordenada Norte |
|-------|-----------------|------------------|
| A     | 352 000         | 8 124 000        |
| B     | 364 000         | 8 124 000        |
| C     | 364 000         | 8 104 000        |
| D     | 352 000         | 8 104 000        |

*Nota.* Fuente: Elaboración propia

En los anexos (Anexo A-1), se presenta el plano de ubicación del área de investigación.

##### 3.1.2 Accesibilidad

La accesibilidad de la zona se detalla a continuación en la siguiente tabla:  
Inicia desde la ciudad de Tacna hasta llegar al Nevado Tutupaca (provincia de

Candarave) por dos corredores viales principales: Tacna–Tarata–Candarave y Tacna–Locumba–Candarave.

**Tabla 10**

*Itinerario de viaje*

| Tramo                       | Vía       | Tipo de Camino    | Distancia (km) | Duración (hr.) |
|-----------------------------|-----------|-------------------|----------------|----------------|
| Tacna - Tarata              | Terrestre | Asfaltado         | 89,3           | 02:00          |
| Tarata – Candarave          | Terrestre | Asfaltado         | 83,797         | 03:30          |
| Candarave – San Pedro       | Terrestre | Asfaltado         | 1,72           | 00:30          |
| San Pedro – Área de Estudio | Terrestre | Trocha carrozable | 32             | 01:00          |
| Total                       |           |                   | 206,8          | 07:00          |

*Nota.* Fuente: Elaboración propia

### **3.2. Clima**

#### **3.2.1 Clasificación Climática**

Se caracteriza por estar en dos tipos de clima de acuerdo con la clasificación de Warren Thornthwaite, propuesta por el SENAMHI en el 2020 estos son: Semiseco con invierno seco. Semifrío (C (i) D') y Semiárido con invierno y primavera secos. Frío (D (i , p) C').

#### **3.2.2 Precipitación**

Se tomo en cuenta los datos pluviométricos, tomados de estaciones del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI), de las estaciones Cairani y Pampa Umalzo situadas a 30 km al NO y 28 km al SE del Complejo Volcánico Tutupaca, respectivamente.

Estos edificios o estra-conos del Complejo Volcánico Tutupaca están entre los 4000 y 5800 msnm, sobre el altiplano.

Es importante tener base las precipitaciones, para ver la variabilidad de los fenómenos como El Niño y La Niña, ya que estos fenómenos afectan el balance de masa glaciar.

Para la estación Pampa Umalzo, los registros de mayores precipitaciones tienen lugar entre el período de época húmeda (enero - marzo), donde se han registrado precipitaciones de entre 150 y 400 mm/año; sin embargo, también se registran precipitaciones esporádicas en los períodos de diciembre y abril.

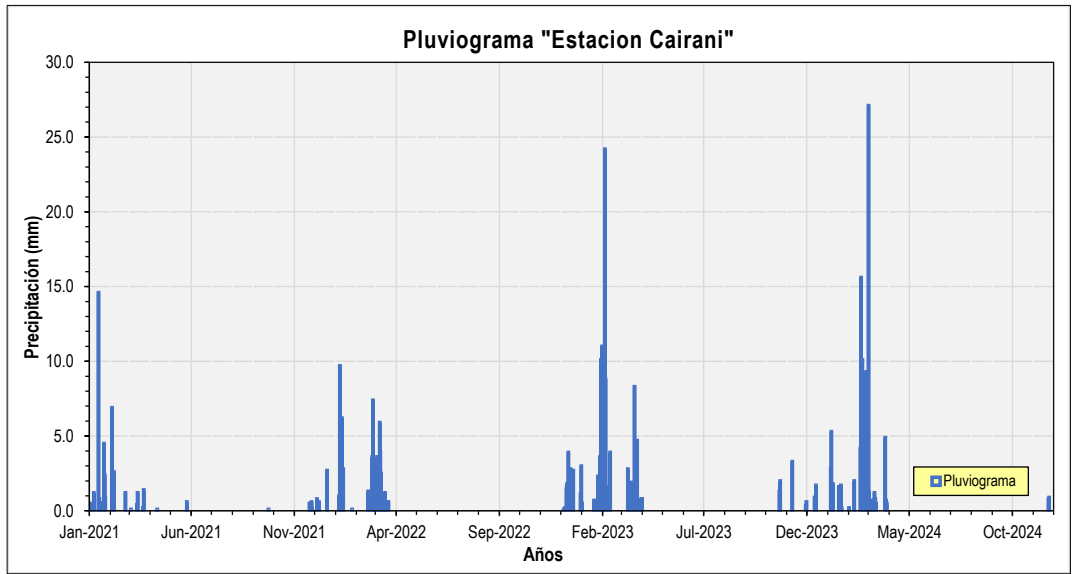
Para la estación Cairani, los registros de mayores precipitaciones tienen lugar entre el período de época húmeda (enero - marzo), donde se han registrado precipitaciones de entre 50 y 200 mm/año; sin embargo, también se registran precipitaciones esporádicas en los meses de diciembre y abril.

Estas diferencias en los rangos de precipitación entre ambas estaciones reflejan la variabilidad espacial del régimen pluviométrico en la zona altoandina, influenciada por factores como la altitud, la topografía y la exposición orográfica. Asimismo, la concentración de lluvias en pocos meses del año confirma el marcado carácter estacional de las precipitaciones, lo cual condiciona directamente los procesos de recarga hídrica y la dinámica de acumulación nival en el entorno del nevado Tutupaca.

Esto se muestra en las siguientes figuras.

**Figura 8**

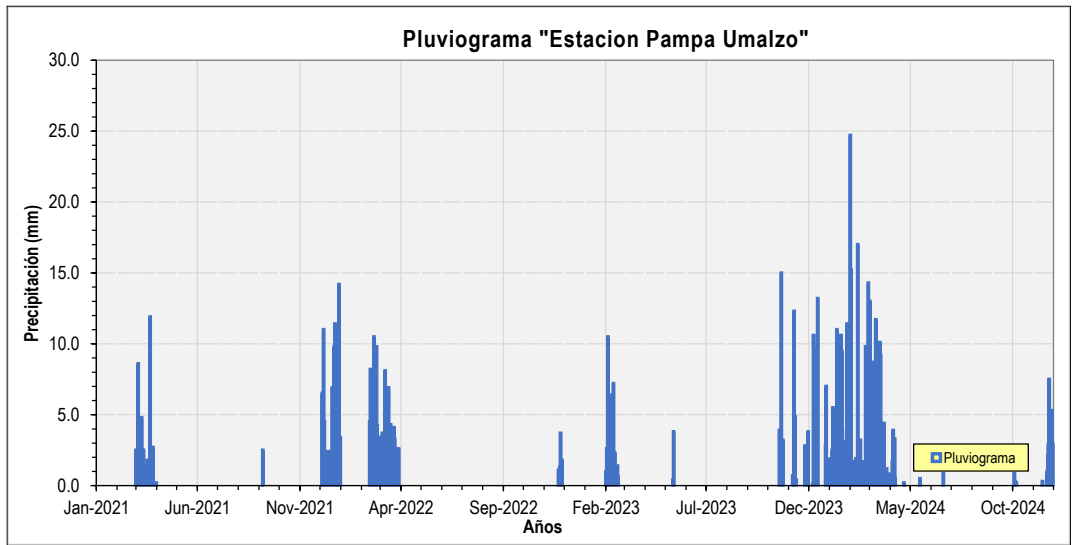
*Pluviograma de la “Estación Cairani”*



Nota. Fuente: SENAMHI/Elaboración propia

**Figura 9**

*Pluviograma de la “Estación Pampa Umalzo”*



Nota. Fuente: SENAMHI/Elaboración propia

### **3.2.3 Temperatura**

Para el análisis de las temperaturas se tomará en cuenta los datos climáticos, han sido tomados de estaciones del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (en adelante, SENAMHI), específicamente de estaciones Cairani y Pampa Umalzo, situación geográfica explicada en el anterior ítem. En esta zona, entre las altitudes superiores de 4000 m.s.n.m.

La zona se caracteriza mayoritariamente frío durante el año y es predominantemente seco en invierno, otoño y primavera.

De acuerdo con el registro de temperaturas máximas más recientes entre los años 2021 y 2024 por la estación Pampa Umalzo, con una altitud 3386 m.s.n.m. oscilan entre 11 y 13 °C, variable durante todo el año.

En el caso de las temperaturas mínimas del período mencionado, están entre -15 y 0 °C, principalmente en las noches durante el período de mayo - agosto, como lo muestran en la figura 10 de la estación Pampa Umalzo.

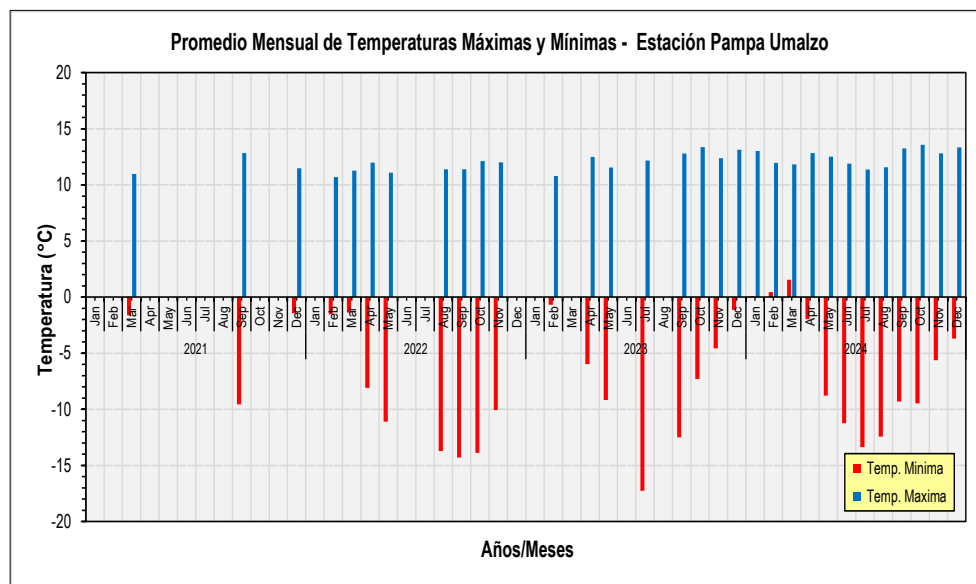
Por debajo de los 4000 m.s.n.m., las condiciones climáticas varían sustancialmente.

La estación Cairani, que se encuentra a 3386 msnm, entre los años 2021 y 2024, se registraron temperaturas máximas entre 14 a 16 °C, principalmente el período de setiembre - diciembre.

Las temperaturas mínimas registradas fueron entre 2 y 5 °C, durante el período de mayo - agosto, como lo muestran en la figura 11 de la estación Cairani.

**Figura 10**

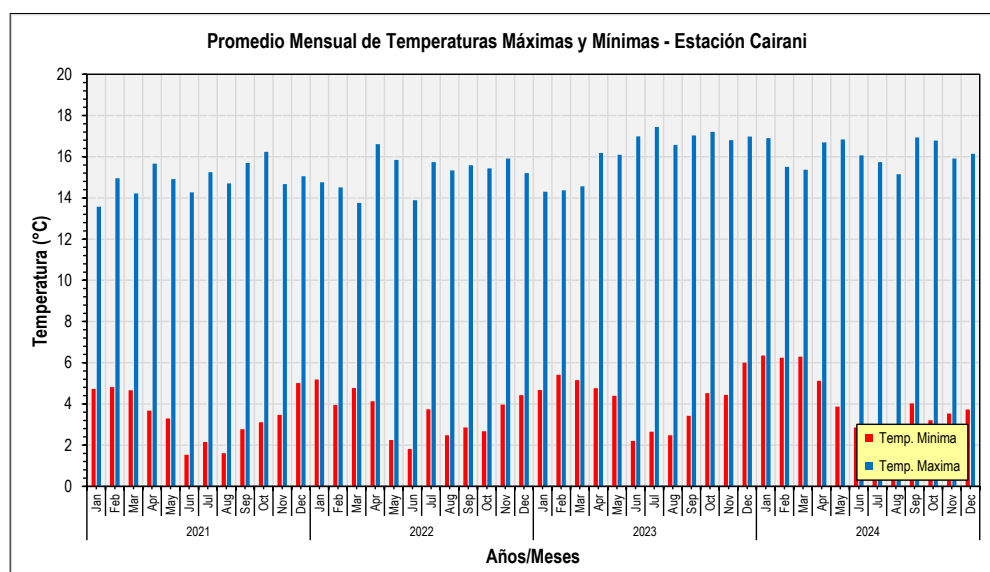
*Temperaturas Máximas y Mínimas de la “Estación Pampa Umalzo”*



Nota. Fuente: SENAMHI/Elaboración propia

**Figura 11**

*Temperaturas Máximas y Mínimas de la “Estación Cairani”*



Nota. Fuente: SENAMHI/Elaboración propia

### **3.2.4 Evapotranspiración**

Para visualizar la evapotranspiración se utilizó recursos climáticos de la plataforma “TerraClimate”, es un conjunto de datos globales en cuadrícula de variables meteorológicas y de balance hídrico desde 1958 hasta la actualidad, disponible en intervalos de tiempo mensuales.

De los valores obtenidos se obtienen un valor máximo de evapotranspiración de 101,08 mm y en promedio 26,88 mm, probablemente debido el área de estudio esta principalmente por zonas de montaña, entonces la evapotranspiración tiende a ser alta en zonas de montaña, tal como se observa en la figura 12.

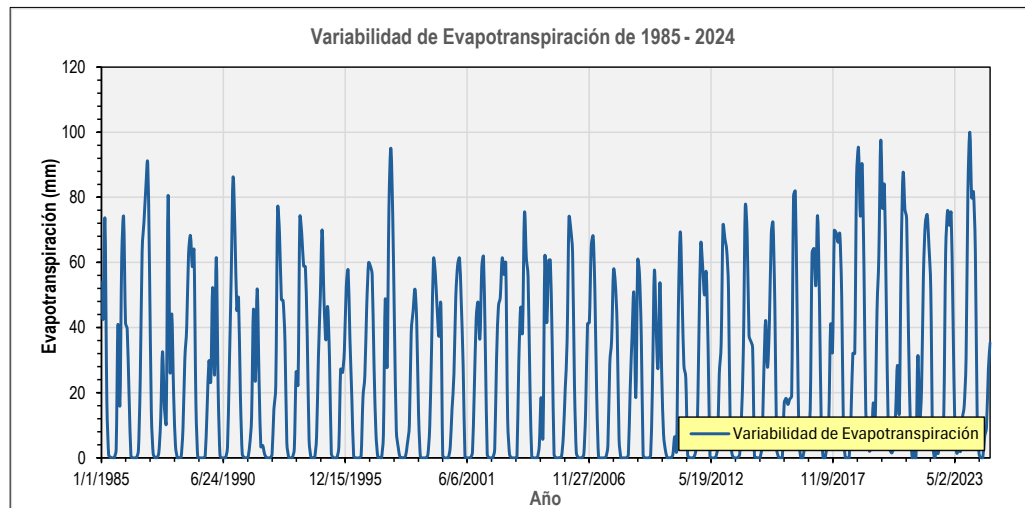
De esta misma figura adicionalmente se observa que la evapotranspiración, está sufriendo un ligero aumento desde el 2017 hasta el 2023 y los picos más altos de evapotranspiración se hacen cada vez más cercanos en épocas húmeda y seca, causado por el calentamiento global incrementa la energía disponible para la evaporación y la transpiración.

Otro factor es el retroceso de glaciares y nieve, en muchas montañas, los glaciares y el manto de nieve se están derritiendo más rápido, afectando el balance hídrico, exponiendo más superficie terrestre y suelo seco que es susceptible a una mayor evaporación.



**Figura 12**

*Variabilidad de Evapotranspiración 1990 - 2023*



Nota. Fuente: Elaboración propia a partir de TerraClimate (Climatology Lab, 2024), dataset Monthly climate and climatic water balance. Los datos originales fueron desarrollados por Abatzoglou *et al.* (2018).

### **3.3. Recursos Naturales**

Esta zona se caracteriza como un gran potencial geotérmico, ya que está cerca de cadenas volcánicas activas, lo que sugiere la presencia de fuentes de aguas termales y emisiones de gases subterráneas adecuadas para la generación de energía geotérmica, esto confirmado por estudios preliminares realizado por organismos como el Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (en adelante, INGEMMET) y otras entidades han detectado reservorios con temperaturas elevadas, ideales para la producción de electricidad.

El potencial estimado podría oscilar entre 50 MW y 150 MW.

### **3.4. Flora y Fauna**

Como es sabido la zona del complejo volcánico Tutupaca, se encuentra ubicada en zonas altoandinas, la cobertura vegetal resalta plantas como ichu y yareta. apreciable durante la estación húmeda. En las llanuras del volcán Tutupaca se pueden ver vicuñas y, a veces, cóndores y suris.

### **3.5. Hidrografía y Drenaje**

La zona se encuentra ubicado en la entre las subcuencas Alto Locumba y Río Ilabaya – Calientes, localizados en parte alta de la Cuenca Locumba, dichas subcuencas han sido delimitadas en base de la clasificación realizado por el ANA en el 2017 y por el Gobierno Regional de Tacna en el 2018.

La subcuenca del Alto Locumba cuya área aproximada es de 1124 km<sup>2</sup>, ubicada en la parte del mismo estudio.

En la parte alta e intermedia de la subcuenca, se caracteriza por un paisaje montañoso acompañada por valles profundos y pendientes pronunciadas compuestos principalmente por rocas volcánicas y volcanoclásticas del Mioceno, relacionadas con el vulcanismo andino, en dichas zonas se observan formaciones de origen glaciario, como morrenas, circos y abanicos glaciares.

En la parte baja de esta misma subcuenca, se caracteriza por presencia de valles glaciares estrechos acompañados con zonas de pie de monte formado por depósitos sedimentarios de secuencias clásticas (areniscas, conglomerados y limolitas) del Cretácico y Terciario y algunos sectores se aprecian montañas glaciares y laderas empinadas compuestas por rocas volcánicas.

Con respecto a la red hídrica situada en esta misma subcuenca y relacionadas al complejo volcánico Tutupaca, está conformada principalmente por afluentes naturales de las quebradas provenientes del Nevado Tutupaca del lado suroeste tales como: las quebradas Vilacota, Quilcata, Copapujo, Turun Turun, Tomacucho, Chaullane y Huayjaque, estas quebradas confluyen en río Tacalaya.

La subcuenca del Río Ilabaya - Calientes cuya área aproximada es de 933 km<sup>2</sup>, ubicada en la parte de baja del área de estudio. En la parte alta de esta misma cuenca, se caracteriza por tener áreas de bastante extensión superficial compuestas por laderas formada por flujos piroclástico y vertientes de pie de monte.

En la parte baja de esta misma cuenca Locumba, se caracteriza por zonas de montañas, laderas y colinas de composición intrusiva y volcánica y además presencia de terrazas aluviales de composición sedimentaria de secuencias clásticas (areniscas, conglomerados y limolitas) y algunos vertiente o pie de monte aluvio-torrencial.

Con respecto a la red hídrica situada en esta misma subcuenca, conformada principalmente por afluentes naturales de las quebradas provenientes del Nevado Tutupaca del lado noreste como las quebradas Zuripujo, Azufre Grande y Azufre Chico, estas quebradas confluyen en el río Callazas.

### **3.6. Geología**

La información se extrajo y se adaptó de manera resumida de la información técnica contenida en los boletines publicados por el INGEMMET, específicamente aquellos referidos a los cuadrángulos geológicos de Tarata (Boletín N.º 11), Puquina, Omate, Huaitire, Mazo Cruz y Pizacoma (Boletín N.º 29), los cuales proporcionan una base detallada sobre la estratigrafía, geomorfología y estructuras geológicas y en la parte descriptiva volcánica, se consideró la descripción geológica y estructural del Complejo Volcánico Tutupaca, teniendo como base la información desarrollada por Mariño et al. (2019), contenida en el “**Boletín N.º 66 de la Serie C**”, publicado por el INGEMMET.

#### **3.6.1 Geología Regional**

El Complejo Volcánico Tutupaca (ahora en adelante, CVT), es parte del Arco Volcánico de los Andes, se encuentra rodeado de depósitos y centros volcánicos con edades que vienen desde el Cretácico hasta el Plio-Pleistoceno.

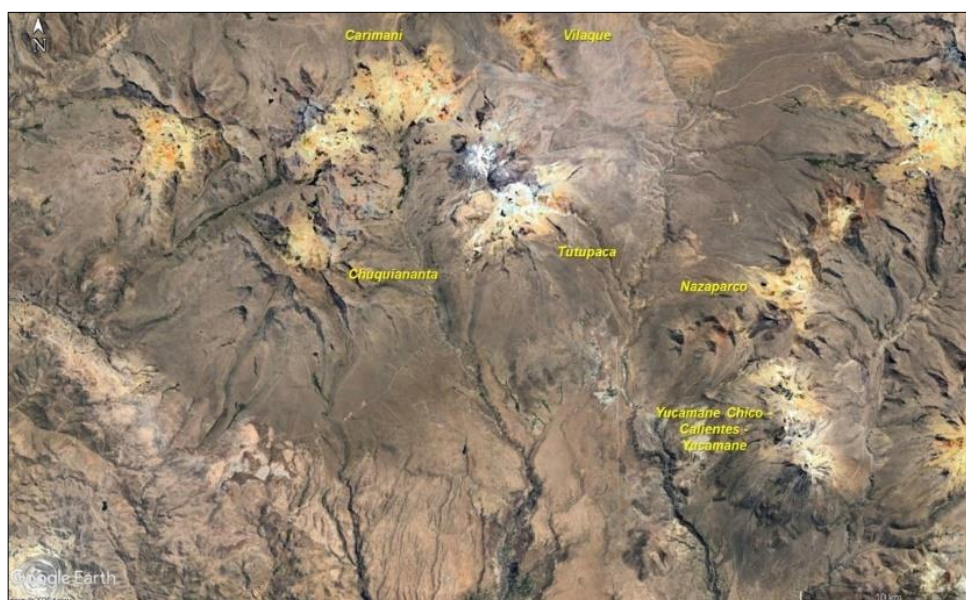
Se caracteriza por su compleja evolución geológica influenciada por fallas regionales activas. Además, presenta evidencias de interacción entre actividad volcánica reciente y procesos glaciares. Su evolución estructural ha estado fuertemente controlada por la actividad de fallas regionales. Su evolución estructural ha estado fuertemente controlada por la actividad de fallas regionales.

Presenta rasgos geomorfológicos que evidencian la interacción entre procesos volcánicos y glaciares. Estas características reflejan una evolución geológica compleja y multitemporal del sistema volcánico. Asimismo, su

morfología actual resulta del equilibrio dinámico entre la actividad eruptiva y los procesos erosivos cuaternarios (Naranjo & Valderrama, 2006; Mariño et al., 2019). En la siguiente figura se observa los principales centros volcánicos altoandina de Tacna.

### **Figura 13**

#### *Centros Volcánicos de la Zona Altoandina de Tacna*



Nota. Fuente: Mariño et al. (2019)

### **3.6.2 Estratigrafía**

#### **3.6.2.1 Grupo Toquepala (K2-PgTq)**

Este grupo afloran a más 40 km al suroeste del CVT, cerca de las minas de Cuajone y Toquepala. El Grupo Toquepala infrayace los depósitos del complejo volcánico Chuquiananta, el cual está conformada por depósitos ignimbríticos, cuyos afloramientos son localizados en lado derecho del cauce del río Tacalaya entre las quebradas Iñocagua y Hucanane, en dirección aguas

abajo. El Grupo Toquepala incluye a las formaciones Toquepala y Huaicollo, las cuales litológicamente están formadas por tobas y lavas andesíticas porfiríticas. (INGEMMET, 2012; INGENMET, 2013).

#### **3.6.2.2 Formación Huilacollo (Nm-hl)**

Consisten principalmente de secuencia de derrames y piroclásticos que reposan sobre la formación Toquepala e infrayacen con la discordancia paralela a la formación Huaylillas. Cuyos afloramientos están por las laderas de la planicie Huaycuta, en dirección N y cerca de la intersección de las quebrada Aruma y el río Callazas. Además están por las laderas de la planicie Huaycuta, esta formación se compone de una secuencia de derrames andesíticos de coloración verde y violáceos, en capas sedimentarias de bancos medianos a gruesos, que se intercalan con brechas andesíticas y tufos dacíticos y riolíticos, blanquecinos y cremas bien compactadas. (Monge & Cervantes Gárate, 2000; INGENMET, 2013).

#### **3.6.2.3 Formación Huaylillas (Nm-hu)**

Aflora por los ríos Tacalaya, cercana por la zona de las planicies de la Loma Corral, Pampa Oconchay y además cercano a laderas del Cerro Totorani. Litológicamente, está constituida por ignimbritas soldadas que forman gran parte de la altiplanicie y están infrayaciendo a secuencias piroclásticas y volcanoclásticas. (Valderrama *et al*, 2013; Mariño *et al.*, 2019).

#### **3.6.2.4 Formación Capillune (N-ca)**

Localizados al noreste del CVT, en las márgenes del río Callazas y las quebradas Azufre Chico, Azufre Grande. Zuripujo y Vilaque, algunas planicies de la Pampa Paypatja y Loma de Iropujo, compuestos por capas sedimentarias de ignimbritas no soldadas, de color blanquesina. (INGEMMET, 2013; Mariño et al., 2019).

#### **3.6.2.5 Grupo Barroso**

El Grupo Barroso inicialmente estudiada por Wilson & García, 1962, quien empleó esta denominación para describir a un conjunto de rocas volcánicas que forman la Cordillera del Barroso. Está ubicada en la zona altoandino del sur peruano, se estima que este entre el Mioceno superior y el Pleistoceno, posteriormente, Kaneoka & Guevara (1984) reportaron edades entre 3 y 6 Ma para los volcanes alrededor de Tarata. Actualmente, Semperé et al., 2004, y Thouret et al., 2007, han identificado dos miembros en el Grupo Barroso: Barroso inferior, datado entre los 9-4 Ma (Mioceno superior-Plioceno inferior), está constituido por estratovolcanes bastante erosionados e hidrotermalizados; y el Barroso superior, de edad 3 a 1 Ma (Plioceno superior-Pleistoceno), formado por estratovolcanes y complejos de domos, parcialmente erosionados y afectados por alteración hidrotermal.

##### **3.6.2.5.1 Secuencias de Flujos de Lava (N-tu)**

Se trata de una secuencia de flujos de lávicos subhorizontales andesíticos y traquiandesíticos que aflora en forma de domos en la parte noreste y sureste del CVT, estos domos están alineados a la Falla Tutupaca Occidental y

por último es posible observarlos en algunas zonas de Pampas Copapujo y alrededores de la Quebrada Huayjaque. Esta secuencia de lavas se halla sobreyaciendo a las ignimbritas soldadas de la Formación Huaylillas e infrayace a los flujos de lava en bloques distales del CVT. Debido a su posición estratigráfica, se infiere que podría pertenecer al Barroso Inferior. (Valderrama *et al.*, 2013; Mariño *et al.*, 2019).

#### **3.6.2.5.2 Secuencias de Piroclásticas y Domos (NQ-tu)**

Son depósitos piroclásticos de arenas y cenizas volcánicas con algunas secuencias de traquiandesíticos, los cuales afloran alrededores del CVT, tales como: algunos sectores de la Pampa Turun Turun y Cerro Zuripujo en forma de domos y secuencias estratificadas en las quebradas Azufre Grande, Copapujo, Turun Turun y Azufre Chico, parte intermedia de la quebrada Zuripujo y parte baja Quebrada Vilacota. La secuencia está conformada por una intercalación de depósitos de tefras (fragmentos de material volcánico), que incluyen caídas piroclásticas, flujos piroclásticos, así como niveles de lahares y morrenas.

Estos depósitos poseen espesores métricos pueden medir hasta 100 m de espesor. La secuencia piroclástica se encuentra sobre lavas del Barroso inferior y debajo de morrenas del Pleistoceno tardío. Estos depósitos posiblemente estén asociados a los estratovolcanes glaciados Chuquiananta, Carimani, Vilaque o Carimani del Plioceno, ubicados al norte y oeste del CVT. (Valderrama *et al.*, 2013; Mariño *et al.*, 2019).



#### **3.6.2.5.3    *Secuencias de Flujos Piroclásticos Dacíticos (Q-tu)***

A los 5 km al SE, 1 km al NW del CVT y de la margen izquierda de la Quebrada Zuripujo, compuesto por secuencias de flujos piroclásticos de pómez y ceniza con composición dacítica ligeramente consolidadas.

Estos flujos piroclásticos presentan entre 50 y 100 m de espesor. Debido a su posición estratigráfica en campo, así como el área de emplazamiento, inferimos que estos depósitos fueron emplazados por el Complejo Volcánico Calientes-Yucamane, posiblemente durante el Pleistoceno inferior. (INGEMMET, 2013; Mariño et al., 2019).

#### **3.6.2.5.4    *Morrenas Pleistocénicas (Qpl-Mo)***

Antes de los estudios realizados en el 2019, se creían que las morrenas solo se encontraban depositadas cercano a la Pampa de Titijones, localizadas al noreste del CVT y la Quebrada Cerro Amarillo. Recientemente se ha identificado que, estos depósitos ocupan grandes extensiones y parte enorme entre las quebradas Turun Turun y Azufre Grande, Lomadas Taypicirca y algunas cubiertas en el sector Noreste y Suroeste del CVT, cubriendo parcialmente los estratovolcanes del Grupo Barroso. Además, aparecen en cubiertas sedimentarias de flancos de las estructuras volcánicas y en las cabeceras de los valles glaciares. El material que las compone consiste predominantemente de fragmentos de varias dimensiones, mezclados con una matriz areno arcillosa. (Valderrama et al, 2013; INAIGEM, 2018).

#### **3.6.2.5.5 *Morrenas Holocenas (Qh-Mo)***

Antes de los estudios realizados del 2019, se han delimitados estos depósitos en por cercanías de las quebradas Huañuma, intersección de la quebrada Chuquiananta y el río Tacalaya, actualmente se encontrados estos depósitos debajo del CVT, en dirección suroeste la formación de estos depósitos, se tiene la teoría que los glaciares formaron redes integradas, que finalmente confluyeron en colectores principales que llegaron a descender hasta las altitudes de 3600 msnm, cercanas al mismo complejo volcánico. (Úbeda et al., 2010; Mariño et al., 2019).

#### **3.6.2.5.6 *Depósitos Fluvioglaciares (Qh-fg)***

Estos depósitos están compuestos por estratificaciones de gran espesor longitudinal de varios bloques y clastos de forma subredondeadas a subangulosos, estos depósitos están cubriendo grandes partes de la Formación Capillune, cerca al Complejo Volcánico Chuquiananta en dirección suroeste. (Valderrama, 2013; Mariño et al., 2019).

#### **3.6.2.5.7 *Depósitos Aluviales (Qh-al)***

Estos depósitos se encuentran principalmente alrededores del lecho de los ríos Callazas y Tacalaya del Complejo Volcánico Tutupaca, con composición de grava, arena y arcillas, se encuentran cerca del CVT en forma de conos de deyección y acumulaciones recientes situados en quebradas y centros volcánicos del Grupo Barroso. (INGEMMET, 2013; Mariño et al., 2019).

#### **3.6.2.5.8 Depósitos Bofedales (Qh-bol)**

Estos depósitos se encuentran principalmente alrededores de los depósitos aluviales ríos Callazas y Tacalaya del Complejo Volcánico Tutupaca, en zonas hidromórficas, compuestas por suelos sobresaturados por agua estancada, estos pueden ser estacionales o permanentes.

Los estacionales son de muy corta duración el agua se consume por evaporación o por filtración lenta y deja una cubierta de gramíneas. (Mariño et al., 2019; INAIGEM, 2023).

En los anexos (Anexo A-2), se presenta un plano geológico, con el propósito de ofrecer una referencia espacial y geológica que complemente la descripción del entorno investigado.

#### **3.6.3 Marco Tectónico Regional**

En la zona se localizan un sistema de fallas con dirección principal noroeste-sureste, complementado por lineamientos de menor extensión en direcciones noreste-suroeste y norte-sur.

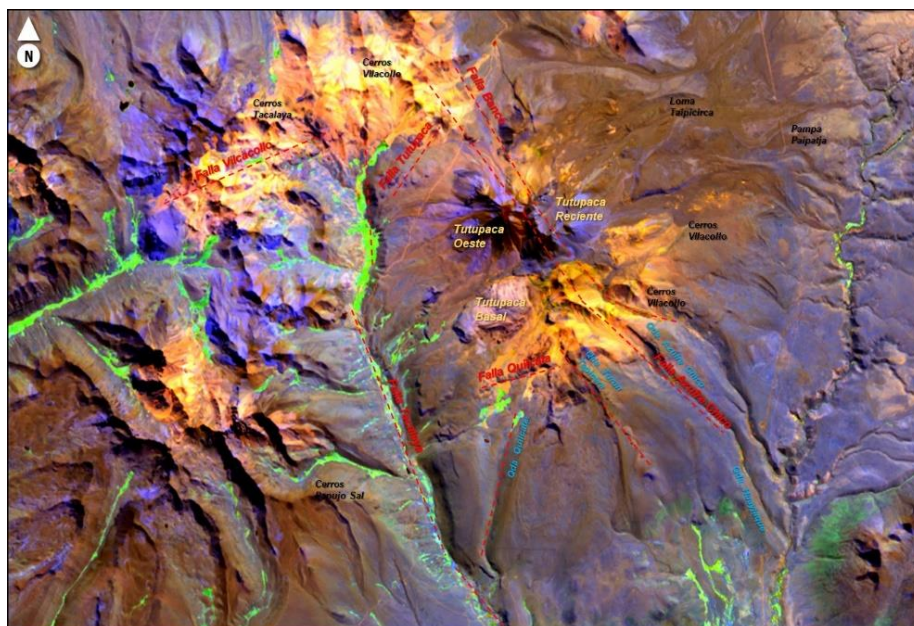
Este sistema está influenciado por la interacción de las placas de Nazca y Sudamericana. Las fallas principales afectan rocas del Cretácico y Mioceno, y están asociadas a estratovolcanes Plio-Cuaternarios y manifestaciones termales.

El sistema de fallas más relevante es Incapuquio, con una extensión de 450 km y una superficie de falla de alto ángulo. En el área del volcán Tutupaca destacan tres fallas principales: Banco, Tacalaya y Azufre Grande, con longitudes entre 7,5 y 15 km. También se identificaron fallas noreste-suroeste, como Vilacollo, Tutupaca, y Quilcata, que son de menor extensión. Además, se

observan fallas gravitacionales que afectan depósitos cuaternarios en el noreste del área. Estas estructuras controlan la ubicación de domos, cráteres y flujos de lava del CVT.

### Figura 14

### Marco Tectónico Regional de la Zona Volcánica de Estudio



Nota. Fuente: Mariño et al. (2019)

### 3.7. Petrología

Recientemente se ha publicado en el año 2025, el proyecto denominado ***“Caracterización y evaluación del potencial geotérmico de la zona geotermal de Tutupaca, Candarave, región Tacna”***, por parte del INGEMMET, en donde se han realizado la obtención de 30 muestras petrográficas, para un análisis geoquímico de distintos sectores del Complejo Tutupaca, cuales son: cenizas volcánicas del Paipatja y Zuripujo y estrato volcanes neógenas erosionadas del lado noreste del complejo; secuencias volcanoclásticas y domos alineados ubicados en lado sureste del complejo; algunos flujos de lava ubicados al lado oeste del complejo y sectores de avalancha de escombros del sector “Azufre” del lado sureste del complejo.

Para este análisis básico interpretativo se realizó mediante el diagrama TAS (Total Alkali-Silica), es una herramienta utilizada en petrología ígnea para clasificar rocas volcánicas en función de su contenido en óxidos de sodio ( $\text{Na}_2\text{O}$ ), potasio ( $\text{K}_2\text{O}$ ) y sílice ( $\text{SiO}_2$ ).

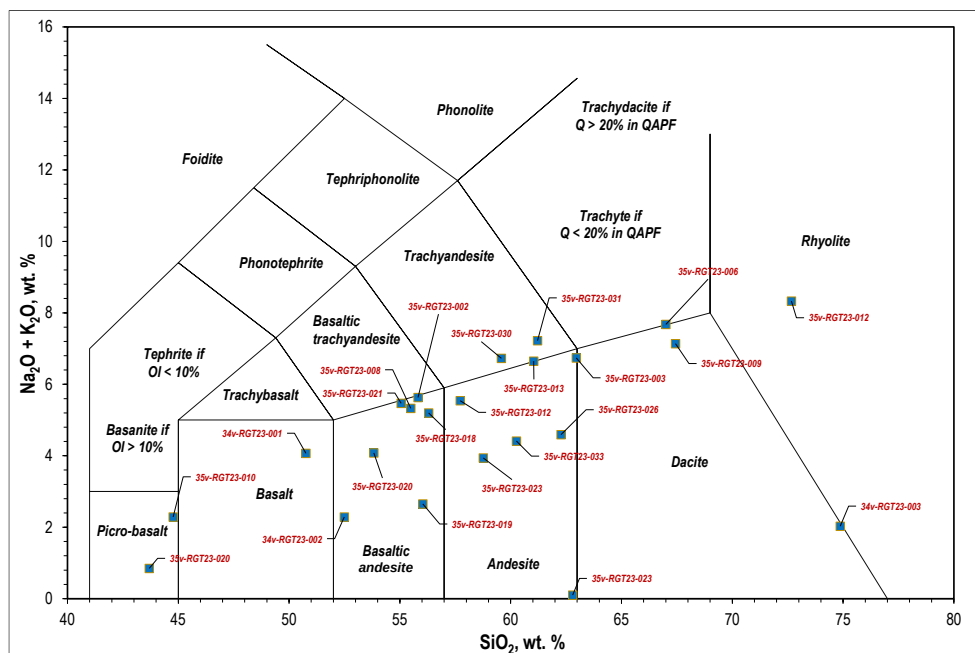
De acuerdo con estos resultados geoquímicos de las muestras analizadas, evidencian una composición que varían entre basaltos andesíticos - traquíticos, traquiandesitas - dacíticos, andesitas, dacitas, basaltos y en mayor proporción las traquiandesitas y basaltos andesíticos, sugiriendo la proveniencia de magmas más evolucionados, indican que el magma ha evolucionado desde una composición básica (rica en hierro y magnesio) hacia una más diferenciada (rica en sílice y sodio/potasio).

Esta diversidad litológica refleja una evolución magmática compleja, con magmas más diferenciados hacia composiciones ricas en sílice.

Estos resultados indican una evolución magmática compleja, donde los magmas básicos evolucionan hacia composiciones más silíceas y alcalinas, vinculadas al desarrollo del potencial geotérmico del área. Además, la presencia de litologías intermedias y ácidas sugiere procesos de mezcla y diferenciación magmática sostenidos en el tiempo, reflejando una actividad volcánica prolongada asociada a la evolución térmica del Complejo Tutupaca. En la siguiente figura se muestra dicho diagrama. Estos resultados son relevantes para entender tanto el comportamiento volcánico como el potencial geotérmico del área. (Cruz et al., 2025; Mariño et al., 2019).

**Figura 15**

*Diagrama de Clasificación TAS del Complejo Volcánico Tutupaca*



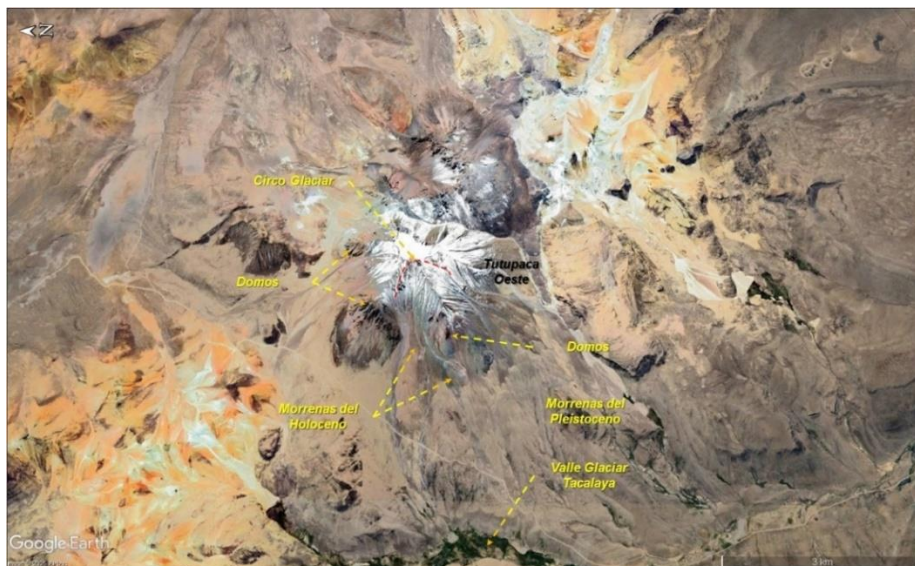
Nota. Fuente: Cruz et al. (2025)

### 3.8. Geomorfología del Complejo Volcánico Tutupaca

El CVT, situado en los Andes centrales sobre los 4000 m.s.n.m. y alcanzando altitudes cercanas a los 5800 m.s.n.m., es un sistema volcánico cuya geomorfología ha sido moldeada principalmente por la actividad eruptiva, glacial y las precipitaciones. La interacción de estos procesos ha resultado en la formación de diversas geoformas que incluyen circos glaciares, valles glaciares, morrenas, estratovolcanes, campos de lavas y domos. (Clapperton, 1993; Valderrama et al., 2013). En la siguiente figura se muestra las principales características geomorfológicas de la zona, mediante una imagen satelital.

**Figura 16**

*Geomorfología del Complejo Volcánico Tutupaca*



Nota. Fuente: Mariño et al. (2019)

#### 3.8.1 Actividad Glacial

El Nevado Tutupaca, situado en la región surandina del Perú, presenta un paisaje fuertemente modelado por procesos glaciares que se remontan al

Pleistoceno tardío y se extienden hasta el Holoceno. Durante el Último Máximo Glaciar (LGM), ocurrido hace más de 21 000 años, los glaciares alcanzaron su máxima extensión, dejando como evidencia geoformas características como circos glaciares, valles en forma de U y complejos sistemas de morrenas (Clapperton, 1993; Smith et al., 2005).

El registro geomorfológico indica re-avances glaciares posteriores entre aproximadamente 15 000 y 13 000 años, y nuevamente entre 12 800 y 11 500 años, posiblemente relacionados con la anomalía climática conocida como Younger Dryas, un evento de enfriamiento abrupto documentado a escala global (Thompson et al., 2006; Mark et al., 2005). Estas fases interglaciares dejaron rastros bien conservados en el entorno del Tutupaca, permitiendo reconstruir la evolución paleoglacial de la zona.

Ya en el Holoceno, particularmente durante el período Neoglaciar (últimos 2,000 años), se identifican nuevos avances glaciares, destacando un máximo ocurrido entre los años 1630 y 1680 d.C., en coincidencia con las condiciones frías y húmedas de la Pequeña Edad de Hielo (Rabatel et al., 2008; Vuille et al., 2008). En los siguientes párrafos se mencionada las principales geoformas del Nevado Tutupaca

#### **3.8.1.1 Circos Glaciares**

Localizados principalmente en las partes superiores de los estratoconos, entre 4750 m.s.n.m., han sido identificados cerca de 8 circos glaciares en el Tutupaca Basal y al menos 2 en el Tutupaca Oeste, con diámetros de 0,2 a 0,7 km. (Smith et al., 2005; Thompson et al., 2006).



### **3.8.1.2 Valles Glaciares**

Estos valles en forma de "U", dispuestos radialmente en el Tutupaca Basal, se extienden entre los 4000 y 5000 m.s.n.m. El más extenso se encuentra en el río Tacalaya, con una distancia longitudinal de 20 km y un ancho promedio de 0,5 km. (Smith et al., 2005; Thompson et al., 2006).

### **3.8.1.3 Morrenas del Pleistoceno y Holoceno (H-mo/P-mo)**

Las morrenas del Pleistoceno, asociadas al LGM, se encuentran entre 3900 y 4800 m.s.n.m., mientras que las del Holoceno, relacionadas con reavances glaciares, se hallan entre 4950 y 5300 m.s.n.m. (Mark et al., 2005; Vuille et al., 2008).

## **3.8.2 Actividad Volcánica**

Las geoformas volcánicas del CVT incluyen estratovolcanes, lavas, domos, planicies piroclásticas y cicatrices de colapso. Estos se formaron durante el Plioceno, Pleistoceno y Holoceno, cuáles son las siguientes:

### **3.8.2.1 Estratovolcanes Pre-Tutupaca (Est)**

Son cuatro estratovolcanes (Carimani, Chuquiananta, Nazaparco, y Villaque), que se caracterizan por tener pendientes entre 5° y 25°, con alturas entre 4900 y 5150 m.s.n.m., erosionados por la actividad glacial. (Valderrama, 2013; Mariño et al., 2019).

#### **3.8.2.2 Lavas y Domos del Tutupaca Basal (Lav-tb)**

Esta zona presenta lavas subhorizontales, afectadas por erosión glaciaria y cubiertas en algunas áreas por depósitos morrénicos. Se han identificado 15 domos alineados NNO-SSE, con tamaños variables.

#### **3.8.2.3 Estratocono y Domos del Tutupaca Oeste (Est-to)**

Con un estratocono de forma cónica y diámetro de 3 km, se alza hasta 5790 m.s.n.m. Está compuesto por domos dispuestos concéntricamente y cubiertos por morrenas, afectados por erosión glaciaria. (Valderrama, 2013; Mariño et al., 2019).

#### **3.8.2.4 Estratocono y Domos del “Tutupaca Reciente” (Est-tr)**

Localizado en la parte central y noreste, alcanza hasta 5790 m.s.n.m. Su flanco noreste tiene unas cubiertas colapsables en forma de herradura, y está conformado por varios domos. (Valderrama, 2013; Mariño et al., 2019).

#### **3.8.2.5 Altiplanicie Piroclástica y de Avalancha de Escombros**

Extendiéndose al este del CVT, está compuesta por secuencias de lahares y depósitos piroclásticos, con acumulaciones de bombas volcánicas y colinas alargadas que indican flujos de avalancha de escombros. (Valderrama, 2013; Mariño et al., 2019).

#### **3.8.2.6 Cicatrices de Colapso**

Dos cicatrices principales en el CVT son indicativas de colapsos sectoriales de edificios volcánicos, creando estructuras en forma de herradura en el Tutupaca Reciente. (Valderrama, 2013; Mariño et al., 2019).

En los anexos (Anexo A-3), se presenta un plano geomorfológico, con el propósito de ofrecer una referencia espacial, que complemente la descripción del entorno investigado.

### **3.9. Geodinámica**

Se han identificado varios fenómenos de movimientos geodinámicos, relacionados a los riesgos potenciales cerca del CVT, tales como: corrientes gruesas piroclásticas, avalanchas de escombros, caídas de ceniza y pómez, flujos de escombros (lahares), proyectiles balísticos y emisiones de gases volcánicos. Se realizará una breve descripción de los fenómenos dinámicos, relacionados al descenso glaciario. (Naranjo & Valderrama, 2006; Mariño et al., 2019).

#### **3.9.1 Flujos de Escombros (Lahares)**

Los lahares son flujos rápidos de escombros volcánicos mezclados con agua, que descienden por valles y quebradas, y pueden desplazarse a velocidades de entre 20 y 60 km/h. Estos flujos pueden generarse durante erupciones o en períodos de calma volcánica, a partir de lluvias intensas, deshielo o el colapso de lagos cratéricos. Los lahares son altamente destructivos, enterrando todo a su paso y modificando paisajes y cursos de agua.

En el CVT, se han identificado varios depósitos de lahares de mediano volumen en ríos y quebradas circundantes. La región andina, donde se encuentra el CVT, es propensa a fuertes precipitaciones y posee cumbres

cubiertas de nieve y hielo, lo que aumenta el riesgo de generación de lahares durante actividades volcánicas. Estos flujos pueden alcanzar grandes distancias, superar los 200 km, y generar inundaciones, destruyendo infraestructuras y poniendo en peligro a las comunidades. (Naranjo & Valderrama, 2006; Mariño et al., 2019).

### **3.9.2 Deslizamientos de tierra**

Las zonas cercanas al volcán Tutupaca, debido a su topografía montañosa, son vulnerables a deslizamientos de tierra. Estos pueden ser desencadenados tanto por las erupciones volcánicas como por lluvias intensas o el deshielo de los glaciares. Los deslizamientos pueden afectar la estabilidad de las carreteras y viviendas, además de aumentar el riesgo de huaicos (flujos de agua y lodo). (Naranjo & Valderrama, 2006; Mariño et al., 2019).

### **3.10. Evolución Morfológica del Nevado Tutupaca**

Como parte de una interpretación del retroceso glaciar del nevado Tutupaca, se incorpora un apartado descriptivo basado en evidencias fotográficas obtenidas en campañas de campo y documentos técnicos de diversos años. Las fotografías disponibles corresponden a los años 2001, 2013, 2019 y 2023, y permiten realizar una caracterización visual secuencial del proceso de reducción de la cobertura glaciar. Las fotografías muestran con claridad el desplazamiento progresivo del frente glaciar.

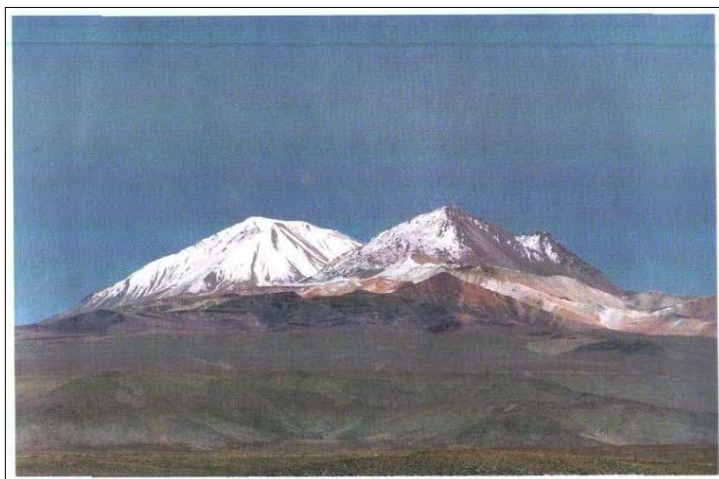
La interpretación técnica de esta secuencia fotográfica permite complementar el análisis cuantitativo realizado mediante imágenes satelitales,

aportando una línea de tiempo visual que fortalece la validación del descenso glaciar. Asimismo, estas evidencias gráficas respaldan la hipótesis de una pérdida continua de masa glaciar en el nevado Tutupaca.

La primera fotografía considerada corresponde al año 2001 y fue obtenida del **"Mapa Preliminar de Amenaza Volcánica Potencial del Volcán Tutupaca"**, elaborado por Lionel Fidel Smoll por encargo del INGEMMET. En esta imagen, se observa un descenso ya evidente en la cobertura glaciar, especialmente en el sector sureste del edificio del Tutupaca Reciente. Las laderas en esta zona muestran huellas claras de derretimiento, con superficies descubiertas de roca volcánica que evidencian una pérdida progresiva del glaciar. Este indicio temprano de retroceso glaciar permite establecer un punto de referencia inicial en la evolución del nevado Tutupaca, destacando que el proceso de reducción de la masa de hielo ya estaba en curso desde inicios de la década de 1980, posiblemente influenciado por el incremento de temperaturas y la actividad geotérmica interna del complejo volcánico. La fotografía constituye un testimonio visual relevante del inicio del retroceso moderno, especialmente en sectores expuestos al mayor grado de radiación solar y actividad volcánica residual.

### Fotografía 1

*Edificio del Tutupaca Reciente del año 2001*



*Nota. Fuente: Fidel & Zavala (2001)*

La segunda y tercera fotografía corresponden al año 2013 y forman parte del estudio titulado ***“Una gran erupción del volcán Tutupaca (Tacna) ocurrida hace aproximadamente 200 años AP: implicaciones para la evaluación de la amenaza”***, elaborado por Patricio Valderrama.

Este trabajo fue publicado como parte del análisis geológico y vulcanológico del Complejo Volcánico Tutupaca.

En la segunda fotografía, se observa una ligera presencia de nieve en el flanco sureste del complejo volcánico Tutupaca.

Son medianamente visibles las estructuras del edificio basal, aunque hay la presencia de nieve en los edificios volcánicos oeste y este, pero presentan coberturas navales bajas.

En la tercera fotografía, tomada desde un ángulo opuesto a la imagen anterior, se distingue un sector correspondiente al edificio oeste y este.

En esta imagen se visualiza la presencia de zonas de deshielo en partes medias y altas de las laderas, con una notable reducción de la cobertura glaciar.

La superficie expuesta revela depósitos volcánicos descubiertos, posiblemente morrenas antiguas o flujos de lava, lo que refuerza la tendencia continua de retracción glaciar ya evidenciada en registros anteriores.

En resumen, estas observaciones confirman que, hacia el año 2013, el glaciar del Tutupaca presentaba una fase avanzada de recesión, con una marcada pérdida de masa nival.

## **Fotografía 2**

*Edificio Basal del año 2013*



*Nota. Fuente: Valderrama et al. (2013)*

### Fotografía 3

*Estratocono Oeste y Este del año 2013*



*Nota. Fuente: Valderrama et al. (2013)*

La cuarta y quinta fotografía corresponden al año 2019 y fueron obtenidas en el marco de la investigación titulada ***“Geología y Mapa de Peligros del Complejo Volcánico Tutupaca”***, elaborada por el equipo técnico liderado por Jersy Mariño Salazar, por encargo del INGEMMET. Este trabajo, de carácter geológico y geodinámico, incluye documentación fotográfica relevante del estado glaciar durante dicho año.

En la cuarta fotografía, se observa una leve recuperación de la cobertura nival en los edificios volcánicos Tutupaca Oeste y Tutupaca Reciente, en comparación con registros anteriores. Sin embargo, se mantiene ausente la presencia de nieve en la zona del edificio del Tutupaca Basal, lo que sugiere que este sector, por su altitud relativamente menor y exposición, es más vulnerable al derretimiento continuo. La quinta fotografía, tomada desde la parte alta de la



planicie del edificio del Tutupaca Oeste, permite apreciar capas delgadas de nieve dispersas sobre la superficie.

Este registro fotográfico evidencia que, incluso a mayor altitud, la cobertura nival no ha logrado recuperar su extensión histórica.

Estas evidencias indican también que, hacia el 2019, el nevado Tutupaca mantenía una cobertura glaciár fragmentada y en retroceso.

La dinámica nival mostraba una respuesta limitada frente a las variaciones climáticas estacionales, sin signos de recuperación sostenida.

En conjunto, las observaciones fotográficas reflejan un estado avanzado de degradación glaciár, coherente con las tendencias detectadas en el análisis multitemporal.

#### **Fotografía 4**

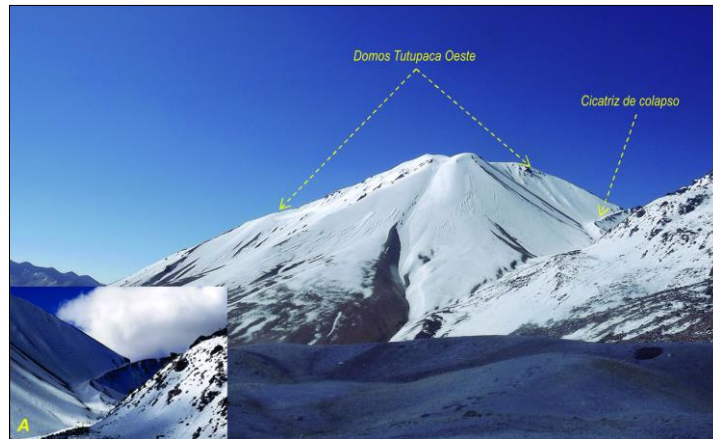
Estratocono Oeste, Basal y Reciente del año 2019



*Nota.* Fuente: Mariño et al. (2019)

## Fotografía 5

### Domos del Tutupaca Oeste del 2019



Nota. Fuente: Mariño et al. (2019)

La sexta y séptima fotografía corresponden al año 2024 y forman parte del estudio titulado ***“Caracterización y evaluación del potencial geotérmico de la zona geotermal de Tutupaca, Candarave, región Tacna”***, realizado por el equipo liderado por Vicentina Cruz Pauccara para el INGEMMET.

La sexta fotografía, tomada frente del edificio volcánico Tutupaca Oeste en vista al noreste. Se observa la presencia de nieve en las partes altas del estratocono, sin embargo, ya se evidencian zonas de derretimiento progresivo incluso en las cotas más elevadas. Las laderas inferiores del estratocono se presentan sin recuperación nival. La séptima y última fotografía, tomada hacia el noreste del edificio del Tutupaca Reciente con vistas al norte, evidencia de forma contundente la ausencia total de nieve en dicho sector, incluso en zonas altas. Esta imagen constituye un testimonio visual claro del estado actual del nevado,

marcando uno de los puntos más críticos en la pérdida de la superficie glaciar en comparación con registros anteriores.

### **Fotografía 6**

Edificio Volcánico del Tutupaca Oeste del 2024



*Nota.* Fuente: Cruz et al. (2025)

### **Fotografía 7**

Edificio Tutupaca Reciente del 2024



*Nota.* Fuente: Cruz et al. (2025)

En conjunto, estas evidencias fotográficas permiten evidenciar una pérdida sostenida y acelerada de masa glaciar en los últimos decenios, en

concordancia con los efectos del cambio climático y la variabilidad atmosférica regional en los Andes del sur del Perú. Adicionalmente, se ha identificado que el comportamiento del glaciar también se ve influenciado por la ocurrencia de fenómenos climáticos como El Niño y La Niña. En particular, durante años asociados a La Niña, se ha observado una ligera recuperación nival en las imágenes satelitales, posiblemente relacionada con el aumento de la precipitación sólida y descenso de temperatura. Sin embargo, dicha recuperación resulta ser poca y no es sostenida, posteriormente se registra una nueva pérdida de cobertura glaciar. Este comportamiento interanual confirma la sensibilidad del nevado Tutupaca a los cambios climáticos de corto y a largo plazo, además de los efectos acumulativos del calentamiento global.

## CAPÍTULO IV

### MARCO METODOLÓGICO

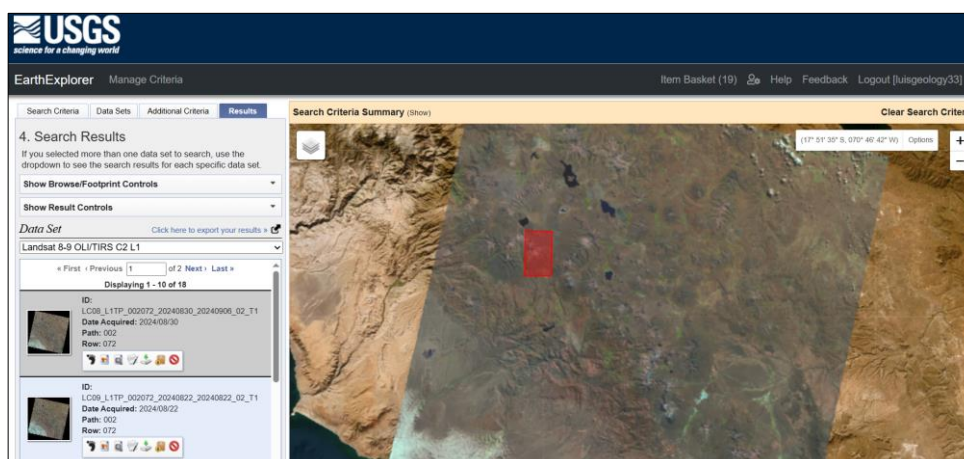
#### 4.1. Análisis de Imágenes Satelitales Tutupaca

##### 4.1.1 Adquisición de imágenes

Para inicio de nuestro estudio se obtuvieron imágenes satelitales Landsat y Sentinel. Para el caso de las Imágenes Landsat, se han adquirido de manera gratuita desde el Servidor Geoespacial de Earth Explorer de la United States Geological Survey (USGS), mostrada en la figura 17, para nuestra investigación se tomaron imágenes de las Misiones Landsat 5 TM, Landsat 7 ETM+ y Landsat 8 - OLI/TIRS.

**Figura 17**

*Servidor Geoespacial de Earth Explorer*



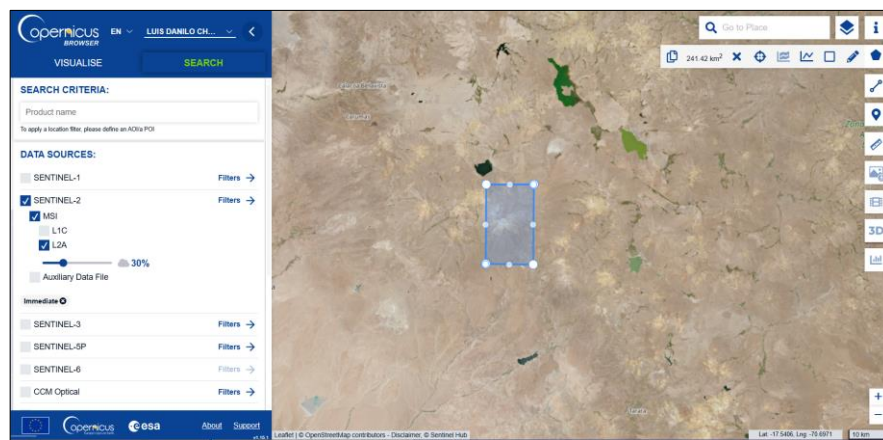
*Nota. Fuente: Elaboración propia*

Para el caso de las Imágenes Sentinel se han adquirido de manera gratuita, desde el Servidor Geoespacial de Copernicus, creada por la Agencia

Espacial Europea - ESA (2013), mostrada en la figura 18, para esta investigación se tomaron imágenes correspondientes a las Misión Sentinel 2A – 2B.

### Figura 18

#### *Servidor Geoespacial de Copernicus*



Nota. Fuente: Elaboración propia

La selección de fechas de análisis fue correspondiente en estaciones secas, con la finalidad disminuir el exceso de nubosidad debido a que las nubes pueden reflejar y dispersar la radiación solar, produciendo una reducción en la cantidad de luz que alcanza la superficie de la nieve y alterando su reflectancia medida por sensores satelitales. Otro aspecto es, que en épocas húmedas, donde la precipitación es más constante, la lluvia sobre las superficies de cubierta de nieve, pueden ocasionar una disminución de la reflectancia al compactar la nieve y aumentar su contenido de agua, haciéndola más oscura y reduciendo su diferenciación con otras superficies. En resumen, se realizó la obtención de 38 imágenes satelitales entre Landsat 5, 7 y 8, durante el período de 1985 – 2024 y 8 imágenes satelitales Sentinel entre 2A y 2B, del período 2017 - 2024. Las características de las cuadrículas de la superficie terrestre

fueron 002 Path y 072 Row. Otras características de las imágenes satelitales Landsat TM, ETM y OLI, poseen una resolución espacial de 30 metros a excepción de la banda pancromática de la Landsat 8 que tiene 15 metros de resolución espacial. No se encontraron imágenes satelitales en 1987 y 2012.

En 1987, debido a que las adquisiciones eran esporádicas y muchas zonas remotas. En 2012, el Landsat 7, presentaba fallas en su escáner (SLC-off), lo que redujo la disponibilidad de imágenes útiles ese año.

Las características de las imágenes Landsat utilizadas, se presentan en las siguientes tablas.

**Tabla 11**

*Características de las Imágenes Landsat Período 1985 – 2003*

| Nº | Metadata                                     | Fecha      | Nubosidad (%) | Sun Azimuth (°) | Sun Elevation (°) |
|----|----------------------------------------------|------------|---------------|-----------------|-------------------|
| 1  | LT05_L1TP_002072_19850718_20200918_02_T1_MTL | 18/07/1985 | 4             | 46,2            | 36,2              |
| 2  | LT05_L1TP_002072_19860806_20200917_02_T1_MTL | 06/08/1986 | 5             | 51,7            | 37,6              |
| 3  | LT05_L1TP_002072_19880726_20200917_02_T1_MTL | 26/07/1988 | 8             | 47,6            | 37,4              |
| 4  | LT05_L1TP_002072_19890814_20200916_02_T1_MTL | 14/08/1989 | 10            | 53,0            | 40,2              |
| 5  | LT05_L1TP_002072_19900716_20200915_02_T1_MTL | 16/07/1990 | 6             | 47,7            | 34,2              |
| 6  | LT05_L1TP_002072_19910820_20200915_02_T1_MTL | 20/08/1991 | 1             | 55,2            | 40,9              |
| 7  | LT05_L1TP_002072_19920705_20200914_02_T1_MTL | 05/07/1992 | 1             | 45,6            | 34,1              |
| 8  | LT05_L1TP_002072_19930724_20200913_02_T1_MTL | 24/07/1993 | 6             | 48,7            | 35,6              |
| 9  | LT05_L1TP_002072_19940727_20231215_02_T1_MTL | 27/07/1994 | 8             | 50,1            | 35,1              |
| 10 | LT05_L1TP_002072_19950730_20200912_02_T1_MTL | 30/07/1995 | 8             | 53,1            | 33,0              |
| 11 | LT05_L1TP_002072_19960801_20200911_02_T1_MTL | 01/08/1996 | 1             | 51,8            | 35,5              |
| 12 | LT05_L1TP_002072_19970703_20240105_02_T1_MTL | 03/07/1997 | 10            | 44,0            | 35,2              |
| 13 | LT05_L1TP_002072_19980706_20240110_02_T1_MTL | 06/07/1998 | 9             | 42,6            | 36,6              |
| 14 | LE07_L1TP_002072_19990818_20200918_02_T1_MTL | 18/08/1999 | 10            | 48,4            | 45,9              |
| 15 | LE07_L1TP_002072_20000703_20200918_02_T1_MTL | 03/07/2000 | 5             | 39,5            | 38,6              |
| 16 | LE07_L1TP_002072_20010620_20230403_02_T1_MTL | 20/06/2001 | 6             | 38,9            | 38,3              |
| 17 | LE07_L1TP_002072_20020810_20200916_02_T1_MTL | 10/08/2002 | 5             | 47,4            | 43,2              |
| 18 | LE07_L1TP_002072_20030509_20200916_02_T1_MTL | 09/05/2003 | 3             | 43,4            | 43,5              |

*Nota.* Fuente: Elaboración propia

**Tabla 12**

*Características de las Imágenes Landsat Período 2004 – 2024*

| Nº | Metadata                                     | Fecha      | Nubosidad (%) | Sun Azimuth (°) | Sun Elevation (°) |
|----|----------------------------------------------|------------|---------------|-----------------|-------------------|
| 19 | LT05_L1TP_002072_20040620_20200903_02_T1_MTL | 20/06/2004 | 10            | 40,7            | 37,1              |
| 20 | LT05_L1TP_002072_20050607_20230211_02_T1_MTL | 07/06/2005 | 6             | 39,3            | 38,9              |
| 21 | LT05_L1TP_002072_20060712_20200831_02_T1_MTL | 12/07/2006 | 0             | 40,3            | 39,3              |
| 22 | LT05_L1TP_002072_20070613_20200830_02_T1_MTL | 13/06/2007 | 0             | 37,8            | 39,4              |
| 23 | LT05_L1TP_002072_20080802_20200829_02_T1_MTL | 02/08/2008 | 0             | 45,9            | 41,3              |
| 24 | LT05_L1TP_002072_20090704_20200827_02_T1_MTL | 04/07/2009 | 6             | 40,3            | 38,2              |
| 25 | LT05_L1TP_002072_20100723_20200823_02_T1_MTL | 23/07/2010 | 6             | 42,8            | 40,2              |
| 26 | LT05_L1TP_002072_20110726_20200822_02_T1_MTL | 26/07/2011 | 9             | 43,6            | 40,4              |
| 27 | LC08_L1TP_002072_20130629_20200912_02_T1_MTL | 29/06/2013 | 2,72          | 36,7            | 40,1              |
| 28 | LC08_L1TP_002072_20140515_20200911_02_T1_MTL | 15/05/2015 | 5,45          | 39,2            | 44,1              |
| 29 | LC08_L1TP_002072_20150619_20200909_02_T1_MTL | 19/06/2015 | 4,32          | 36,6            | 39,8              |
| 30 | LC08_L1TP_002072_20160723_20200906_02_T1_MTL | 23/07/2016 | 0,4           | 40,7            | 41,8              |
| 31 | LC08_L1TP_002072_20170710_20200903_02_T1_MTL | 10/07/2017 | 1,28          | 38,5            | 40,3              |
| 32 | LC08_L1TP_002072_20180814_20200831_02_T1_MTL | 14/08/2018 | 0,91          | 45,7            | 46,2              |
| 33 | LC08_L1TP_002072_20190716_20200827_02_T1_MTL | 16/07/2019 | 7,14          | 39,3            | 40,8              |
| 34 | LC08_L1TP_002072_20200718_20200911_02_T1_MTL | 18/07/2020 | 8,81          | 39,8            | 41,1              |
| 35 | LC08_L1TP_002072_20210721_20210729_02_T1_MTL | 21/07/2021 | 0,14          | 40,3            | 41,5              |
| 36 | LC08_L1TP_002072_20220724_20220801_02_T1_MTL | 24/07/2022 | 0,09          | 40,7            | 42,0              |
| 37 | LC09_L1TP_002072_20230719_20230720_02_T1_MTL | 19/07/2023 | 3,17          | 40,0            | 41,1              |
| 38 | LC08_L1TP_002072_20240729_20240801_02_T1_MTL | 29/07/2024 | 6,17          | 42,0            | 42,8              |

*Nota.* Fuente: Elaboración propia

Las imágenes Sentinel-2, utilizadas presentan resoluciones espaciales de 10 m (bandas visible y NIR), 20 m (bandas Red Edge y SWIR) y 60 m (bandas de aerosol, vapor de agua y cirros). Cabe destacar que no se encontraron imágenes Sentinel-2 del período 1985-2016, ya que esta misión, fue lanzada recién en 2015 (Sentinel-2A) y comenzó a operar plenamente en 2017; Sentinel-2B se lanzó en 2017. Las características de las imágenes Sentinel, utilizadas se presentan en la siguiente tabla.



**Tabla 13***Características de las Imágenes Sentinel Período 2017 - 2024*

| Nº | Metadata                                                         | Fecha      | Nubosidad (%) | Sun Azimuth (°) | Sun Elevation (°) |
|----|------------------------------------------------------------------|------------|---------------|-----------------|-------------------|
| 1  | S2A_MSIL1C_20170731T144731_N0500_R139_T19-KCB_20231007T093222-ql | 31/07/2017 | 0             | 36,3            | 46,6              |
| 2  | S2B_MSIL1C_20180731T144729_N0500_R139_T19-KCB_20230816T000044-ql | 31/07/2018 | 0             | 39,1            | 44,2              |
| 3  | S2A_MSIL1C_20190731T144741_N0500_R139_T19-KCB_20230603T174543-ql | 31/07/2019 | 0             | 39,0            | 44,3              |
| 4  | S2B_MSIL1C_20200730T144729_N0500_R139_T19-KCB_20230416T074419-ql | 30/07/2020 | 0             | 38,9            | 44,3              |
| 5  | S2A_MSIL1C_20210819T144731_N0500_R139_T19-KCB_20230208T173148-ql | 19/08/2021 | 0             | 39,5            | 43,8              |
| 6  | S2A_MSIL1C_20220725T144741_N0400_R139_T19-KCB_20220725T194820-ql | 25/07/2022 | 0             | 37,8            | 45,3              |
| 7  | S2A_MSIL1C_20230720T144731_N0509_R139_T19-KCB_20230720T195424-ql | 20/07/2023 | 0             | 36,9            | 46,1              |
| 8  | S2B_MSIL1C_20240719T144739_N0510_R139_T19-KCB_20240719T194745-ql | 19/07/2024 | 0             | 36,8            | 46,2              |

*Nota.* Fuente: Elaboración propia

**4.1.2 Pre-Procesamiento de Imágenes**

Se realizó el tratamiento de las imágenes mediante el siguiente procedimiento:

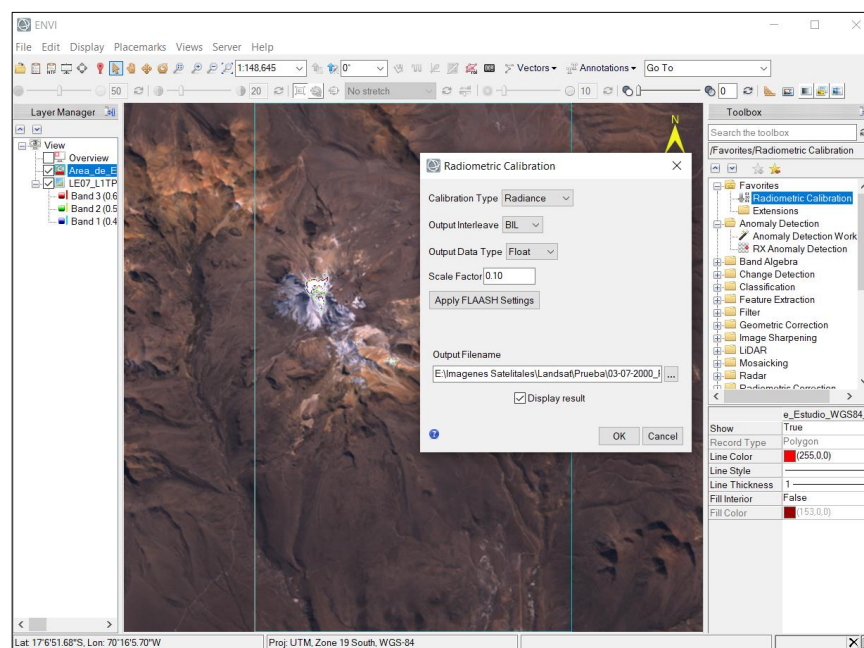
**4.1.2.1 Calibración y corrección radiométrica**

Como se ha mencionado anteriormente para realizar el análisis de los datos adquiridos se realizará mediante el software ENVI, está basado en la compensación de variaciones o errores de la señal captada por sensores remotos, tales como la atmósfera, la iluminación y las características del sensor. En esta etapa se corrige la ganancia y el offset, ajustando la imagen utilizando coeficientes específicos del sensor para convertir los valores de intensidad digital

(DN) a valores físicos como radiancia o reflectancia. En la siguiente figura se observa el proceso de corrección radiométrica.

**Figura 19**

*Corrección Radiométrica con ENVI*



*Nota.* Fuente: Elaboración propia

#### 4.1.2.2 Corrección atmosférica

Se realizó por el método de corrección atmosférica FLAASH (Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes) en ENVI es un método avanzado para eliminar los efectos de la atmósfera en imágenes hiperespectrales y multiespectrales, permitiendo obtener valores de reflectancia de la superficie más precisos. Este método basado en modelos físicos, como el modelo MODTRAN (Moderate Resolution Atmospheric Transmission), para estimar la interferencia atmosférica en la imagen, tomando en cuenta la altitud, la

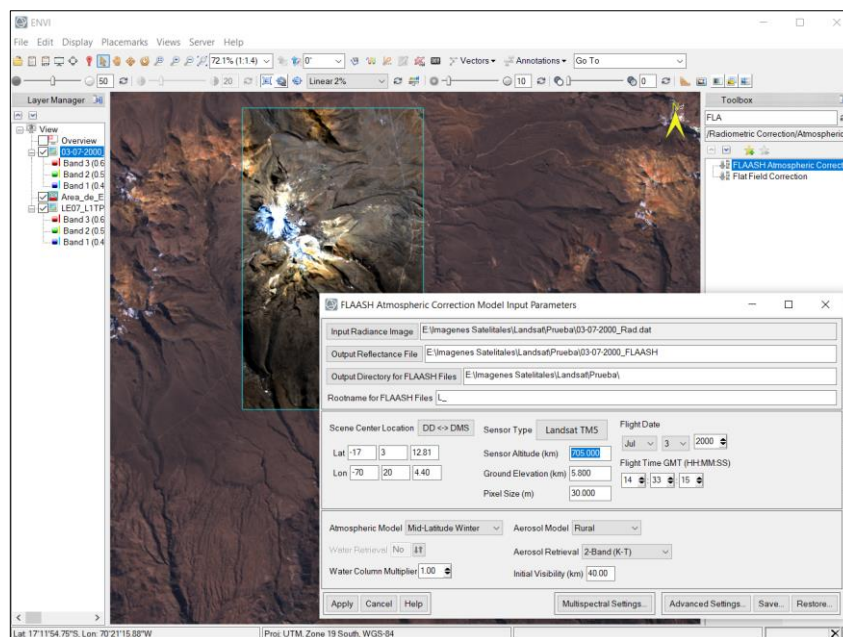
presión atmosférica, el vapor de agua y los gases como el dióxido de carbono y el ozono.

Con esto se busca corregir la dispersión y absorción, es decir, reducir los efectos de la dispersión de Rayleigh y Mie (causados por moléculas y aerosoles en la atmósfera) y la absorción de gases como el vapor de agua y el dióxido de carbono.

Esta corrección garantiza la comparabilidad temporal de las imágenes y la precisión, debido que se corrige los defectos atmosféricos asociados a la toma de imagen, para el cálculo de índices espectrales como el NDSI y permite mejorar la calidad espacial, para el análisis de cambios en la cobertura glaciar. En la siguiente figura se observa el uso del FLAASH en ENVI.

## Figura 20

### *Método FLAASH del ENVI*



Nota. Fuente: Elaboración propia

#### 4.1.2.3 Corrección geométrica

En este caso la corrección geométrica de las imágenes Landsat y Sentinel, no se realizaron, debido a que las imágenes vienen con un cierto nivel de ortorectificación, cuya precisión para este el nivel de estudio es el adecuado.

#### 4.1.3 Combinación de bandas espectrales

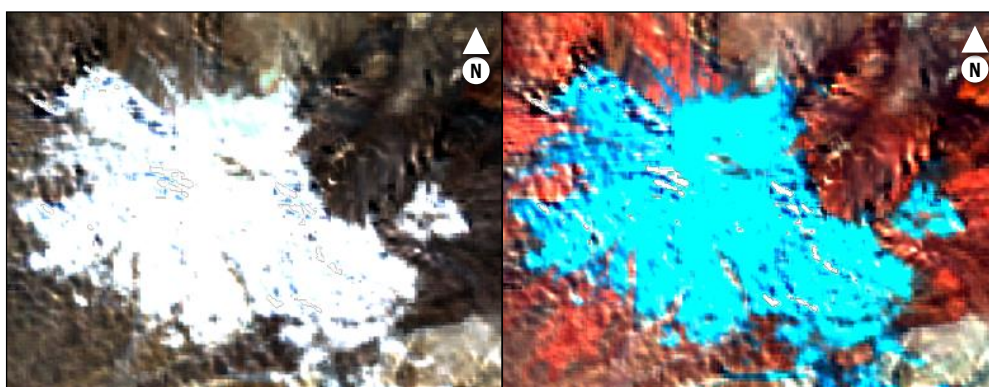
Un análisis previo de las cubiertas del área del glaciar, se aplicó una combinación de bandas. Para destacar la nieve y diferenciarla de las nubes y el agua en caso de las imágenes Landsat 5, 7 y 8, se aplica la combinación RGB = SWIR/NIR/Red = 7/4/2. En la figura 21, se muestra la combinación anteriormente mencionada.

Para el caso de la Imágenes Sentinel es la combinación RGB = 8A/11/4. En la figura 22, se muestra la combinación anteriormente mencionada.

Esto nos da vistazo previo de las áreas cubiertas glaciariamente

#### Figura 21

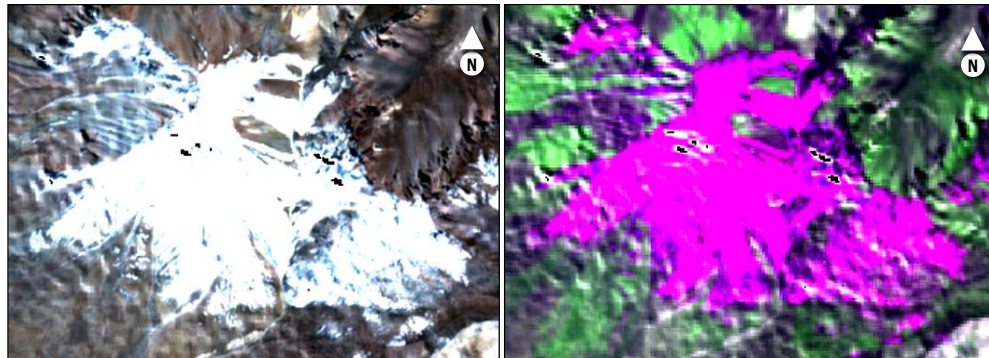
*Combinación 7/4/2 para el Landsat*



*Nota. Fuente: Elaboración propia*

**Figura 22**

*Combinación 8A/11/4 para el Sentinel*



Nota. Fuente: Elaboración propia

#### **4.1.4 Aplicación de los índices de detección de nieve y hielo**

Se aplicaron los índices espectrales mostrado en el aspecto teórico de esta investigación, se muestra una descripción de las fórmulas aplicadas en la presente tesis en la siguiente tabla:

**Tabla 14**

*Fórmulas de Índice de Detección de Nieve y Hielo*

| Formula | Descripción                                        | Formulación                                | Utilidad                                                                                        | Cita de Referencia                 |
|---------|----------------------------------------------------|--------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------|
| 1       | Normalized Difference Snow Index (NDSI)            | $NDSI = \frac{Green - SWIR}{Green + SWIR}$ | Para mapear y diferenciar las áreas cubiertas de nieve y hielo de las áreas sin nieve ni hielo. | Dozier (1989), Hall et al. (1995b) |
| 2       | Normalized Difference Glacier Index (NDGI)         | $NDGI = \frac{Green - Red}{Green + Red}$   | Para mapear entre clases de nieve-hielo y mezclas de hielo y escombros.                         | Keshri et al. (2009)               |
| 3       | Normalized Difference Snow and Ice Index (NDSII-2) | $NDSII = \frac{Green - NIR}{Green + NIR}$  | Para mapear y diferenciar entre clases de nieve y hielo.                                        | Xiao et al. (2001)                 |

Nota. Fuente: Elaboración propia

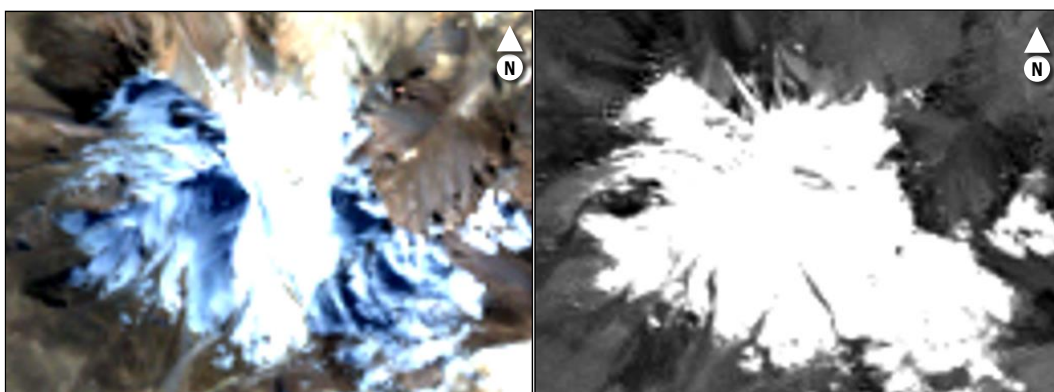
El cálculo de este índice se desarrolló con el programa ENVI, este proceso se desarrolló de forma repetitiva para todos los años de estudio.

#### 4.1.4.1 Aplicación del Índice de Nieve Diferencial Normalizado (NDSI)

En la siguiente figura, se visualiza la obtención del índice NDSI de la fórmula 1, para el área de estudio.

**Figura 23**

*Resultado del Índice NDSI, realizado en ENVI*



*Nota. Fuente: Elaboración propia*

Posteriormente, se aplicó una escala de colores tipo "rainbow", que va desde tonos azules y morados (valores más bajos de NDSI) hasta rojos y amarillos (valores más altos de NDSI), asociados a los valores numéricos del NDSI, obtenidos en la imagen. Los valores numéricos varían desde aproximadamente -0,85 hasta 1,5, indicando la variabilidad en la reflectancia de la nieve. A continuación, se realiza una breve descripción de la escala de colores, separándolos con los siguientes rangos de umbrales:

Tonos morados y azules (-0,73 a -0,29): Áreas con valores negativos o cercanos a cero, lo que indica la ausencia de nieve

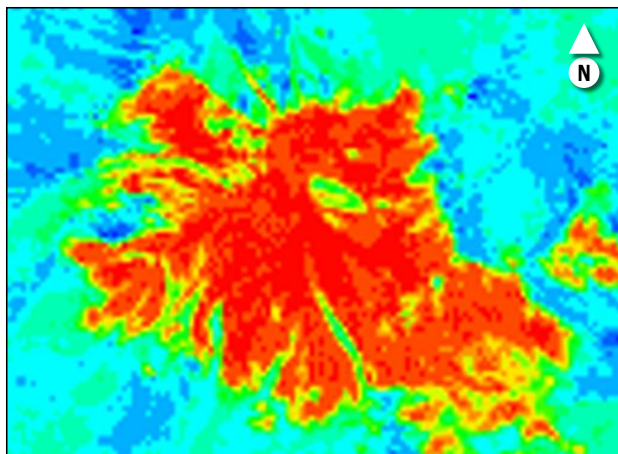


Tonos verdes y amarillos (0,20 a 0,40): Regiones con valores intermedios de NDSI, lo que sugiere áreas con nieve parcial o mezcla de nieve y otros elementos.

Tonos naranjas y rojos (0,40 a 1,5): Representan los valores más altos de NDSI, indicando zonas con cobertura de nieve pura y bien definida. En la siguiente figura, se observa el rainbow del NDSI.

**Figura 1**

Índice NDSI, modificado en modo Rainbow



*Nota.* Fuente: Elaboración propia

#### **4.1.4.2 Aplicación del Índice Glaciar Diferencial Normalizado (NDGI)**

Se aplicó el Índice Glaciar Diferencial Normalizado (NDGI), una variante del NDGI, utilizada en estudios glaciológicos, para mapear y diferenciar entre clases de nieve, hielo y mezclas de hielo con escombros.

Al comparar los contornos obtenidos con los resultados del NDSI, se ha observado que la extensión del glaciar identificada mediante este NDGI es

similar. Dando validez a los resultados del NDSI, separándolos con los siguientes rangos de umbrales:

Azul oscuro a azul claro (-0,23 a -0,08): Representa áreas con valores negativos de NDGI, típicamente asociadas con zonas sin nieve o con una mayor presencia de escombros en la superficie glaciar.

Cian a verde claro (-0,08 a 0,03): Indica una transición en la reflectancia, posiblemente relacionada con mezclas de hielo y material rocoso.

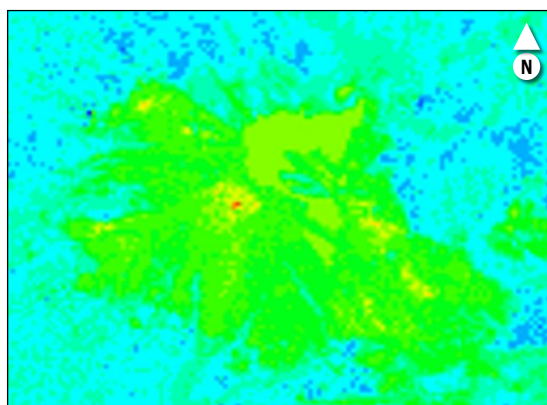
Verde medio a amarillo (0,03 a 0,14): Representa valores intermedios del índice, asociados con nieve compacta o hielo expuesto.

Naranja a rojo (0,14 a 0,29): Corresponde a valores altos de NDGI, que suelen estar relacionados con nieve limpia o altamente reflectante.

En la siguiente figura, se observa el rainbow del NDGI.

#### **Figura 24**

*Índice NDGI, modificado en modo Rainbow*



*Nota.* Fuente: Elaboración propia



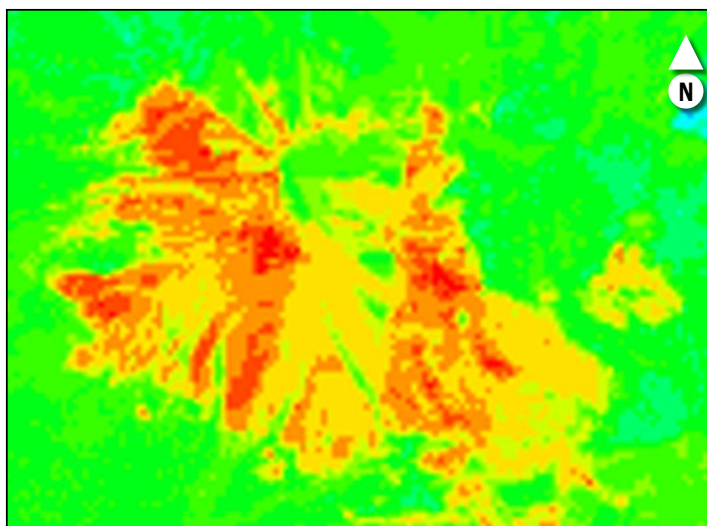
#### 4.1.4.3 Aplicación del Índice de Nieve Diferencial Normalizado (NDSII-2)

Se ha aplicado el Índice Diferencial Normalizado de Intensidad de Superficie (NDSII-2), mostrado en la fórmula 3, ya que es la opción más óptima en distinguir entre las superficies cubiertas por hielo y diferenciarlas de las de hielo en la región de estudio, separándolos con los siguientes rangos de umbrales:

Los valores entre 0,2 y 0,4: (coloración roja) Representan zonas de cobertura de hielo, posiblemente áreas de hielo cubierto por escombros o hielo más oscuro debido a impurezas. En la siguiente figura, se observa el rainbow del NDSII.

**Figura 25**

*Índice NDSII - 2, modificado en modo Rainbow*



*Nota. Fuente: Elaboración propia*

Se han aplicado las mismas técnicas mencionadas anteriormente para el procesamiento de las imágenes Landsat, asegurando la coherencia en el análisis y tratamiento de los datos. En el caso de las imágenes Sentinel, también

se han utilizado los mismos métodos, variando únicamente según la banda correspondiente, lo que permite una adecuada interpretación de la información espectral y espacial en cada caso.

En resumen, se presenta la siguiente tabla con los umbrales espectrales aplicados más importantes para la clasificación de nieve y hielo, definidos a partir del análisis de los valores de los índices NDSI, NDGI y NDSII-2.

**Tabla 15**

Umbrales Espectrales Principales para Hielo y Nieve

| Sensor             | Índice  | Bandas utilizadas | Umbral aplicado | Clase resultante | Uso del índice             |
|--------------------|---------|-------------------|-----------------|------------------|----------------------------|
| Landsat 5 TM       | NDSI    | Verde – SWIR      | > 0,40          | Nieve / Hielo    | Clasificación principal    |
| Landsat 7 ETM+     | NDSI    | Verde – SWIR      | > 0,40          | Nieve / Hielo    | Clasificación principal    |
| Landsat 8 OLI      | NDSI    | B3 – B6           | > 0,42          | Nieve / Hielo    | Clasificación principal    |
| Sentinel-2A        | NDSI    | B3 – B11          | > 0,42          | Nieve / Hielo    | Clasificación principal    |
| Landsat / Sentinel | NDGI    | Verde – Rojo      | > 0,10          | Nieve / Hielo    | Validación espectral       |
| Landsat / Sentinel | NDSII-2 | Verde – NIR       | > 0,20          | Hielo / Nieve    | Diferenciación hielo–nieve |

Nota. Fuente: Elaboración propia a partir del cuadro de Paterson (1994)

#### 4.1.4.4 Verificación de los Índices Espectrales Hielo y Nieve

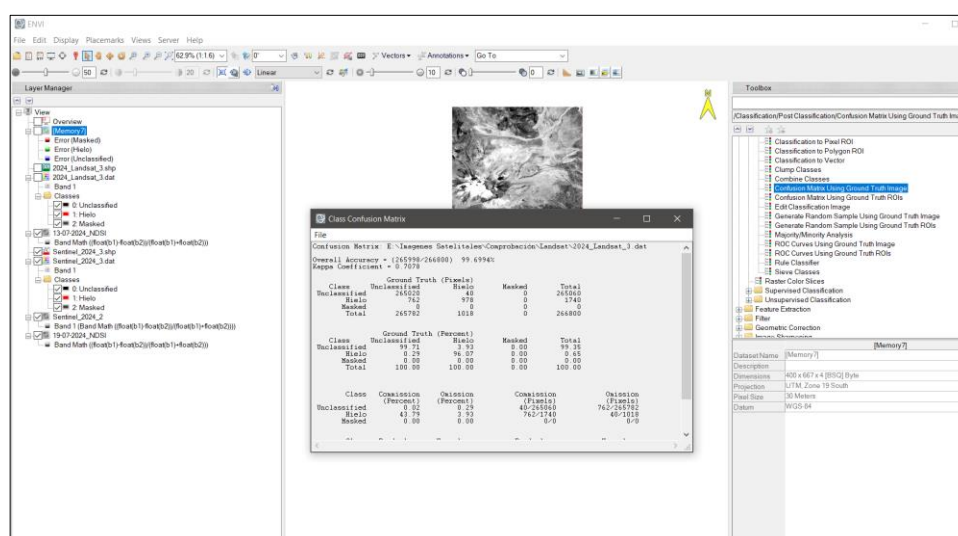
La validación de los resultados se efectuó utilizando la herramienta Confusion Matrix Using Ground Truth Image / ROIs del software ENVI, empleando exclusivamente las clasificaciones obtenidas a partir del índice NDSI, debido a su alta importancia y confiabilidad para la discriminación de nieve y hielo.

Previamente, las imágenes satelitales fueron clasificadas mediante un procedimiento de clasificación por umbral, aplicando los valores de NDSI establecidos en la tabla anterior para la delimitación de la clase “Hielo y Nieve”.

Asimismo, la validación se realizó mediante la comparación inter–imagen entre clasificaciones derivadas de imágenes Landsat y Sentinel, debido a que solo se disponía de imágenes satelitales correspondientes al periodo 2017–2024. A partir de este proceso se calcularon los indicadores de Exactitud Global (OA), Coeficiente Kappa, así como los errores de omisión y comisión para la clase “Hielo y Nieve”.

**Figura 26**

*Herramienta de Confusión de Matrices del software ENVI*



#### 4.1.5 Clasificación y Vectorización

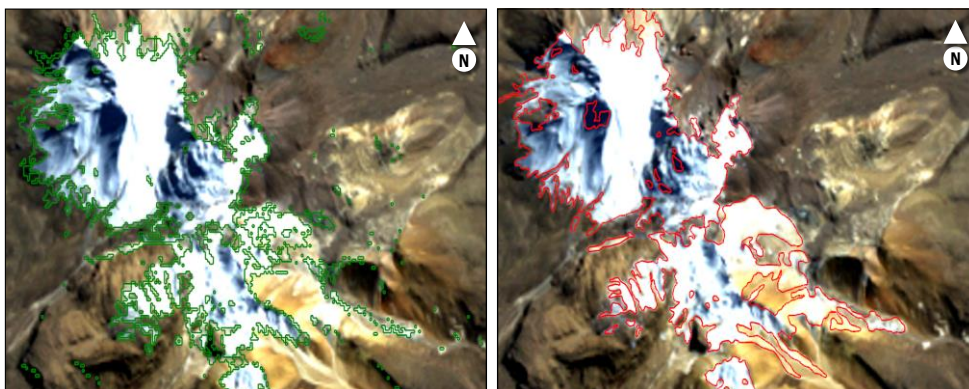
Se ha realizado una vectorización de los resultados obtenidos del NDSI y el NDSII-2, aplicando la clasificación supervisada, teniendo en cuenta los valores numéricos más resaltantes del NDSI y NDSII-2

Adicionalmente, se mejoraron las superposiciones obtenidas en el shapefile, considerando la forma y los contornos obtenidos, a partir de la

combinación de banda real. Finalmente, los datos fueron exportados en formatos vectoriales (shp).

**Figura 27**

*Clasificación y vectorización del Índice NDSI y NDSII*



*Nota.* Fuente: Elaboración propia

#### **4.1.6 Análisis Estadístico y Regresión Lineal**

Se llevó a cabo un análisis estadístico exploratorio de la cobertura glaciar del nevado Tutupaca, considerando como variables el tiempo (años) y el área glaciar (km<sup>2</sup>), lo que permitió identificar tendencias y variaciones interanuales en el retroceso del glaciar. Este análisis permitió reconocer patrones de pérdida sostenida a lo largo del período evaluado.

Se utilizaron datos obtenidos de imágenes satelitales Landsat (1985–2024) y Sentinel-2A (2017–2024), lo que permitió comparar ambas fuentes y verificar la consistencia de los resultados a lo largo del período de estudio.

Luego, se aplicó un modelo de regresión lineal simple, donde el tiempo fue la variable independiente y el área glaciar la dependiente, con el objetivo de cuantificar la tendencia de pérdida glaciar y proyectar su comportamiento futuro.

El análisis permitió evidenciar una relación negativa significativa entre el paso del tiempo y la superficie glaciar, confirmando una tendencia de retroceso constante.

Estos resultados proporcionan una base cuantitativa sólida para la estimación de escenarios futuros y la evaluación del impacto del cambio climático en el nevado Tutupaca.

Finalmente, el modelo fue evaluado mediante el coeficiente de determinación ( $R^2$ ).

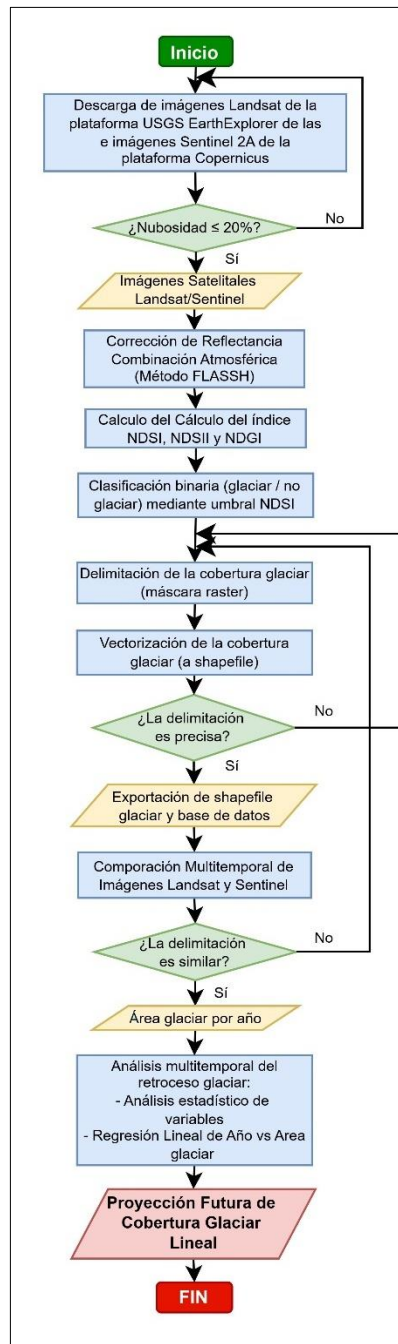
Asimismo, se comprobó que la dispersión de los datos alrededor de la línea de ajuste fue relativamente baja, lo que evidenció un buen nivel de correspondencia entre los valores observados y los valores estimados por el modelo.

Esto permitió confirmar que la regresión lineal simple representó adecuadamente la tendencia general del retroceso glaciar, proporcionando una base estadística confiable para la formulación de proyecciones futuras.

En la siguiente figura, resume las principales etapas desarrolladas, desde la recolección y procesamiento de imágenes satelitales hasta la proyección futura del área glaciar teniendo en cuenta la variable tiempo y área.

**Figura 28**

*Flujo de Análisis Multitemporal de Imágenes Satelitales*



Nota. Fuente: Elaboración propia

#### **4.2. Obtención de la Temperatura Superficial Terrestre (LST)**

La determinación de la temperatura superficial se llevará a cabo mediante el uso del complemento geoespacial digital denominado “Semi-Automatic Classification Plugin, en adelante SCP”, una extensión de código abierto para QGIS. El SCP implementa la transformación de datos digitales (DN) a radiancia, utilizando las constantes termales específicas del sensor (como Landsat y ASTER), lo que permite obtener la temperatura de brillo satelital según las ecuaciones de Planck. Además, realiza la conversión a temperatura de superficie considerando la emisividad derivada del índice de vegetación (NDVI), conforme al modelo de Weng et al. (2004).

Esta metodología se basa directamente en el marco teórico expuesto, asegurando coherencia metodológica. El SCP fue desarrollado en 2012 por investigador Luca Congedo dentro del ‘ACC Dar Project’ y ha sido actualizado continuamente, integrando estas transformaciones termo-radiométricas desde al menos 2017.

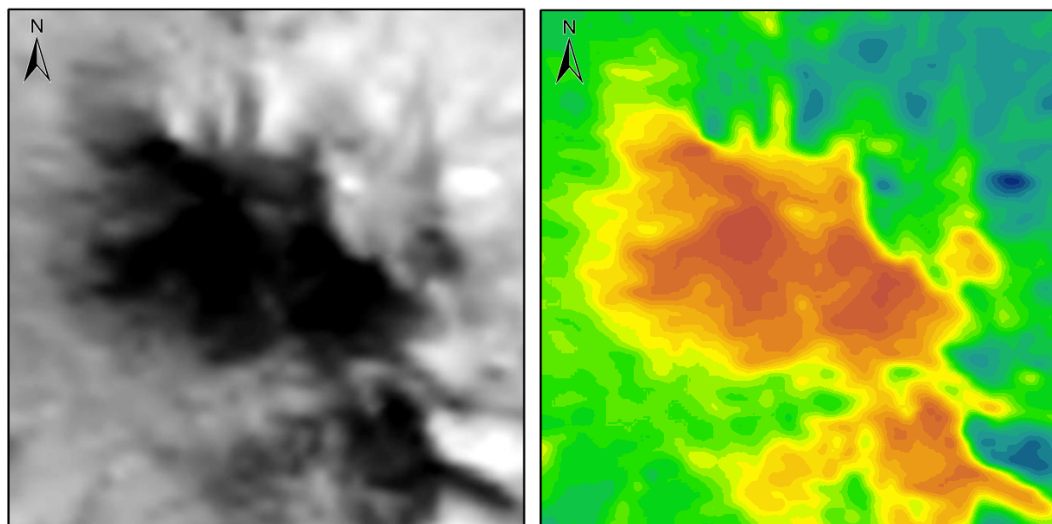
Actualmente es una herramienta muy utilizada para estas operaciones geoespaciales, ya ofrece rapidez y una solución eficaz.

En la siguiente figura se ilustra el proceso de obtención y clasificación de la temperatura superficial del terreno. En la imagen de la izquierda se observa el producto inicial correspondiente a la temperatura de brillo satelital, generada a partir de la conversión de valores digitales (DN) mediante el complemento Semi-Automatic Classification Plugin (SCP) en QGIS, aplicando la teoría de la Ley de Planck. Posteriormente, como se muestra en la imagen de la derecha, se

procedió a la estimación de la temperatura superficial terrestre (LST), incorporando la corrección por emisividad. Finalmente, el mapa resultante fue clasificado en rangos de temperatura, facilitando la interpretación espacial de la distribución térmica sobre el área de estudio.

### **Figura 29**

#### *Clasificación de la Temperatura Superficial Terrestre (LST)*



*Nota.* Fuente: Elaboración propia

Seguidamente, se realizó la obtención de las temperaturas correspondientes a cada área delimitada de la cobertura glaciar, mediante la herramienta “Zonal Geometry as Table” de ArcGIS. Para ello, se utilizaron los raster de temperatura superficial obtenidos previamente mediante el procesamiento de imágenes satelitales con el plugin Semi-Automatic Classification Plugin (SCP) en QGIS.

Posteriormente, con el fin de representar de manera más precisa la temperatura de las zonas de interés, se decidió utilizar un promedio ponderado de las temperaturas, considerando el peso relativo de cada área (superficie).

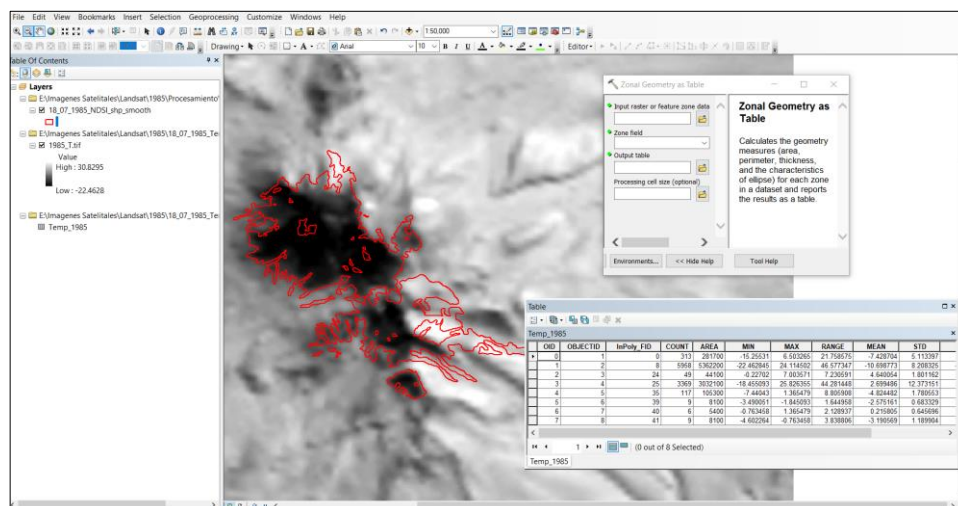


Esta decisión se fundamenta en que el promedio aritmético simple no refleja adecuadamente la distribución espacial de las temperaturas, ya que otorga el mismo peso a todas las zonas, independientemente de su extensión. En cambio, el uso de áreas ponderadas permite que las zonas con mayor superficie, que tienen mayor relevancia en el comportamiento térmico general del lugar, influyan proporcionalmente en el cálculo final.

En la siguiente figura, se presenta el resultado de la herramienta Zonal Geometry as Table de ArcGIS, utilizada para obtener las temperaturas correspondientes a cada área determinada a partir del raster de temperatura superficial.

**Figura 30**

*Utilización de la herramienta Zonal Geometry as Table de ArcGIS*



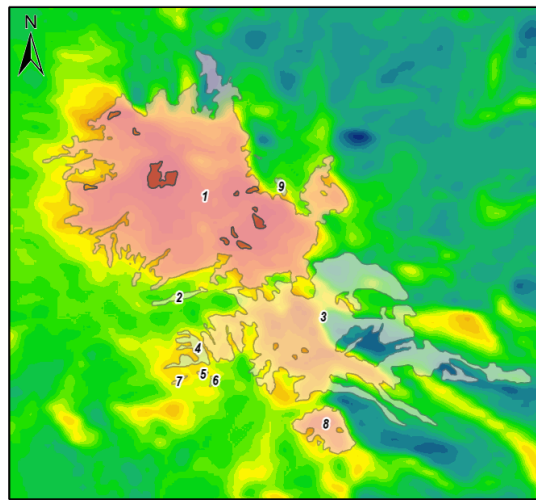
Nota. Fuente: Elaboración propia

En la siguiente figura, un ejemplo se representa la distribución de las áreas obtenidas del año 1985. Se puede observar que el peso de cada área es un factor relevante para considerar, ya que las zonas presentan extensiones

diferentes, lo cual influye directamente en el cálculo ponderado de las temperaturas.

**Figura 31**

*Distribución de Áreas del Nevado Tutupaca del año 1985*

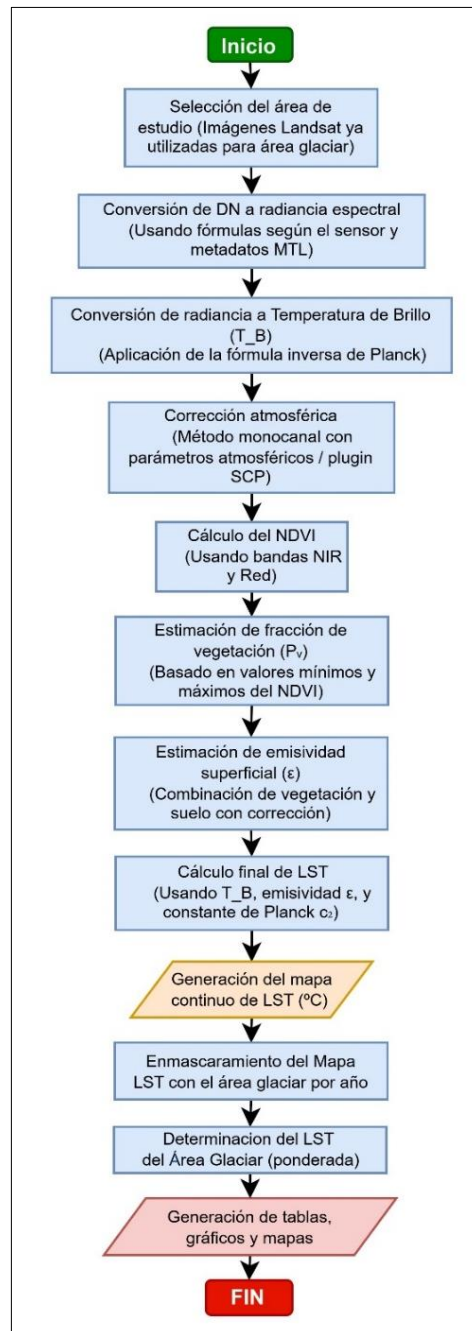


Nota. Fuente: Elaboración propia

En la siguiente figura se muestra el diagrama de flujo en secuencia de pasos aplicada para estimar la Temperatura Superficial Terrestre (LST) a partir de imágenes Landsat, utilizando el complemento Semi-Automatic Classification Plugin (SCP), anteriormente mencionado dentro del entorno QGIS, herramienta automatiza gran parte del procesamiento termo-radiométrico. Posteriormente se delimitaron las áreas glaciares a partir de la máscara de la Temperatura Superficial Terrestre para extraer valores representativos de temperatura, utilizando un promedio ponderado según su extensión, y se generaron productos cartográficos que reflejan la variación térmica espacial en el área de estudio.

**Figura 32**

*Flujo del Análisis Temperatura Superficial Terrestre (LST)*



Nota. Fuente: Elaboración propia

En los anexos (Anexo A-4 - Anexo A-7), se adicionan los planos correspondientes a la interpretación de imágenes satelitales Landsat de los períodos más importantes desde 1985 hasta 2024 del resultado del índice NDSI y los resultados de las Temperaturas Superficiales de Terreno, obtenido por las técnicas anteriormente descritas y por último en los anexos (Anexo A-8) se incluye la comparación de los resultados de interpretación de imágenes Landsat y Sentinel dentro del período 2017 - 2024, como complemento del análisis multitemporal del área de estudio.

De las imágenes Sentinel, no se realizó la obtención de las temperaturas superficiales de terreno, debido a que no existen escenas correspondientes de los años 1985 a 2016, intervalo fundamentalmente para el análisis multitemporal planteado, motivo por el cual se descartó en esta parte de la investigación y solo se utilizó para una comparación entre las Landsat y Sentinel.

### 4.3. Análisis de datos hidrológicos

#### 4.3.1 Descarga y adquisición de datos hidrológicos

Se han utilizado los datos pluviales, proporcionados por el SENAMHI de las siguientes estaciones mostrados en la siguiente tabla.

**Tabla 16**

*Estaciones Meteorológicas de Estudio*

| Nº | Estación  | Departamento | Provincia | Distrito   | Latitud (°) | Longitud (°) | Altitud (m.s.n.m.) |
|----|-----------|--------------|-----------|------------|-------------|--------------|--------------------|
| 1  | Cairani   | Tacna        | Candarave | Cairani    | 17°16'52"   | 70°21'45"    | 3386               |
| 2  | Aricota   | Tacna        | Candarave | Quilahuani | 17°19'44"   | 70°14'14"    | 2850               |
| 3  | Candarave | Tacna        | Candarave | Candarave  | 17°16'3"    | 70°15'19"    | 3415               |

*Nota.* Fuente: Elaboración propia

Al realizar la inspección de datos hidrometeorológicos de precipitación de la serie histórica de las estaciones anteriores, presentan datos desde 1985 hasta 2024, lo que permite su análisis en todo el período considerado para la evaluación del retroceso glaciar. Se ha utilizado la estación Cairani, debido a que está ubicada a aproximadamente 28 km del Nevado Tutupaca y siendo la estación más próxima y representativa para este análisis.

**4.3.2 Calidad de Datos Hidrológicos**

De los datos de precipitación de la Estación Cairani, se visualizan completos en casi todos los años, en algunos casos se pueden ver datos faltantes, completados mediante el paquete informático Climatol, herramienta de análisis hidro-estadístico del Rstudio y además de la data de las estaciones Candarave y Aricota. Primeramente, se realizará un análisis estadístico de la data provista, con el fin de evaluar su variabilidad. Se calcularon los parámetros estadísticos, permitió verificar que los datos están dentro de rangos razonables y presentan un comportamiento estadísticamente aceptable. En la siguiente tabla se puede observar, los resultados estadísticos.

**Tabla 17**

*Estadística de los Datos de Precipitación*

| Variable      | Numero de Datos | Media | Desviación estándar | Mínimo | Máximo | Curtosis |
|---------------|-----------------|-------|---------------------|--------|--------|----------|
| Precipitación | 467             | 10,2  | 22,4                | 0      | 154,9  | 9,2      |

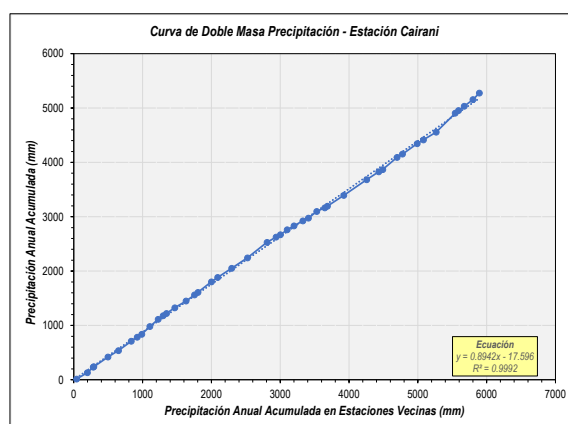
*Nota.* Fuente: Elaboración propia

De acuerdo con el análisis estadístico descriptivo diario de los datos de precipitación, utilizando un total de 467 registros correspondientes a distintos

días del período analizado. La precipitación diaria mostró una media de 10,2 mm, pero con una desviación estándar alta de 22,4 mm, y un valor máximo de 154,9 mm, lo que indica la presencia de eventos extremos de lluvia. Este comportamiento se ve reforzado por un valor de curtosis elevado (9,2), que confirma una distribución leptocúrtica. Para realizar la verificación de la consistencia y homogeneidad de los datos meteorológicos, se realizó un análisis de doble masa en series de precipitación, para asegurar la validez de los datos. Dentro de esta consistencia, al realizar el gráfico de doble masa de precipitación con la estación Cairani con la de las estaciones vecinas (Candarave y Aricota), no presenta un cambio de pendiente (el coeficiente de correlación es cercano a la unidad). Por lo que podemos concluir que sus datos están correctos y no requiere corrección alguna. En la siguiente figura, se observa las curvas de doble masa de la precipitación.

**Figura 33**

*Curva de Doble Masa de la Precipitación*

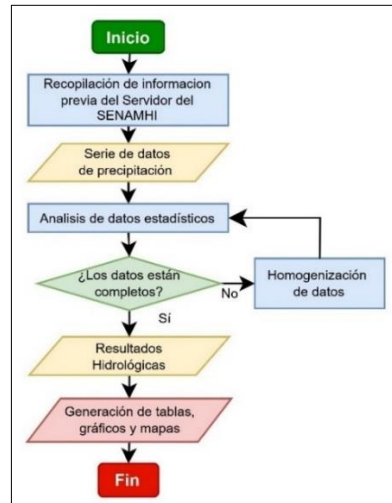


Nota. Fuente: Elaboración propia

En la siguiente figura se muestra el diagrama de flujo de forma esquemática el proceso seguido para el análisis de datos hidrológicos, desde la recolección de información, evaluación de calidad, análisis estadístico y validación mediante el método de doble masa, priorizando la estación Cairani por su cobertura histórica completa. Este proceso permitió garantizar la consistencia y representatividad de la variable precipitación en el análisis multitemporal. En los anexos (Anexo B-1, B-2 y B-3), se presenta los resultados de mensuales de los datos pluviales de la estación Cairani, Aricota y Candarave.

**Figura 34**

*Flujo para el Análisis Hidrológico*



Nota. Fuente: Elaboración propia

#### 4.3.3 Modelo de Regresión Múltiple

En esta etapa final, se realizó un modelo de regresión lineal múltiple. A continuación, se describe de manera secuencial y causal cada etapa realizada.

#### **4.3.3.1 Recolección y análisis de datos**

Se inició con la recolección de datos anuales de área glaciar, precipitación acumulada anual y año, ya que estos constituyen las principales variables involucradas en el retroceso de masas glaciares. Obtenidos a partir de imágenes satelitales (Landsat) y estación meteorológica cercana, en este caso la Estación Cairani. Por último, se pronosticaron datos pluviales a través del método Delta Change (o Change Factor), desde el 2025 hasta el 2054.

Esta etapa fue fundamental para estructurar una base de datos robusta que sirviera como insumo del modelo estadístico.

#### **4.3.3.2 Identificación de valores extremos**

Se evaluaron los datos recolectados para identificar posibles valores atípicos o valores extremos, porque puede generar errores de los resultados del modelo. Cuando se detectaron valores extremos, se analizaron para determinar si afectaban significativamente el ajuste del modelo. En los casos en que sí lo hacían, se procedió a excluirlas, con el fin de mejorar la calidad del análisis.

Esta depuración permitió reducir el sesgo estadístico y aumentar la precisión de las estimaciones. En este caso los datos no perjudicaron al modelo estadístico, debido a la poca cantidad de datos y además de ello es crucial analizar todos los datos.

#### **4.3.3.3 Verificación de supuestos estadísticos generales**

Antes de aplicar el modelo, se verificó si los datos cumplían con los supuestos estadísticos necesarios (como la linealidad y la ausencia de multicolinealidad), debido a que el incumplimiento de estos podría invalidar los



resultados obtenidos. Como los datos son pocos, se optó por usar todos ya que representa las características, dentro del espacio temporal a la están situadas.

#### **4.3.3.4 Aplicación del modelo de regresión lineal múltiple**

Una vez garantizada la validez de los datos, se aplicó el modelo de regresión lineal múltiple, porque este permite analizar la influencia conjunta de varias variables independientes (en este caso, año y precipitación) sobre una variable dependiente (área glaciar). Esta técnica estadística fue elegida, ya que es adecuada para estudios de tendencia temporal con múltiples factores explicativos. La aplicación del modelo permitió evaluar cuantitativamente el impacto climático sobre el retroceso glaciar.

#### **4.3.3.5 Evaluación de la significancia de las variables**

Se analizaron los coeficientes del modelo, para determinar si las variables independientes eran estadísticamente significativas, ya que incluir variables no significativas puede introducir ruido en el modelo y afectar su capacidad predictiva. Esta etapa permitió refinar el modelo, enfocándose en los factores que realmente explican la variación glaciar.

#### **4.3.3.6 Validación del modelo**

La validación del modelo se desarrolló con la finalidad de comprobar su consistencia estadística, estabilidad estructural y capacidad de generalización. Como primera etapa, se examinó el comportamiento de los residuos del modelo, empleando herramientas gráficas como histogramas, diagramas de dispersión y

gráficos Q–Q, con el propósito de evaluar su ajuste a una distribución normal, condición necesaria para asegurar la validez de las inferencias realizadas.

De forma complementaria, este supuesto fue contrastado mediante la aplicación de diversas pruebas estadísticas de normalidad, incluyendo los tests de Shapiro–Wilk, Kolmogorov–Smirnov, Jarque–Bera y Anderson–Darling, lo que permitió una verificación objetiva del comportamiento estadístico de los errores.

Posteriormente, se analizó la variabilidad de los residuos a fin de comprobar la presencia de varianza constante a lo largo de las observaciones, mediante la aplicación del test de Breusch–Pagan, asegurando así el cumplimiento del supuesto de homocedasticidad. Asimismo, se evaluó la independencia de los errores, considerando que la existencia de autocorrelación podría reflejar una especificación inadecuada del modelo o la ausencia de variables explicativas relevantes.

Adicionalmente, se llevó a cabo una validación externa del modelo a través del procedimiento de validación cruzada Leave–One–Out (LOO), el cual permitió estimar de manera individual la capacidad predictiva del modelo al excluir cada observación del proceso de ajuste. Esta etapa fue complementada con el cálculo del error cuadrático medio de predicción (RMSE), cuya comparación con el error interno permitió evaluar la estabilidad del modelo y descartar la presencia de sobreajuste.

Finalmente, se realizó el análisis de influencia de las observaciones mediante la Distancia de Cook, con el objetivo de identificar posibles datos con capacidad de alterar de forma significativa la estructura del modelo. En conjunto,

este procedimiento integral de validación garantizó que el modelo desarrollado presenta un comportamiento estadístico adecuado, permitiendo respaldar sus resultados con un nivel apropiado de confiabilidad, reproducibilidad y rigor científico.

#### **4.3.3.7 Modelo válido con limitaciones**

Tras los ajustes necesarios, se obtuvo un modelo estadísticamente válido, aunque con limitaciones inherentes, principalmente debido a la exclusión de variables como la temperatura del aire o la radiación solar local, cuya falta de datos impidió su inclusión.

Asimismo, no se consideraron eventos extremos como El Niño y La Niña, lo cual limita parcialmente la capacidad explicativa del modelo ante condiciones anómalas.

#### **4.3.3.8 Resultados esperados**

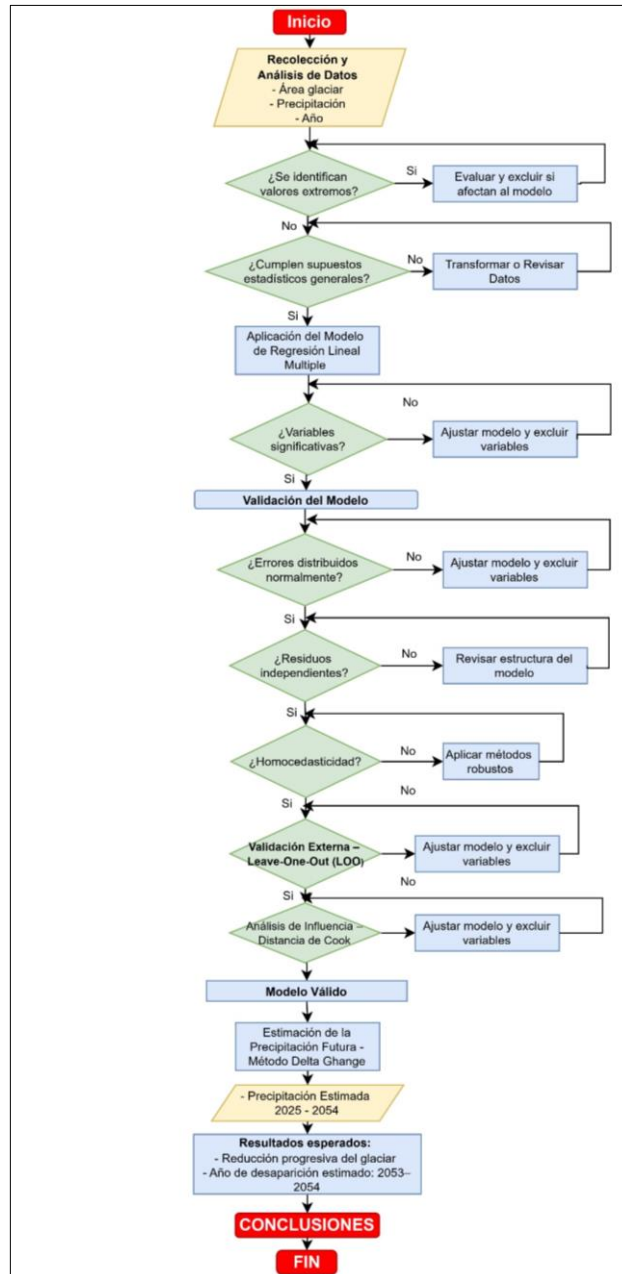
Como resultado del modelo, se proyectó una reducción progresiva del glaciar, y se estimó un posible año de desaparición total hacia el período 2053–2054, debido a la tendencia negativa observada y su relación con las condiciones climáticas actuales.

En la siguiente figura se muestra un diagrama de flujo de forma esquemática el proceso seguido para el análisis del modelo de regresión lineal múltiple.

Incluye las etapas desde la recolección y depuración de datos hasta la validación del modelo y la proyección de resultados, permitiendo visualizar de manera ordenada cada fase metodológica aplicada en el estudio.

**Figura 35**

*Flujo para realización del Modelo Regresión Múltiple*



Nota. Fuente: Elaboración propia

## CAPÍTULO V

### RESULTADOS

#### 5.1. Comportamiento Histórico de las Áreas Glaciares

Para analizar los cambios en la cobertura glaciar del Nevado Tutupaca, se emplearon 38 imágenes satelitales del servidor LANDSAT (TM, ETM+ y OLI) y 8 imágenes del servidor SENTINEL 2A. El análisis comprendió un período continuo de 38 años desde 1985 hasta 2024, con evaluaciones realizadas de forma anual. A lo largo de este tiempo, se identificaron las variaciones en el área glaciar (km<sup>2</sup>), las tasas de cambio y retroceso expresadas en porcentajes, mostrado en las siguientes tablas.

**Tabla 18**

*Comportamiento Histórico de las Áreas Glaciares 1985 - 2001*

| Fecha | Área Glaciar (km <sup>2</sup> ) | Variación del Área (km <sup>2</sup> ) | Tasa de Cambio Anual (%) | Tasa de Retroceso Acumulada (%) |
|-------|---------------------------------|---------------------------------------|--------------------------|---------------------------------|
| 1985  | 6,530                           |                                       |                          | 100,000                         |
| 1986  | 5,145                           | 1,386                                 | 21,218                   | 21,218                          |
| 1988  | 4,662                           | 0,483                                 | 9,384                    | 28,610                          |
| 1989  | 4,299                           | 0,363                                 | 7,787                    | 34,169                          |
| 1990  | 5,741                           | -1,442                                | -33,542                  | 12,088                          |
| 1991  | 3,133                           | 2,608                                 | 45,428                   | 52,025                          |
| 1992  | 4,154                           | -1,021                                | -32,583                  | 36,393                          |
| 1993  | 3,654                           | 0,500                                 | 12,032                   | 44,046                          |
| 1994  | 3,634                           | 0,020                                 | 0,561                    | 44,360                          |
| 1995  | 2,864                           | 0,770                                 | 21,191                   | 56,151                          |
| 1996  | 3,265                           | -0,401                                | -14,009                  | 50,008                          |
| 1997  | 3,789                           | -0,525                                | -16,066                  | 41,976                          |
| 1998  | 3,366                           | 0,423                                 | 11,170                   | 48,458                          |
| 1999  | 4,626                           | -1,260                                | -37,434                  | 29,163                          |
| 2000  | 4,135                           | 0,491                                 | 10,615                   | 36,683                          |
| 2001  | 5,460                           | -1,325                                | -32,047                  | 16,391                          |

*Nota.* Fuente: Elaboración propia

**Tabla 19***Comportamiento Histórico de las Áreas Glaciares 2002 - 2024*

| Fecha | Área Glaciar (km <sup>2</sup> ) | Variación del Área (km <sup>2</sup> ) | Tasa de Cambio Anual (%) | Tasa de Retroceso Acumulada (%) |
|-------|---------------------------------|---------------------------------------|--------------------------|---------------------------------|
| 2002  | 4,407                           | 1,053                                 | 19,283                   | 32,514                          |
| 2003  | 3,524                           | 0,883                                 | 20,038                   | 46,036                          |
| 2004  | 3,579                           | -0,055                                | -1,556                   | 45,197                          |
| 2005  | 3,256                           | 0,323                                 | 9,027                    | 50,144                          |
| 2006  | 4,243                           | -0,987                                | -30,312                  | 35,032                          |
| 2007  | 3,163                           | 1,080                                 | 25,453                   | 51,568                          |
| 2008  | 3,084                           | 0,079                                 | 2,506                    | 52,782                          |
| 2009  | 2,811                           | 0,272                                 | 8,827                    | 56,950                          |
| 2010  | 2,560                           | 0,252                                 | 8,948                    | 60,802                          |
| 2011  | 3,218                           | -0,658                                | -25,709                  | 50,725                          |
| 2013  | 3,507                           | -0,289                                | -8,992                   | 46,294                          |
| 2014  | 2,561                           | 0,946                                 | 26,986                   | 60,787                          |
| 2015  | 2,904                           | -0,343                                | -13,399                  | 55,532                          |
| 2016  | 3,104                           | -0,200                                | -6,896                   | 52,466                          |
| 2017  | 2,767                           | 0,337                                 | 10,856                   | 57,626                          |
| 2018  | 3,496                           | -0,728                                | -26,324                  | 46,471                          |
| 2019  | 2,063                           | 1,433                                 | 40,984                   | 68,410                          |
| 2020  | 2,536                           | -0,473                                | -22,937                  | 61,164                          |
| 2021  | 2,428                           | 0,108                                 | 4,252                    | 62,815                          |
| 2022  | 1,778                           | 0,651                                 | 26,797                   | 72,779                          |
| 2023  | 1,799                           | -0,021                                | -1,186                   | 72,456                          |
| 2024  | 1,744                           | 0,055                                 | 3,063                    | 73,300                          |

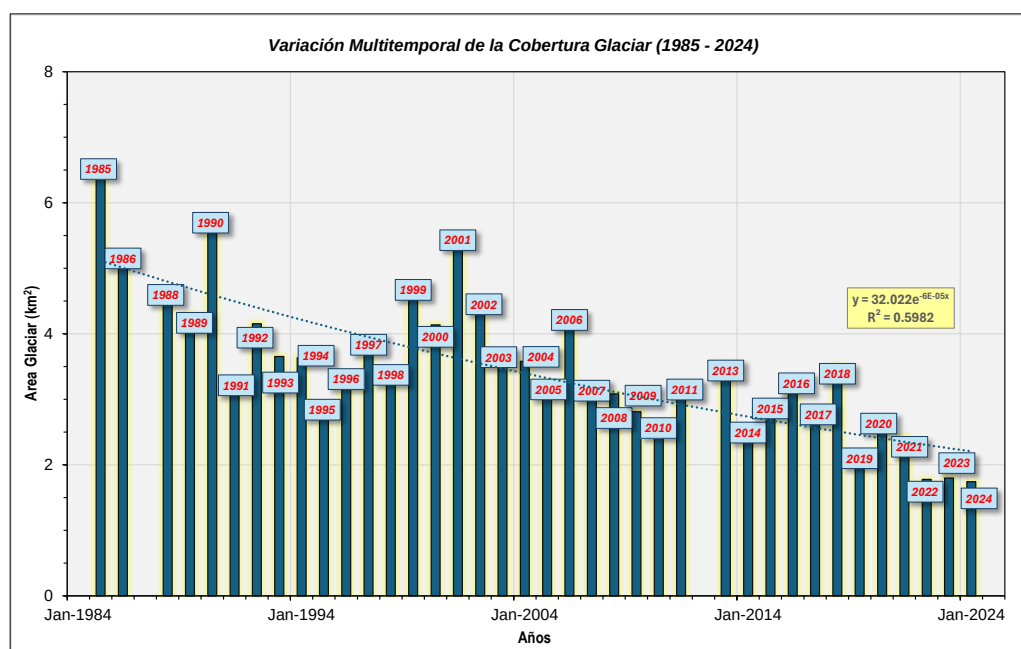
Nota. Fuente: Elaboración propia

La tasa de cambio anual observada en el intervalo de estudio oscila entre -37,43 % y 45,42 %, con una tasa media anual del 1,173%. En particular, en 2024 se registró una tasa de retroceso del 3,063 %, desde el año 2002. Este valor evidencia una reducción acumulada del 73,3 % de la superficie a lo largo de las últimas 4 décadas. La superficie glaciar o nival inicial era de 6,53 km<sup>2</sup> en 1985, mientras que en 2024 se ha reducido a 1,744 km<sup>2</sup>. Este descenso equivale

a una disminución promedio del 41,98 % por cada 10 años y a una tasa media de disminución de superficie de 4,787 km<sup>2</sup> por año. En la siguiente figura se observa la variación temporal del glaciar.

**Figura 36**

*Variación de Áreas de la Cobertura Glaciar Período 1985 – 2024*



Nota. Fuente: Elaboración propia

### 5.1.1 Control de Resultados de las Imágenes Landsat

#### 5.1.1.1 Control de Índices Espectrales (NDSI) de Imágenes Landsat y Sentinel

Los resultados de validación de los resultados del NDSI de las imágenes satelitales Landsat y Sentinel, evidencian que la Exactitud Global (OA), se mantiene consistentemente alta durante todo el periodo de análisis, con valores comprendidos entre 98,21 % y 100 %, lo que demuestra un desempeño muy confiable del índice NDSI en la discriminación general de superficies glaciares y

no glaciares. Este comportamiento confirma la estabilidad del método aplicado en todas las imágenes analizadas. Los datos resumen se muestran en la siguiente tabla.

El Coeficiente Kappa, con valores entre 0,33 y 1,00, indica niveles de concordancia que varían desde moderados hasta perfectos, reflejando que, si bien la clasificación es globalmente precisa, existen variaciones en la exactitud temática de la clase “Hielo y Hielo”, especialmente en los años donde el glaciar presenta mayor fragmentación y complejidad espectral.

**Tabla 20**

*Resultados Matriz de Confusión*

| Año  | OA (%) | Kappa | Omisión (%) | Comisión (%) |
|------|--------|-------|-------------|--------------|
| 2017 | 100,00 | 1,00  | 0,00        | 0,00         |
| 2018 | 98,21  | 0,60  | 51,47       | 16,65        |
| 2019 | 98,87  | 0,33  | 1,03        | 53,67        |
| 2020 | 99,41  | 0,76  | 2,38        | 38,04        |
| 2021 | 99,34  | 0,68  | 1,47        | 47,26        |
| 2022 | 99,68  | 0,55  | 7,75        | 60,90        |
| 2023 | 99,68  | 0,57  | 6,97        | 58,85        |
| 2024 | 99,70  | 0,71  | 3,93        | 43,79        |

Nota. Fuente: Elaboración propia

#### **5.1.1.2 Control de áreas glaciares con Landsat y Sentinel**

Para el control de los resultados de las superficies glaciares de las imágenes Landsat, fue con una comparación con las imágenes Sentinel. Este análisis va desde el 2017 hasta el 2024, a que solo se cuenta información de ambos períodos.



En la siguiente tabla, se aprecia las áreas resultantes por las imágenes Sentinel, en comparación de las imágenes Landsat.

**Tabla 21**

*Comportamiento Histórico de las Áreas Glaciares 2017 - 2024*

| Fecha de Toma | Área Glaciar – I. Sentinel<br>(km <sup>2</sup> ) | Área Glaciar – I. Landsat<br>(km <sup>2</sup> ) |
|---------------|--------------------------------------------------|-------------------------------------------------|
| 2017          | 2,68                                             | 2,77                                            |
| 2018          | 3,70                                             | 3,50                                            |
| 2019          | 2,74                                             | 2,06                                            |
| 2020          | 3,04                                             | 2,54                                            |
| 2021          | 2,75                                             | 2,43                                            |
| 2022          | 2,31                                             | 1,78                                            |
| 2023          | 2,25                                             | 1,80                                            |
| 2024          | 1,67                                             | 1,74                                            |

*Nota.* Fuente: Elaboración propia

#### 5.1.1.3 Análisis Interpretativo

Al realizar el análisis comparativo de las áreas glaciales obtenidas de diferentes sensores, se observa que ambas fuentes presentan valores consistentes, con una variación aceptable año a año. Además, sustentada con un  $R^2 = 0,8599$ , obtenida de la figura 37, en donde indica una fuerte correlación positiva entre ambas fuentes de datos, esto evidencia una buena consistencia entre ambos resultados.

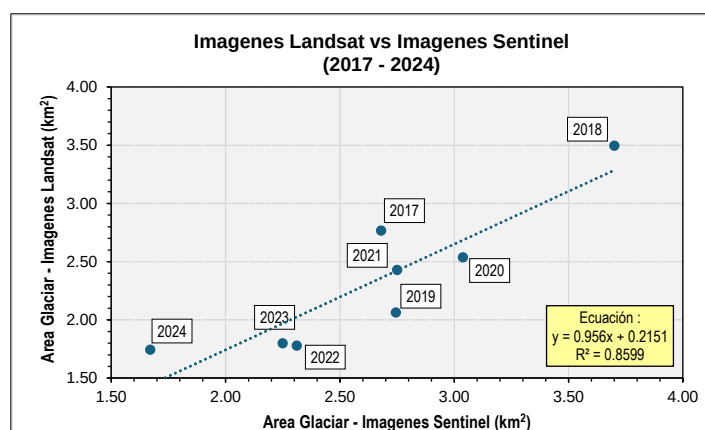
Del rango de valores, Sentinel presenta un intervalo más amplio (2,10 km<sup>2</sup>) frente a Landsat (1,80 km<sup>2</sup>), lo que sugiere que el primero podría estar captando con mayor sensibilidad las fluctuaciones en la extensión glaciar, posiblemente debido a su mejor resolución espacial.

Sin embargo, ambas series muestran una distribución relativamente simétrica, con medianas cercanas y sin presencia de valores atípicos extremos. En términos de control de calidad, los datos no hay diferencias relevantes que comprometan la confiabilidad de alguno de los sensores. No obstante, la ligera sobreestimación de Landsat respecto a Sentinel puede ser considerada al momento de integrar o comparar los datos de manera puntual y sin complicaciones.

Esta observación refuerza la necesidad de aplicar correcciones, si se busca consolidar una serie temporal homogénea de ambas fuentes. En la siguiente figura se muestra, la comparación de superficies glaciares de los resultados obtenidos.

**Figura 37**

*Imágenes Landsat vs Imágenes Sentinel Período 2017 - 2024*



Nota. Fuente: Elaboración propia

De las siguientes tablas, se incluyen valores de cobertura de nieve, hielo y el total glaciar (en km²) para distintos años, permitiendo observar la evolución del retroceso glaciar en esta zona.

**Tabla 22***Áreas de Cobertura de Hielo y Nieve 1989 – 2021*

| <b>Año</b> | <b>Área de Nieve<br/>(km<sup>2</sup>)</b> | <b>Área de Hielo<br/>(km<sup>2</sup>)</b> | <b>Área Glaciar Total<br/>(km<sup>2</sup>)</b> |
|------------|-------------------------------------------|-------------------------------------------|------------------------------------------------|
| 1985       | 6,37                                      | 0,16                                      | 6,53                                           |
| 1986       | 5,11                                      | 0,03                                      | 5,14                                           |
| 1988       | 4,21                                      | 0,45                                      | 4,66                                           |
| 1989       | 4,28                                      | 0,02                                      | 4,30                                           |
| 1990       | 5,42                                      | 0,32                                      | 5,74                                           |
| 1991       | 3,13                                      | 0,00                                      | 3,13                                           |
| 1992       | 4,15                                      | 0,01                                      | 4,15                                           |
| 1993       | 3,62                                      | 0,03                                      | 3,65                                           |
| 1994       | 3,32                                      | 0,31                                      | 3,63                                           |
| 1995       | 2,55                                      | 0,32                                      | 2,86                                           |
| 1996       | 3,05                                      | 0,21                                      | 3,26                                           |
| 1997       | 3,75                                      | 0,04                                      | 3,79                                           |
| 1998       | 3,36                                      | 0,01                                      | 3,37                                           |
| 1999       | 4,56                                      | 0,07                                      | 4,63                                           |
| 2000       | 4,04                                      | 0,10                                      | 4,13                                           |
| 2001       | 5,44                                      | 0,02                                      | 5,46                                           |
| 2002       | 4,41                                      | 0,00                                      | 4,41                                           |
| 2003       | 3,52                                      | 0,00                                      | 3,52                                           |
| 2004       | 3,41                                      | 0,17                                      | 3,58                                           |
| 2005       | 3,19                                      | 0,07                                      | 3,26                                           |
| 2006       | 4,17                                      | 0,07                                      | 4,24                                           |
| 2007       | 3,09                                      | 0,08                                      | 3,16                                           |
| 2008       | 3,08                                      | 0,01                                      | 3,08                                           |
| 2009       | 2,81                                      | 0,00                                      | 2,81                                           |
| 2010       | 2,56                                      | 0,00                                      | 2,56                                           |
| 2011       | 3,16                                      | 0,06                                      | 3,22                                           |
| 2013       | 3,45                                      | 0,06                                      | 3,51                                           |
| 2014       | 2,56                                      | 0,00                                      | 2,56                                           |
| 2015       | 2,90                                      | 0,00                                      | 2,90                                           |
| 2016       | 3,10                                      | 0,01                                      | 3,10                                           |
| 2017       | 2,62                                      | 0,15                                      | 2,77                                           |
| 2018       | 3,44                                      | 0,05                                      | 3,50                                           |
| 2019       | 1,97                                      | 0,09                                      | 2,06                                           |
| 2020       | 2,48                                      | 0,05                                      | 2,54                                           |

*Nota.* Fuente: Elaboración propia

**Tabla 23**

*Áreas de Cobertura de Hielo y Nieve 2022 - 2024*

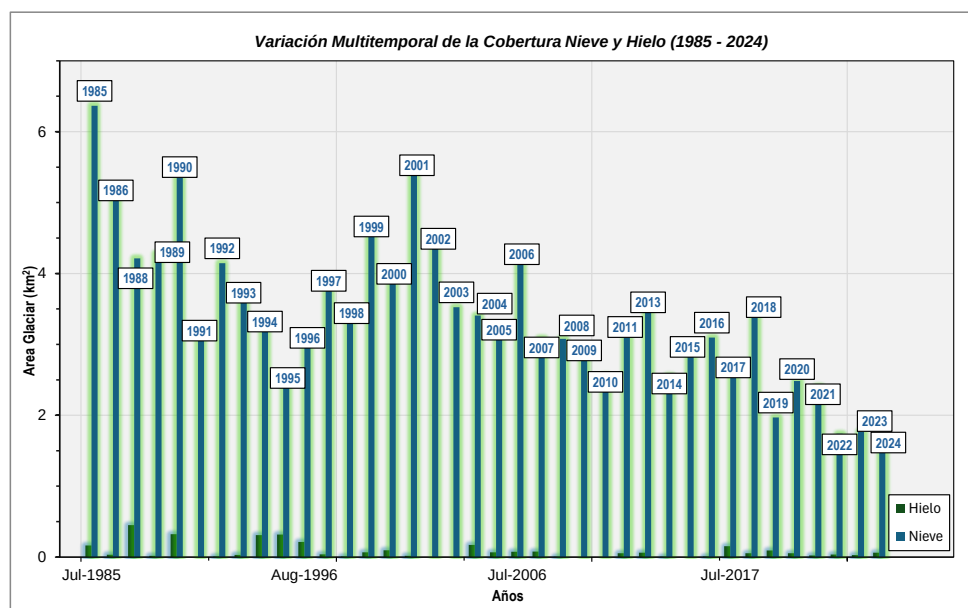
| Año  | Área de Nieve (km <sup>2</sup> ) | Área de Hielo (km <sup>2</sup> ) | Área Glaciar Total (km <sup>2</sup> ) |
|------|----------------------------------|----------------------------------|---------------------------------------|
| 2021 | 2,40                             | 0,02                             | 2,43                                  |
| 2022 | 1,74                             | 0,04                             | 1,78                                  |
| 2023 | 1,77                             | 0,03                             | 1,80                                  |
| 2024 | 1,68                             | 0,062                            | 1,74                                  |

Nota. Fuente: Elaboración propia

En resumen, la superficie del hielo está por debajo a la superficie de nieve (inferior al 10%), dando como hipótesis que el Nevado Tutupaca está dominado por nieve estacional, generalmente susceptible a las variaciones climáticas como la precipitación y la temperatura, en la siguiente figura se observa las comparaciones de las áreas determinadas del hielo y nieve.

**Figura 38**

*Variación Multitemporal de la Cobertura Glaciar 1985 - 2024*



Nota. Fuente: Elaboración propia

### 5.1.2 Control de Estadístico de Resultados

Para garantizar la calidad estadística de la información recopilada, se realizó un control de los datos. Con la finalidad de identificar valores muy atípicos, los que causarían una mayor desviación estándar en el modelo estadístico.

A continuación, se puede observar las variables estadísticas de la superficie glaciaria en la siguiente tabla.

**Tabla 24**

*Estadística de Áreas Glaciares Obtenidas*

| Variable                | N  | Media   | Desviación Estándar | Mínimo | Máximo | Curtosis |
|-------------------------|----|---------|---------------------|--------|--------|----------|
| Año                     | 38 | 2004,76 | 11,58               | 1985   | 2024   | -1,11    |
| Área (km <sup>2</sup> ) | 38 | 4,50    | 1,12                | 2,14   | 1,74   | 0        |

*Nota.* Fuente: Elaboración propia

Se puede decir lo siguiente:

La base de datos contiene 38 registros, con años que van desde 1985 hasta 2024.

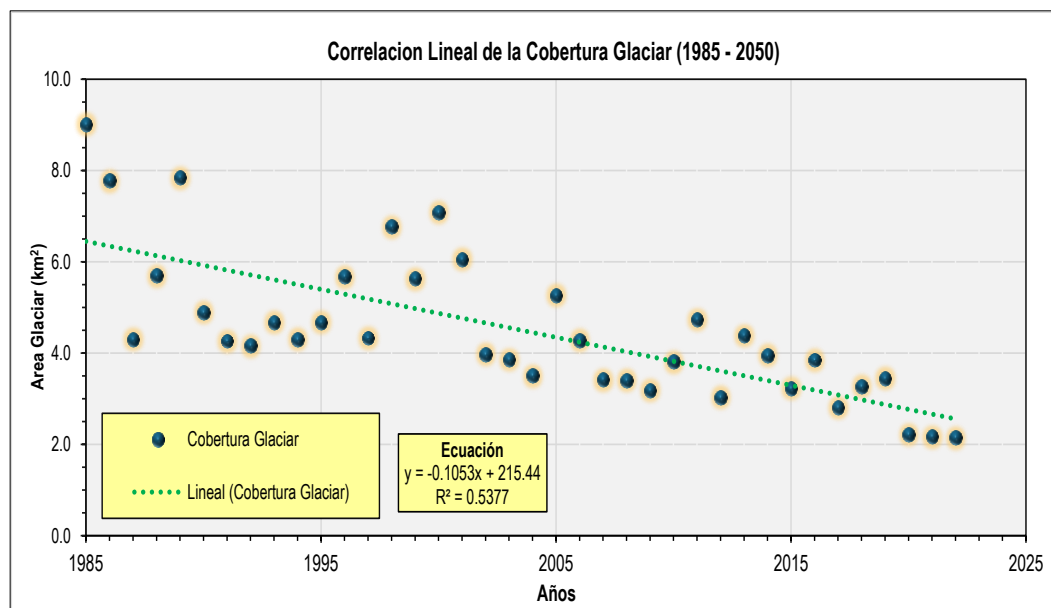
La media del área glaciaria es de 4,23 km<sup>2</sup>, con una desviación estándar de 1,12 km<sup>2</sup>, donde demuestra una fluctuación media y sugiere que la serie presenta cambios graduales a lo largo del tiempo, pero no causan un gran impacto al modelo, en este caso se utilizaron todos los datos disponibles. Además, el rango de valores oscila entre 1,74 km<sup>2</sup> y 6,53 km<sup>2</sup>, evidenciando una marcada diferencia entre los períodos de máxima y mínima extensión glaciaria.

En conjunto, estos resultados permiten confirmar una tendencia de disminución sostenida, lo que constituye un indicio de la disminución glaciaria progresiva en el Nevado Tutupaca.

Además de ejecutar una correlación lineal, entre las variables o parámetros del tiempo y la superficie nival, con una correlación ( $r$ ) igual a -0,54, que indica correlación negativa media, en la siguiente figura se observa lo anteriormente dicho.

**Figura 39**

*Correlación Lineal de la Superficie Nival*



Nota. Fuente: Elaboración propia

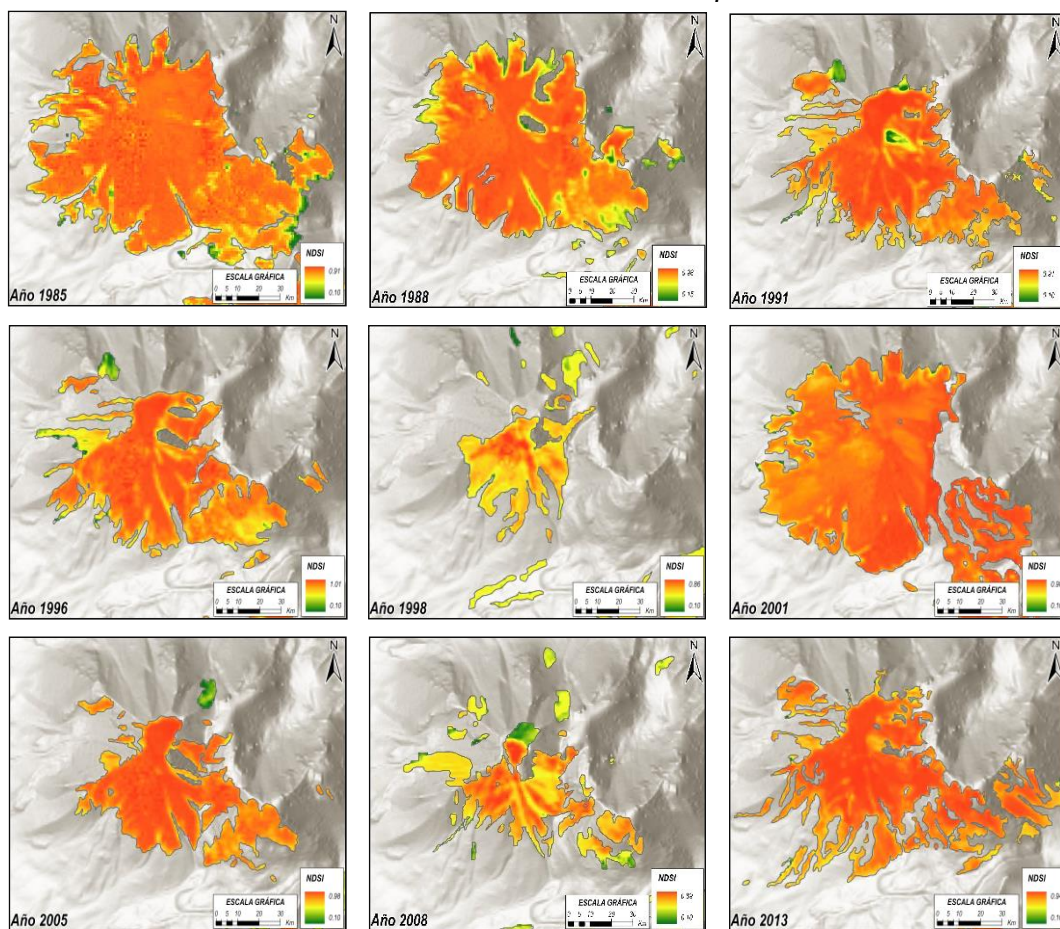
A continuación, se expone una serie de mapas anuales de entre 4 a 5 años correspondientes al período 1985–2024, contruidos a partir del Índice Diferencial Normalizado de Nieve (NDSI).

Esta compilación permitió observar la variación espacio-temporal de la cobertura nival en el Nevado Tutupaca, utilizando datos satelitales de las misiones Landsat.

El empleo de este índice facilita la detección de zonas cubiertas por nieve, aportando información clave para el análisis del retroceso glaciar en un contexto de cambio climático.

**Figura 40**

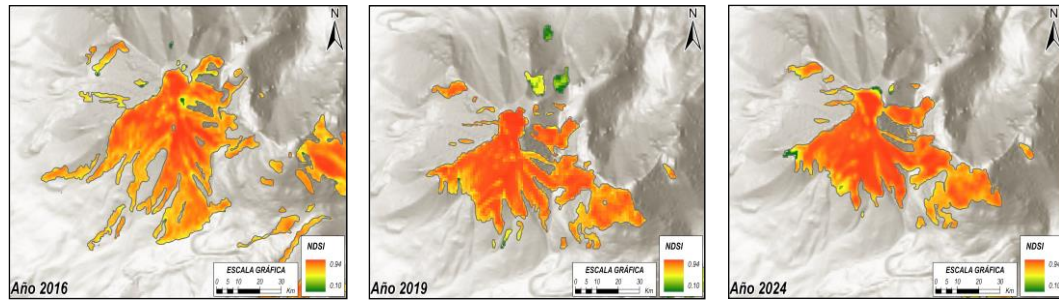
*Variación de la Cobertura de la NDSI del Nevado Tutupaca 1985 – 2013*



Fuente: Elaboración Propia

**Figura 41**

*Variación de la Cobertura de la NDSI del Nevado Tutupaca 2016 - 2024*



Fuente: Elaboración Propia

#### **5.1.2.1 Análisis Interpretativo**

De las figuras anteriores se realizó la siguiente descripción, donde se obtuvo lo siguiente:

En el año 1985, comienza valores altos del NDSI, el cuál dominan gran parte del área glaciar obtenida del área con un centro de nieve y hielo que se extiende radialmente desde el centro del nevado. Esta estabilidad con un período posterior al intenso evento del Niño 1982-83, donde las condiciones térmicas ayudaron la acumulación nival y además aun el FLH era aún bajo, lo favorecía su acumulación nival.

En el año 1988, ya se observa un leve retroceso en los bordes, principalmente en el sector occidental. Aparecen zonas donde NDSI medio (0.4-0.6) de transiciones más amplias, señalando procesos fusión superficial. Esto se relaciona con la fase fría La Niña 1988-89, donde trajo consigo bajas temperaturas y sequias, reduciendo la precipitación sólida y limitando la renovación de la nieve superficial.



En el año 1991, se evidencia el retroceso más notable, especialmente en el sector suroriental, con presencia de NDSI más bajos. Este comportamiento coincide con el evento del El Niño 1991-92, que elevó las temperaturas y disminuyó la acumulación nival, agravando más el derretimiento. La elevación FLH comenzó a ser más evidente, con aumento de la altitud de congelación.

En 1996 continúa con la pérdida de masa glaciar, con reducción de zonas de NDSI alto (0.6-1.0) y un mayor predominio de sectores de NDSI medio (0.4-0.6), señal de ablación glaciar. Este acontecimiento es coincidente con una fase fría de la Niña 1995-96, donde se moderaron las temperaturas, pero las sequías persisten redujeron el aporte nival. El ascenso gradual del FLH contribuyó a transformar la precipitación sólida a líquida.

En 1998, se registró unos valores más mínimos del área de la cobertura nival. Los valores NDSI altos, son los más mínimos y restringidos con altitudes mayores. El intenso evento El Niño 1997-98 provocó un fuerte aumento térmico, reducción de precipitaciones sólidas y acelerada fusión del hielo.

En el 2001, se observa una ligera recuperación con expansión de zonas de NDSI altos en el centro del estudio, causado por una fase fría de La Niña 1998-2001, que redujo la fusión estival. Sin embargo, el FLH seguía en ascenso, limitando la acumulación nival.

En el 2005, la cobertura glaciar continúa disminuyéndose, con bordes irregulares de NDSI bajos en expansión. El calentamiento global y el aumento del FLH se consolidan como factores dominantes, causando que las precipitaciones ocurren más frecuentemente en forma líquida que sólida.

En el 2008, como se aprecia un nuevo descenso glaciar, con NDSI altos muy reducidos.

Esto probablemente menor precipitación sólida estival y el incremento de la radiación absorbida por el bajo albedo aceleran la pérdida de masa glaciar, incluso en ausencia de eventos ENSO intensos.

En el 2013, se aprecia un ligero aumento de la cobertura glaciar, asociada probablemente a condiciones más frías posteriores a la Niña del 2010-11, sin embargo, la superficie total sigue siendo muy inferior a la observada en las décadas previas, y el aumento del FLH continúa favoreciendo una menor acumulación nieve.

En el 2016, se mantiene una reducción del nevado, causado por un fuerte evento El Niño 2014-16, género un aumento térmico sostenido y además más aún más el nivel de congelación.

En el 2019, la cobertura glaciar sigue disminuyéndose, con mayor predominio de zonas de NDSI bajos y medio. Aunque La Niña 2017-18 trajo condiciones frías, no fueron suficientes para revertir la tendencia del descenso.

En el 2024, se alcanzó el mínimo el mínimo de cobertura nival en todo el período analizado. Los NDSI altos son muy escasos y están confinadas a mayores altitudes.

El ascenso sostenido del FLH, la reducción de nieve estacional, el mayor aporte de radiación y el cambio en el régimen de precipitación han generado un ambiente glaciar fuertemente desequilibrado.

## **5.2. Comportamiento Histórico de los Datos Hidrológicos**

### **5.2.1 Variabilidad de la Precipitación sobre el Nevado Tutupaca**

Para entender el retroceso glaciar del Nevado Tutupaca, es importante analizar la variabilidad de las precipitaciones. La cantidad de nieve acumulada depende directamente del régimen pluviométrico; en años secos, asociados a eventos del ENOS (Niña y Niño), ocasiona una limitación en la acumulación, dando como consecuencia una ablación y pérdida de masa glaciar.

Por el contrario, años más húmedos pueden contribuir temporalmente a estabilizar el balance glaciar.

Por ello, conocer la variabilidad pluviométrica es clave para interpretar las tendencias observadas en la cobertura glaciar, a continuación, se realiza un breve análisis.

Para el estudio, se utilizó la pluviometría anual acumulada (mm/año), cuyos datos proviene de la estación meteorológica Cairani, por ser la más cercana al Nevado Tutupaca, durante los 40 años en el período (1985 – 2024). Se realizará una breve descripción de los períodos húmedos y secos; con una relación con los fenómenos del ENOS (Niño y Niña).

En los períodos húmedos se encuentran:

En el 1993, se registra una precipitación de 180,4 mm, uno de los valores más elevados del período observado, seguidamente en el 1997, se registra una precipitación de 187,3 mm, justo antes del evento de El Niño de 1998, lo que podría estar relacionado con la fase de transición del fenómeno.

En el año 2001 se observa uno de los picos pluviométricos más importantes del periodo, con 218,7 mm, asociado a la fase posterior de La Niña 1998–2001. Asimismo, el año 2012 registró 293,7 mm, valor excepcionalmente alto para esta región, indicando condiciones de precipitación extraordinaria. En el 2012, se registró 293.7 mm, muy por encima del promedio habitual para esta zona altoandina. Años posteriores como el 2015 y 2017, se registra 223,9 mm y 218,4 mm respectivamente, coinciden con períodos de transición climática entre fases de El Niño y La Niña, lo que puede haber influido en la mayor disponibilidad de humedad en la región.

En el 2020, presenta el máximo absoluto del periodo se registró 313,6 mm, fue el año más lluvioso del período. Este incremento puede estar relacionado con condiciones locales favorables de humedad y posibles influencias de eventos oceánicos fríos (La Niña débil).

No obstante, a pesar de estos episodios húmedos, no se evidencia una recuperación sostenida del área glaciar, lo que indica que el incremento térmico progresivo y el ascenso del nivel de la isoterma 0 °C (FLH) han reducido la eficiencia de la precipitación como mecanismo de compensación del retroceso glaciar.

Entre los años secos se encuentran:

En 1983, se registró la precipitación más baja del período, con apenas 8,4 mm. Este año coincidió con un evento de El Niño de alta intensidad, caracterizado por fuertes precipitaciones en la costa del Perú y sequías intensas en la sierra sur oriental, como en el ámbito del estudio, probablemente a causa

de una disminución de la humedad desde la Amazonía hacia los Andes durante este evento explica este valor tan reducido. Seguidamente en 1992, se registró 41,2 mm, fue otro año de baja precipitación, posiblemente vinculado a un contexto de estabilidad atmosférica y escaso transporte de humedad hacia los Andes. Aunque no se asocia directamente con un evento ENSO (El Niño–Oscilación del Sur) fuerte, refleja cómo las condiciones locales también pueden generar años secos críticos. En el año 2010, se registró 32,2 mm, en un período marcado por la transición post-El Niño 2009–2010.

A pesar de no ser un evento extremadamente fuerte, sus efectos residuales impactaron la distribución de lluvias en la zona sur andina, generando condiciones de sequía moderada a severa. En los años 2005, 2006, 2016 y 2019 se encuentran entre los más secos, con valores muy por debajo del promedio, en algunos casos inferiores a 50 mm/año.

Estos años secos coinciden, en su mayoría, con la presencia de fenómenos de El Niño, especialmente en 2015–2016, período donde se registró un evento de El Niño de fuerte intensidad.

Este fenómeno suele producir sequías en la sierra sur oriental del Perú, como en Candarave, debido al debilitamiento del transporte de humedad hacia la región andina.

Durante el período analizado, se observa una oscilación pluviométrica interanual, destacando valores extremadamente bajos en ciertos años.

Por ejemplo, en 1983, año asociado al fenómeno de El Niño de fuerte intensidad de ese año, la precipitación total fue de apenas 8.4 mm, evidenciando

una fuerte sequía en la zona. Otro ejemplo notable es el año 1998, también asociado a un evento de El Niño de gran intensidad, donde históricamente se ha documentado un descenso importante en las precipitaciones en la sierra sur del país.

Estos datos reafirman el impacto regional de este fenómeno, donde las lluvias son redistribuidas de forma asimétrica, afectando principalmente a zonas de mayor altitud con períodos de sequía prolongada.

El régimen de las precipitaciones en cercanías del nevado Tutupaca presenta una alta variabilidad interanual, con alternancia de años extremadamente secos y húmedos, controlada principalmente por el ENOS.

Eventos intensos de El Niño generan déficits prolongados de precipitación en la sierra sur, mientras que los periodos más húmedos no logran compensar el incremento térmico progresivo.

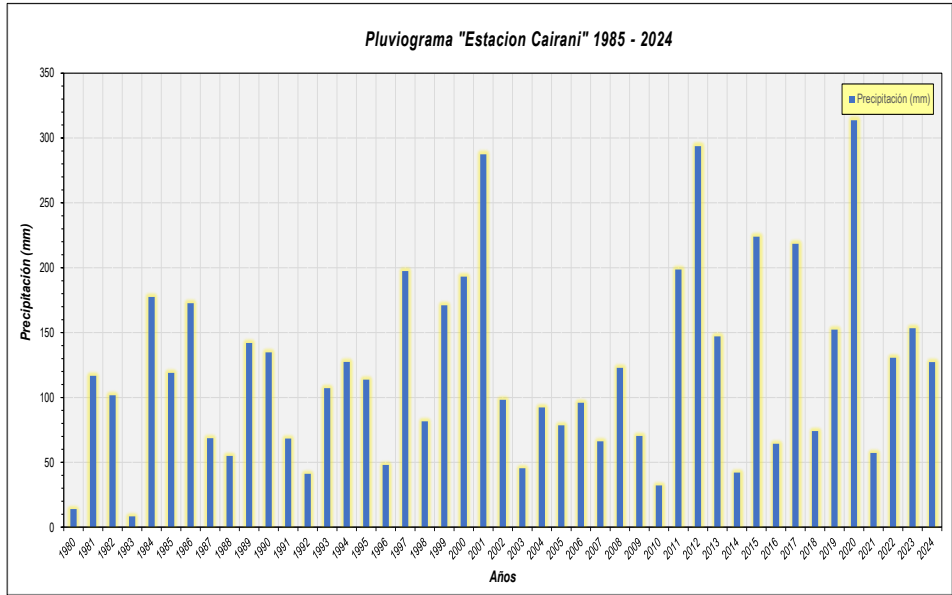
En conjunto, esta dinámica explica la incapacidad de la precipitación para contrarrestar el retroceso glaciar, evidenciando un desequilibrio climático persistente.

En conjunto, esta variabilidad extrema de las precipitaciones evidencia que el régimen pluviométrico ya no logra compensar las pérdidas de masa glaciar, lo que confirma un estado de inestabilidad climática persistente en el nevado Tutupaca, dominado principalmente por el aumento térmico regional.

En la siguiente figura se muestra el pluviograma de la Estación Cairani

Figura 42

Pluviograma de la Estación Cairani.



Nota. Fuente: Elaboración propia

Se realizaron test estadísticos de Pearson y Spearman, que busca una relación estadística entre los datos pluviales y área de glaciar medido, se muestran en las siguientes tablas, aportando evidencia sobre la influencia de las condiciones climáticas.

Tabla 25

Correlación de Pearson de Áreas Glaciares

|                             | Área Glaciar<br>(km²) | Precipitación<br>Anual (mm) | Año    |
|-----------------------------|-----------------------|-----------------------------|--------|
| Área Glaciar<br>(km²)       | 1                     | 0,25                        | -0,701 |
| Precipitación<br>Anual (mm) | 0,25                  | 1                           | 0,084  |
| Año                         | -0,701                | 0,084                       | 1      |

Nota. Fuente: Elaboración propia

**Tabla 26***Correlación de Spearman de Áreas Glaciares*

|                                    | Área Glaciar<br>(km <sup>2</sup> ) | Precipitación<br>Anual (mm) | Año    |
|------------------------------------|------------------------------------|-----------------------------|--------|
| Área Glaciar<br>(km <sup>2</sup> ) | 1                                  | 0,306                       | -0,765 |
| Precipitación<br>Anual (mm)        | 0,306                              | 1                           | 0,022  |
| Año                                | -0,684                             | 0,022                       | 1      |

*Nota.* Fuente: Elaboración propia

Los coeficientes de Pearson ( $r = -0,70$ ) y Spearman ( $r = -0,68$ ), confirman una correlación negativa fuerte entre área glaciar y tiempo, lo que refleja un retroceso sostenido. En cambio, la relación con la precipitación resulta positiva pero débil (Pearson = 0,25; Spearman = 0,31), indicando una influencia limitada. Finalmente, la correlación entre precipitación y año es cercana a cero, lo que demuestra que no existe una tendencia clara en las lluvias durante el período analizado. Esto evidencia que la pérdida glaciar responde de manera más marcada a la variable temporal que a la variabilidad pluviométrica.

En conjunto, los resultados destacan que el retroceso glaciar del Nevado Tutupaca se explica principalmente por factores asociados al calentamiento climático

### **5.3. Variabilidad de la Temperatura Superficial del Nevado Tutupaca**

Los valores de temperatura mínima, media y máxima mostrados en las siguientes tablas corresponden a datos ponderados obtenidos mediante el procesamiento de imágenes satelitales Landsat. Dichos valores se estimaron a



partir de la distribución espacial de los píxeles sobre la superficie glaciar en cada año analizado.

**Tabla 27**

*Temperatura Superficial del Nevado Tutupaca (1985 – 2014)*

|      | Temperatura<br>Mínima<br>Ponderada<br>(°C) | Temperatura<br>Promedio<br>Ponderado<br>(°C) | Temperatura<br>Máxima<br>Ponderada<br>(°C) |
|------|--------------------------------------------|----------------------------------------------|--------------------------------------------|
| 1985 | -21,1                                      | -11,2                                        | -1,3                                       |
| 1986 | -19,2                                      | -10,255                                      | -1,31                                      |
| 1988 | -13,32                                     | -7,31                                        | -1,3                                       |
| 1989 | -15,22                                     | -8,53                                        | -1,84                                      |
| 1990 | -15,21                                     | -8,355                                       | -1,5                                       |
| 1991 | -14,02                                     | -7,93                                        | -1,84                                      |
| 1992 | -12,77                                     | -7,145                                       | -1,52                                      |
| 1993 | -13,3                                      | -7,305                                       | -1,31                                      |
| 1994 | -18,47                                     | -10,155                                      | -1,84                                      |
| 1995 | -15,22                                     | -8,26                                        | -1,3                                       |
| 1996 | -16,52                                     | -9,455                                       | -2,39                                      |
| 1997 | -13,39                                     | -7,345                                       | -1,3                                       |
| 1998 | -14                                        | -7,92                                        | -1,84                                      |
| 1999 | -14,6                                      | -8,425                                       | -2,25                                      |
| 2000 | -15,37                                     | -9,785                                       | -4,2                                       |
| 2001 | -20,7                                      | -13,1                                        | -5,5                                       |
| 2002 | -17,5                                      | -9,35                                        | -1,2                                       |
| 2003 | -17,2                                      | -9,35                                        | -1,5                                       |
| 2004 | -15                                        | -8,42                                        | -1,84                                      |
| 2005 | -15,8                                      | -8,55                                        | -1,3                                       |
| 2006 | -15,8                                      | -8,57                                        | -1,34                                      |
| 2007 | -14,6                                      | -7,95                                        | -1,3                                       |
| 2008 | -14,1                                      | -7,43                                        | -0,76                                      |
| 2009 | -16,52                                     | -8,37                                        | -0,22                                      |
| 2010 | -12,7                                      | -6,73                                        | -0,76                                      |
| 2011 | -15,2                                      | -8,535                                       | -1,87                                      |
| 2013 | -12,5                                      | -6,91                                        | -1,32                                      |
| 2014 | -6,5                                       | -3,625                                       | -0,75                                      |

*Nota.* Fuente: Elaboración propia basada en datos de imágenes Landsat (USGS, 2024), procesadas mediante el complemento Semi-Automatic Classification Plugin (SCP) en QGIS para la estimación de Temperatura Superficial Terrestre.

**Tabla 28**

*Temperatura Superficial del Nevado Tutupaca (2015 – 2024)*

|      | Temperatura<br>Mínima<br>Ponderada<br>(°C) | Temperatura<br>Promedio<br>Ponderado<br>(°C) | Temperatura<br>Máxima<br>Ponderada<br>(°C) |
|------|--------------------------------------------|----------------------------------------------|--------------------------------------------|
| 2015 | -11,11                                     | -6,215                                       | -1,32                                      |
| 2016 | -9,16                                      | -5,135                                       | -1,11                                      |
| 2017 | -10,8                                      | -6,22                                        | -1,64                                      |
| 2018 | -13,5                                      | -7,21                                        | -0,92                                      |
| 2019 | -8,39                                      | -4,81                                        | -1,23                                      |
| 2020 | -8,11                                      | -4,785                                       | -1,46                                      |
| 2021 | -10,23                                     | -5,355                                       | -0,48                                      |
| 2022 | -8,54                                      | -5,025                                       | -1,51                                      |
| 2023 | -10,17                                     | -5,595                                       | -1,02                                      |
| 2024 | -8,39                                      | -5,1                                         | -1,81                                      |

*Nota.* Fuente: Elaboración propia basada en datos de imágenes Landsat (USGS, 2024), procesadas mediante el complemento Semi-Automatic Classification Plugin (SCP) en QGIS para la estimación de Temperatura Superficial Terrestre.

Según los datos obtenidos de la Temperatura Superficial Terrestre (LST) del Nevado Tutupaca y su relación con los eventos del fenómeno El Niño–Oscilación del Sur (ENOS), se evidencia una marcada variabilidad interanual en las temperaturas mínimas, promedio y máximas a lo largo del período de estudio.

Durante el intervalo 1985–1995, la temperatura promedio ponderada se mantuvo predominantemente en valores negativos, con registros comprendidos aproximadamente entre  $-11,20\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-7,30\text{ }^{\circ}\text{C}$ , lo que indica condiciones térmicas frías relativamente estables, favorables para la conservación de la masa glaciar. Posteriormente, entre los años 2000 y 2002, se registraron nuevamente descensos térmicos significativos, destacando el año 2001, que presentó una

temperatura mínima de  $-20,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ , una temperatura promedio de  $-13,1\text{ }^{\circ}\text{C}$  y una temperatura máxima de  $-5,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ , comportamiento que puede asociarse a condiciones frías regionales persistentes posteriores al evento frío de La Niña iniciado a fines de la década de 1990.

A partir del período 2003–2004, se observa una mayor frecuencia de años con temperaturas promedio menos negativas, evidenciando un progresivo incremento térmico superficial del nevado. Esta tendencia se intensifica claramente en los años más recientes. Entre 2014 y 2024, las temperaturas promedio ponderadas oscilan principalmente entre  $-3,63\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-6,22\text{ }^{\circ}\text{C}$ , destacando el año 2014 con un valor de  $-3,63\text{ }^{\circ}\text{C}$  y los años 2019, 2020 y 2024 con promedios cercanos a  $-5,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , lo que representa un notable aumento térmico respecto a las décadas anteriores.

En cuanto a la temperatura máxima ponderada, se identifica un patrón de incremento progresivo a partir del año 2010, con valores máximos que, si bien continúan siendo negativos, presentan una clara tendencia al acercamiento al punto de fusión. Por ejemplo, entre 2009 y 2014, las temperaturas máximas varían entre  $-0,22\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-0,75\text{ }^{\circ}\text{C}$ , mientras que en años posteriores como 2021, 2022 y 2023, se registran valores entre  $-0,48\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-1,02\text{ }^{\circ}\text{C}$ , evidenciando condiciones térmicas altamente favorables para procesos de fusión superficial.

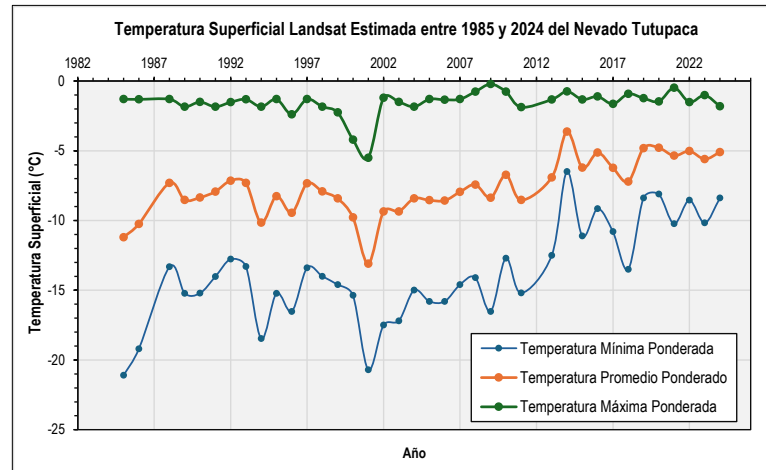
Respecto a la temperatura mínima ponderada, si bien continúan presentándose episodios de heladas intensas, se observa una reducción en la severidad de los valores extremos en los años recientes. Mientras que entre 1985 y 2001 se registraron mínimas de hasta  $-21,1\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-20,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ , en el período

2019–2024 las temperaturas mínimas fluctúan mayormente entre  $-8,11\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-10,23\text{ }^{\circ}\text{C}$ , lo que indica un debilitamiento progresivo de las condiciones de congelamiento extremo. En relación con los eventos del ENOS, se observa que los años asociados a El Niño (por ejemplo, 1998, 2010, 2014–2016 y 2023–2024) presentan, en general, incrementos relativos en las temperaturas promedio y máximas, favoreciendo los procesos de fusión glaciar. En contraste, los períodos dominados por La Niña (como 1988, 1996, 2011, 2017–2018 y 2021–2022) muestran descensos temporales en las temperaturas mínimas y promedio, reflejando fases de enfriamiento superficial transitorio.

Finalmente, la representación gráfica de la serie temporal de la LST evidencia la presencia de una tendencia lineal positiva en las temperaturas promedio y mínimas, lo que confirma un escenario de calentamiento superficial progresivo en el Nevado Tutupaca, con implicancias directas sobre la intensificación de los procesos de fusión y retroceso glaciar en el área de estudio.

**Figura 43**

*Temperatura Superficial Estimada del Nevado Tutupaca*

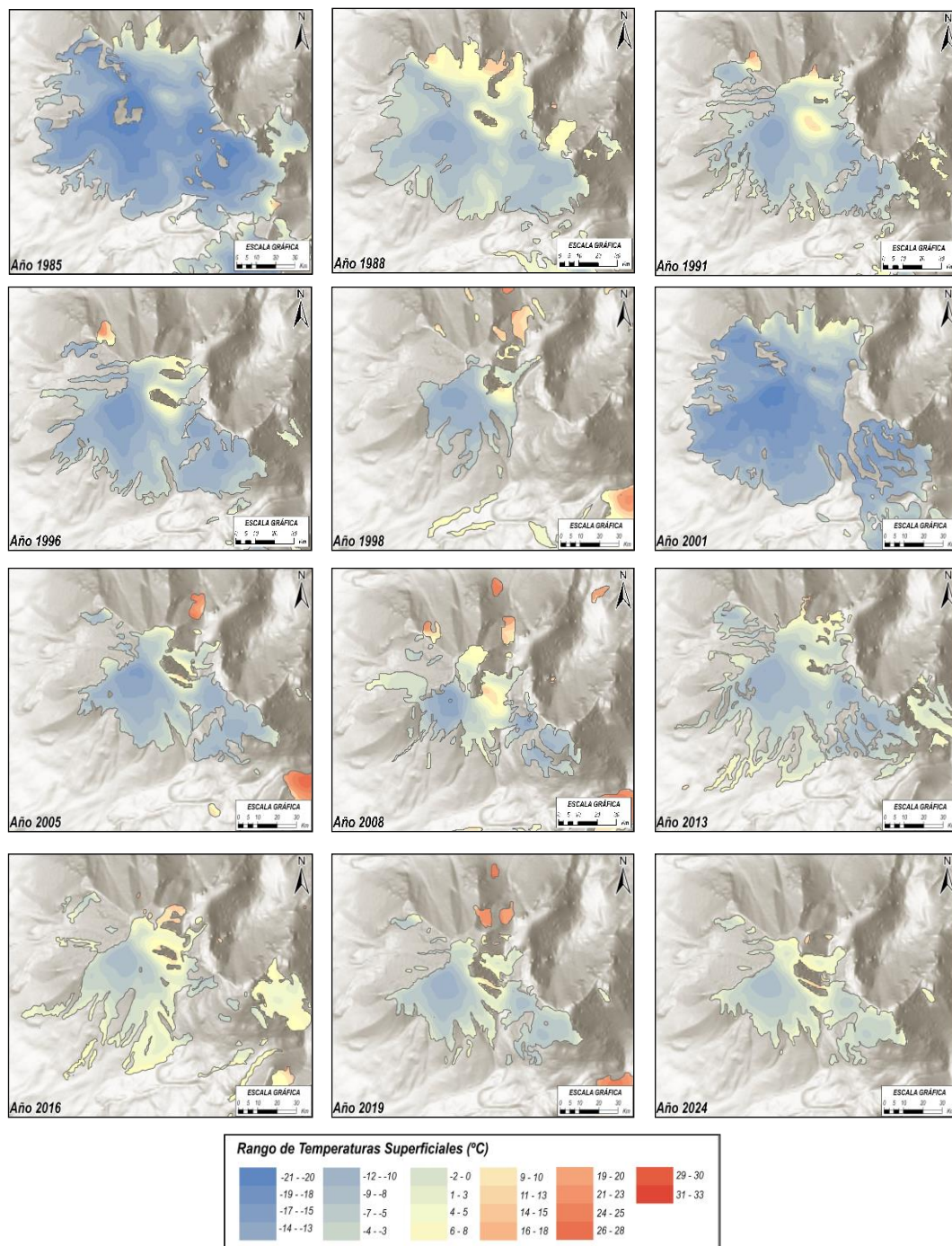


Nota. Fuente: Elaboración propia

A continuación, se presentó una serie de mapas anuales en un intervalo de 4 a 5 años correspondientes al período 1985–2024 elaborados a partir de la temperatura superficial terrestre (LST) obtenida mediante sensores de las misiones Landsat, el cual representa de manera gráfica la variación multitemporal de la LST, facilitando su interpretación visual y las tendencias espaciotemporales. Los datos obtenidos permitieron correlacionar los cambios en la temperatura superficial con procesos ambientales y glaciológicos, aportando información clave para estudios de reducción glaciar de la zona. Además, la identificación de estos patrones térmicos constituye una etapa inicial estudios indirectos, tales como la teledetección, útiles en estudios posteriores para escenarios futuros de retroceso glaciar.

**Figura 44**

*Variación de la Temperatura Superficial (1998 -2024)*



Nota. Fuente: Elaboración propia

### **5.3.1 *Análisis Interpretativo***

Las figuras analizadas fueron obtenidas a partir del proceso de segmentación térmica por clases de los valores de temperatura superficial del terreno (LST) derivados a nivel de píxel, con el propósito de agruparlos en intervalos representativos de las condiciones criogénicas, de equilibrio y de ablación del glaciar, las cuales dependen directamente del balance entre acumulación por precipitación sólida y pérdida de masa por fusión.

En el año 1985, cuando la cobertura glaciar alcanza una de sus máximas extensiones, predominan condiciones térmicas marcadamente frías, con temperaturas superficiales comprendidas aproximadamente entre  $-21,1\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-1,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Este comportamiento se presenta posterior al evento El Niño 1982–1983 y bajo un nivel relativamente bajo de la isoterma  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  (FLH), cercano a los 4900 m.s.n.m., lo que favorecía los procesos de acumulación nival por precipitación sólida en este año la precipitación relativamente alta y regular, favoreciendo una buena disponibilidad de nieve durante la temporada húmeda y limitaba la ablación.

Para el año 1988 se observa una ligera reducción del área glaciar, con temperaturas superficiales distribuidas principalmente entre  $-13,3\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-1,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ , asociadas a la fase fría del evento La Niña 1988–1989, la cual promovió condiciones de enfriamiento regional, favoreciendo disminución de la ablación y una mayor conservación de la masa glaciar, el cual se apreció la acumulación en 1991. La precipitación en este año se mantuvo en valores moderados, con una distribución estacional típica asociada a la fase fría de La Niña.

Durante 1991, las temperaturas superficiales se mantienen mayormente dentro del rango de  $-14,0\text{ }^{\circ}\text{C}$  a  $-1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ , evidenciándose una reducción progresiva de las áreas glaciares. En este período, el FLH asciende gradualmente por encima de los 5050 m.s.n.m., favoreciendo una mayor exposición del hielo a los procesos de fusión superficial (ablación), mientras que la precipitación sólida resulta insuficiente para compensar dichas pérdidas y además se observa una mayor irregularidad interanual, con meses húmedos concentrados y un periodo seco más marcado.

En 1996, las temperaturas superficiales se sitúan predominantemente entre  $-16,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-2,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Este período se asocia a condiciones relativamente secas, lo que habría generado una acumulación nival por un déficit de precipitación, con varios meses prácticamente secos y escaso aporte anual, por ende una disminución ligero progresivo de la acumulación glaciar, el cual es reflejado en 1997.

Para el año 1998, las temperaturas superficiales oscilan aproximadamente entre  $-14,0\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ , observándose un incremento térmico relativo en los bordes del glaciar, atribuible al evento El Niño 1997–1998, el cual favoreció el inicio de procesos intensificados de ablación superficial, al mismo tiempo que la precipitación tendió ser anómala e irregular, con lluvias concentradas en pocos meses.

En el año 2001, las temperaturas superficiales evidencian un aumento notable de la superficie glaciar, con valores comprendidos entre  $-20,7\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-5,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ , asociados a la prolongada fase fría del evento La Niña 1998–2001, lo que



favoreció temporalmente las condiciones de conservación de la cobertura glaciar mediante una menor ablación y un ligero aumento de la precipitación anual, con lluvias intensas concentradas en el primer trimestre. Sin embargo, este enfriamiento no logró revertir las pérdidas acumuladas previas.

Para el año 2005, se registran temperaturas superficiales dentro del rango de  $-15,8\text{ }^{\circ}\text{C}$  a  $-1,3\text{ }^{\circ}\text{C}$  ligeramente débiles al periodo anterior, en donde se aprecia menos área anterior. En este período, el ascenso progresivo del FLH habría favorecido un incremento de la precipitación en forma líquida, aunque estas fueron moderadas a bajas, reduciendo el balance positivo de acumulación y manteniendo activos los procesos de ablación.

En 2008, se alcanza un escenario de cobertura glaciar considerablemente reducida, con temperaturas que varían aproximadamente entre  $-14,1\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-0,76\text{ }^{\circ}\text{C}$ , evidenciando condiciones térmicas próximas al punto de fusión en los sectores marginales del glaciar, lo que intensifica la ablación y limita la conservación de la masa glaciar, aun cuando se presenten eventos aislados de precipitación, predominantemente bajas e irregulares.

En el año 2013, las temperaturas superficiales se mantienen dentro de un rango aproximado entre  $-12,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-1,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ , observándose una zona de transición térmica, asociada a los efectos post-evento, La Niña 2010–2011, los cuales impulsaron procesos de ablación localizada, mientras que la precipitación aumente aunque parcialmente no resultó suficiente para una recuperación significativa del área glaciar.

Durante 2016, las temperaturas superficiales presentan valores comprendidos entre  $-9,16\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-1,11\text{ }^{\circ}\text{C}$ , asociados al evento El Niño 2014–2016, el cual promovió un incremento térmico superficial generalizado en el nevado, intensificando los procesos de ablación y acelerando el retroceso glaciar. En este caso la precipitación presenta un déficit de lluvias.

En 2019, las temperaturas superficiales se distribuyen aproximadamente entre  $-8,39\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-1,23\text{ }^{\circ}\text{C}$ , evidenciándose una zona de ablación moderada, caracterizada por la pérdida progresiva de masa glaciar y la disminución del área de acumulación debido a la irregularidad de la precipitación, por una alta variabilidad mensual, con alternancia de meses muy húmedos y otros secos.

Finalmente, en el año 2024, las temperaturas superficiales del terreno se sitúan en un rango aproximado entre  $-8,39\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-1,81\text{ }^{\circ}\text{C}$ , con un FLH que supera los 5300 m.s.n.m. y un régimen de precipitación altamente variable. Estas condiciones indican un escenario dominado por la ablación, con una acumulación nival cada vez más limitada, lo que favorece la intensificación de los procesos de fusión superficial y el retroceso glaciar continuo.

#### **5.4. Estimación de Escenarios sobre el Comportamiento Glaciar**

Para estimar la evolución futura del descenso glaciar del nevado Tutupaca, se desarrollaron escenarios prospectivos de retroceso glaciar mediante el uso de herramientas estadísticas y datos de precipitación. La técnica empleada fue la regresión lineal múltiple, la cual permitió evaluar la relación e

interacción entre la cobertura glaciar observada, el tiempo (año) y la precipitación anual, proporcionando una base cuantitativa para las proyecciones futuras.

El uso de la precipitación anual se justifica por la disponibilidad de series históricas continuas y medibles, que permiten analizar la variabilidad climática interanual, aun cuando los registros no se ubiquen directamente sobre el nevado Tutupaca. Al estar directamente relacionada con los procesos de acumulación nival, la precipitación constituye una variable adecuada para la modelación glaciar y permite la aplicación de métodos de proyección climática, como el método delta, garantizando proyecciones consistentes del retroceso glaciar.

En el presente estudio no se incorporó la Temperatura Superficial del Terreno (LST), como variable predictora debido a que se trata de un dato térmico indirecto, derivado del procesamiento radiométrico de imágenes satelitales, cuyo valor depende de múltiples correcciones atmosféricas, de emisividad y de condiciones superficiales momentáneas. Asimismo, dado que el objetivo principal de la tesis es la proyección futura del área glaciar, actualmente no se dispone de escenarios confiables que permitan proyectar la LST con precisión hacia décadas futuras para el área de estudio.

Por esta razón, el modelo de regresión se fundamentó exclusivamente en variables directamente observables y con proyección estadística viable, como el año, la precipitación anual y el área glaciar histórica, garantizando así una proyección metodológicamente consistente y estadísticamente sostenible.

Antes de realizar el modelo de ajuste se realizará un análisis estadístico del período anual mostrado en la siguiente tabla, para conocer una mayor perspectiva de los datos estudiados.

**Tabla 29**

*Estadísticas de los Elementos de Entrada del Modelo*

| Variable      | N  | Media  | Desviación estándar | Mínimo | Máximo | Curtosis |
|---------------|----|--------|---------------------|--------|--------|----------|
| Precipitación | 38 | 118,19 | 70,59               | 30,9   | 349,98 | 2,14     |
| Área Glaciar  | 38 | 3,48   | 1,12                | 1,74   | 6,53   | 0,17     |

*Nota.* Fuente: Elaboración propia

Se analizaron estadísticamente las variables anuales, del período 1985 - 2024: precipitación total y área glaciar, a partir de un conjunto de 38 registros. Los resultados muestran la precipitación y el área glaciar reflejan variabilidad moderada a alta entre años.

Los valores de curtosis obtenidos en todas las variables se mantienen cercanos a cero, lo que sugiere que la mayoría de las distribuciones son simétricas y sin presencia de valores extremos significativos.

Estos indicadores permiten establecer que la información utilizada es adecuada para continuar con el desarrollo pronósticos estadísticos.

#### **5.4.1 Modelo de Regresión Lineal Múltiple**

Este análisis estadístico relaciona la existencia entre una variable dependiente y las varias variables independientes.

En este caso, los coeficientes del modelo fueron estimados mediante el método matriciales por el método de mínimos cuadrados ordinarios propuesto por Aitken (1935).

Las variables consideradas como predictoras fueron: el año (A) y los datos pluviales (PP), tomando como la variable dependiente el área de la superficie glaciaria (AG). Este análisis fue desarrollado de forma analítica utilizando software Excel.

Este modelo propuesto por Aitken representó el modelo de la siguiente manera:

$$Y = X\beta + \varepsilon$$

Donde:

$Y$  = Vector columna de la variable dependiente ( $n \times 1$ ).

$X$  = Matriz de variables independientes ( $n \times p$ ), incluyendo una columna de 1 para el intercepto.

$\beta$  = Vector de coeficientes del modelo ( $p \times 1$ ).

$\varepsilon$  = Vector de errores aleatorios ( $n \times 1$ ).

Esta operación matemática calculada matricialmente por el método de mínimos cuadrados, cuya fórmula de cálculo está representada de la siguiente manera.

$$\hat{\beta} = (X^T X)^{-1} X^T Y$$

Donde :

$\beta$  = Coeficientes  $\beta_0$  (Intercepto),  $\beta_1$ ,  $\beta_2$  y  $\beta_3$ , correspondientes al intercepto y a cada variable.

Entonces el planteamiento de la ecuación sería la siguiente:

$$AG = \beta_0 - \beta_1 \cdot \text{Año} + \beta_2 \cdot PP$$

Aplicando la solución matemática se obtiene lo siguiente:

$$AG = 152,485 - 0,0745 \cdot \text{Año} + 0,00348 \cdot PP$$

Se implementará un análisis estadístico fundamentado en los principios desarrollados por Ronald A. Fisher (1925), con el objetivo de verificar la uniformidad de los datos utilizados para el modelo de regresión lineal.

Para ello, se emplea parámetros métricos: como el estadístico t, el valor p y el error estándar de los residuos, además de evaluar el desempeño general del modelo a través del  $R^2$  ajustado y la significancia global del modelo.

Con ello, se determina si las variables explicativas influyen de forma significativa sobre la variable dependiente y si el modelo se ajusta adecuadamente para realizar estimaciones confiables

De manera resumida, se muestran los resultados del cálculo llevado a cabo para verificar la consistencia del modelo en la siguiente tabla.

**Tabla 30**

*Valores Matemáticos de la Regresión Lineal*

| Variable                | Coefficiente | Error Estándar | T valor | P valor | Interpretación     |
|-------------------------|--------------|----------------|---------|---------|--------------------|
| Intercepto              | 152,485      | 18,854         | 8,087   | 0.000   | Muy Significativo  |
| Año                     | -0,075       | 0,009          | -7,918  | 0,000   | Muy Significativo  |
| Precipitación           | 0,003        | 0,002          | 2,254   | 0,024   | Poco Significativo |
| Error Estándar Residual | 0.66         |                |         |         |                    |
| $R^2$                   | 0,65         |                |         |         |                    |
| P Valor Global          | 0,000        |                |         |         |                    |

*Nota, Fuente: Elaboración propia*

De los resultados anteriores se puede obtener lo siguiente:

La regresión múltiple muestra un 65.07 % de la variabilidad de la variable dependiente. Esto sugiere un ajuste moderado.

En promedio, los valores predichos se desvían de los observados por 0.65 km<sup>2</sup>. Este error se encuentra en el rango regular.

Este valor probabilístico global indica que el modelo da un valor estadísticamente significativo.

Hay una probabilidad prácticamente nula de que estos resultados se hayan obtenido por azar.

En lo relacionado a las variables se puede decir lo siguiente

Las variables año y precipitación son estadísticamente significativas y relevantes en el modelo, caso contrario con la temperatura máxima y mínima no aportan significativamente y podrían ser candidatas para excluir.

#### **5.4.2 Proyección Futura del Nevado Tutupaca**

Se ha elaborado un gráfico de la cobertura nival futura del nevado Tutupaca correspondiente al período 1985–2054, utilizando dos enfoques de modelado: regresión lineal simple y regresión lineal múltiple.

La curva generada por la regresión lineal simple representa una tendencia lineal uniforme basada únicamente en la variable tiempo (año).

Por otro lado, la regresión lineal múltiple incorpora varias variables explicativas (precipitación), lo que permite capturar mejor la dinámica del retroceso glaciar.

Este enfoque comparativo permite verificar la consistencia y robustez del modelo múltiple frente al modelo simple, evaluando el comportamiento proyectado en relación con los valores históricos pluviales.

La regresión lineal múltiple aplicado al retroceso glaciar, además de emplearse los registros históricos de precipitación disponibles hasta 2024, para evaluar el futuro comportamiento glaciar adicionalmente se incorporó una estimación futura de esta variable mediante un procedimiento estadístico.

Para ello se adoptó el enfoque Delta Change (o Change Factor), ampliamente difundido en los estudios de impactos hidrológicos desde la década de 1990.

Esta técnica se basa en transferir factores de cambio obtenidos a partir de proyecciones climáticas hacia las series observadas, con el fin de generar escenarios de precipitación futura coherentes con tendencias climáticas regionales.

Uno de los trabajos de referencia es el de Hay, Wilby & Leavesley (2000), quienes compararon la utilidad del delta change frente a métodos de downscaling estadístico en cuencas de montaña de Estados Unidos.

Se utilizó la serie histórica anual 1980–2024 de tres estaciones (Cairani, Aricota y Candarave). Para cada año se calculó el promedio zonal (media de las tres estaciones).

Como referencia climática se adoptó la climatología 1991–2020, cuyo valor medio resultó 143,9 mm.

Dado que la tendencia lineal histórica es débil, se aplicó un enfoque por escenarios porcentuales (storylines) coherente con el orden de magnitud reportado por proyecciones futuras de SENAMHI para el sur andino, pero en



clave descendente (sensibilidad negativa) para representar condiciones más secas en la vertiente occidental. Se definieron tres escenarios al 2050:

- Bajo: -5 %
- Medio: -10 %
- Alto: -15 %

El cambio porcentual se aplicó como rampa lineal desde 2025 hasta 2050, llegando gradualmente al porcentaje objetivo; entre 2050 y 2054 se mantiene el cambio completo (estado estacionario).

La proyección anual se obtuvo como:

$$P_t = \overline{\{P\}}_{1991-2020} \{1991 - 2020\}, [1 + \Delta, f(t)]$$

donde  $\overline{\{P\}}_{1991-2020} = 143,9 \text{ mm}$   $\Delta \in \{-0,05, -0,10, -0,15\}$

$$f(t) = \min\left(1, \max\left(0, \frac{t - 2024}{26}\right)\right)$$

Así,  $f(t) = 0$  en 2025 y  $f(t) = 1$  desde 2050 en adelante.

Para 2050, el promedio zonal proyectado es:

-5 %: 136,7 mm

-10 %: 129,5 mm

-15 %: 122,3 mm

Los mismos valores se mantienen para 2051–2054 (rampa completada).

Este método no impone tendencia estadística al histórico: aplica ajustes porcentuales sobre una climatología de referencia, siguiendo el orden de magnitud de escenarios regionales de SENAMHI, pero en versión descendente por criterio de sensibilidad (útil cuando se espera menor precipitación en la

vertiente occidental). Se obtienen los siguientes resultados mostrados en las siguientes tablas.

**Tabla 31**

*Valores de Precipitación Predictivos 2025 - 2032*

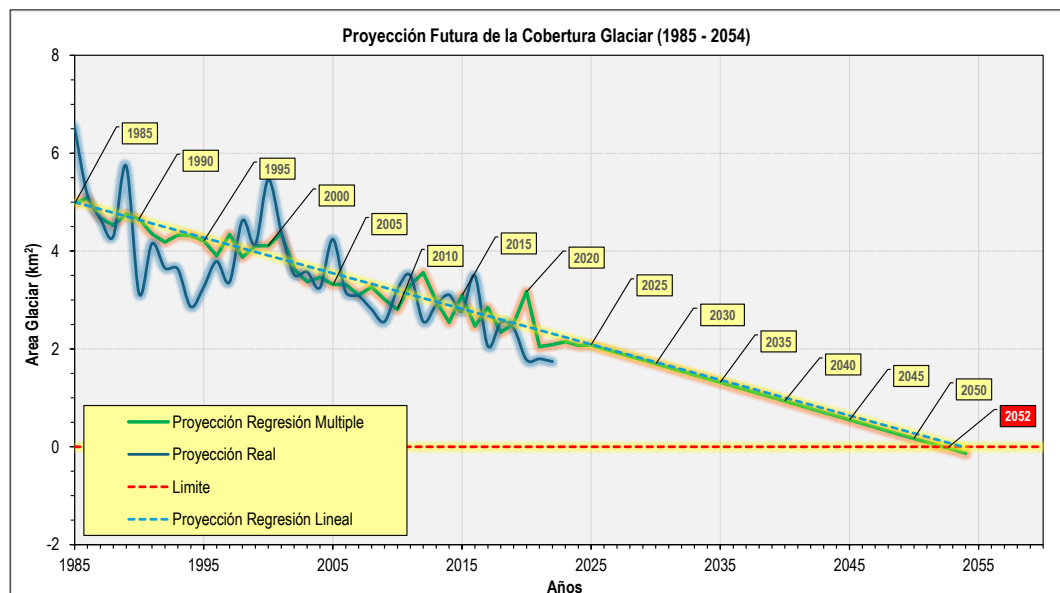
| <b>Año</b> | <b>f(t)</b> | <b>Proyección con <math>\Delta</math> (mm)</b> |
|------------|-------------|------------------------------------------------|
| 2025       | 0,04        | 143,35                                         |
| 2026       | 0,08        | 142,79                                         |
| 2027       | 0,12        | 142,24                                         |
| 2028       | 0,15        | 141,69                                         |
| 2029       | 0,19        | 141,13                                         |
| 2030       | 0,23        | 140,58                                         |
| 2031       | 0,27        | 140,03                                         |
| 2032       | 0,31        | 139,47                                         |
| 2033       | 0,35        | 138,92                                         |
| 2034       | 0,38        | 138,37                                         |
| 2035       | 0,42        | 137,81                                         |
| 2036       | 0,46        | 137,26                                         |
| 2037       | 0,50        | 136,71                                         |
| 2038       | 0,54        | 136,15                                         |
| 2039       | 0,58        | 135,60                                         |
| 2040       | 0,62        | 135,04                                         |
| 2041       | 0,65        | 134,49                                         |
| 2042       | 0,69        | 133,94                                         |
| 2043       | 0,73        | 133,38                                         |
| 2044       | 0,77        | 132,83                                         |
| 2045       | 0,81        | 132,28                                         |
| 2046       | 0,85        | 131,72                                         |
| 2047       | 0,88        | 131,17                                         |
| 2048       | 0,92        | 130,62                                         |
| 2049       | 0,96        | 130,06                                         |
| 2050       | 1,00        | 129,51                                         |
| 2051       | 1,00        | 129,51                                         |
| 2052       | 1,00        | 129,51                                         |
| 2053       | 1,00        | 129,51                                         |

*Nota.* Fuente: Elaboración propia

En el siguiente gráfico se muestra la proyección del retroceso glaciar obtenida por la regresión lineal múltiple, además se representan los valores observados (medidos) y la tendencia lineal estimada, obtenida anteriormente.

**Figura 45**

*Proyección Futura de la Cobertura Glaciar (1985 – 2054)*



Nota. Fuente: Elaboración propia

#### 5.4.2.1 Análisis Interpretativo

De la figura anterior se interpreta lo siguiente:

A partir del año 2025, ambas curvas proyectadas evidencian una disminución progresiva de la superficie glaciar.

El modelo de regresión lineal simple describe una trayectoria uniforme y decreciente, sustentada únicamente en la variable temporal (año), lo cual implica una representación lineal constante del proceso de pérdida glaciar.

En contraste, la regresión lineal múltiple permite una estimación más ajustada a la dinámica climática al considerar variables independientes adicionales, como la precipitación anual, el cual mejora la bondad de ajuste a los pronósticos reales.

Los resultados de la regresión múltiple, estima como probable la desaparición total del glaciar hacia el año 2053, mientras que la regresión lineal simple lo sitúa en el año 2052.

Es importante aclarar que el modelo lineal simple se utiliza solo como herramienta de apoyo para fines comparativos, ya que su carácter univariado limita la precisión de sus proyecciones.

En el caso del modelo múltiple, la variable climática como la precipitación, han sido proyectadas con base en datos históricos.

No obstante, es fundamental destacar que este modelo no incorpora de forma explícita la variabilidad climática asociada a los fenómenos del ENOS (Niño y La Niña), ni los efectos acelerados del calentamiento global.

Esto representa una limitación importante, ya que tales fenómenos pueden generar desviaciones significativas en las condiciones climáticas proyectadas, alterando la velocidad real del retroceso glaciar.

En la siguiente tabla, se observa las áreas calculas por cada modelo.

**Tabla 32***Proyecciones Futuras de las áreas del Nevado Tutupaca*

| Año         | Área<br>Modelo Regresión Lineal Múltiple<br>(km <sup>2</sup> ) | Área<br>Modelo Regresión Lineal<br>(km <sup>2</sup> ) |
|-------------|----------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------|
| 2030        | 1,69                                                           | 1,729                                                 |
| 2040        | 0,93                                                           | 1,002                                                 |
| 2050        | 0,16                                                           | 0,275                                                 |
| 2052 - 2053 | 0,018 (2052)                                                   | 0,0569 (2053)                                         |

*Nota.* Fuente: Elaboración propia

A continuación, en la siguiente tabla, se muestra los intervalos de confianza al 95 % para la proyección del área glaciar del Nevado Tutupaca mediante la aplicación del modelo de regresión lineal múltiple, con el propósito de observar la incertidumbre inherente a las estimaciones realizadas.

**Tabla 33***Probabilidad Estadística de Proyección Modelo Lineal Múltiple*

| Año  | Área Predicha (km <sup>2</sup> ) | Límite Inferior 95 % | Límite Superior 95 % |
|------|----------------------------------|----------------------|----------------------|
| 2030 | 1,69                             | 1,05                 | 2,32                 |
| 2040 | 0,93                             | 0,27                 | 1,56                 |
| 2050 | 0,16                             | 0                    | 0,79                 |
| 2052 | 0,018                            | 0                    | 0,65                 |

*Nota.* Fuente: Elaboración propia

Los intervalos de confianza al 95 % muestran que las predicciones poseen una alta confiabilidad estadística, ya que el valor real del área glaciar probablemente se ubique entre los límites calculados. La diferencia entre el límite inferior y superior refleja simplemente la variabilidad propia del modelo, sin afectar la consistencia general de las estimaciones.

## **5.5. Validación del Modelo Estadístico**

### **5.5.1 *Análisis de los Errores Residuales***

Para revisar la regresión lineal múltiple, se calcularon los errores residuales, es decir, las diferencias entre los valores medidos y los estimados. La suma total de estos errores fue de  $7,411\text{E}-10$ , un valor prácticamente cercano a cero, lo que indica una desviación mínima respecto a la recta de ajuste.

Sugiriendo sé que la regresión múltiple ajusta adecuadamente a los datos.

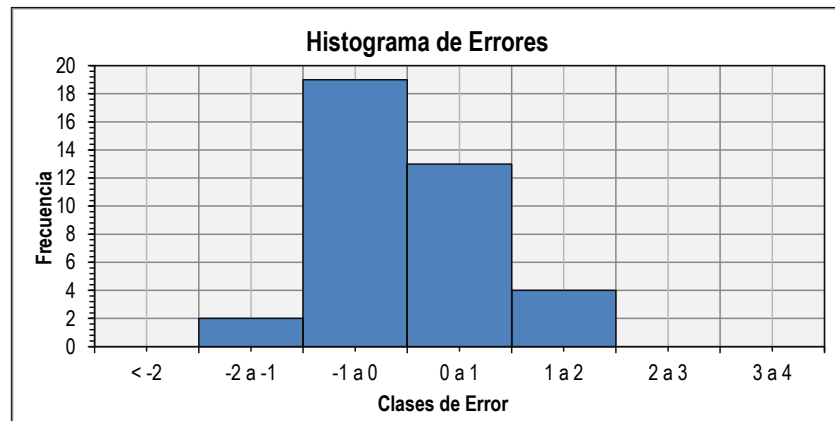
Seguidamente se realiza la figura 46, el cual muestra un histograma en donde se observa que la mayoría de los errores se ubican entre -1 y 0, reflejando una baja tendencia a la subestimación.

La baja frecuencia de valores extremos sugiere escasa presencia de atípicos. En conjunto, la distribución de los errores es bastante sesgo nulo y media cero, lo que indica un comportamiento residual coherente con los valores obtenidos por la regresión. Posteriormente, se realiza la figura 47, en donde se muestra la distribución de errores observándose que se distribuyen de forma aleatoria a lo largo de las observaciones, sin seguir patrones definidos ni tendencias. Finalmente, se realiza el gráfico Q-Q plot (figura 48), donde se muestra que los errores se proyectan en gran medida con la línea teórica de normalidad, con leves desviaciones en los extremos.

Esto indican una distribución normal, lo cual es ideal para la validez del modelo de regresión.

**Figura 46**

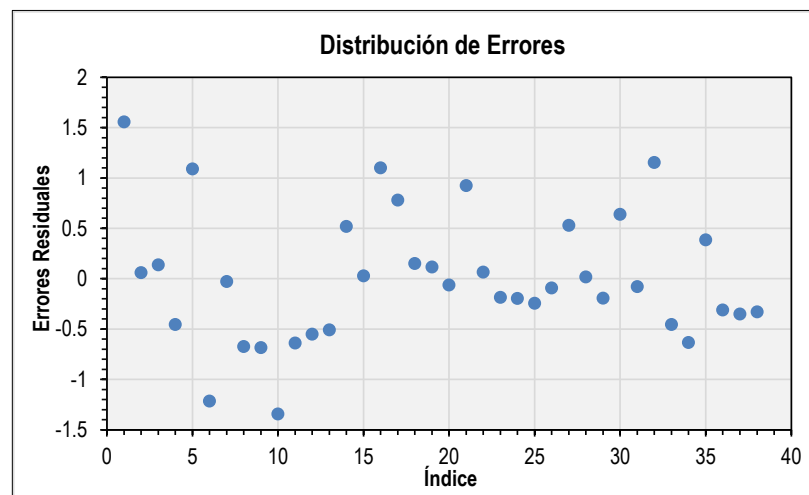
*Histograma de Errores*



Nota. Fuente: Elaboración propia

**Figura 47**

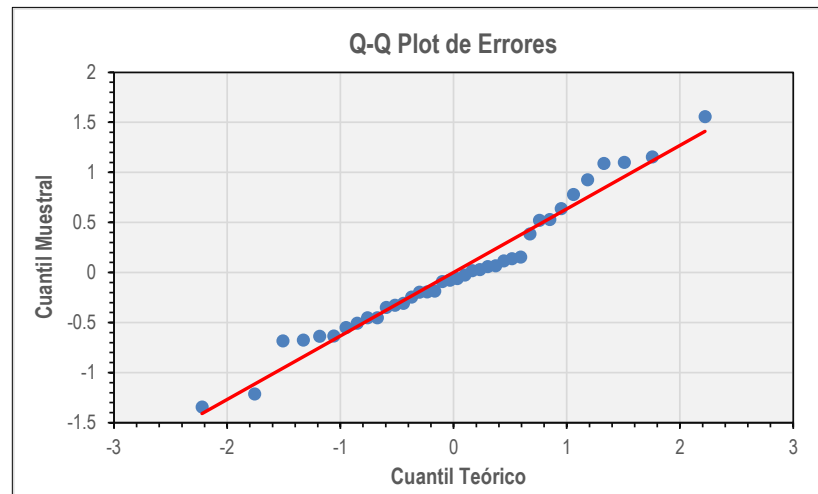
*Distribución de Errores*



Nota. Fuente: Elaboración propia

**Figura 48**

*Q-Q plot de Errores*



*Nota.* Fuente: Elaboración propia

### 5.5.2 Test de Verificación de Normalidad

Para verificar los errores residuales de la regresión si proyectan una distribución normal, se aplicaron los siguientes test: Shapiro-Wilk, Kolmogorov-Smirnov, Jarque-Bera y Anderson-Darling, dichos resultados se obtuvieron mediante Rstudio, en la siguiente tabla se observan los resultados:

**Tabla 34**

*Pruebas de Verificación de Normalidad*

| Prueba               | Estadístico | P-valor |
|----------------------|-------------|---------|
| Shapiro-Wilk         | 0,94        | 0,065   |
| Kolmogorov - Smirnov | 0,13        | 0,47    |
| Jarque - Bera        | 2,59        | 0,27    |
| Anderson - Darling   | 0,69        | -       |

*Nota.* Fuente: Elaboración propia

Se obtiene lo siguiente:



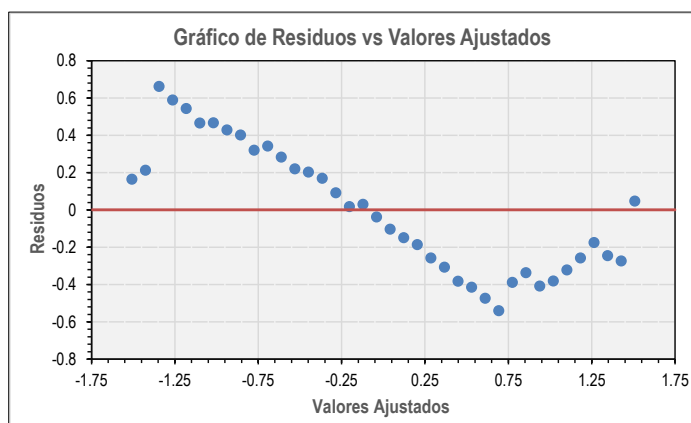
- Shapiro–Wilk arrojó un p-valor = 0,065. Dado que el p-valor es mayor a 0,05, se aprueba una normalidad.
- Kolmogorov–Smirnov presenta un estadístico = 0,132 con p-valor = 0,479, dando conformidad a la normalidad.
- Jarque–Bera obtuvo un valor de 2596 con p-valor = 0,273, confirmando nuevamente que los valores siguen una distribución normal.
- Anderson–Darling alcanzó un estadístico  $A = 0,693$ , el resultado indica que la desviación respecto a la normalidad es mínima.

### 5.5.3 Test de Homogeneidad de Varianza

Para verificar la validez de la homocedasticidad del análisis estadístico, se aplicó el test de Breusch–Pagan, obteniéndose un estadístico = 1,828 y un p-valor = 0,176. Dado que este valor superior a 0,05, presenta que no hay homocedasticidad, por lo que puede asumirse que los residuos presentan varianza constante. Esta visualización se aprecia en la siguiente figura.

**Figura 49**

*Gráficos de Residuos vs Valores Ajustados*



Nota. Fuente: Elaboración propia

No obstante, de los resultados anteriores al obtener los coeficientes de la formula predictora, a través de la regresión lineal múltiple, da como resultado como el coeficiente del Año es negativo y significativo, lo que confirma una tendencia decreciente en el área del glaciar a lo largo del tiempo.

El coeficiente de precipitación es positivo y también significativo, indicando que años con mayores precipitaciones tienden a estar asociados con una menor pérdida del área glaciar.

En resumen, de acuerdo con el modelo ajustado ha mostrado relaciones estadísticamente significativas entre el Área Real del glaciar y las variables como el Año y la Precipitación, es importante destacar que la construcción de ecuaciones predictivas confiables del descenso glaciar presenta limitaciones inherentes.

Las variables climáticas, como la precipitación, exhiben una alta variabilidad interanual, como se ha evidenciado en el análisis de los últimos 40 años de registros. Esta variabilidad ocasiona una incertidumbre en el modelo, que limita su capacidad para realizar proyecciones precisas a futuro.

Otro factor, es el fenómeno del retroceso glaciar un proceso complejo, que no depende solo de la precipitación y el paso del tiempo, sino también de otros factores climáticos y ambientales no considerados como la sensación térmica del ambiente y la radiación solar, datos que lastimosamente no son registrados por estaciones cercanas al Nevado Tutupaca, si bien es cierto existen datos globales y regionales que ofrecen valores de temperatura y radiación derivados de modelos climáticos, productos satelitales; dichos datos no

corresponden a mediciones directas en el área de estudio y por lo tanto no reflejan con la precisión deseada las condiciones climáticas reales del glaciar.

El uso de estos datos, crean un nivel de incertidumbre significativo, en especial en zonas de alta montaña, donde los gradientes climáticos locales pueden ser muy marcados. Además de ello las condiciones climáticas, no son adecuadamente captadas por modelos de resolución más gruesa.

Por este motivo, se decidió no incluir dichas variables en el modelo predictivo. Por último, solo se cuenta de manera básica la variabilidad de eventos extremos (El Niño/La Niña), las cuales con llevan una mayor investigación.

## **5.6. Validación Externa del Modelo Estadístico**

### **5.6.1 Validación Cruzada LOO (Leave-One-Out)**

La validación Leave-One-Out (LOO), se utilizó para evaluar la capacidad del modelo de predecir cada año como dato independiente. Para ello se generó una predicción para cada observación excluyéndola del ajuste, y se calculó su error correspondiente.

Estos valores permitieron estimar un *RMSE* bajo este método, ofreciendo una medida directa del desempeño predictivo del modelo.

En los resultados obtenidos, los errores de predicción *LOO* se mantienen dentro de un rango moderado, con valores que varían entre -1,4559 km<sup>2</sup> y 1,6921 km<sup>2</sup>, mientras que el error promedio es prácticamente cero (- 0,048 km<sup>2</sup>). Esta distribución equilibrada indica ausencia de sesgo sistemático.

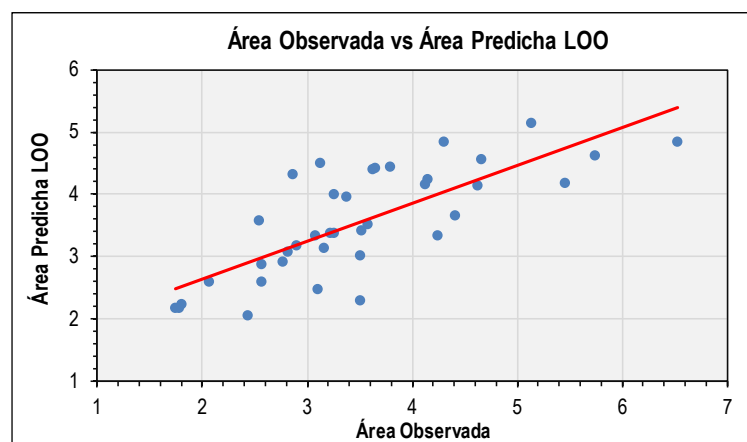
Además, el  $RMSE_{LOO} = 0,7016 \text{ km}^2$  es similar al  $RMSE_{Interno} = 0,636 \text{ km}^2$ , lo que confirma que el modelo no se encuentra sobreajustado y conserva estabilidad predictiva incluso cuando se retira información.

En conjunto, los valores LOO muestran que el modelo reproduce de manera coherente la tendencia real del glaciar y mantiene un desempeño confiable bajo condiciones de predicción externa.

En la siguiente figura se presenta la comparación entre el área glaciar observada y el área predicha mediante validación cruzada Leave-One-Out (LOO), utilizada para evaluar la capacidad predictiva del modelo, en donde se muestra que la distribución de los puntos alrededor de la línea de ajuste indica una buena similitud entre los valores observados y los valores predichos, lo que demuestra que el modelo presenta una capacidad predictiva adecuada y un comportamiento estable bajo validación cruzada LOO.

### Figura 50

*Comparación entre el Área Glaciar Observada y el Área Predicha LOO*

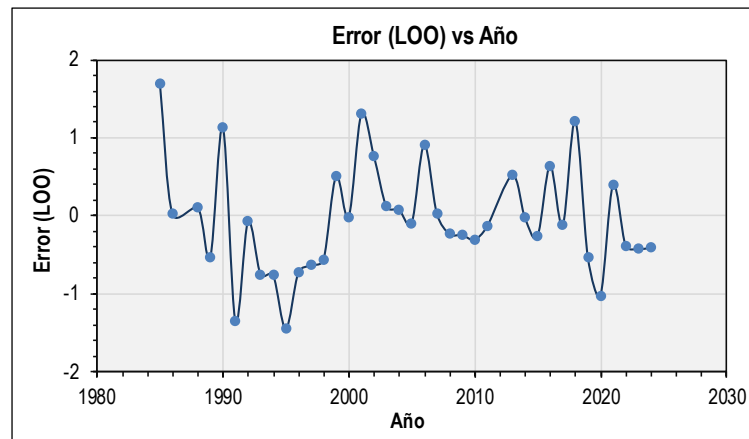


Nota. Fuente: Elaboración propia

En la siguiente figura se muestra la evolución temporal del error obtenido mediante la validación cruzada Leave-One-Out (LOO), observándose que este se mantiene alrededor de cero, lo que indica un comportamiento estable del modelo y ausencia de sesgos sistemáticos en el tiempo.

**Figura 51**

Error (LOO) vs Año



Nota. Fuente: Elaboración propia

### 5.6.2 RMSE de Predicción

El *RMSE* (Root Mean Square Error), es un medidor que cuantifica la magnitud promedio del error entre los valores observados y los estimados por el modelo. Es una medida directa de la precisión y estabilidad del ajuste. Comparar el  $RMSE_{Interno}$  con el *RMSE* obtenido mediante validación *LOO* permite determinar si el modelo está sobreajustado o si generaliza adecuadamente.

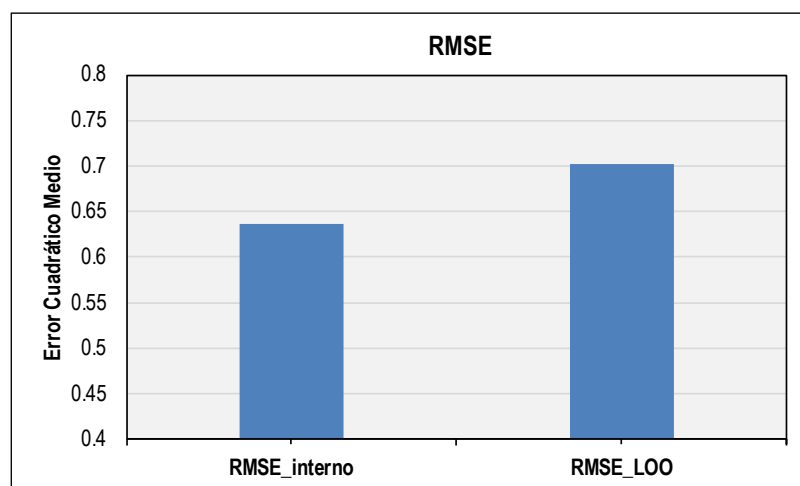
En este estudio, el  $RMSE_{Interno}$  fue de 0,636 km<sup>2</sup>, mientras que el *RMSE* bajo validación *LOO* alcanzó 0,7016 km<sup>2</sup>. La diferencia entre ambos valores es mínima, lo que indica que el modelo conserva su precisión aun cuando se excluye parte de la información. Este comportamiento sugiere que las relaciones

estadísticas entre las variables se mantienen estables incluso en condiciones de predicción real. En términos generales, el modelo presenta un error moderado y aceptable para estudios glaciológicos donde la variabilidad climática y las fluctuaciones interanuales tienen un papel significativo.

En la siguiente figura se compara el error cuadrático medio (RMSE) interno y el RMSE obtenido mediante validación cruzada Leave-One-Out (LOO), observándose que ambos presentan valores cercanos, lo que indica una buena estabilidad del modelo y ausencia de sobreajuste.

**Figura 52**

Comparación del Error Cuadrático Medio



Nota. Fuente: Elaboración propia

### 5.6.3 *Análisis de Influencia (Distancia de Cook)*

La Distancia de Cook permite evaluar el grado de influencia que cada observación ejerce sobre los coeficientes del modelo. Un valor elevado indica

que una observación tiene un impacto mayor en la forma del modelo y podría distorsionar la interpretación de los resultados.

El umbral de referencia utilizado fue:

$$4/N = 4/39 = 0,1025$$

Por lo tanto, cualquier valor superior a 0.10 puede considerarse potencialmente influyente.

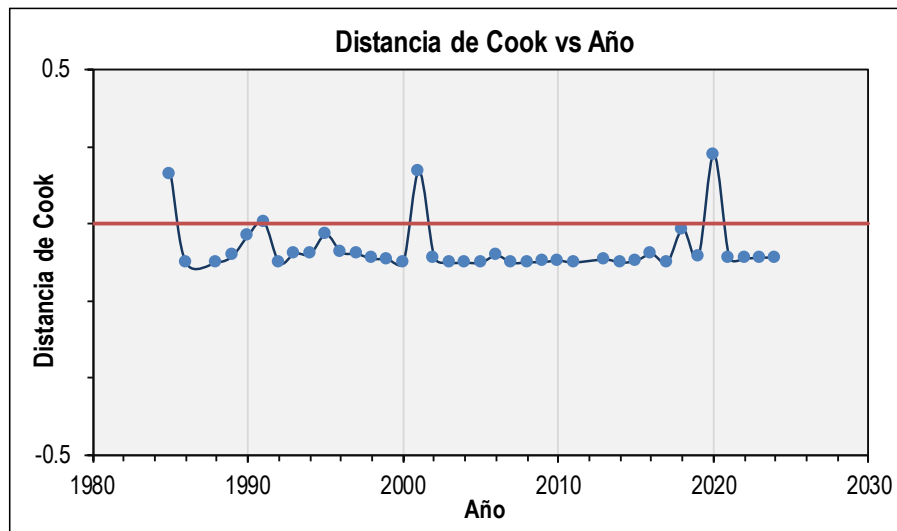
De acuerdo con los resultados obtenidos, únicamente el año 1985 supera este umbral, alcanzando un valor de 0,2795, lo cual es esperable debido a que representa el valor más alto de área glaciar en toda la serie histórica. A pesar de ello, su influencia no altera de manera sustancial los coeficientes del modelo ni incrementa el error de predicción, por lo que se clasifica como un punto influyente pero no distorsionador.

El resto de los valores de Cook se mantienen ampliamente por debajo del límite teórico (en su mayoría entre 0,001 y 0,05), lo que indica que ninguna otra observación ejerce un impacto significativo sobre la estructura del modelo. Esto demuestra que el ajuste estadístico es estable y que el modelo no depende de una sola observación para mantener su forma general.

En la siguiente figura se muestra la Distancia de Cook en función del año, empleada para detectar observaciones con posible influencia en el modelo. La línea roja representa el umbral de referencia, y se observa que casi todos los puntos se mantienen por debajo de este valor, lo que indica que no existen datos altamente influyentes y que el modelo mantiene un ajuste estable y consistente.

**Figura 53**

Distancia de Cook vs Año



Nota. Fuente: Elaboración propia

## 5.7. Relación Geológica con la Variabilidad del Nevado Tutupaca

### 5.7.1 Relación Estratigráfica

El análisis estratigráfico y espacial realizado en el Complejo Volcánico Tutupaca muestra que la cobertura glaciaria actual se restringe exclusivamente a la unidad litológica correspondiente al Grupo Barroso, con el símbolo NQ-tu/tqap, constituida principalmente por traquiandesitas porfíricas de naturaleza intermedia, caracterizadas por su alta competencia mecánica, escasa alteración hidrotermal y su presencia dominante en los sectores topográficamente más elevados del complejo.

En concordancia con los estudios geológicos y eruptivos del Tutupaca ((Mariño et al., 2021; Mariño et al., 2019), la distribución de estas traquiandesitas refleja la construcción de domos y estratoconos holocenos sobre un basamento



antiguo y debilitado, lo que determina un relieve joven, estable y favorable a la acumulación nival.

Esta unidad estratigráfica mantiene temperaturas superficiales relativamente bajas, una mayor reflectancia y una resistencia notable frente a la erosión, condiciones que facilitan la permanencia del nieve y hielo, cuya distribución espacial se puede visualizar en la Figuran 54.

A partir del análisis volcanogénico realizado reportada en la Cruz et al. (2024) en el reporte denominado ***“Caracterización y evaluación del potencial geotérmico de la zona geotermal de Tutupaca, Candarave, región Tacna (Boletín N.º 93)”***, en donde se busca relacionar los distintos eventos volcánicos sucedidos en el Complejo Volcánico Tutupaca, dichos autores describen que el Tutupaca Basal como un edificio intensamente alterado y estructuralmente permeable.

Los flujos del Tutupaca Basal (P-Tb3), al ser la unidad volcánica más antigua, presentan un alto grado de alteración hidrotermal, fracturamiento estructural y menor altitud relativa, lo que reduce significativamente su capacidad para sostener masas glaciares (Valderrama, 2016).

En el mapa volcanogénico mostrada en la figura 55, se observa que la cobertura glaciar actual (2017–2024) se concentra casi exclusivamente sobre las unidades volcánicas más jóvenes, siendo mínima y discontinua sobre la unidad P-Tb3.

Por ello, la litología del Grupo Barroso no solo funciona como soporte físico del glaciar moderno, sino que constituye el principal control estratigráfico

que explica por qué la cobertura nival se conserva únicamente sobre esta unidad y no sobre otras formaciones más antiguas y erosionadas del CVT.

En contraste, las unidades más antiguas y alteradas hidrotermalmente (P-Tb3, zonas basales) presentan menor altitud, mayor erosión y temperaturas superficiales más elevadas, lo cual limita la permanencia de hielo. Por ello, la litología condiciona directamente dónde puede existir glaciar y dónde no.

Adicionalmente, la topografía abrupta y la orientación de las laderas asociadas a las unidades del Grupo Barroso favorecen una menor insolación directa y una mayor retención de nieve estacional, lo que refuerza su papel como zona preferencial de preservación glaciar.

Este control geomorfológico, sumado a las propiedades litológicas, explica la actual configuración espacial del glaciar del Tutupaca dentro del complejo volcánico.

Con respecto al análisis estructural del Nevado Tutupaca del mismo estudio por Cruz et al. (2024), se identifican bastantes lineamientos dominantes con direcciones NE–SW ( $\approx 045^{\circ}$ – $065^{\circ}$ ) y NW–SE ( $\approx 335^{\circ}$ – $340^{\circ}$ ) mediante técnicas de sombreado del modelo digital de elevación.

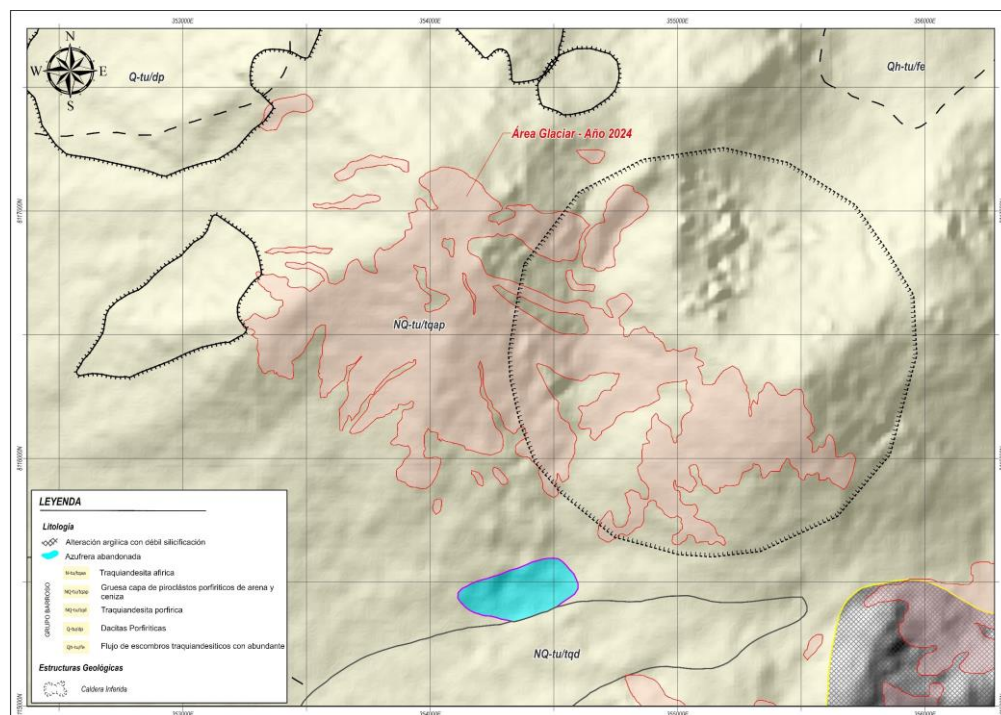
Adicionalmente, la alta densidad de lineamientos estructurales identificados en el CVT favorece la infiltración profunda, el ascenso de calor geotérmico y la fragmentación del macizo volcánico, condiciones que incrementan la vulnerabilidad del sistema glaciar frente al calentamiento regional.

Este control estructural no solo condiciona la circulación de fluidos, sino que también puede acelerar procesos de fusión basal, desestabilización de

laderas y drenaje subglaciar, reforzando el carácter acelerado del retroceso glaciar en el Nevado Tutupaca.

### Figura 54

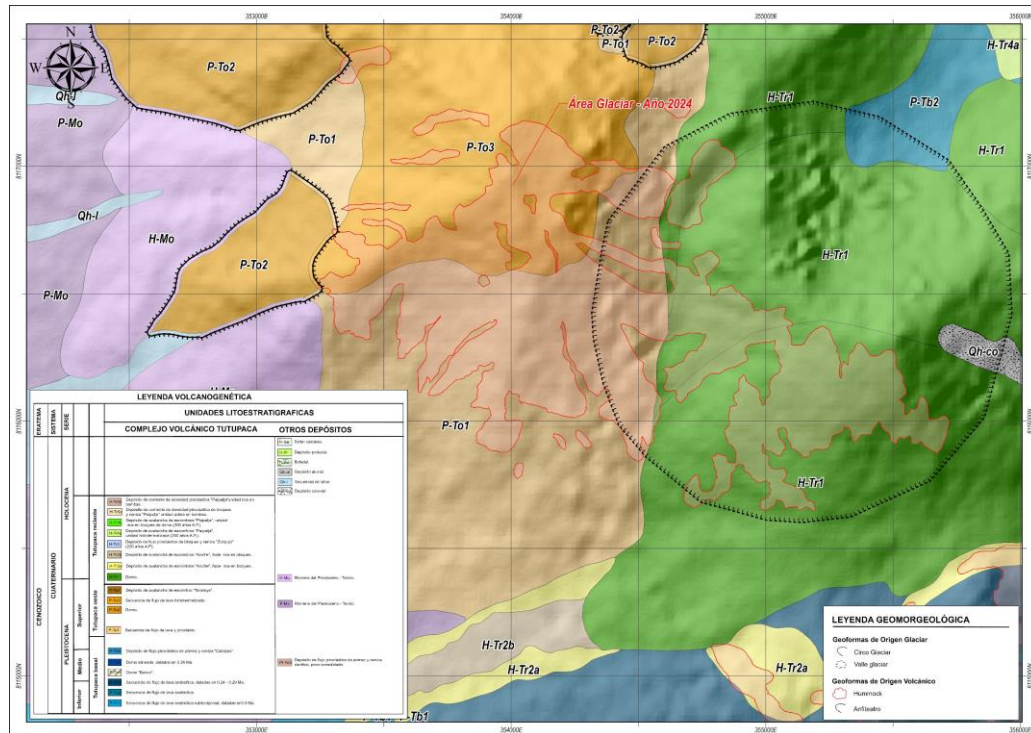
Mapa Geológico del Complejo Volcánica del Tutupaca



*Nota. El mapa fue elaborado a partir de la cartografía geológica del Boletín A-11: Geología del cuadrángulo de Tarata (Hoja 35-V) publicada por Jaén La Torre (1965) bajo la Comisión Carta Geológica Nacional del INGEMMET.*

**Figura 55**

## Mapa Volcanogenético del Complejo Volcánico Tutupaca



*Nota. El presente mapa fue elaborado a partir de la información geológica y volcanogenética del Boletín Serie B N.º 93 del INGEMMET (Cruz et al., 2024), correspondiente a la caracterización y evaluación del potencial geotérmico de la zona geotermal de Tutupaca.*

### 5.7.2 Relación Geomorfológica

La distribución glacial reciente en el Tutupaca está estrechamente vinculada a la geomorfología volcánica asociada a los estratoconos y domos más jóvenes del complejo. El glaciar actual se emplaza principalmente sobre el Estratocono Tutupaca Reciente (Est-tr) y el Estratocono Tutupaca Oeste (Est-to), así como en menor proporción sobre sectores del Tutupaca Basal (Lav-tb) y de la Altiplanicie Piroclástica (Alt-pi).

Estas unidades se localizan por encima de los 5000 m.s.n.m., donde la altitud, el sombreado natural, la exposición al viento y la orientación de las laderas favorecen condiciones propicias para la conservación del hielo.

Los modelos geomorfológicos desarrollados para el CVT (Mariño et al., 2016) indican que la construcción sucesiva de domos dacíticos y sus eventos de colapso sectorial han originado un relieve abrupto, con crestas prominentes, circos glaciares y valles en “U”, que actúan como reservorios naturales para la acumulación nival.

Estas formas geomorfológicas canalizan el flujo de hielo, influyen en su espesor y controlan los patrones de ablación y fragmentación observados en el glaciar durante las últimas décadas.

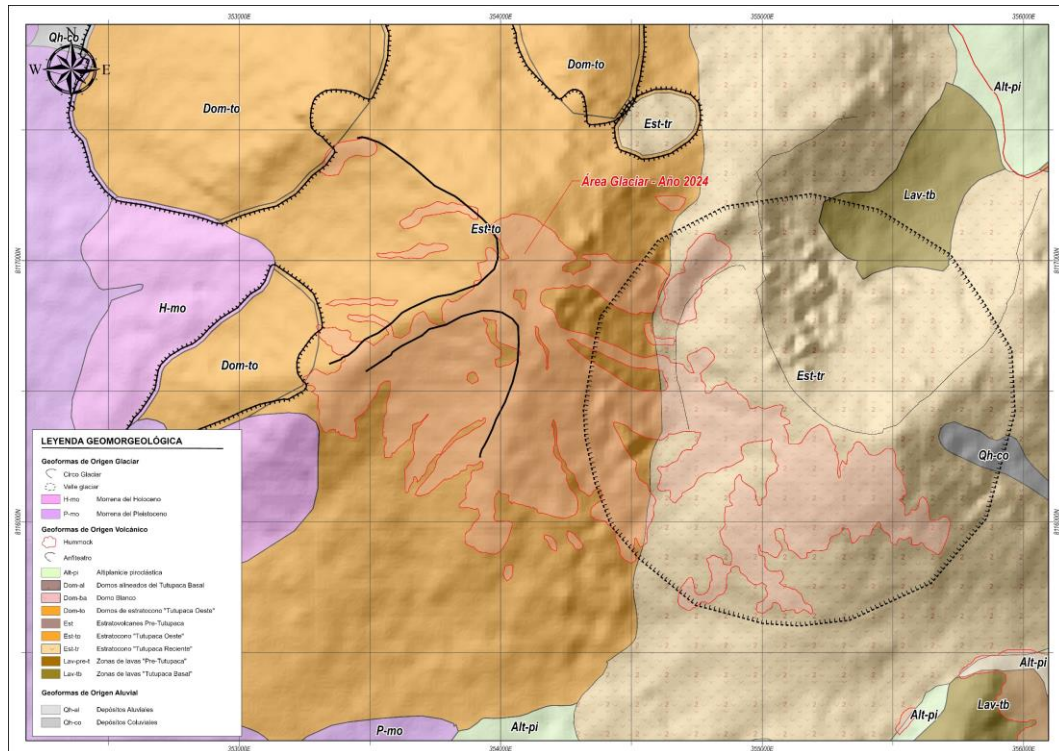
La presencia reducida de hielo en unidades como Lav-tb y Alt-pi se explica por su menor elevación, la mayor exposición a radiación solar y la rugosidad superficial generada por la erosión volcánica, lo que incrementa la pérdida de masa glaciar incluso bajo condiciones climáticas similares.

De esta manera, la geomorfología del Tutupaca producto de su evolución volcánica, hidrotermal y glacial pasada determina la forma, estabilidad y distribución del glaciar actual, explicando la variabilidad espacial del retroceso observado entre 1985 y 2024.

En la siguiente figura se observa el mapa geomorfológico del Complejo Volcánico Tutupaca.

**Figura 56**

**Mapa Geomorfológico del Complejo Volcánico Tutupaca**



*Nota. El presente mapa fue elaborado a partir de la información geomorfológica del Boletín Serie B N.º 93 del INGENMET (Cruz et al., 2024), correspondiente a la caracterización y evaluación del potencial geotérmico de la zona geotermal de Tutupaca.*

## CAPÍTULO VI

### DISCUSIONES

#### 6.1. Interpretación del Retroceso Glaciar (1985–2024)

El análisis multitemporal del retroceso glaciar del Nevado Tutupaca se realizó a partir de imágenes Landsat con resolución espacial de 30 m, lo que permitió evaluar la evolución de la cobertura glaciar durante un periodo de casi cuatro décadas (1985–2024). A partir de este procesamiento, se determinó que el área glaciar disminuyó de 6,53 km<sup>2</sup> en 1985 a 1,74 km<sup>2</sup> en 2024, registrándose una pérdida total de 4,79 km<sup>2</sup>, equivalente al 73,3 % de la cobertura original.

Las imágenes utilizadas fueron 38 imágenes Landsat y 8 imágenes Sentinel-2A, abarcando un periodo continuo de 38 años (1985–2024). Los resultados muestran que el glaciar experimentó fluctuaciones interanuales, pero con una tendencia general claramente decreciente. El área glaciar pasó de 6,53 km<sup>2</sup> en 1985 a 1,744 km<sup>2</sup> en 2024, lo que representa una pérdida acumulada del 73,3 % y una disminución promedio cercana al 42 % por década. La tasa de cambio anual varió entre -37,43 % y 45,42 %, evidenciando años de retroceso marcado y otros de ligera recuperación temporal.

Para validar la consistencia de los resultados obtenidos con Landsat, se realizó un control cruzado con imágenes Sentinel-2A en el periodo 2017–2024, intervalo en el que se cuenta con información simultánea de ambos sensores. En general, se observó una alta coherencia entre ambas series, aunque Sentinel registró valores ligeramente superiores en algunos años debido a su resolución

más fina (10 m), que permite detectar manchas glaciares pequeñas que Landsat (30 m) podría no identificar.

Este comportamiento evidencia un proceso de desglaciación continuo, acelerado y sin señales de recuperación temporal, aun en aquellos años con ligeros incrementos de precipitación o condiciones climáticas relativamente favorables. La evolución observada demuestra que el Nevado Tutupaca posee una alta sensibilidad climática, reaccionando de forma marcada incluso ante variaciones moderadas de temperatura y fluctuaciones interanuales de precipitación, que en glaciares más extensos podrían generar respuestas amortiguadas o retardadas.

La delimitación glaciar en el Nevado Tutupaca presenta limitaciones asociadas a la resolución espacial de las imágenes Landsat (30 m), la cual dificulta diferenciar con alta precisión nieve, hielo y roca dentro de un entorno volcánico complejo, alterado y altamente fragmentado. Aunque Sentinel-2 mejora este aspecto gracias a su resolución espacial de 10 m y a su mayor sensibilidad espectral, ambos sensores siguen siendo vulnerables a sombras profundas, efectos derivados de la rugosidad del terreno y variabilidad microclimática generada por la topografía abrupta del complejo volcánico.

En este estudio se emplearon únicamente imágenes adquiridas durante la época seca, debido a que la estación húmeda presenta niveles muy altos de nubosidad, lo que impide obtener escenas libres de cobertura y limita la posibilidad de capturar el máximo nivel de acumulación nival. Esta restricción metodológica implica que los límites glaciares analizados corresponden a



condiciones de mínima extensión superficial, introduciendo incertidumbre sobre la dinámica estacional completa del glaciar, especialmente durante periodos húmedos donde la acumulación podría ser mayor.

A pesar de estas limitaciones, el uso del Índice Diferencial de Nieve (NDSI) ofrece ventajas importantes para la delimitación glaciar en el Tutupaca. Su capacidad para realzar el contraste espectral entre nieve/hielo y el sustrato rocoso, así como su reducida sensibilidad a variaciones de iluminación, permite mejorar la discriminación en áreas de sombra o pendientes extremas, características frecuentes en domos, coladas y escarpes volcánicos. Asimismo, el NDSI proporciona un criterio estandarizable y reproducible, lo cual facilita la comparación multitemporal y la evaluación del retroceso glaciar en intervalos amplios de tiempo.

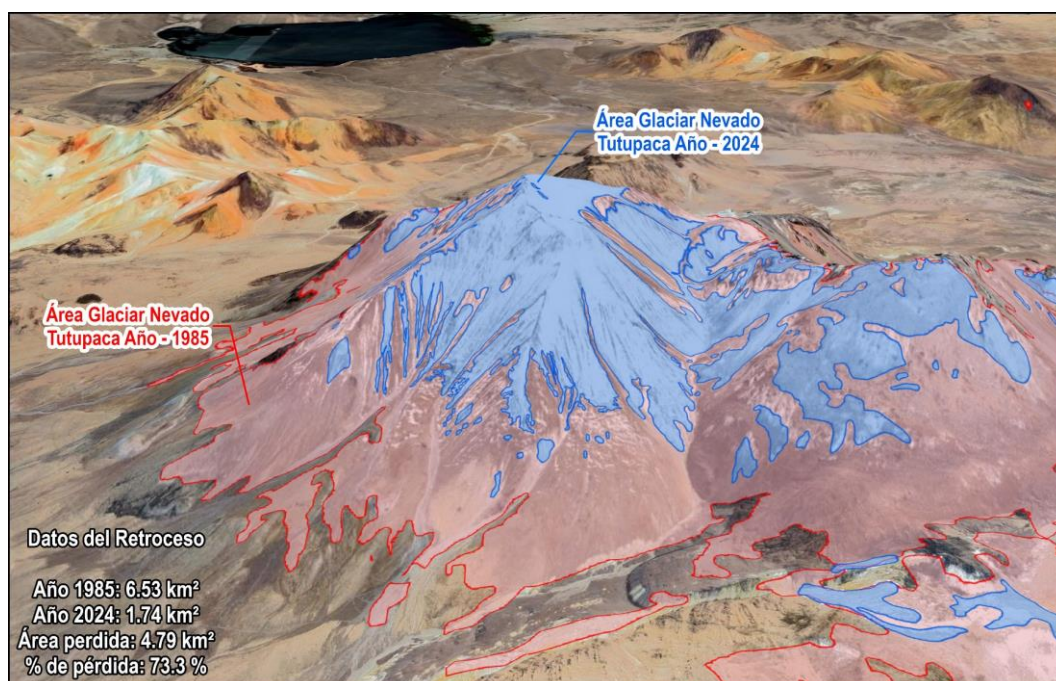
Sin embargo, el índice presenta también limitaciones inherentes: puede confundirse con materiales volcánicos claros o hidrotermalizados, depende del valor de umbral seleccionado y tiene menor desempeño en superficies de nieve húmeda o envejecida, condiciones que no pudieron ser evaluadas plenamente debido a la ausencia de imágenes despejadas en la estación húmeda.

Por ello, la interpretación final de los resultados requiere un proceso de digitalización manual cuidadoso, ajustado al contexto geomorfológico del Nevado Tutupaca, con el fin de corregir posibles errores de clasificación derivados tanto de la complejidad del relieve como de la falta de información óptica de alta calidad en la temporada húmeda.

En la figura 57, se observa la comparación de la cobertura glaciar del nevado Tutupaca entre 1985 y 2024, evidenciándose un retroceso significativo del glaciar, con una reducción del área de 6,53 km<sup>2</sup> a 1,74 km<sup>2</sup>, equivalente a una pérdida del 73,3 %.

**Figura 57**

*Descenso glaciar del Nevado Tutupaca entre los años 1985 y 2024*



Nota. Elaboración propia.

## **6.2. Influencia de la Precipitación**

Para verificar la influencia de la precipitación con el descenso glaciar se realiza la figura 58, en donde se muestra el vs del área glaciar determinada con las precipitaciones anuales, a lo largo del periodo 1985 –2024.

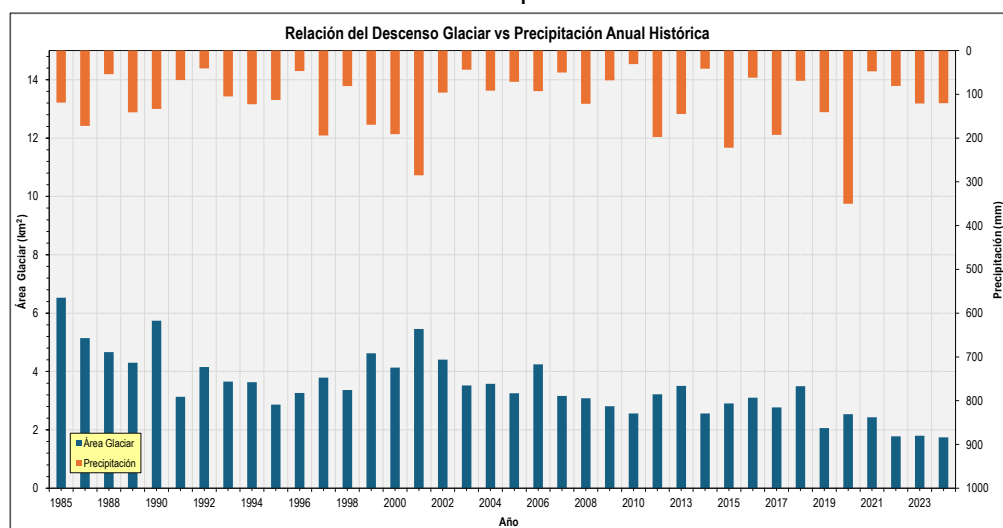
El área glaciar presenta una tendencia general descendente, mientras que la precipitación muestra una alta variabilidad interanual, sin una tendencia

clara de incremento sostenido. En los primeros años de la serie (década de 1980), el glaciar presenta sus mayores extensiones, coincidiendo con valores de precipitación moderados a altos. Sin embargo, a partir de la década de 1990 se observa un descenso progresivo del área glaciar, aun en años donde la precipitación registra incrementos importantes.

Se identifica que los años con precipitaciones elevadas (como 2001, 2012, 2017 y 2020) no logran generar una recuperación significativa del área glaciar, lo que indica que la precipitación por sí sola ya no es suficiente para compensar las pérdidas de masa glaciar. Por el contrario, en años con baja precipitación (1992, 1996, 2010, 2014, 2021), se registra una aceleración del retroceso glaciar, evidenciando la vulnerabilidad del glaciar ante periodos secos.

**Figura 58**

Relación del Descenso Glaciar vs Precipitación Anual Histórica



Nota. Elaboración propia.

En este estudio se emplearon exclusivamente los registros de precipitación de la estación SENAMHI de Cairani, ubicada aproximadamente a 14 km del Nevado Tutupaca, por ser la fuente instrumental más cercana disponible. Aunque estos datos no representan con total exactitud las condiciones microclimáticas del nevado, constituyen la referencia local más confiable considerando la ausencia de estaciones meteorológicas instaladas directamente en la zona de alta montaña.

No se utilizaron servidores climáticos globales como NASA POWER debido a las limitaciones inherentes de estos productos en ambientes andinos. Su resolución espacial aproximada de  $0,5^\circ$  (~50 km) no permite captar la fuerte variabilidad climática generada por el relieve abrupto del complejo volcánico, lo que afecta la estimación de variables sensibles al control topográfico. Estudios previos han demostrado que los modelos de reanálisis y productos satelitales tienden a subestimar la precipitación sólida (nieve) y sobreestimar la temperatura del aire en zonas de montaña, debido a la complejidad geomorfológica, la baja densidad de estaciones y la ausencia de calibración local (Baraer et al., 2012; Finer et al., 2013; Palomino-Lemus et al., 2021). Por estas razones, el uso de dichos datos habría introducido incertidumbre adicional en la interpretación del comportamiento glaciar, especialmente en análisis que relacionan temperatura y precipitación con la dinámica de retroceso.

En consecuencia, se decidió trabajar únicamente con los registros de Cairani, reconociendo que, aunque representan razonablemente el clima

regional, requieren ser interpretados con cautela al no corresponder a mediciones directas sobre la superficie del Nevado Tutupaca.

El Índice Oceánico de El Niño (ENS–ONI), mostrado en la Figura 59, permite analizar con mayor detalle la influencia del fenómeno ENOS sobre la dinámica del área glaciar del nevado Tutupaca. A lo largo del período de estudio se observa que la cobertura glaciar ha estado fuertemente condicionada por la fase cálida del fenómeno El Niño (ONI positivo), caracterizada por un incremento de la temperatura del aire, ascenso del nivel de congelación (FLH) y reducción de la precipitación sólida.

Los eventos El Niño de mayor intensidad, correspondientes a los periodos 1982–1983, 1997–1998, 2015–2016 y 2019, coinciden con los descensos más abruptos de la superficie glaciar, lo que evidencia una relación directa entre estos eventos climáticos extremos y la aceleración del retroceso del glaciar. Por ejemplo, durante el evento 1997–1998, el área glaciar se redujo de 3,789 km<sup>2</sup> a 3,366 km<sup>2</sup>, reflejando un balance de masa claramente negativo. De manera similar, tras el evento 2015–2016, el glaciar alcanzó uno de sus valores más bajos registrados, con 2,063 km<sup>2</sup> en 2019, lo que confirma el impacto acumulativo de estos episodios cálidos.

Asimismo, durante los eventos El Niño se observa una reducción general de la precipitación acompañada de un aumento térmico, lo que intensifica los procesos de ablación superficial y fusión acelerada del hielo, generando pérdidas rápidas de cobertura glaciar en lapsos cortos de tiempo. En contraste, durante las fases frías de La Niña (ONI negativo) se registran incrementos

temporales de la precipitación, los cuales favorecen recuperaciones parciales y transitorias del área glaciaria, como ocurrió entre 1998 y 2001, cuando la superficie aumentó de 3,366 km<sup>2</sup> a 5,460 km<sup>2</sup>, y entre 2010 y 2011, con un incremento de 2,560 km<sup>2</sup> a 3,218 km<sup>2</sup>. No obstante, estas recuperaciones no representan una recuperación estructural del glaciar, ya que su masa es insuficiente para compensar las pérdidas acumuladas durante los eventos cálidos.

Esta respuesta asimétrica del glaciar frente a las fases del ENOS demuestra que la precipitación actúa únicamente como un factor modulador secundario, mientras que el incremento térmico sostenido y el ascenso progresivo del nivel de congelación (FLH) son los controles dominantes de su comportamiento. Por ello, aun en años húmedos asociados a La Niña, el nevado Tutupaca no logra recuperar su extensión previa y mantiene un patrón de retroceso sostenido.

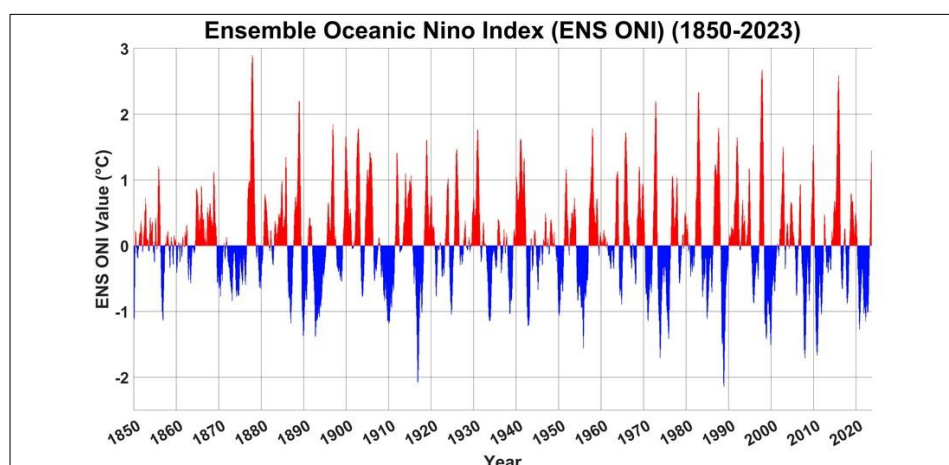
En términos globales, el nevado Tutupaca ha pasado de una extensión aproximada de 6,530 km<sup>2</sup> en 1985 a 1,744 km<sup>2</sup> en 2024, lo que representa una pérdida cercana al 73,3 % de su cobertura glaciaria original. Este comportamiento confirma que el retroceso glaciario observado responde no solo a la variabilidad climática interanual asociada al ENOS, sino principalmente al forzamiento térmico regional en el contexto del cambio climático, que ha intensificado la vulnerabilidad de los glaciares tropicales del sur del Perú.

La siguiente figura presenta la serie histórica del Índice Oceánico de El Niño (ENS–ONI) para el periodo 1850–2023, la cual permite identificar la

alternancia entre las fases El Niño (valores positivos) y La Niña (valores negativos) del fenómeno ENOS, así como su intensidad y recurrencia a lo largo del tiempo. Esta información resulta fundamental para analizar la influencia de la variabilidad climática interanual sobre la dinámica glaciar del nevado Tutupaca.

### Figura 59

Serie Histórica del Índice Oceánico de El Niño y Niña, de 1850–2023



Nota. Fuente: NOAA (2023).

En la figura 60, se evidencia un ascenso sostenido del Nivel de la Isoterma 0 °C (FLH) en los Andes tropicales, con tasas positivas estadísticamente significativas en Antizana (+10,7 m/década), Cordillera Blanca (+28,9 m/década) y Cordillera Real (+27,1 m/década), valores obtenidos a partir del análisis climático regional desarrollado por Rabatel et al. (2013) a partir de datos meteorológicos de alta montaña. Este comportamiento confirma que, a escala regional andina, el FLH viene elevándose de manera progresiva desde mediados del siglo XX como respuesta al calentamiento atmosférico.

Este ascenso del FLH tiene una implicancia directa en el descenso glaciar del nevado Tutupaca, ya que al elevarse la cota donde se alcanzan temperaturas cercanas a 0 °C, se reduce el rango altitudinal favorable para la conservación de la masa glaciar. En consecuencia, una mayor proporción de la superficie del glaciar queda expuesta a condiciones térmicas que favorecen la fusión, intensificando los procesos de ablación.

La relación entre el ascenso del FLH y la evolución multitemporal del área glaciar del Tutupaca se refleja en la pérdida sostenida de cobertura, desde 6,530 km<sup>2</sup> en 1985 hasta 1,744 km<sup>2</sup> en 2024, equivalente a una reducción aproximada del 73,3 %. Incluso durante periodos con incrementos temporales del área glaciar, el FLH elevado limita la posibilidad de una recuperación duradera, reforzando el carácter estructural del retroceso.

En este contexto, los resultados confirman que el aumento progresivo del FLH constituye uno de los principales forzantes físicos del descenso glaciar del nevado Tutupaca, actuando de manera conjunta con la variabilidad climática interanual y consolidando un balance glaciar negativo persistente.

Además, el ascenso progresivo del FLH desplaza la zona de equilibrio glaciar hacia altitudes más elevadas, reduciendo el espacio disponible para la acumulación de nieve. Esto es especialmente crítico en el nevado Tutupaca, cuya altitud máxima limitada impide una adaptación efectiva frente al calentamiento.

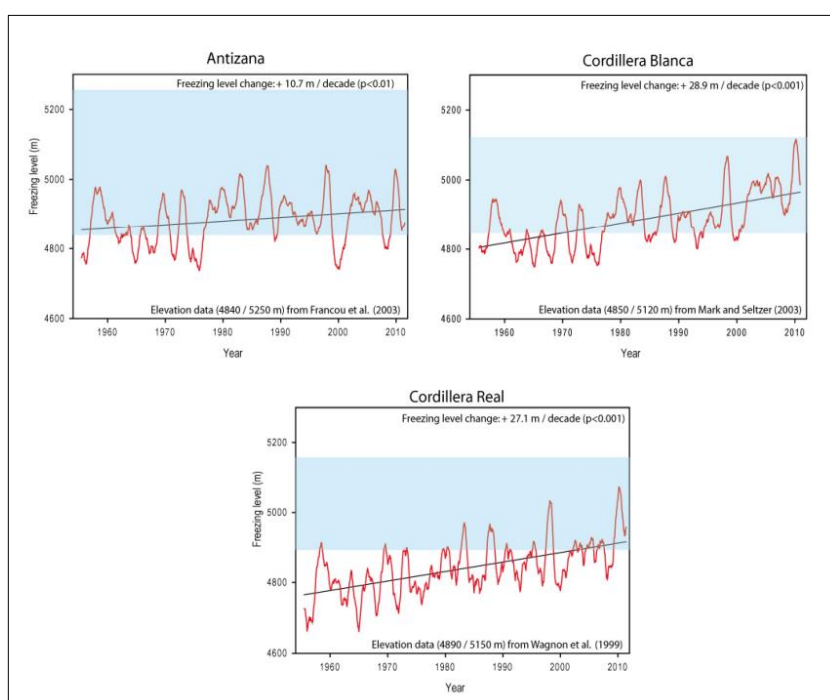
A la vez, un FLH más alto favorece que una mayor proporción de la precipitación ocurra en forma líquida, reduciendo la recarga nival y acelerando



los procesos de ablación. En conjunto, estas condiciones refuerzan la tendencia de pérdida continua de masa glaciar y evidencian la elevada sensibilidad del T

**Figura 60**

*Variación del Nivel de Congelación de los Andes Andinos*



Nota. Fuente: Muestra la variación del nivel de congelación (FLH) en Antizana (Ecuador), Cordillera Blanca (Perú) y Cordillera Real (Bolivia), mostrando un ascenso significativo del FLH que favorece el retroceso de los glaciares tropicales. Fuente: Rabatel et al. (2013).

### **6.3. Influencia de la Temperatura Superficial de Terreno (LST)**

Para ver la influencia de la Temperatura Superficial de Terreno (LST), se realiza la figura en donde se observa la Relación del Descenso Glaciar vs Temperatura Superficial del Terreno (LST), demuestra de manera clara la influencia directa de la LST sobre la evolución del área glaciar del nevado Tutupaca durante el periodo 1985–2024.

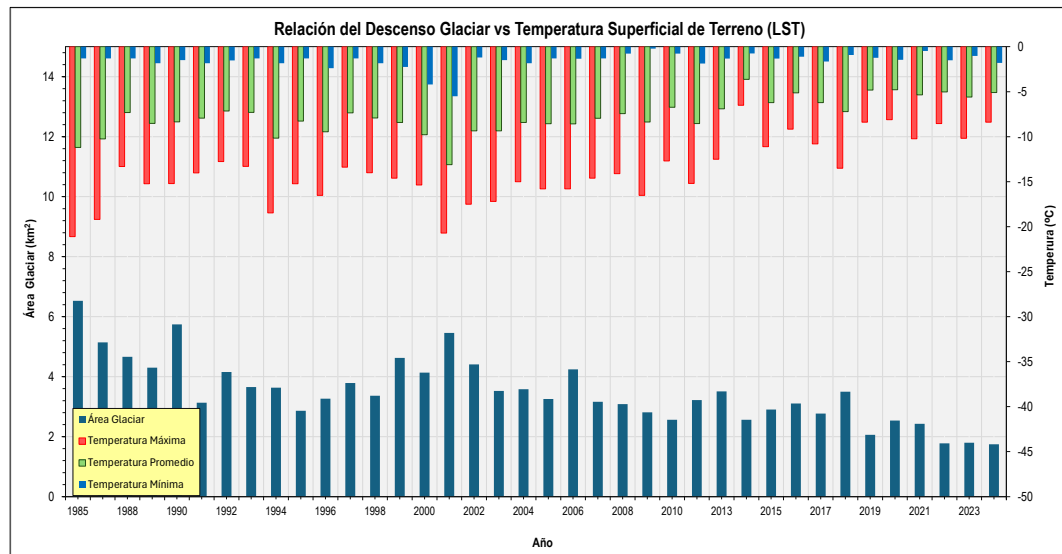
En los años iniciales del registro, cuando predominan valores más bajos de temperatura mínima, media y máxima, el glaciar conserva sus mayores extensiones superficiales ( $\approx 6,5 \text{ km}^2$  en 1985). Conforme la temperatura superficial del terreno aumenta de manera progresiva, especialmente desde finales de la década de 1990, se observa una disminución sostenida del área glaciar, la cual desciende a valores inferiores a  $2 \text{ km}^2$  hacia el periodo 2019 – 2024.

Los incrementos de la temperatura máxima y promedio coinciden con los periodos de mayor reducción del glaciar, lo que confirma que la LST controla directamente la intensidad de los procesos de fusión superficial. Asimismo, aunque existen descensos térmicos temporales, estos solo generan aumentos parciales y transitorios del área glaciar, sin revertir la tendencia general de retroceso.

En conjunto, la figura confirma que la temperatura superficial del terreno actúa como uno de los principales forzantes físicos del descenso glaciar del nevado Tutupaca, explicando gran parte de la pérdida sostenida de su cobertura de hielo.

**Figura 61**

*Relación del Descenso Glaciar vs Temperatura Superficial del Terreno*



Nota. Elaboración propia.

La estimación de la Temperatura Superficial del Terreno (LST) mediante sensores satelitales constituye un procedimiento indirecto que ofrece valores térmicos aproximados, por lo que su interpretación debe hacerse con prudencia y, de ser posible, contrastarse con mediciones locales. Su exactitud depende fuertemente del estado radiométrico de la escena, pudiendo verse afectada por nubes delgadas, zonas en sombra, presencia de aerosoles o por una corrección atmosférica incompleta.

Además, la resolución espacial de las imágenes Landsat es de 30 m en bandas ópticas y 100 m en la banda térmica re-escalada tiende a suavizar o perder detalle en superficies pequeñas o muy fragmentadas, como ocurre en glaciares residuales. A ello se suma que la emisividad, usualmente derivada del NDVI, constituye una aproximación que puede generar incertidumbre sobre

superficies heterogéneas como roca expuesta, nieve metamorfozada o hielo limpio.

La complejidad topográfica del Nevado Tutupaca, caracterizada por fuertes pendientes, variaciones de orientación y sombras orográficas, puede también distorsionar la señal térmica, produciendo valores por encima o por debajo de los reales. Es importante destacar que el LST representa únicamente la temperatura de la superficie terrestre y no la temperatura del aire, por lo que no reemplaza la información de estaciones meteorológicas. Asimismo, su cálculo exige una adecuada gestión técnica, ya que errores en radiancia, temperatura de brillo o en la detección de nubes pueden alterar significativamente los resultados obtenidos.

#### **6.4. Evaluación del Modelo Estadístico y sus Limitaciones**

El modelo de regresión lineal múltiple presenta un ajuste estadístico aceptable, con un coeficiente de determinación  $R^2 = 0,65$ , lo que indica que explica el 65 % de la variabilidad del área glaciar. El error estándar residual es de  $0,66 \text{ km}^2$ , mientras que el RMSE interno ( $0,636 \text{ km}^2$ ) y el RMSE por validación cruzada LOO ( $0,7016 \text{ km}^2$ ) muestran valores muy próximos, lo que confirma que el modelo no se encuentra sobreajustado y mantiene una estabilidad predictiva adecuada. Asimismo, las pruebas de normalidad de los residuos (Shapiro–Wilk:  $p = 0,065$ ; Kolmogorov–Smirnov:  $p = 0,479$ ; Jarque–Bera:  $p = 0,273$ ) validan el cumplimiento de los supuestos estadísticos básicos.

No obstante, el modelo presenta limitaciones relevantes. En primer lugar, se apoya en datos obtenidos por métodos indirectos, los cuales se aproximan a la realidad, pero no son mediciones exactas, introduciendo un margen de error inevitable. Además, únicamente incorpora como variables explicativas el año ( $\beta_1 = -0,0745$ ) y la precipitación ( $\beta_2 = 0,00348$ ), por lo que no se consideran otros factores climáticos determinantes, como la irradiancia solar, la humedad relativa o la radiación, lo que simplifica el comportamiento real del sistema glaciar.

Las proyecciones obtenidas mediante regresión lineal deben interpretarse con cautela, ya que este enfoque simplifica un proceso que en realidad es altamente variable. Los glaciares tropicales, como el Tutupaca, responden de manera no lineal a cambios en temperatura, precipitación y eventos climáticos extremos, por lo que una extrapolación lineal no puede representar completamente su comportamiento futuro. Además, el modelo depende de la calidad de los datos utilizados; al no contar con verificaciones de campo, la delimitación satelital podría incorporar márgenes de error que influyen en las estimaciones. También es importante considerar que solo se emplearon imágenes de época seca debido a la nubosidad estacional, lo que limita el entendimiento del glaciar durante la temporada húmeda. En conjunto, estas condiciones indican que el modelo describe la tendencia general del retroceso, pero sus resultados deben considerarse aproximados y sujetos a mejoras con datos de campo y métodos más flexibles.

Asimismo, se trata de un modelo de carácter básico, ya que actualmente existen metodologías más avanzadas, como los modelos de balance de masa

glaciar y modelos energéticos, que permiten una representación física más completa del retroceso. En este sentido, si bien el modelo ajusta la realidad con un grado de error moderado, sus resultados deben interpretarse como estimaciones de tendencia y no como valores absolutos exactos de evolución futura.

#### **6.5. Análisis Comparativo del Retroceso Glaciar del Nevado Tutupaca con Estudios Regionales**

El retroceso glaciar observado en el nevado Tutupaca se enmarca en una tendencia regional de pérdida acelerada de glaciares tropicales en los Andes, ampliamente documentada en estudios realizados en el sur del Perú, Bolivia y la Cordillera Blanca (Vuille et al., 2008; Rabatel et al., 2013). A nivel regional, investigaciones del INAIGEM y SENAMHI reportan reducciones superiores al 50 % del área glaciar desde mediados del siglo XX, con una marcada aceleración a partir de la década de 1990 (INAIGEM, 2018; 2020; SENAMHI, 2020).

En el caso específico del nevado Tutupaca, los resultados obtenidos en esta investigación evidencian una disminución del área glaciar desde 6,530 km<sup>2</sup> en 1985 hasta 1,744 km<sup>2</sup> en 2024, lo que representa una pérdida aproximada del 73,3 % de su cobertura glaciar. Este valor es comparable e incluso superior al porcentaje de retroceso reportado para otros sistemas glaciares del sur andino, como los glaciares de la Cordillera Volcánica Central, la Cordillera Blanca y el nevado Coropuna, donde las pérdidas oscilan entre 40 % y 70 % en periodos similares de análisis (Rabatel et al., 2013; INAIGEM, 2021).

Un caso particularmente representativo del retroceso glaciar regional es el nevado Coropuna, ubicado en el sur del Perú, en la región Arequipa, específicamente entre las provincias de Castilla y Condoroma, el cual es parte de la Cordillera Volcánica del Sur, este nevado es considerado el sistema glaciar más extenso del Perú y ubicado en el mismo contexto volcánico regional del Grupo Barroso, sector al cual también pertenece el nevado Tutupaca. Estudios recientes indican que el área glaciar del Coropuna se redujo de aproximadamente 115,1 km<sup>2</sup> en 1955 a 45,8 km<sup>2</sup> en 2020, lo que representa una pérdida cercana al 59 % de su cobertura glaciar, además de la extinción total de cerca de 20 glaciares y un retroceso máximo del frente del orden de 21.9 m/año (INAIGEM, 2021).

Este comportamiento es coherente con el observado en el Tutupaca, donde la pérdida alcanza aproximadamente el 73,3 % entre 1985 y 2024, evidenciando que ambos sistemas responden a un mismo forzante climático regional, aunque con diferente magnitud, velocidad de retroceso y sensibilidad morfoclimática.

Asimismo, estudios regionales coinciden en que los eventos El Niño intensos han sido determinantes en los periodos de mayor retroceso glaciar, mientras que las fases La Niña solo generan estabilizaciones temporales, sin lograr una recuperación sostenida del área (Lavado & Espinoza, 2014; NOAA, 2023). Este mismo comportamiento ha sido evidenciado en el nevado Tutupaca, donde las reducciones más marcadas del área glaciar coinciden con los eventos

El Niño 1997–1998 y 2015–2016, reforzando la coherencia del comportamiento local con la dinámica climática regional.

De manera similar, el ascenso progresivo del nivel térmico regional reportado en distintos sectores de los Andes tropicales constituye un factor estructural del retroceso glaciar, ya que limita la permanencia de superficies favorables para la conservación del hielo (Bradley et al., 2006; Vuille et al., 2008). Esta condición también se manifiesta claramente en el Tutupaca, donde las pérdidas recientes son más rápidas que las observadas en las décadas iniciales del registro.

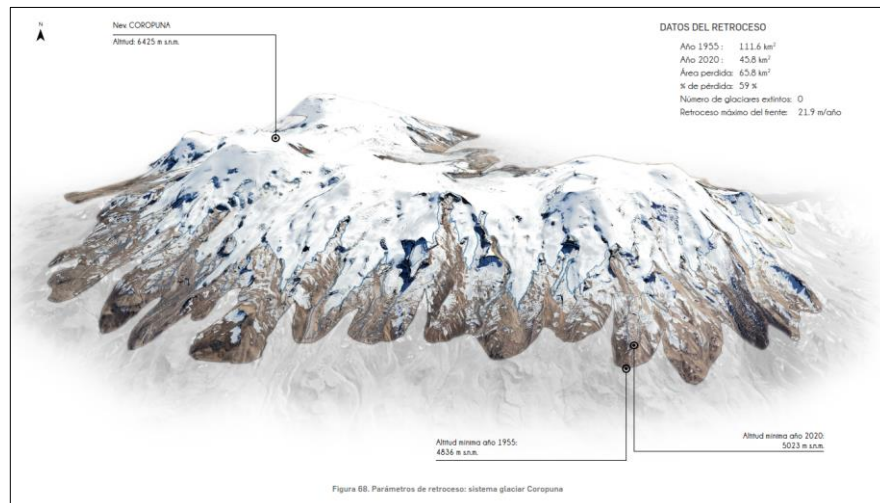
En conjunto, el análisis comparativo confirma que el nevado Tutupaca no es un caso aislado, sino que forma parte de un proceso regional de retroceso glaciar generalizado en los Andes tropicales, impulsado por la variabilidad climática interanual y el cambio climático de largo plazo (Rabatel et al., 2013; INAIGEM, 2020). No obstante, el alto porcentaje de pérdida registrado en el Tutupaca ( $\approx 73,3\%$ ) evidencia una vulnerabilidad particularmente elevada, asociada a su localización dentro del sector volcánico Barroso, sus condiciones climáticas locales y sus características geomorfológicas.

En la siguiente figura se muestra los parámetros de retroceso del sistema glaciar Coropuna, incluyendo las variaciones de área, altitudes mínimas y máximas, y los indicadores principales de pérdida glaciar entre 1955 y 2020.



## Figura 62

### Descenso del Glaciar Coropuna



Nota. El glaciar Coropuna se localiza en la región Arequipa, al sur del Perú, dentro de la Cordillera Volcánica del Sur. Fuente: Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña (INAIGEM, 2025).

## CONCLUSIONES

Se presentan las siguientes conclusiones:

### Conclusión 1

El análisis multitemporal de 38 imágenes Landsat y 8 Sentinel-2A permitió cuantificar con alta confiabilidad el retroceso del Nevado Tutupaca entre 1985 y 2024. En este periodo, la superficie glaciar se redujo de 6,53 km<sup>2</sup> a 1,74 km<sup>2</sup>, lo que representa una pérdida acumulada del 76,22 %, permaneciendo actualmente solo el 23,78 % del área original.

La tasa media anual de descenso glaciar alcanzó aproximadamente el 3,62 % por año, evidenciando un proceso sostenido de reducción. Asimismo, se identificaron años con descensos superiores al 20 %, lo que confirma episodios de aceleración del retroceso. Desde el punto de vista geomorfológico, el glaciar evolucionó de un cuerpo de nieve compacto y continuo hacia una configuración fragmentada y discontinua en sus laderas y crestas, en algunos sectores está conformada por parches aislados en las cotas más elevadas.

Los mismos efectos de cambios climáticos como son los fenómenos del ENOS (Niño y Niña) y el aumento del nivel de altitud de la Isoterma 0 °C (FLH) de los Andes tropicales, está reduciendo la capacidad de acumulación nival y favoreció una ablación lateral más intensa, confirmando que el Nevado Tutupaca se encuentra en un estado moderado de degradación glaciar.

De acuerdo con los resultados finales de la regresión múltiple, estima como probable la desaparición total del glaciar hacia el año 2053, mientras que la regresión lineal simple lo sitúa en el año 2052.

## **Conclusión 2**

La temperatura superficial del terreno del Nevado Tutupaca evidencia una tendencia clara de calentamiento progresivo a lo largo del periodo 1985–2024. Durante los primeros años, las temperaturas promedio ponderadas se mantuvieron dentro de un régimen marcadamente frío, entre  $-11,2\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-7,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ , con mínimas que alcanzaron valores cercanos a  $-21,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ , condiciones favorables para la preservación de la masa glaciar. Sin embargo, a partir de la década del 2000 se registró un incremento térmico sostenido. Entre 2014 y 2024, los promedios oscilaron mayoritariamente entre  $-3,63\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-6,22\text{ }^{\circ}\text{C}$ , mientras que las temperaturas máximas se aproximaron de forma recurrente al punto de fusión, con valores entre  $-0,22\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-1,32\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Paralelamente, las temperaturas mínimas extremas se atenuaron, situándose con mayor frecuencia entre  $-8,1\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-10,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ , lo que evidencia un debilitamiento de los procesos de congelamiento severo.

Los años asociados a eventos El Niño mostraron incrementos térmicos relativos, favoreciendo la fusión glaciar, mientras que las fases de La Niña solo generaron descensos térmicos transitorios. En conjunto, la tendencia positiva de la LST confirma que el calentamiento superficial constituye el principal factor impulsor del retroceso glaciar del Nevado Tutupaca.

## **Conclusión 3**

El régimen de precipitaciones en el entorno del Nevado Tutupaca se caracteriza por una marcada variabilidad interanual, con alternancia de años

extremadamente húmedos y secos. Durante el periodo de estudio se registraron episodios húmedos destacados, con acumulados que superaron los 290 mm, así como años de sequía severa con precipitaciones inferiores a 50 mm, e incluso valores extremos cercanos a 8 mm en años críticos asociados a eventos intensos de El Niño.

El análisis estadístico mostró que la relación entre precipitación anual y área glaciar es positiva pero débil (coeficientes de correlación cercanos a 0,25–0,30), lo que indica que los años lluviosos logran atenuar solo de manera temporal la pérdida de masa, mientras que los años secos aceleran el retroceso.

En consecuencia, la precipitación actúa como un factor modulador secundario, incapaz de compensar el impacto dominante del incremento térmico sostenido y el ascenso del nivel de congelación (FLH), confirmando que el Nevado Tutupaca se encuentra bajo un desequilibrio climático persistente.

#### **Conclusión 4**

El modelo de regresión lineal múltiple, que relaciona el área glaciar con el año y la precipitación anual, presentó un ajuste estadístico aceptable, explicando aproximadamente el 65 % de la variabilidad de la superficie glaciar, con un error estándar residual cercano a 0,66 km<sup>2</sup>.

Los coeficientes del tiempo y la precipitación resultaron estadísticamente significativos, evidenciando una tendencia decreciente sostenida del glaciar y un efecto atenuante limitado de la precipitación. La estabilidad del modelo fue confirmada mediante validación cruzada Leave-One-Out, al obtenerse un RMSE

de predicción de 0,7016 km<sup>2</sup>, muy próximo al RMSE interno de 0,636 km<sup>2</sup>, lo que descarta sobreajuste y confirma su capacidad predictiva.

Al integrar escenarios de precipitación futura mediante el enfoque Delta Change, el modelo proyecta una reducción progresiva de la superficie glaciar hasta valores próximos a 1,69 km<sup>2</sup> en 2030, 0,93 km<sup>2</sup> en 2040 y 0,16 km<sup>2</sup> en 2050, alcanzando valores cercanos a 0 km<sup>2</sup> hacia los años 2052–2053. Estos resultados confirman un escenario crítico de posible desaparición casi total del Nevado Tutupaca hacia mediados del siglo XXI, condicionado principalmente por el calentamiento regional. Si bien las proyecciones presentan incertidumbres inherentes a la variabilidad climática y a la no inclusión de otras variables como radiación y temperatura del aire, la tendencia general de colapso glaciar es robusta y consistente bajo las condiciones actuales.

### **Conclusiones Adicionales**

El Nevado Tutupaca presenta una alta sensibilidad climática, donde pequeñas variaciones térmicas generan respuestas significativas en su superficie glaciar.

El retroceso está controlado principalmente por el aumento progresivo de la temperatura, mientras que la precipitación solo cumple un papel atenuante y no compensatorio. La fragmentación avanzada ha reducido la capacidad de autorregulación del glaciar, acelerando su degradación y favoreciendo respuestas más intensas ante eventos cálidos. Los episodios de El Niño intensifican la fusión, mientras que La Niña solo produce recuperaciones temporales y limitadas. La metodología basada en NDSI, NDSII-2 y LST, ha

demostrado ser confiable para el monitoreo multitemporal, aunque los modelos estadísticos presentan limitaciones por la ausencia de variables climáticas adicionales.

La pérdida glaciaria incrementa la vulnerabilidad hídrica de la cuenca alta de Candarave, evidenciando que el nevado se encuentra en una fase de transición hacia nieve residual. Por ello, resulta fundamental mantener un monitoreo sistemático y continuo para evaluar la evolución futura del retroceso.

## RECOMENDACIONES

Se presentan las siguientes recomendaciones:

### **Recomendación 1**

Fortalecer el monitoreo integral del Nevado Tutupaca mediante una estrategia combinada de imágenes satelitales de alta resolución, mapeo de campo, fotogrametría con drones y muestreos directos de hielo y nieve, con la finalidad de optimizar la delimitación anual de la cobertura glaciar y reducir la incertidumbre en el cálculo de áreas, perímetro, espesor y volumen.

La incorporación de sensores de muy alta resolución (Planet, EOSDA, BlackSky, GEOSAT), permitirá detectar cambios espaciales de pequeña magnitud que no son completamente visibles con sensores de resolución media. A su vez, visitas técnicas para realizar mapeos de campo (geológicos y geomorfológicos) sistemáticos que validarán directamente la posición del frente glaciar, los bordes de ablación y las zonas de acumulación.

Otras alternativas es el uso de drones (UAV) facilitará la generación de modelos digitales de superficie de alta precisión, mientras que en campo adicionalmente se deben realizarse muestreos de hielo y nieve permitirán caracterizar propiedades físicas como densidad, estratificación, humedad y presencia de detritos. Esta integración fortalecerá de manera significativa la confiabilidad de los resultados obtenidos por teledetección.

## **Recomendación 2**

Instalar estaciones meteorológicas automáticas de alta montaña y articular su información con la red geofísica del CENVUL–IGP, complementando este sistema con mediciones de campo mediante radiómetros y espectrómetros portátiles de hielo y nieve, con el propósito de fortalecer la validación térmica y espectral de la temperatura superficial (LST) obtenida a partir de imágenes satelitales.

Las estaciones meteorológicas permitirán contar con registros continuos de temperatura del aire, radiación solar, humedad relativa y precipitación sólida, variables fundamentales para interpretar la dinámica térmica del glaciar y su relación con los procesos de ablación y acumulación. Por su parte, la red geofísica del CENVUL–IGP, instalada en el marco de los estudios de vigilancia volcánica del Tutupaca, que incluye cámaras científicas de video en tiempo real, estaciones sísmicas e inclinómetros, deberá ser aprovechada de manera integrada no solo para el monitoreo volcánico, sino también para el seguimiento visual continuo de la cobertura nival.

Asimismo, el uso de radiómetros y espectrómetros portátiles permitirá obtener firmas espectrales reales de hielo limpio, nieve seca, nieve húmeda y hielo con detritos, lo que contribuirá a una mejor calibración radiométrica de los productos LST y de los índices espectrales (NDSI, NDSII-2) empleados en gabinete.



### **Recomendación 3**

Incorporar explícitamente la variabilidad climática asociada a los eventos ENSO (El Niño–La Niña) y fortalecer el uso de registros de estaciones meteorológicas automáticas cercanas al nevado, con la finalidad de mejorar la caracterización de la precipitación sólida y su influencia sobre los procesos de acumulación y ablación glaciar.

La inclusión de escenarios ENSO, permitirá explicar con mayor precisión los años de aceleración del retroceso glaciar durante fases cálidas, así como las recuperaciones nivales temporales observadas durante fases frías. Asimismo, el uso de estaciones de proyectos mineros cercanos facilitará contar con datos de alta resolución temporal de precipitación, radiación y humedad, que mejoren la calidad de los análisis climáticos locales.

### **Recomendación 4**

Complementar los modelos estadísticos tradicionales con algoritmos avanzados, técnicas radar (SAR/InSAR) e incorporar escenarios climáticos futuros del IPCC, con el objetivo de mejorar la precisión y reducir la incertidumbre en las proyecciones de desaparición glaciar.

El uso de modelos como Random Forest, SVM y redes neuronales permitirá capturar comportamientos no lineales del sistema glaciar que no son representados por la regresión clásica. La incorporación de imágenes SAR e InSAR, facilitará el análisis de la línea de equilibrio glaciar (ELA) y de los cambios dinámicos del hielo incluso bajo condiciones de nubosidad persistente.

Además, la integración de escenarios climáticos regionales y globales permitirá evaluar distintos contextos futuros de calentamiento y precipitación, fortaleciendo la robustez de las proyecciones hacia mediados del siglo XXI.

### **Recomendaciones Adicionales**

Implementar un programa permanente de monitoreo del balance de masa glaciar del Nevado Tutupaca, mediante la aplicación combinada del método glaciológico directo, el método geodésico y técnicas de teledetección, con el fin de cuantificar de manera precisa la pérdida de masa, volumen y espesor del glaciar.

El método directo deberá incluir la instalación de balizas o estacas de medición en la zona de ablación, así como la excavación de pozos de nieve en la zona de acumulación para la determinación de espesores y densidad, permitiendo calcular el balance anual en metros de equivalente en agua (m.w.e.).

Implementar planes regionales de adaptación y gestión hídrica articulados al monitoreo glaciar, junto con acciones de educación ambiental para fortalecer el uso sostenible del agua y la adaptación al cambio climático en la cuenca alta de Candarave.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abatzoglou, J. T., Dobrowski, S. Z., Parks, S. A., & Hegewisch, K. C. (2018).

TerraClimate: A high-resolution global dataset of monthly climate and climatic water balance from 1958–2015. *Scientific Data*, 5, 170191.

<https://doi.org/10.1038/sdata.2017.191>

Autoridad Nacional del Agua. (2020). Perú perdió el 51 % de sus glaciares

debido al cambio climático. <https://www.ana.gob.pe/noticia/peru-perdio-el-51-de-sus-glaciares-debido-al-cambio-climatico>

Aitken, A. C. (1935). *On least squares and linear combinations of observations*.

Proceedings of the Royal Society of Edinburgh, 55, 42–48.

Agencia Espacial Europea. (2013). *Propiedades ópticas del hielo y la nieve*.

*Eduspace*.

[https://www.esa.int/SPECIALS/Eduspace\\_Global\\_ES/SEMZ4GWWVUG\\_0.html](https://www.esa.int/SPECIALS/Eduspace_Global_ES/SEMZ4GWWVUG_0.html)

Alexander, L. V., & Arblaster, J. M. (2009). Assessing trends in indices of daily

climate extremes in the South American region 1960–2000. *Journal of Climate*, 22(7), 1480–1497. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2548.1>

Armstrong, R. L. (1994). *Global climate change and frost risk in the Andes*.

*Climatic Change*, 27(1), 15–38. <https://doi.org/10.1007/BF01091887>

- Baraer, M., Mark, B. G., McKenzie, J. M., Condom, T., Bury, J., Huh, K. I., ... & Rathay, S. (2012). Glacier recession and water resources in Peru's Cordillera Blanca. *Journal of Glaciology*, 58(207), 134–150.  
<https://doi.org/10.3189/2012JoG11J186>
- Benn, D. I., & Evans, D. J. A. (2010). *Glaciers and Glaciation* (2nd ed.). Routledge.
- Box, G. E. P., Jenkins, G. M., & Reinsel, G. C. (2015). *Time series analysis: Forecasting and control*. John Wiley & Sons.
- Bradley, R. S., Vuille, M., Diaz, H. F., & Vergara, W. (2009). Threats to water supplies in the tropical Andes. *Science*, 312(5781), 1755–1756.  
<https://doi.org/10.1126/science.1128087>
- Breusch, T. S., & Pagan, A. R. (1979). A simple test for heteroskedasticity. *Econometrica*, 47(5), 1287–1294.
- Carlson, T. N., & Ripley, D. A. (1997). On the relation between NDVI, fractional vegetation cover, and leaf area index. *Remote Sensing of Environment*, 62(3), 241–252. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(97\)00104-1](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(97)00104-1)
- CAF. (2000). *El Fenómeno El Niño 1997–1998: Memoria, retos y soluciones. Volumen Perú*. Caracas: CAF. (Scioteca CAF)

- Caviedes, C. N. (1985). Emergency and institutional crisis in Peru during El Niño 1982–1983. *Disasters*, 9(2), 70–74. <https://doi.org/10.1111/j.1467-7717.1985.tb00913.x>
- Ceballos, L. I., & Poveda, G. (2005). Diagnóstico y predicción de El Niño 2002–2003. *Avances en Recursos Hidráulicos*, (12), 183–198. Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín.
- Clapperton, C. M. (1993). Quaternary geology and geomorphology of South America. Elsevier
- Chuvieco Salinero, E. (1995). *Fundamentos de Teledetección Espacial* (2.<sup>a</sup> ed.). RIALP.
- Climatology Lab. (2024). *TerraClimate: Monthly climate and climatic water balance dataset*. <https://www.climatologylab.org/terraclimate.html>
- Cogliati, B. (2011). *Teledetección térmica de la superficie terrestre* [Tesis de maestría, Universidad de Valladolid].
- Comisión Multisectorial ENFEN. (2017). Comunicado Oficial ENFEN N.º 08-2017: *Estado del sistema y evolución del Niño costero (20/04/2017)*. ENFEN.
- Comisión Multisectorial ENFEN. (2022). Comunicado Oficial ENFEN N.º 09-2022: *Condiciones ENOS (15/09/2022)*. ENFEN.

Comisión Multisectorial ENFEN. (2023). Comunicado Oficial ENFEN N.º 14-2023: *Alerta de El Niño costero* (14/09/2023). ENFEN.

Comisión Multisectorial Encargada del Estudio Nacional del Fenómeno “El Niño” (ENFEN). (2024). *Informe Técnico ENFEN*. Año 10, N.º 11, 14 de agosto de 2024 (81 p.).

Coudrain, A., Francou, B., & Kundzewicz, Z. W. (2005). Glacier shrinkage in the Andes and consequences for water resources. *Hydrological Sciences Journal*, 925–932.

Cruz, V., Reyes, R., Calderón, C., Flores, R., Arcos, F., Casas, J., & Valdivia, I. (2025). Caracterización y evaluación del potencial geotérmico de la zona geotermal de Tutupaca, Candarave, región Tacna (Boletín N.º 93, Serie B: *Geología Económica*, 265 pp.). INGEMMET.

De Andrés Anaya, D. (2019). *Obtención de la temperatura superficial terrestre (LST) mediante imágenes Landsat* [Tesis de maestría, Universidad de Valladolid].

Díaz, R., Sanchez, S., Lujano, E., & Lujano, A. (2017). Análisis multi-temporal entre 1975 y 2015 sobre cambios de la cobertura glaciar en los nevados Allin Capac y Chichi Capac, Perú. *Revista de Investigaciones Altoandinas*, 265–274.

Dorothy, K. H., George, A. R., & Vincent, V. S. (1998). Development of methods for mapping global snow cover using MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, 54(2), 127–140. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(95\)00137-P](https://doi.org/10.1016/0034-4257(95)00137-P)

Dozier, J. (1989). Spectral signature of alpine snow cover from the Landsat Thematic Mapper. *Remote Sensing of Environment*, 28(1), 9–22. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(89\)90101-6](https://doi.org/10.1016/0034-4257(89)90101-6)

ENFEN. (2018). Comunicado Oficial N° 01-2018: *Alerta de La Niña Costera*. <https://www.enfen.gob.pe>

European Space Agency (ESA). (2013). Sentinel-1 User Handbook (ESA Standard Document). *Instituto Geográfico Nacional (IGN)*. (2020). Fundamentos de teledetección aplicada. Madrid: IGN.

European Space Agency (ESA). (2015). Sentinel-2 User Handbook (Issue 1, Rev. 2, 24/07/2015). *ESA Standard Document*. Link: [https://sentinels.copernicus.eu/documents/247904/685211/Sentinel-2\\_User\\_Handbook](https://sentinels.copernicus.eu/documents/247904/685211/Sentinel-2_User_Handbook)

Fidel Smoll, L., & Zavala Carrión, B. (2001). Mapa preliminar de amenaza volcánica potencial del volcán Tutupaca, Boletín N.º 24, Serie C – *Geodinámica e Ingeniería Geológica*, 111 pp., INGEMMET.

Finer, M., Jenkins, C. N., Pimm, S. L., Keane, B., & Ross, C. (2013). *Global land use change and mountain microclimates*. *PLoS ONE*, 8(6), e006564.

Fisher, R. A. (1925). *Statistical Methods for Research Workers*. Oliver and Boyd.

Florath, J., Keller, S., Abarca-Del-Rio, R., Hinz, S., Staub, G., & Weinmann, M. (2022). Glacier Monitoring Based on Multi-Spectral and Multi-Temporal Satellite Data. *Remote Sensing*, Vol. 14(4), 845.  
<https://doi.org/10.3390/rs14040845>

García Mas, J. (2022). *Estimación de la temperatura superficial terrestre con imágenes satelitales* [Tesis de maestría, Universidad de Valencia].

Gómez Arbeláez, J. (2016). *Detección de cambios en el glaciar del volcán Nevado del Ruiz entre los años 1959 y 2014*, Tesis de pregrado, Universidad del Valle. Biblioteca Digital Universidad del Valle.  
<https://hdl.handle.net/10893/9942>

Guha, S., Govil, H., & Dey, A. (2018). Derivation of land surface temperature and emissivity from Landsat data: A review. *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 10, 84–94.  
<https://doi.org/10.1016/j.rsase.2018.02.005>

Helsel, D. R., & Hirsch, R. M. (2002). *Statistical methods in water resources*. U.S. Geological Survey.

Hay, L. E., Wilby, R. L., & Leavesley, G. H. (2000). A comparison of delta change



and downscaled GCM scenarios. *Journal of Hydrology*, 239(1–4), 245–266.

Huayna, G., Pino-Vargas, E., Espinoza-Molina, J., Cruz-Rodríguez, C., Cabrera-Olivera, F., Ramos-Fernández, L., Vera-Barrios, B., Acosta-Caipa, K., & Ingol-Blanco, E. (2025). *Glacier, wetland, and lagoon dynamics in the Barroso Mountain Range, Atacama Desert: Past trends and future projections using CA-Markov*. *Hydrology*, 12(3), 64.  
<https://doi.org/10.3390/hydrology12030064>

INAIGEM. (2018). El inventario nacional de glaciares: las cordilleras glaciares del Perú. <http://repositorio.ana.gob.pe/handle/20.500.12543/2623>

INAIGEM. (2020). Informe de la situación de los glaciares y ecosistemas de montaña en el Perú 2020. INAIGEM.

INAIGEM. (2021). Informe de la Situación de los Glaciares y Ecosistemas de Montaña en el Perú 2021. INAIGEM.

INAIGEM. (2023). *Inventario Nacional de Glaciares y Lagunas de Origen Glaciar 2023*, Perú. <https://repositorio.inaigem.gob.pe/items/7029db53-5118-4e93-8b2a-71e6e26db5f6>

INAIGEM. (2025). *Retroceso glaciar en los Andes peruanos durante las últimas seis décadas*. INAIGEM. Huaraz, Perú.

INGEMMET. (2012). *Mapa geológico del cuadrángulo Tarata* (Hoja 35-v). Lima: Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET).

INGEMMET. (2013). *Mapa geológico del cuadrángulo Candarave* (Hoja 34-v). Lima: Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET).

Instituto de Geología y Minería del Perú. (1965). *Geología del cuadrángulo de Tarata* (Hoja 35v) [Boletín N.º 11]. Comisión de la Carta Geológica Nacional.

Instituto Geográfico Nacional (IGN). (2020). *Fundamentos de teledetección aplicada*. Madrid: IGN. Recuperado de [https://www.ign.es/web/resources/docs/IGNCnig/actividades/OBS/Programa\\_Marco\\_Copernicus\\_User\\_Uptake/2\\_Fundamentos\\_teledeteccion\\_aplicada.pdf](https://www.ign.es/web/resources/docs/IGNCnig/actividades/OBS/Programa_Marco_Copernicus_User_Uptake/2_Fundamentos_teledeteccion_aplicada.pdf)

Instituto Geográfico Nacional de España. (2020). *El Programa Copernicus para la monitorización del territorio y los ODS*.

Instituto Meteorológico Nacional (IMN). (2020). *Glosario meteorológico*. San José, Costa Rica: IMN. <https://www.imn.ac.cr/glosario>

IPCC. (2007). *Cambio climático 2007: Informe de síntesis*. Ginebra: Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. (AR4)

IPCC. (2014). *Climate change 2014: Synthesis report*. IPCC.

IPCC. (2021). *Climate Change 2021: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.

<https://doi.org/10.1017/9781009157896>

Jarque, C. M., & Bera, A. K. (1987). A test for normality of observations. *International Statistical Review*, 55(2), 163–172.

Japan Association on Remote Sensing (JARS). (1993). Remote sensing note. Japan Association on Remote Sensing.

Jensen, J. R. (2015). *Introductory digital image processing: A remote sensing perspective* (4th ed.). Pearson.

Kaneoka, I., & Guevara, C. (1984). K–Ar age determinations of late Tertiary and Quaternary Andean volcanic rocks, southern Peru. *Geochemical Journal*, 18, 233–239.

Kaser, G. (1999). A review of modern fluctuations of tropical glaciers. *Global and Planetary Change*, 22(1–4), 93–103.

Keshri, R., Shukla, A., & Gupta, R. P. (2009). ASTER ratio indices for supraglacial terrain mapping. *International Journal of Remote Sensing*, 30(2), 519–524. <https://doi.org/10.1080/01431160802385459>

- Kim, W., Yeh, S.-W., Kim, J.-H., Kug, J.-S., & Kwon, M. (2011). *The unique 2009–2010 El Niño event*. *Geophysical Research Letters*, 38, L15809.  
<https://doi.org/10.1029/2011GL048521>
- Knight, P. G. (1999). *Glaciers* (2nd ed.). Arnold.
- Kolmogorov, A. N. (1933). Sulla determinazione empirica di una legge di distribuzione. *Giornale dell'Istituto Italiano degli Attuari*, 4, 83–91.
- Lillesand, T. M., Kiefer, R. W., & Chipman, J. W. (2015). *Remote sensing and image interpretation* (7th ed.). John Wiley & Sons.
- Madden, R. A., & Julian, P. R. (1971). Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(5), 702–708.
- Mantua, N. J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J. M., & Francis, R. C. (1997). A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *BAMS*, 78(6), 1069–1079.
- Mariño, J., Samaniego, P., Manrique, N., Valderrama, P., Roche, O., van Wyk de Vries, B., Guillou, H., Zerathe, S., Arias, C., & Liorzou, C. (2021). The Tutupaca volcanic complex (Southern Peru): Eruptive chronology and successive destabilization of a dacitic dome complex. *Journal of South American Earth Sciences*, 109, 103227.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103227>

- Mariño, J., Samaniego, P., Manrique, N., Valderrama, P., & Macedo, L. (2019). Geología y mapa de peligros del complejo volcánico Tutupaca (Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, N.º 66). INGEMMET.
- Mariño Salazar, J., Samaniego Eguiguren, P., Manrique Llerena, N., Valderrama Murillo, P., & Macedo Franco, L. (2019). Geología y mapa de peligros del Complejo Volcánico Tutupaca (Boletín N.º 66, Serie C). INGEMMET, 165 pp.
- Mariño Salazar, J., Samaniego Eguiguren, P., Manrique Llerena, N., Valderrama Murillo, P. A., & Macedo Franco, L. D. (2016). Mapa de peligros del complejo volcánico Tutupaca (Tacna). Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET)
- Mark, B. G., & Seltzer, G. O. (2005). Evaluation of recent glacier recession in the Cordillera Blanca, Peru (AD 1962–1999): Spatial distribution of mass loss and climatic forcing. *Quaternary Science Reviews*, 24(20–21), 2265–2280. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.01.003>
- Mejia, J. (2016). *Hidrología Aplicada*. Perú.
- MINAM (Ministerio del Ambiente). (2018). *Cambio climático y glaciares en el Perú*.

MINAM (Ministerio del Ambiente del Perú). (2018). *Informe sobre el impacto de El Niño en el Perú*.

<https://www.minam.gob.pe/gestorambiental/documentos>

MINAM (Ministerio del Ambiente del Perú). (2019). *Informe climático sobre oscilaciones a escala decadal*.

<https://www.minam.gob.pe/gestorambiental/documentos>

Monge, A., & Cervantes Gárate, J. (2000). [Geología de los cuadrángulos Puquina, Omate, Huaitire, Mazo Cruz y Pizacoma (Boletín N.º 29)]. Lima: INGEMMET. [Completar título exacto del boletín].

Montgomery, D. C., Peck, E. A., & Vining, G. G. (2012). *Introduction to linear regression analysis* (5th ed.). John Wiley & Sons.

Morales, J. (2015). *Estimación de la temperatura superficial terrestre y análisis de islas de calor con imágenes Landsat* [Tesis de maestría, Universidad Politécnica de Madrid].

Naranjo, J., & Valderrama, P. (2006). Evidencias de colapso sectorial y avalanchas en el Complejo Volcánico Tutupaca, sur del Perú. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 100(2), 97–112.

NASA Earth Observatory. (1999, 17 de septiembre). *Remote sensing: The electromagnetic spectrum — Microwaves*. NASA.

NASA. (2011). *Landsat 7 Science Data Users Handbook*. NASA/GSFC.

NASA Earthdata. (2022, 31 de enero). *Landsat 9 to provide a wealth of data to the longest continuous global record of Earth imagery*.

<https://www.earthdata.nasa.gov/news/feature-articles/landsat-9-provide-wealth-data-longest-continuous-global-record-earth-imagery>

NASA ARSET. (2024). *An introduction to SAR and its applications (Part 1)*. NASA Applied Remote Sensing Training Program.

NASA PACE. (2024). *PACE mission: Ocean Color Instrument (OCI) — spectral coverage and applications*. NASA PACE.

NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). (2023). *El Niño/Southern Oscillation (ENSO) overview*. <https://www.climate.gov/enso>

NOAA CPC (Climate Prediction Center). (2023). ***La Niña: Cooling of Tropical Pacific Ocean Waters***. <https://www.climate.gov/enso/ensonews>

National Oceanic and Atmospheric Administration. (2023). *Oceanic Niño Index (ONI), historical ENSO time series (1850–2023)*. NOAA Climate Prediction Center.  
[https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ONI\\_v5.php](https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php)

- Kolmogorov, A. (1933). Sulla determinazione empirica di una legge di distribuzione. *Giornale dell'Istituto Italiano degli Attuari*, 4, 83–91
- Organización Meteorológica Mundial (OMM). (1996). *Guía de instrumentos y métodos de observación meteorológica* (No. 8, 6.<sup>a</sup> ed.). Ginebra: OMM.
- Organización Panamericana de la Salud. (2000). *Fenómeno El Niño, 1997–1998*. (Serie Crónicas de Desastres, N.º 8). OPS. <https://www.paho.org>
- Pabón Caicedo, J. D., & Montealegre Bocanegra, J. E. (2017). *Los fenómenos de El Niño y de La Niña*. Academia Colombiana de Ciencias. ISBN 978-958-9205-19-8.
- Palomino-Lemus, R., Espinoza, J. C., Ronchail, J., Segura, H., & Junquas, C. (2021). *Evaluación de modelos climáticos globales y reanálisis en la región andina*. Atmospheric Research, 249, 105288. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.105288>
- Pariona, K. (2015). *Cambio climático y efectos en el nevado Huaytapallana*. UNMSM.
- Paterson, W. S. B. (1994). *The Physics of Glaciers* (3rd ed., pp. 204–237). Elsevier.
- Paul, F., Barrand, N. E., Baumann, S., Berthier, E., Bolch, T., Casey, K., Frey, H., Joshi, S., Konovalov, V., Le Bris, R., Mölg, N., Nosenko, G., Nuth, C.,



- Rastner, P., & Racoviteanu, A. (2013). On the accuracy of glacier outlines derived from remote sensing data. *Annals of Glaciology*, 54(63), 171–182. <https://doi.org/10.3189/2013AoG63A296>
- Pepin, N. C., et al. (2015). Elevation-dependent warming in mountain regions of the world. *Nature Climate Change*, 5, 424–430.
- Peterson, T. C., et al. (1998). Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: A review. *International Journal of Climatology*, 18(13), 1493–1517.
- Pearson, K. (1895). Notes on regression and inheritance in the case of two parents. *Proceedings of the Royal Society of London*, 58, 240–242.
- Planck, M. (1901). The Theory of Heat Radiation. *Journal of German Physical Society*.
- Pouyaud, B., Zapata, M., Yépez, M., & Gómez, J. (2003). *Glaciares y recursos hídricos en la cuenca del río Santa: Impacto de los cambios climáticos*. Lima: INRENA – IRD. [https://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins\\_textes/2022-12/010074632.pdf](https://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/2022-12/010074632.pdf)
- Rabatel, A., Francou, B., Jomelli, V., Naveau, P., & Grancher, D. (2008). A chronology of the Little Ice Age in the tropical Andes of Bolivia (16°S) and its implications for climate reconstruction. *Quaternary Research*, 70(2), 198–212. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2008.02.012>

- Rabatel, A., Francou, B., et al. (2013). Current state of glaciers in the tropical Andes: A multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *The Cryosphere*, 7, 81–102. <https://doi.org/10.5194/tc-7-81-2013>
- Rajendran, S., Sadooni, F. N., Al-Kuwari, H. A., et al. (2021). Monitoring oil spill in Norilsk. Russia using satellite data. *Scientific Reports*, 11, 3817. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-83260-7>
- Richards, J., & Jia, X. (2006). *Remote Sensing Digital Image Analysis: An Introduction*. Springer.
- RISOL. (2000). Terminología, definiciones y simbología. *Energías renovables y medio ambiente*, 8, 29–30.
- Rodgers, J. L., & Nicewander, W. A. (1988). Thirteen ways to look at the correlation coefficient. *The American Statistician*, 42(1), 59–66.
- Rosenau, R., Scheinert, M., & Dietrich, R. (2015). A processing system to monitor Greenland outlet glacier velocity variations. *Remote Sensing of Environment*, 169, 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.07.012>
- Samaniego, J., & Rivera, J. (2013). Impactos de la sequía en el altiplano peruano. *Revista Peruana de Meteorología*, 9, 22–30.
- Samaniego, P., Robin, C., Thouret, J.-C., Le Pennec, J.-L., Fornari, M., & Boivin, P. (2015). Eruptive history of the Huaynaputina Volcano. *Journal of*

*Volcanology and Geothermal Research*, 303, 59–79.

<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.07.001>

Santillana, G. (2015). *Evaluación de los glaciares tropicales, lagunas y bofedales en un contexto de cambio climático*. ANA, Perú. 2 p.

Smith, J. A., Seltzer, G. O., Farber, D. L., Rodbell, D. T., & Finkel, R. C. (2005). Early local last glacial maximum in the tropical Andes. *Science*, 308(5722), 678–681. <https://doi.org/10.1126/science.1107075>

Stone, M. (1974). Cross-validatory choice and assessment of statistical predictions. *Journal of the Royal Statistical Society: Series B*, 36(2), 111–147.

Schauwecker, S., Rohrer, M., Acuña, D., Cochachin, A., Dávila, L., Frey, H. & Vuille, M. (2014). Climate trends and glacier retreat in the Cordillera Blanca, Peru, revisited. *Global and Planetary Change*, 119, 85–97.

Schowengerdt, R. A. (2007). *Remote Sensing: Models and Methods for Image Processing* (3rd ed.). Academic Press.

SENAMHI. (2003). *Atlas de energía solar del Perú*. Lima: Proyecto PER98/G31–MINEM.

SENAMHI. (2017). *Boletín informativo: Monitoreo del fenómeno El Niño/La Niña* – Marzo 2017 (N.º 3).

SENAMHI. (2019). *Monitoreo y caracterización de heladas en el Perú*.

<https://www.SENAMHI.gob.pe>

SENAMHI. (2020). *Reporte anual de olas de frío en Perú*.

<https://www.SENAMHI.gob.pe>

SENAMHI. (2020). *Boletín climático nacional: Comportamiento del nivel de congelación en la cordillera sur del Perú*. Lima, Perú.

SENAMHI. (2021). *Informe técnico sobre los efectos del Fenómeno de La Niña en el Perú*. <https://www.SENAMHI.gob.pe>

SENAMHI. (2022). *Boletín climático nacional* [elige el mes/año que citaste; p. ej., setiembre 2022]. Lima: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú.

SENAMHI. (2025). *Fenómeno El Niño* (página institucional, actualización 2025). Lima: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú.

Shapiro, S. S., & Wilk, M. B. (1965). An analysis of variance test for normality. *Biometrika*, 52(3–4), 591–611.

Semperé, T., Carlier, G., Soler, P., Fornari, M., Carlotto, V., & Jacay, J. (2004). *Anatomy of the Central Andes...* Manuscrito no publicado.  
<https://www.researchgate.net/publication/284661419>

- Sobrino, J. A., Jiménez-Muñoz, J. C., & Paolini, L. (2004). Land surface temperature retrieval from Landsat TM 5. *Remote Sensing of Environment*, Vol 90(4), 434–440.  
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2004.02.003>
- Thenkabail, P. S. (2016). *Remotely Sensed Data Characterization, Classification, and Accuracies*. Taylor & Francis.
- Thouret, J.-C., Wörner, G., Gunnell, Y., Singer, B., Zhang, X., & Souriot, T. (2007). Geochronologic and stratigraphic constraints on canyon incision and Miocene uplift of the Central Andes in Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol 263(3–4), 151–166.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.07.023>
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Brecher, H., Davis, M., León, B., Les, D., Lin, P.-N., Mashiotto, T., & Mountain, K. (2006). Abrupt tropical climate change: Past and present. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 103(28), 10536–10543.  
<https://doi.org/10.1073/pnas.0603900103>
- Trasmonte, G., & Silva, Y. (2008). Evento La Niña: Propuesta de definición y clasificación según anomalías TSM en Niño 1+2. *Informes del IMARPE*, Vol 35(3), 199–207.

Úbeda, J., et al. (2010). *Cartografía geomorfológica de las morrenas holocenas en el sector noreste del Nevado Coropuna, Perú*. En: Concha, J. (Ed.). Paisajes y geoformas glaciares y periglaciares en los Andes peruanos. INGEMMET.

U.S. Geological Survey. (2022, 24 de febrero). *Landsat 9 Data Users Handbook*.  
<https://www.usgs.gov/media/files/landsat-9-data-users-handbook>

Valderrama, P., Samaniego, P., Mariño, J., Manrique, N., van Wyk de Vries, B., & Fidel, L. (2013). Una gran erupción del volcán Tutupaca (Tacna) ocurrida hace aproximadamente 200 años AP: implicaciones para la evaluación de la amenaza. En *Foro Internacional de Peligros Geológicos, Arequipa*, 14–16 octubre 2013, pp. 61–64. OV-INGEMMET – LMV (CNRS/IRD/UCA).

Valderrama Murillo, P. (2016). *Origin and dynamics of volcanic debris avalanches: Surface structure analysis of Tutupaca volcano (Peru)*. [Tesis de doctorado, Université Blaise Pascal]. <https://theses.hal.science/tel-01487051v1>

Villón Béjar, M. (2004). *Hidrología*. Instituto Tecnológico de Costa Rica.

Villón Béjar, M. (2006). *Hidrología Estadística*. Instituto Tecnológico de Costa Rica.

Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B. G., & Bradley, R. S. (2008). Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present

and future. *Journal of Earth-Science Reviews*, Vol 89(3–4), 79–96.

<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.04.002>

Warren, S. G. (1982). Optical properties of snow. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20(1), 67–89. <https://doi.org/10.1029/RG020i001p00067>

Wheeler, M., & Hendon, H. H. (2004). An all-season real-time multivariate MJO index. *Monthly Weather Review*, Vol 132(8), 1917–1932.

Weng, Q., Lu, D., & Schubring, J. (2004). Estimation of land surface temperature–vegetation abundance relationship for urban heat island studies. *Remote Sensing of Environment*, 89(4), 467–483.  
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2003.11.005>

Wilks, D. S. (2019). *Statistical methods in the atmospheric sciences* (4th ed.). Academic Press.

Williams, R. S. (2007). Remote sensing of mountain glaciers and permafrost creep. Zürich: University of Zürich (Physical Geography Series 48).  
*Journal of Glaciology*, Vol 53(180), 153–153.  
doi:10.3189/1727565077818338

Wilson, T., & García, J. (1962). *Geología del Grupo Barroso en el sur del Perú*.  
*Boletín de la Dirección de Geología y Minería*.

World Bank. (2016). *Drought risk management in Peru*.

<https://documents.worldbank.org>

Xiao, X., Shen, Z., & Qin, X. (2001). A Normalized Difference Snow and Ice Index. *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 22(13), 2479–2487.

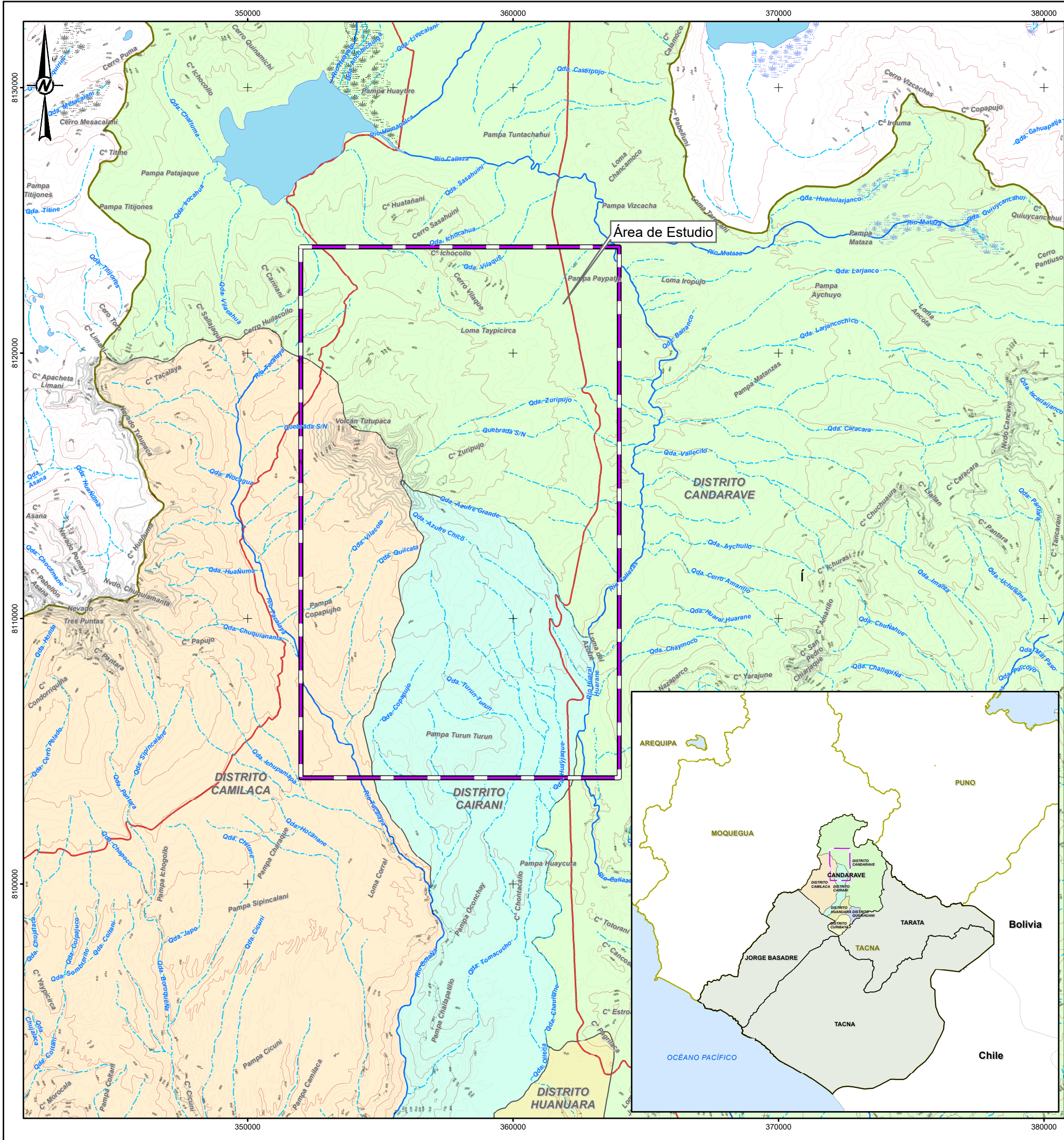
Zemp, M., Hoelzle, M., & Haeberli, W. (2007). Distributed modelling of the regional climatic ELA of glaciers in the European Alps. *Global and Planetary Change*, Vol. 56(1–2), 83–100.

Zhang, Y., & Delworth, T. L. (2006). Impact of the Pacific Decadal Oscillation on North Pacific Ocean Heat Content Trends. *Geophysical Research Letters*, Vol 33(23).



## **ANEXOS**

**Anexo A-1. Plano de Ubicación de la Zona de  
Estudio**



LEYENDA

Área de Estudio

Red Hidrográfica

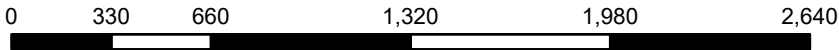
- Ríos
- Quebradas
- Lagunas

Toponimia

- Curva maestra
- Curva secundaria

Vías de Comunicación

- Asfaltado
- Trocha



1:150,000

REFERENCIA

LÍMITES ADMINISTRATIVOS: INEI, 2008 / RED HIDROGRÁFICA: ANA, 2014  
RED VIAL: MTC, 2016  
PROYECCIÓN: WGS 1984 UTM ZONA 19S

UNIVERSIDAD NACIONAL JORGE BASADRE GROHMANN



FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL, ARQUITECTURA Y GEOTECNIA

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA - GEOTECNIA



ANÁLISIS MULTITEMPORAL DEL RETROCESO GLACIAR MEDIANTE IMÁGENES SATELITALES DEL NEVADO TUTUPACA, CANDARAVE, TACNA

UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

|                             |          |             |                     |
|-----------------------------|----------|-------------|---------------------|
| DATUM :                     | ESCALA : | FECHA :     | PLANO N° :          |
| WGS 84 / ZONA 19 - S        | INDICADA | JULIO, 2024 | 01                  |
| FUENTE : ELABORACIÓN PROPIA |          |             | AUTOR : L. CHUCTAYA |

## **Anexo A-2. Plano Geológico General**

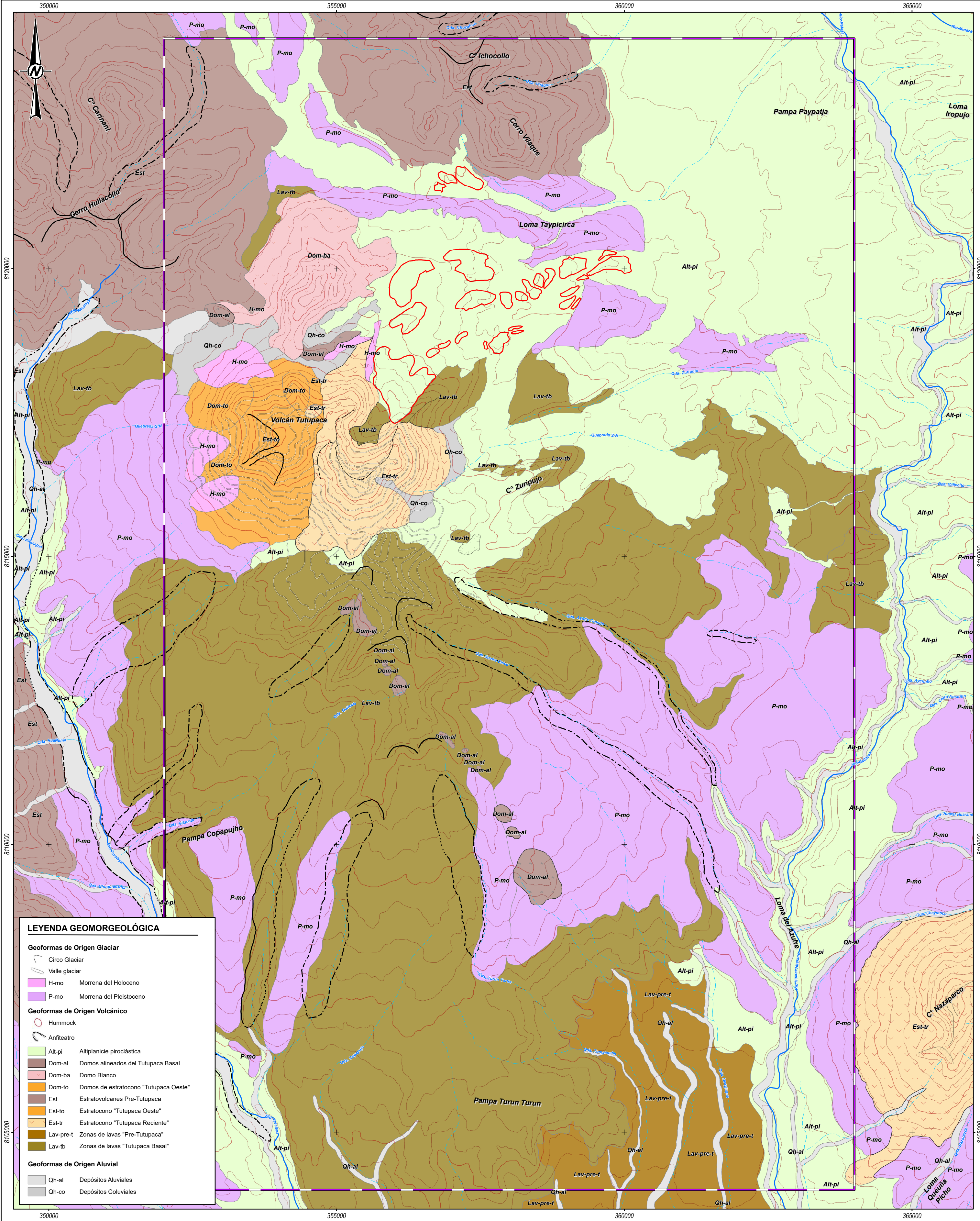






**Anexo A-3. Plano Geomorgeológico del Complejo  
Volcánico Tutupaca**





**LEYENDA**

**Red Hidrográfica**

- Área de Estudio
- Ríos
- Quebradas
- Lagunas
- Dirección de Flujo

**Toponimia**

- Curva maestra
- Curva secundaria

**Zonas Geotermiales y Alteraciones Geológicas**

- Alteración argilica con débil silicificación
- Azufre abandonada
- Fuente termal y deposito de sinter.
- Pozo de Lodos

**Descripción Geológica**

- Estratificación Invertida
- Plano de Estratificación
- Foliación
- Estratos Verticales
- Fracturas / Juntas

**Estructuras Geológicas**

- Contacto definido
- Falla Inversa
- Falla Inversa Infrida
- Falla Dextral Infrida
- Anticinal
- Anticinal Infrido
- Sinclinal
- Sinclinal Infrido
- Contacto infrido

**REFERENCIA**

LÍMITES ADMINISTRATIVOS: INEI, 2008 / RED HIDROGRÁFICA: ANA, 2014  
RED VIAL: MTC, 2016  
GEOLOGÍA Y MAPA DE PELIGROS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TUTUPACA - INGENMET, 2019  
PROYECCIÓN: WGS 1984 UTM ZONA 19S

Escala: 1:42,500

1 Centímetro = 425 Metro

Sistema de coordenadas: WGS UTM Zone 19 S  
Projection: Transverse Mercator  
Datum: WGS 1984

**UNIVERSIDAD NACIONAL JORGE BASADRE GROHMANN**

FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL, ARQUITECTURA Y GEOTECNIA

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA - GEOTECNIA

**ANÁLISIS MULTITEMPORAL DEL RETROCESO GLACIAR MEDIANTE IMÁGENES SATELITALES DEL NEVADO TUTUPACA, CANDARAVE, TACNA**

**MAPA GEOMORFOLÓGICO GENERAL**

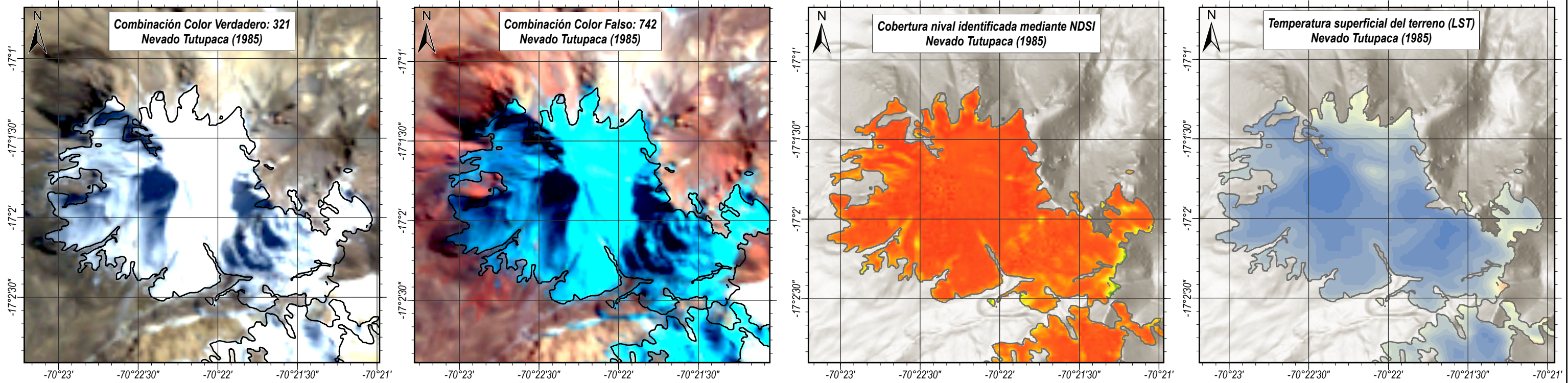
|                                 |                      |                        |                 |
|---------------------------------|----------------------|------------------------|-----------------|
| DATUM :<br>WGS 84 / ZONA 19 - S | ESCALA :<br>INDICADA | FECHA :<br>JULIO, 2024 | PLANO N° :<br>3 |
| FUENTE : INGENMET               |                      | AUTOR : L. CHUCTAYA    |                 |



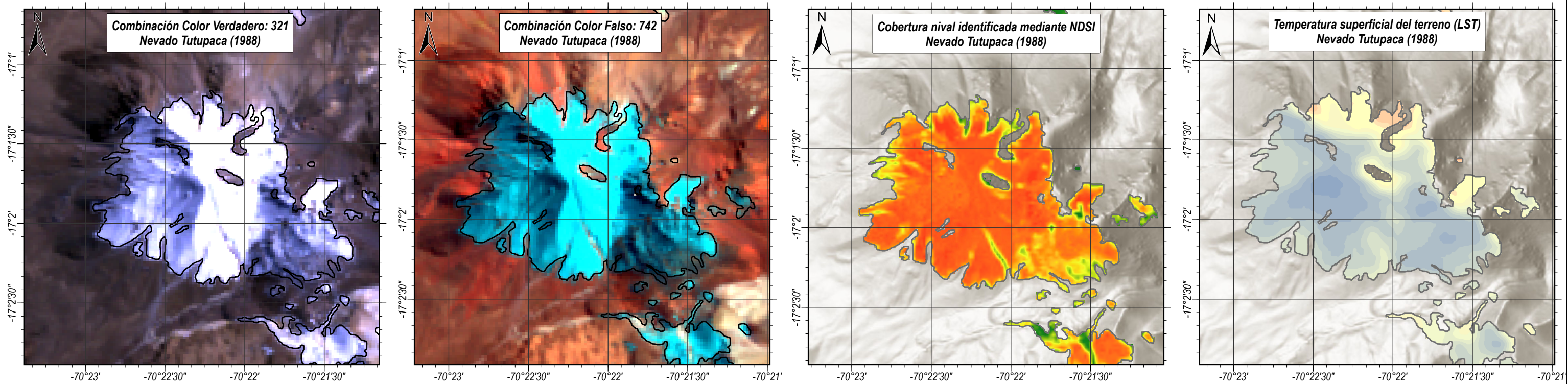
**Anexo A-4. Plano Interpretación de Imágenes  
Satelitales Landsat (1985 - 1996)**



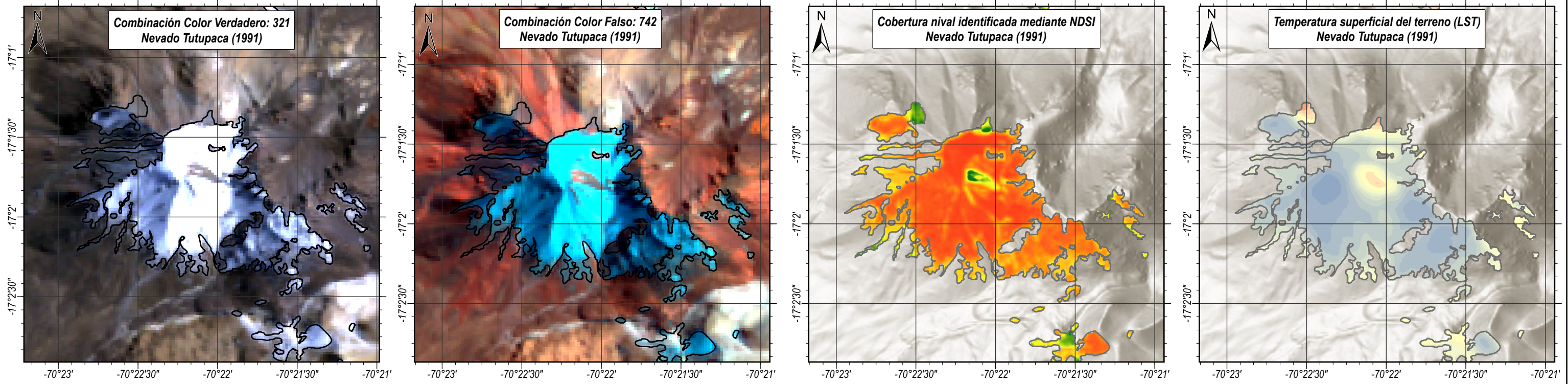
ANÁLISIS MULTITEMPORAL DE IMÁGENES SATELITALES PERÍODO 1985



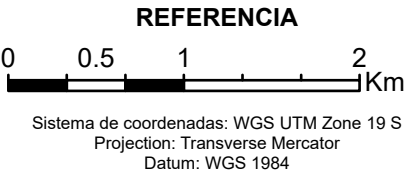
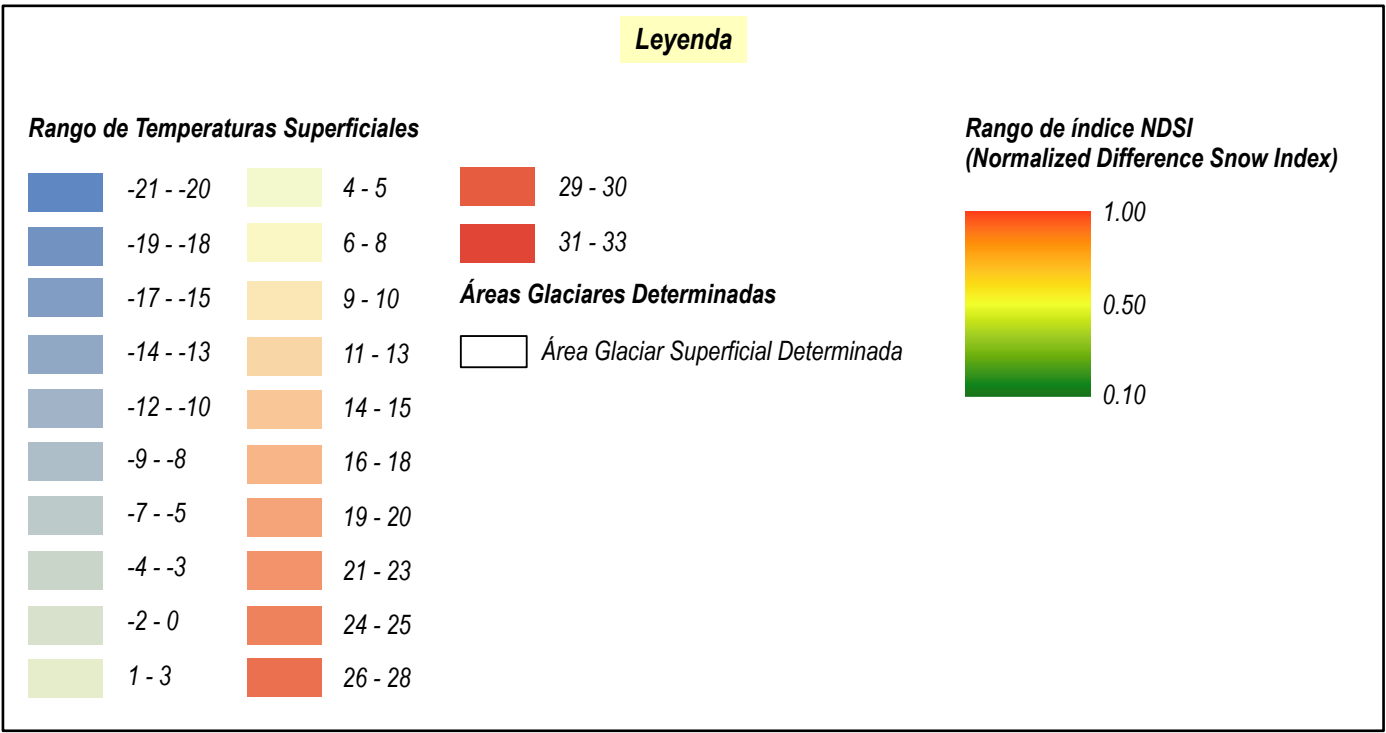
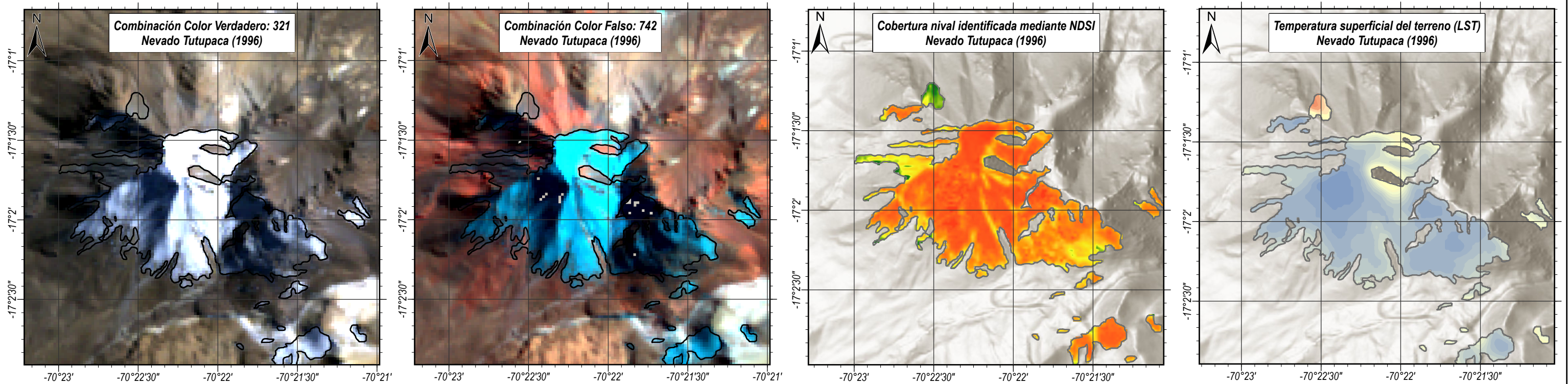
ANÁLISIS MULTITEMPORAL DE IMÁGENES SATELITALES PERÍODO 1988



ANÁLISIS MULTITEMPORAL DE IMÁGENES SATELITALES PERÍODO 1991



ANÁLISIS MULTITEMPORAL DE IMÁGENES SATELITALES PERÍODO 1996



**UNIVERSIDAD NACIONAL JORGE BASADRE GROHMANN**

**FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL, ARQUITECTURA Y GEOTECNIA**

**ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA - GEOTECNIA**

**ANÁLISIS MULTITEMPORAL DEL RETROCESO GLACIAR MEDIANTE IMÁGENES SATELITALES DEL NEVADO TUTUPACA, CANDARAVE, TACNA**

**ANÁLISIS MULTITEMPORAL DE IMÁGENES SATELITALES PERÍODO 1985 - 1996**

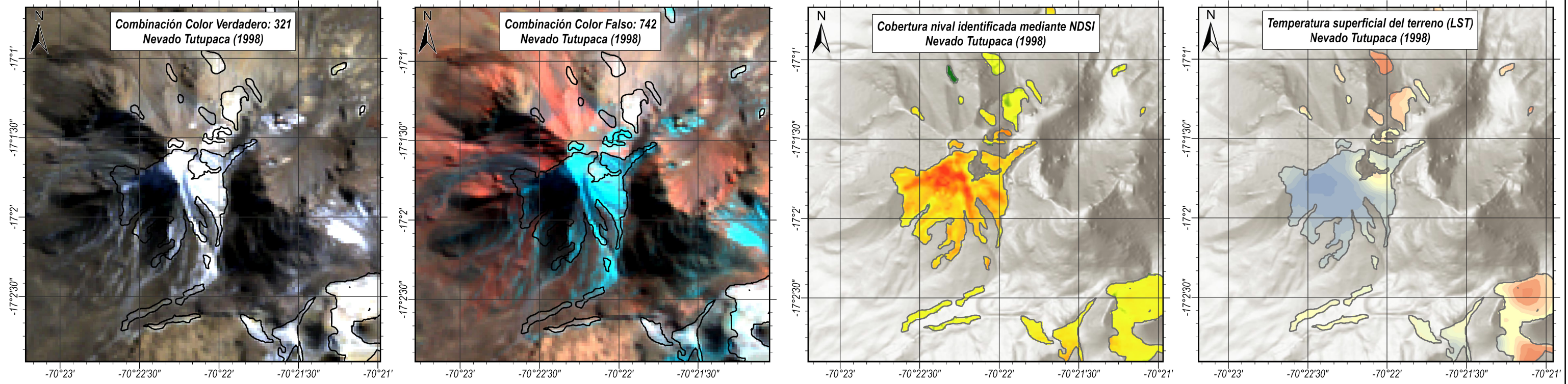
|                                      |                               |                               |                            |
|--------------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|----------------------------|
| <b>DATUM :</b><br>WGS 84 ZONA 19 - S | <b>ESCALA :</b><br>1 : 45,000 | <b>FECHA :</b><br>JULIO, 2024 | <b>PLANO N° :</b><br>4     |
| <b>FUENTE : ELABORACIÓN PROPIA</b>   |                               |                               | <b>AUTOR : L. CHUCTAYA</b> |



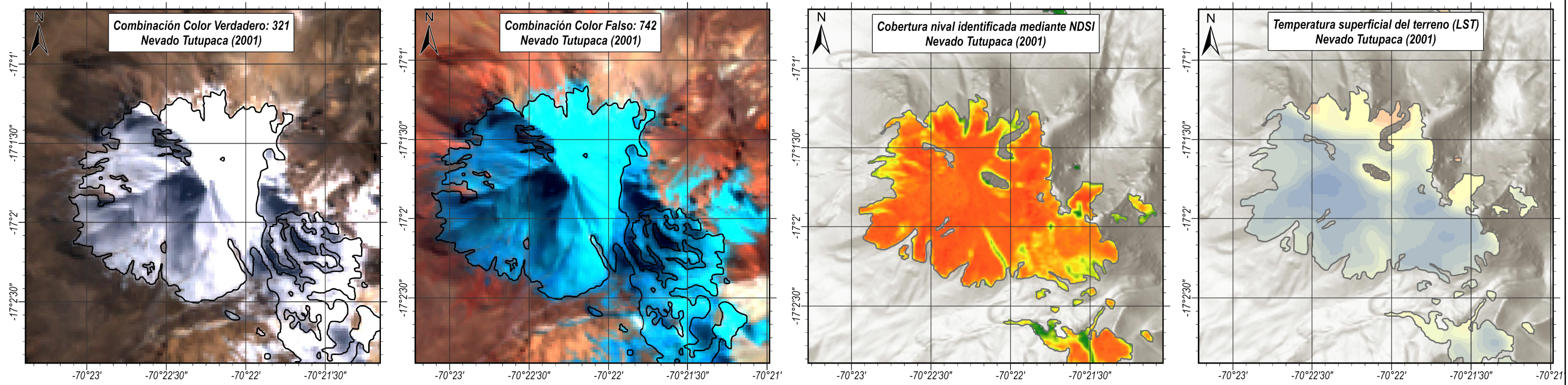
**Anexo A-5. Plano Interpretación de Imágenes  
Satelitales Landsat (1998 - 2008)**



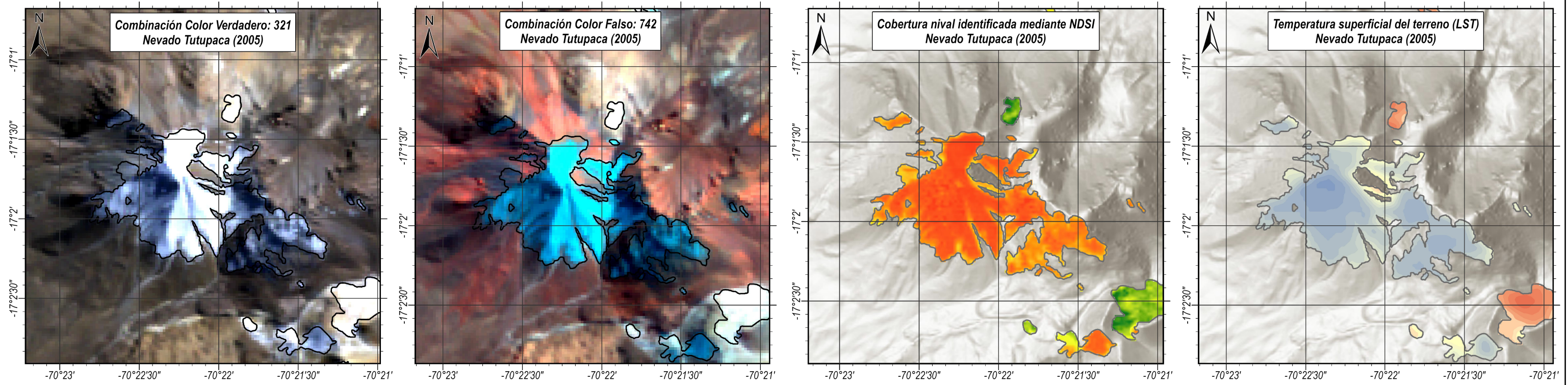
ANALISIS MULTITEMPORAL DE IMÁGENES SATELITALES PERIODO 1998



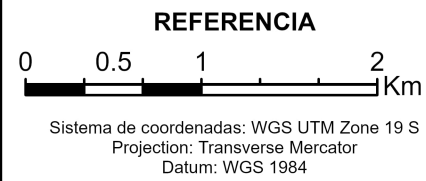
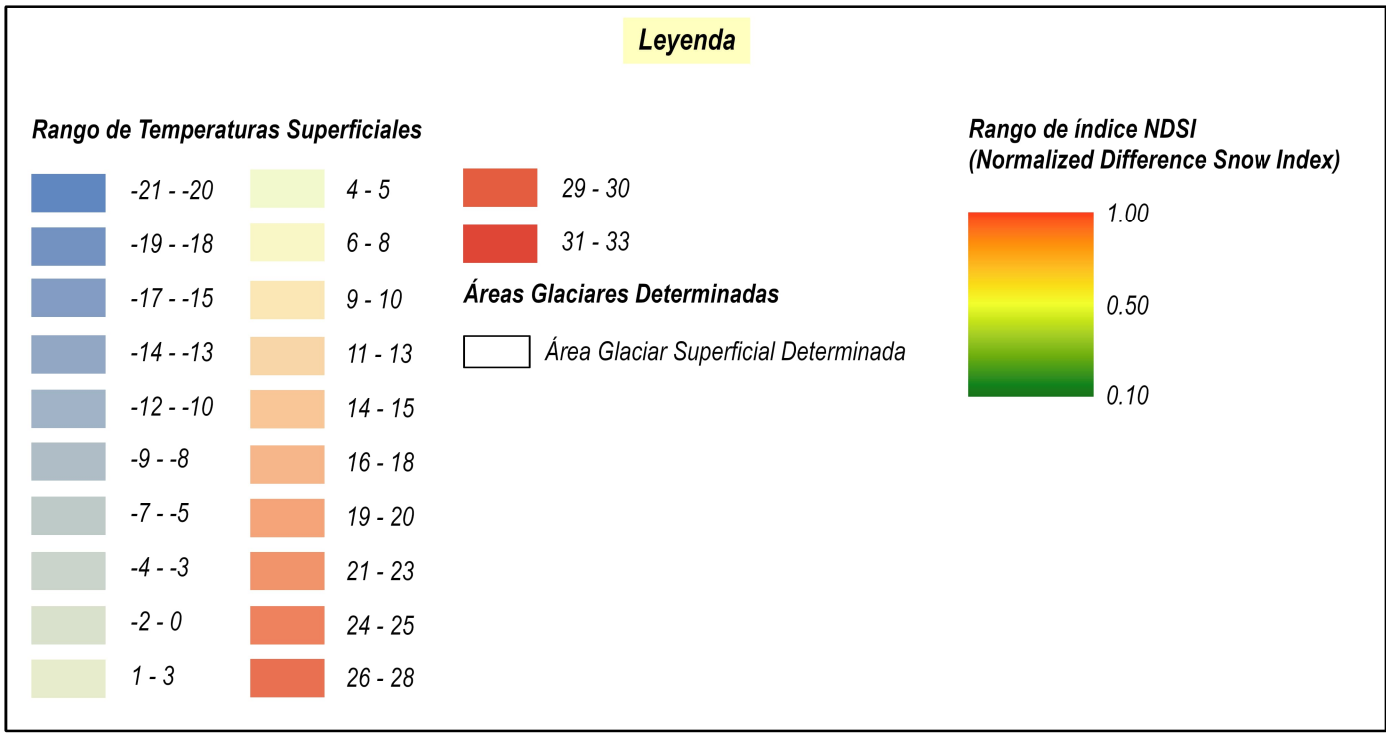
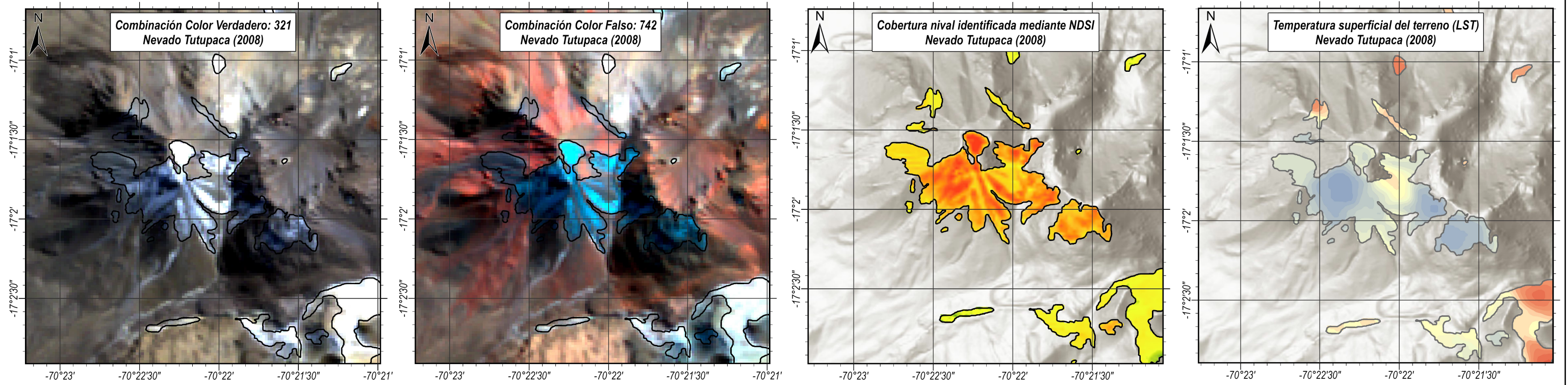
ANALISIS MULTITEMPORAL DE IMÁGENES SATELITALES PERIODO 2001



ANALISIS MULTITEMPORAL DE IMÁGENES SATELITALES PERIODO 2005



ANALISIS MULTITEMPORAL DE IMÁGENES SATELITALES PERIODO 2008



**UNIVERSIDAD NACIONAL JORGE BASADRE GROHMANN**

**FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL, ARQUITECTURA Y GEOTECNIA**

**ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA - GEOTECNIA**

**TEMA - "ANÁLISIS MULTITEMPORAL DEL RETROCESO GLACIAR MEDIANTE IMÁGENES SATELITALES DEL NEVADO TUTUPACA, CANDARAVE, TACNA"**

**ANALISIS MULTITEMPORAL DE IMÁGENES SATELITALES PERIODO 1998 - 2008**

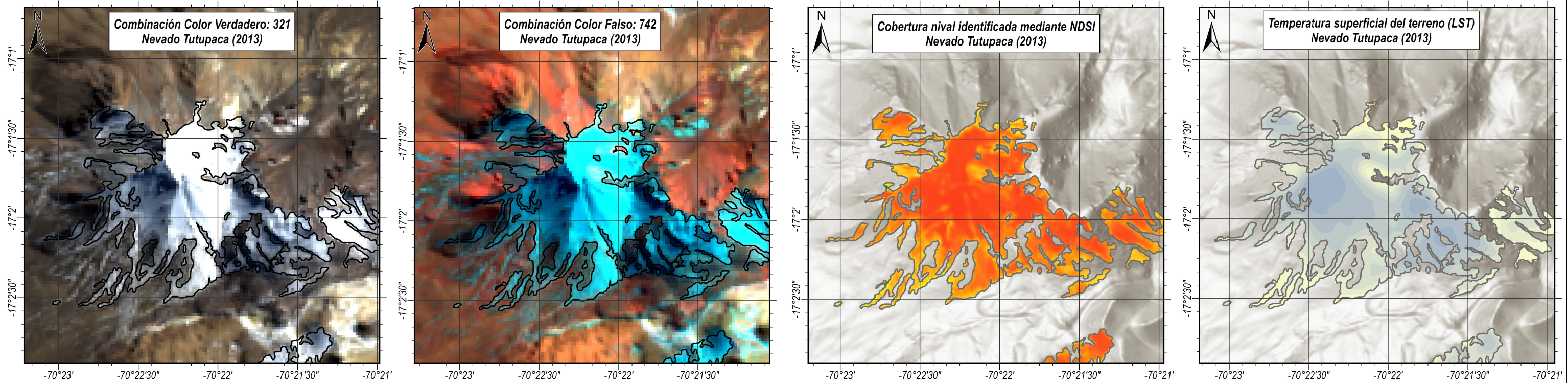
|                                      |                               |                               |                            |
|--------------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|----------------------------|
| <b>DATUM :</b><br>WGS 84 ZONA 19 - S | <b>ESCALA :</b><br>1 : 45,000 | <b>FECHA :</b><br>JULIO, 2024 | <b>PLANO N° :</b><br>5     |
| <b>FUENTE : ELABORACIÓN PROPIA</b>   |                               |                               | <b>AUTOR : L. CHUCTAYA</b> |



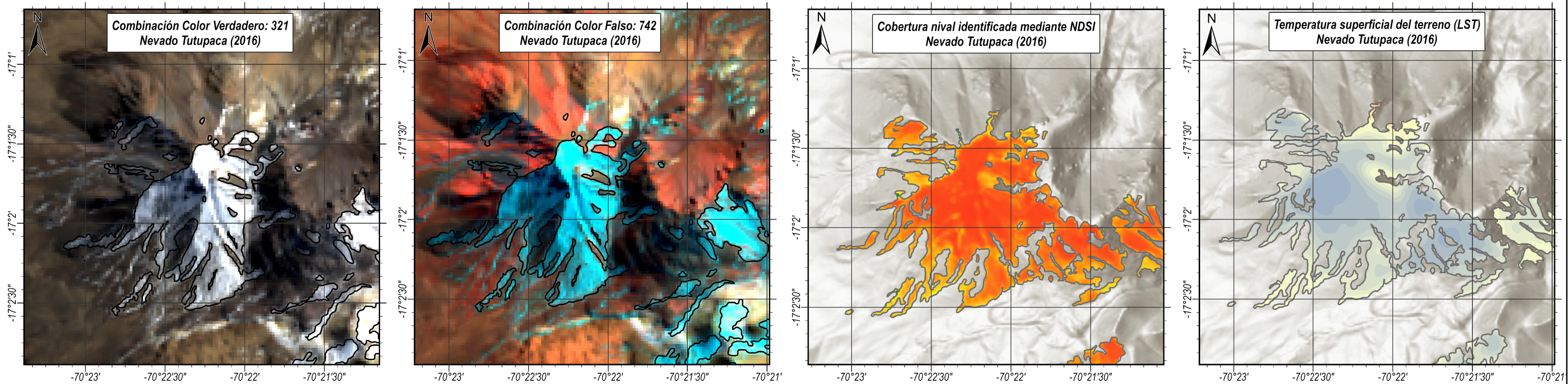
**Anexo A-6. Plano Interpretación de Imágenes  
Satelitales Landsat (2013 - 2022)**



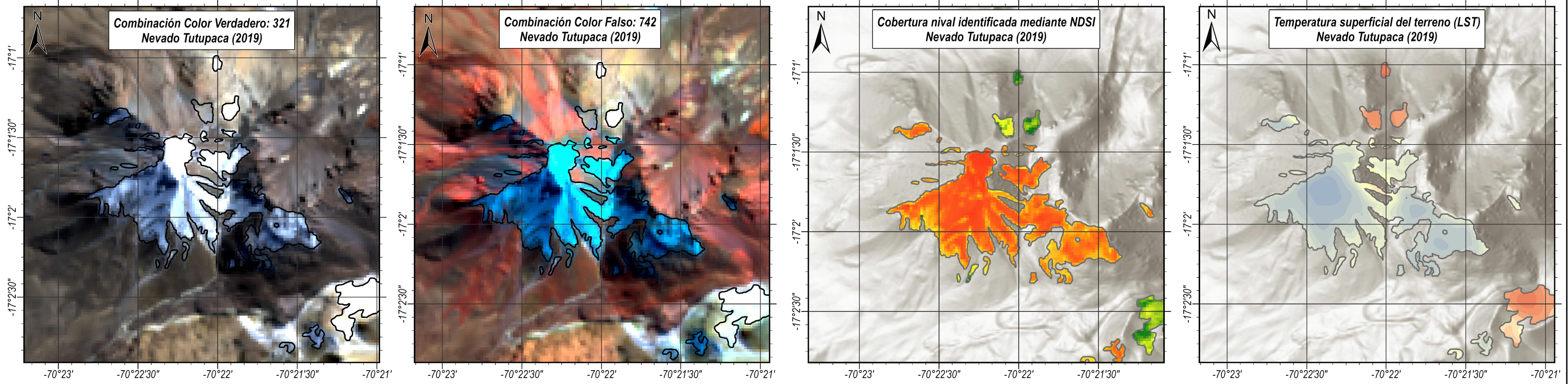
ANALISIS MULTITEMPORAL DE IMÁGENES SATELITALES PERIODO 2013



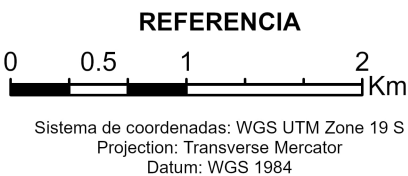
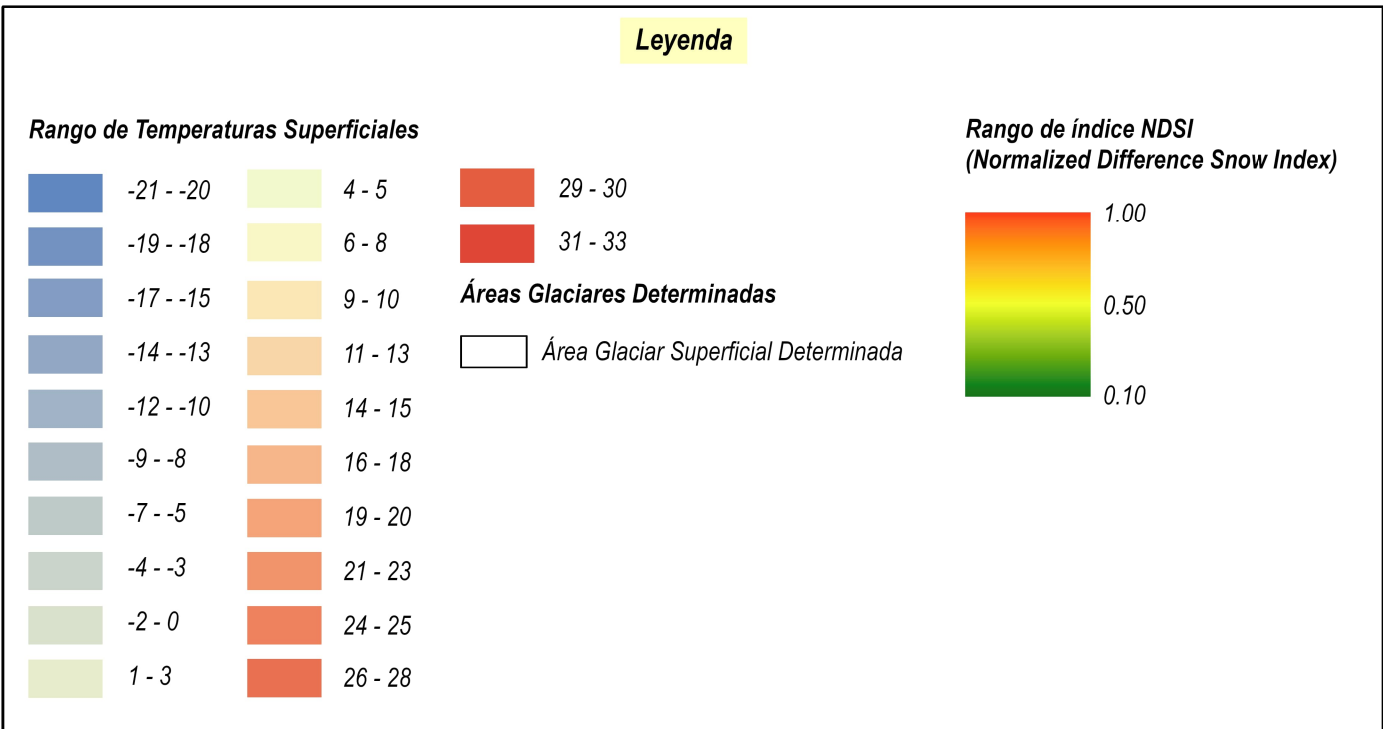
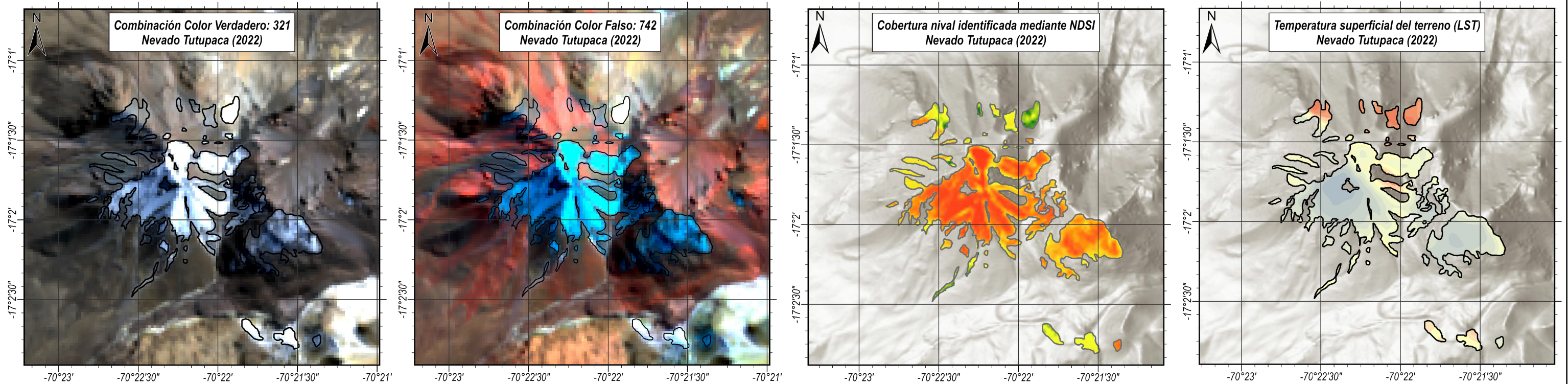
ANALISIS MULTITEMPORAL DE IMÁGENES SATELITALES PERIODO 2016



ANALISIS MULTITEMPORAL DE IMÁGENES SATELITALES PERIODO 2019



ANALISIS MULTITEMPORAL DE IMÁGENES SATELITALES PERIODO 2022



**UNIVERSIDAD NACIONAL JORGE BASADRE GROHMANN**

**FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL, ARQUITECTURA Y GEOTECNIA**

**ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA - GEOTECNIA**

**TEMA - "ANÁLISIS MULTITEMPORAL DEL RETROCESO GLACIAR MEDIANTE IMÁGENES SATELITALES DEL NEVADO TUTUPACA, CANDARAVE, TACNA"**

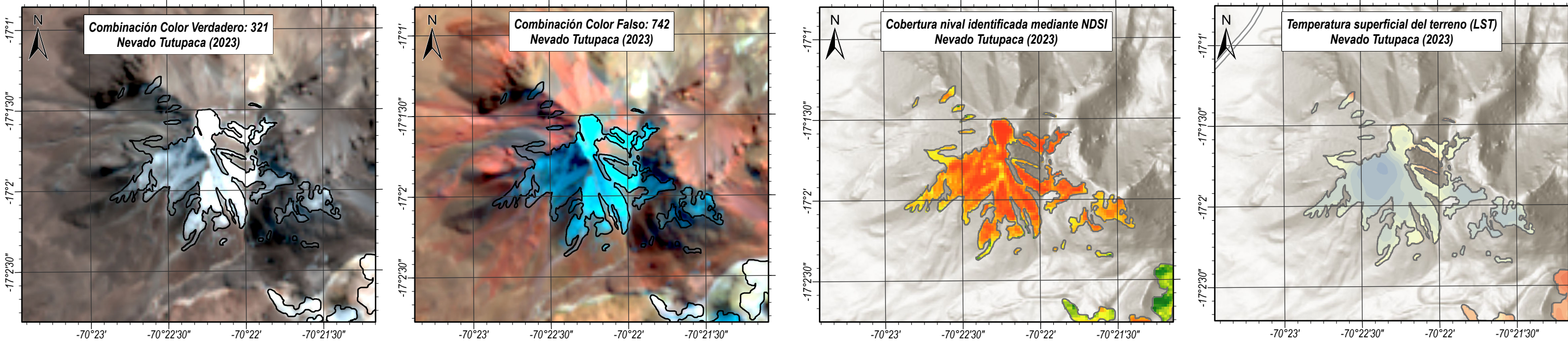
**ANALISIS MULTITEMPORAL DE IMÁGENES SATELITALES PERIODO 2013 - 2022**

|                                      |                               |                               |                        |
|--------------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|------------------------|
| <b>DATUM :</b><br>WGS 84 ZONA 19 - S | <b>ESCALA :</b><br>1 : 45,000 | <b>FECHA :</b><br>JULIO, 2024 | <b>PLANO N° :</b><br>6 |
| <b>FUENTE : ELABORACIÓN PROPIA</b>   |                               | <b>AUTOR : L. CHUCTAYA</b>    |                        |

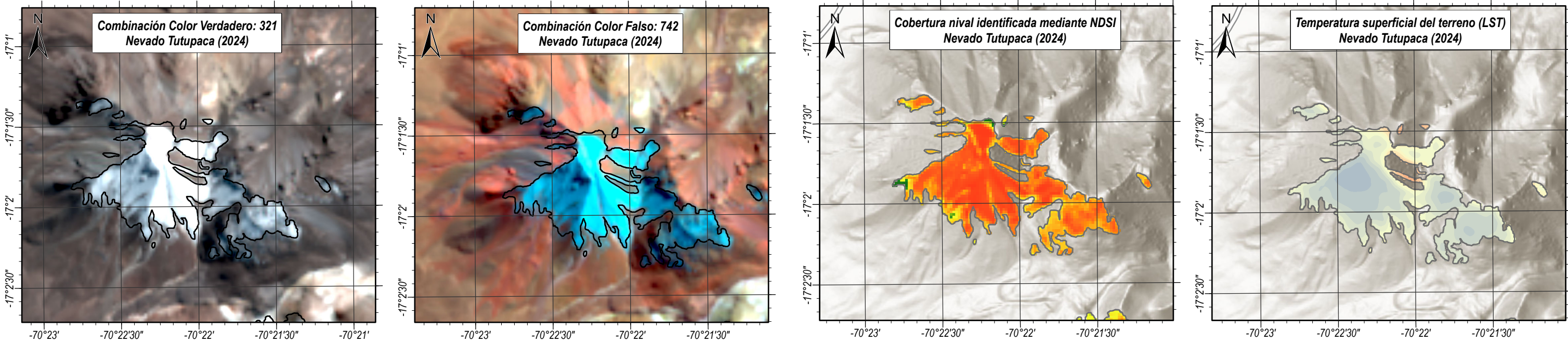


**Anexo A-7. Plano Interpretación de Imágenes  
Satelitales Landsat (2023 - 2024)**

ANALISIS MULTITEMPORAL DE IMÁGENES SATELITALES PERIODO 2023



ANALISIS MULTITEMPORAL DE IMÁGENES SATELITALES PERIODO 2024



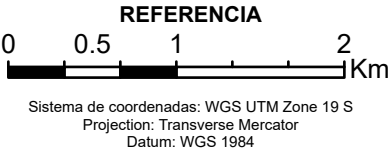
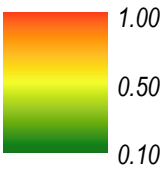
Leyenda

Rango de Temperaturas Superficiales

|         |         |
|---------|---------|
| 21 - 20 | 4 - 5   |
| 19 - 18 | 6 - 8   |
| 17 - 15 | 9 - 10  |
| 14 - 13 | 11 - 13 |
| 12 - 10 | 14 - 15 |
| 9 - 8   | 16 - 18 |
| 7 - 5   | 19 - 20 |
| 4 - 3   | 21 - 23 |
| 2 - 0   | 24 - 25 |
| 1 - 3   | 26 - 28 |

Áreas Glaciares Determinadas  
Área Glaciar Superficial Determinada

Rango de índice NDSI  
(Normalized Difference Snow Index)



UNIVERSIDAD NACIONAL JORGE BASADRE GROHMANN

FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL, ARQUITECTURA Y GEOTECNIA

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA - GEOTECNIA



TEMA - "ANÁLISIS MULTITEMPORAL DEL RETROCESO GLACIAR MEDIANTE IMÁGENES SATELITALES DEL NEVADO TUTUPACA, CANDARAVE, TACNA"

ANALISIS MULTITEMPORAL DE IMÁGENES SATELITALES PERIODO 2023 - 2024

|                               |                       |                        |                 |
|-------------------------------|-----------------------|------------------------|-----------------|
| DATUM :<br>WGS 84 ZONA 19 - S | ESCALA :<br>1 : 55000 | FECHA :<br>JULIO, 2024 | PLANO N° :<br>7 |
|-------------------------------|-----------------------|------------------------|-----------------|

FUENTE : ELABORACIÓN PROPIA  
AUTOR : L. CHUCTAYA

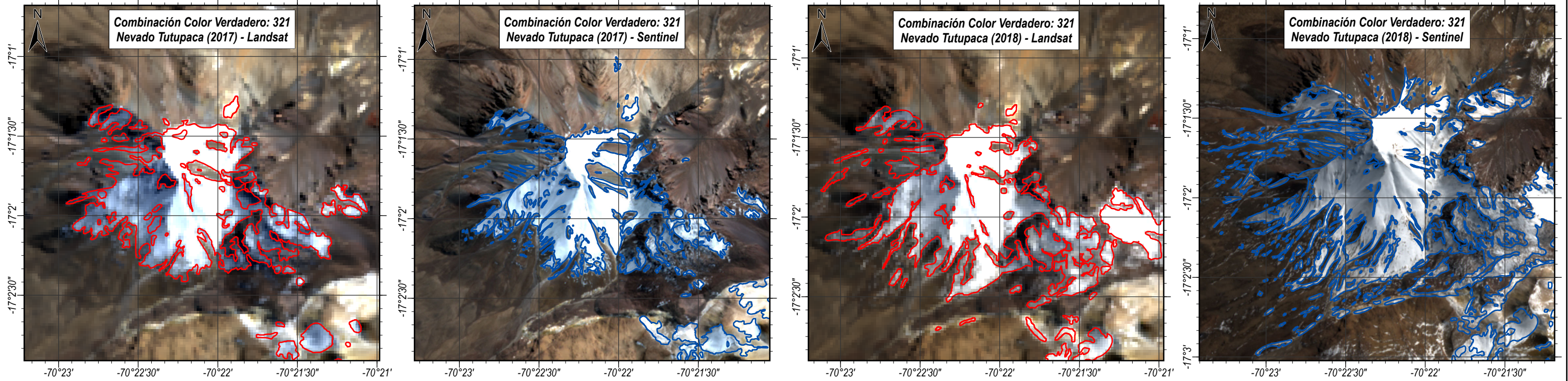
**Anexo A-8. Comparación de Resultados NDSI de las**

**Imágenes Satelitales LANDSAT y**

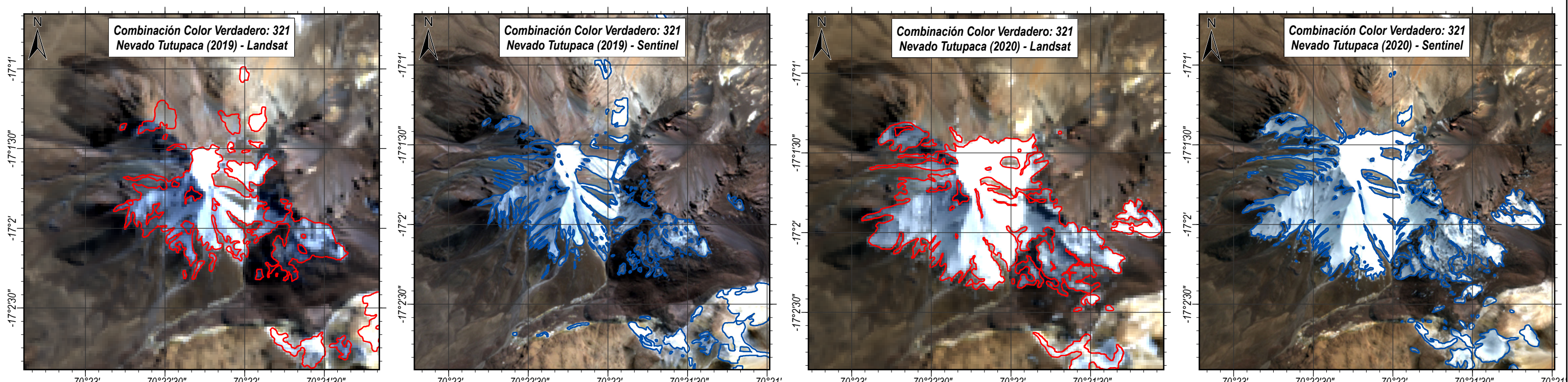
**SENTINEL Período 2017 - 2024**



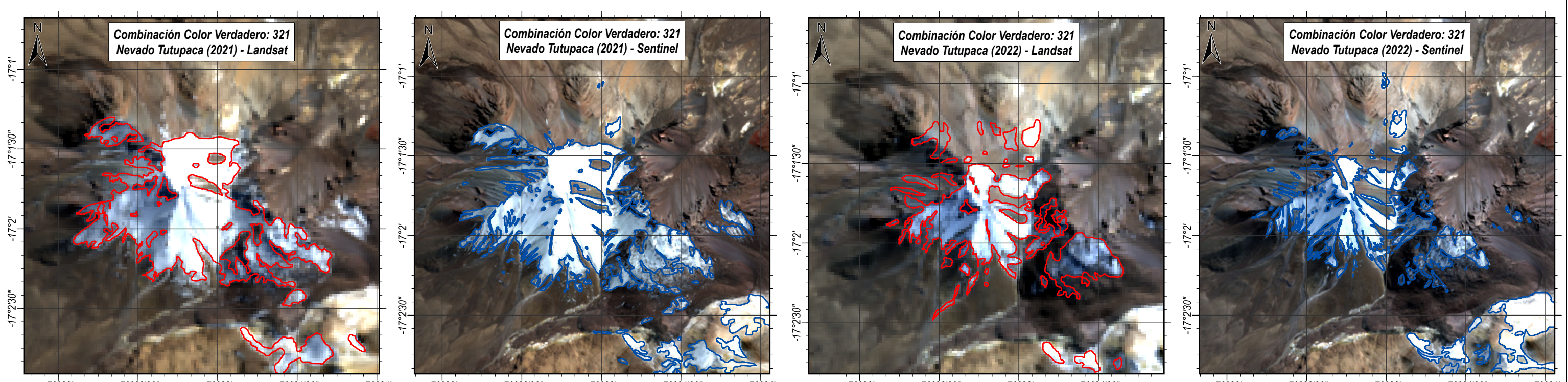
COMPARACIÓN DE RESULTADOS NDSI DE LAS IMÁGENES SATELITALES LANDSAT Y SENTINEL AÑOS 2017 - 2018



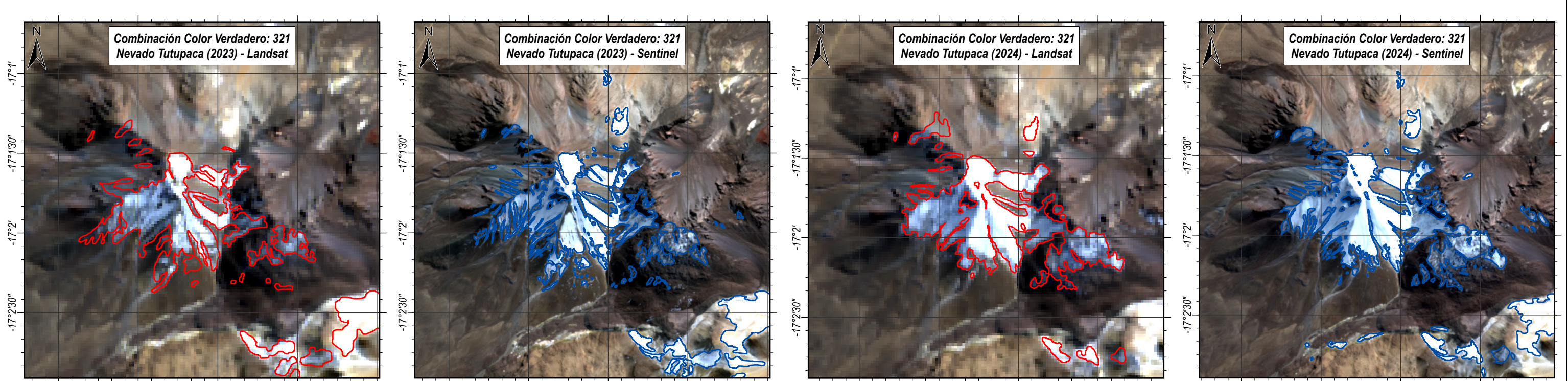
COMPARACIÓN DE RESULTADOS NDSI DE LAS IMÁGENES SATELITALES LANDSAT Y SENTINEL AÑOS 2019 - 2020



COMPARACIÓN DE RESULTADOS NDSI DE LAS IMÁGENES SATELITALES LANDSAT Y SENTINEL AÑOS 2021 - 2022



COMPARACIÓN DE RESULTADOS NDSI DE LAS IMÁGENES SATELITALES LANDSAT Y SENTINEL AÑOS 2023 - 2024

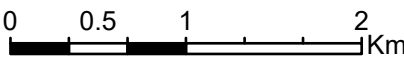


Leyenda

Áreas Glaciares (NDSI) Determinadas

- Área Glaciar Superficial Determinada - Imágenes Landsat
- Área Glaciar Superficial Determinada - Imágenes Sentinel

REFERENCIA



Sistema de coordenadas: WGS UTM Zone 19 S  
Projection: Transverse Mercator  
Datum: WGS 1984

UNIVERSIDAD NACIONAL JORGE BASADRE GROHMANN

FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL, ARQUITECTURA Y GEOTECNIA

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA - GEOTECNIA

ANÁLISIS MULTITEMPORAL DEL RETROCESO GLACIER MEDIANTE IMÁGENES SATELITALES DEL NEVADO TUTUPACA, CANDARAVE, TACNA

COMPARACIÓN DE RESULTADOS NDSI DE LAS IMÁGENES SATELITALES LANDSAT Y SENTINEL PERÍODO 2017 - 2024

|                             |            |                     |            |
|-----------------------------|------------|---------------------|------------|
| DATUM :                     | ESCALA :   | FECHA :             | PLANO N° : |
| WGS 84 ZONA 19 - S          | 1 : 45,000 | JULIO, 2024         | 8          |
| FUENTE : ELABORACIÓN PROPIA |            | AUTOR : L. CHUCTAYA |            |



## **Anexo B. Datos**

### **Anexo B-1. Datos de Precipitación de la Estación**

**Cairani (1985 – 2024)**

Departamento : Tacna

Provincia : Candarave

Distrito : Cairani

Latitud : 17°16'52.35"

Longitud : 70°21'45.67"

Altitud : 3386 m.s.n.m.

Parámetro climático: Precipitación total mensual (mm)

Tipo : CO - Meteorológica

Código : 117030

| Año  | Enero | Febrero | Marzo | Abril | Mayo | Junio | Julio | Agosto | Setiembre | Octubre | Noviembre | Diciembre | Total |
|------|-------|---------|-------|-------|------|-------|-------|--------|-----------|---------|-----------|-----------|-------|
| 1985 | 4.3   | 82.0    | 2.1   | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.7     | 9.7       | 20.2      | 119.0 |
| 1986 | 38.2  | 56.1    | 55.4  | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 2.3       | 20.2      | 172.2 |
| 1987 | 55.6  | 0.0     | 4.7   | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 8.1     | 0.0       | 7.1       | 75.5  |
| 1988 | 25.3  | 0.0     | 17.9  | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 10.7      | 53.9  |
| 1989 | 34.5  | 100.9   | 5.6   | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 0.0       | 141.0 |
| 1990 | 9.0   | 6.3     | 18.6  | 0.0   | 0.0  | 8.5   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 91.0      | 133.4 |
| 1991 | 41.9  | 1.9     | 23.2  | 0.0   | 0.2  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 0.0       | 67.2  |
| 1992 | 1.8   | 0.0     | 0.0   | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 38.9      | 40.7  |
| 1993 | 74.3  | 13.8    | 9.4   | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 1.9    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 5.3       | 104.7 |
| 1994 | 47.9  | 55.9    | 0.0   | 12.3  | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 6.6       | 122.7 |
| 1995 | 32.4  | 0.0     | 76.0  | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 4.3       | 112.7 |
| 1996 | 29.4  | 9.7     | 0.0   | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 1.8       | 5.8       | 46.7  |
| 1997 | 58.6  | 54.8    | 43.1  | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 7.6    | 25.5      | 0.0     | 0.0       | 4.3       | 193.9 |
| 1998 | 57.6  | 10.0    | 0.0   | 0.0   | 0.0  | 3.1   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 5.3       | 5.2       | 81.2  |
| 1999 | 7.6   | 105.0   | 39.4  | 0.5   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.3     | 0.0       | 16.6      | 169.4 |
| 2000 | 98.0  | 42.4    | 40.2  | 2.9   | 0.0  | 1.6   | 0.0   | 0.6    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 5.3       | 191.0 |
| 2001 | 49.5  | 154.9   | 66.9  | 4.3   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 2.1    | 2.1       | 0.0     | 0.0       | 5.3       | 285.1 |
| 2002 | 5.9   | 54.9    | 7.6   | 1.9   | 1.9  | 5.3   | 18.5  | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 0.0       | 96.0  |
| 2003 | 14.5  | 5.3     | 18.5  | 0.0   | 0.9  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 4.7       | 43.9  |
| 2004 | 30.2  | 44.3    | 7.7   | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 9.5   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 0.0       | 91.7  |
| 2005 | 32.5  | 22.6    | 3.2   | 0.6   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 5.8       | 0.0     | 0.0       | 6.7       | 71.4  |
| 2006 | 30.3  | 38.5    | 23.4  | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 0.5       | 92.7  |
| 2007 | 29.3  | 17.9    | 2.2   | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 0.9       | 50.3  |
| 2008 | 84.8  | 22.3    | 8.6   | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 3.2    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 2.6       | 121.5 |
| 2009 | 2.1   | 41.3    | 23.0  | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 1.5       | 0.0       | 67.9  |
| 2010 | 3.6   | 13.2    | 0.0   | 0.0   | 6.8  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.3     | 0.0       | 7.0       | 30.9  |
| 2011 | 65.5  | 86.2    | 0.0   | 1.9   | 3.5  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 40.3      | 197.4 |
| 2012 | 101.8 | 102.0   | 21.4  | 25.6  | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 39.4      | 290.2 |
| 2013 | 36.9  | 65.5    | 25.7  | 0.0   | 8.4  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 8.4       | 144.9 |
| 2014 | 30.9  | 0.2     | 2.6   | 6.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.8    | 0.3       | 0.0     | 0.5       | 0.0       | 41.3  |
| 2015 | 32.2  | 78.4    | 108.5 | 3.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 0.0       | 222.1 |
| 2016 | 1.3   | 43.1    | 10.6  | 0.8   | 0.0  | 0.6   | 3.6   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 1.8       | 61.9  |
| 2017 | 88.5  | 48.4    | 40.5  | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 15.2      | 192.6 |
| 2018 | 33.1  | 19.0    | 8.4   | 0.2   | 0.0  | 2.3   | 2.6   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 3.6       | 69.2  |
| 2019 | 52.1  | 79.7    | 1.8   | 0.1   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.2     | 0.1       | 6.8       | 140.8 |
| 2020 | 105.9 | 104.6   | 60.1  | 4.7   | 1.5  | 1.5   | 2.4   | 1.1    | 0.1       | 4.3     | 0.0       | 63.8      | 350.0 |
| 2021 | 26.3  | 11.3    | 3.3   | 0.1   | 0.6  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.1       | 0.0     | 1.2       | 4.5       | 47.4  |
| 2022 | 26.2  | 14.5    | 22.0  | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.6   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 18.3      | 81.6  |
| 2023 | 37.0  | 47.0    | 26.0  | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 3.3     | 4.2       | 3.4       | 120.9 |
| 2024 | 14.1  | 65.9    | 38.5  | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 1.7       | 0.0       | 120.2 |

Estadísticas

|                           |       |       |       |      |      |      |      |      |      |      |      |       |       |
|---------------------------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|
| Nro. de datos             | 45.0  | 45.0  | 45.0  | 45.0 | 45.0 | 45.0 | 45.0 | 45.0 | 45.0 | 45.0 | 45.0 | 45.0  | 45.0  |
| Promedio                  | 38.4  | 41.1  | 20.8  | 1.6  | 0.5  | 0.5  | 0.8  | 0.4  | 0.8  | 0.8  | 0.8  | 10.8  | 117.2 |
| Desv. Std.                | 28.61 | 36.86 | 23.66 | 4.42 | 1.68 | 1.57 | 3.12 | 1.28 | 3.88 | 2.05 | 1.97 | 17.98 | 74.23 |
| Coefficiente de asimetría | 0.72  | 0.93  | 1.72  | 4.22 | 3.83 | 3.93 | 4.86 | 4.64 | 6.21 | 2.88 | 3.18 | 2.94  | 1.14  |
| Coefficiente de variación | 0.75  | 0.90  | 1.14  | 2.71 | 3.17 | 3.09 | 3.78 | 3.32 | 5.14 | 2.71 | 2.52 | 1.67  | 0.63  |
| Distribución porcentual   | 33%   | 35%   | 18%   | 1%   | 0%   | 0%   | 1%   | 0%   | 1%   | 1%   | 1%   | 9%    | 100%  |
| Máximo                    | 105.9 | 154.9 | 108.5 | 25.6 | 8.4  | 8.5  | 18.5 | 7.6  | 25.5 | 8.1  | 9.7  | 91.0  | 350.0 |
| Cuartil 3                 | 55.6  | 56.1  | 26.0  | 0.6  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.1  | 8.4   | 144.9 |
| Mediana                   | 32.5  | 41.3  | 13.5  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 5.2   | 104.7 |
| Cuartil 1                 | 14.5  | 10.0  | 2.6   | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.9   | 67.2  |
| Mínimo                    | 1.3   | 0.2   | 1.4   | 0.1  | 0.2  | 0.6  | 0.6  | 0.6  | 0.1  | 0.2  | 0.1  | 0.5   | 8.4   |

Notas:

Fuente: Senamhi

S/D: Sin dato

Rojo: Data completada

Evolución Mensual de la Precipitación

Precipitación total mensual (mm)

180

160

140

120

100

80

60

40

20

0

Enero

Febrero

Marzo

Abril

Mayo

Junio

Julio

Agosto

Setiembre

Octubre

Noviembre

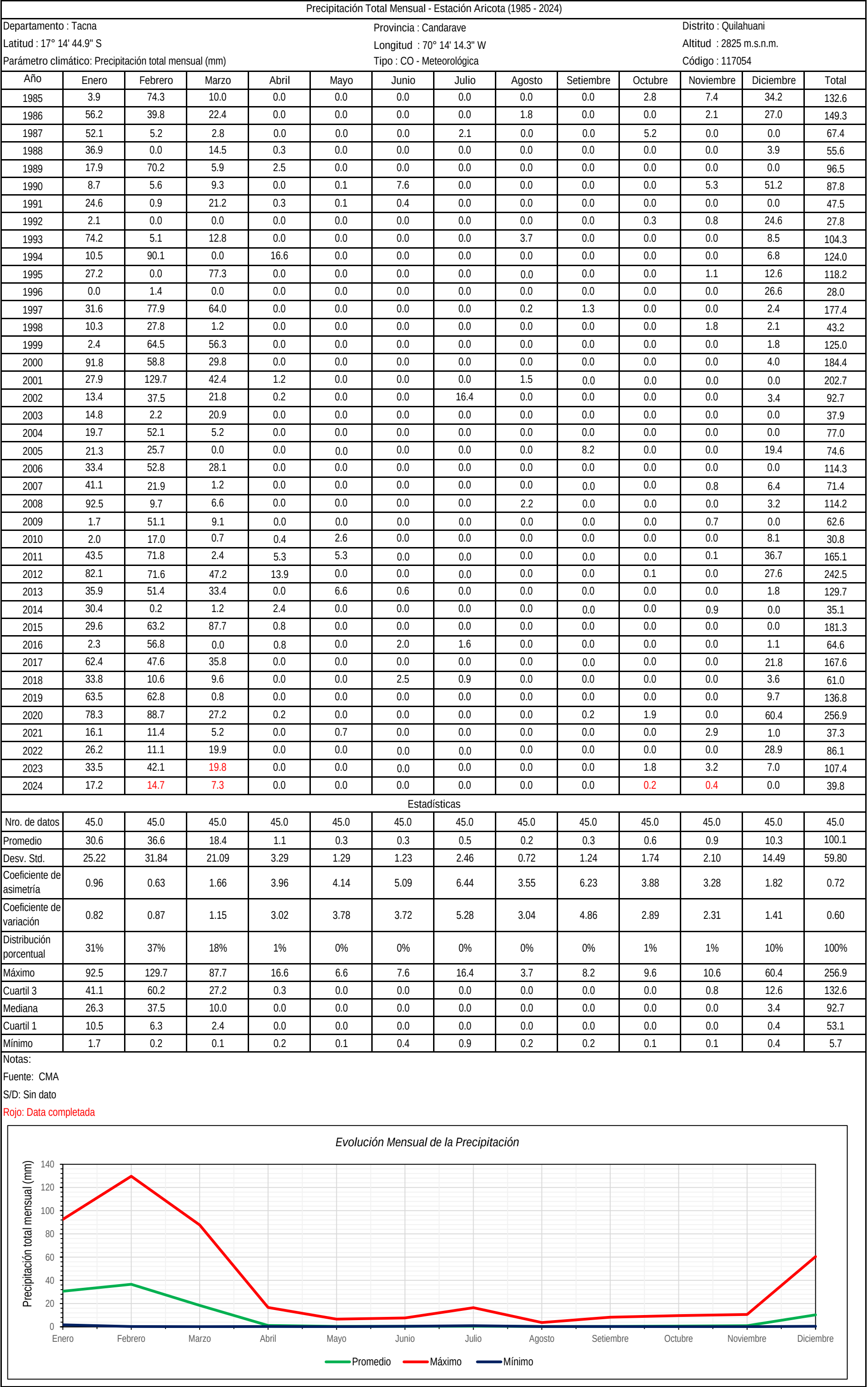
Diciembre

Promedio

Máximo

Mínimo

**Anexo B-2. Datos de Precipitación de la Estación**  
**Aricota (1985 – 2024)**



**Anexo B-3. Datos de Precipitación de la Estación  
Candarave (1985 – 2024)**

Precipitación Total Mensual - Estación Candarave (1985 - 2024)

Departamento : Tacna

Provincia : Candarave

Distrito : Candarave

Latitud : 17°16'3.9" S

Longitud : 70°15'19.3" W

Altitud : 3415 m.s.n.m.

Parámetro climático: Precipitación total mensual (mm)

Tipo : CO - Meteorológica

Código : 117019

| Año  | Enero | Febrero | Marzo | Abril | Mayo | Junio | Julio | Agosto | Setiembre | Octubre | Noviembre | Diciembre | Total |
|------|-------|---------|-------|-------|------|-------|-------|--------|-----------|---------|-----------|-----------|-------|
| 1986 | 90.7  | 71.3    | 38.5  | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 1.0       | 37.1      | 238.6 |
| 1987 | 102.9 | 5.5     | 4.6   | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 0.0       | 113.0 |
| 1988 | 66.9  | 0.0     | 18.1  | 1.1   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 3.7       | 89.8  |
| 1989 | 25.1  | 82.1    | 7.4   | 2.8   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 0.0       | 117.4 |
| 1990 | 15.1  | 7.6     | 15.2  | 0.0   | 0.8  | 20.3  | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 26.8      | 56.2      | 142.0 |
| 1991 | 42.8  | 1.5     | 51.8  | 1.1   | 0.0  | 0.5   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 0.0       | 97.7  |
| 1992 | 8.2   | 0.0     | 0.0   | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 2.0     | 0.0       | 72.3      | 82.5  |
| 1993 | 108.8 | 9.2     | 20.0  | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.6    | 0.0       | 0.2     | 0.0       | 10.0      | 148.8 |
| 1994 | 75.0  | 134.7   | 2.1   | 17.6  | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 1.3       | 17.5      | 248.2 |
| 1995 | 43.5  | 0.0     | 74.0  | 2.8   | 0.1  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.6       | 12.3      | 133.3 |
| 1996 | 44.0  | 25.6    | 1.3   | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.2    | 0.0       | 0.0     | 1.7       | 3.5       | 76.3  |
| 1997 | 60.8  | 70.3    | 39.7  | 0.0   | 0.2  | 0.0   | 0.0   | 9.5    | 23.6      | 0.0     | 0.0       | 12.0      | 216.1 |
| 1998 | 92.5  | 32.7    | 1.6   | 2.0   | 0.0  | 4.2   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 6.7       | 8.4       | 148.1 |
| 1999 | 22.1  | 146.4   | 120.6 | 4.1   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 8.6     | 0.0       | 17.2      | 319.0 |
| 2000 | 119.8 | 75.2    | 104.2 | 0.6   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 10.4      | 310.2 |
| 2001 | 53.7  | 228.2   | 63.8  | 9.7   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 3.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 8.8       | 367.2 |
| 2002 | 16.7  | 91.7    | 34.5  | 3.5   | 0.0  | 0.0   | 29.3  | 0.0    | 0.0       | 6.4     | 6.2       | 15.0      | 203.3 |
| 2003 | 28.5  | 13.3    | 57.5  | 0.4   | 2.1  | 0.0   | 0.0   | 0.9    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 3.2       | 105.9 |
| 2004 | 63.8  | 51.6    | 1.3   | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 12.4  | 0.5    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 1.0       | 130.6 |
| 2005 | 52.9  | 46.5    | 14.5  | 2.4   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 10.9      | 0.0     | 1.1       | 20.1      | 148.4 |
| 2006 | 58.7  | 72.2    | 40.8  | 0.7   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.1     | 0.0       | 5.9       | 178.4 |
| 2007 | 46.9  | 57.8    | 4.3   | 0.4   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 3.5       | 9.9       | 122.8 |
| 2008 | 61.7  | 34.8    | 18.1  | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 3.9    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 6.1       | 124.6 |
| 2009 | 9.0   | 164.2   | 39.3  | 3.1   | 0.0  | 0.0   | 0.5   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 4.1       | 1.5       | 221.7 |
| 2010 | 4.8   | 34.6    | 1.7   | 0.0   | 3.1  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 1.0     | 0.0       | 9.6       | 54.8  |
| 2011 | 92.1  | 146.6   | 4.9   | 9.3   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 2.2       | 94.5      | 349.6 |
| 2012 | 121.9 | 196.7   | 80.4  | 19.7  | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 4.7     | 0.0       | 44.1      | 467.5 |
| 2013 | 93.1  | 60.4    | 63.6  | 0.0   | 10.3 | 3.0   | 0.0   | 2.1    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 19.0      | 251.5 |
| 2014 | 83.5  | 2.1     | 3.9   | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 5.7       | 1.2       | 96.4  |
| 2015 | 39.3  | 87.1    | 81.2  | 12.0  | 0.0  | 0.0   | 2.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 0.0       | 221.6 |
| 2016 | 2.3   | 89.2    | 0.0   | 9.9   | 0.0  | 0.0   | 5.5   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 3.3       | 110.2 |
| 2017 | 113.9 | 68.1    | 71.8  | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 29.3      | 283.1 |
| 2018 | 61.8  | 38.5    | 17.9  | 0.6   | 0.0  | 4.3   | 4.1   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 11.1      | 138.3 |
| 2019 | 115.9 | 143.8   | 4.9   | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.1   | 0.0    | 0.1       | 1.3     | 0.0       | 11.7      | 277.8 |
| 2020 | 87.5  | 29.8    | 36.5  | 0.6   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.4       | 4.6     | 0.0       | 66.8      | 226.2 |
| 2021 | 19.8  | 20.5    | 7.4   | 1.1   | 0.9  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 2.7       | 5.6       | 58.0  |
| 2022 | 35.0  | 13.3    | 22.8  | 0.0   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 0.0       | 11.7      | 82.8  |
| 2023 | 68.4  | 44.7    | 31.3  | 0.2   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.2     | 2.8       | 4.9       | 152.5 |
| 2024 | 5.6   | 92.6    | 15.5  | 0.1   | 0.0  | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0       | 0.0     | 1.3       | 0.0       | 115.1 |

Estadísticas

|                           |       |       |       |      |      |      |      |      |      |      |      |       |       |
|---------------------------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|
| Nro. de datos             | 45.0  | 45.0  | 45.0  | 45.0 | 45.0 | 45.0 | 45.0 | 45.0 | 45.0 | 45.0 | 45.0 | 45.0  | 45.0  |
| Promedio                  | 54.9  | 64.9  | 30.4  | 2.6  | 0.4  | 0.8  | 1.2  | 0.5  | 0.8  | 1.1  | 2.2  | 15.8  | 175.5 |
| Desv. Std.                | 36.28 | 57.61 | 30.03 | 4.79 | 1.62 | 3.15 | 4.76 | 1.59 | 3.85 | 2.58 | 5.04 | 20.84 | 96.15 |
| Coefficiente de asimetría | 0.18  | 0.94  | 1.17  | 2.26 | 5.62 | 5.72 | 5.20 | 4.62 | 5.33 | 2.64 | 3.59 | 2.24  | 0.88  |
| Coefficiente de variación | 0.66  | 0.89  | 0.99  | 1.84 | 4.15 | 4.07 | 3.98 | 3.22 | 4.55 | 2.44 | 2.31 | 1.32  | 0.55  |
| Distribución porcentual   | 31%   | 37%   | 17%   | 1%   | 0%   | 0%   | 1%   | 0%   | 0%   | 1%   | 1%   | 9%    | 100%  |
| Máximo                    | 121.9 | 228.2 | 120.6 | 19.7 | 10.3 | 20.3 | 29.3 | 9.5  | 23.6 | 11.1 | 26.8 | 94.5  | 467.5 |
| Cuartil 3                 | 86.1  | 91.7  | 40.8  | 2.8  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.1  | 1.7  | 17.5  | 238.6 |
| Mediana                   | 53.7  | 51.6  | 20.0  | 0.4  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 9.6   | 148.1 |
| Cuartil 1                 | 22.1  | 18.1  | 4.9   | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 3.3   | 105.9 |
| Mínimo                    | 2.3   | 1.5   | 1.3   | 0.1  | 0.1  | 0.5  | 0.1  | 0.2  | 0.1  | 0.1  | 0.2  | 1.0   | 13.4  |

Notas:

Fuente: CMA

S/D: Sin dato

Rojo: Data completada

Evolución Mensual de la Precipitación