



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS Y MATEMATICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

**ANALISIS TERMAL DEL COMPLEJO VOLCANICO
DESCABEZADO GRANDE Y PLANCHON PETEROA MEDIANTE
SENSORES REMOTOS**

MEMORIA PARA OPTAR AL TITULO DE GEOLOGO

MARTIN LEMUS HERNANDEZ

PROFESOR GUIA:

Dr. FRANCISCO GUTIERREZ

MIEMBROS DE LA COMISION:

Sr. JOSE LATTUS

Dr. MIGUEL ANGUEL PARADA

SANTIAGO, CHILE

2010

Agradecimientos

Al Departamento de Geología, particularmente a la Cátedra de Geotermia. A mi profesor guía, Francisco Gutiérrez, por su paciencia, motivación y excelente trabajo como docente.

Al Departamento de Geofísica por la excelente disposición con los instrumentos de medición y, sobretodo, por el apoyo humano y académico. Particularmente agradezco al profesor José Rutland y al Director del Departamento, René Garreaud.

A AFMAPU por el apoyo logístico en las campañas de terreno, particularmente a Víctor San Martín por su preocupación e interés en el trabajo realizado y a Andes Guide.

A José Lattus y Felipe Nappoleoni por el valioso tiempo, conocimiento y guía respecto al procesamiento de las imágenes satelitales.

A los caballos y arrieros que transportaron el equipo en terrenos tan difíciles. Sin ellos no se hubiera podido.

A mis colegas...Oscar, por compartir la poesía y la disciplina en el quehacer. Pablito, por alegrarnos la vida a todos. Jacquie, por ser tan linda y apasionada con las cosas que te gustan y al Ataxia por mostrarnos los alcances transformadores del surrealismo.

A mis compañeros y compañeras de lo libertario... los colegas de la Cooperativa de alimentos: por las huertas de la vida, la políticamente correcta y buena comida, la amistad y el amor. Al taller comunitario Serigráfico por reproducir la imagen en todos sus valores.

A la Carmín, mi bicicleta, por llevarme donde se le da la gana.

A mi familia que trasciende la sangre...

A mi hermana que me enseña día a día lo que es la fuerza y la entereza. Por crecer conmigo, por ser amorosa, por ser odiosa, por criarme y por darme la oportunidad de disfrutar a los dos pequeñines.

A mi mamá...por ser una eterna niña. Con su capacidad intacta de maravillarse y de conectarse con lo trascendente. Por haber hecho siempre lo necesario, por ser una valiente y una guerrera.

A todos y todas las que luchan, no por cambiar el mundo, sino por empezarlo de nuevo...bajo el sol de la (A).

INDICE GENERAL

<i>I</i>	<i>Introducción</i>	12
I.1	Formulación del problema	12
I.1.1	Fundamentación del Problema	13
I.1.2	Estado del Arte	15
I.2	Objetivos	21
I.2.1	Objetivos Generales:	21
I.2.2	Objetivos específicos:.....	21
I.3	Hipótesis	22
I.4	Zona de estudio	23
I.4.1	Ubicación y accesos	23
I.4.2	Marco Geológico, Topografía y Clima.....	25
I.4.3	Cobertura de imágenes Satelitales y Dominios de estudio	49
<i>II</i>	<i>Balance termal en la superficie terrestre</i>	53
II.1	Factores que afectan las temperaturas superficiales	55
II.1.1	Emisividad.....	55
II.1.2	Inercia Termal	55
II.1.3	Flujo Solar Absorbido: Topografía y Albedo	56
II.1.4	Gradiente Adiabático.....	59
II.2	Información de entrada para los algoritmos.	63
II.2.1	Información Remota	63
II.2.2	Datos de terreno.....	66
<i>III</i>	<i>Metodología</i>	109
III.1	Modelamiento y Corrección de los factores que afectan las señales termales...	110
III.1.1	Modelos Termales	110
III.1.2	Corrección de los factores termales	117
III.2	Zonas de alteración hidrotermal	126
III.2.1	Preprocesamiento.....	127
III.2.2	Procesamiento.....	130

IV	Resultados	135
IV.1	Factores termales	135
IV.1.1	Albedo	135
IV.1.2	Corrección de Inercia termal.....	137
IV.2	Mapa de alteración hidrotermal	143
IV.3	Elección de Modelo	144
IV.3.1	Componentes principales resueltas y mapa de contribución geotermal	147
IV.4	Componentes de Tmod	156
IV.4.1	Contribución del Dem (Ga)	157
IV.4.2	Contribución solar (Eq)	157
IV.4.3	Ordenes de magnitud: Gradiente adiabático versus contribución solar	158
IV.5	Validación del modelo con anomalías conocidas	158
IV.5.1	Cráteres.....	158
IV.5.2	Termas	159
IV.5.3	Estructuras	161
IV.6	Correlación entre mapeo de alteración hidrotermal y contribución geotermal	163
V	Discusiones	166
V.1	Alcances del modelo: limitaciones y alcances	166
V.1.1	Limitaciones del sensor y el modelo	166
V.1.2	Alcances del modelo.....	168
V.2	Significado físico de la temperatura obtenida	171
V.3	Interpretación de las anomalías termales en el contexto geológico.	171
V.4	Relación entre alteración y anomalías termales superficiales	172
V.5	Comparaciones entre modelos numéricos	173
VI	Conclusiones	174
VI.1	Concreción de objetivos	174
VI.2	Aportes del modelo	174
VI.3	Factores que deben ser considerados al aplicar el modelo	175

VI.4	Modelo expreso.....	175
VI.5	Recomendaciones	175
VI.6	Prospección Geotermal.....	176
VII	<i>Referencias</i>	179
VIII	<i>Anexos</i>	183
VIII.1	Perspectiva energética de la Geotermia.....	183
VIII.1.1	Producción energética.....	183
VIII.1.2	Distribución del Consumo energético.....	184
VIII.2	Productos Aster.....	185
VIII.3	Especificaciones del termómetro infrarrojo portátil.....	190
VIII.4	Detalles de los datos de terreno	192
VIII.4.1	Datos terreno: Sector Norte, período de Marzo 2010	192
VIII.4.2	Datos terreno: Sector Sur, período de Abril 2010	194
VIII.4.3	Datos termales de aguas superficiales (Benavente, 2010)	195

INDICE DE FIGURAS

<i>Figura 1: Dependencia experimental del poder emisivo del cuerpo negro en función de la temperatura y la longitud de onda. A medida que aumenta la temperatura, el poder emisivo (ϵ_{λ}) del cuerpo varía en forma de campana. Cada una de las curvas tiene un máximo que se desplaza hacia la región de las longitudes de ondas cortas y se hace más agudo a medida que la temperatura es mayor. El área verde indica el rango del visible y la roja clara el rango del infrarrojo termal, las cuales coinciden con una vecindad de máxima radiación para las curvas de emitancia del sol y la tierra respectivamente.</i>	18
<i>Figura 2: Mapa con las rutas y accesos de los terrenos de Marzo y Abril al sector de alta cordillera de Talca. En rojo se muestra la ruta realizada en el terreno de marzo y en celeste la realizada en abril. El polígono verde es la cobertura de imágenes satelitales efectiva. Imagen Google Earth, datum WGS 84. .</i>	24
<i>Figura 3: Marco geológico regional. Área de estudio en polígono rojo. Modificado de Cembrano et al. (2009).</i>	26
<i>Figura 4: Dominios morfológicos principales en la ZVS. Modificado de Tapia 2 010.</i>	27
<i>Figura 5: Perfil balanceado en la zona de Valle Grande donde se muestran los principales estilos estructurales y la ubicación del arco activo. Extraído y modificado de Tapia 2010; en preparación.</i>	29
<i>Figura 6: Mapa geológico de la zona de estudio (modificado de Benavente 2010; en preparación)</i>	31
<i>Figura 7: columna estratigráfica esquemática de la zona de estudio. Extraída de Tapia 2010; en preparación.</i>	33
<i>Figura 8: Mapa geológico simplificado del CCC (Grunder y Mahood, 1988). C Calabozos=Cajón Calabozos; VDG=Volcán Descabezado Grande; VDC=Volcán Descabezado Chico; CA=Cerro Azul; Q=Quizapu; DZ=Cuesta Durazno; DCM=Cerro del Medio; RC=Río Colorado. Elevación en metros. .</i>	41
<i>Figura 9: (a) Mapa geológico simplificado del CCC (modificado de Grunder et al., 1987). En él se puede ver como espacialmente se encuentran asociadas las manifestaciones termales a las fallas del CCC. RC=Río Colorado; VDC=Volcán Descabezado Chico; CDM= Cerro del Medio; CN=Cerro Negro. (b) Gráfico de entalpía v/s cloro (modificado de Grunder et al., 1987). Círculos abiertos = aguas meteóricas; Círculos negros=aguas termales.</i>	42
<i>Figura 10: Vista 3D de la zona de estudio en que se destacan las principales características del relieve Principal en la zona de estudio: Volcanes, lagunas y ríos. Las líneas transversales muestran la ubicación de los perfiles trazados. Imagen falso color: Combinación de bandas Aster CIR (3-2-1) que destaca la vegetación en rojo.</i>	46
<i>Figura 11: perfiles transversales en que se aprecia las variaciones de pendiente y cota. El color corresponde a la transecta dibujada en la Figura 10.</i>	47
<i>Figura 12: Mapa Geológico de la zona de estudio en que superpone la cobertura de imágenes diurnas (amarillo) y nocturnas (azul). A la imagen diurna más septentrional se le llamará imagen diurna del norte</i>	

<i>y a la más austral, imagen diurna del sur. De la misma forma se denominan las imágenes nocturnas del norte y del sur.</i>	50
<i>Figura 13: Mapa Geológico de la zona de estudio en que superpone la cobertura efectiva de imágenes satelitales (magenta), es decir, donde hay información tanto de imágenes diurnas como nocturnas.</i>	51
<i>Figura 14: Dominios de estudio: Norte (Café claro), centro (verde) y sur (celeste). Es importante notar que el dominio sur se interfecta con el dominio centro.</i>	52
<i>Figura 15: a. Imagen termal Aster 08 diurna y b. Imagen termal Aster 08 nocturna. Se delimita en color magenta la colada de lava del Descabezado Chico y se señalan las lagunas de Aguas Calientes. Escala de temperatura en grados Celcius.</i>	56
<i>Figura 16: Calentamiento diferencial de las laderas en el transcurso de un día. La escala de valores representa la componente normal a la superficie de los rayos solares, con el valor 0 equivalente a que los rayos del sol lleguen paralelos a la superficie (sombra) y el valor 1 es el caso en que los rayos del sol llegan perpendiculares a la superficie (máxima radiación solar). El número bajo cada imagen representa la hora en GMT. La hora local es GMT-4. Imagen de relieve sombreado con tabla de color rojo/azul. El rojo representa caras con exposición solar y el azul, representa sombra o no-exposición solar.</i>	57
<i>Figura 17: Imagen Aster 08 diurna del sector del Río Maule. Escala de temperatura en grados Celcius.</i>	58
<i>Figura 18: Imagen satelital Aster08 nocturna en el sector del Vn. Descabezado. Se muestra los ríos en azul y, se resaltan en verde las anomalías negativas y en rojo las anomalías positivas identificadas en el gráfico de dispersión.</i>	61
<i>Figura 19: Imagen del Descabezado Chico con su respectivo gráfico de dispersión (Temperatura [°C] versus altitud [m]).</i>	61
<i>Figura 20: Imagen del Complejo Volcánico Peteroa con su respectivo gráfico de dispersión. (Temperatura [°C] versus altitud [m]).</i>	62
<i>Figura 21: Interdependencias de los productos ASTER</i>	65
<i>Figura 22: Estación de Flujo Radiométrico y data logger</i>	67
<i>Figura 23: funcionamiento del termómetro infrarrojo</i>	69
<i>Figura 24: Zona de estudio con ubicación de los puntos de instalación de la estación radiométrica. Los puntos que no aparecen enumerados es debido a que por la escala de la imagen se traslapan</i> <i>Combinación de bandas Aster RGB:211 Pseudo color real.</i>	71
<i>Figura 25: a. Imagen aster con puntos de control con cruz y etiqueta amarilla. b. zoom de los puntos de control. Combinación de bandas Aster RGB:211 pseudo color real. Proyección UTM, Datum WGS 1984 zona 19S.</i>	72
<i>Figura 26: a. Imagen aster con puntos de control con cruz y etiqueta amarilla. b. zoom de los puntos de control. Combinación de bandas Aster RGB:211 pseudo color real. Proyección UTM, Datum WGS 1984 zona 19S.</i>	84

<i>Figura 27: a. Imagen aster con puntos de control con cruz y etiqueta magenta. b. zoom de los puntos de control. Combinación de bandas Aster RGB:211 pseudo color real. Proyección UTM, Datum WGS 1984 zona 19S.</i>	<i>93</i>
<i>Figura 28:a. Imagen aster con puntos de control con cruz y etiqueta magenta. b. zoom de los puntos de control. Combinación de bandas Aster RGB:211 pseudo color real. Proyección UTM, Datum WGS 1984 zona 19S.</i>	<i>96</i>
<i>Figura 29: Vista Este del Volcán Descabezado Grande.</i>	<i>97</i>
<i>Figura 30: a. Imagen aster con puntos de control con cruz y etiqueta magenta. b. zoom de los puntos de control. Combinación de bandas Aster RGB:211 pseudo color real. Proyección UTM, Datum WGS 1984 zona 19S.</i>	<i>103</i>
<i>Figura 31: a. Imagen aster con puntos de control con cruz y etiqueta magenta. b. zoom de los puntos de control. Combinación de bandas Aster RGB:211 pseudo color real. Proyección UTM, Datum WGS 1984 zona 19S.</i>	<i>106</i>
<i>Figura 32: esquema que muestra los distintos pasos de la extracción de la señal geotermal a partir de una imagen no procesada. T° es temperatura, la letra mayúscula que sigue indica el tipo de componente termal; F: temperatura neta y sin procesar, Q*: es la temperatura asociada al aporte solar, S: es el aporte sensible u asociado a cambios de elevación y G: es la temperatura de Contribución Geotermal). El color del cuadrado indica si la imagen o información es diurna (blanco) o nocturna (celeste). Wn es el ponderador que minimiza las variaciones por inercia termal para la imagen nocturna (véase Cap.III.1.2.2).</i>	<i>112</i>
<i>Figura 33: Diseño básico del algoritmo TES.</i>	<i>118</i>
<i>Figura 34: Diagrama de los distintos tipos de alteración hidrotermal en función de la temperatura y el ph de los fluidos que la originan.</i>	<i>126</i>
<i>Figura 35: Resultado de corrección atmosférica. a. imagen sin corrección y b. Bajo cada imagen se muestran las respectivas curvas espectrales, en el rango del SWIR, corresponden al píxel señalado con una cruz magenta. Combinación Aster de imágenes RGB:468. Proyección UTM, datum WGS 1948, zona 19S.</i>	<i>128</i>
<i>Figura 36: Esquema en dos dimensiones (2 bandas) que ejemplifica el método SAM. El punto magenta es el espectro de referencia, los puntos negros son los píxeles a comprara, Ac es el ángulo crítico previamente definido y el área verde define los píxeles que entran en la clase definida por el méto do. ...</i>	<i>130</i>
<i>Figura 37: a. Valle del Colorado en el que las zonas de alteración argílica se resaltan en tonos rosáceos y blanquecinos. b. perfil promedio de la región de interés achurada en magenta. Combinación Aster de imágenes RGB:468. Proyección UTM, datum WGS 1948, zona 19S.</i>	<i>132</i>
<i>Figura 38: Patrones de absorción característicos para distintos grupos minerales. En la imagen inferior se muestra como se construye la matemática de bandas para un patrón de absorción general.</i>	<i>134</i>

<i>Figura 39: Imágenes de anomalías termal diurna y nocturna (DT día y DT noche), ponderadores de imagen nocturna (Wn) obtenidos al imponer la condición de contribución geotermal nula y anomalía termal en base al promedio de los Wn (DT total), (1°, 2°, 3° y 4° columna respectivamente). Para 3 cuerpos de agua en los Dominios norte, sur y centro (1°, 2° y 3° fila respectivamente).</i>	<i>141</i>
<i>Figura 40: Mapa de alteración hidrotermal de la zona de estudio.</i>	<i>143</i>
<i>Figura 41: Imagen termal diurna sin procesar, T_F (Aster 08). Escala de temperaturas en grados Celsius.</i>	<i>148</i>
<i>Figura 42: Imagen Tmod diurna. Esta es la componente termal que se subtrae. Tmod incluye tanto la componente solar como adiabática. Escala de temperaturas en grados Celsius.</i>	<i>149</i>
<i>Figura 43: Anomalía termal diurna resultante de substraer Tmod a la imagen Aster08 (T_F). Escala de temperaturas en grados Celsius.</i>	<i>150</i>
<i>Figura 44: Imagen termal nocturna, T_F (Aster 08). Escala de temperaturas en grados Celsius.</i>	<i>151</i>
<i>Figura 45: Imagen Tmod nocturna. Esta es la componente termal que se subtrae. Tmod incluye tanto la componente solar como adiabática. Escala de temperaturas en grados Celsius.</i>	<i>152</i>
<i>Figura 46: Anomalía termal nocturna resultante de substraer Tmod a la imagen Aster08 (T_F). Escala de temperaturas en grados Celsius.</i>	<i>153</i>
<i>Figura 47: Contribución geotermal resultante de la ponderación de las anomalías diurnas y nocturnas por los factores encontrados en el Cáp. IV.1.2: Corrección de Inercia termal.</i>	<i>154</i>
<i>Figura 48: Contribución geotermal restringida a los percentiles del 20% y 80% más bajo y alto respectivamente. Escala de temperaturas en grados Celsius.</i>	<i>155</i>
<i>Figura 49: Tmod descompuesto en sus señales adiabática (DEM contribution) y solar (Sun contribution) para una zona en particular (1° y 2° columna respectivamente). En la 1° fila se muestra el procesamiento de imágenes diurnas y en la 2° de las imágenes nocturnas. Escala de temperaturas en grados Celsius. .</i>	<i>156</i>
<i>Figura 50: Imágenes de contribución geotermal (DT) para los cráteres de los 3 volcanes activos de la zona de estudio. En magenta se destacan los cráteres y en verde las anomalías que arroja el modelo y no han sido documentadas.</i>	<i>159</i>
<i>Figura 51: Termas del estero del Volcán</i>	<i>160</i>
<i>Figura 52: Termas del Azufre, LLolli y Baños de la Yegua.</i>	<i>160</i>
<i>Figura 53: Termas del Médano.....</i>	<i>161</i>
<i>Figura 54: Anomalías termal asociadas a la falla del Novillo. Estructura en verde.</i>	<i>162</i>
<i>Figura 55: Zona de gap de alteración y anomalía termal.</i>	<i>163</i>
<i>Figura 56: En magenta se destaca la correlación entre las zonas de alteración argílica avanzada y anomalías termal en franja argentina con orientación NNW. En verde claro se muestra la misma relación para las manifestaciones termal del valle del Río Colorado.</i>	<i>164</i>

<i>Figura 57: A la izquierda mapa de alteración argílica avanzada y a la derecha mapa de contribución geotermal.....</i>	<i>165</i>
<i>Figura 58: a. Imagen procesada (Contribución Geotermal) y b. Imagen nocturna si procesar. Polígono magenta delimita y destaca las termas del médano.</i>	<i>169</i>
<i>Figura 59: a. Imagen Aster08 diurna (sin procesar) y b. Contribución Geotermal (DT). Se delimita en magenta las laderas con exposición este.</i>	<i>170</i>
<i>Figura 60: Imagen Aster08 diurna (sin procesar) y b. Contribución Geotermal (DT). Se delimita en magenta cuerpos de lava.</i>	<i>170</i>
<i>Figura 61: Zonas no documentadas de interés geotermal en el sector del Vn. Peteroa(polígonos magenta). a. Imagen Aster08 diurna (sin procesar), b. Imagen Aster08 nocturna (sin procesar), c. Imagen final procesada de contribución geotermal y d. Imagen AsterLIB, combinación de bandas RGB:123.....</i>	<i>177</i>
<i>Figura 62: Zonas no documentadas de interés geotermal en el dominio del Vn. Descabezado Grande (polígonos magenta). a. Imagen Aster08 diurna (sin procesar), b. Imagen Aster08 nocturna (sin procesar), c. Imagen final procesada de contribución geotermal y d. Imagen AsterLIB, combinación de bandas RGB:123.</i>	<i>178</i>
<i>Figura 63: Distribución del consumo energético.....</i>	<i>185</i>

Resumen

Con el objeto de obtener las temperaturas superficiales asociadas al campo de flujo calórico provenientes desde el interior de la tierra, se ha aplicado un modelo u algoritmo que extrae la contribución geotermal a partir de la temperatura superficial neta. Dicho proceso se basa en la identificación y modelamiento de los factores o componentes significativos que aporten una señal termal en el balance térmico superficial para luego extraerlos, exceptuando, claro está, la contribución geotermal.

Para tener una perspectiva regional del campo de temperaturas superficial, se han utilizado como datos de entrada del modelo imágenes satelitales ASTER, que poseen características idóneas para el cumplimiento del objetivo propuesto.

La zona de estudio se encuentra en la Cordillera Principal de los Andes entre los 35° y 35,5° de latitud sur, en la Región del Maule de Chile. En ella se encuentran los Complejos Volcánicos Planchón-Peteroa y Descabezado Grande-Quizapu, principales fuentes de calor para los fenómenos hidrotermales documentados en la zona.

Los factores que afectan la temperatura superficial son la exposición a la radiación solar, la humedad, cubierta vegetal y la temperatura de otros materiales en contacto con la superficie tales como la atmósfera, agua o nieve. La forma en que estos factores afectan el balance termal depende de las propiedades intrínsecas de los materiales expuestos, tales como la inercia termal, albedo y emisividad. Se han modelado los factores que afectan en 1° orden el balance térmico mediante modelos calibrados con datos de terreno y otros que basados en supuestos, no requieren dicha información. Los factores considerados son: la radiación solar y la variación termal de la superficie con la elevación. Una vez obtenidas las expresiones respectivas, son substraídas de la temperatura superficial neta. El residuo puede ser considerado en gran parte explicado por la contribución geotermal.

En la imagen final se han reducido considerablemente los “ruidos” de la imagen termal neta sin atenuar la componente geotermal; lo cual permite distinguir de manera directa las anomalías termales asociadas a los sistemas volcánicos e hidrotermales, haciendo del método propuesto una herramienta atractiva y efectiva en la prospección Geotermal y un aporte en la comprensión de las dinámicas de los sistemas hidrotermales.

I Introducción

I.1 Formulación del problema

Las manifestaciones termales superficiales, como fumarolas y surgencias de aguas con temperaturas anómalamente altas, son las primeras pistas o evidencias que la tierra pone a nuestra disposición para entender las dinámicas que ocurren dentro de ella. Las formas y técnicas para realizar una correcta lectura de dichas manifestaciones son cada vez mejores y precisas. Sin embargo, la documentación espacial de estas evidencias se ha realizado de manera casi folclórica en el tiempo; a través de expediciones de lugareños a sectores de alta cordillera. Estos al percibir los fuertes y desagradables olores del azufre, reconocen la posibilidad de tomar un descanso en un cálido baño termal.

De este modo, al sistematizar el conocimiento de la identificación y por lo tanto, de la ubicación de las manifestaciones hidrotermales, complementando el conocimiento popular desarrollado, mediante un método científico, se abren posibilidades casi inexploradas en la región cordillerana de los Andes, de ampliar cualitativa y cuantitativamente la comprensión de los fenómenos físico/químicos en el subsuelo. Esto, con el objeto de acotar superficialmente las dinámicas del volcanismo local y el sistema geotermal asociado.

I.1.1 Fundamentación del Problema

I.1.1.1 Desde el punto de vista del volcanismo y sus dinámicas

La importancia del mapeo de temperaturas superficiales, e indirectamente del campo de flujo calórico asociado a sistemas volcánicos, es la cuantificación de la actividad volcánica de una zona en particular.

Al integrar el constreñimiento de temperaturas superficiales a un modelo numérico, junto a información geoquímica y geofísica, entre otras, se pretende comprender las dinámicas y características propias del reservorio (profundidad, volumen, temperatura, tipos de circulación: advectiva, conductiva, etc.) y del sistema geotermal.

La percepción remota, en particular el satélite ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) con una resolución espacial y espectral idónea, junto a una cobertura regional por imagen de 60 por 60 Kms² se muestra como una poderosa herramienta para la resolución del constreñimiento de anomalías termales superficiales asociadas al sistema geotermal.

De aquí en adelante cuando se haga mención al sistema o a la contribución geotermal se referirá indistintamente tanto a los aportes termales asociados a los sistemas volcánicos y/o hidrotermales.

I.1.1.2 Desde la perspectiva geotérmica

De forma complementaria a la perspectiva volcánica, la metodología propuesta para la identificación de la contribución geotermal en sistemas hidrotermales se presenta como una herramienta de primer orden de lugares claves en el marco de la prospección de recursos geotermales. En primera instancia, permite el potencial reconocimiento de anomalías termales en sectores de difícil acceso, como zonas de alta cordillera, climas extremos, etc. Junto a ello, la cobertura espacial de las imágenes ASTER permite encontrar sectores de anomalías termales no documentadas. Esto permitiría aumentar los lugares de análisis de agua y gases y, por lo tanto,

tener una aproximación mejor acotada de las capacidades de generar trabajo, es decir del potencial del sistema geotermal.

Algunas de las implicancias del uso energético de los recursos geotermales se abarca en el ANEXO VIII.1: Perspectiva energética de la Geotermia.

De ahora en adelante cuando se haga mención al concepto de sistema o contribución geotermal se referira tanto a los aportes termales asociados a los sistemas volcánicos, hidrotermales y/o cualquier componente de flujo calórico proveniente desde el interior de la tierra.

I.1.2 Estado del Arte

I.1.2.1 Extracción de la Contribución Geotermal a partir de imágenes satelitales

La detección de anomalías termales superficiales asociadas exclusivamente a sistemas geotermales requiere de un proceso de múltiples correcciones, calibraciones y filtros que permitan borrar el ciclo normal de calentamiento diurno, que perdura incluso hasta la noche. Dicho efecto es cuantificable en función de la inercia térmica de los distintos cuerpos y por lo tanto extraíble de la señal térmica total. En esta área, Coolbaugh (2007) ha demostrado que la percepción remota es una poderosa herramienta en la prospección de recursos geotermales siempre y cuando se consideren los factores relevantes que aporten una señal termal a la superficie.

A modo de ejemplo, Coolbaugh (2007) realizó un mapeo de las anomalías termales asociadas al sistema geotermal de Bradys (USA) utilizando el subsistema infrarrojo termal (TIR) del Satélite ASTER. En orden de resaltar la contribución geotermal del sistema, la imagen ASTER fue procesada para minimizar la variación de temperaturas causadas por el efecto del calentamiento diurno producto de la Radiación Solar. Las variaciones termales causadas por los cambios de albedo superficial fueron corregidas considerando: (i) el subsistema infrarrojo cercano y visible (VNIR); (ii) un modelo de elevación topográfica (DEM) para corregir el efecto topográfico de las pendientes; y (iii) múltiples mediciones en terreno de temperaturas superficiales del suelo durante 24 horas para corregir los efectos de la inercia termal incorporando imágenes infrarrojas de día y de noche.

I.1.2.2 Extracción de la temperatura a partir de la radiación emitida.

A continuación se presentan los fundamentos teóricos actuales que validan la extracción de temperaturas superficiales a partir del subsistema TIR (Infrarrojo termal) del satélite ASTER desde la información digital (*DN: digital number*), traducida en radianza (W/m^2).

Es posible determinar temperaturas superficiales a partir de todo el rango espectral, sin embargo, a partir de estudios revolucionarios basados en la física cuántica planteados entre otros por Planck a principios del siglo XX, se determina la función del poder emisor o de la radianza

espectral, que relaciona la capacidad de emitir de los cuerpos en función del rango espectral y la temperatura a la que éstos se encuentran, la cual predice que dependiendo de su temperatura, los cuerpos emiten radiación en una vecindad acotada del espectro electromagnético. Por ejemplo, el rango espectral definido como el visible (para los humanos) es determinado por el máximo de emisión del sol dada su temperatura superficial cercana a los 6000 K. Además, el rango óptimo para estudiar los rangos de temperatura superficial de la tierra se encuentre entre los 8 a 12 [μm] o equivalentemente al subsistema TIR (infrarrojo termal) del satélite ASTER.

Emitancia de radiación. (Re).

La emitancia de radiación es la magnitud numéricamente igual al flujo dE emitido por unidad de superficie del cuerpo luminoso.

$$R_e = \frac{dE}{dS} = \int_0^{\infty} r_{\lambda} d\lambda \quad \text{(Ecuación I-1)}$$

Aquí dE es el flujo radiante integral, es decir, el flujo radiante referido a todas las longitudes de onda posibles emite el cuerpo y r_{λ} es el poder emisivo del cuerpo que representa la radiación referida a un intervalo de longitudes de ondas dado.

Cuando un flujo radiante dE_{λ} (correspondiente a un pequeño intervalo de longitudes de onda y próximo a una longitud de onda λ dada) incide sobre un cuerpo, una parte de él es reflejada por este y la otra parte (dE_{λ}^1) es absorbida por el cuerpo. Entonces se puede definir una magnitud a_{λ} llamada Absortividad como la relación:

$$a_{\lambda} = \frac{dE_{\lambda}^1}{dE_{\lambda}} \quad \text{(Ecuación I-2)}$$

La magnitud a_{λ} es función de la longitud de onda, ya que los cuerpos absorben flujos selectivamente dependiendo de la longitud de onda. De aquí la relación:

$$\frac{r_{\lambda}}{a_{\lambda}} = f(\lambda, T) \quad \text{(Ecuación I-3)}$$

Un cuerpo negro, o radiador ideal, es capaz de absorber todo el flujo que incida sobre él, es decir, es un cuerpo cuya absorptividad es igual a la unidad ($a_{\lambda} = 1$) para toda longitud de onda e independiente de la temperatura. Considerando un cuerpo negro, se expresa la Ley de Kirchhoff:

$$r_{\lambda} = f(\lambda, T) \quad \text{(Ecuación I-4)}$$

Con $a_{\lambda} = 1$.

Basado en la Ley de Kirchhoff se puede concluir que todos los cuerpos negros, a la misma temperatura, tienen la misma distribución de energía radiante en función de la longitud de onda, es decir, la emitancia de radiación (r_{λ}) de todos los cuerpos negros experimenta la misma variación al variar la temperatura.

La Figura 1 muestra los siguientes patrones experimentales para el poder emisor:

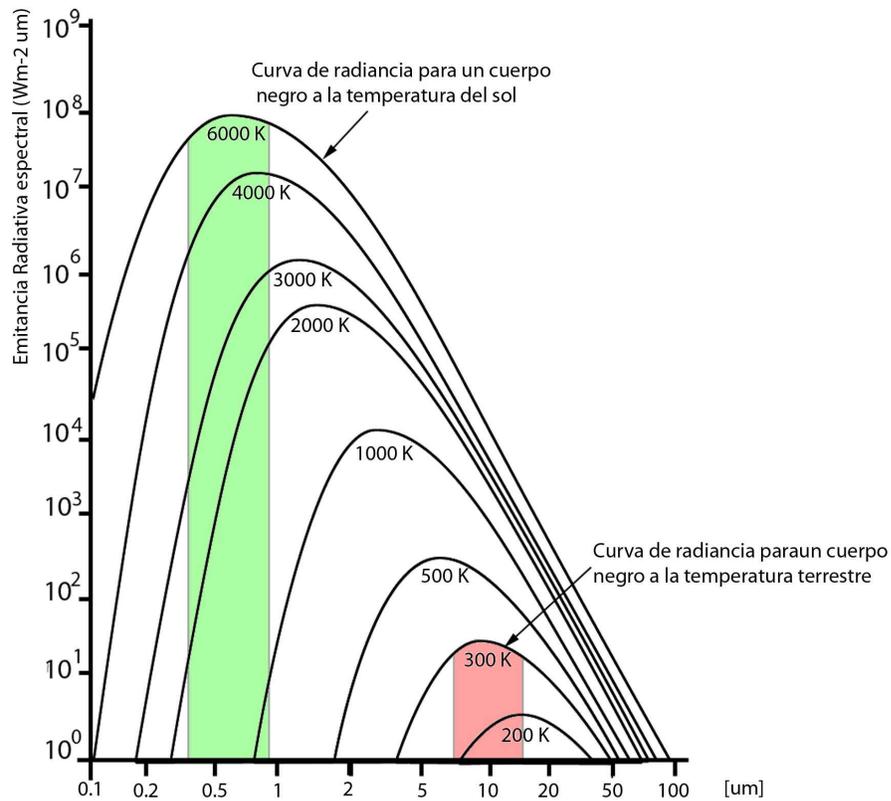


Figura 1: Dependencia experimental del poder emisor del cuerpo negro en función de la temperatura y la longitud de onda. A medida que aumenta la temperatura, el poder emisor (r_λ) del cuerpo varía en forma de campana. Cada una de las curvas tiene un máximo que se desplaza hacia la región de las longitudes de ondas cortas y se hace más agudo a medida que la temperatura es mayor. El área verde indica el rango del visible y la roja clara el rango del infrarrojo termal, las cuales coinciden con una vecindad de máxima radiación para las curvas de emitancia del sol y la tierra respectivamente.

Varios intentos fueron realizados para encontrar una solución analítica para la función $r_\lambda = f(\lambda, T)$:

La ley de Wien, obtenida a partir de los principios de la física clásica, coincide con los resultados experimentales sólo en la zona de las ondas cortas, mientras que para la zona de las ondas largas estaba en contradicción con estos resultados.

La fórmula de Rayleigh-Jeans, deducida basándose en las mismas consideraciones clásicas, sólo coincide con los resultados experimentales para la región de las ondas largas, mientras que no se ajusta a la realidad para la región de las ondas cortas.

El problema antes mencionado acerca de las dificultades de la Ley de Wien y la Fórmula de Rayleigh – Jeans se denominó “Catástrofe Ultravioleta” y representó una etapa de “crisis” para la física de entonces, es decir la física clásica.

Con el tiempo quedó demostrado que no era la Física la que estaba en crisis, sino que tal crisis estaba en la forma de pensar o conceptualizar la misma.

Fórmula de Planck

Esta situación fue brillantemente resuelta por el físico alemán Max Planck. Los resultados de su trabajo fueron dados a conocer por él el 19 de octubre de 1900 y, el 14 de diciembre del propio año, dio la explicación de la fórmula por él obtenida, que lleva su nombre y que concuerda plenamente con los resultados experimentales de la radiación térmica para todos los rangos de longitudes de onda.

Para la obtención de su fórmula, Planck renunció a la teoría de la distribución uniforme de la energía por grados de libertad, a las ideas preconcebidas de la física Clásica y a las concepciones de la continuidad de las magnitudes físicas (y en especial de energía) y concluyó que en el proceso de la radiación térmica la energía es absorbida y/o emitida en forma discontinua, por cuantos de energía.

En resumen, Planck obtuvo una expresión denominada Fórmula de Planck y que tiene la forma que sigue:

$$r_{\lambda,T} = f(\lambda, T) = 2\pi hc^2 \frac{\lambda^3}{hc} \frac{1}{e^{KT\lambda} - 1} \quad \text{(Ecuación I-5)}$$

En ella:

c --- es la velocidad de la luz en el vacío.

K --- Constante de Boltzmann.

$h = 6,624 \times 10^{-27}$ erg.seg Es la constante de Planck.

Esta expresión concuerda plenamente con los resultados experimentales para todos los rangos de longitudes de onda.

Con lo cual se corrobora que el campo de estudio de la temperatura superficial terrestre ($27^\circ\text{C} = 300\text{ K}$) debe ser realizado en el campo del subsistema TIR (8,125-11,165 μm)

Dado que gracias a la ecuación obtenida por Planck es posible determinar la temperatura de una superficie radiadora, es importante considerar que la totalidad de la energía irradiada por un material varía de forma abrupta con la temperatura, específicamente con la 4° potencia.

Consideremos la ecuación de Stefan-Boltzman:

$$R_e = \frac{dE}{dS} = \int_0^{\infty} r_{\lambda} d\lambda = \sigma T^4 \quad \text{(Ecuación I-6)}$$

Este resultado indica que la emisión de los cuerpos terrestres varía considerablemente durante el día/noche y estacionalmente.

I.2 Objetivos

I.2.1 Objetivos Generales:

El objetivo central es determinar cualitativa y cuantitativamente las anomalías termales superficiales asociadas a los sistemas geotermales de los Complejos Volcánicos del Descabezado Grande y Planchón-Peteroa, basado en imágenes satelitales ASTER. Considerando como base el método empírico propuesto por Coolbaugh (2007), consistente en una serie de calibraciones de la información espectral, simplificaciones en el balance radiativo y herramientas estadísticas, que en conjunto apuestan a limpiar y extraer la componente térmica asociada al sistema geotermal de la zona. El establecimiento de un modelo de contribución geotermal se realiza a partir de:

Información espectral de imágenes satelitales, específicamente el intervalo del TIR (infrarrojo termal): 8–12 μm para determinar temperaturas superficiales,

Además del VNIR (infrarrojo cercano visible): 0,4–1,0 μm más el intervalo del SWIR (infrarrojo de onda corta): 1,0–2,5 μm en la búsqueda de zonas de alteración.

I.2.2 Objetivos específicos:

(a) Detección de anomalías termales superficiales asociadas a sistemas geotermales activos, basada en una imagen termal filtrada de los ruidos generados por el calentamiento superficial producto de cualquier factor que aporte una componente termal al balance radiativo, salvo la contribución geotermal. Los principales factores a filtrar son: (i) radiación solar absorbida en un período de 24 horas, la cual es función de la factores intrínsecos de la superficie, como: la inercia termal, disposición espacial de la superficie, albedo y emisividad, y factores externos, como el movimiento del sol durante del día. El otro factor tiene relación con la temperatura de la atmósfera en contacto con la superficie, el aquí denominado (ii) gradiente termal de elevación.

- (b) Determinar zonas de alteración hidrotermal características en sistemas geotermales y relacionarlas a las anomalías termales detectadas.
- (c) Validar y/o calibrar el modelo utilizando zonas geotermales conocidas.

I.3 Hipótesis

Es posible obtener la anomalía termal asociada al flujo calórico terrestre a partir de imágenes termales superficiales filtrando el aporte termal de: (i) la radiación solar, considerando albedo e inercia termal (capacidad calórica, conductividad térmica y densidad); (ii) Procesos de liberación de calor latente asociados a la evaporación y condensación de agua, y a la cubierta vegetal y sus procesos asociados (fotosíntesis, tasas de transpiración y enfriamiento evaporativo); y (iii) a algunos procesos de transmisión de calor sensible, en particular al gradiente termal de elevación normal de la atmósfera ($-0.65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$).

I.4 Zona de estudio

I.4.1 Ubicación y accesos

El trabajo se realizó en la Cordillera de los Andes en la Región del Maule (entre los 35° y los 35,5° latitud sur, Figura 2). A dicho sector se encuentran asociados los Complejos Volcánicos del Descabezado Grande y Planchón Peteroa.

El acceso a la región del Maule se realizó por la carretera Panamericana 5 Sur. Con el objeto de alcanzar los puntos objetivos de instalación de la estación radiométrica del sector norte (Ruta Norte/Marzo, curva roja en Figura 2), se accede a través del camino colindante al Río Teno hasta llegar al paso fronterizo con Argentina, denominado Paso Vergara. Posteriormente, se siguió por el valle Grande, en un vehículo hasta el Río Colorado. A partir de ahí, unas de las formas de acceso a las manifestaciones termales y productos volcánicos cercanos a la laguna de aguas calientes son mediante una caminata que se extiende por unos 16 Km o helicóptero.

El acceso al sector sur (Ruta Sur/Abril, curva celeste Figura 2) se realiza por la misma carretera 5 Sur. Al llegar a la ciudad de Talca se toma un desvío en dirección hacia el Río Maule. Se puede acceder en vehículo hasta la Reserva Nacional de Altos del Lircay, ubicada a unos 66 Km. al oeste de la ciudad de Talca. Una vez ahí, se puede llegar a las faldas del Volcán Descabezado Grande y a las manifestaciones geotermales asociadas al Complejo. Es una caminata de aproximadamente 30 Kms con senderos y señalización, pero dada la extensión del camino a recorrer es recomendable alojar en uno de los refugios de la CONAF ubicado unos 10 Kms antes de llegar a la intersección del valle del Río Blanquillo y el Valle de la Engorda, lugar donde se encuentra la falda del Volcán Descabezado. Para alcanzar los puntos de instalación cercanos a la Laguna de la Invernada y las termas del Médano se accede a través de vehículo por el camino colindante al Río Maule.

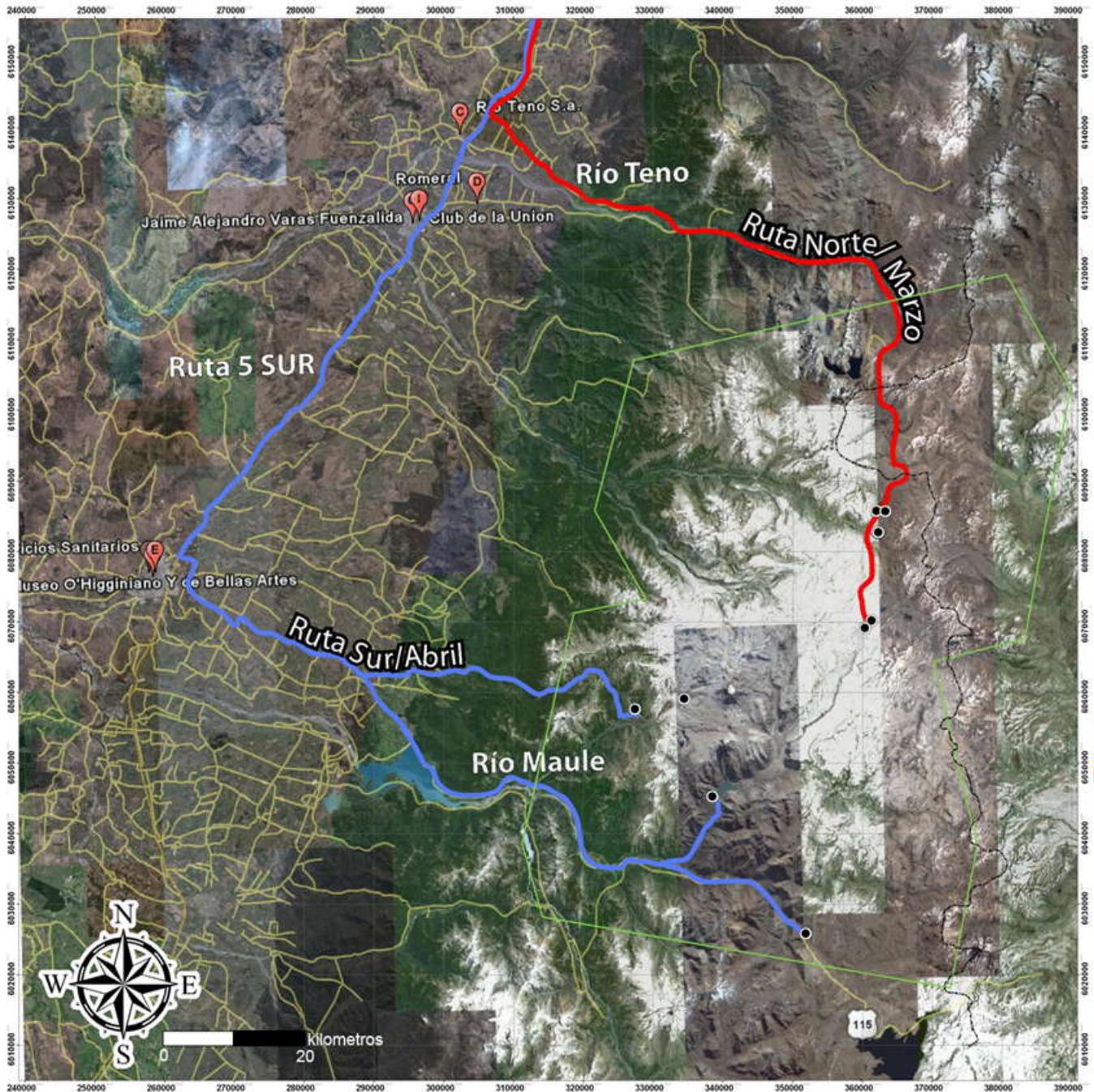


Figura 2: Mapa con las rutas y accesos de los terrenos de Marzo y Abril al sector de alta cordillera de Talca. En rojo se muestra la ruta realizada en el terreno de marzo y en celeste la realizada en abril. El polígono verde es la cobertura de imágenes satelitales efectiva. Imagen Google Earth, datum WGS 84.

I.4.2 Marco Geológico, Topografía y Clima

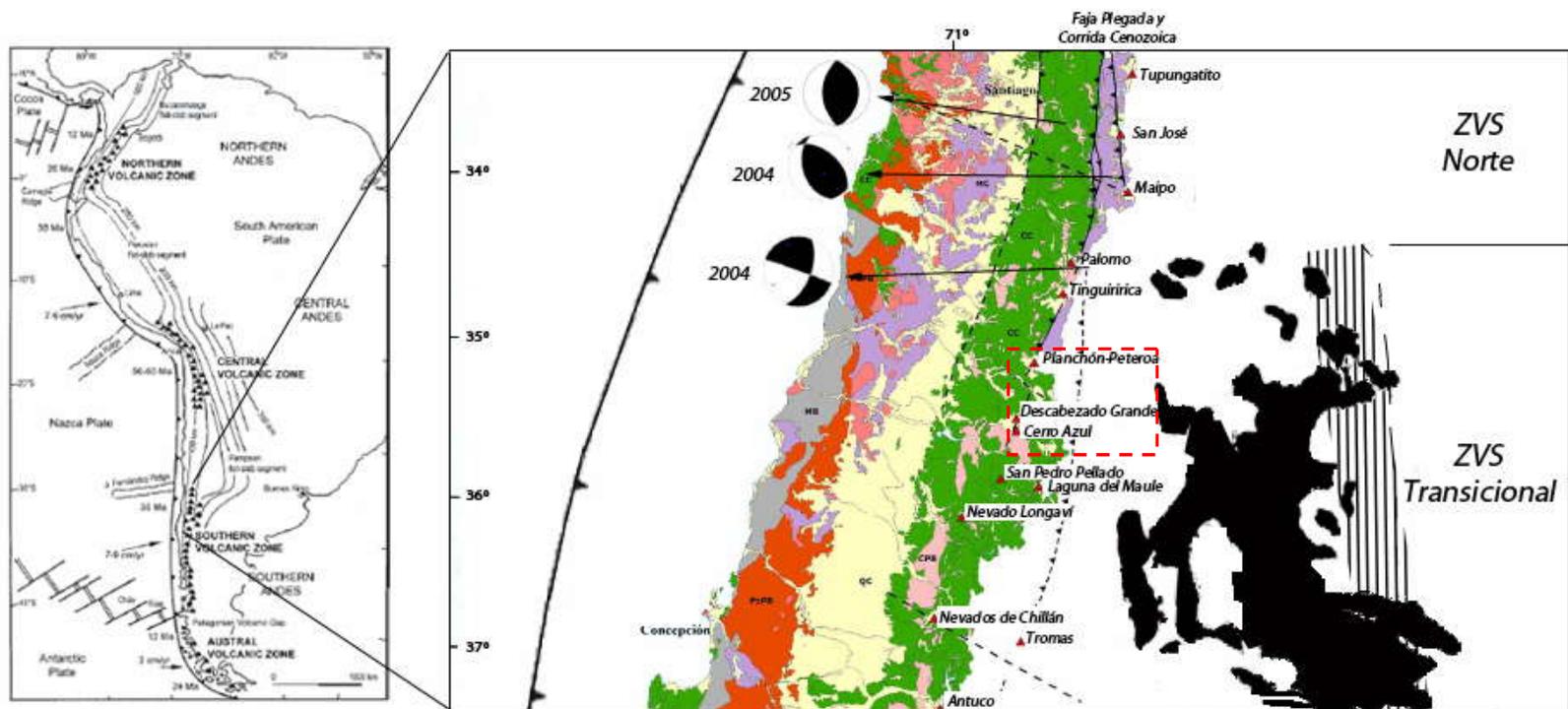
I.4.2.1 Marco Geológico

I.4.2.1.1 Tectónica regional

La Geología actual y pasada del cordón andino está controlada principalmente por la interacción de las Placas tectónicas. Actualmente existe un margen con tectonismo convergente y oblicuo entre las placas de Sudamericana y Nazca (7-9 cm/año). Este régimen de stress en la placa Sudamericana (σ_1 y σ_3 horizontales, y σ_2 vertical) es el apropiado para el ascenso de magmas a través de diques paralelos a la dirección de máximo stress (Cembrano, 2009).

El arco volcánico andino se compone de cuatro segmentos llamados Zonas Volcánicas: (i) Norte (ZVN; 2°N-5°S), Central (ZVC; 14-28°S), Sur (ZVS; 33-46°S) y Austral (ZVS; 49-55°S). Esta segmentación está dada por la geometría de la placa de Nazca, debido a cambios en la profundidad de la zona de Wadati-Benioff (Jordan et al., 1983), haciendo que a lo largo del margen oeste de Sudamérica existan zonas sin volcanismo Cuaternario (e.g. 28-33°S) producto del bajo ángulo de subducción o zonas de *Flatslab* en comparación con los segmentos con volcanismo activo con subducción normal o tipo chilena.

Los complejos volcánicos de la zona de estudio se encuentran dentro de la ZVS, particularmente en la zona transicional (ZVS transicional, Figura 3). Esta corresponde a un segmento de subducción ‘tipo Chilena’ con un ángulo de subducción que varía entre 30 y 35° (Uyeda y Kanamori, 1979) y se encuentra limitada por las zonas de subducción de bajo ángulo (*flat slab*) relacionada a la subducción de la Dorsal de Juan Fernández en el límite norte, y a la Dorsal de Chile en el límite Sur. Dichos complejos son: (i) el Complejo Volcánico Descabezado Grande-Quizapu-Azul (CVDGQA) y (ii) el Complejo Volcánico Planchón-Peteroa (CVPP).



Leyenda

QC Cubierta Cuaternaria	CPB Basamento plutónico Cenozoico	 Glaciar	 Límite este del arco volcánico Cenozoico
 Cubierta Cenozoica	 Basamento plutónico Mesozoico	▲ Volcán	 Lavas Cuaternarias
 Cubierta Mesozoica	 Basamento plutónico Paleozoico	 Falla Mapeada	
	 Basamento Metamórfico	 Falla Inferida	

Figura 3: Marco geológico regional. Área de estudio en polígono rojo. Modificado de Cembrano et al. (2009).

ZVS transicional

Rasgos morfoestructurales

Los principales rasgos morfoestructurales que caracterizan a los Andes entre los 33° y 36° (Figura 4), correspondientes a franjas norte-sur son: (1) Cordillera Costa, (2) Depresión Central, (3) Cordillera Principal, siendo este último el lugar donde se hospeda el volcanismo actual, utilizando basamento tanto de rocas ígneas, como sedimentarias (marinas y continentales) de edad Meso-Cenozoica e intrusiones locales Mio-Pliocenas (e.g. Charrier et al., 2002; Farías, 2007).

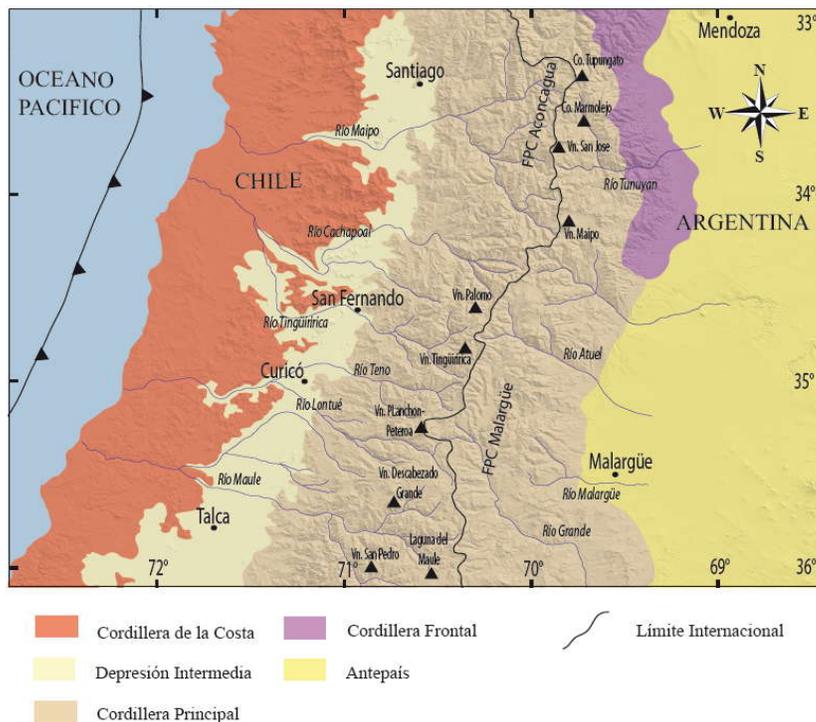


Figura 4: Dominios morfológicos principales en la ZVS. Modificado de Tapia 2010

Sistemas estructurales y volcanismo

El control espacial de calderas y estratovolcanes en la zona de estudio son estructuras NW-SE y NE-SW (Stern et al., 2007) (Figura 3). Ellas se desarrollan en el sistema estructural de la faja plegada y corrida de Malargue (FPCM), que en la zona de estudio, tiene un comportamiento predominante de piel gruesa caracterizado por una serie de bloques de basamento que limitan zonas internas de deformación de piel delgada (Tapia 2010; en preparación) (Figura 5). El mecanismo de deformación ha sido interpretado como el desarrollo de corrimientos de bajo ángulo e inversión de fallas normales de alto ángulo, donde las primeras son estructuras más jóvenes de orientación NS a NNE, mientras las segundas corresponderían a estructuras formadas durante la extensión mesozoica e invertidas durante la compresión cenozoica con una orientación NNO a NO (Giambiagi et al., 2009). El acortamiento disminuye gradualmente de norte a sur desde 25% (25 km) a 35°30'S hasta 12% (10 km) a 36°17'S (Giambiagi et al., 2009) lo que se aprecia en la disminución en la elevación de la cadena montañosa. La edad de la FPCM es de edad terciaria. La edad más antigua encontrada para la deformación es de 15,8 Ma al SW de la ciudad de Malargue, mientras que la más joven es de 1 Ma al este de la misma ciudad. Esto evidencia que la deformación de la FPCM en este sector se puede acotar a una edad Mioceno Superior—Plioceno, con una propagación del frente de deformación hacia el antepaís durante el Pleistoceno-Holoceno (Silvestro et al. 2005). Así, los estratovolcanes se construyen sobre fallas inversas paralelas al margen, que se desarrollan dentro de las unidades Mesozoicas o en el contacto Meso-Cenozoico (Figura 5); (Cembrano, 2009).

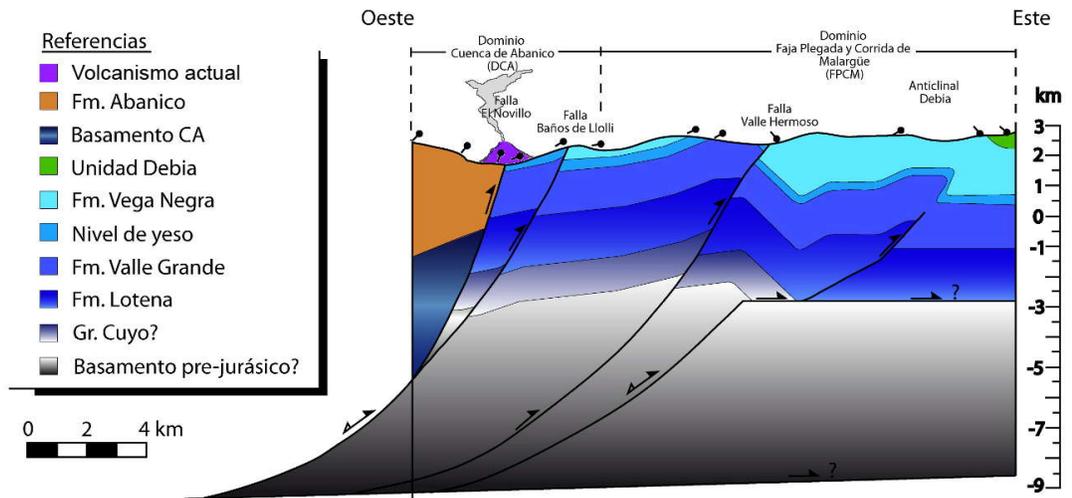


Figura 5: Perfil balanceado en la zona de Valle Grande donde se muestran los principales estilos estructurales y la ubicación del arco activo. Extraído y modificado de Tapia 2010 ; en preparación.

De las características anteriormente mencionadas, es clara la relación entre tectónica y volcanismo, donde una primera aproximación es la creación de espacio, debido a la tectónica, donde se emplazan y/o transportan magmas; y a su vez la sobre presión magmática debilita la roca favoreciendo la propagación de fracturas (Cembrano et al., 2009).

I.4.2.1.2 Estratigrafía de la zona de estudio

Con el objeto de controlar las propiedades físicas de los materiales superficiales de la zona de estudio y los distintos materiales que el flujo calórico desde el interior de la tierra debe traspasar para manifestarse superficialmente, se presenta en detalle las secuencias que afloran en la zona de estudio.

Basamento del Volcanismo cuaternario

El área de estudio se ubica en la Cordillera Principal, la cual se encuentra formada por rocas Cenozoicas de las Formaciones Abanico y Farellones, y por las rocas más antiguas del sector (Figura 6; Figura 7) correspondiente a secuencias sedimentarias marinas-continetales mesozoicas fuertemente deformadas. Las primeras afloran tanto en la franja occidental como en la oriental de la Cordillera Principal, mientras que las segundas se encuentran en la vertiente oriental de la misma, dispuestas en una orientación preferencial N-S a NNE-SSW. El contacto entre las secuencias mesozoicas y cenozoicas es un contacto por falla que en la zona de estudio recibe el nombre de Falla el Novillo (Figura 5).

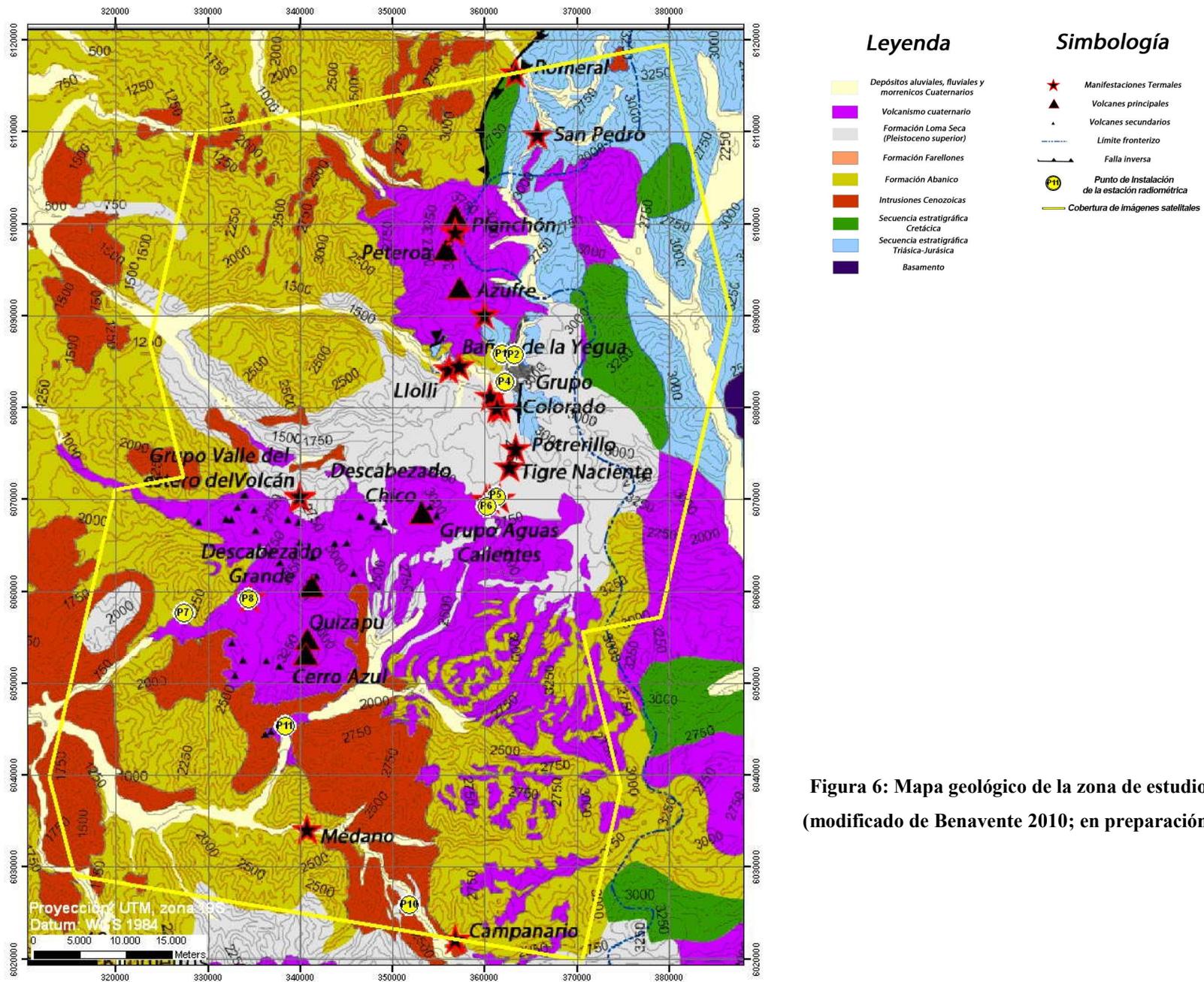


Figura 6: Mapa geológico de la zona de estudio (modificado de Benavente 2010; en preparación)

(i) Secuencias Mesozoicas

Las rocas Mesozoicas fueron acumuladas durante el Triásico Superior-Cretácico inferior en el borde occidental de la Cuenca de Neuquén, una cuenca que espacialmente se desarrolla entre 32°-40°S y su evolución temporal ha sido considerada en tres etapas. La primera, desarrollada en el Triásico superior-Jurásico inferior, se caracteriza por la ausencia de subducción en el margen occidental de Gondwana y la presencia de grandes sistemas de fallas transcurrentes formando una tectónica extensional dentro de la cuenca, donde se depositan rocas volcanoclásticas y sedimentos continentales (Franzese et al., 2006). La segunda, desarrollada en el Jurásico inferior-Cretácico inferior, se caracteriza por el reinicio de la subducción en el borde occidental de Gondwana junto con un régimen extensional en el trasarco donde se ubica la cuenca de Neuquén (Franzese et al., 2003). Es en esta etapa donde se depositan las extensas sucesiones marinas y continentales, que representan diferentes ciclos de transgresión-regresión. La tercera etapa, desarrollada desde el Cretácico tardío, se caracteriza por un cambio en la geometría de subducción provocando un cambio en el régimen extensivo de la cuenca, causando una inversión en las estructuras extensionales, dando origen a la faja plegada y corrida de Malargue (FPCM) (Tapia, 2010 (en preparación)) y a la acumulación de depósitos sintectónicos de antepaís en territorio argentino.

(ii) Secuencias Cenozoicas

Las secuencias Mesozoicas se encuentran en contacto con secuencias volcánicas y volcanosedimentarias Terciarias (Formación Abanico) hacia el oeste. Esta última se habrían depositados en una cuenca extensional continental desarrollada durante el Oligoceno-Mioceno Temprano, la cual habría sufrido un proceso de inversión tectónica durante el Mioceno (Tapia, 2010 (en preparación)).

El contacto entre las secuencias Mesozoicas y Cenozoicas ha sido interpretado como un sistemas de fallas normales en el borde de la cuenca de Abanico que ha sufrido algún grado de inversión (e.g. Charrier et al., 2002,2005; Fock et al., 2006; Farías et al., 2010).

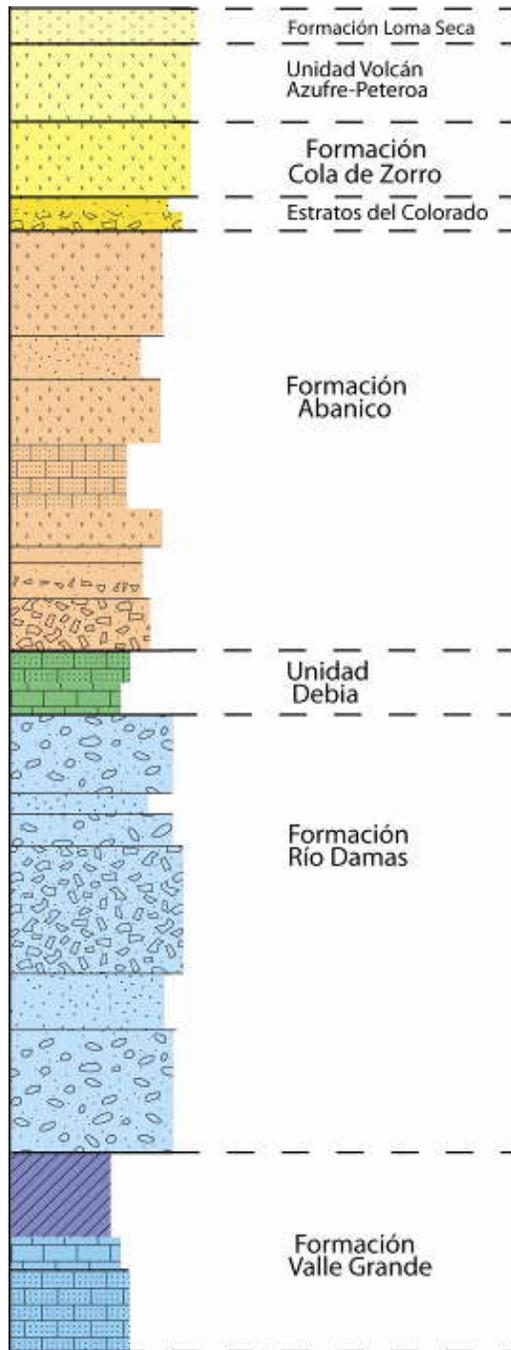


Figura 7: columna estratigráfica esquemática de la zona de estudio. Extraída de Tapia 2010; en preparación.

Formación Valle Grande (González y Vergara, 1961)

La Formación Valle Grande está constituida por rocas sedimentarias clásticas marinas fosilíferas. En el área de estudio aflora en una franja con rumbo N-S. Esta formación fue definida por González y Vergara (1961) en la localidad homónima, siendo agrupada en dos miembros, inferior y superior.

El miembro inferior está constituido por un conjunto de areniscas multicolores, conglomerados y calizas fosilíferas. Por otro lado, el miembro superior consta de gruesos mantos de yeso con algunas intercalaciones de calizas.

El miembro superior es correlacionable con la Formación Auquilco, llamada también “Yeso Principal” (González y Vergara, 1962). Por lo que se le asigna a la Fm. Valle Grande una edad Caloviano- Oxfordiano.

La base de la formación no aflora en el área de estudio, y el techo corresponde al contacto concordante con la Formación Veta Negra.

Formación Veta Negra (González y Vergara, 1961)

Corresponde a una potente secuencia continental constituida por conglomerados y brechas conglomerádicas gruesas a medianas, con intercalaciones de areniscas y limolitas de tonalidades rojizas. Estas últimas presentan algunas estructuras sedimentarias como grietas de desecación, impresiones de gotas de lluvia, clastos imbricados y estratificación cruzada. Esta formación fue definida por González y Vergara (1961) en la localidad homónima. La formación Veta Negra se dispone en una franja N-S, sobreyaciendo a la Formación Valle Grande y subyaciendo a la Unidad Debia. Dada estas relaciones de contacto es posible correlacionar esta unidad con la Formación Río Damas definida por Klohn (1960) cuya edad es Oxfordiano superior-Titoniano inferior.

Unidad Debia (Tapia, 2010 (en preparación))

En la cabecera del Estero Debia, cercano a la frontera con Argentina, aflora una secuencia que presenta estratificación fina en bancos de 30 a 50 cm de espesor compuesta de areniscas calcáreas, calizas, lutitas calcáreas de color negro y areniscas gruesas, en la parte superior de la misma. La secuencia sedimentaria tiene un espesor observable de 300 m y subyace concordantemente rocas sedimentarias rojas pertenecientes a la Formación Vega Negra.

Por su ubicación estratigráfica y litología, es probable que esta unidad sea correlacionable con los depósitos marinos del Titoniano-Hauteriviano de la Formación Baños del Flaco (Davidson, 1971; Charrier et al., 1996, Piquer et al., 2010), descritos más al norte entre los valles de los ríos Teno y Tinguiririca.

Formación Abanico (Aguirre, 1960)

Corresponde principalmente a rocas volcánicas y volcanoclásticas, con menor cantidad de lutitas, areniscas finas y calizas en su base. Esta secuencia fue dividida en tres unidades de acuerdo con sus características litológicas, las cuales se describen a continuación.

Unidad El Afligido (U1). Corresponde a una serie de estratos delgados que afloran en las cercanías de la Cuesta El Afligido, ubicadas en la ladera norte del valle del río Colorado. Su litología consta de fangolitas con laminación milimétrica, lutitas negras, areniscas finas de color rojo y verde. El espesor de esta unidad es de 175 m. La base es desconocida y se encuentra en contacto por falla con rocas de la Formación Río Damas.

Unidad El Guanaco (U2). Corresponde a brechas y areniscas brechosas rojas y grises, con clastos de 5 a 20 cm de composición principalmente andesítica con intercalaciones de tobas de color rojizo. En su base, en el contacto con la Unidad El Afligido, afloran areniscas gruesas de color rojo. La mejor exposición de esta unidad es frente al Estero El Guanaco, en la ladera norte del valle del río Colorado y su espesor es de 1100 m. Esta unidad se encuentra concordante sobre la Unidad El Afligido y bajo la Unidad Los Lunes.

Unidad Los Lunes (U3). Esta unidad aflora en las cercanías del Estero Los Lunes, frente al Puente Las Yeguas. Consta principalmente de tobas de lapilli y cristalinas de color morado rojizo. El espesor de esta unidad es de 775 m. El techo de esta unidad es desconocida ya que se extiende más allá del área de estudio.

Todas las unidades descritas anteriormente se disponen discordantemente bajo rocas volcánicas Pliocenas-Pleistocenas en la parte superior de los cerros que conforman el valle del río Colorado. La Formación Abanico fue definida por Aguirre (1960) en la zona de Santiago-Aconcagua (33°S). Luego, Klohn (1960) llamó Formación Coya-Machali a las rocas aflorantes entre los 34°S-36°S, equivalentes a la Formación Abanico. Posteriormente González y Vergara (1962) la reconocieron entre los 35°S-38°S llamándola Cura-Mallín. En el presente trabajo se hará referencia a esta unidad como Formación Abanico.

Estratos del Colorado (Tapia, 2010)

Con el nombre de Estratos del Colorado se designará un conjunto de rocas sedimentarias continentales, y que Hildreth (1984) agrupó dentro de la Unidad S, perteneciente a la Formación Loma Seca. Se desarrollan en una franja más o menos continua con orientación NNW.

Esta unidad está principalmente conformada por areniscas de color marrón amarillento con estratificación cruzada y en artesa muy bien conservadas, con estratos de 0.1 a 0.5 m. Intercalada entre las areniscas, aflora una brecha sedimentaria, polimíctica, matriz-soportada. Su matriz es de color rojo y los clastos son de composición volcánica, intrusiva, y de areniscas calcáreas. Lentes de limos de color morado aparecen en la parte superior de la unidad. El máximo espesor observado es 500 m.

La edad de esta secuencia sedimentaria es difícil estimar ya que no presenta niveles apropiados para dataciones radiométricas. Al encontrarse bajo la Formación Cola de Zorro se puede acotar una edad mínima Plioceno, pero no se puede delimitar muy bien una edad máxima, siendo presumiblemente post Mioceno Inferior dada su conservación e incipiente alteración, en contraste con la alta alteración que presenta la Formación Abanico.

Formación Cola de Zorro (González y Vergara, 1962)

Se denomina Formación Cola de Zorro al conjunto de rocas volcánicas andesíticas-basálticas, que se caracterizan por ser una secuencia bien estratificada con gran extensión areal, y una disposición horizontal sobre rocas más antiguas deformadas (González y Vergara, 1962).

Las relaciones de contacto observadas en terreno muestran que la edad máxima de la Formación Cola de Zorro sería post-Mioceno inferior, al encontrarse bajo rocas deformadas de la Formación

Abanico, y una edad mínima pre-Pleistoceno al ubicarse bajo las rocas volcánicas de los CVPP, CVDGQA y la Formación Loma Seca. Lo anterior es consistente con la edad Plioceno (Vergara, 1978) que se le asigna a esta formación.

I.4.2.1.3 Volcanismo Cuaternario (modificado de Benavente 2010; en preparación).

Planchón-Peteroa (CVPP)

El CVPP comprende un conjunto de 3 volcanes (Azufre-Planchón-Peteroa) cuya edad se estima <0,55 Ma (Hildreth et al., 1984).

Volcán Planchón es el volcán basáltico más al norte de la ZVS, este se encuentra 6 km al norte del volcán Azufre y comprende 25 km³ de basaltos y basalto-andesita toleíticos a calco-alcalinos (Tormey et al., 1995). Aproximadamente hace 9000 años un sector del volcán Planchón colapsó formando una avalancha que viajó por la ladera oeste del volcán a 75 km río abajo, terminando en la depresión central. Un nuevo edificio creció en la parte no colapsada, Planchón II, que comprende un volumen de 5 km³ de basaltos y basalto-andesitas muy similares a las del Planchón, pero están asociadas a mayores cantidades de depósitos piroclásticos (Tormey et al., 1995; Naranjo, 2002). La mineralogía de los basaltos y basalto-andesita es muy similar a la de las rocas del Volcán Azufre (Tormey et al., 1995).

Volcán Peteroa es el volcán más joven del complejo y el único que ha presentado actividad reciente (Tormey et al., 1995). Este volcán comprende <1 km³ de lavas y unidades piroclásticas calco-alcalinas de composición andesítica, a diferencia del Azufre y Planchón. Dentro de las unidades piroclásticas, las tobas de composición riodacíticas de edad holocena son las más diferenciadas de todo el complejo (Tormey et al., 1995).

Las lavas andesíticas y dacíticas del volcán Peteroa formadas por mezcla de magma, indican que el sistema volcánico ha evolucionado en los últimos 500.000 años desde un volcanismo bimodal basalto-dacítico (Azufre) y basaltos (Planchón) a una mezcla andesítica (Peteroa) (Tormey et al., 1995).

Los factores físicos que controlan las variaciones composicionales en este complejo volcánico son (Tormey et al., 1995): (1) Grosor cortical, que interviene en la cristalización fraccionada y en la asimilación cortical. (2) Tasa de inyección magmática, que es baja en el volcán Azufre

permitiendo el desarrollo de volcanismo bimodal (basalto-dacitas); alta en el volcán Peteroa permitiendo el desarrollo de andesitas con evidencias de mezcla. (3) Temperatura cortical.

Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul (CVDGQA)

El CVDGQA consiste en 15 centros eruptivos, clasificables de la siguiente manera (Hildreth & Drake, 1992): (a) Cinco volcanes monogenéticos máficos, de edad Holocena a lo largo del SW de la zona. (b) Siete flujos de lava riodacíticas al norte de la base del Descabezado Grande, de edad Pleistocena a Holocena. (c) Un grupo de volcanes de escoria conocidos como el clúster del Descabezado Chico, de edad Pleistocenas. (d) Los principales centros eruptivos de la zona son el Descabezado Grande, Quizapu y Cerro azul. Estos centros eruptivos se encuentran sobre un plató de lavas de una etapa temprana de las construcción de estos estratovolcanes, llamado el escudo Casitas (Wulff, 2005).

Los volcanes Cerro Azul y Descabezado Grande son estratovolcanes adyacentes (distanciados por 7 Km) con una altitud de 3788 y 3953 m, respectivamente, y una edad Holocena temprana a Pleistocena tardía (Hildreth & Drake, 1992). El volcán Descabezado Grande tiene un diámetro basal de 11 km, un volumen de 30 km³ y un cráter de diámetro 1.4 km. Sus lavas varían composicionalmente entre andesitas y riodacitas. Por otra parte el volcán Cerro Azul posee un volumen de 11 km³ y un cráter asimétrico de 500 m de ancho. Este se compone de flujos piroclásticos aglutinados y lavas con una composición variable entre 51-63% de SiO₂ (Hildreth & Drake, 1992).

El volcán Quizapu, ubicado entre los volcanes Descabezado Grande y Cerro Azul, en el flanco norte de este último, es uno de los volcanes de tipo pliniano más altos del mundo, donde la altitud del anillo del cráter varía entre 3080-3230 m (Hildreth & Drake, 1992). Este es el único volcán del complejo volcánico que ha presentado actividad en los últimos 100 años, habiendo tenido 2 erupciones (Hildreth & Drake, 1992). En 1846 se produjo la primera erupción con las siguientes características (Hildreth & Drake, 1992): (1) Erupción efusiva que emite 5 km³ de lava. (2) Composición de la lava dacítica. (3) Esta erupción da origen al cráter de este volcán. Posterior a este evento, entre 1907 y 1932, el volcán siguió con un actividad del tipo freática a estromboliana, que culmina el 10-11 de Abril de 1932 en su segunda erupción con las siguientes características (Hildreth & Drake, 1992): (1) Erupción pliniana que emite 4-5 km³. (2)

Composición de la lava dacítica. Ambas erupciones tienen concentraciones similares de SiO₂ y de elementos incompatibles, lo que sugiere que los magmas provienen de la misma cámara magmática (Hildreth & Drake, 1992).

Complejo de Caldera Calabozos (CCC)

El CCC es un centro volcánico de edad Pleistocena que se encuentra a 25 km al NE del CVDGQA a 2600 m.s.n.m. (Figura 8). Las rocas del CCC varían en composición desde basalto-andesita a riódacitas calco-alcálicas de alto K (Hildreth et al., 1984). Más de 1000 km³ de magma dacíticos a riódacíticos han sido erupcionados en 3 capas de flujo de ceniza correspondientes a la unidad Loma Seca (Figura 8) (Hildreth et al., 1984). Las capas representan 3 eventos eruptivos del complejo cuyas edades y volúmenes son: Unidad L (0,8 Ma y 500 km³), Unidad V (0,3 y 350 km³), y Unidad S (0,15 Ma y 200 km³), representando más del 95% del volumen erupcionado del CCC (Hildreth et al., 1984; Grunder, 1987). Tanto el volumen como el tiempo de reposo decrecen con las erupciones sucesivas de la toba de Loma Seca (Hildreth et al., 1984). La unidad L no posee zonación composicional respecto a su posición estratigráfica, en cambio las unidades V y S se encuentran composicionalmente zonadas desde riódacitas en la base, a dacitas en el techo (Hildreth et al., 1984). El contenido de cristales varía de unidad en unidad, siendo de 2-7% en la unidad L, 2-25% en la unidad V y 5-25% en la unidad S, generalmente aumentando su contenido a medida que disminuye el %SiO₂ (Hildreth et al., 1984).

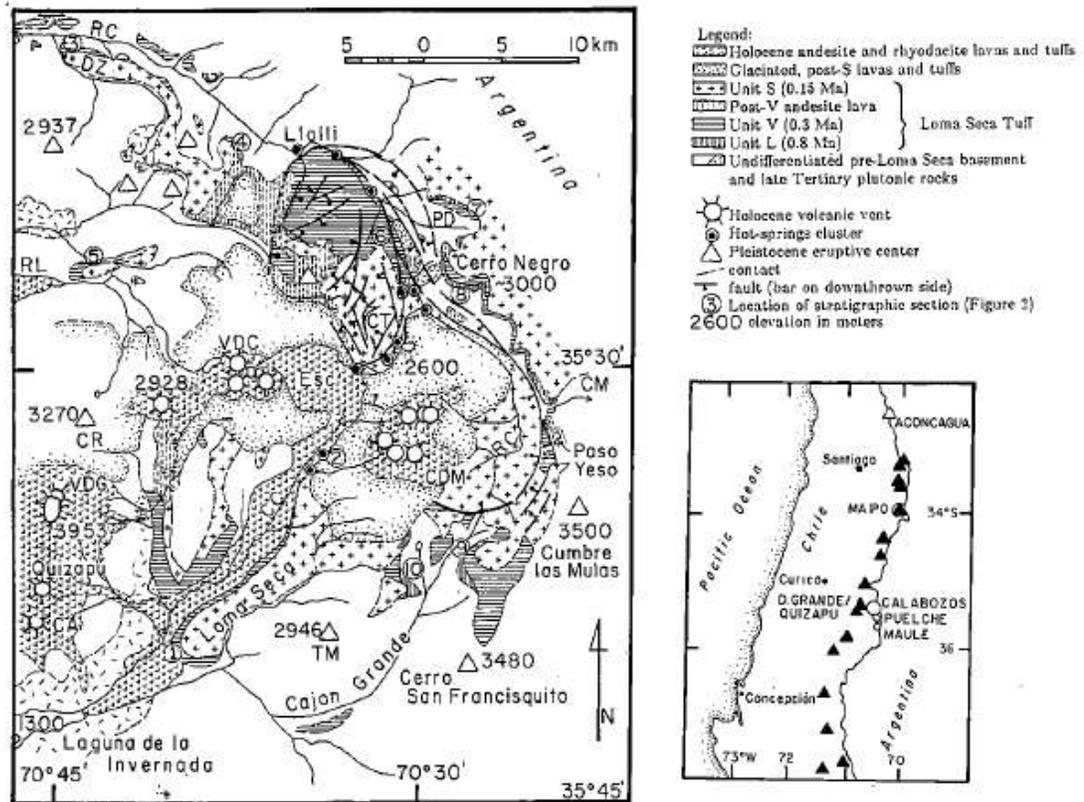


Figura 8: Mapa geológico simplificado del CCC (Grunder y Mahood, 1988). C Calabozos=Cajón Calabozos; VDG=Volcán Descabezado Grande; VDC=Volcán Descabezado Chico; CA=Cerro Azul; Q=Quizapu; DZ=Cuesta Durazno; DCM=Cerro del Medio; RC=Río Colorado. Elevación en metros.

I.4.2.1.4 Sistema hidrotermal

Las manifestaciones termales (manantiales calientes y fumarolas) se asocian a fallas asociadas al colapso y resurgencia del CCC (Figura 8) (a), pudiendo diferenciarse dos grupos de muestras: (1) Las termas del Colorado, que yacen a lo largo de la traza del actual arco, y (2) las termas del Puesto Calabozos que yacen en los márgenes del CCC. (Thompson et al., 1983; Grunder et al., 1987).

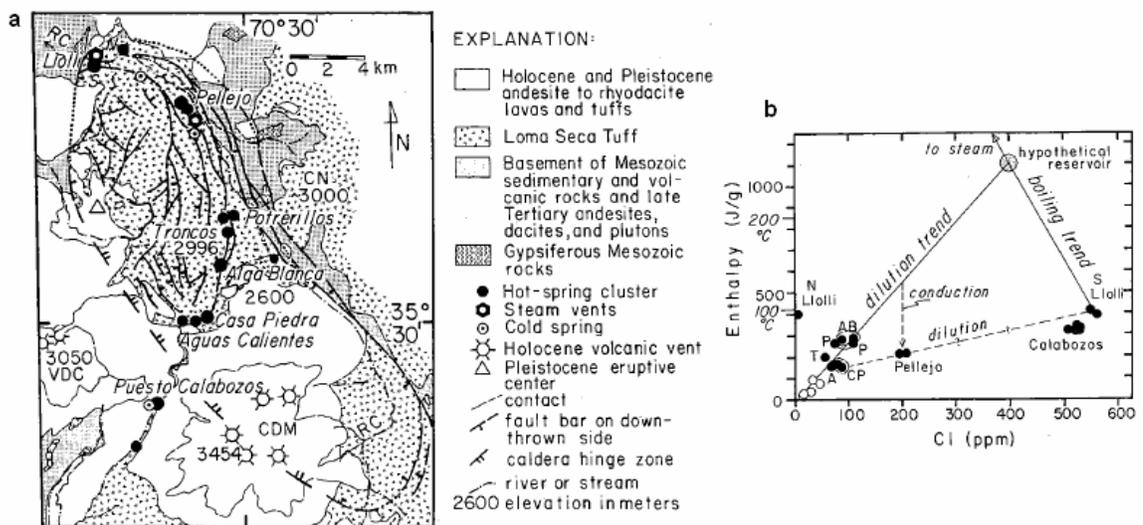


Figura 9: (a) Mapa geológico simplificado del CCC (modificado de Grunder et al., 1987). En él se puede ver como espacialmente se encuentran asociadas las manifestaciones termales a las fallas del CCC. RC=Río Colorado; VDC=Volcán Descabezado Chico; CDM= Cerro del Medio; CN=Cerro Negro. (b) Gráfico de entalpía v/s cloro (modificado de Grunder et al., 1987). Círculos abiertos = aguas meteóricas; Círculos negros=aguas termales.

La edad del sistema hidrotermal se encuentra constreñida por diversas evidencias indirectas (Grunder et al., 1987) que sugieren que la edad del sistema es tan antigua como la unidad V de Loma Seca. Esto se debe a que parte de la unidad V presenta alteración argílica avanzada, donde esta alteración debió transcurrir inmediatamente posterior a la erupción de esta unidad, ya que encima de la unidad V yace un lava intracaldera de la misma edad, que no presenta esta alteración (Grunder et al., 1987). La unidad S también presenta alteración hidrotermal, lo que lleva a decir que de hace 300.000 años existe un sistema hidrotermal en la zona (Grunder, 1987).

El modelo planteado por Grunder et al. (1987) para el sistema hidrotermal comprende un agua parental hipotética, que por ebullición genera los manantiales de Llolli y por dilución con aguas meteóricas los manantiales de Potrerillo y Aguas Calientes (Figura 9 (b)). Los manantiales de Pellejo no caen en el mismo *trend* de dilución que los otros manantiales de Colorado, por lo que su origen es una mezcla de las aguas ebullidas de Llolli con aguas meteóricas. Las razones Li/Cl sugieren un origen común a excepción de las muestras de Calabozos. En cambio, el SO₄ y B no tienen un comportamiento lineal con el Cl, debido a que existen rocas sedimentarias evaporíticas por donde el agua circula.

Manifestaciones termales superficiales

A continuación se presenta un cuadro resumen de las manifestaciones termales superficiales generado en base a los datos compilados en terreno.

Termas	Formación	Roca	Alteración	Mineralización y/o Precipitación	T [°C]	ph
Aguas Calientes	Lomas Secas	Toba cristalina con fiames	No presenta	Calcita	36.4-38.9	7.4-7.9
Termas del Tigre Naciente	Lomas Secas	Toba cristalina con fiames	No presenta	Calcita	64.9	levemente alcalino
Termas Potrerillos	Lomas Secas	Toba cristalina con fiames	No presenta	Calcita	46	levemente alcalino
Termas del Pellejo	Estratos del Colorado	Conglomerado	Argílica avanzada	Arcillas y texturas de lixiviación	48.5	levemente ácido
Termas de la Tierra humeante del Colorado	Estratos del Colorado	brecha volcanosedimentaria	Argílica avanzada	Arcillas y azufre nativo en fumarolas y precipitación de calcita en zonas de surgencia	75	levemente ácido
Termas de la Quebrada de Colores	Estratos del Colorado	Conglomerado	No presenta	Patina de óxido y precipitación de calcita	30.2	levemente ácido
Fumarolas del Azufre	Veta Negra	areniscas y conglomerados	Argílica avanzada	Arcillas, azufre nativo y texturas de lixiviación	88	ácido
Fumarolas de Lloli	Veta Negra	areniscas y conglomerados	Argílica avanzada	Arcillas, azufre nativo y texturas de lixiviación	94.5	ácido
Termas Baños de la Yegua	Veta Negra	conglomerados	No presenta	Precipitación de carbonatos (travertino)	54	6.7
Fumarolas del Volcán Planchón	Complejo Volcánico Planchón Peteroa	Andesitas	Argílica avanzada	Arcillas, minerales secundarios y azufre nativo.	no registrada	no registrada
Termas de San Pedro	Abanico	Andesitas	No presenta	Calcita	24	neutro-alcalino
Termas de Romeral	Abanico	Andesitas	No presenta	Calcita	6	neutro-alcalino
Termas del Descabezado Grande	Complejo Volcánico Descabezado Grande	Cubierta de tefra	No presenta	No presenta	29.8	5.8
Termas del Valle del Estero del Volcán	Abanico	Andesitas	Argílica avanzada	Arcillas, azufre nativo y texturas de lixiviación	94.5	levemente ácido
Termas del Médano	Depósitos cuaternarios fluviales	Depósitos fluviales	Argílica avanzada	Óxidos de fierro y arcillas	29.5	ácido
Termas del Campanario	Depósitos cuaternarios fluviales	Depósitos fluviales	Argílica avanzada	Óxidos de fierro y arcillas	54.5	levemente ácido
Termas Panimávida	Centro turístico	Centro turístico	no se puede determinar	no se puede determinar	33.7	alcalino
Termas Quinamávida	Centro turístico	Centro turístico	no se puede determinar	no se puede determinar	23.3	alcalino

Tabla 1: Manifestaciones superficiales documentadas de la zona de estudio. Recopilación de datos de terreno.

I.4.2.2 Topografía

Se requiere un control cuantitativo de la variación del relieve en la imagen puesto que: (i) se requiere obtener la variación de las pendientes y (ii) elevación, sobretodo en el sector de estudio, que es una zona de alta Cordillera en que las variaciones de pendiente son abruptas y las de cota son del orden de miles de metros (Figura 10 y Figura 11). Esto se puede realizar con la herramienta de ENVI: “*shaded relief*” que permite calcular la componente solar normal a la superficie directamente a partir de un DEM, introduciendo como parámetros: fecha, hora, longitud y latitud.

EL modelo de elevación digital (DEM) posee una resolución espacial de 30 [m], la cual es suficiente considerando la dimensión espacial de los fenómenos geotermales. Este se puede adquirir directamente a partir de la plataforma ASTER GDEM del *Earth Remote Sensing Data Analysis Center* (ERSDAC)¹.

En la figura se muestra las principales características del relieve de la zona Cordillerana en que se enmarca el estudio:

¹ Página Web: <http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/search.jsp>

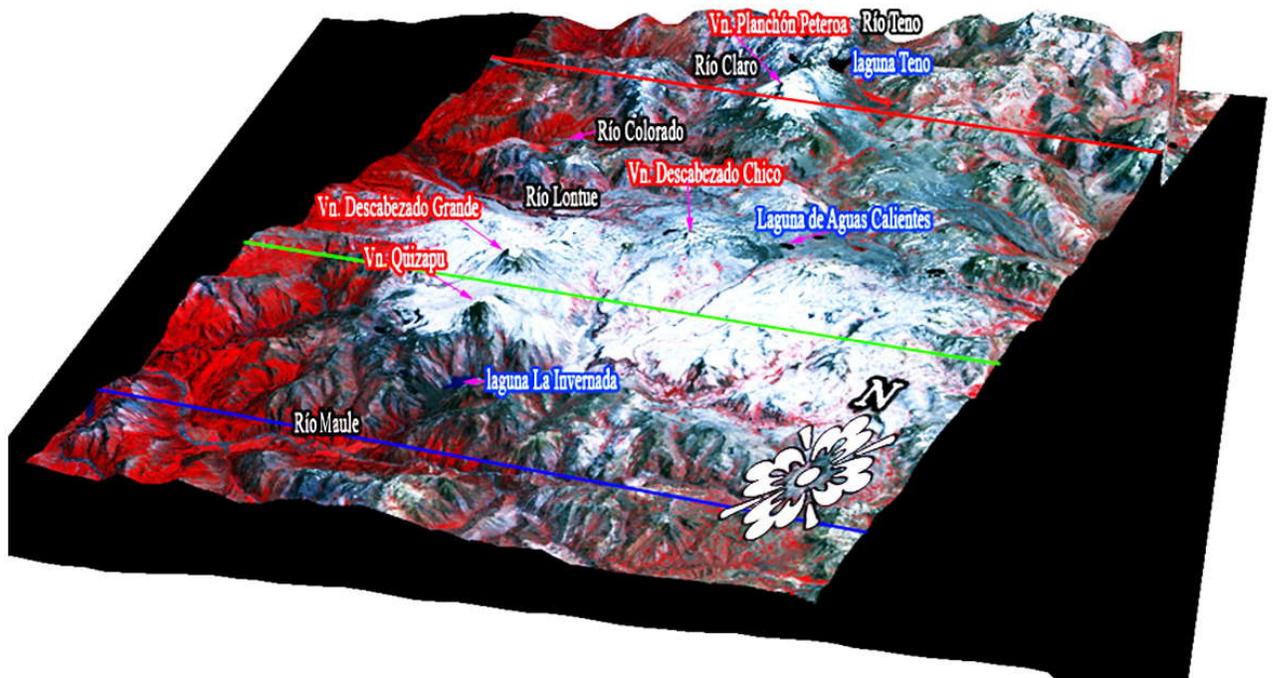


Figura 10: Vista 3D de la zona de estudio en que se destacan las principales características del relieve Principal en la zona de estudio: Volcanes, lagunas y ríos. Las líneas transversales muestran la ubicación de los perfiles trazados. Imagen falso color: Combinación de bandas Aster CIR (3-2-1) que destaca la vegetación en rojo.

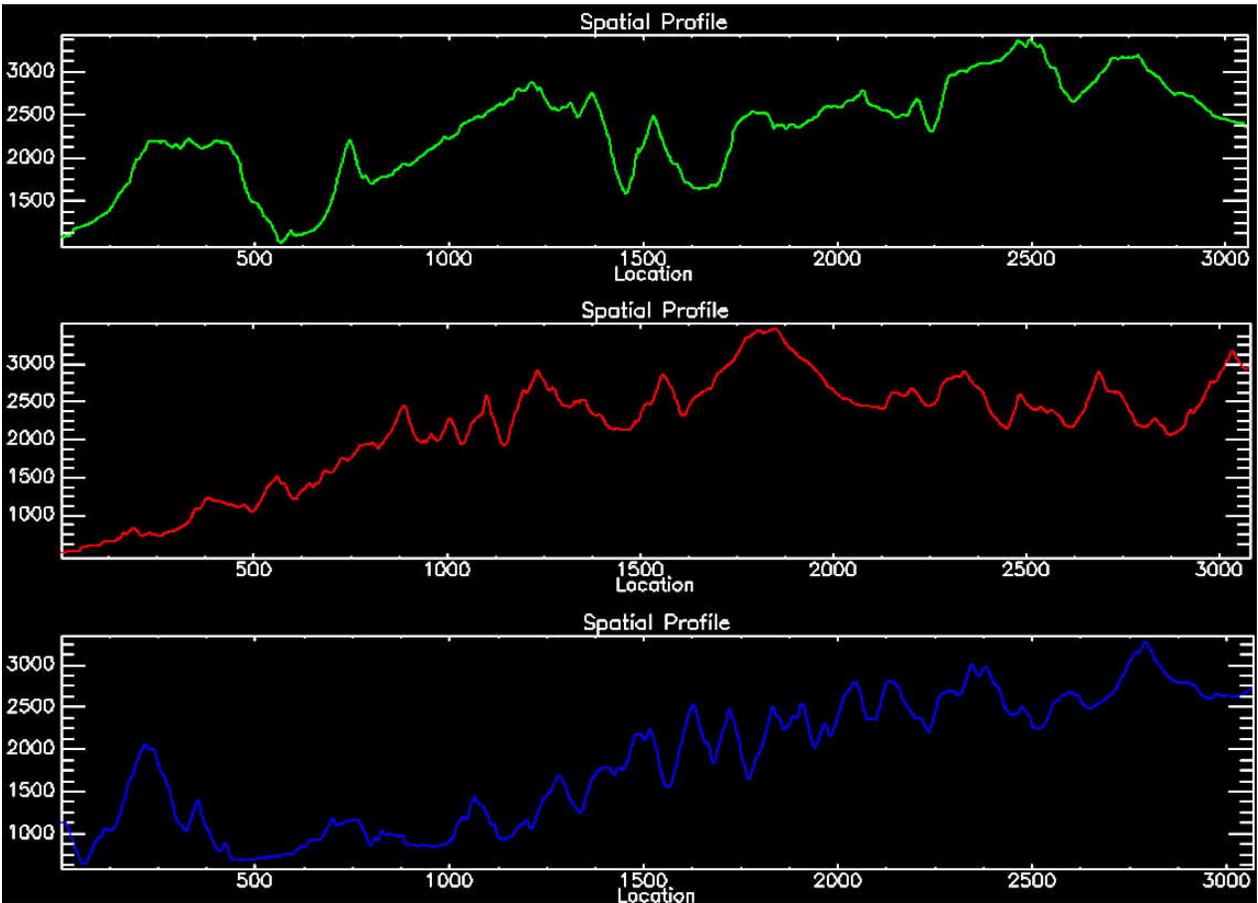


Figura 11: perfiles transversales en que se aprecia las variaciones de pendiente y cota. El color corresponde a la transecta dibujada en la Figura 10.

I.4.2.3 Descripción Climatológica²

Debido a la menor elevación que alcanzan en la Región del Maule ambas cordilleras (Altitud de 400 y 4000 msnm. como máximo para la Cordillera de la Costa y la Cordillera Frontal respectivamente) , que no son suficientes para definir climas claramente diferentes en las zonas que ocupan, en la VII Región se ha identificado un solo tipo climático, que corresponde al templado cálido con estación seca de 4 a 5 meses, aunque las diferencias de relieve y de latitud

² Extraído desde la Dirección Meteorológica de Chile
http://www.meteochile.cl/climas/climas_septima_region.html

en la Región definen diferencias apreciables en los montos anuales de agua caída y en la duración de estación seca.

Clima templado cálido con estación seca de 4 a 5 meses.

En esta Región, las precipitaciones son casi exclusivamente de origen frontal y más abundante en invierno. El total de las precipitaciones entre mayo y agosto alcanza al 70% a 75% del total anual, lo que indica que en estas latitudes las precipitaciones que no son invernales alcanzan ya cierta importancia. Entre octubre y marzo ocurre la estación seca, que se prolonga por 4 hasta 6 meses, en que llueve menos de 40 mm mensuales. En el invierno se presentan intensos nevazones en la cordillera que se constituyen en importantes reservas hídricas para la temporada estival y definen el desarrollo de los sistemas fluviales de la zona. Los montos anuales de precipitación, que en la costa superan los 800 Mm., como en Constitución y el Cabo Carranza, disminuyen a 700 mm en Cauquenes, al lado oriental de la Cordillera de la Costa; aumentan nuevamente a 720 ó 730 mm en Curicó y Talca, superan los 1.000 mm en Linares y Panimávida y los 2.500 mm en la alta cordillera.

Las temperaturas medias anuales varían entre unos 13 y 15 ° C, observándose algunos sectores como Talca, con temperaturas mayores a las de Santiago, en especial en verano. Los valores menores de temperatura media corresponden a la franja costera y la cordillera y los valores mayores se presentan en la depresión intermedia.

La cercanía del océano y la continentalidad también determinan diferentes niveles de amplitud térmica. La diferencia térmica entre el mes más cálido y el más frío es de 5° a 7° C en la costa (Constitución y Punta Carranza), en cambio alcanza los 13° en Curicó y Cauquenes y 14° en Talca y Linares. También la oscilación térmica diaria es desigual: la diferencia media entre las máximas y las mínimas es inferior a 11° C en Constitución y supera los 14° C en Curicó y Talca.

I.4.3 Cobertura de imágenes Satelitales y Dominios de estudio

Para abarcar toda el área de estudio se utilizaron: 2 imágenes satelitales diurnas y 2 imágenes satelitales nocturnas (Figura 12). El área efectiva (Figura 13) de información satelital es aquella donde se cuenta con información tanto de imágenes diurnas como nocturnas para poder ejecutar los algoritmos planteados.

Con el propósito de utilizar toda la información efectiva de las imágenes satelitales se dividió la información en 3 dominios:

- (i) Dominio Norte: equivale a la intersección de la imagen satelital diurna del norte con la imagen satelital nocturna del sur. (Figura 14)
- (ii) Dominio Centro: equivale a la intersección de la imagen satelital diurna del sur con la imagen satelital nocturna del norte. (Figura 14)
- (iii) Dominio Sur: equivale a la intersección de la imagen satelital diurna del sur con la imagen satelital nocturna del sur. (Figura 14)

Dichos dominios se estudiaron de manera independiente el uno del otro. Dado que los dominios sur y centro se intersectan, resultados similares en ambos dominios permiten verificar la coherencia del algoritmo a proponer.

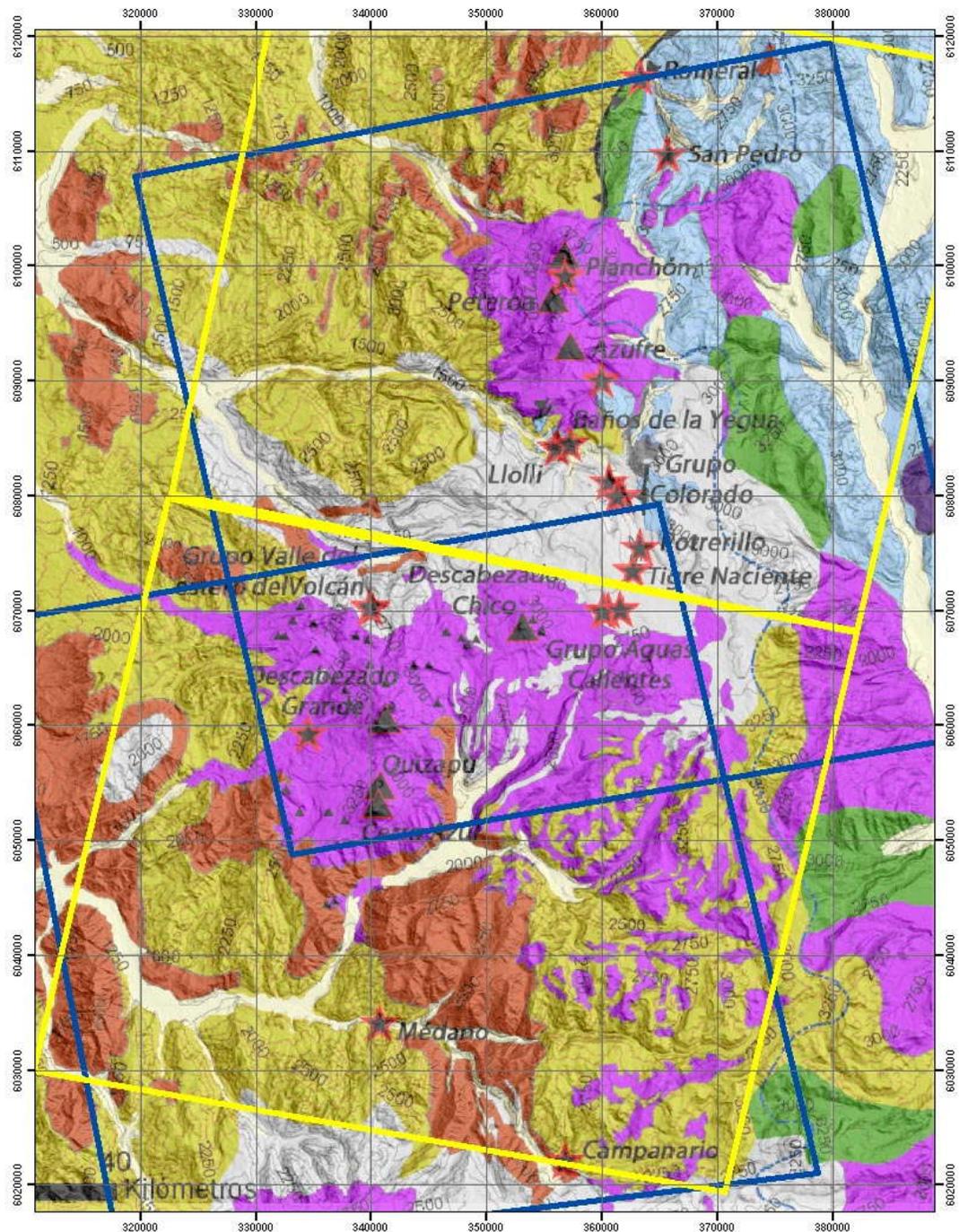


Figura 12: Mapa Geológico de la zona de estudio en que superpone la cobertura de imágenes diurnas (amarillo) y nocturnas (azul). A la imagen diurna más septentrional se le llamará imagen diurna del norte y a la más austral, imagen diurna del sur. De la misma forma se denominan las imágenes nocturnas del norte y del sur.

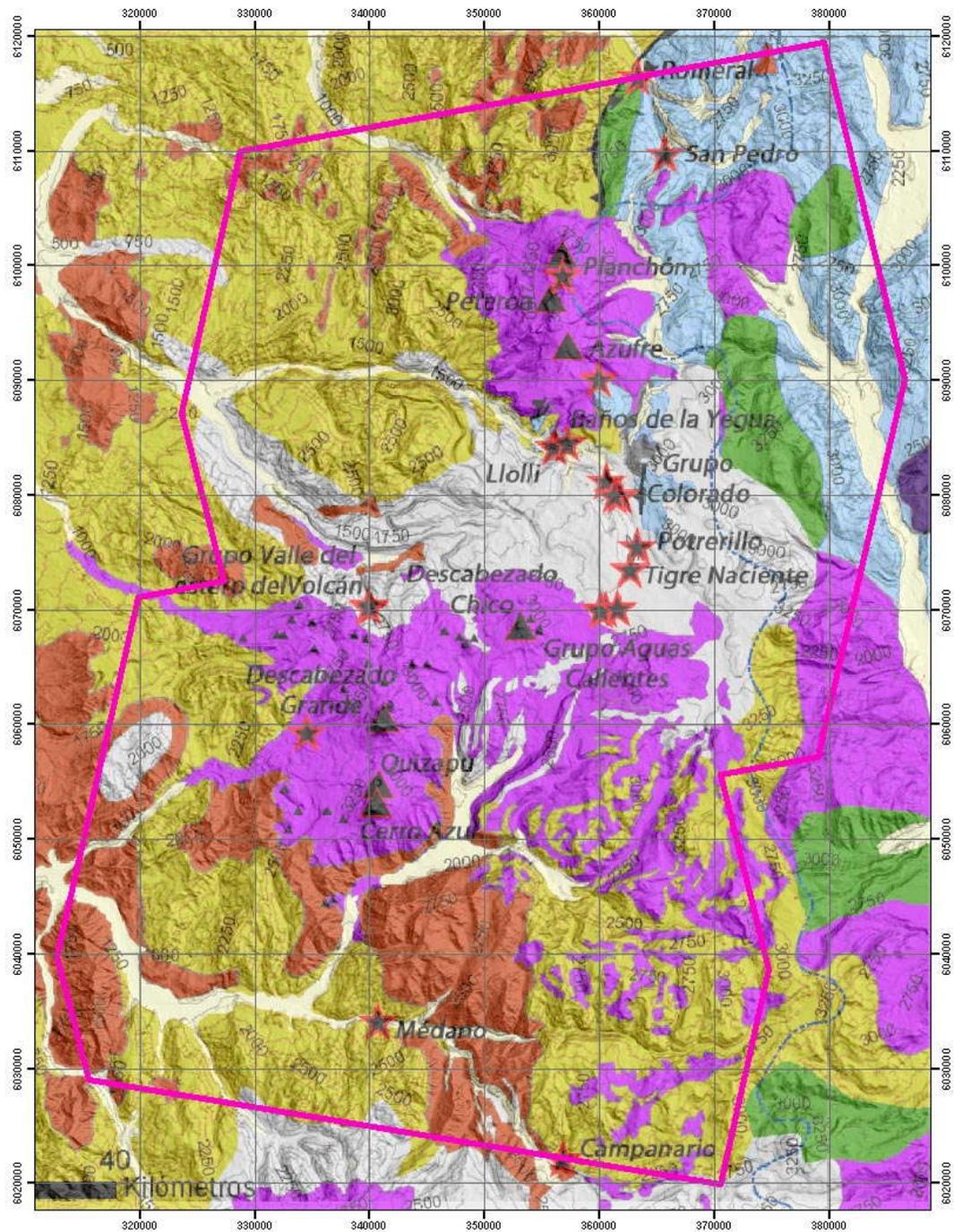


Figura 13: Mapa Geológico de la zona de estudio en que superpone la cobertura efectiva de imágenes satelitales (magenta), es decir, donde hay información tanto de imágenes diurnas como nocturnas.

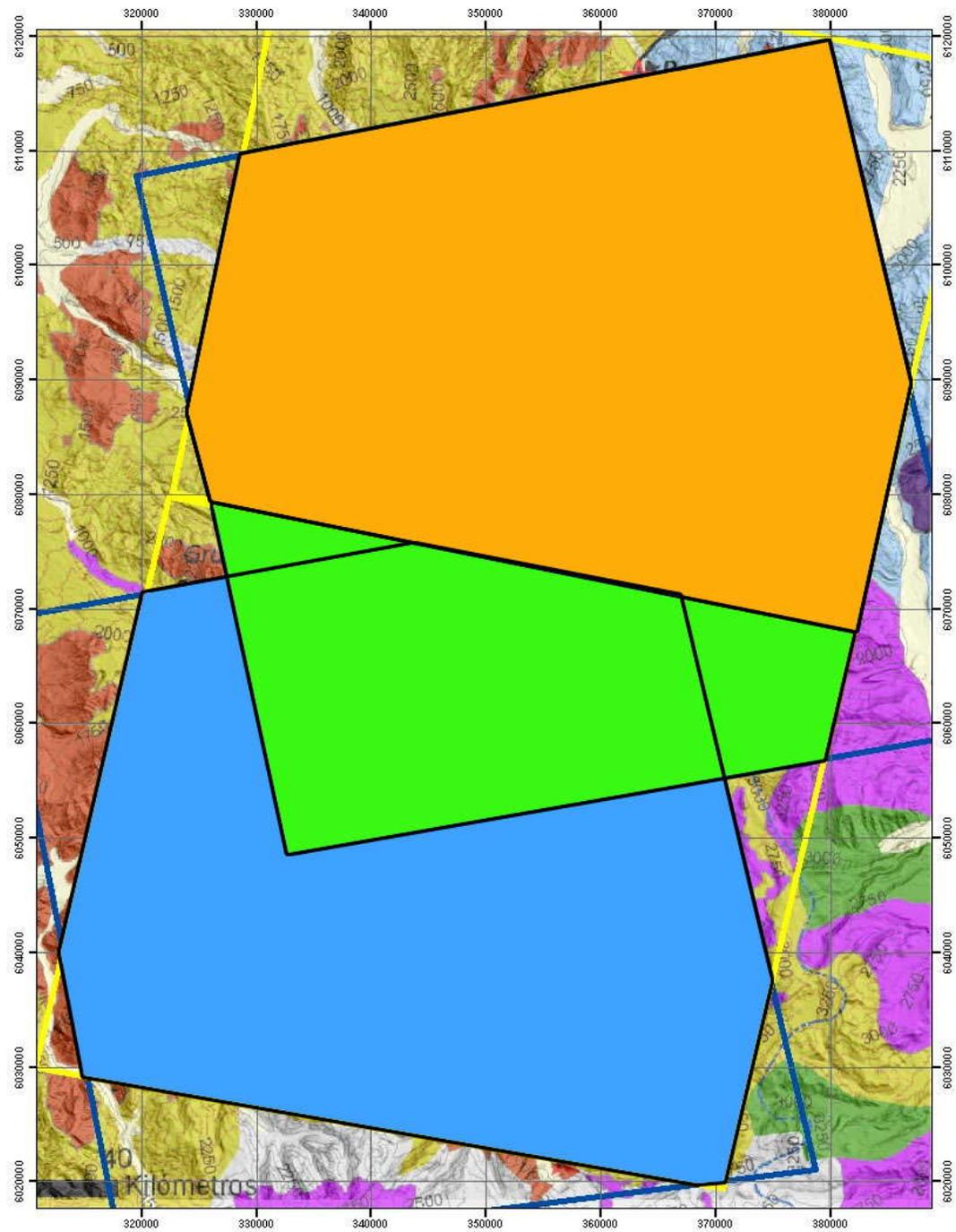


Figura 14: Dominios de estudio: Norte (Café claro), centro (verde) y sur (celeste). Es importante notar que el dominio sur se interfecta con el dominio centro.

II Balance termal en la superficie terrestre

En este capítulo se exponen los distintos factores que afectan las temperaturas superficiales y la información, tanto satelital como de mediciones en terreno utilizada en la metodología para modelar las distintas componentes termales (Cáp. III).

Para entender los factores termales se analiza a continuación una ecuación de balance radiativo para un cuerpo superficial (modificada de Bastiaanssen (1998)).

Balance Radiativo

Las entradas y salidas de flujo calórico en la superficie, expresadas en una ecuación de balance radiativo son:

$$Q^* + G + S + L = F \quad \text{(Ecuación II-1)}$$

En que Q^* es la radiación neta, G es el flujo calórico desde el interior de la tierra u aporte Geotermal, S es la pérdida de calor sensible hacia la atmósfera asociada a procesos de transporte conductivo, advectivo y convectivo, y L es aquel perdido por procesos latentes asociados a cambio de fase, primordialmente evaporación de agua. F es el flujo neto o resultante.

Suponiendo que los procesos que priman en la ecuación de balance son la radiación neta y la contribución geotermal, el problema de individualizar este último se enfoca en cuantificar la radiación neta. De esta forma, la temperatura que no es explicada por la radiación neta se puede atribuir a una entrada de calor desde el interior de la tierra.

La ecuación de balance de flujo radiativo neto en superficie es:

$$Q^* = FS_n + FA_n - FG_n \quad \text{(Ecuación II-2)}$$

En que Q^* es el flujo superficial neto en la superficie que es igual a FS_n , el flujo solar absorbida, más FA_n , la radiación atmosférica absorbida, menos FG_n , la radiación reemitida por el suelo. Para condiciones ambientales con baja humedad y nubosidad es posible despreciar los últimos dos términos. Por lo cual la ecuación (2) se reduce a:

$$Q^* = FS_n = S_0(1 - A)T(Z) \cos(Z') \quad \text{(Ecuación II-3)}$$

En que S_0 es una constante solar equivalente a 1368 w/m², A es el albedo y por lo tanto el término $(1-A)$ es una medida del flujo solar absorbido, $T(Z)$ es la transmisión atmosférica en función del zenit y $\cos(Z')$ es la relación de aspecto, en que Z' es el ángulo entre la normal a la superficie y la dirección de los rayos solares.

De esta forma se pueden definir dos tipos de factores que afectan la temperatura total de un material superficial: (i) Propiedades intrínsecas del material como la emisividad e inercia termal, y (ii) factores externos como la exposición solar y la temperatura de la atmósfera en contacto con el material, estos últimos dos afectan la temperatura de la superficie expuesta en función de sus propiedades intrínsecas.

II.1 Factores que afectan las temperaturas superficiales

II.1.1 Emisividad

La emisividad es una propiedad intrínseca de los distintos materiales y que se define como la absorptividad para el rango del infrarrojo térmico.

La temperatura deducida a partir de la radianza es en parte función de la emisividad ($R(\lambda, T) = \varepsilon * f(\lambda, T)$), con $f(\lambda, T)$ la expresión de Planck para cuerpo negro, de manera que para emisividades bajas la temperatura radiante aparece disminuida. La existencia de 5 bandas en el infrarrojo térmico permite determinar la dependencia de la emisividad con la longitud de onda de manera que la temperatura cinética de los cuerpos puede ser estimada. El producto de alto nivel de temperatura cinética (ASTER08) para dicha tarea utiliza el algoritmo desarrollado por Gillispie (1998) denominado “*Temperature and Emissivity separation*” (TES).

II.1.2 Inercia Termal

La inercia térmica, en términos de la transferencia de calor, es una medida de la lentitud o inercia de un material para alcanzar el equilibrio termodinámico. Matemáticamente se define como:

$$I = \sqrt{(\rho \cdot C_e \cdot C_t)} \quad \text{(Ecuación II-4)}$$

En que ρ es la densidad, C_e es la capacidad calórica volumétrica y C_t es la conductividad térmica. Suponiendo que los materiales superficiales logran alcanzar el equilibrio termodinámico en un período de 24 horas y que los factores externos a los que están expuestos son iguales para todos ellos, el promedio de temperaturas superficiales sobre un período de 24 horas debiese ser el mismo para objetos con diferente inercia termal (Elachi, 1987). Por lo tanto, si se es capaz de calcular el promedio de 24 horas, las variaciones por inercia termal pueden ser minimizadas.

II.1.3 Flujo Solar Absorbido: Topografía y Albedo

Como consecuencia de la exposición solar al flujo solar diurno los materiales superficiales aumentan su temperatura en función de sus propiedades intrínsecas. Durante el período que dura el día, con una elevación solar de 0° a 180° , las distintas caras o laderas de los materiales superficiales se calientan por turnos (Figura 16). Los efectos de este calentamiento son función, por un aparte de la orientación de la pendiente expuesta y las variaciones de la posición solar durante el día, y de la fracción de radiación solar absorbida, es decir, el albedo (Figura 15). De este modo, si se tiene un control de la posición del sol durante el día, topografía y albedo es posible abstraer la contribución termal del flujo solar al balance radiativo.

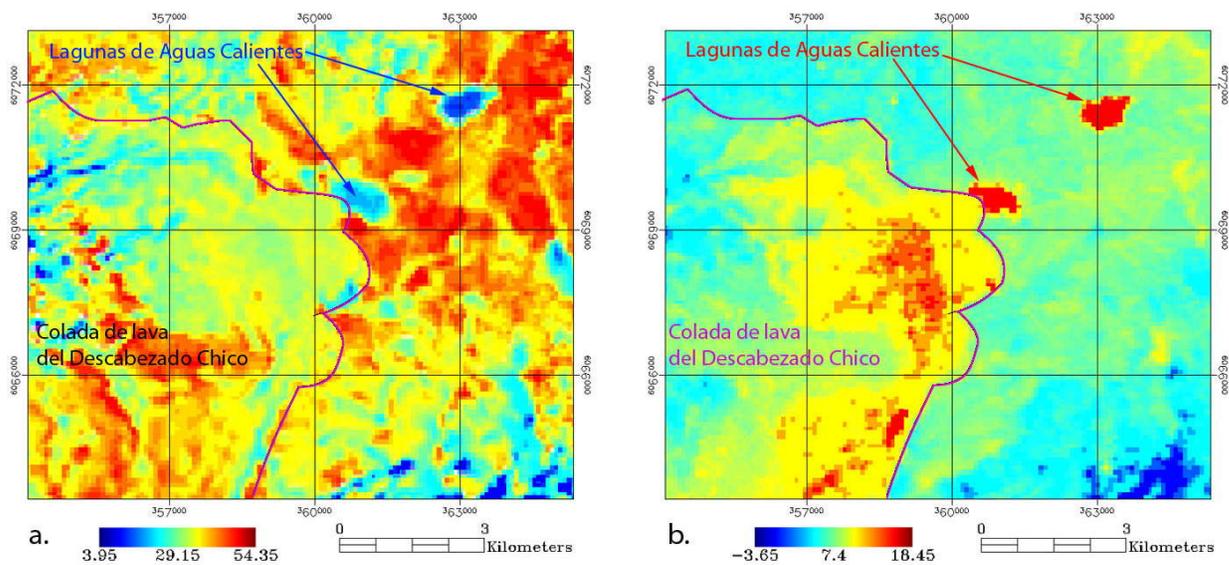


Figura 15: a. Imagen termal Aster 08 diurna y b. Imagen termal Aster 08 nocturna. Se delimita en color magenta la colada de lava del Descabezado Chico y se señalan las lagunas de Aguas Calientes.

Escala de temperatura en grados Celcius.

En la Figura 15 se observa que las lagunas se encuentran relativamente más frías de día que de noche. Esto, es un efecto de la alta capacidad calórica³ y, por lo tanto de la inercia termal del agua. De esta forma, mientras hay radiación solar durante el día, el agua se calienta más

³ La capacidad calórica del agua varía entre 1000 a 1100 [Kcal/m³°C] y la de los cuerpos terrestre varía entre 300 a 600 [Kcal/m³°C].

lentamente que el resto de los cuerpos terrestres y de la misma forma, lo libera con la misma lentitud conservando temperaturas altas durante la noche respecto a objetos con inercia termal menor. De manera analoga, los cuerpos de agua se mantiene fríos durante parte del día por su inercia a conservar el enfriamiento obtenido en el transcurso de la noche.

Las lavas del Descabezado Chico (Polígono magenta, Figura 15) poseen uno de los albedos más bajos de la zona de estudio ($A=0.1026$). Esto significa que absorbe cerca del 90% de la radiación solar que recibe, calentándose a tasas mayores que las rocas o materials con un albedo más alto como la pómez de la Formación Lomas Secas. Este efecto queda en manifiesto en la Figura 15-b, donde se observa la variación termal de las coladas de lava y la tefra asociada a Lomas Secas. Durante el día la lava se encuentra más fría que la toba por efecto, quizás, de la inercia termal o en última instancia por una contribución geotermal mayor en la Formación de Toba de Lomas Secas.

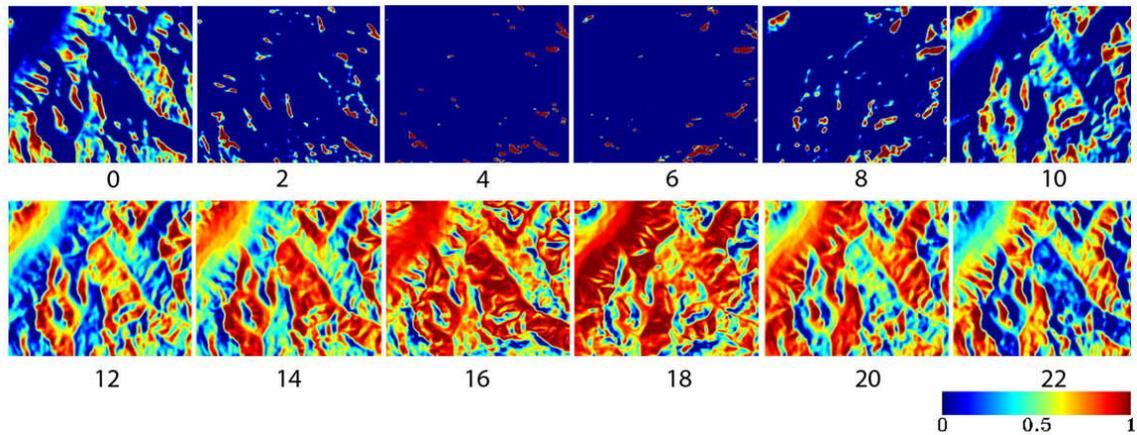


Figura 16: Calentamiento diferencial de las laderas en el transcurso de un día. La escala de valores representa la componente normal a la superficie de los rayos solares, con el valor 0 equivalente a que los rayos del sol lleguen paralelos a la superficie (sombra) y el valor 1 es el caso en que los rayos del sol llegan perpendiculares a la superficie (máxima radiación solar). El número bajo cada imagen representa la hora en GMT. La hora local es GMT-4. Imagen de relieve sombreado con tabla de color rojo/azul. El rojo representa caras con exposición solar y el azul, representa sombra o no-exposición solar.

En la Figura 16 se ilustra como el movimiento de traslación del sol calienta las distintas laderas de una misma zona en un período de 24 horas. Desde, aproximadamente, las 0 hora local (4 hora GMT) hasta las 12 hora local (16 hora GMT) se calienta la ladera oeste y a partir de esta última hasta las 0 hora local se calienta la ladera este.

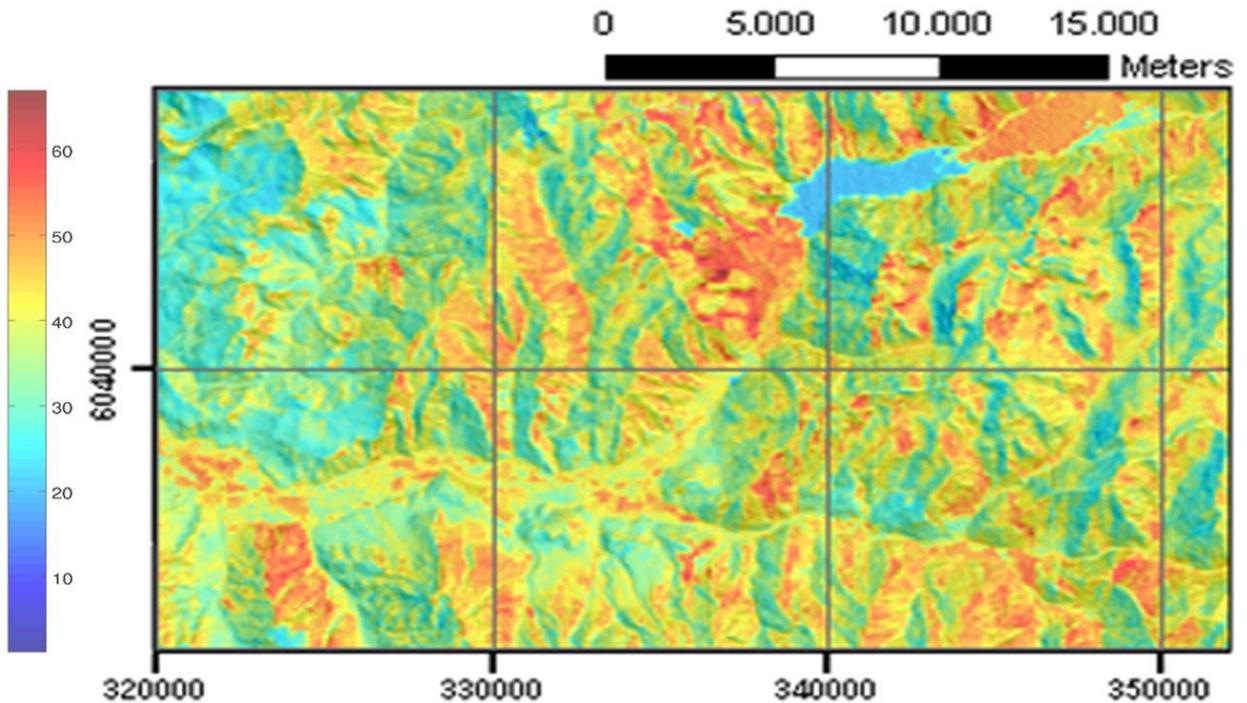


Figura 17: Imagen Aster 08 diurna del sector del Río Maule. Escala de temperatura en grados Celcius.

En la Figura 17: Imagen Aster 08 diurna del sector del Río Maule. se muestra una imagen diurna de la zona de estudio, en la que se aprecia el efecto del calentamiento de las laderas E perpendiculares al Río Maule. Esta contribución térmica puede perdurar varias horas en función de la inercia termal de los materiales expuestos.

II.1.4 Gradiente Adiabático

El Gradiente adiabático se refiere a la variación de temperatura del aire respecto a las variaciones de altitud sin intercambiar energía con el medio.

Como los materiales superficiales están en contacto directo con la atmósfera, ambos buscan el equilibrio termodinámico de forma que el gradiente adiabático genera una perturbación considerable en la señal termal de los materiales superficiales.

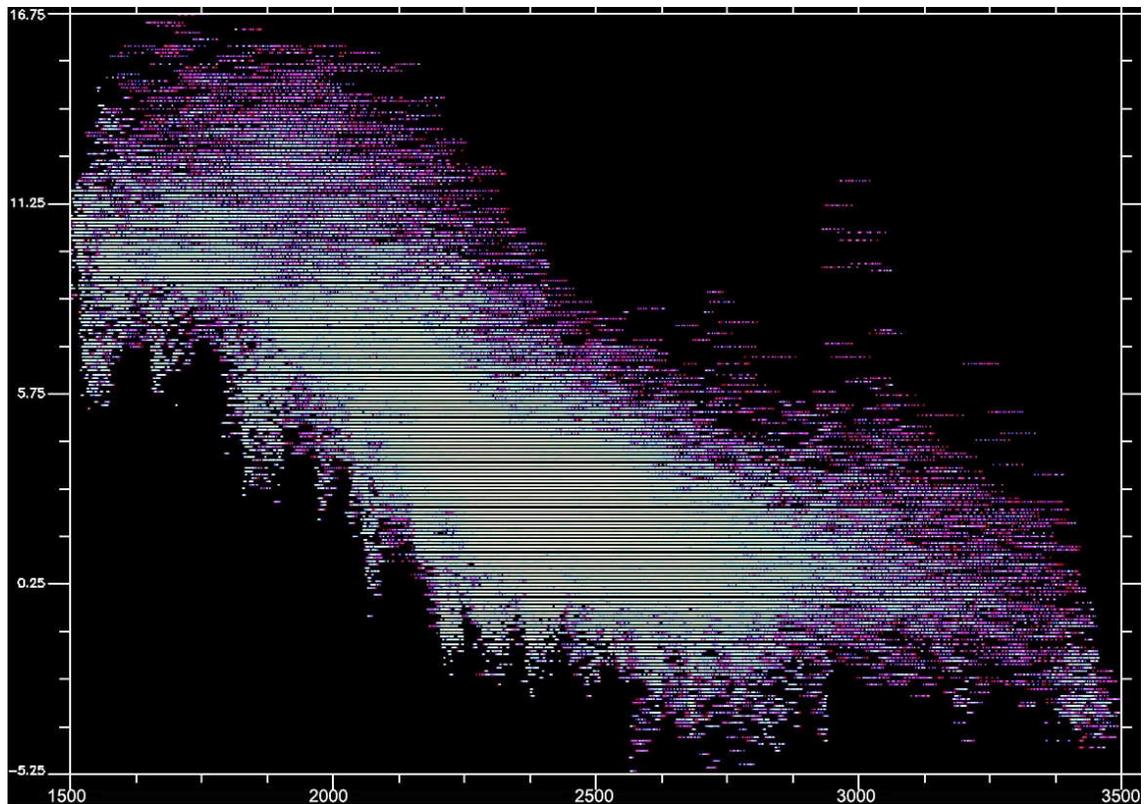


Gráfico 1: gráfico de dispersión en una imagen satelital Aster 08 nocturna. Temperatura [°C] versus Altitud [m].

En el gráfico se aprecia la correlación inversa y aproximadamente lineal que existe entre la temperatura y la altitud. A pesar de ello existen puntos anómalos respecto a la tendencia antes mencionada, de modo que a una determinada altitud se encuentran puntos más fríos o más calientes de lo que un modelo adiabático pronosticaría (Gráfico 1). Estos son los puntos de

interés en el análisis termal, dado que representan un comportamiento anómalo en un modelo de dispersión.

Los puntos con gradiente inverso u anomalías negativas (píxeles verdes en Gráfico 2) podrían representar fenómenos a escala local como el descenso de masas de aire húmedo y frío por los valles, transporte de agua fría o vegetación saturada en agua.

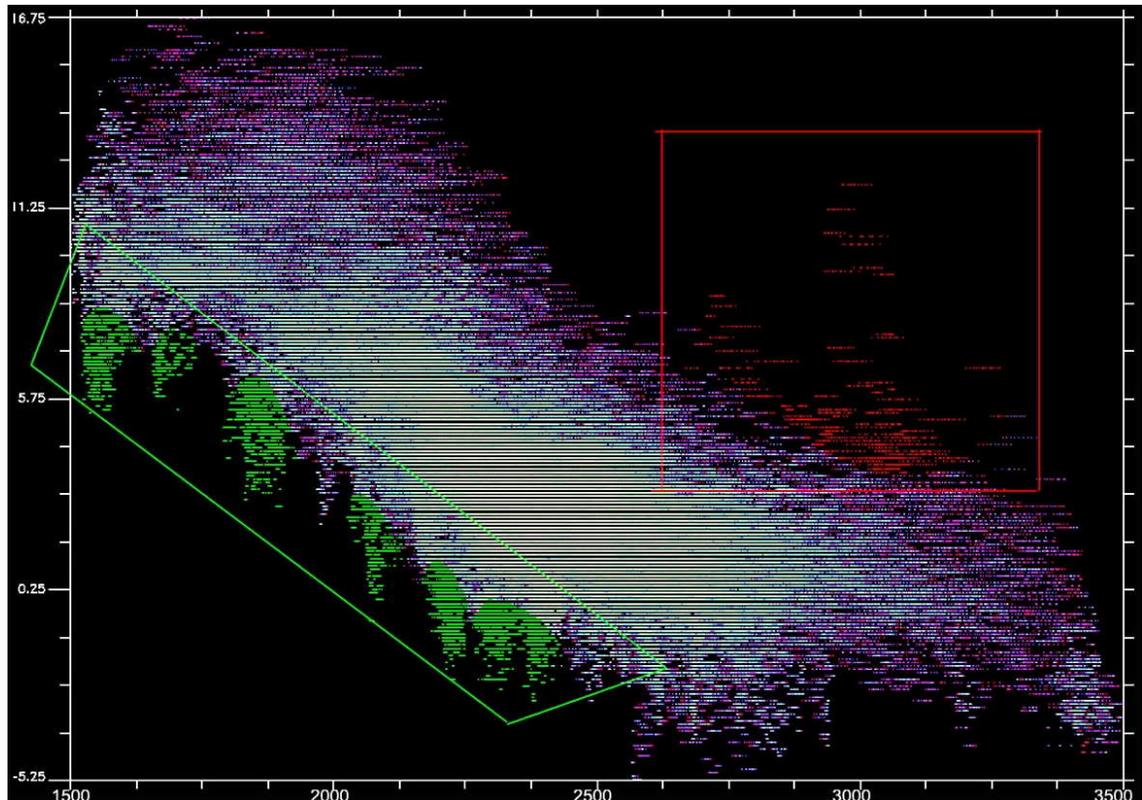


Gráfico 2: Gráfico de dispersión en que se resaltan los puntos anómalos o que se salen de un modelo puramente adiabático.

En la Figura 18 se muestran los píxeles o puntos identificados como anómalos en el gráfico de dispersión (Gráfico 2). Los puntos rojos marcan anomalías en las zonas aledañas a los cráteres del Vn. Descabezado Grande y Quizapu, lo cual es consistente considerando que este es un sistema volcánico activo.

Volcán Descabezado Grande y Quizapu

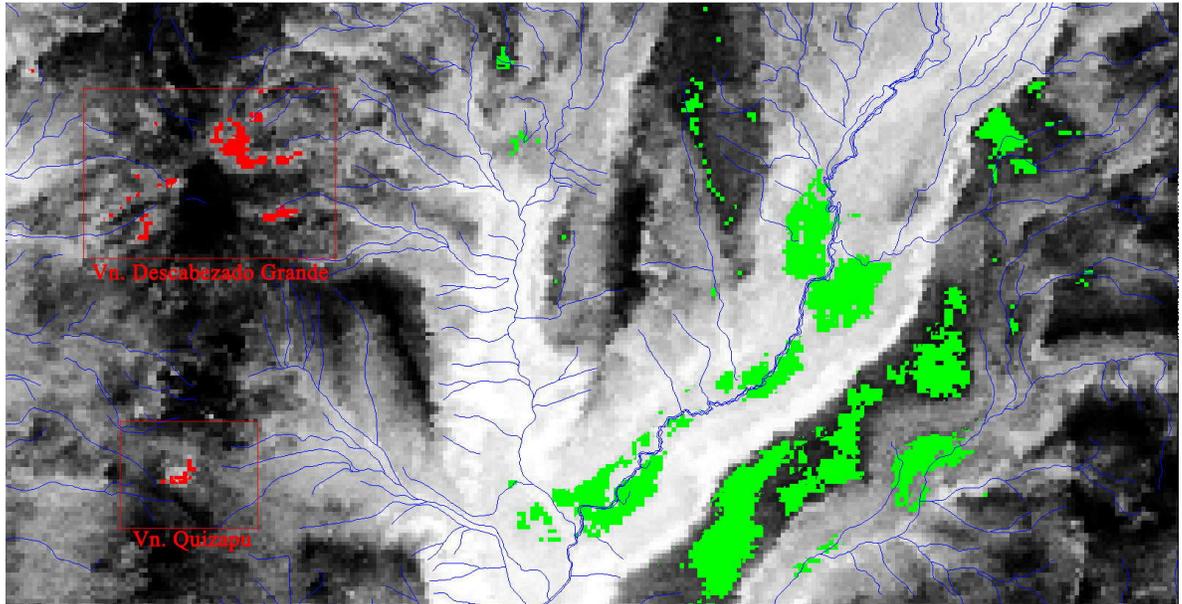


Figura 18: Imagen satelital Aster08 nocturna en el sector del Vn. Descabezado. Se muestra los ríos en azul y se resaltan en verde las anomalías negativas y en rojo las anomalías positivas identificadas en el gráfico de dispersión.

Laguna de Aguas Calientes

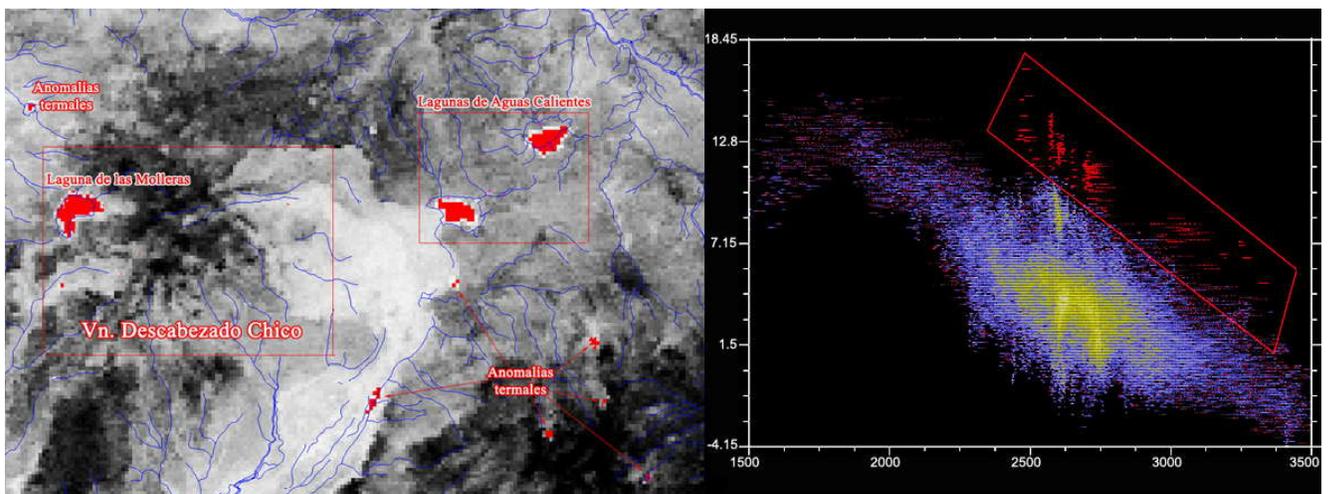
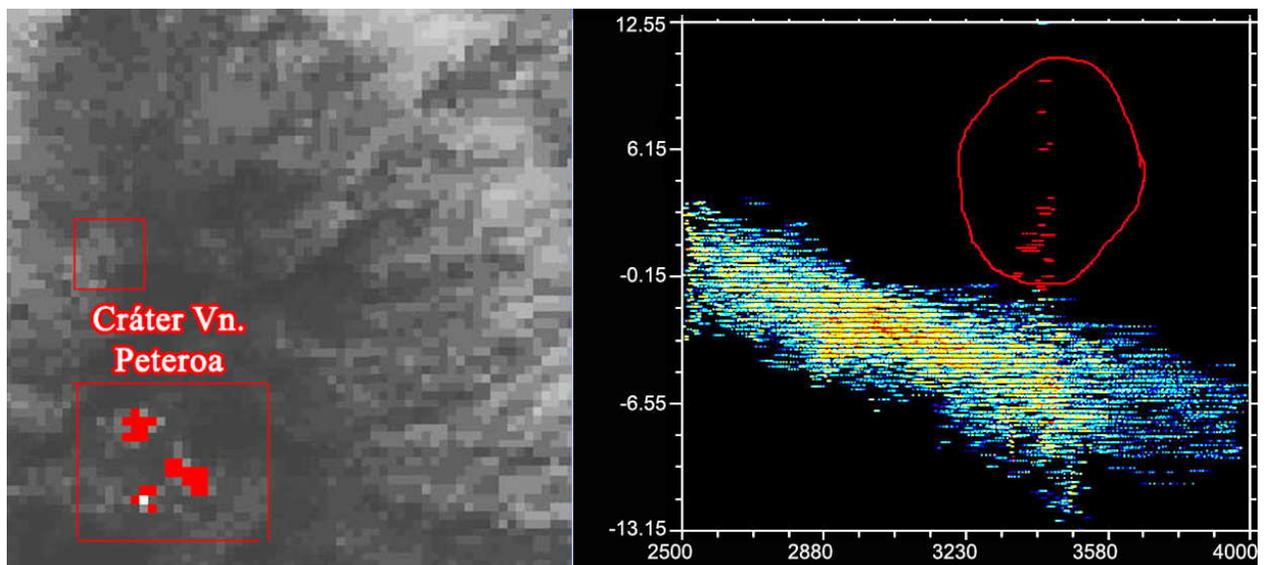


Figura 19: Imagen del Descabezado Chico con su respectivo gráfico de dispersión (Temperatura [°C] versus altitud [m]).

La Figura 19 resalta 11 zonas de las cuales 4 son lagunas conocidas y en las que hay aportes de aguas calientes de hasta 36.4 [° C] en sus respectivos bordes y 1 zona está documentada como una manifestación de aguas termales calientes denominada Puesto Calabozos (Grunder 1987).

Son de interés los puntos anómalos que no han sido documentados y que presentan un potencial, en base a este método, como posibles manifestaciones geotermales.

Complejo Volcánico Peteroa



**Figura 20: Imagen del Complejo Volcánico Peteroa con su respectivo gráfico de dispersión.
(Temperatura [°C] versus altitud [m]).**

Las zonas rojas destacan los cráteres del Vn. Peteroa en el que se han registrado temperaturas de agua y gases por sobre los 75 ° C.

II.2 Información de entrada para los algoritmos.

A continuación se presentan los distintos tipos de información que se utilizan para el modelamiento y corrección de los factores previamente identificados.

A grandes rasgos se diferencian dos tipos de información: (i) la información remota, referida a todos los datos que una imagen satelital entrega y (ii) las mediciones, que comprenden todos los datos recolectados en terreno para calibrar la información remota

II.2.1 Información Remota

Se utilizan imágenes del satélite ASTER, el cual cuenta con 3 subsistemas espectrales, que permiten desarrollar a cabalidad la metodología propuesta (Cáp.III). Estos abarcan información espectral en el infrarrojo cercano y visible (VNIR), el infrarrojo de onda corta (SWIR) y el infrarrojo termal (TIR) (Tabla 2: Subsistemas de ASTER).

Las imágenes pueden ser adquiridas a través del USGS EROS⁴ americano o mediante el Centro de Investigación ERDSAC⁵ japonés.

Para el desarrollo de la investigación y el cumplimiento de los objetivos fue necesario conseguir los siguientes productos ASTER de alto nivel: ASTER08, ASTER07 y ASTERL1B (Cáp. VIII.2). En la Tabla 3 se muestra una tabla resumen en la que se especifica el objetivo particular de cada imagen, junto a ello se adjunta un diagrama en el que se muestra la interdependencia de las imágenes, es decir, como unas se crean a partir de otras, siendo la imagen base el producto ASTERL1A (Figura 21: Interdependencias de los productos ASTER).

⁴ *Earth Resources Observation and Science Center*. Página Web: <http://glovis.usgs.gov/>

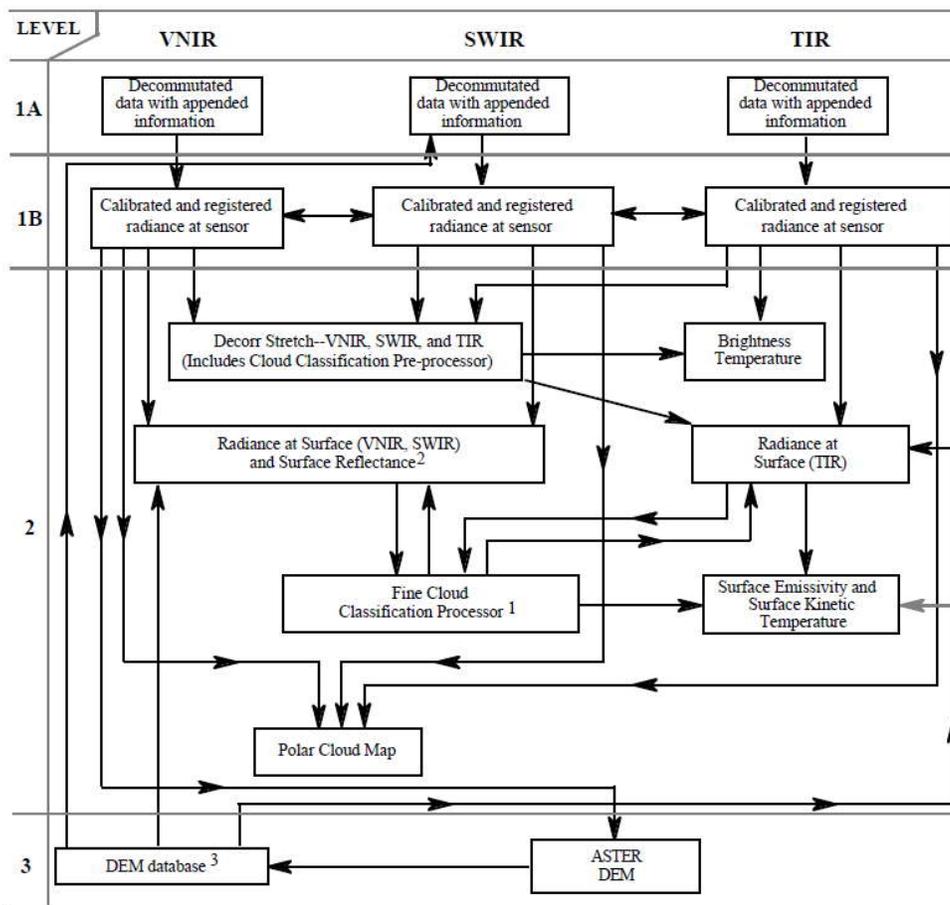
⁵ *Earth Remote Sensing Data Analysis Center*. Página Web: <http://imsweb.aster.ersdac.or.jp>

Radiometer	Band	Wavelength (μm)	Spatial resolution	Quantum number
VNIR	1	0.52 - 0.60	15 m	8 bits
	2	0.63 - 0.69		
	3N	0.78 - 0.86		
	3B	0.78 - 0.86		
SWIR	4	1.600 - 1.700	30 m	8 bits
	5	2.145 - 2.185		
	6	2.185 - 2.225		
	7	2.235 - 2.285		
	8	2.295 - 2.365		
	9	2.360 - 2.430		
TIR	10	8.125 - 8.475	90 m	12 bits
	11	8.475 - 8.825		
	12	8.925 - 9.275		
	13	10.25 - 10.95		
	14	10.95 - 11.65		

Tabla 2: Subsistemas de ASTER

Imágenes Satelitales	Descripción	Objetivo	Factor a modelar (Cáp. II.1)
ASTER08	Temperatura cinética	Corrección por Inercia Térmica	F
ASTER07	Producto de Reflectividad	Reflectividad que permite junto al DEM obtener una imagen de Albedo	Q*
ASTERLIB	Producto de Radianza registrada en el sensor	Delimitación de zonas con alteración hidrotermal	-
DEM	Modelo de elevación Digital.	Corrección por pendiente topográfica y modelación del efecto de cambio de temperatura por elevación.	Q*, S

Tabla 3: Resumen con los objetivos de las imágenes satelitales adquiridas. Los factores a modelar son Q* (radiación neta), F (Flujo neto) y S (Componente sensible) (veáse Cáp. II.1).



1. Produces a cloud mask that is incorporated into other products
2. Computed simultaneously with Radiance at Surface
3. Refers to a database of DEM data regardless of the source

Figure 2. Product Interdependencies.

Figura 21: Interdependencias de los productos ASTER

II.2.2 Datos de terreno

La investigación plantea un método empírico basado y calibrado con información de terreno, por ello lo ideal es realizar la mayor cantidad de mediciones en superficies con distintas propiedades físicas sobre un período de 24 horas. De importancia son los materiales con diferencias en inercia termal, albedo y emisividad.

A continuación se presenta una tabla resumen con el tipo de medición y objetivo de esta misma:

Medición	Momento	Instrumento de medición	Observación
Temperatura	En un período de 24 horas para obtener un perfil total de temperatura. En particular son cruciales las mediciones de mediodía y medianoche que corresponde a las horas de mayor y menor temperatura respectivamente, y a las 10:40 y 11:30 que corresponden a las horas locales por las cuales el satélite pasó por la zona de estudio.	Termómetro infrarrojo y termómetro ambiental.	Se deben realizar mediciones en lugares con distinta inercia térmica, que en términos simples pueden ser asociado a diversas litologías
Albedo	El cociente de los piránómetros logra una señal estable entre las 9 y las 19 hrs.	2 piránómetros que miden en el rango del visible. Uno que mida la radiación solar entrante y otro la reflejada.	Se deben realizar la mayor cantidad de mediciones para tener el un buen ajuste de albedo para extrapolar dicho resultado a toda el área de la imagen satelital.

Tabla 4: Cuadro resumen de medidas en terreno

II.2.2.1 Equipo

II.2.2.1.1 Estación Radiométrica

Los instrumentos de medición fueron aportados por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile. Estos se montan a un trípode, lo que en conjunto forman la estación radiométrica. A continuación se muestra información e imágenes del detalle de la estación:

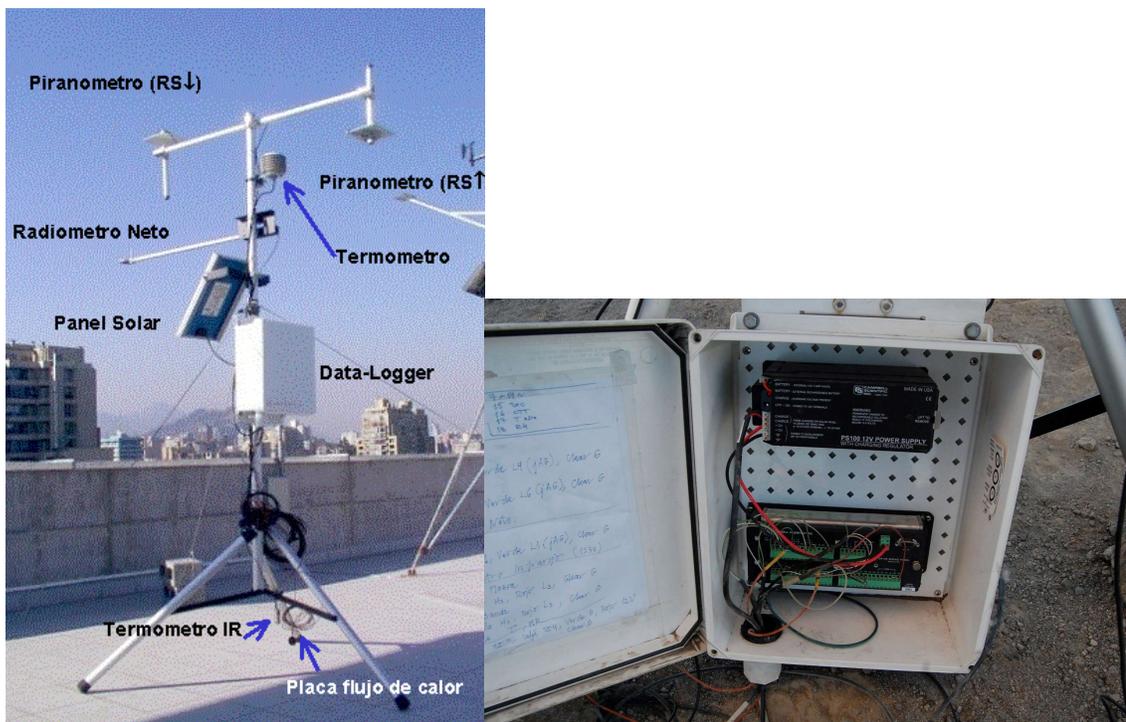


Figura 22: Estación de Flujo Radiométrico y data logger

Características

- Intervalo de muestreo: 30 segundos / Intervalo de registro: 5 min
- Almacenamiento y procesamiento inicial de datos: *Data-logger CR10X-2M, Campbell Sci.*
- Alimentación eléctrica: Panel solar

Instrumentos

Variable	Instrumento	Modelo / Marca
Radiación solar incidente y reflejada (W/m ²)	2 Piranómetros	SP-Lite / Kipp & Zonnen
Temperatura (°C)	Termocupla de estado sólido	TC-107 / Campbell Sci.
Temperatura a distancia (°C)	Termómetro IR	IRTS-P / Campbell Sci.
Radiación neta (0.2-100 mm)(W/m ²)	Radiómetro neto	NR-Lite / Kipp & Zonnen
Flujo de calor al submedio (W/m ²)	Plato de flujo de calor	HFTP3 / REBS

Tabla 5: Instrumentos de medición de la estación radiométrica

II.2.2.1.2 Termómetro infrarrojo portátil

El termómetro infrarrojo portátil mide la temperatura superficial de un determinado objeto. La unidad de sensor óptico emite, refleja y transmite energía, la cual es recolectada y focalizada en un detector (Especificaciones en Anexos VIII.3). Asumiendo como parámetro una emisividad estándar para los materiales terrestres de 0.95 el aparato cuenta con un software que a partir de la radianza recolectada calcula una temperatura. Si el material se aleja de la emisividad estándar se

puede utilizar una huincha adosándola al material que se desea medir, esperar que ambos materiales en contacto alcancen el equilibrio químico y medir la temperatura sobre la huincha.

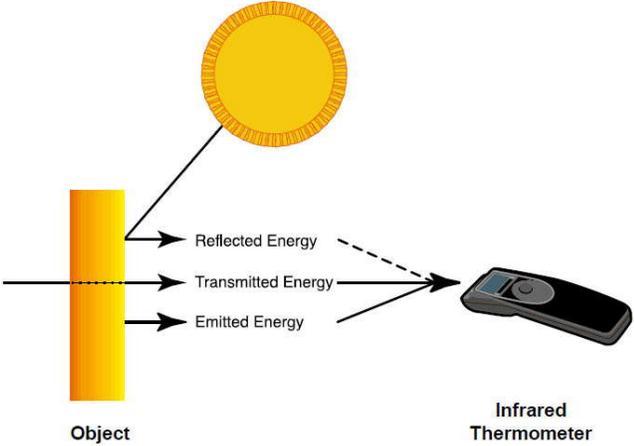


Figura 23: funcionamiento del termómetro infrarrojo

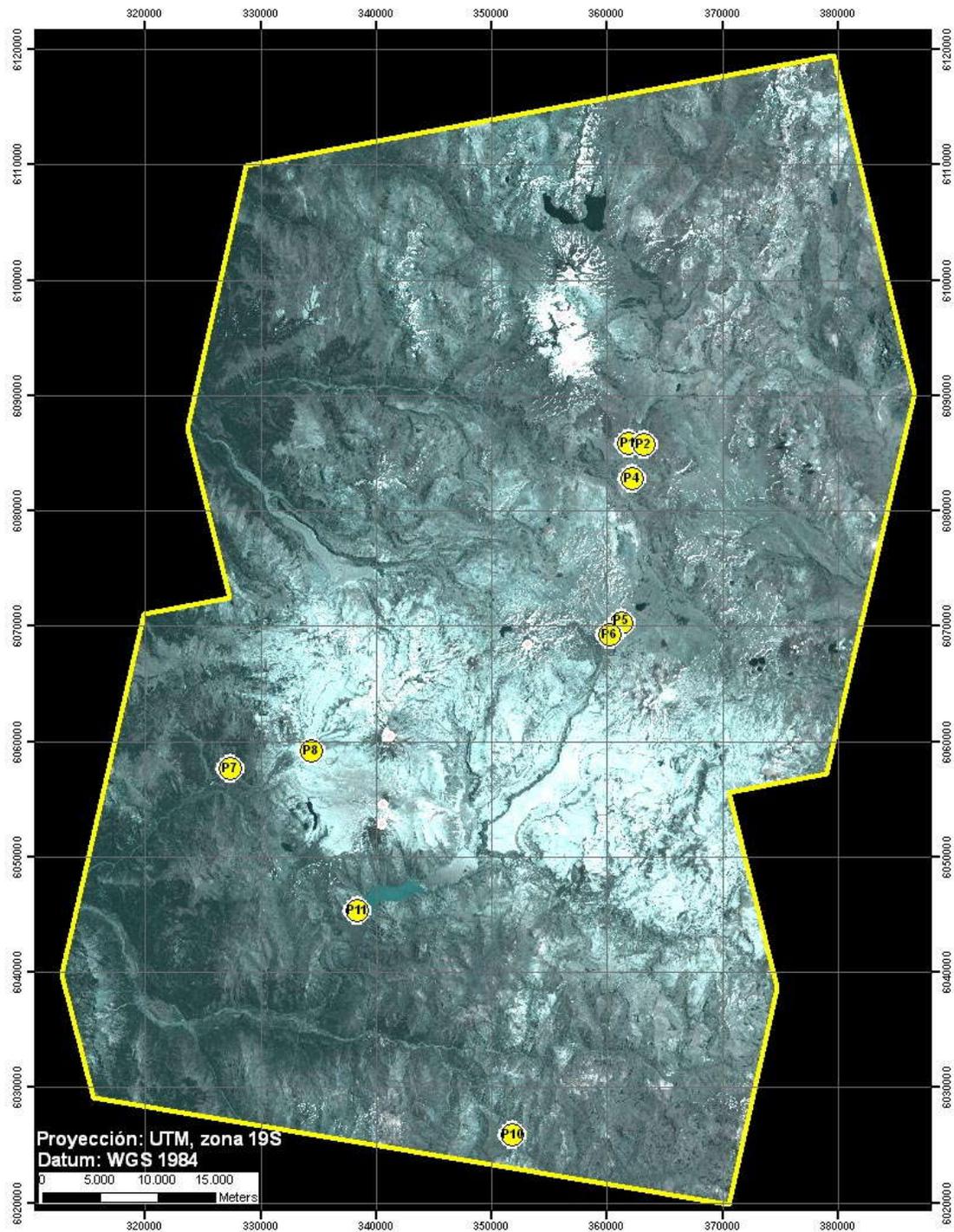
II.2.2.2 Puntos de terreno

En total se realizaron 11 puntos de medición en terreno (Figura 24). Esto es, la toma de datos mediante la estación radiométrica. El detalle de los puntos de control (intervalo de tiempo y posición) se muestra en los Anexos VIII.4: “Detalles de los datos de terreno”.

Las mediciones en cada punto deben ser de 24 horas para la obtención de un promedio real o in situ para la corrección de variaciones por inercial termal. Sin embargo, por un tema logístico no se ha recopilado información durante el período indicado, lo cual exige generar modelos de temperatura que interpolen la información parcial con la que se cuenta y extrapolen la del resto del día. El polinomio que se utiliza para ajustar los datos es una sumatoria de función sinusoidales pares e impares que representan bastante bien la ciclicidad de los datos recolectados.

Las medidas de albedo no exigen ser tomadas en un período de tiempo de 24 horas, solo basta que haya radiación visible o solar. Esto es debido a que el albedo es una propiedad intrínseca de los distintos materiales, por lo cual no debiese variar. Sin embargo, se observan variaciones (Gráfico 5: Sección d) justo antes del ocaso del sol (19 hora local/0.8 hora juliana), durante la noche en que no hay radiación incidente y antes del amanecer (7 hora local/0.375 hora juliana).

Aparte de las mediciones de la estación radiométrica se tomaron mediciones de temperatura con el termómetro infrarrojo para verificar que la estación no estuviese tomando datos erráticos. Los controles de la estación se realizaron a las 12-14 y 0-3 hrs. Las cuales corresponden a las horas de máxima y mínima temperatura respectivamente.



**Figura 24: Zona de estudio con ubicación de los puntos de instalación de la estación radiométrica. Los puntos que no aparecen enumerados es debido a que por la escala de la imagen se traslapan
 Combinación de bandas Aster RGB:211 Pseudo color real.**

P1: Arenisca Calcárea del Valle Grande (AVG)

Afloramiento de roca sedimentaria asociada a la miembro inferior de la Formación Jurásica Valle Grande.

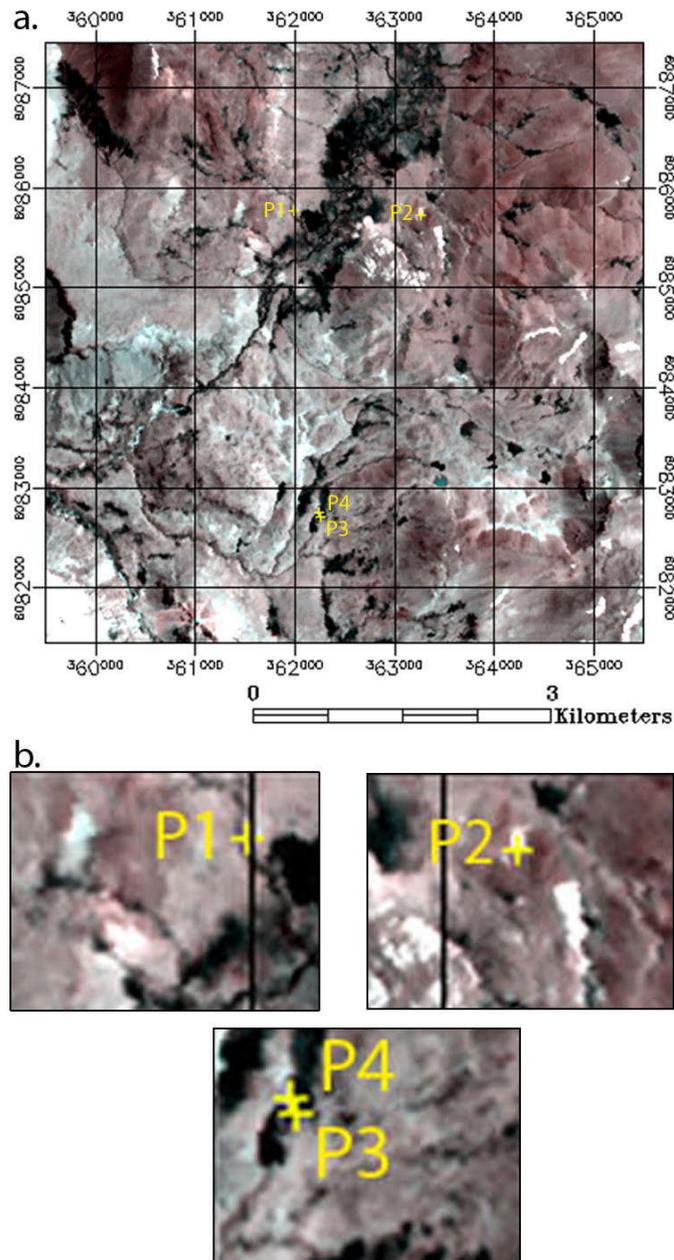
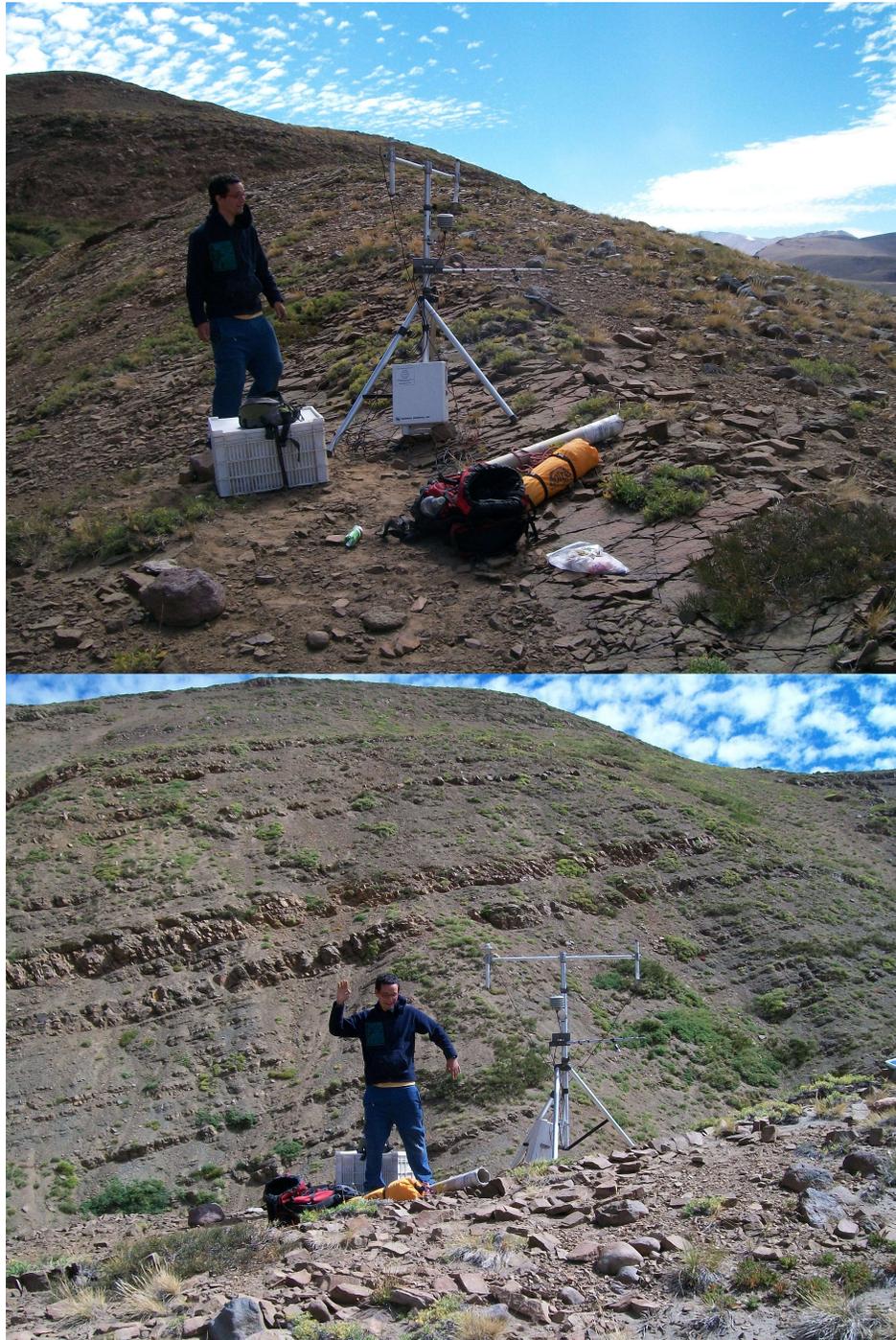


Figura 25: a. Imagen aster con puntos de control con cruz y etiqueta amarilla. b. zoom de los puntos de control. Combinación de bandas Aster RGB:211 pseudo color real. Proyección UTM, Datum WGS 1984 zona 19S.



Fotografía 1: Afloramiento de estratos de punto de control. Se aprecia la orientación de las capas con un manteo de 20° W aproximadamente. Unidad correspondiente al miembro inferior de la Formación Jurásica de Valle Grande.

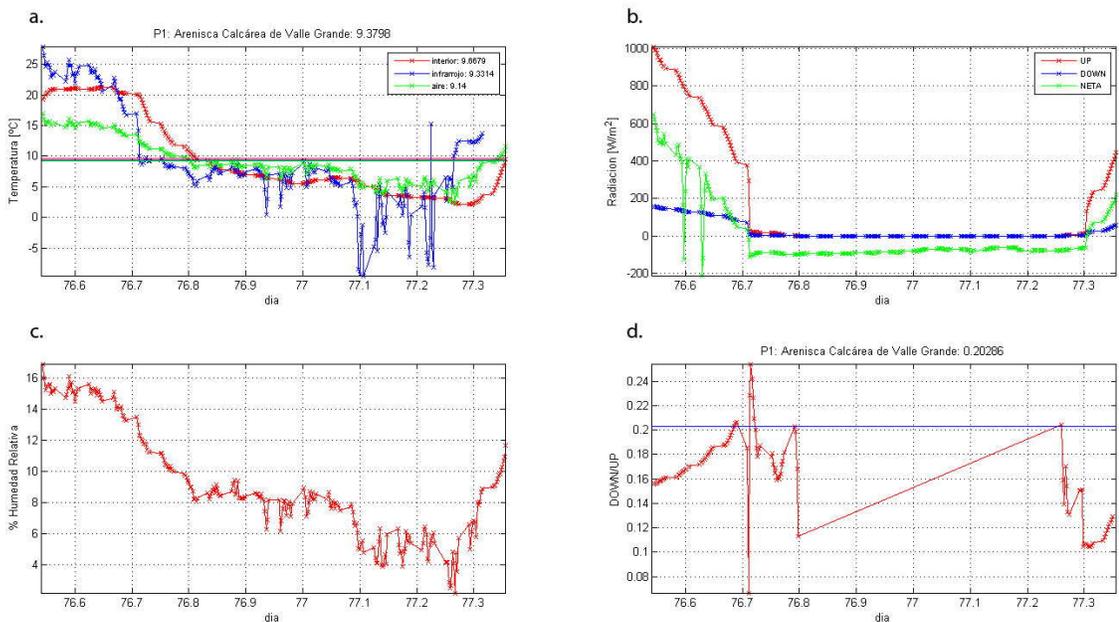


Gráfico 3: Datos recolectados por la estación en P1: a. Temperaturas (curva roja: t° interior, curva azul: t°termómetro infrarrojo y curva verde: temperatura atmosférica), b. Radiación (curva roja: Piranómetro que apunta hacia el cielo (UP), curva azul: piranómetro que apunta hacia el suelo (DOWN) y curva verde: Radiación neta), c. Humedad relativa, d. Albedo: piranómetro UP : piranómetro DOWN (curva roja: variación de albedo durante el día y curva azul: promedio en un intervalo de estabilidad de la señal). Las líneas horizontales en el gráfico de temperatura (Gráfico 3a) representan promedios para la medición del color correspondiente a cada curva.

Las mediciones del Punto de control 1 fueron realizadas entre las 13 hrs del día 17 de Marzo hasta las 8:30 hrs del 18 de Marzo. Medidas que al parecer no logran mostrar una señal radiativa estable de los piranómetros UP/DOWN (Gráfico 3b) puesto que no abarcan suficiente radiación visible del día y, por lo tanto, interpretar una medida de albedo con los datos recolectados no es fidedigno. De esta forma, se descarta como dato en los modelos de ajuste de albedo.

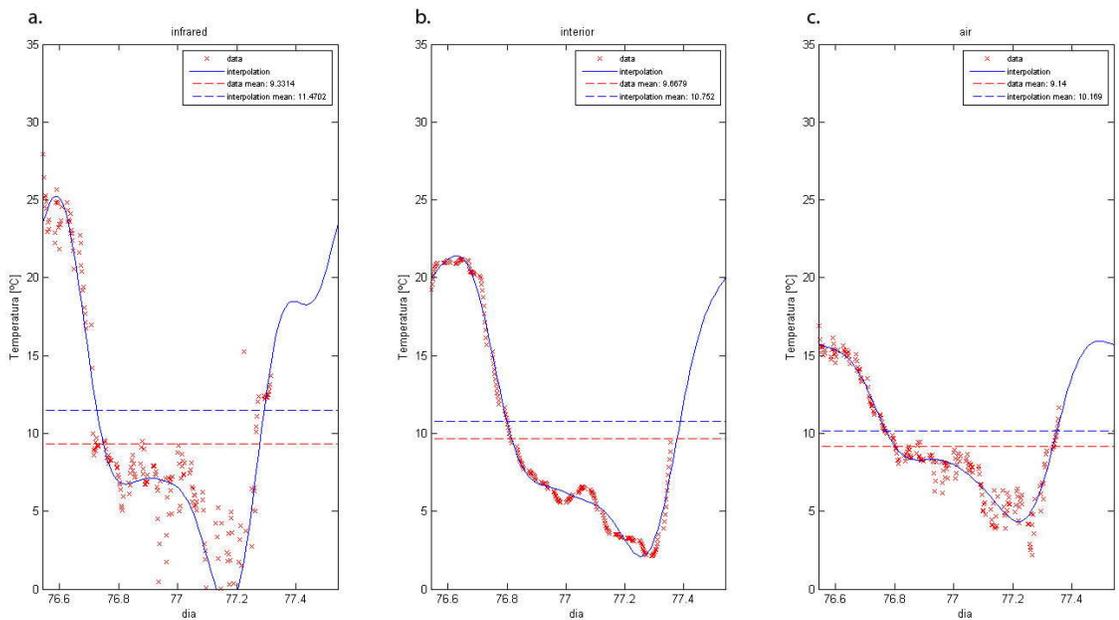
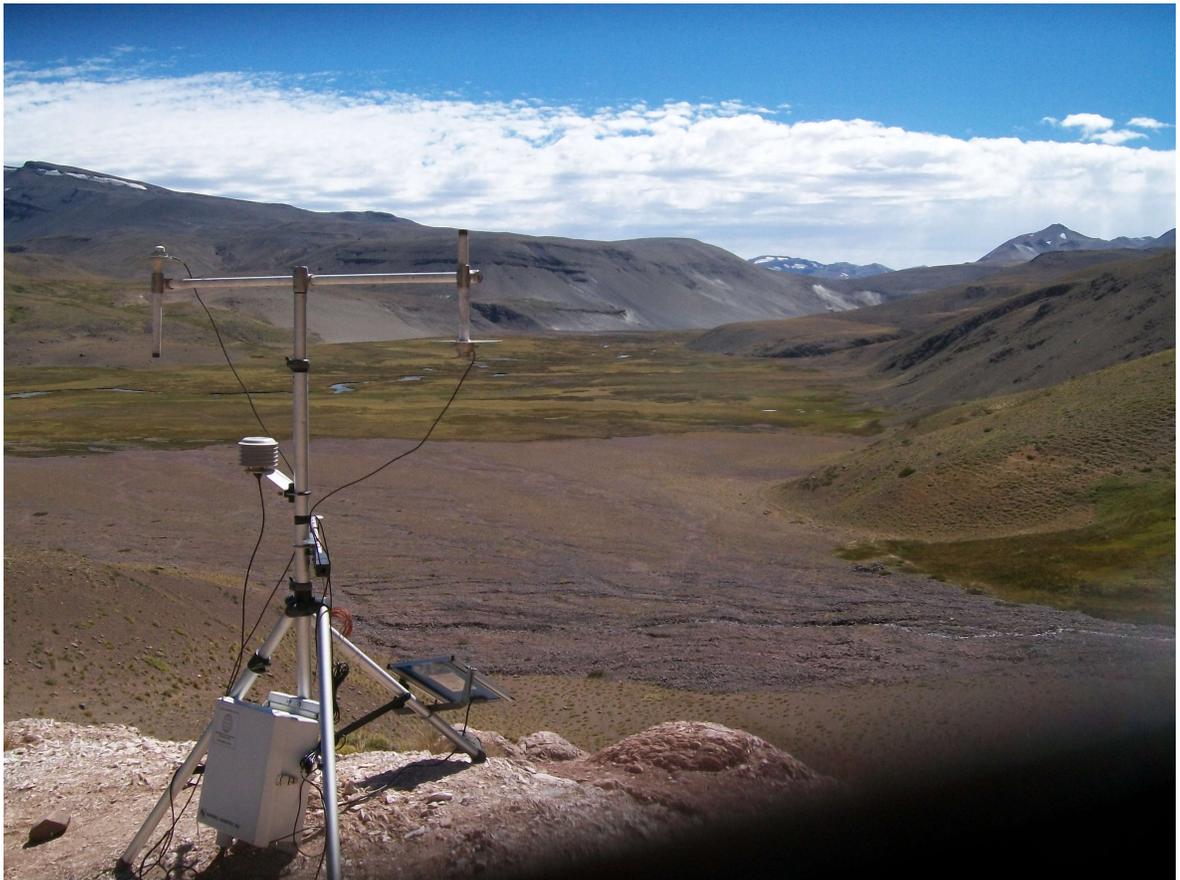


Gráfico 4: Interpolación de los datos termales en P1: a. termómetro infrarrojo, b. termómetro interno del data logger y c. termómetro que mide la temperatura de la atmósfera. Las líneas horizontales en el gráfico representan promedios para la medición del color correspondiente a cada curva.

Las medidas de temperatura casi alcanzan un período de 24 horas, por lo que la interpolación de la curva de temperatura infraroja y su promedio (11.47°, curva horizontal azul en Gráfico 4a) se considera una buena aproximación de la integración de la curva real.

P2: Yeso del Valle Grande (YVG)

Afloramiento de Yeso asociado al miembro superior de la Formación Jurásica/Oxfordiana denominada Valle Grande (P2, Figura 25).



Fotografía 2: Afloramiento del Yeso Oxfordiano correspondiente al miembro superior de la Fm. Valle Grande. Vista hacia el norte de Valle Grande, en la cual se aprecia un gran abanico aluvial y el extenso humedal característico del valle.

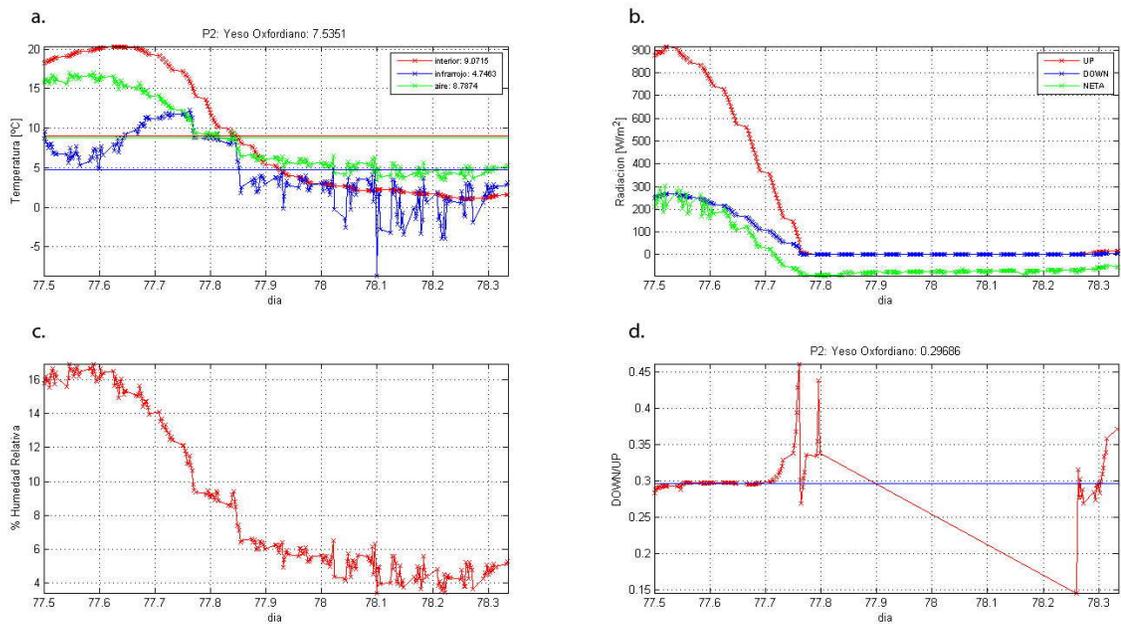


Gráfico 5: Datos recolectados por la estación en P2: a. Temperaturas (curva roja: t° interior, curva azul: t°termómetro infrarrojo y curva verde: temperatura atmosférica), b. Radiación (curva roja: Piranómetro que apunta hacia el cielo (UP), curva azul: piranómetro que apunta hacia el suelo (DOWN) y curva verde: Radiación neta), c. Humedad relativa, d. Albedo: piranómetro UP : piranómetro DOWN (curva roja: variación de albedo durante el día y curva azul: promedio en un intervalo de estabilidad de la señal).

Datos recolectados entre los días 18 y 19 de marzo, entre las 12 y las 8 hrs respectivamente. El intervalo de medición permite que la señal de albedo se estabilice y por lo tanto puede ser utilizable en el ajuste del albedo. El dato utilizado es el promedio establecido por la curva horizontal azul en el Gráfico 5d ($A=0.296$).

La curva de temperatura infrarroja muestra un comportamiento anómalo respecto a los otros termómetros (atmosférico e interno) entre las 12 y las 20 horas del día 18 de marzo, provocado por factores locales como vientos descendentes u otros.

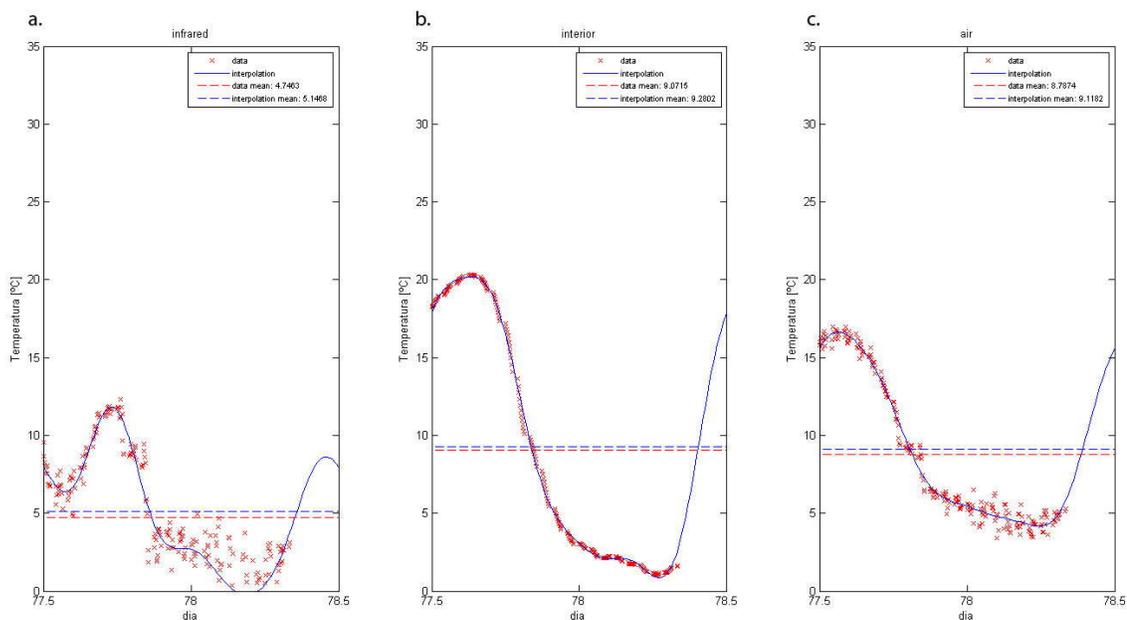


Gráfico 6: Interpolación de los datos termales en P2: a. termómetro infrarrojo, b. termómetro interno del data logger y c. termómetro que mide la temperatura de la atmósfera.

La señal anómala del termómetro infrarrojo entre el mediodía y el ocaso (intervalo de tiempo juliano entre 77,5 y 77,75 (Gráfico 5a)) afecta el promedio de 24 horas, subestimando el que alcanzan los otros dos termómetros (líneas azules en Gráfico 6b y 6c). Estos “datos anómalos” son debidos a corrientes de aire turbulento que ascienden por la ladera del cerro donde fue instalada la estación. Considerando que un período de 24 horas es suficiente para que los 3 termómetros alcancen el equilibrio termal, se puede considerar como temperatura promedio la de los termómetros que no presentan la perturbación local ya mencionada, es decir los termómetros interior y atmosférico (9,2 °C).

P3: Humedal de Valle Grande

El humedal de Valle Grande consiste en vegetación permanentemente saturada en agua. El objetivo de este punto es cuantificar las diferencias en inercia termal asociadas a la liberación de calor latente y procesos relacionados a las plantas que tanto abundan en lugares como el sur de Chile (P3, Figura 25).



Fotografía 3: Lugar de instalación de la estación radiométrica en el Humedal de Valle Grande.

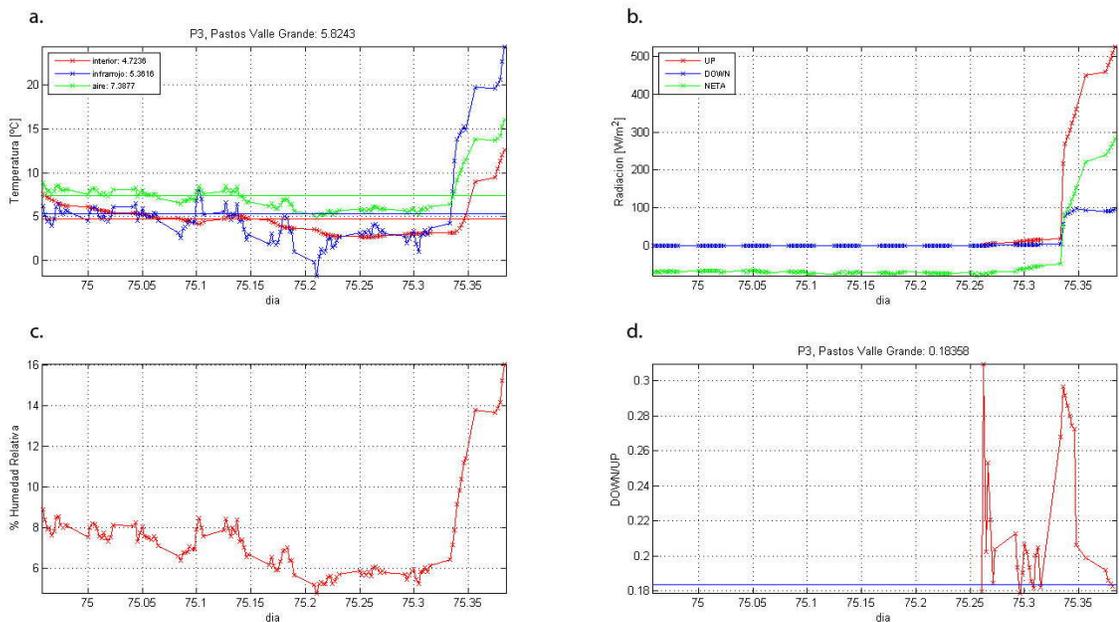


Gráfico 7: Datos recolectados por la estación en P3: a. Temperaturas (curva roja: t° interior, curva azul: t° termómetro infrarrojo y curva verde: temperatura atmosférica), b. Ra diación (curva roja: Piranómetro que apunta hacia el cielo (UP), curva azul: piranómetro que apunta hacia el suelo (DOWN) y curva verde: Radiación neta), c. Humedad relativa, d. Albedo: piranómetro UP : piranómetro DOWN (curva roja: variación de albedo durante el día y curva azul: promedio en un intervalo de estabilidad de la señal).

Los datos son recolectados básicamente durante la noche (23 a 9 hrs), por lo que la señal de albedo no alcanza un nivel estable (Gráfico 7). Los datos de temperatura son muy escasos para obtener una interpolación fidedigna de la señal (Gráfico 8). Por ello se descarta este punto, tanto para la calibración del albedo como de temperatura.

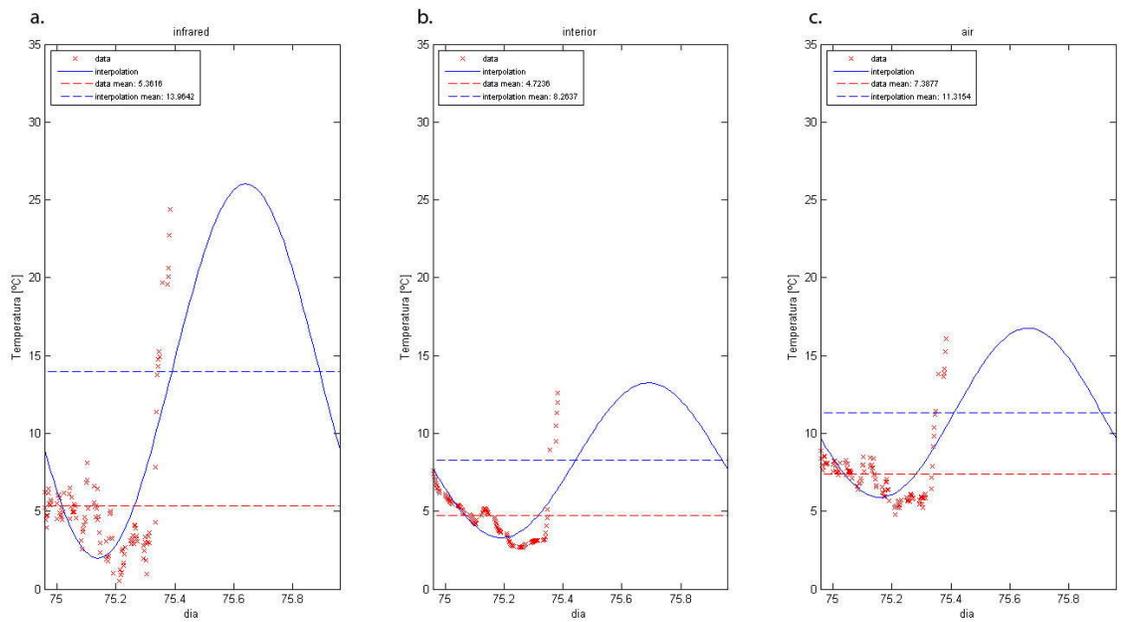


Gráfico 8: Interpolación de los datos termales en P3: a. termómetro infrarrojo, b. termómetro interno del data logger y c. termómetro que mide la temperatura de la atmósfera.

P4: Depósitos morrénicos del Valle Grande

Regolito de morrena (P4, Figura 25).

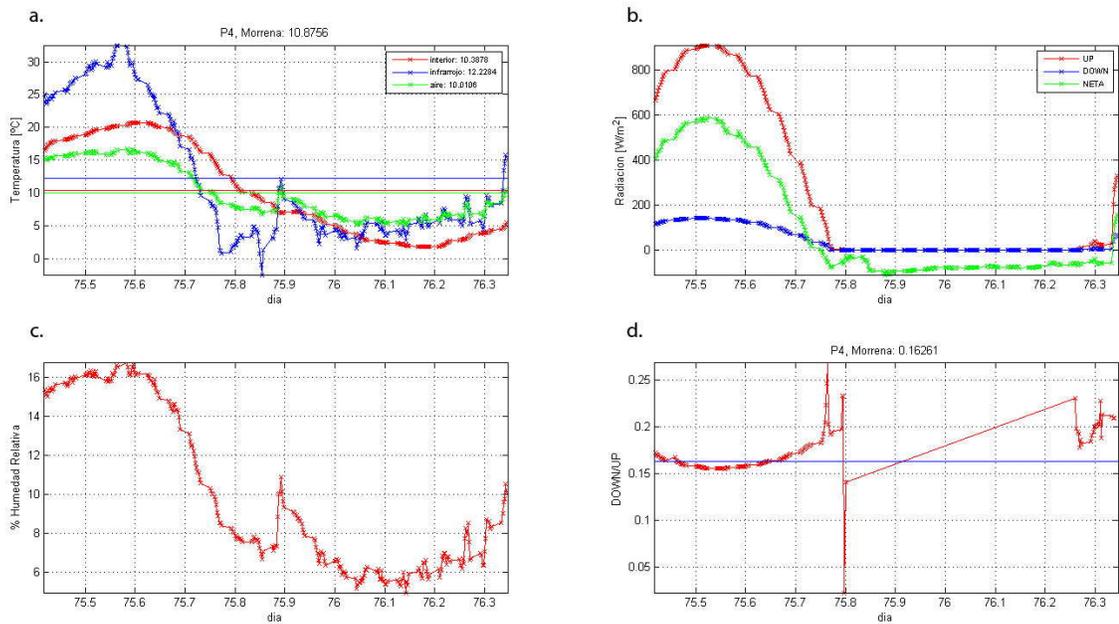


Gráfico 9: Datos recolectados por la estación en P4: a. Temperaturas (curva roja: t° interior, curva azul: t° termómetro infrarrojo y curva verde: temperatura atmosférica), b. Radiación (curva roja: Piranómetro que apunta hacia el cielo (UP), curva azul: piranómetro que apunta hacia el suelo (DOWN) y curva verde: Radiación neta), c. Humedad relativa, d. Albedo: piranómetro UP : piranómetro DOWN (curva roja: variación de albedo durante el día y curva azul: promedio en un intervalo de estabilidad de la señal).

Toma de datos entre los días 16 y 17 de marzo y las 10 a las 8 hrs. de los días respectivos. La curva de temperatura infrarroja refleja bastante a la curva de humedad relativa, presentando un comportamiento anómalo respecto a las curvas de temperatura interior y atmosférica. (Gráfico 9)

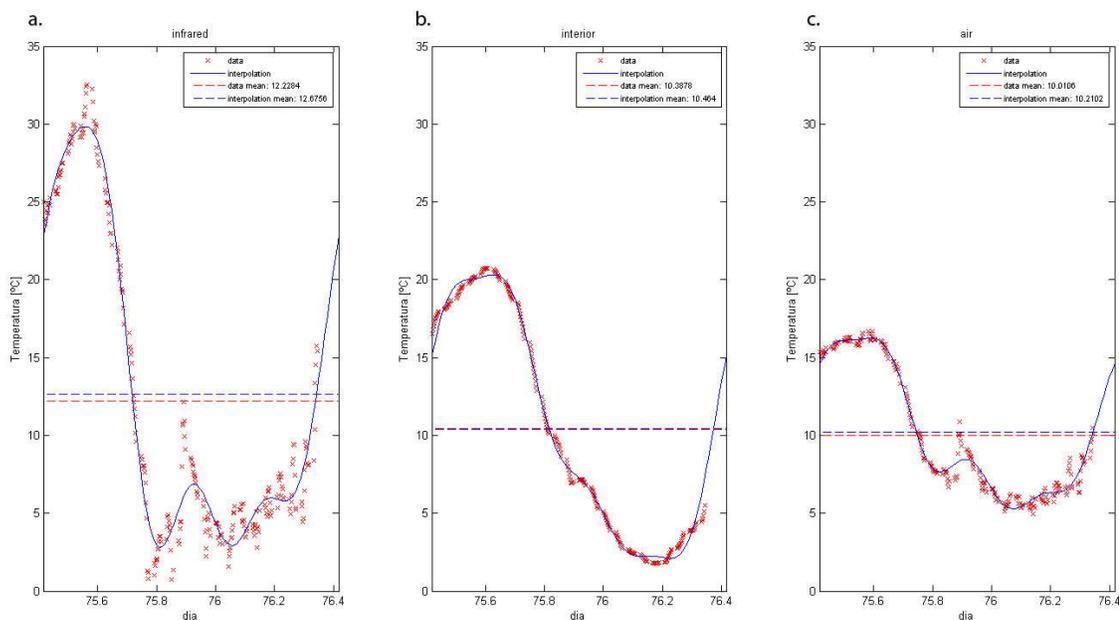


Gráfico 10: Interpolación de los datos termales en P4: a. termómetro infrarrojo, b. termómetro interno del data logger y c. termómetro que mide la temperatura de la atmósfera.

La cantidad de datos permiten una buena extrapolación a un período de 24 horas.

P5: Toba de Laguna de Aguas Calientes

Regolito de toba aledaño a la laguna de aguas calientes. Producto volcánico de la caldera del Volcán Calabozos, particularmente es un producto explosivo asociado a la unidad Tobas de Lomas Secas.

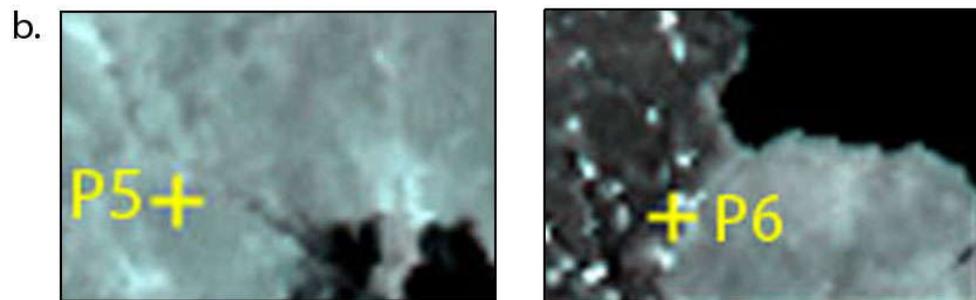
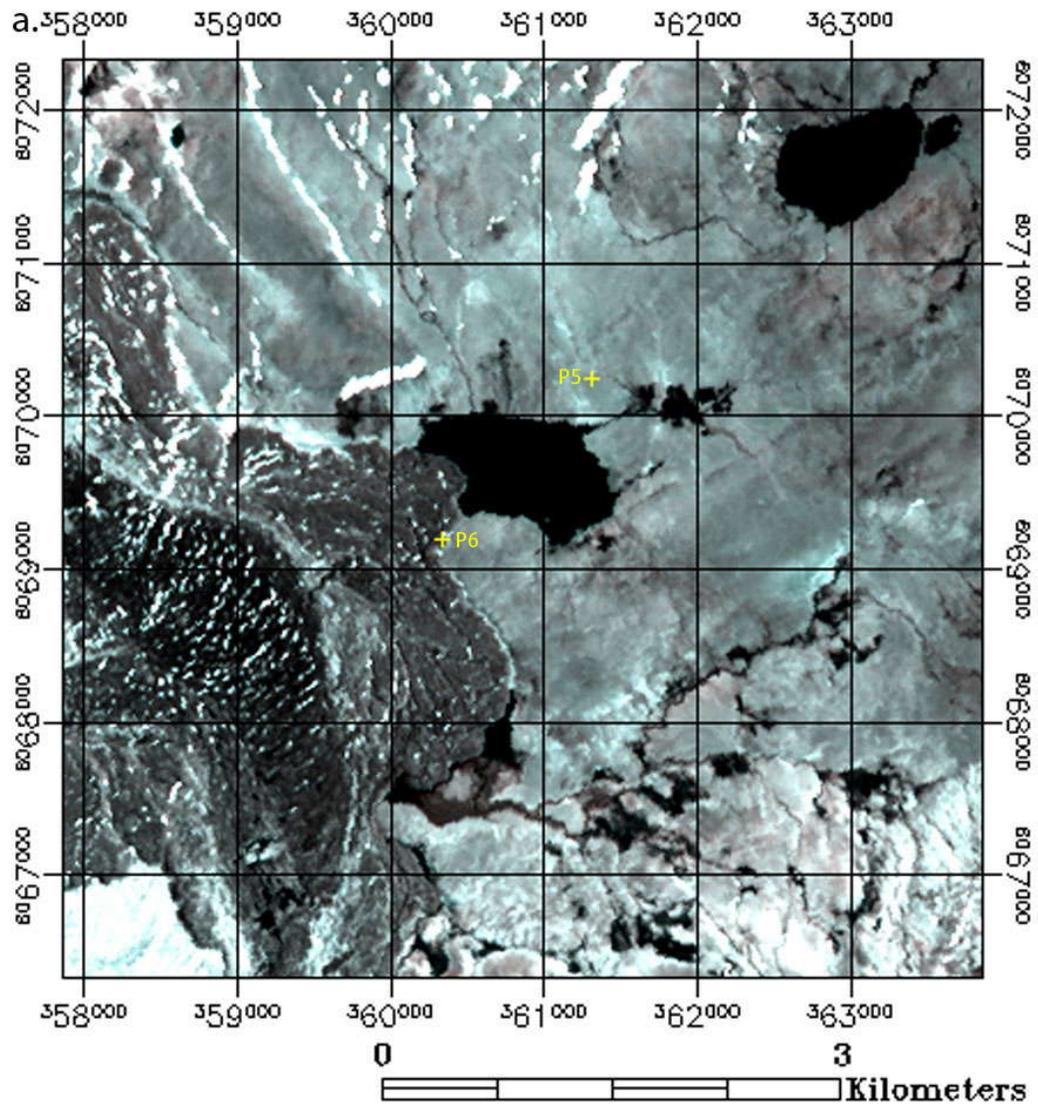


Figura 26: a. Imagen aster con puntos de control con cruz y etiqueta amarilla. b. zoom de los puntos de control. Combinación de bandas Aster RGB:211 pseudo color real. Proyección UTM, Datum WGS 1984 zona 19S.



Fotografía 4: En la parte superior se aprecia el Volcán Descabezado Grande en 2° plano y los depósitos volcánicos del Descabezado Chico.



Fotografía 5: Lugar de instalación de la estación radiométrica en depósitos no consolidados de Lomas Secas.

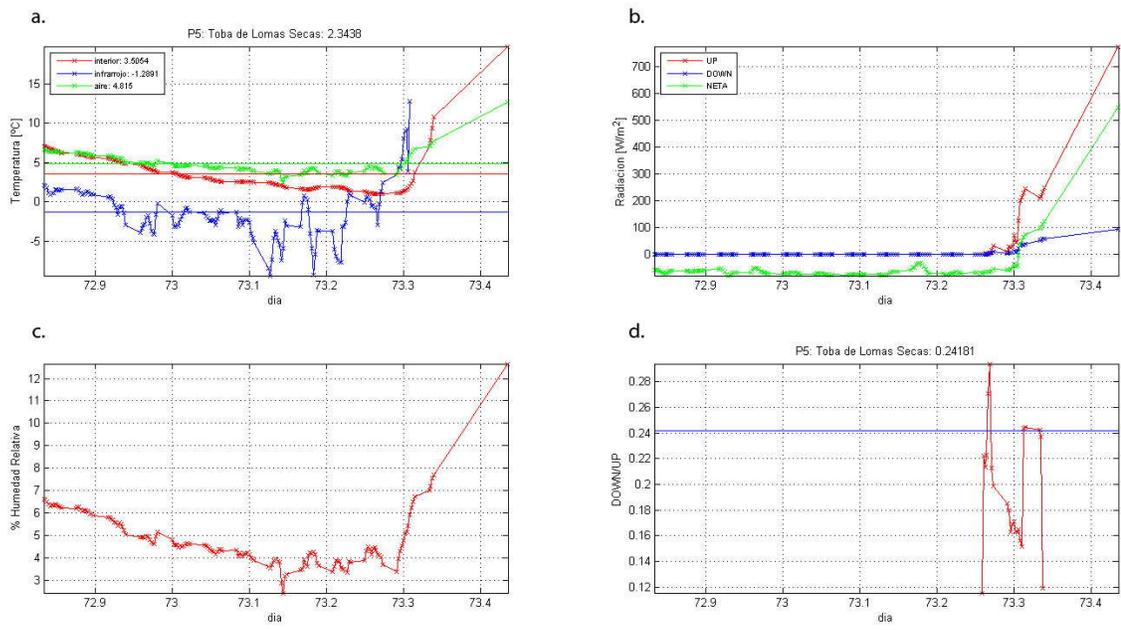


Gráfico 11: Datos recolectados por la estación en P5: a. Temperaturas (curva roja: t° interior, curva azul: t° termómetro infrarrojo y curva verde: temperatura atmosférica), b. Radiación (curva roja: Piranómetro que apunta hacia el cielo (UP), curva azul: piranómetro que apunta hacia el suelo (DOWN) y curva verde: Radiación neta), c. Humedad relativa, d. Albedo: piranómetro UP : piranómetro DOWN (curva roja: variación de albedo durante el día y curva azul: promedio en un intervalo de estabilidad de la señal).

Datos recolectados entre los días 13 y 14 de marzo y las 20 y 10:30 de los respectivos días. El termómetro infrarrojo presenta una señal muy variable respecto a los otros dos termómetros.

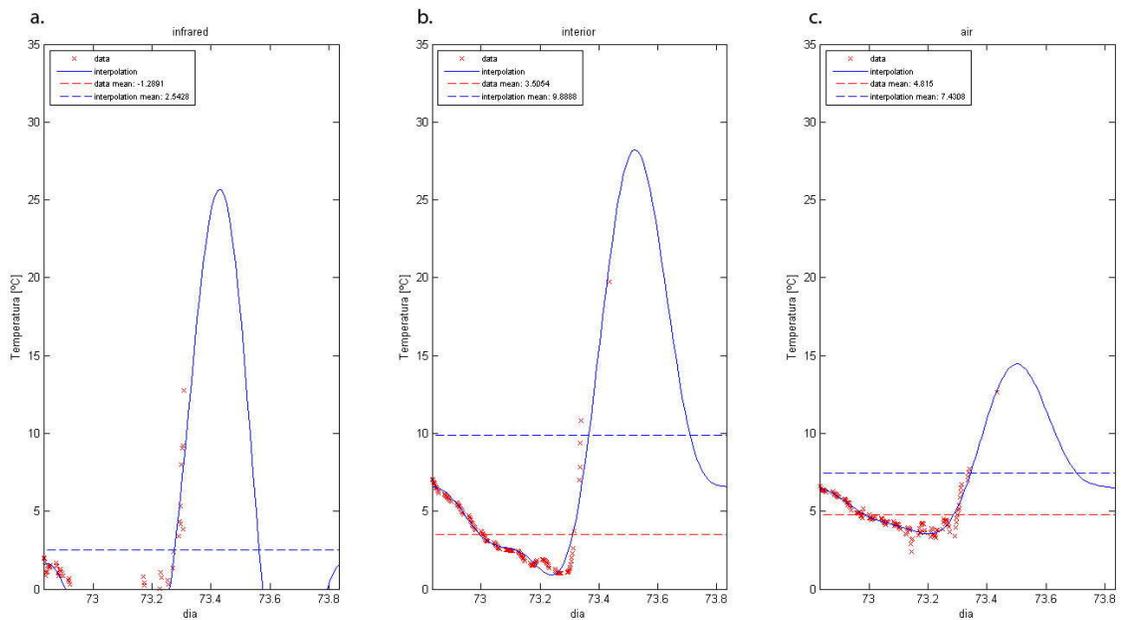


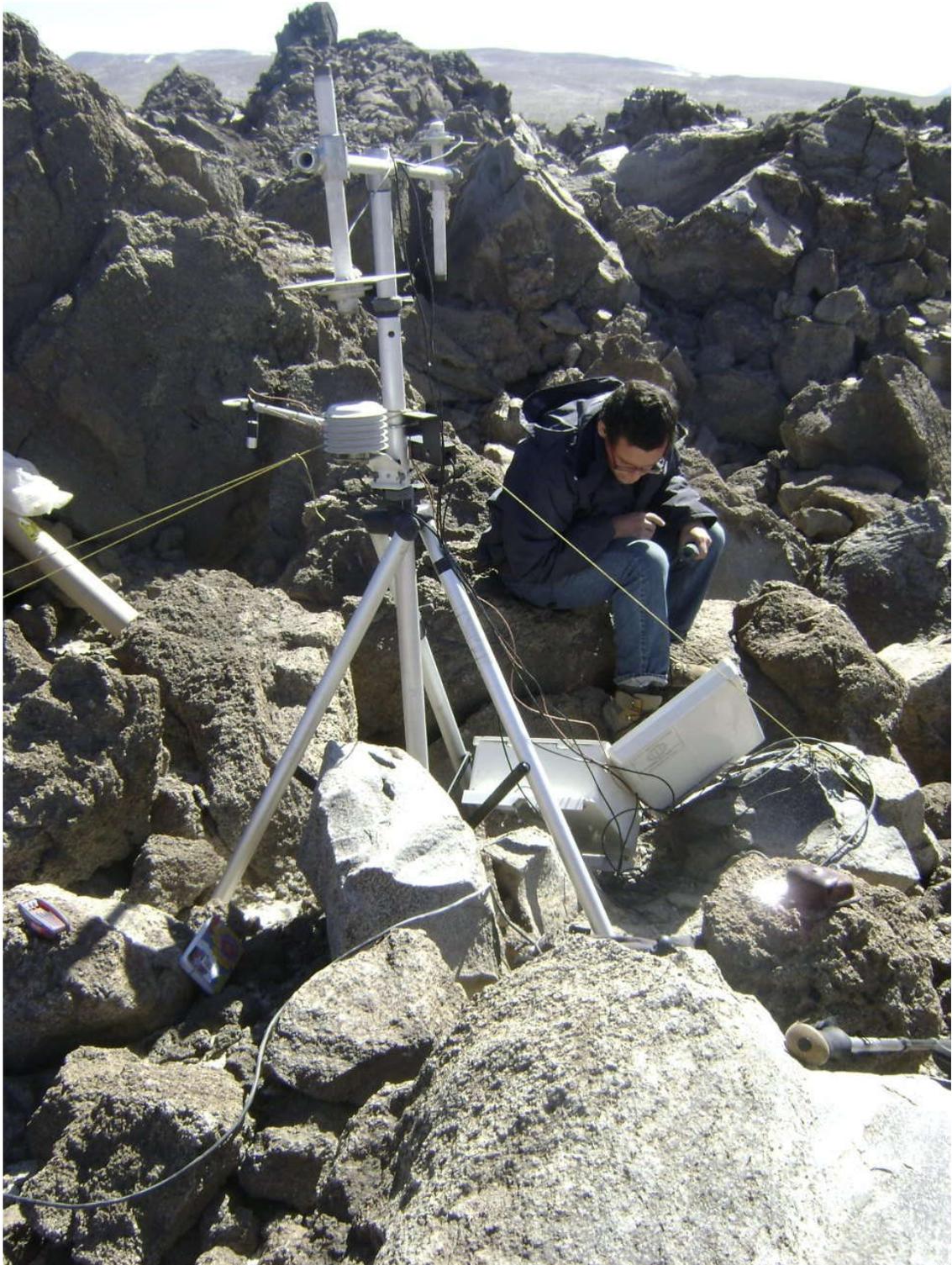
Gráfico 12: Interpolación de los datos termales en P5: a. termómetro infrarrojo, b. termómetro interno del data logger y c. termómetro que mide la temperatura de la atmósfera.

P6: Andesitas de Laguna de Aguas Calientes

Producto de volcanismo efusivo cuaternario asociado al Volcán Descabezado Chico (P6, Figura 26).



Fotografía 6: Se observa en 2° plano la colada de lava andesítica.



Fotografía 7: Lugar de instalación de la estación radiométrica.

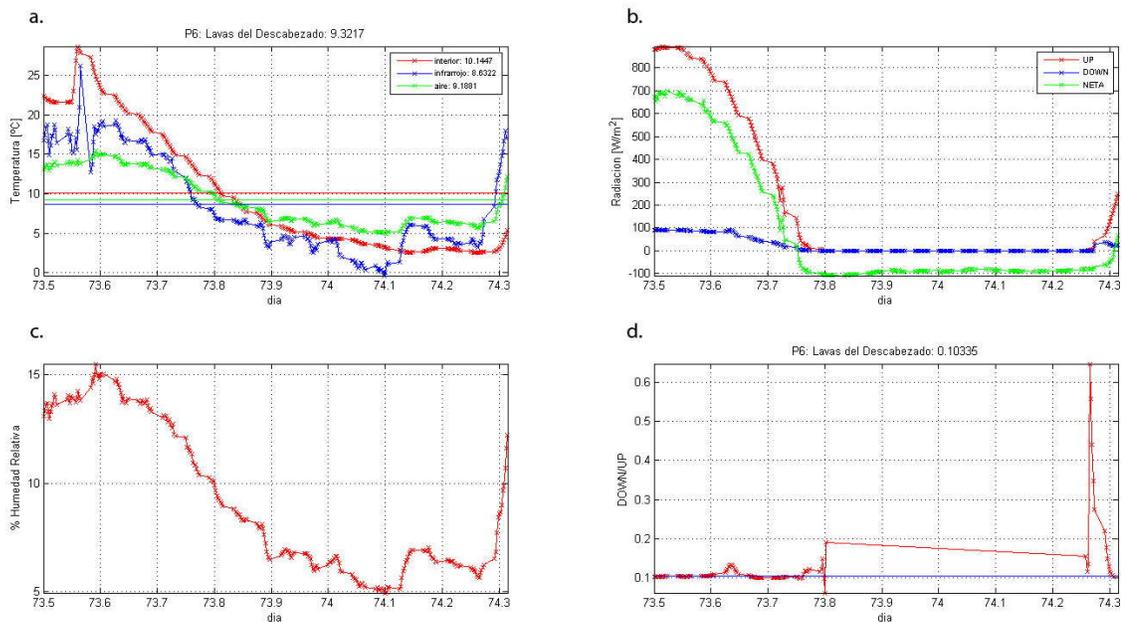


Gráfico 13: Datos recolectados por la estación en P6: a. Temperaturas (curva roja: t° interior, curva azul: t° termómetro infrarrojo y curva verde: temperatura atmosférica), b. Radiación (curva roja: Piranómetro que apunta hacia el cielo (UP), curva azul: piranómetro que apunta hacia el suelo (DOWN) y curva verde: Radiación neta), c. Humedad relativa, d. Albedo: piranómetro UP : piranómetro DOWN (curva roja: variación de albedo durante el día y curva azul: promedio en un intervalo de estabilidad de la señal).

Datos recolectados entre los días 14 y 15 marzo y las 12 y 7:30 de los días respectivos. Los 3 termómetros presentan una curva estándar con un máximo al mediodía y mínimo en una vecindad de la madrugada. La curva de albedo logra una señal estable.

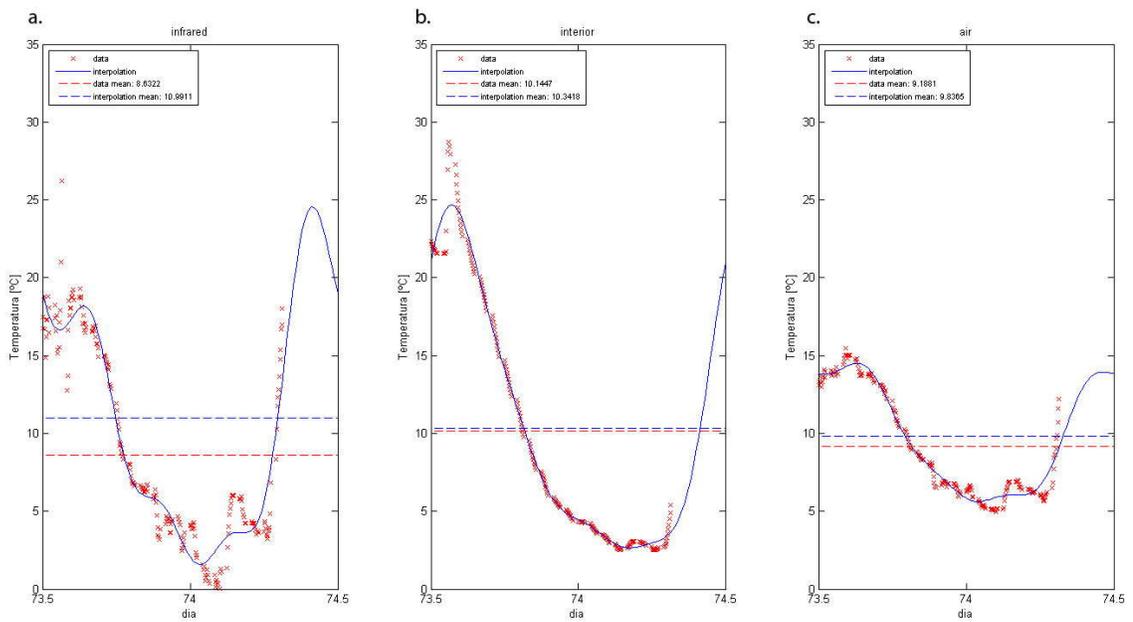


Gráfico 14: Interpolación de los datos termales en P6: a. termómetro infrarrojo, b. termómetro interno del data logger y c. termómetro que mide la temperatura de la atmósfera.

P7: Caseta CONAF

Suelo compuesto por una mezcla de toba con pasto. Ubicación en refugio del organismo CONAF.

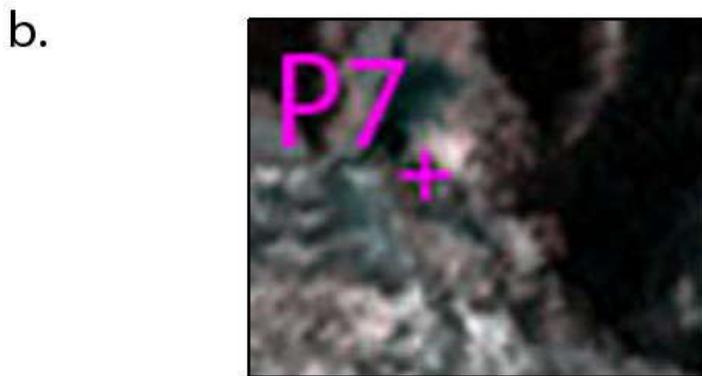
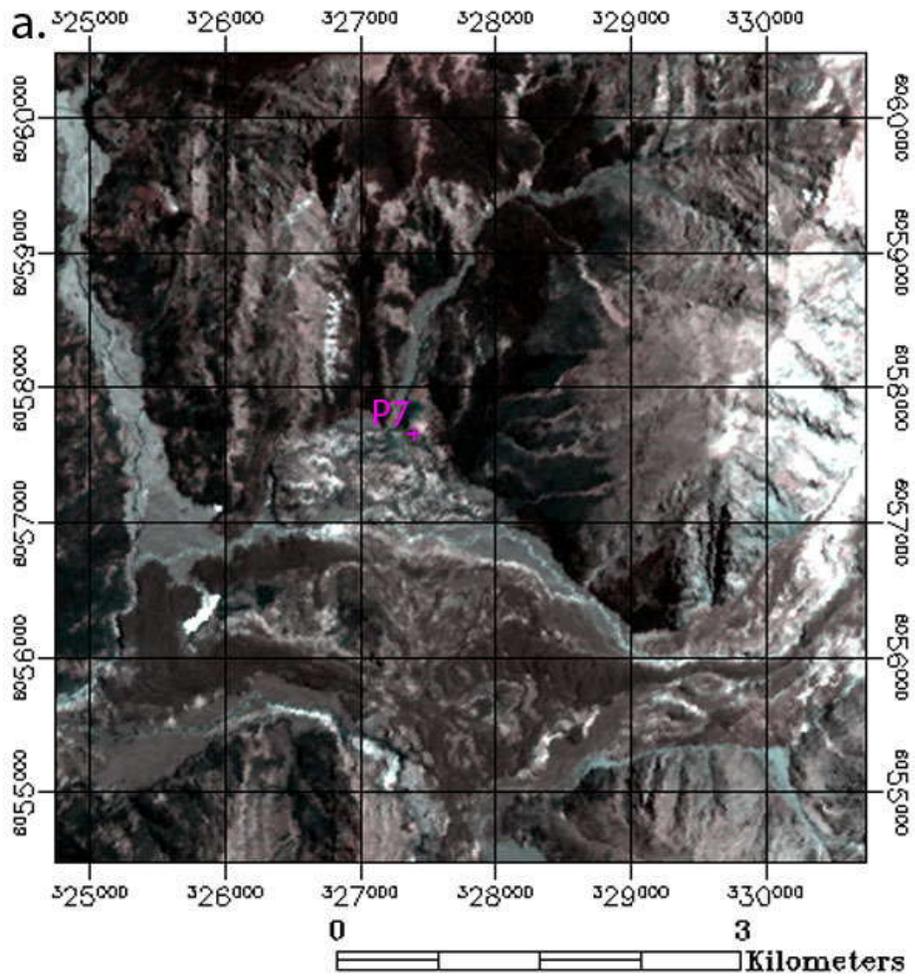


Figura 27: a. Imagen aster con puntos de control con cruz y etiqueta magenta. b. zoom de los puntos de control. Combinación de bandas Aster RGB:211 pseudo color real. Proyección UTM, Datum WGS 1984 zona 19S.

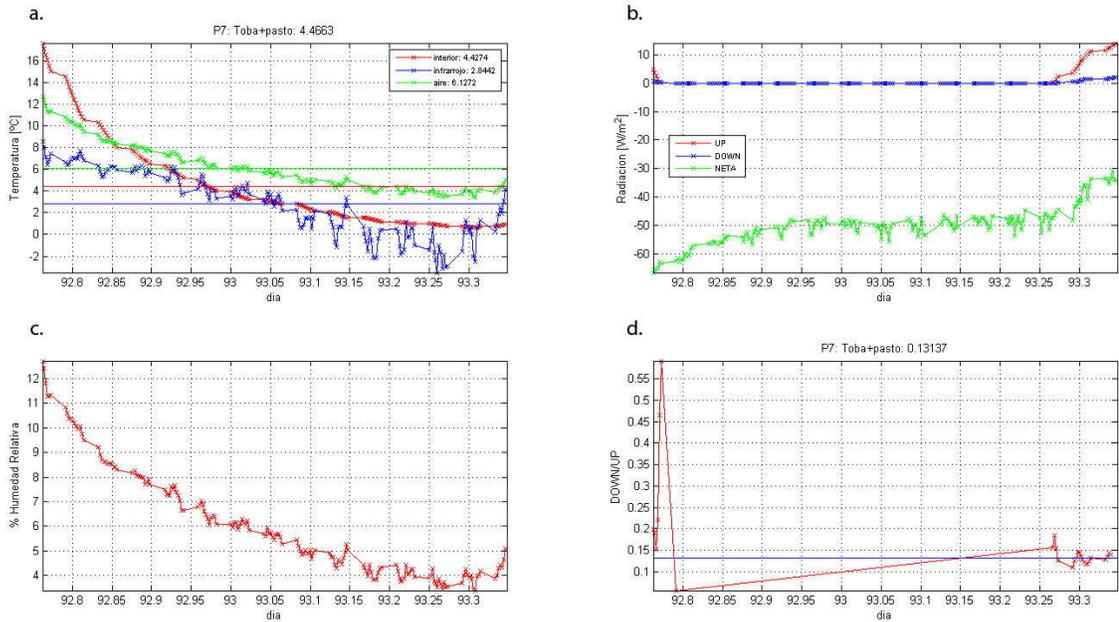


Gráfico 15: Datos recolectados por la estación en P7: a. Temperaturas (curva roja: t° interior, curva azul: t° termómetro infrarrojo y curva verde: temperatura atmosférica), b. Radiación (curva roja: Piranómetro que apunta hacia el cielo (UP), curva azul: piranómetro que apunta hacia el suelo (DOWN) y curva verde: Radiación neta), c. Humedad relativa, d. Albedo: piranómetro UP : piranómetro DOWN (curva roja: variación de albedo durante el día y curva azul: promedio en un intervalo de estabilidad de la señal).

Datos recolectados entre los días 2 y 3 de abril y las 18 y 8:20 de os días respectivos. Los datos de radiación visible o diaria son insuficientes para lograr una señal estable de albedo.

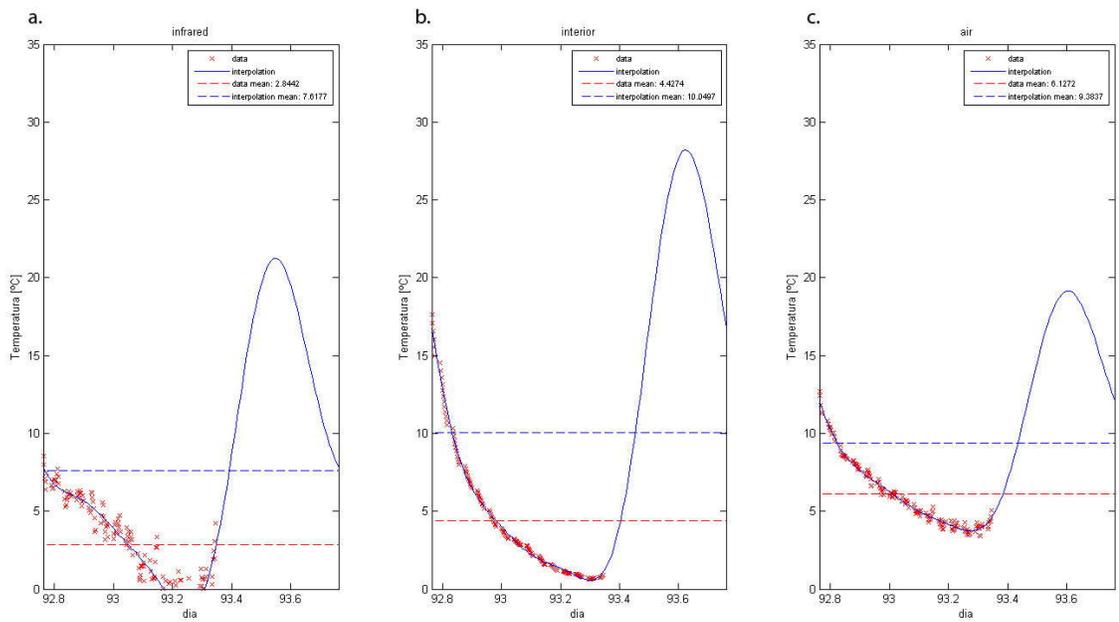


Gráfico 16: Interpolación de los datos termales en P7: a. termómetro infrarrojo, b. termómetro interno del data logger y c. termómetro que mide la temperatura de la atmósfera.

P8: Pómez del Descabezado Grande

Producto volcánico cuaternario del Volcán Descabezado Grande.

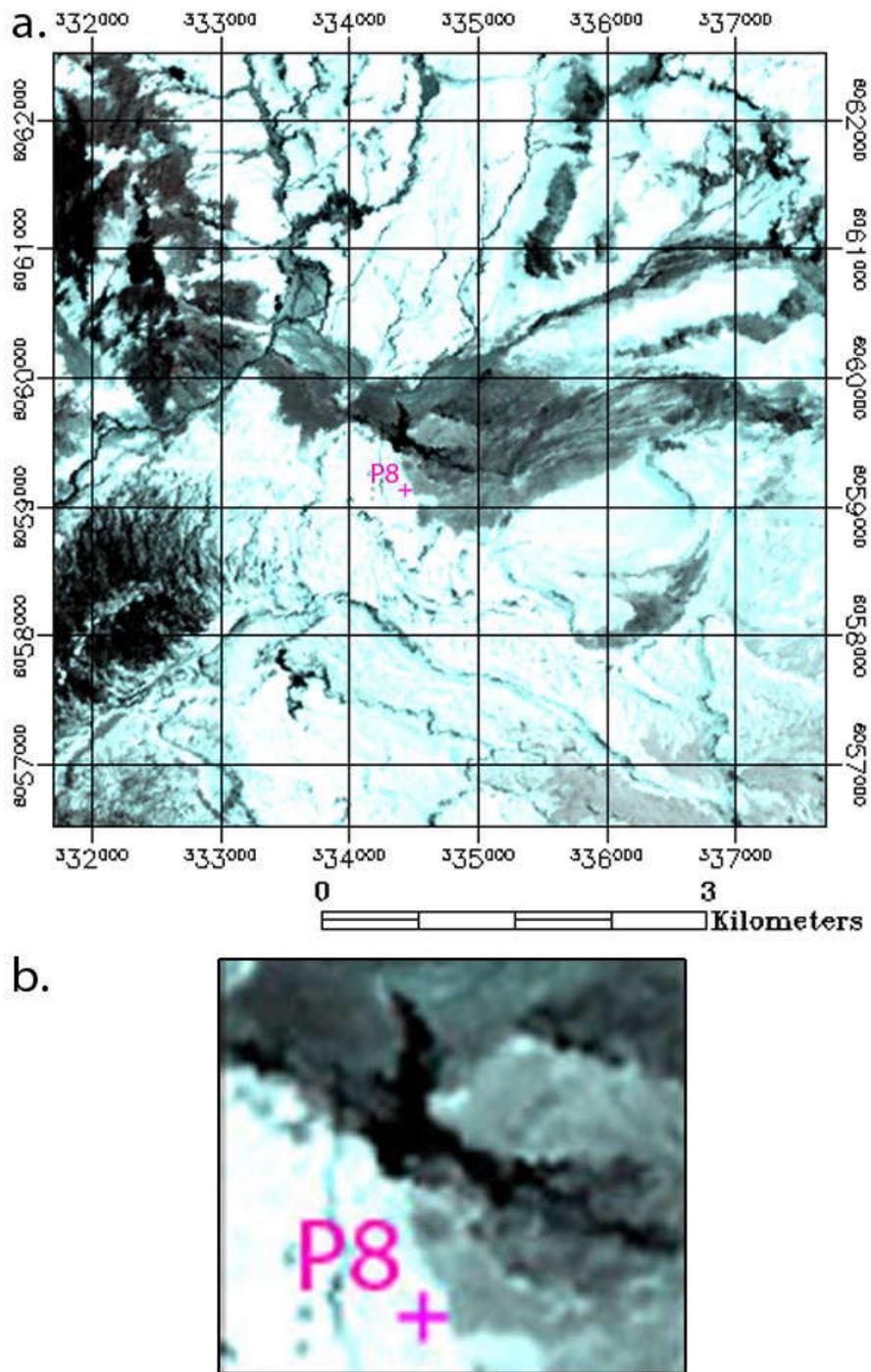


Figura 28:a. Imagen aster con puntos de control con cruz y etiqueta magenta. b. zoom de los puntos de control. Combinación de bandas Aster RGB:211 pseudo color real. Proyección UTM, Datum WGS 1984 zona 19S.



Figura 29: Vista Este del Volcán Descabezado Grande.

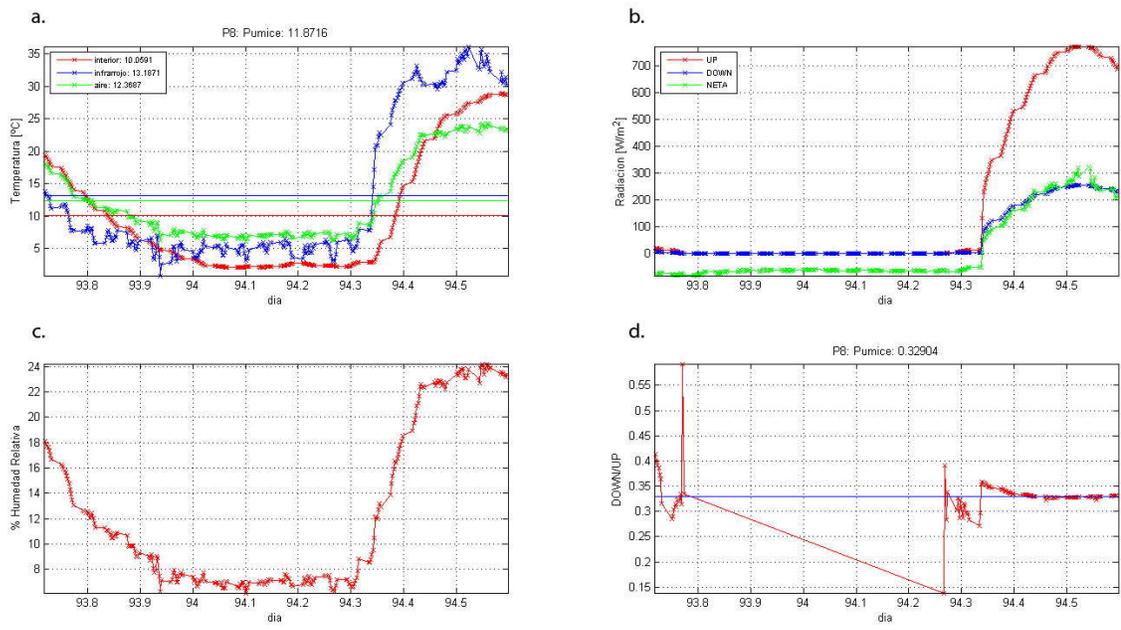


Gráfico 17: Datos recolectados por la estación en P8: a. Temperaturas (curva roja: t° interior, curva azul: t° termómetro infrarrojo y curva verde: temperatura atmosférica), b. Radiación (curva roja: Piranómetro que apunta hacia el cielo (UP), curva azul: piranómetro que apunta hacia el suelo (DOWN) y curva verde: Radiación neta), c. Humedad relativa, d. Albedo: piranómetro UP : piranómetro DOWN (curva roja: variación de albedo durante el día y curva azul: promedio en un intervalo de estabilidad de la señal).

Datos recolectados entre los días 3 y 5 de abril, entre las 17:20 y 14:30 de los días respectivos. Los datos de radiación visible son suficientes para lograr una señal estable de albedo y las curvas de temperaturas no presentan señales anómalas.

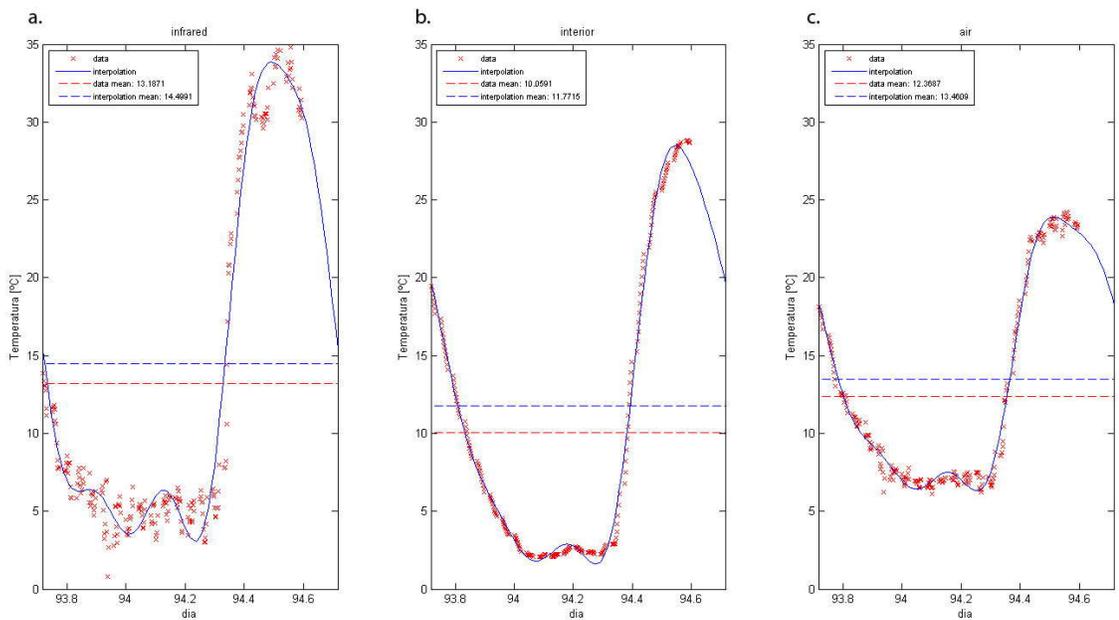


Gráfico 18: Interpolación de los datos termales en P8: a. termómetro infrarrojo, b. termómetro interno del data logger y c. termómetro que mide la temperatura de la atmósfera.

P9: Obsidiana del Descabezado Chico

Basamento de roca obsidiana que subyace a la tefra antes descrita. Si bien el punto de control no es válido para corregir el promedio de 24 horas, ya que el píxel de 90 metros mezcla la señal de tefra y obsidiana, si se correlaciona este depósito con unos afloramientos extensos de obsidiana ubicados en la intersección del valle la Engorda con el valle del río Blanquillo se puede realizar el ajuste de los datos.



Fotografía 8: Afloramiento de Obsidiana.

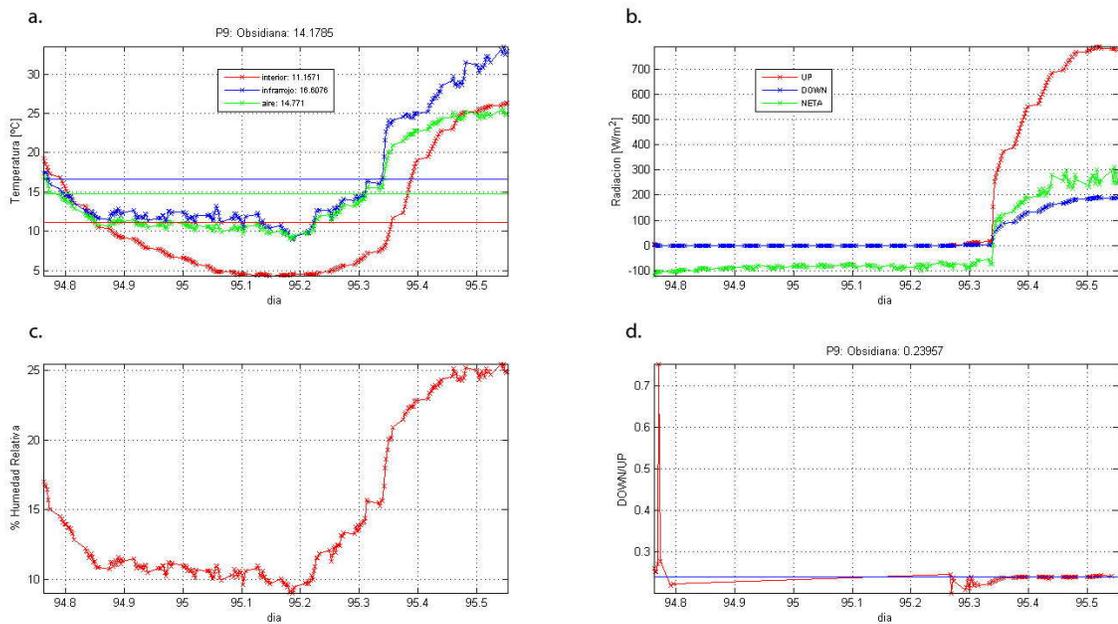


Gráfico 19: Datos recolectados por la estación en P9: a. Temperaturas (curva roja: t° interior, curva azul: t° termómetro infrarrojo y curva verde: temperatura atmosférica), b. Radiación (curva roja: Piranómetro que apunta hacia el cielo (UP), curva azul: piranómetro que apunta hacia el suelo (DOWN) y curva verde: Radiación neta), c. Humedad relativa, d. Albedo: piranómetro UP : piranómetro DOWN (curva roja: variación de albedo durante el día y curva azul: promedio en un intervalo de estabilidad de la señal).

Datos recolectados en marzo entre los días 4 a partir de las 18:15 y el día 5 hasta las 13:15 hrs. La señal de albedo logra estabilizarse y la curva termal no presenta anomalías.

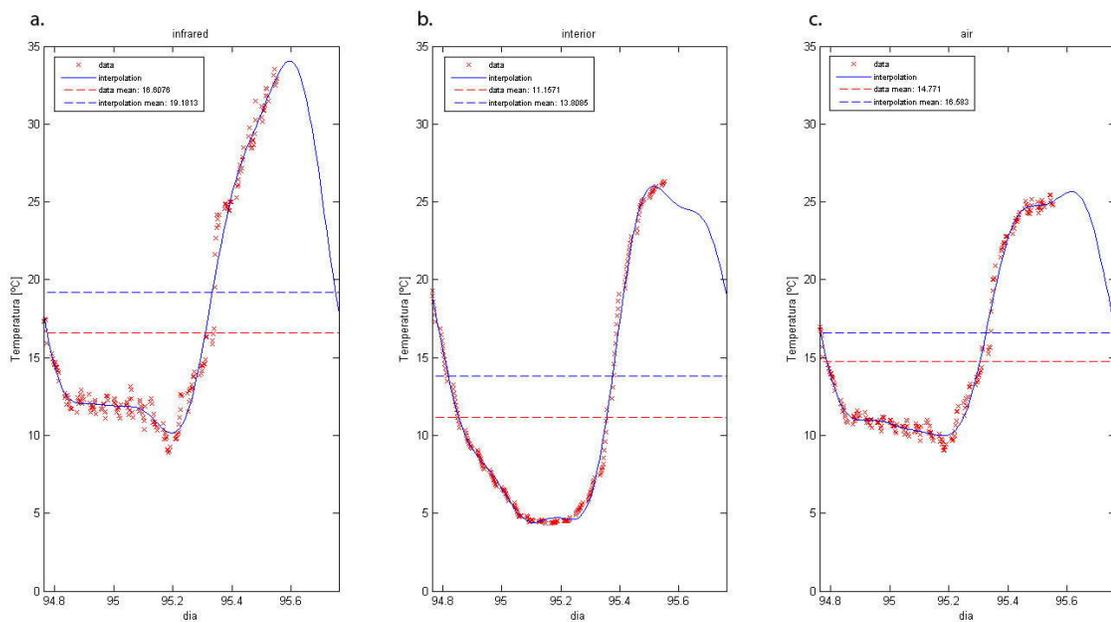


Gráfico 20: Interpolación de los datos termales en P9: a. termómetro infrarrojo, b. termómetro interno del data logger y c. termómetro que mide la temperatura de la atmósfera.

P10: Andesita del Río Maule

Afloramiento de roca andesítica aledaño al río Maule. Se asocia a la Formación Terciaria Cola de Zorro.

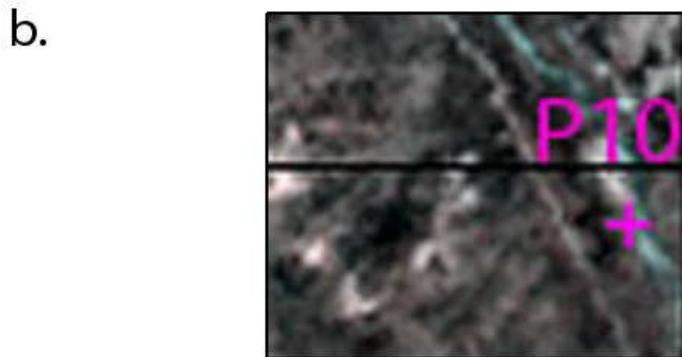
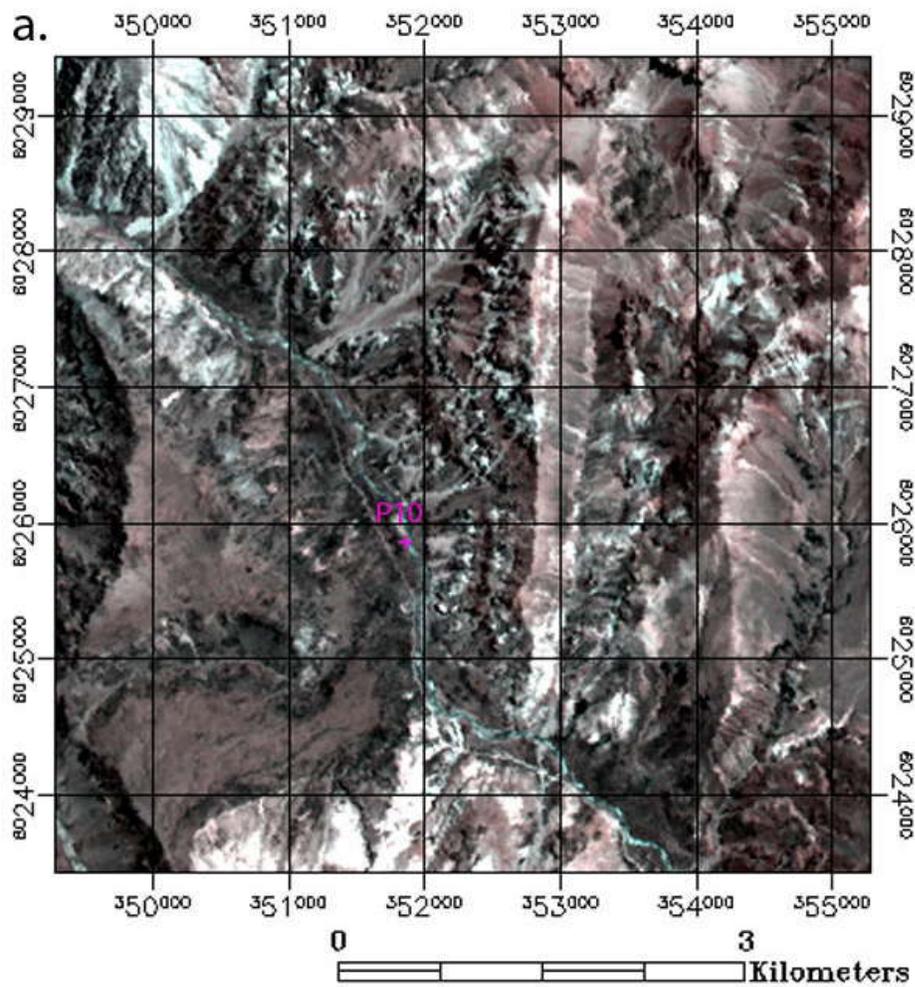


Figura 30: a. Imagen aster con puntos de control con cruz y etiqueta magenta. b. zoom de los puntos de control. Combinación de bandas Aster RGB:211 pseudo color real. Proyección UTM, Datum WGS 1984 zona 19S.

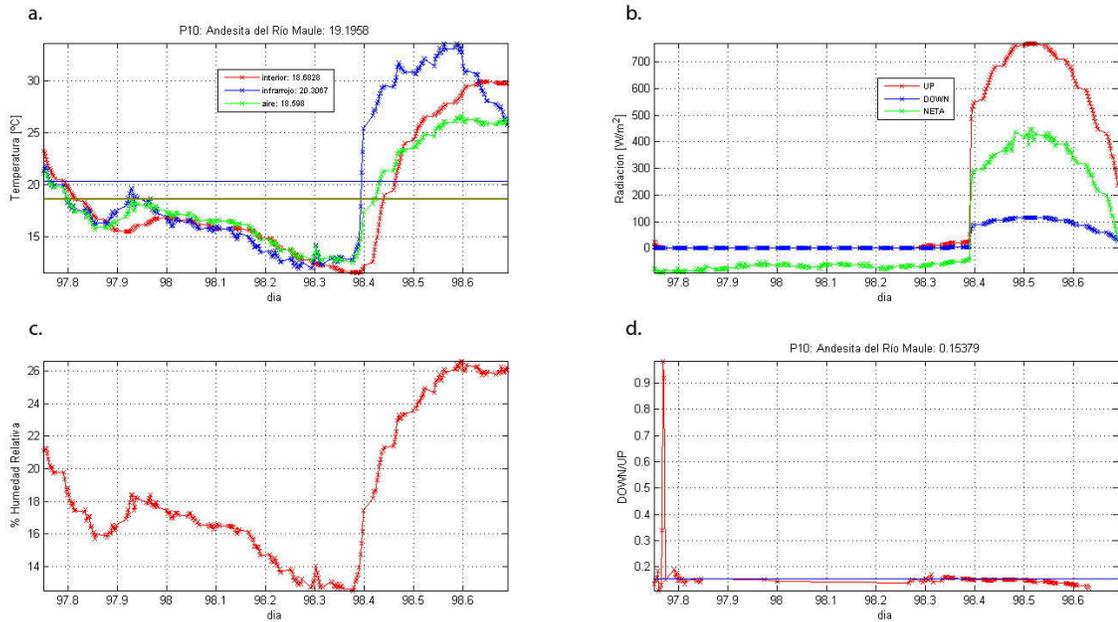


Gráfico 21: Datos recolectados por la estación en P10: a. Temperaturas (curva roja: t° interior, curva azul: t° termómetro infrarrojo y curva verde: temperatura atmosférica), b. Radiación (curva roja: Piranómetro que apunta hacia el cielo (UP), curva azul: piranómetro que apunta hacia el suelo (DOWN) y curva verde: Radiación neta), c. Humedad relativa, d. Albedo: piranómetro UP : piranómetro DOWN (curva roja: variación de albedo durante el día y curva azul: promedio en un intervalo de estabilidad de la señal).

Señal de albedo estable y curvas de temperatura en un período de casi 24 horas. Recolección de datos entre los días 7 y 8 de marzo, entre las 18 y 16:40 hrs. De los días respectivos.

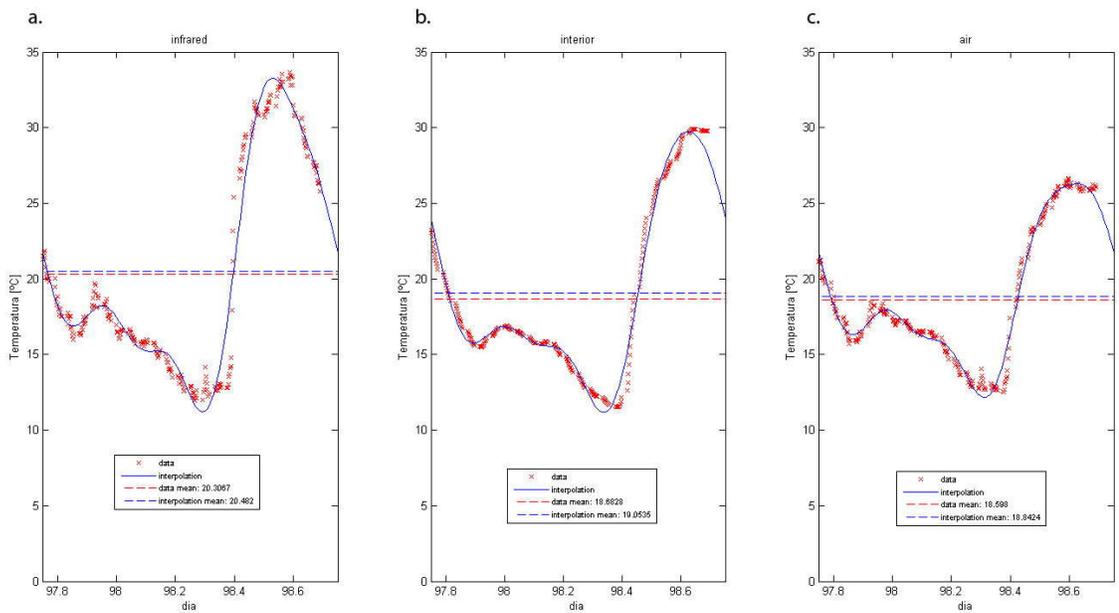


Gráfico 22: Interpolación de los datos termales en P10: a. termómetro infrarrojo, b. termómetro interno del data logger y c. termómetro que mide la temperatura de la atmósfera.

P11: Granito de Laguna Invernada

Afloramiento de roca Granítica aldeaño a la Laguna la Invernada y a un pequeño centro de emisión volcánico y sus depósitos (Figura 31:). La roca se asocia al intrusivo terciario del Batolito Andino.

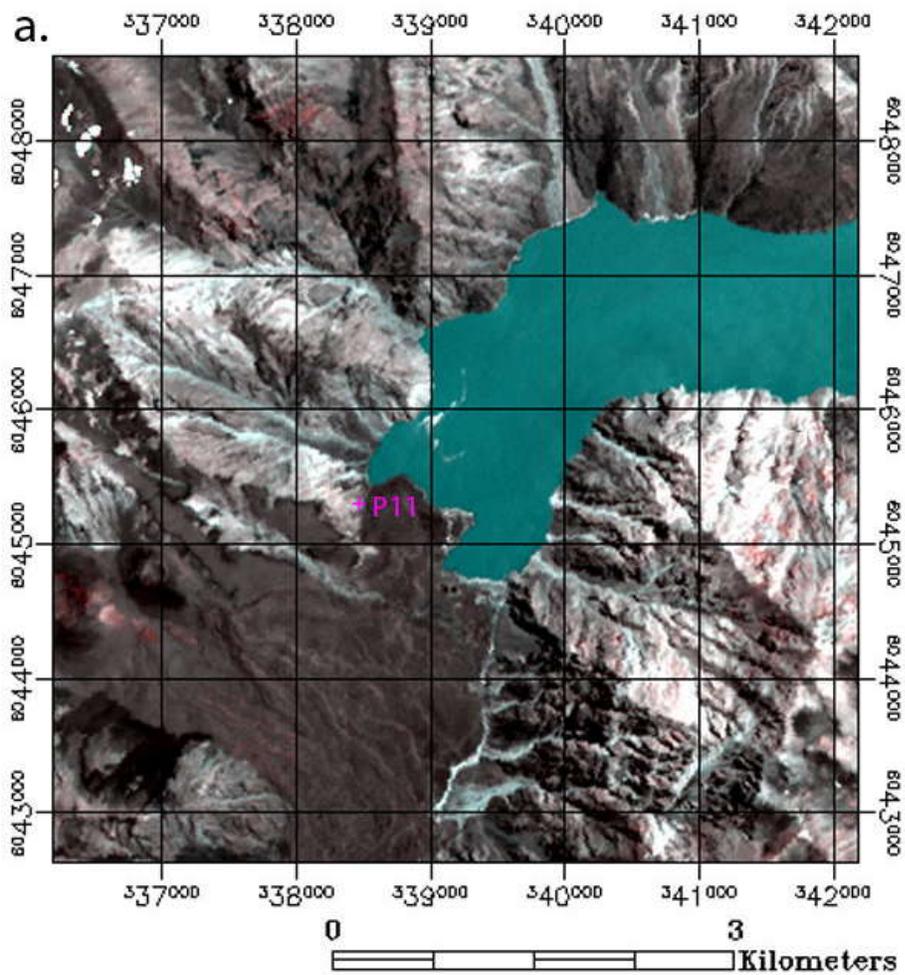


Figura 31: a. Imagen aster con puntos de control con cruz y etiqueta magenta. b. zoom de los puntos de control. Combinación de bandas Aster RGB:211 pseudo color real. Proyección UTM, Datum WGS 1984 zona 19S.

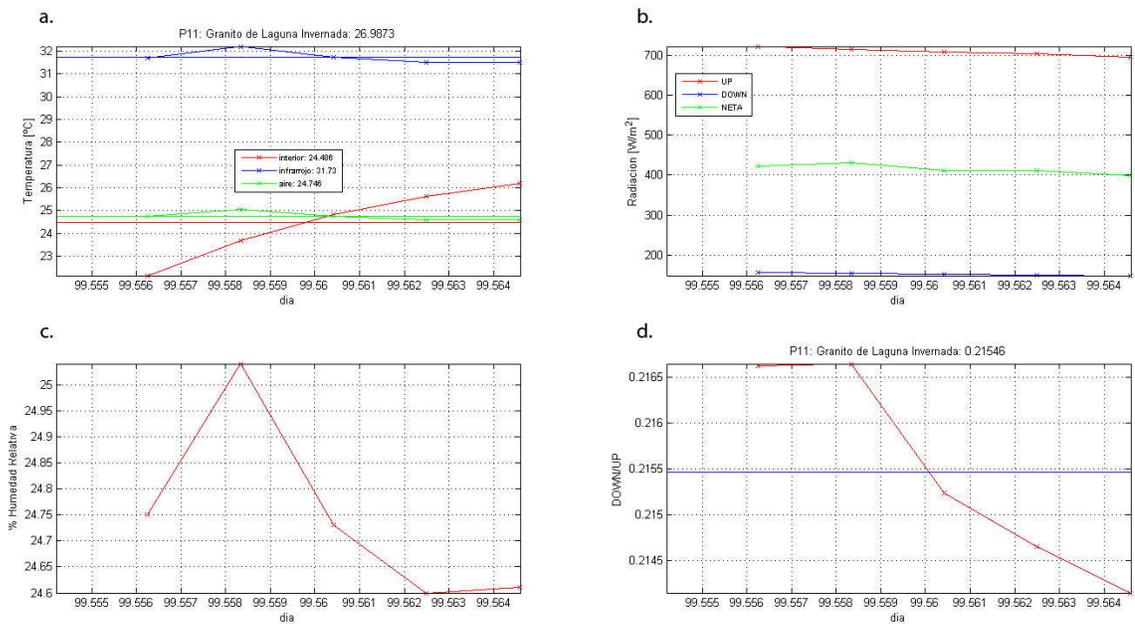


Gráfico 23: Datos recolectados por la estación en P11: a. Temperaturas (curva roja: t° interior, curva azul: t°termómetro infrarrojo y curva verde: temperatura atmosférica), b. Radiación (curva roja: Piranómetro que apunta hacia el cielo (UP), curva azul: piranómetro que apunta hacia el suelo (DOWN) y curva verde: Radiación neta), c. Humedad relativa, d. Albedo: piranómetro UP : piranómetro DOWN (curva roja: variación de albedo durante el día y curva azul: promedio en un intervalo de estabilidad de la señal).

Este punto tiene como objetivo único tener un control de albedo de rocas intrusivas. Solo se recolectó información por un período de 45 minutos.

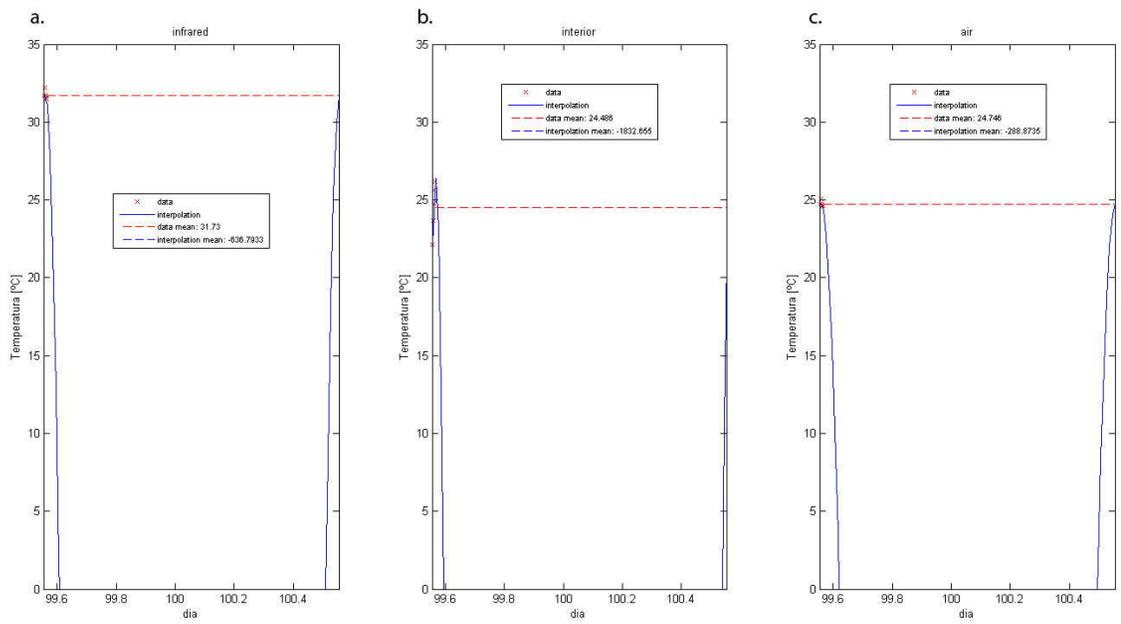


Gráfico 24: Interpolación de los datos termales en P11: a. termómetro infrarrojo, b. termómetro interno del data logger y c. termómetro que mide la temperatura de la atmósfera.

III Metodología

La metodología se basa en la descripción de los algoritmos que corrigen la señal termal total (Aster08: “temperatura cinética”) con el objeto de despejar la contribución geotermal del sistema. Lo anterior, mediante la substracción de los factores que aportan alguna componente termal a la ecuación de balance radiativo salvo, obviamente, la componente geotermal (veáse Cáp II.1: “Factores que afectan las temperaturas superficiales”). Dichos factores son: (i) aporte solar en un período de 24 horas y (ii) la contribución del gradiente adiabático, que son función, en parte, de las propiedades intrínsecas de los materiales superficiales como la inercia termal, emisividad y albedo.

ES importante recalcar que la metodología utilizada fue aplicada de manera independiente en tres dominios deinidos en el capítulo I.4.3: “Cobertura de imágenes Satelitales”.

De manera paralela e independiente se describe el análisis en el espectro del VNIR y SWIR, que tiene como objeto la identificación de zonas de alteración hidrotermal como una herramienta complementaria a extracción de anomalías termales en la identificación de las manifestaciones superficiales del sistema geotermal local.

Se utilizaron dos programas para el procesamiento de las imágenes satelitales y la aplicación de los algoritmos empleados: (i) Envi©, utilizado para la realización de correcciones geométricas y atmosféricas previo a la aplicación de los algoritmos termales, para extraer información a partir de los modelos de elevación (Relieve sombreado) y en el procesamiento de imágenes ASTERL1B con el objeto de realizar mapeos de alteración hidrotermal; y (ii) Matlab©, que se utilizó para el grueso del trabajo, es decir, los cálculos implícitos en el modelamiento de los factores considerados en el balance termal. Se eligió Matlab para el modelamiento de datos, por su versalidad en el manejo de información organizada en matrices. Dicho manejo se realizó mediante múltiples códigos que facilitaron las operaciones implícitas en los algoritmos elaborados. También se utilizó Matlab© para leer la información de cabecera de las imágenes satelitales necesaria para los modelos: Fecha y momento de adquisición de las imágenes, lugar, ángulos de inclinación, azimut del sol, entre otros.

III.1 Modelamiento y Corrección de los factores que afectan las señales termal

III.1.1 Modelos Termal

En este capítulo se expondrán en detalle los modelos numéricos utilizados para extraer la contribución geotermal del balance termal para, posteriormente, ver cual de ellos reduce o limpia lo máximo posible las variaciones de temperatura asociadas a la (i) energía solar absorbida, (ii) las propiedades intrínsecas de los materiales superficiales y (iii) las condiciones geográficas (específicamente a aquellas que tienen que ver con el cambio de temperatura en función de la elevación).

Los modelos propuestos son:

- Modelo de Coolbaugh
 - Considerando a los ponderadores de albedo como un parámetro a resolver (sDEMCA)
 - Considerando un promedio preestablecido de Albedos(sDEMsA)
- Modelo Integrado
 - Gradiente Adiabático independiente y considerando a los ponderadores de albedo como un parámetro a resolver (cDEMCA_ind)
 - Gradiente Adiabático independiente y considerando un promedio preestablecido de Albedos (cDEMCA_ind)
 - Gradiente adiabático integrado en la ecuación de energía y considerando a los ponderadores de albedo como un parámetro a resolver (cDEMCA_int).
 - Gradiente adiabático integrado en la ecuación de energía y considerando un promedio preestablecido de Albedos (cDEMsA_int).

A continuación se procede a encontrar la anomalía termal ΔT , la cual es equivalente a substraer a la temperatura real de la superficie (T_F) las componentes térmicas que se desean

filtrar (T_{mod}). Dependiendo de como y que componentes termal se substraen de la señal total es que surgen los distintos modelos numéricos propuestos.

El problema numérico se avoca a resolver la anomalía termal:

$$\Delta T = T_F - T_{\text{mod}} \quad \text{(Ecuación III-1)}$$

, la temperatura real (T_F) se obtiene directamente a partir del producto ASTER08 (temperatura cinética), con lo cual el problema se reduce a obtener T_{mod} , que en su forma general se puede expresar mediante las ecuaciones:

$$T_{\text{mod}} = a_0 + a_1 \times (1 - A) \times \sum_{t=1}^{24} T(Z(t)) \times \cos(Z'(t)) \times D(t) \times \Delta t + G_a \times h \quad \text{(Ecuación III-2)}$$

$$A = (b_{1_1} \times A_1(t_1) + b_{1_2} \times A_2(t_1) + b_{1_3} \times A_3(t_1) + b_0) \quad \text{(Ecuación III-3)}$$

En que, A es el albedo; A_1, A_2 y A_3 son las componentes de albedos obtenidos a partir del modelo 1 o 2 de albedo (Cálculo de Albed: Cáp.III.1.2.3.1); $a_0, a_1, b_0, G_a, b_{1_1}, b_{1_2}$ y b_{1_3} son parámetros a resolver según el modelo de albedo que se considere (Cáp. III.1.2.3.1) y t_1 es un parámetro que ajusta el Albedo de forma que este no se indefina (Cáp III.1.2.3.1). Para evitar confusiones, la expresión $A_1(t_1)$ indica que la componente 1 del albedo está en función de t_1 . Dicha relación se expondrá más adelante. Los datos conocidos de la ecuación son: $T(Z(t))$ la transmitancia atmosférica, la cual es una medida de la capacidad de la atmosfera de transmitir la radiación solar en un tiempo y lugar dado de la tierra; $Z(t)$ es el ángulo del zenit; $Z'(t)$ es el ángulo entre la normal a la superficie y la dirección de los rayos solares; $D(t)$ es la función de decaimiento que es inversamente proporcional a la diferencia entre la hora de Greenwich de adquisición de la imagen y el tiempo t; t es el tiempo en GMT; Δt es una partición del tiempo, considerada en este estudio como 1 hora; y h es la altitud extraída a partir de un DEM.

En la ecuación general de T_{mod} se distinguen dos componentes principales; (i) la componente referida al aporte solar, en que el término (1-A) representa la cantidad de radiación solar absorbida en un píxel determinado y la sumatoria considera las distintas posiciones del sol en un

período de 24 horas, y (ii) la componente adiabática $G_a \times h$ que es el aporte de temperatura que hace la atmósfera al material superficial con el que se encuentra en contacto.

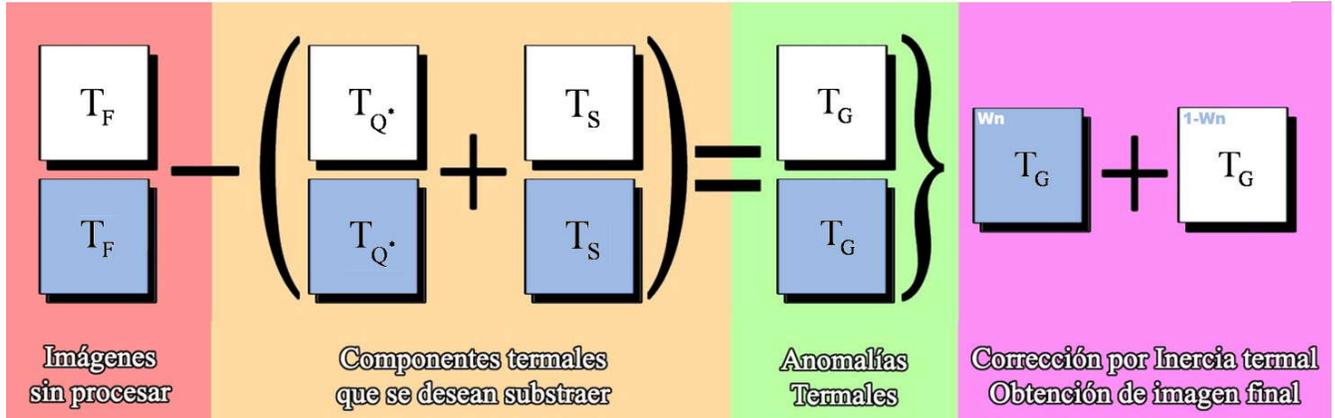


Figura 32: esquema que muestra los distintos pasos de la extracción de la señal geotermal a partir de una imagen no procesada. T° es temperatura, la letra mayúscula que sigue indica el tipo de componente termal; F: temperatura neta y sin procesar, Q^* : es la temperatura asociada al aporte solar, S: es el aporte sensible u asociado a cambios de elevación y G: es la temperatura de Contribución Geotermal). El color del cuadrado indica si la imagen o información es diurna (blanco) o nocturna (celeste). W_n es el ponderador que minimiza las variaciones por inercia termal para la imagen nocturna (véase Cap.III.1.2.2).

El esquema de la Figura 32 muestra que en un primer paso se cuenta con las imágenes sin procesar. Por ello el trabajo se remita solo a la corrección geométrica (georeferenciación y ortotorectificación) y atmosférica de las imágenes diurnas y nocturnas. En segunda instancia se debe modelar los factores o componentes termales que se desean substraer, lo cual es el grueso del trabajo. Una vez que se cuenta con las anomalías o contribuciones geotermiales, tanto para la imagen diurna como nocturna, se procede a combinarlas linealmente con el objeto de minimizar la inercia termal.

III.1.1.1 Modelo de aporte solar puro

En esta modelo se utilizan las mismas componentes termales (T_{mod}) que Coolbaugh (2006) considera en su trabajo en las termas de Bradys, las cuales se reducen al aporte solar en un período de 24 horas para las imágenes de día y de noche. Lo más probable es que en su trabajo no haya decidido realizar una corrección por las variaciones de altura dado que éstas mismas puede que no sean muy marcadas, sin embargo en la zona de estudio el factor topográfico es el que prima (Cáp.I.4.2.2).

La ecuación de T_m particular para este modelo viene dada por:

$$T_{mod} = (a_0 + a_1 \times (1 - A)) \times \sum_{t=1}^{24} T(Z(t)) \times \cos(Z'(t)) \times D(t) \times \Delta t \quad \text{(Ecuación III-4)}$$

$$A = (b_1 \times A_1 + b_2 \times A_2 + b_3 \times A_3 + b_0) \quad \text{(Ecuación III-5)}$$

Luego, las dos alternativas son considerar el modelo 1 o 2 de obtención de albedo (Cáp. III.1.2.3.1)

III.1.1.1.1 Considerando a los ponderadores de albedo como un parámetro a resolver (sDEMCA)

El mecanismo de este modelo numérico, y de todos en general, es que se ajusta T_m de forma que el resultado aproxime de la mejor forma posible a la imagen no procesada respectiva (noche o día). Esto en términos matemáticos se avoca a resolver el siguiente problema:

$$\text{Min} \sum_{i=1}^N (T_F(i) - T_{mod}(i))^2 \quad \text{(Ecuación III-6)}$$

Con N el número total de píxeles de la imagen.

En definitiva, lo que se busca minimizar es la varianza total entre las imágenes de temperatura real T_F y temperatura modelo T_{mod} , a esto nos referimos con la expresión: que se “parezca de la mejor forma posible”. Esto se logra variando los parámetros del problema numérico, que en este caso son los ponderadores de albedo b_1, b_2 y b_3 y los parámetros a_0 y a_1 .

III.1.1.1.2 Considerando un promedio preestablecido de Albedos (sDEMsa)

En este caso se utilizan los valores de b_{1_1}, b_{1_2} y b_{1_3} establecidos en la tabla más los valores de A_1, A_2 y A_3 obtenidos por el modelo 1 de obtención de albedo.

III.1.1.2 Modelo integrado

En este modelo se integra la información de radiación solar absorbida (ecuación 4) y la componente adiabática $G_a \times h$ (ecuación 11) para resolver la componente geotermal.

Por lo tanto las variantes de la ecuación general (ecuación 11) son resolver el gradiente adiabático y la componente solar de manera independiente minimizando la varianza total en dos problemas de optimización con la imagen correspondiente de día y noche (ecuación 15), o considerar el aporte solar y el gradiente adiabático como componentes a resolver de un mismo problema de optimización. Junto a esto, se puede considerar los ponderadores de albedo como constantes o parámetros a resolver del problema. De aquí surgen 4 posibilidades a resolver:

III.1.1.2.1 Gradiente Adiabático independiente y considerando a los ponderadores de albedo como un parámetro a resolver (cDEMca_ind)

De la misma manera que en sDEMca los parámetros a resolver en la componente del flujo solar absorbido son $a_0, a_1, b_{1_1}, b_{1_2}$ y b_{1_3} , y de la componente adiabática es G_a . Se resuelve T_{mod} en dos pasos independientes:

$$(i) \text{ Min } \sum_{i=1}^N (T_F(i) - T_S(i))^2 \quad (\text{Ecuación III-7})$$

$$(ii) \text{ Min } \sum_{i=1}^N (T_F(i) - T_{Q^*}(i))^2 \quad (\text{Ecuación III-8})$$

En que $T_S(i)$ es la componente termal sensible adiabática para el píxel i y $T_{Q^*}(i)$ es la componente termal del aporte solar para el píxel i . Una vez que se han resueltos los parámetros para ambos problemas independientes se suman las componentes adiabática y solar.

III.1.1.2.2 Gradiente Adiabático independiente y considerando un promedio preestablecido de Albedos (cDEM_{sA_ind})

De manera análoga a sDEM_{sA} los ponderadores de albedo bl_1, bl_2 y bl_3 son constantes (tabla 6) y no parámetros a resolver.

Se resuelven dos problemas de optimización independientes de manera equivalente a cDEM_{cA_ind} para encontrar los parámetros del problema, que en este caso son a_0, a_1 y G_a .

III.1.1.2.3 Gradiente adiabático integrado en la ecuación de energía y considerando a los ponderadores de albedo como un parámetro a resolver (cDEM_{cA_int}).

De la misma manera que en sDEM_{cA} los parámetros a resolver en la componente del flujo solar absorbido son a_0, a_1, bl_1, bl_2 y bl_3 y de la componente adiabática es G_a . Se resuelve las componentes adiabática y solar de T_{mod} en un solo problema de optimización:

$$\text{Min } \sum_{i=1}^N (T_F(i) - T_{mod}(i))^2 \quad (\text{Ecuación III-9})$$

En que $T_{mod}(i)$ considera tanto la componente adiabática como solar. Finalmente se resuelven los parámetros ya mencionados del problema.

III.1.1.2.4 Gradiente adiabático integrado en la ecuación de energía y considerando un promedio preestablecido de Albedos (cDEM_{sA_int}).

De manera análoga a cDEM_{cA_int}, T_m se resuelve en un solo problema de optimización, con la diferencia que los ponderadores de albedo son constantes preestablecidas (Tabla 6: Ponderadores de Albedo).

III.1.2 Corrección de los factores termales

III.1.2.1 Emisividad

El problema de separar la emisividad y la temperatura es que es un sistema indeterminado dado que existen 5 medidas (5 medidas de Radiación en las 5 bandas TIR de ASTER) y 6 incógnitas (5 variables de emisividad más la temperatura). De esta forma el TES se presenta como un medio de constreñir el grado extra de libertad. TES es un híbrido entre dos métodos ya establecidos, primero estimando la temperatura y bandas de emisividad a partir del método de emisividades normalizadas (NEM, Gillispie; 1985), y luego normalizando las emisividades por sus valores promedios. Consecuentemente, una relación empírica adaptada del Método de Residuos Alpha es utilizada para predecir la emisividad mínima desde el contraste espectral (diferencia entre el mínimo y máximo, MMD) de los valores normalizados, permitiendo recuperar el espectro de emisividad con una exactitud mejorada. TES utiliza un método iterativo para sustraer la Irradianza reflejada por la atmósfera. Los valores de entrada para el TES consisten en el producto ASTER07 (*land leaving radiance*) que viene corregido por la absorción atmosférica, el camino de radianza y la irradianza hacia abajo desde la atmósfera. TES puede recuperar temperaturas con un error de ± 1.5 K, y emisividades con un error de ± 0.015 . Las limitaciones del método surgen de la relación empírica entre los valores de emisividad y los contrastes espectrales, correcciones por la Irradianza atmosférica reflejada, precisión del satélite ASTER, calibración, y las correcciones atmosféricas. (Gillispie, 1999)

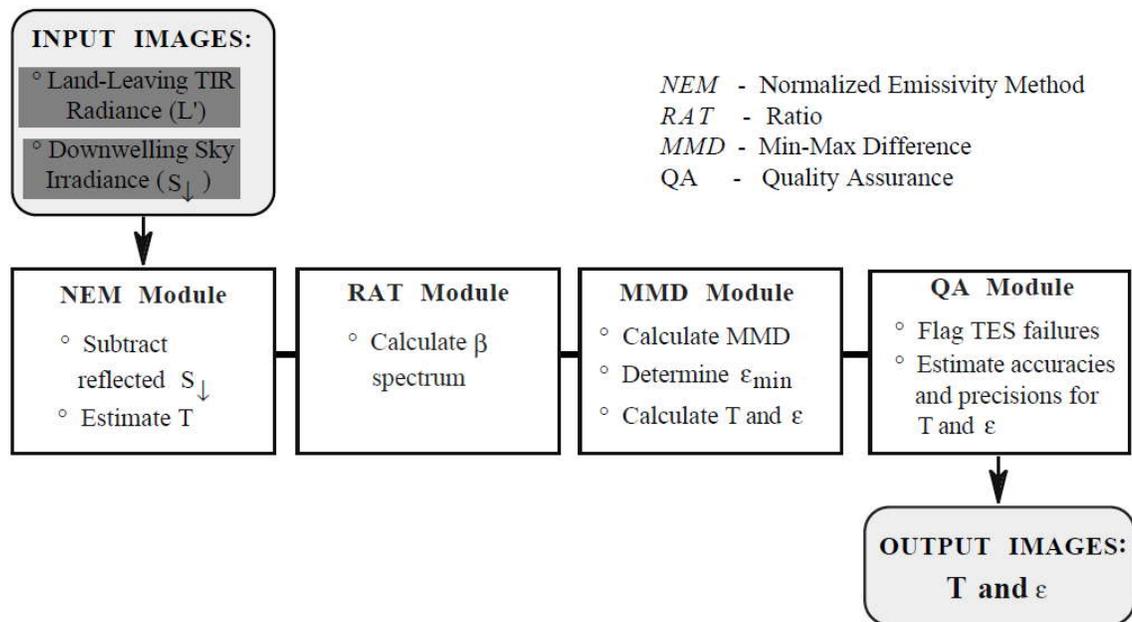


Figura 33: Diseño básico del algoritmo TES

III.1.2.2 Inercia termal

Para la minimización de las variaciones de temperatura por inercial termal se proponen dos alternativas: (i) Modelo empírico en base a un promedio ponderado de las temperaturas diurna y nocturna hasta minimizar la varianza respecto a un promedio termal de 24 horas o (ii) utilizar cuerpos de agua imponiendo que no hay contribución geotermal.

III.1.2.2.1 Inercia termal en base a promedios termales

El objetivo de este punto es minimizar la varianza entre un promedio modelo ponderado de las temperaturas máximas y mínimas en un período de 24 horas, correspondientes a las horas del amanecer y el ocaso respectivamente⁶, y la temperatura promedio desde 0 a 23:59 hrs.

La formulación y resolución matemática del problema se remite a resolver:

⁶ esto se debe chequear con las curvas medidas en terreno.

$$\min \text{Var}(T_M, T_p)$$

$$\text{Var}(T_M, T_p) = (T_M - T_p)^2 \quad \text{(Ecuación III-10)}$$

$$T_M = \alpha T_N + (\alpha - 1)T_D \quad \text{(Ecuación III-11)}$$

En que T_M es el promedio ponderado modelo,

T_p es el promedio real sobre 24 horas medido en terreno,

T_N es la temperatura nocturna y T_D es la temperatura diurna.

Luego la idea es encontrar los ponderadores que minimicen $\text{Var}(T_M, T_p)$. La resolución matemática del problema es:

$$(T_M - T_p)^2 = (T_N + T_D)^2 \alpha^2 - 2(T_N + T_D)(T_N + T_p)\alpha + (T_D + T_p)^2 \quad \text{(Ecuación III-12)}$$

$$\frac{\partial (T_M - T_p)^2}{\partial \alpha} = 0 \quad \text{(Ecuación III-13)}$$

Lo que se cumple para:

$$\alpha = \frac{(T_p + T_D)}{(T_N + T_D)} \quad \text{(Ecuación III-14)}$$

III.1.2.2.2 Inercia termal en base a cuerpos de agua

Este modelo se presenta como una alternativa al modelo empírico de corrección de inercia termal ya presentado, en el caso de que se carezca de datos de temperatura en un promedio de 24 horas o la varianza de los ponderadores, como en la zona sur, supere el primer decimal.

El método se basa en suponer que en ciertos cuerpos de agua conocidos la contribución geotermal es nula, es decir:

$$T_M = \alpha D T_N + (\alpha - 1) D T_D = 0 \quad \text{(Ecuación III-15)}$$

En que DT_N y DT_D son las anomalías nocturna y diurna respectivas asociadas al sistema geotermal de la zona.

Para dicho efecto basta considerar píxeles espacialmente equivalentes en las imágenes de anomalías nocturnas y diurnas correspondientes a cuerpos de agua, e imponer la condición $T_m = 0$.

III.1.2.3 Flujo solar Absorbido: Albedo y pendiente

El objetivo de este paso es resolver la expresión para el flujo solar absorbido diferencialmente por los distintos materiales de la zona en un período de 24 horas. La cual es función del Albedo, posición del sol durante el día y el momento en que el satélite toma la imagen. Para ello se requiere: (i) una imagen de reflectividad (ASTER07), (iii) un DEM para extraer la relación de aspecto topográfica (relieve sombreado) y (iv) múltiples mediciones en terreno de Albedo para calcular el efecto de albedo en base a las imágenes de Reflectividad.

III.1.2.3.1 Cálculo de Albedo

Para el cálculo de Albedo se proponen dos métodos: (i) Ajuste lineal con mediciones en terreno (Kruse et al. (1990)) y (ii) ajuste de albedo durante el proceso de mínimos cuadrados

Modelo 1: Cálculo de albedo en base a método empírico de Kruse et al (1990)

El producto ASTER07 es una medida de la reflectividad de los distintos píxeles o materiales de la superficie, el cual sería equivalente a una imagen de Albedo considerando un terreno plano y una atmósfera normal. Para considerar los efectos topográficos se emplea el método empírico lineal de Kruse et al. (1990), el cual consiste en la recalibración de la imagen

ASTER07 combinando medidas puntuales de albedo superficial y un DEM. La relación entre dichos parámetros es la siguiente:

$$R_i = K_i \cos(Z')A_i + b_i \quad \text{(Ecuación III-16)}$$

$$A_i = \frac{R_i - b_i}{\cos(Z')} \quad \text{(Ecuación III-17)}$$

En que R es igual a la reflectancia de la superficie, A es el albedo y K_i y b_i son constantes para la banda "i". Notar que en este modelo A_i no depende del parámetro t_1 .

En la ecuación IV-7 R_i (Aster07: reflectividad), $\cos(z')$ (DEM: relieve sombreado) son valores conocidos y las variables son K_i y b_i . El albedo (A_i) se obtiene midiendo directamente en terreno con 2 piranómetros, uno que apunta hacia arriba y el otro hacia abajo, midiendo la radiación visible entrante y reflejada respectivamente. Así las constantes K_i y b_i pueden ser calculadas usando una regresión lineal de la forma $y=mx+b$ que minimice el error cuadrático. Una vez determinadas las constantes K_i y b_i se puede calcular el Albedo de cada píxel extrapolando los resultados a una imagen base ASTER07 utilizando las relaciones previamente definidas (IV-7 y IV-8).

El método se hace separadamente para las bandas del subsistema VNIR (ASTER07) 1,2 y 3 obteniendo sus respectivas constantes K y b. El Albedo total se obtiene promediando las 3 bandas obtenidas (A_i) usando factores que son dependientes de la irradianza solar función de la longitud de onda (en el tope de la atmósfera), transmitancia atmosférica y el ancho de banda (Tabla 6: Ponderadores de Albedo).

	Transmittance [percent]	band width [micrometers]	wavelength dependence [w/m2]	Ponderador
A1	64	0,08	1750	0,389098299
A2	63,2	0,06	1550	0,255241536
A3	70	0,1	1170	0,355660164

Tabla 6: Ponderadores de Albedo

Modelo 2: Cálculo de albedo en base a ajuste de mínimos cuadrados

Una forma alternativa de calcular el albedo es considerar los ponderadores de las bandas de reflectancia, b_{l_1} , b_{l_2} y b_{l_3} , como parámetros a resolver de un problema de optimización de mínimos cuadrados (Cáp. III.1.1). Y el albedo efectivo como:

$$A_i = R_i \cdot \min\left(t_1, \frac{1}{\cos(Z')}\right) \quad \text{(Ecuación III-18)}$$

Se considere un factor topográfico $\left(\min\left(t_1, \frac{1}{\cos(Z')}\right)\right)$, que en el caso de que la expresión

$\frac{1}{\cos(Z')}$ tome valores muy grandes o se indefina tome el valor del parámetro t_1 , que se

obtiene a partir del mismo problema de mínimos cuadrados que resuelve los ponderadores de albedo.

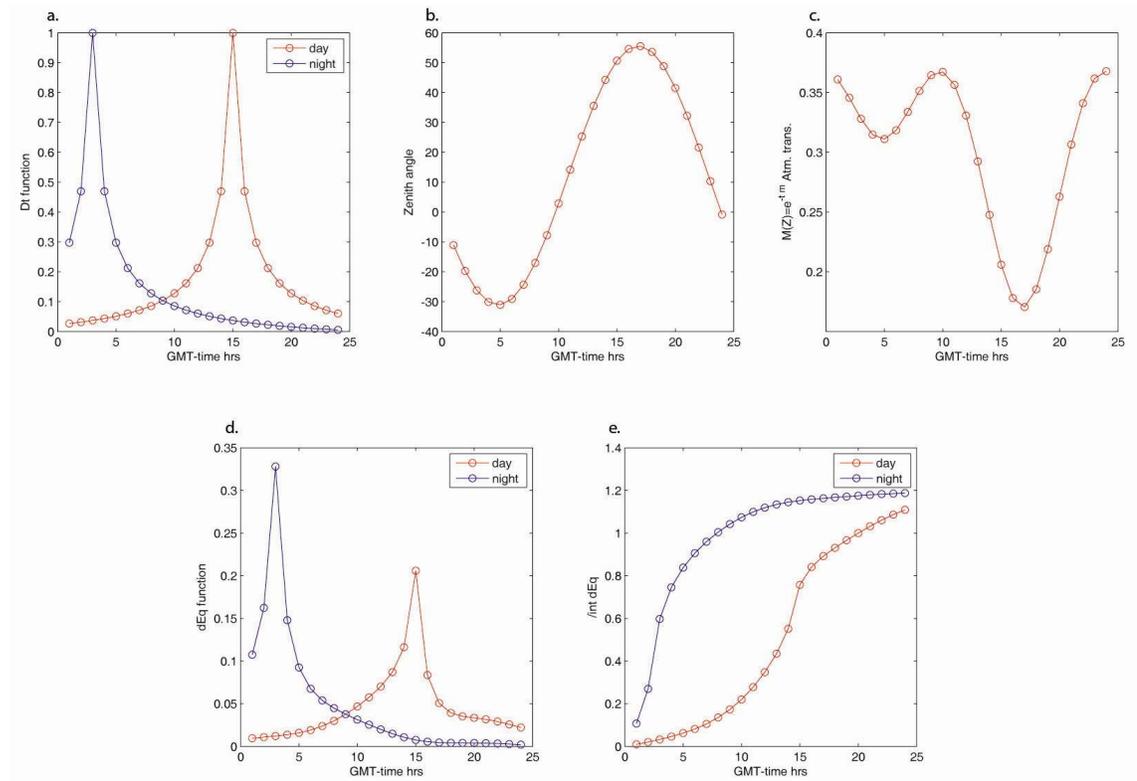
III.1.2.3.2 Modelo de flujo Calórico: Integración del flujo absorbido durante el día

Finalmente se crea una imagen que integra toda la energía absorbida por píxel durante el día. Para esto, es importante considerar los cambios de intensidad de luz y de posición del sol relativo a la pendiente topográfica por el transcurso del día. Dicha integración puede se

representada por la sumatoria de los valores ponderados de $T(Z)$ y $\cos(Z')$ en intervalos de tiempo discreto:

$$E_q = (1 - A) \sum_t [T(Z) \cos(z')_t D_t] \cdot \Delta t_t \quad \text{(Ecuación III-19)}$$

En donde E_q representa la energía solar absorbida por unidad de área (píxel) en el transcurso del día y Δt_t representa el intervalo de tiempo discreto para componente de la suma. Se ha agregado a la ecuación el término D_t (*time decay factor*) que es función de la diferencia en tiempo entre una posición modelada del sol y la fecha en que la imagen fue obtenida. Con este factor la imagen se convierte en un pseudo índice de temperatura, lo cual es proporcional a la contribución que la energía solar realiza a la temperatura que entrega la imagen.



Función de del factor de decaimiento

El factor de decaimiento D_t (Figura 30.a) es una función creada para ponderar de distinta manera las contribuciones solares, en un período de 24 horas, para una imagen satelital adquirida en un tiempo en particular (T_0). Dicha relación considera el aporte máximo en el tiempo T_0 y decrece de manera inversamente proporcional en el resto de intervalo de tiempo. De este modo, el factor de decaimiento es solo función de la hora GMT de adquisición de la imagen (t_0) y una posición modelada del sol (t).

$$D_t = \frac{1}{t - t_0} \quad \text{(Ecuación 20)}$$

Función de transmitancia atmosférica

La transmitancia atmosférica da cuenta de la radiación solar absorbida por efectos de los fenómenos de dispersión y absorción que sufren las ondas de luz en su paso por la atmósfera. La magnitud de ella puede ser estimada mediante un modelo Lambertiano (Finlayson-Pitts, 2000):

$$T(Z) = \frac{I}{I_0} = e^{-tm} \quad \text{(Ecuación 21)}$$

En que I es la intensidad de luz solar transmitida a través de la atmósfera e I_0 es la intensidad solar que llega al tope de la atmósfera, m es la magnitud del recorrido de masa de aire que debe pasar un haz de luz y t es el coeficiente de atenuación total que representa una combinación de dispersión y absorción por gases y partículas (Finlayson-Pitts, 2000).

$$m(Z) = \sec(Z) \quad \text{(Ecuación 22)}$$

$m(z)$ es el recorrido de masa de aire en función del ángulo zenit (Z).

Función Zenit

El zenit es el ángulo entre la normal a la superficie y la posición del sol. Esta última es a la vez función de la localidad (latitud y longitud), día del año y hora del día. La ecuación para el zenit esta determinada por la expresión:

$$\cos(Z) = \text{sen}(\partial)\text{sen}(\text{latitud}) + \cos \partial \cos(\text{latitud}) \cos(t_h) \quad \text{(Ecuación 23)}$$

En que Z es el ángulo del zenit, ∂ es la declinación solar y t_h es el ángulo en radianes entre el meridiano del observador y el meridiano del sol.

$$t_h \text{ (en radianes)} = \pi[(\text{GMT} / 12) - 1 + (\text{longitud} / 180)] + \text{EQT} \quad \text{(Ecuación 24)}$$

GMT es la hora respecto a la ubicación de Greenwich (*Greenwich mean time*) y EQT es la ecuación de tiempo definida como:

$$\text{EQT} = 7.5 \times 10^{-5} + 1.868 \times 10^{-3} \cos(N) - 3.2077 \times 10^{-2} \text{sen}(N) \dots$$

$$-1.4615 \times 10^{-2} \cos(2N) - 4.0849 \times 10^{-2} \text{sen}(2N)$$

En que N es definido como :

$$N(\text{en radianes}) = \frac{2\pi d_n}{365} \quad \text{(Ecuación 25)}$$

En que d_n es el día del año (entre 0 y 364, con 0 correspondiente al 1 de enero y 364 al 31 de diciembre).

La expresión de la declinación solar es :

$$\begin{aligned} \partial(\text{en radianes}) = & 6.918 \times 10^{-3} + 0.399912 \cos(N) + 0.070257 \text{sen}(N) - 6.758 \times 10^{-3} \cos(2N) \dots \\ & + 9.07 \times 10^{-4} \text{sen}(2N) - 2.697 \times 10^{-3} \cos(3N) + 1.480 \times 10^{-3} \text{sen}(3N) \quad \text{(Ecuación 26)} \end{aligned}$$

III.2 Zonas de alteración hidrotermal

Dado que la zona de estudio se enmarca en un contexto de volcánico, es importante tener un control de las alteraciones producto de la circulación de fluidos con distintas propiedades de temperatura y ph, por lo tanto asociados a distintos tipos de alteración hidrotermal (Figura 34).

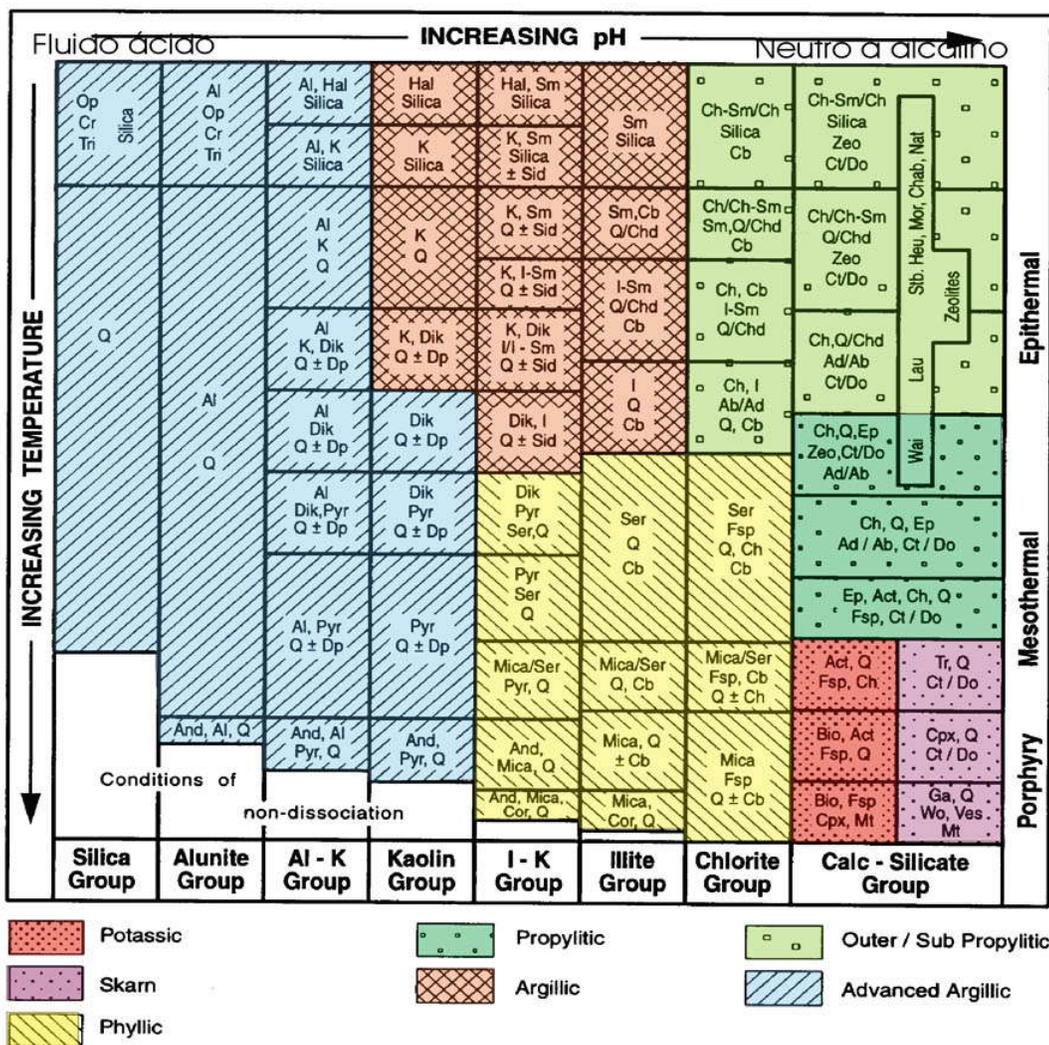


Figura 34: Diagrama de los distintos tipos de alteración hidrotermal en función de la temperatura y el ph de los fluidos que la originan.

En la zona de estudio se han detectado distintos tipos de alteración hidrotermal y manifestaciones superficiales. Las principales son: (i) precipitación de carbonatos, (ii) Patinas de óxidos de fierro, (iii) alteración argílica y (iv) argílica avanzada, éstas dos últimas con presencia de minerales de arcilla, azufre y texturas de lixiviación (*vuggy silica*) entre otras.

Previo al procesamiento de la información espectral es de vital importancia el pre-procesamiento de las imágenes satelitales:

III.2.1 Preprocesamiento

III.2.1.1 Corrección atmosférica

Es utilizada para minimizar los efectos de la transmitancia atmosférica, irradianza solar, ganancia instrumental, albedo y efectos topográficos. Genera una imagen de pseudos reflectancia utilizada para el análisis de patrones de absorción y características espectrales en general de los distintos materiales superficiales.

En términos generales, el método utilizado denominado Logaritmo Residual (Green et. Al.; 1985) se basa en normalizar por promedio geométrico espectral y espacial de toda la imagen con el objeto de abstraer de la imagen la señal que es común a todos los píxeles de ésta: Señal atmosférica, solar, etc.

A continuación se muestra el resultado de la corrección espectral para un píxel en particular (Figura 35) de forma de visualiza el efecto e importancia del proceso mencionado.

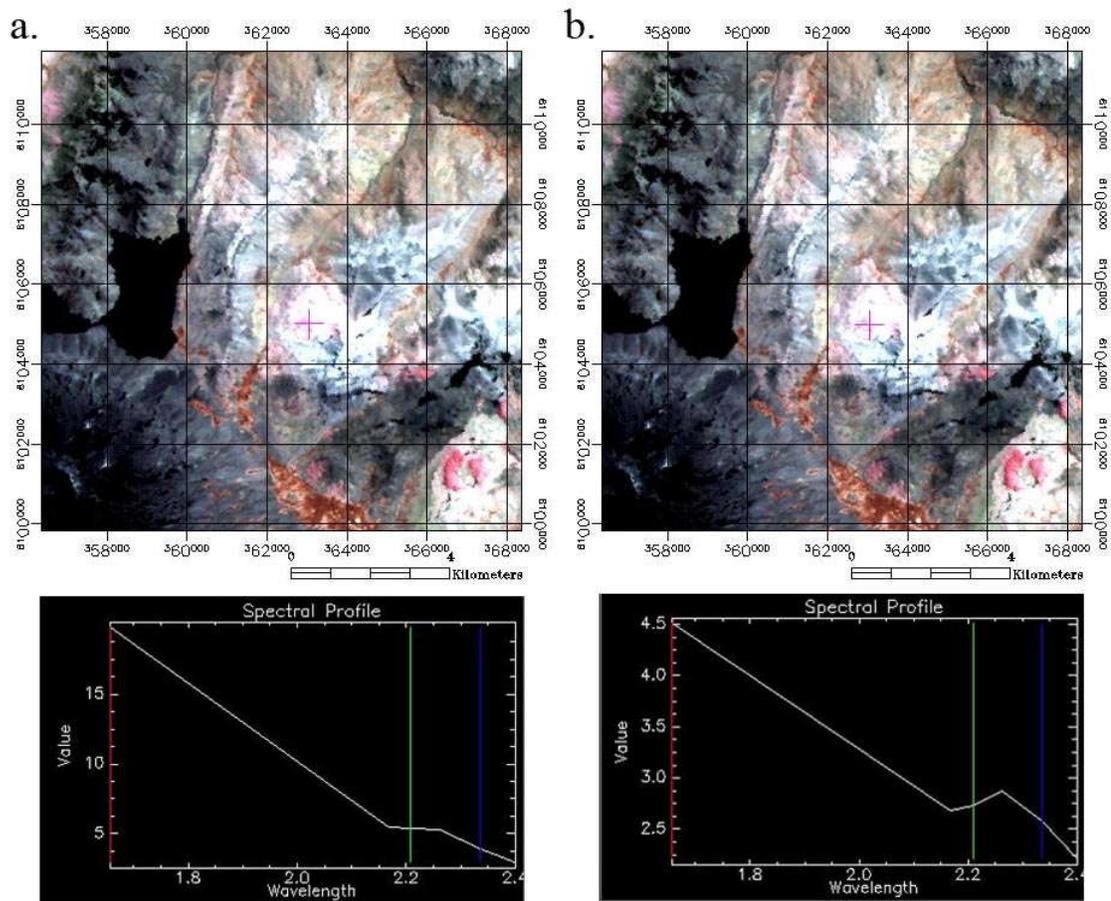


Figura 35: Resultado de corrección atmosférica. a. imagen sin corrección y b. Bajo cada imagen se muestran las respectivas curvas espectrales, en el rango del SWIR, corresponden al píxel señalado con una cruz magenta. Combinación Aster de imágenes RGB:468. Proyección UTM, datum WGS 1948, zona 19S.

La combinación de bandas utilizadas destaca en un tono rosáceo las zonas con una absorción notoria en los 2.16 nm, patrón espectral característico de los minerales alunita y kaolinita. Lo cual indirectamente señala la presencia de una zona con alteración argílica avanzada. Se observa en el perfil espectral de la imagen corregida un mínimo local cercano a los 2.15 nm. Sin embargo, en la imagen no corregida esta característica decisora de una asociación mineral particular desaparece. En este simple ejemplo se ilustra la importancia de utilizar algún tipo de corrección espectral para identificar patrones característicos en el preproceso de las imágenes satelitales.

III.2.1.2 Enmascaramiento de vegetación, cuerpos de agua y nieve

En este paso se genera una máscara que substrahe todos los materiales superficiales que no interesan en el mapeo de alteración.

Enmascaramiento de vegetación

Para extraer la vegetación se utiliza el algoritmo NVDI (*Normalized Difference Vegetation Index*), basado en la fuerte absorción que presenta la clorofila en el rango del VNIR cerca a los 800 nm o de manera equivale a la banda 3 del sistema Aster (Tucker, C.J., 1979).

La matemática específica que define el índice NVDI es:

$$VNIR = \frac{\rho_{NIR} - \rho_{RED}}{\rho_{NIR} + \rho_{RED}} \quad \text{(Ecuación III-27)}$$

En que ρ_{NIR} es la señal espectral en los 800 nm y ρ_{RED} en los 680 nm.

El rango estándar de VNIR para vegetación verde es de 0.2 a 0.8. Sin embargo, visualizando las imágenes en la combinación de bandas RGB:321 que resalta la vegetación en rojo, se deduce un intervalo de 0.18 a 0.75 que ajusta mejor la información de vegetación.

Enmascaramiento de nieve

El método utilizado para reconocer y extraer la nieve es el SAM (*spectral angle mapper*), método binario que determina la similitud espectral entre un píxel de referencia y el resto de los píxeles de la imagen. La información de entrada es el patrón espectral de un píxel de referencia. El método utiliza el ángulo entre el espectro de referencia y el espectro de un píxel dado en un espacio cuya dimensión coincide con el número de bandas de la imagen a tratar. Si el ángulo es menor o igual a un ángulo crítico previamente definido, el píxel comparado al de referencia entra en la clase definida por el método SAM (Figura 36).

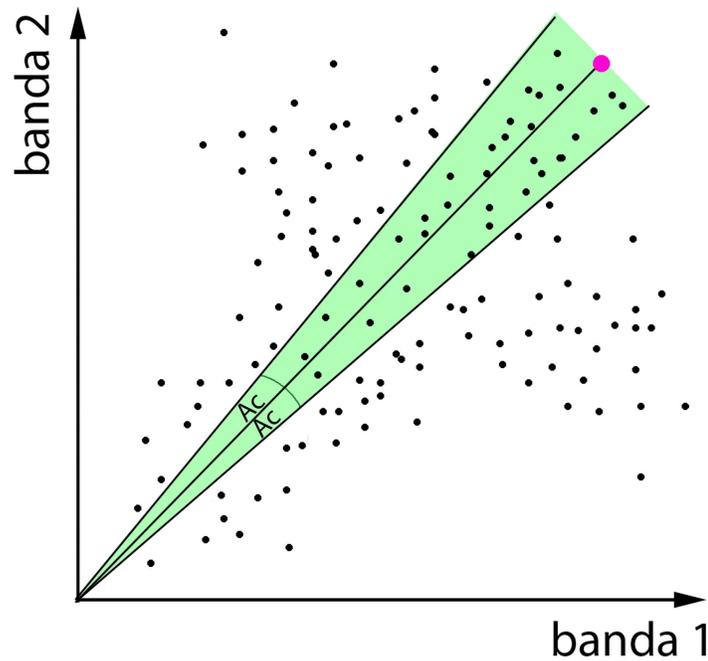


Figura 36: Esquema en dos dimensiones (2 bandas) que ejemplifica el método SAM. El punto magenta es el espectro de referencia, los puntos negros son los píxeles a comprara, Ac es el ángulo crítico previamente definido y el área verde define los píxeles que entran en la clase definida por el método.

Enmascaramiento de cuerpos de agua

Encontrar una señal espectral característica para cuerpos de agua es sumamente difícil ya que siempre los métodos asimilan ciertos materiales a las propiedades espectrales del agua. Por ello se delimitan manualmente las lagunas en la zona de estudio.

III.2.2 Procesamiento

Los métodos utilizados para la identificación de zonas de alteración son (i) el mapeo espectral angular (SAM) y (ii) por patrones de absorción característicos. El primero es utilizado para identificar zonas de alteración argílica avanzada y el segundo en la identificación de zonas de alteración propilítica, argílica intermedia y presencia de óxidos férricos.

III.2.2.1 Mapeo espectral angular

De la misma manera que en la identificación de cuerpos de nieve, el método utiliza como información de entrada el espectro de un píxel en particular. Para la identificación de zonas de alteración argílica avanzada se utilizan los espectros de zonas que a priori se sabe presentan este tipo de alteración. En este caso se utiliza la zona de las termas del grupo Colorado (Cáp. 0) en las cuales se observa en terreno la presencia de asociaciones minerales de la alteración que se desea identificar.

Para dicho efecto, se considera un espectro promedio de la zona que se supone presenta la alteración que se busca identificar (Zona magenta en Figura 37a), posteriormente se entrega como *input* al algoritmo de mapeo espectral angular. El ángulo crítico considerado es de 5.8° .

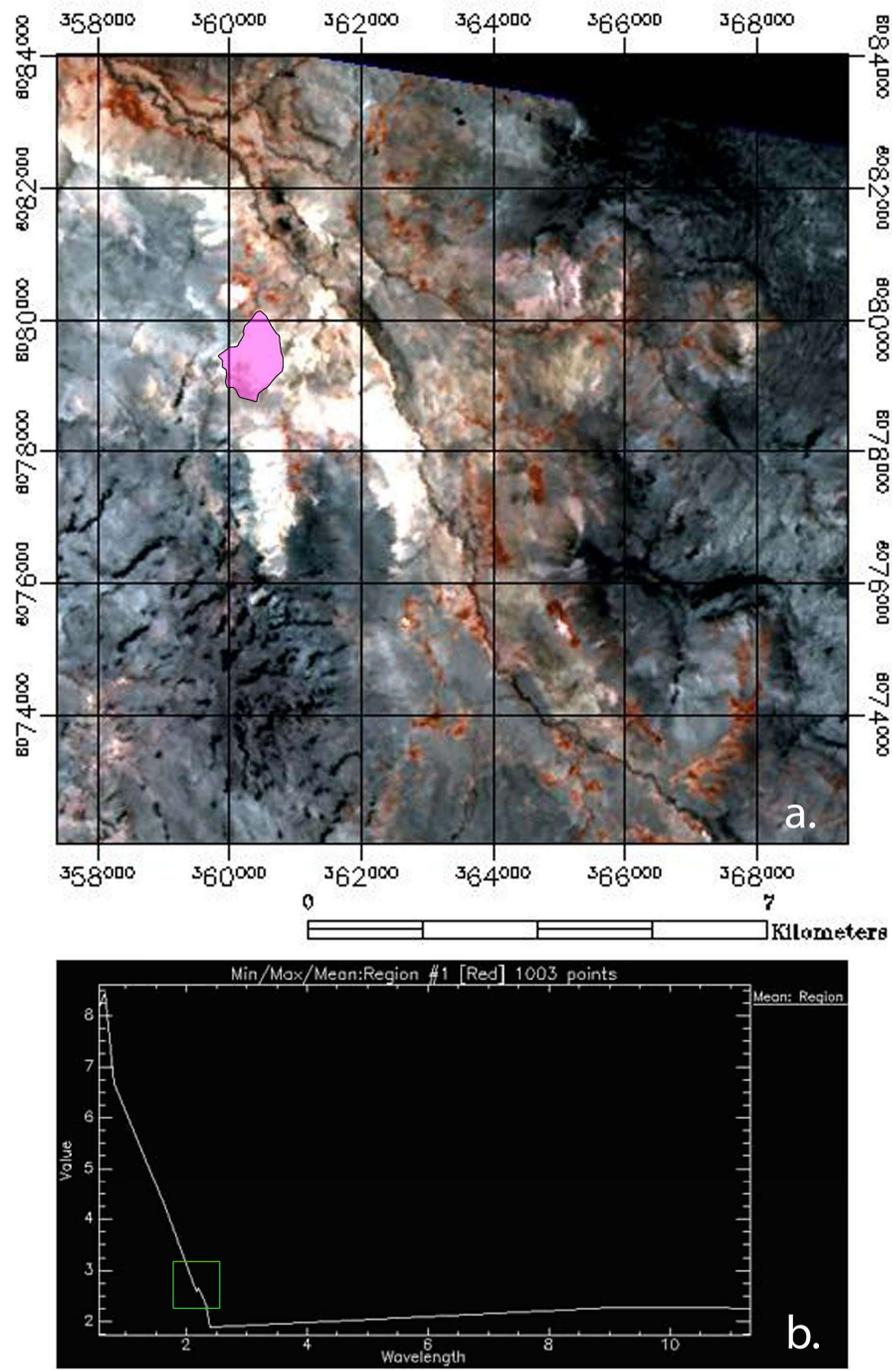


Figura 37: a. Valle del Colorado en el que las zonas de alteración argílica se resaltan en tonos rosáceos y blanquecinos. b. perfil promedio de la región de interés achurada en magenta. Combinación Aster de imágenes RGB:468. Proyección UTM, datum WGS 1948, zona 19S.

III.2.2.2 Patrones de absorción característicos

Este método, a diferencia del SAM, considera una característica espectral en particular correspondientes a los mínimos locales espectrales característicos de ciertos materiales, En particular, se conocen los patrones de absorción de varias asociaciones minerales (Figura 38) entre ellas:

- (i) 2.16 nm para la asociación alunita, pirofilita y kaolinita (alteración argílica avanzada)
- (ii) 2.33 nm para la asociación Clorita, epidota y carbonatos (alteración propilítica más formación de carbonatos)
- (iii) 2.20 nm para la asociación moscovita, esmectita-illita y sericita (alteración argílica intermedia)
- (iv) 0.66 nm para los óxidos férricos

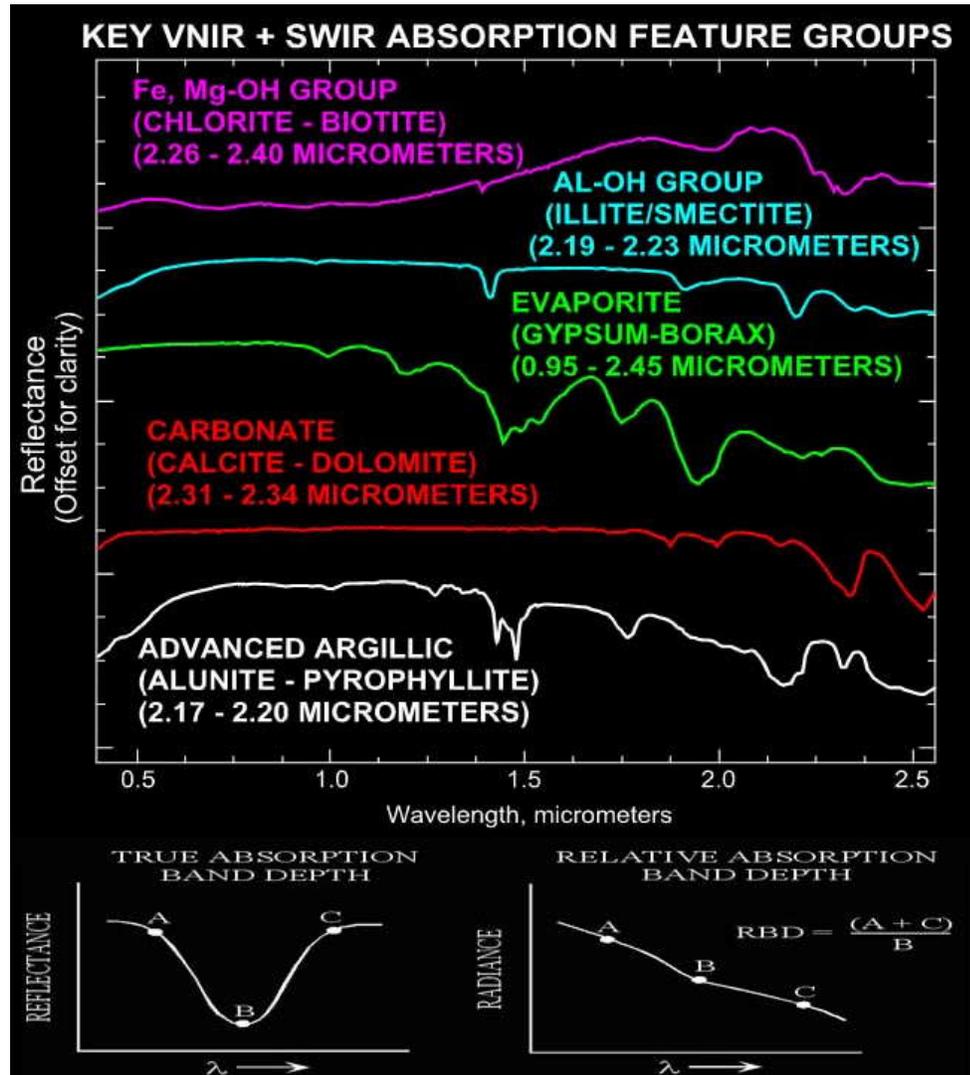


Figura 38: Patrones de absorción característicos para distintos grupos minerales. En la imagen inferior se muestra como se construye la matemática de bandas para un patrón de absorción general.

Se crean bandas de absorción para las distintas alteraciones hidrotermales (imagen inferior, Figura 38) y se eligen para todas ellas los píxeles sobre el percentil del 90%.

IV Resultados

A continuación se muestran los resultados de la metodología propuesta en el Cáp. III, tanto para la corrección de los factores termales (Cáp. III.1.2: “Corrección de los factores termales”), Mapeo de alteraciones hidrotermales (Cáp. III.2: “Zonas de alteración hidrotermal”) y la elección e implementación de los modelos termales (Cáp. III.1.1: “Modelos Termales”).

IV.1 Factores termales

IV.1.1 Albedo

IV.1.1.1 Modelo 1 de albedo

En el Gráfico 26 se muestran los resultados de ajuste lineal del Modelo 1 de Albedo (Modelo 1, Cáp. III.1.2.3.1). El número de la cruz representa el lugar de instalación de la estación radiométrica (Cáp. II.2.2.2:) y el color, la banda de reflectividad de la imagen Aster 07 que se está ajustando. Se excluyen los puntos P9 y P11 por lo vago del registro temporal o por que la señal de albedo no logra una estabilidad en el tiempo.

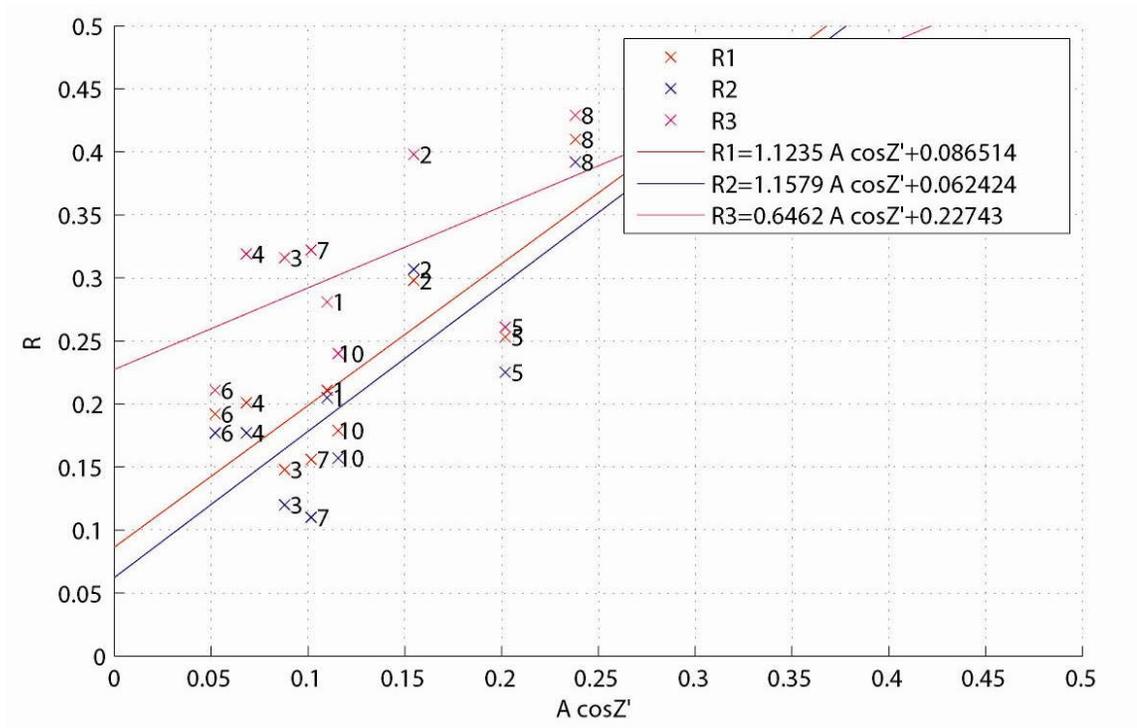


Gráfico 26: Ajustes lineal de albedo a mediciones realizadas en terreno.

IV.1.1.1.2 Modelo 2 de Albedo

Los parámetros de albedo resueltos en el problema de optimización de mínimos

cuadrados Min $\sum_{i=1}^N (T_F(i) - T_{mod}(i))^2$ (Ecuación

III-6) son:

Coeficientes con un intervalo de confianza del 95%	
bL1 =	-0.566 (-9.956e+004, 9.956e+004)
bL2 =	0.5206 (-9.159e+004, 9.159e+004)
bL3 =	0.1095 (-1.926e+004, 1.926e+004)
t1 =	0.03405 (-6628, 6628)

Tabla 7: Resultados del modelo 2 de Albedo.

IV.1.2 Corrección de Inercia termal

IV.1.2.1 Inercia termal en base a promedios termales

IV.1.2.1.1 Dominio Norte

La zona norte abarca 4 puntos de control, los cuales son:

Punto1: Arenisca Calcárea de Valle Grande

Punto2: Yeso Oxfordiano

Punto3: Humedal de Valle Grande

Punto4: Morrena de Valle Grande

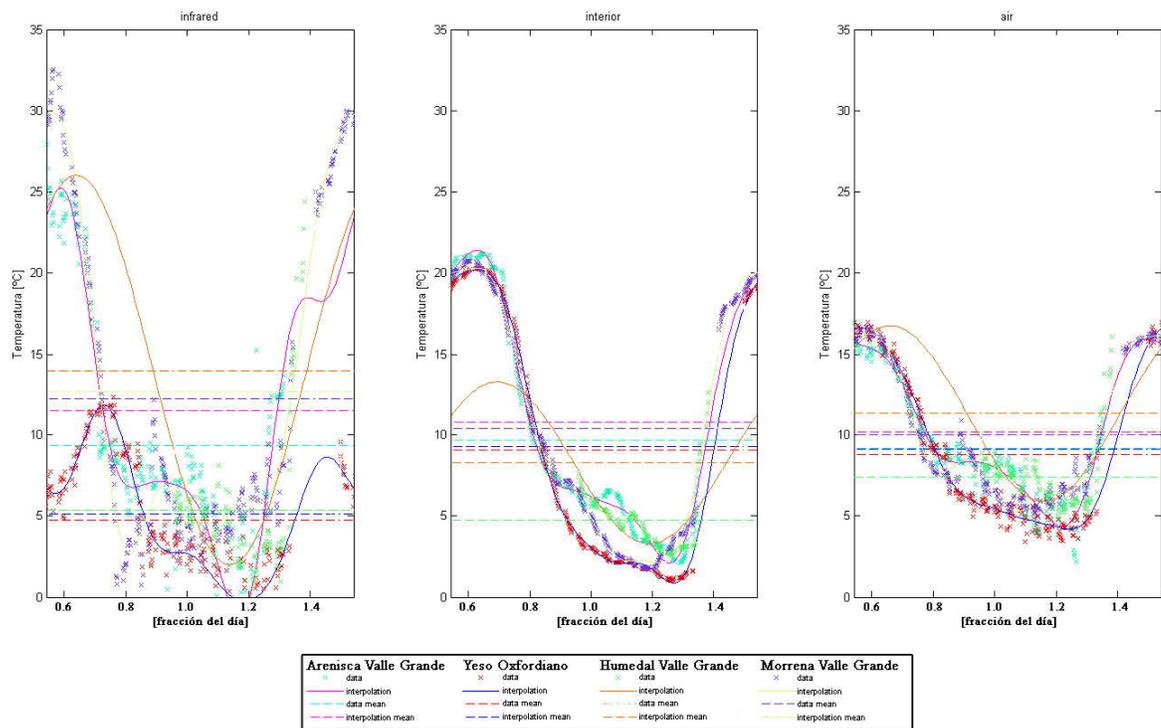


Gráfico 27: Curvas de temperaturas para los puntos de control norte.

Se observa en el gráfico que las temperaturas máximas se alcanzan entre 14:00 y 15:00 hrs. y la mínima entre 5 y 6 de la mañana. Se sabe que la hora local de adquisición de las imágenes de día

y de noche son respectivamente las 10:45 y las 23:30 horas por lo cual hay un error asociado al considerar las temperaturas que entregan las imágenes como la máxima y la mínima respectiva.

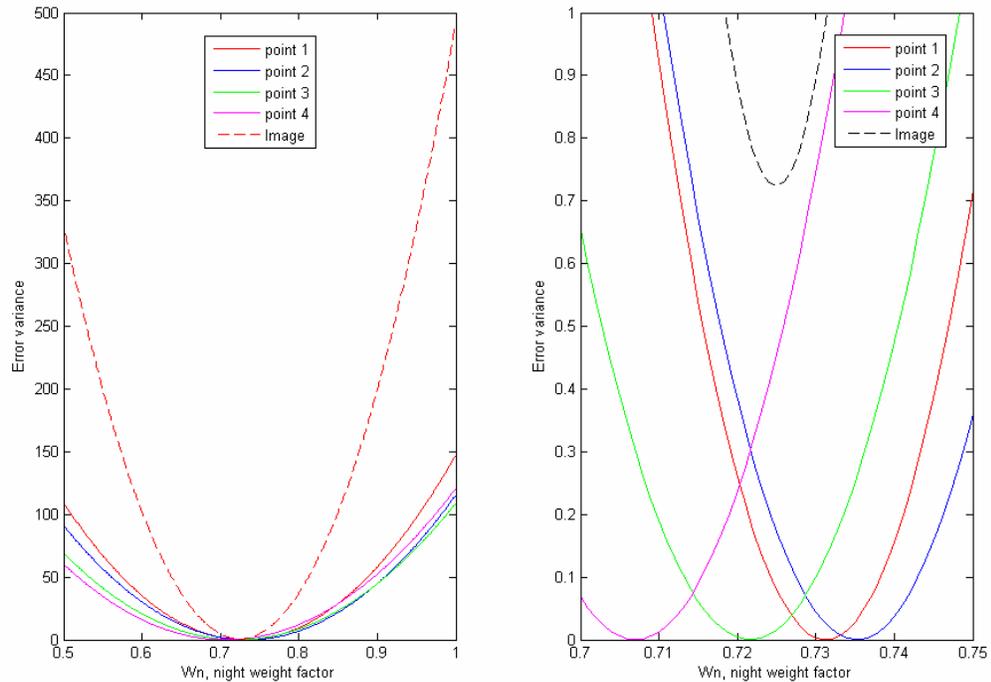


Gráfico 28: Curvas de varianza dominio norte. En el eje x se gráfica el ponderador de la imagen nocturna.

En el gráfico de varianzas se grafican los 4 puntos de control más la curva promedio de estos, que es la que utiliza para extraer el ponderador que minimiza la varianza.

Existen dos alternativas para encontrar los ponderadores óptimos: (i) utilizar como temperatura máxima y mínima las temperaturas empíricamente encontradas como tales (a las 14:30 y a las 5:30 horas respectivamente) o (ii) las temperaturas que arrojan las imágenes respectivas en los puntos de control. En este caso se utiliza la 2° aproximación.

El óptimo se encuentra para el dominio norte con un ponderador de la imagen de noche de $\alpha_{\text{noche}} = 0.73275$ y para la imagen de día de $\alpha_{\text{día}} = 0.26725$.

IV.1.2.1.2 Dominio Sur

La zona norte abarca 4 puntos de control, los cuales son:

Punto5: Toba de Lomas Secas

Punto6: Lavas del Descabezado Chico

Punto7: Caseta CONAF

Punto8: Tefra del Descabezado Grande

Punto9: Obsidiana del Descabezado Grande

Punto10: Andesita del Río Maule

Punto11: Granito de Laguna Invernada

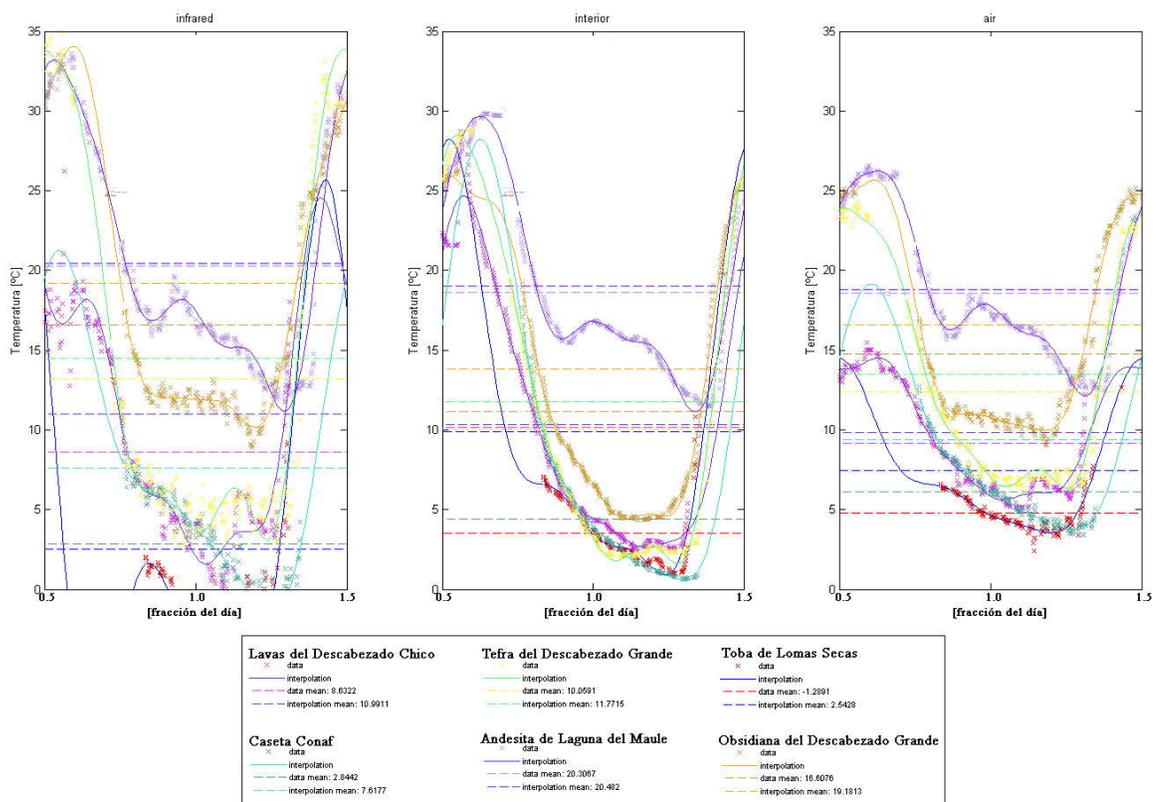


Gráfico 29: Curvas de temperatura de puntos de control sur.

Se observa las mismas horas de máxima y mínima temperatura del sector norte, y por lo tanto los mismos problemas asociados al considerar las temperaturas de las imágenes como la máxima y mínima respectiva.

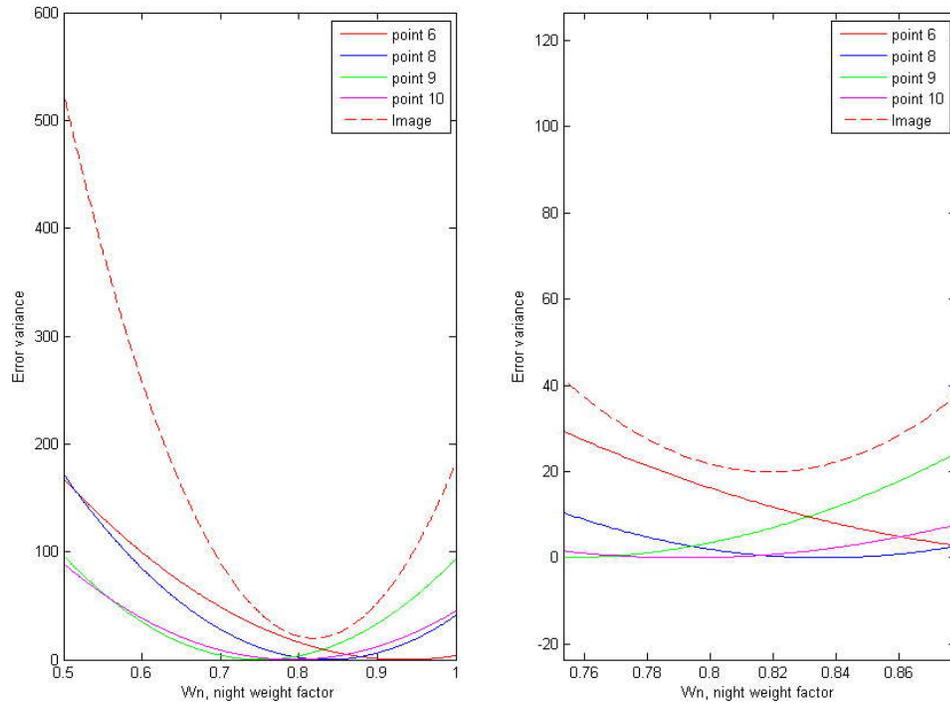


Gráfico 30: Curvas de varianza dominio sur. En el eje x se gráfica el ponderador de la imagen nocturna.

A priori se excluyen los puntos 5, 7 y 11 por presentar un registro termal demasiado acotado en el tiempo (ver Cáp. 3.2.2). Se observa que existe un rango de valores amplio para los distintos W_n (0.75 a 0.94) siendo el promedio de ellos 0.8287. Sin embargo, debido a la varianza alta de ponderadores se utiliza el modelo de inercia termal basado en cuerpos de agua (Cáp. III.1.2.2.2: “Inercia termal en base a cuerpos de agua”).

IV.1.2.2 Inercia termal en base a cuerpos de agua

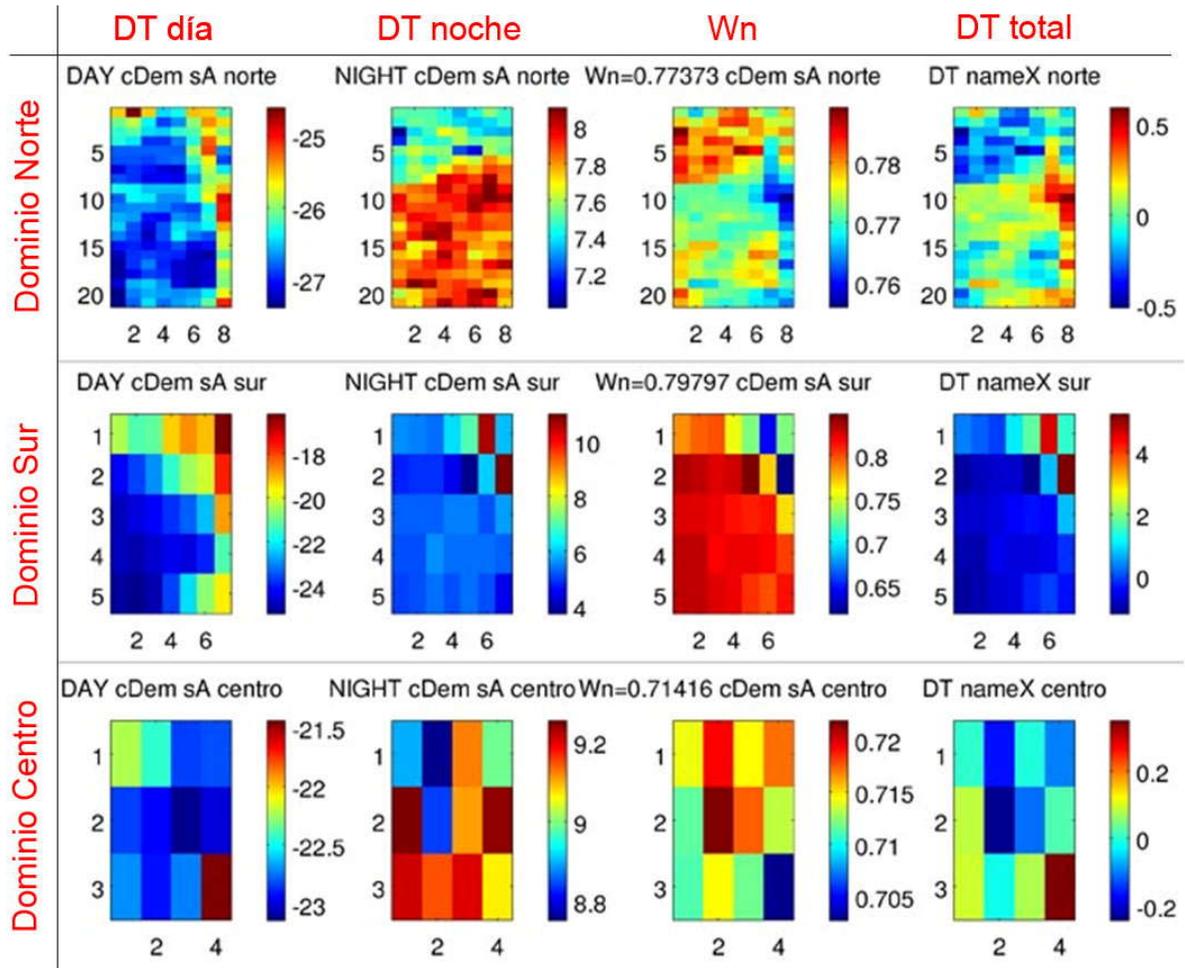


Figura 39: Imágenes de anomalías termal diurna y nocturna (*DT día* y *DT noche*), ponderadores de imagen nocturna (*Wn*) obtenidos al imponer la condición de contribución geotermal nula y anomalía termal en base al promedio de los *Wn* (*DT total*), (1°, 2°, 3° y 4° columna respectivamente). Para 3 cuerpos de agua en los Dominios norte, sur y centro (1°, 2° y 3° fila respectivamente).

Se observa en la 3° columna de la Figura 39 (*Wn*) que la varianza entre los ponderadores (que anulan la contribución geotermal) varían en un rango que no supera el segundo decimal, salvo la zona centro con un rango entre 0.65 y 0.8.

DT representa un promedio ponderado de DT día (1° columna) y Dt noche (2° columna) utilizando como ponderadores de la imagen de noche a W_n y de la de día $(1-W_n)$. W_n es calculado como el promedio de los píxeles dentro de la respectiva laguna (Norte: Laguan del Teno, Centro: Laguna de Aguas Calientes y Sur: Laguna de la Invernada) (píxeles del recuadro en la 3° columna). Se observa que la contribución geotermal en las lagunas tiende a anularse homogéneamente en las imágenes norte y sur, salvo en la imagen centro en que las variaciones son de hasta 5°C.

IV.2 Mapa de alteración hidrotermal

A continuación se presenta el resultado del proceso de mapeo de alteraciones hidrotermales (Cáp. III.2).

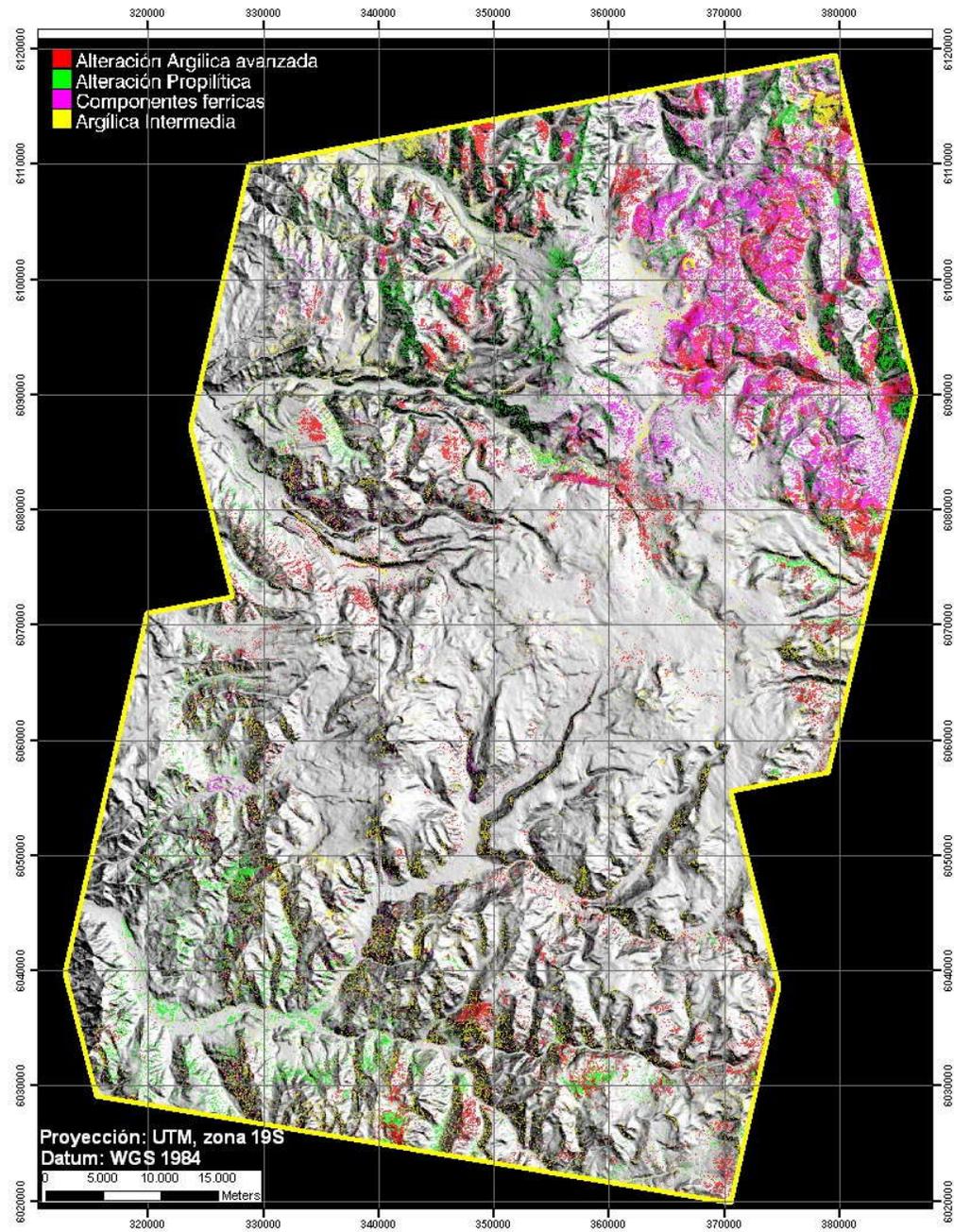


Figura 40: Mapa de alteración hidrotermal de la zona de estudio.

IV.3 Elección de Modelo

En esta sección se define el modelo que mejor ajusta los datos termales obtenidos. Dicha definición se basa en escoger el algoritmo que restrinja de la mejor forma posible los datos termales en un histograma con la información ordenada de menor a mayor temperatura (Gráfico 31).

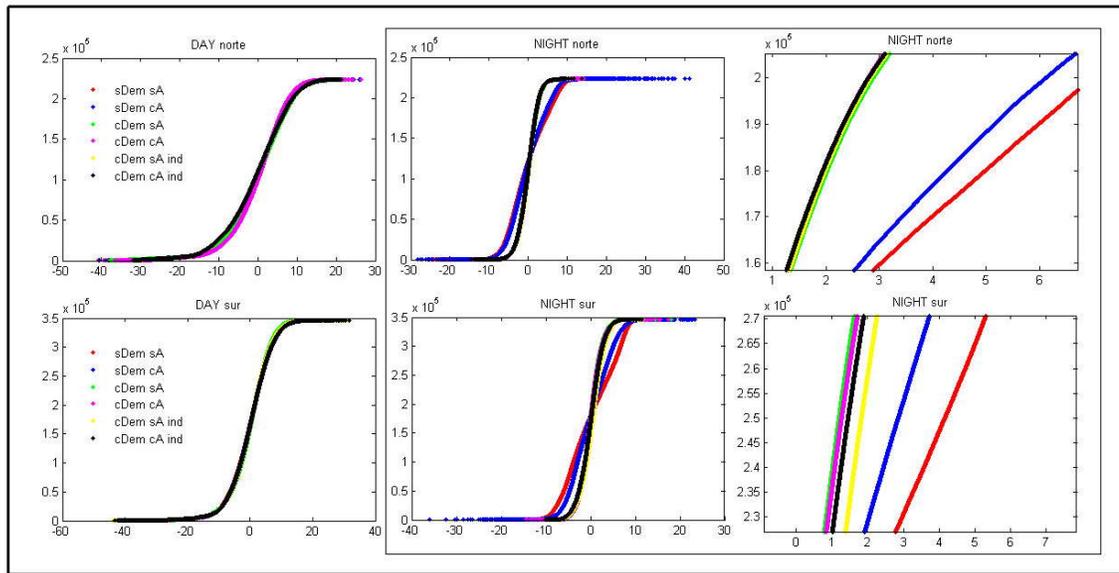


Gráfico 31: Histograma de información ordenado de menor a mayor temperatura.

La distribución de la información para las imágenes diurnas (Gráfico 31; columna 1) es similar para todos los modelos. Luego el criterio se deja a la distribución de la información nocturna.

Se observa en el zoom de los histogramas de noche (Gráfico 31; 3º columna), tanto para el norte como para el sur, que los modelos que restringen de mejor manera, es decir, que la transición entre la población de píxeles de menor a mayor temperatura se asemeje lo más posible a una línea recta vertical, y casi de forma equivalente la información termal son los modelos cDEM sA y cDEM cA.

Luego la elección de uno u otro (cDEM sA y cDEM cA) modelo debería ser indiferente, sin embargo el criterio que se utiliza es considerar aquel modelo que posterior al resultado de ajuste de mínimos cuadrados obtenga los parámetros con un significado físico posible. A continuación se muestra el resultado de ajuste de cDEM cA y cDEM sA:

Ecuaciones del problema a resolver:

$$T_{\text{mod}} = a_0 + a_1 \times (1 - A) \times \sum_{t=1}^{24} T(Z(t)) \times \cos(Z'(t)) \times D(t) \times \Delta t + G_a \times h$$

$$A = (b_{l1} \times A_1 + b_{l2} \times A_2 + b_{l3} \times A_3 + b_0)$$

Coeficientes con un intervalo de confianza del 95%	
a0 =	20.48 (20.43, 20.54)
a1 =	10.68 (-9.584e+005, 9.584e+005)
bL1 =	-0.566 (-9.956e+004, 9.956e+004)
bL2 =	0.5206 (-9.159e+004, 9.159e+004)
bL3 =	0.1095 (-1.926e+004, 1.926e+004)
B0 =	0.7471 (-2.269e+004, 2.269e+004)
Ga =	-0.007823 (-0.007845, -0.007801)
t1 =	0.03405 (-6628, 6628)

Tabla 8: Resolución del problema de ajuste de mínimos cuadrados para modelo cDEMCA. El intervalo de confianza se muestra entre paréntesis.

Se observa que los intervalos de confianza en el modelo en que se puede ajustar los ponderadores de albedo son bastantes amplios y que uno de los ponderadores es incluso negativo, lo que significa que para ciertas combinaciones de A1, A2 y A3 se pueden obtener valores, lo cual carece de significado físico. Sin embargo en el ajuste de albedo propuesto en el modelo 1, para ciertos valores de reflectividad (R) para una determinada banda el término $A \cos(z')$ es negativo. Dado que $\cos(z')$ está entre 0 y 1 significa que también existen valores de A negativo para este modelo.

Imagen diurna	imagen nocturna
Coefficientes (intervalo de confianza del 95%)	Coefficientes (intervalo de confianza del 95%)
a0 = 23.04 (22.82, 23.25)	a0 = 17.93 (17.88, 17.97)
a1 = 10.66 (-8.842e+005, 8.843e+005)	a1 = 6.388 (-4.954e+005, 4.954e+005)
b0 = -3.157 (-1.776e+005, 1.776e+005)	b0 = -1.361 (-9.157e+004, 9.156e+004)
b1 = 0.0004759 (-24.05, 24.05)	b1 = 0.006686 (-413.1, 413.1)
d1 = -0.002729 (-0.002785, -0.002673)	d1 = -0.007449 (-0.007468, -0.00743)
t1 = 0.9058 (-9.1e+004, 9.101e+004)	t1 = 0.8848 (-1.046e+005, 1.046e+005)

Tabla 9: Resolución del problema de ajuste de mínimos cuadrados para el modelo cDEMsa.

1° columna: ajuste para imagen diurna y 2° columna: ajuste para imagen nocturna.

Los dos modelos presentan resultados muy similares en tanto la distribución de los percentiles y valores de temperatura. Sin embargo se utiliza el modelo cDEMsa porque a diferencia del cDEMcA está calibrado con datos de terreno.

IV.3.1 Componentes principales resueltas y mapa de contribución geotermal

A continuación se muestran las principales componentes ya resueltas del problema: (i) Temperatura real (Aster 08 día/noche sin procesar), (ii) Temperatura modelo o componente que se desea substraer (T_{mod}), (iii) Anomalías termales: temperatura real con la componente de temperatura modelo substraída (Anomalía diurna/nocturna) y (iv) Imagen final: promedio ponderado de las anomalías diurnas y nocturnas por los escalares encontrados en el capítulo IV.1.2.2 (Contribución geotermal).

Notar que existe un descalce en los resultados obtenidos en el procesamiento de las imágenes nocturnas para el límite norte y sur (Figura 45:), esto es debido a que las imágenes originales (Aster 08) fueron calibradas de manera distinta; esto no es una limitante al método puesto que los procesamientos son independientes en todos los dominios.

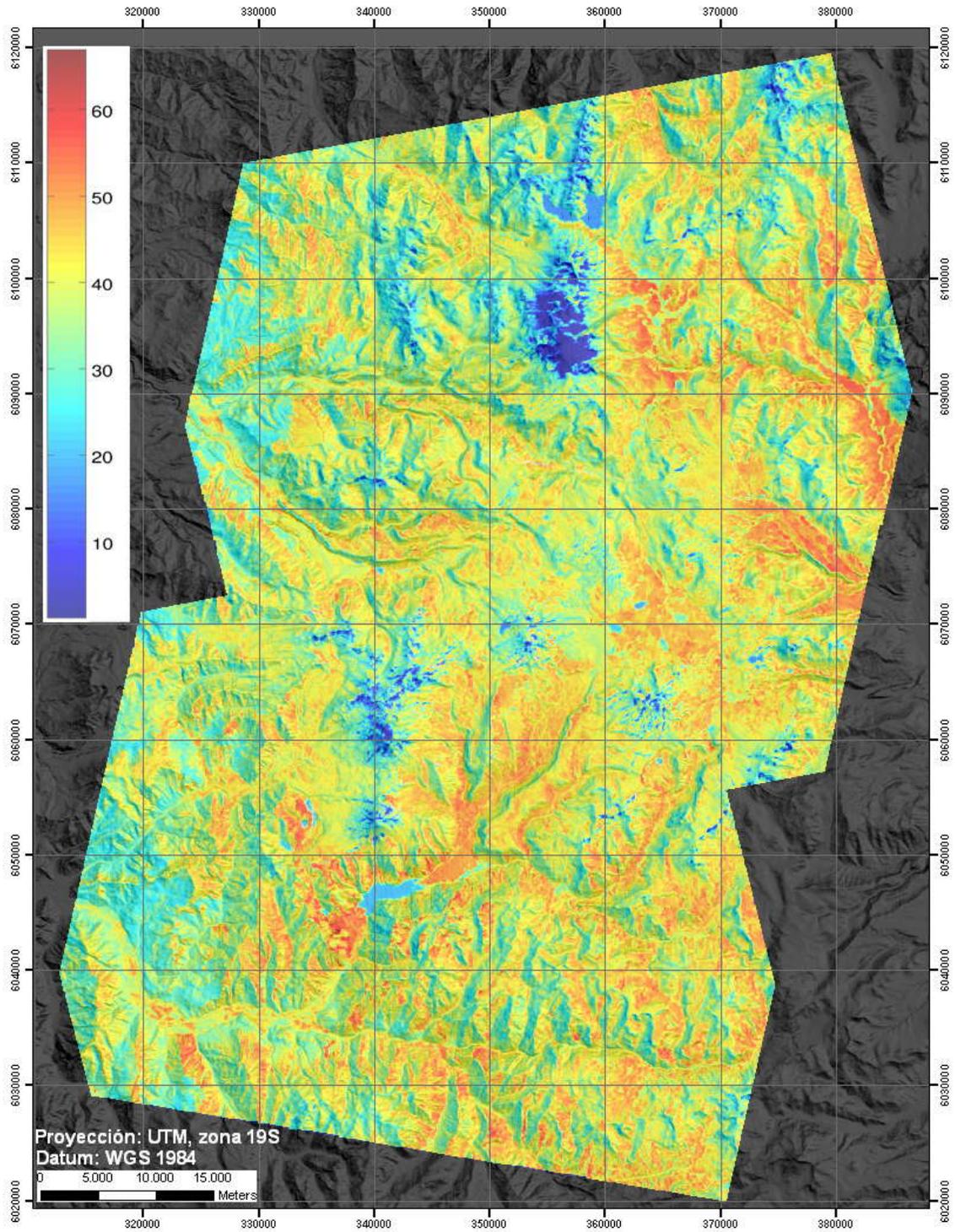


Figura 41: Imagen termal diurna sin procesar, T_F (Aster 08). Escala de temperaturas en grados Celsius.

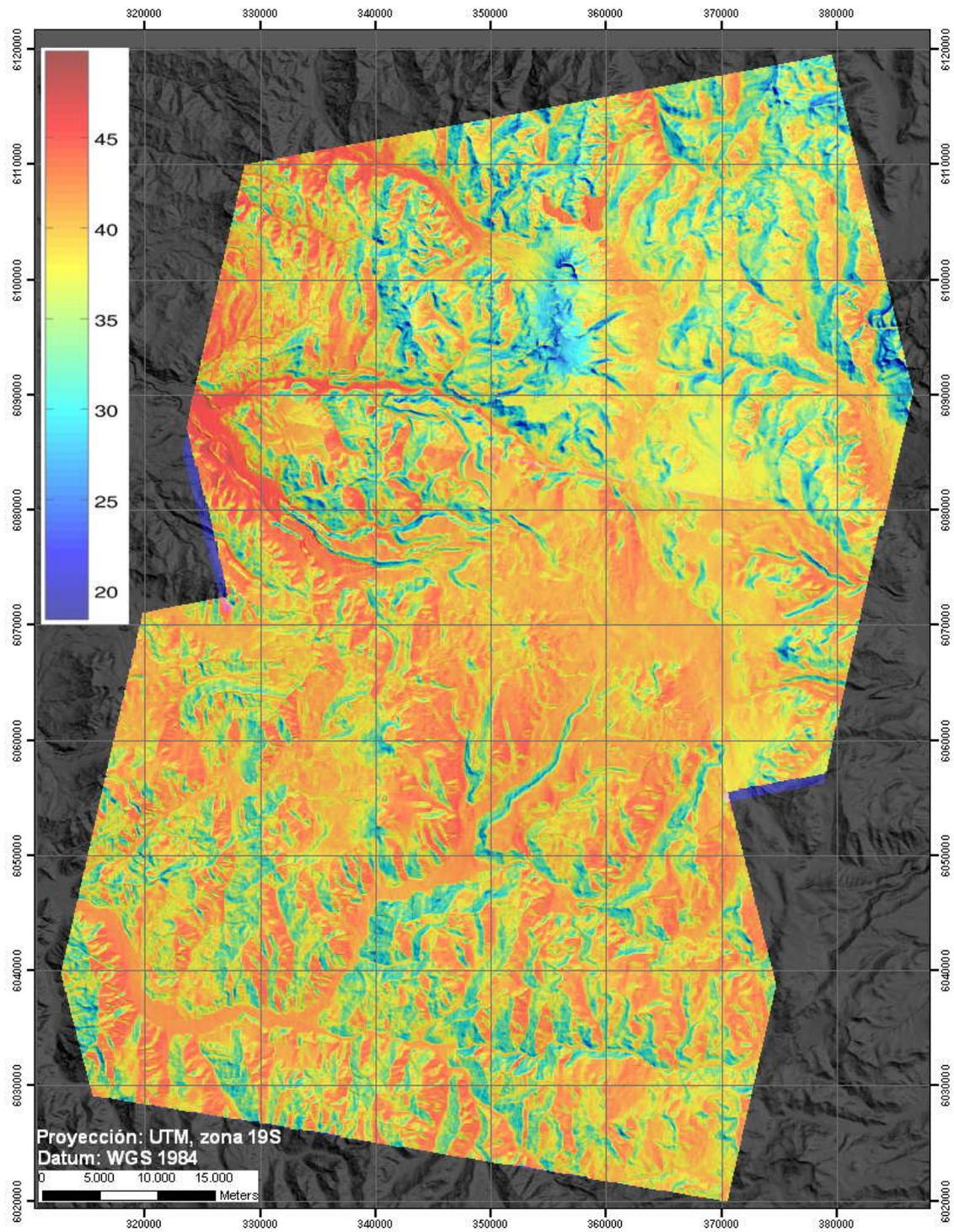


Figura 42: Imagen Tmod diurna. Esta es la componente termal que se sustrae. Tmod incluye tanto la componente solar como adiabática. Escala de temperaturas en grados Celsius.

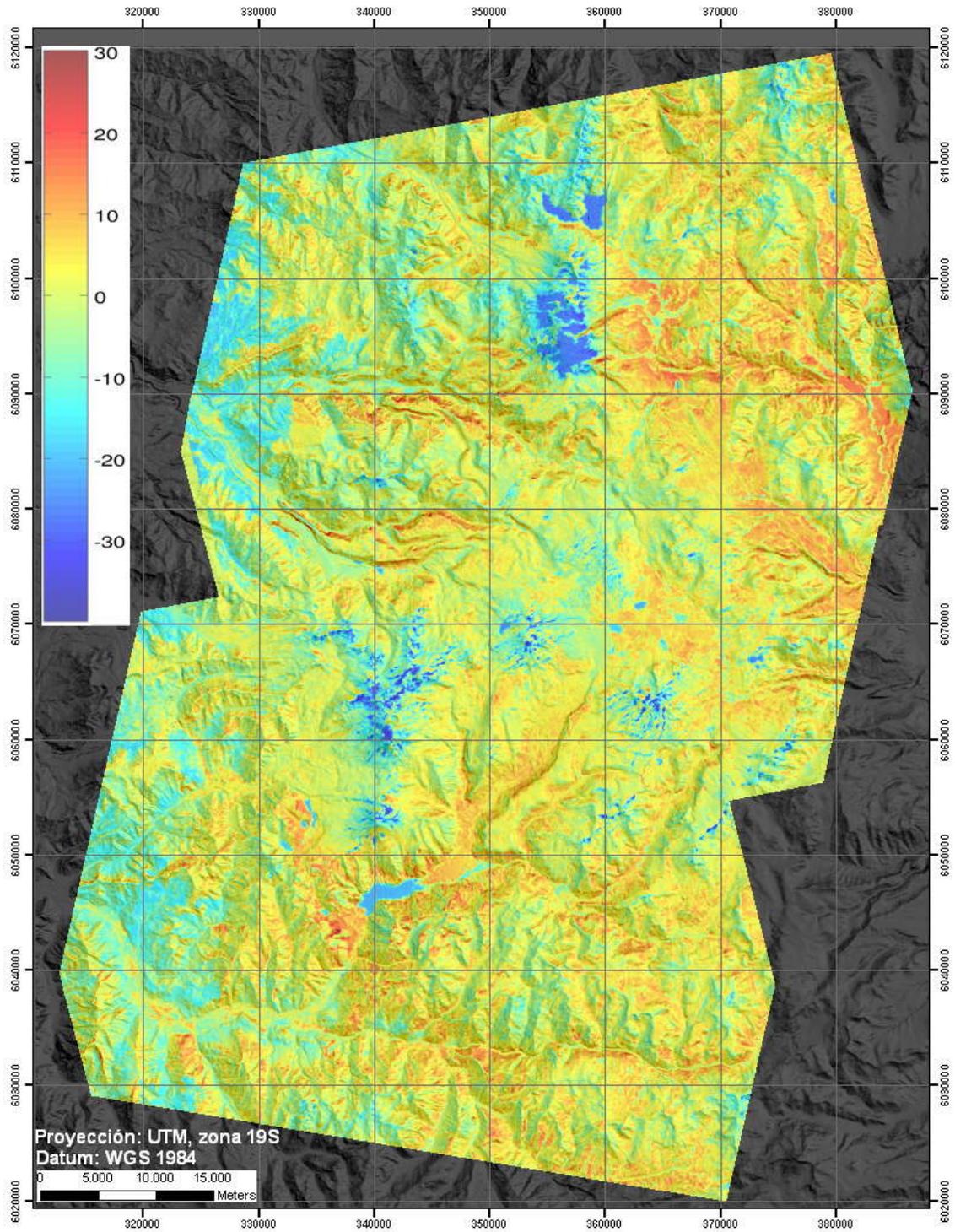


Figura 43: Anomalia termal diurna resultante de substraer Tmod a la imagen Aster08 (T_F). Escala de temperaturas en grados Celsius.

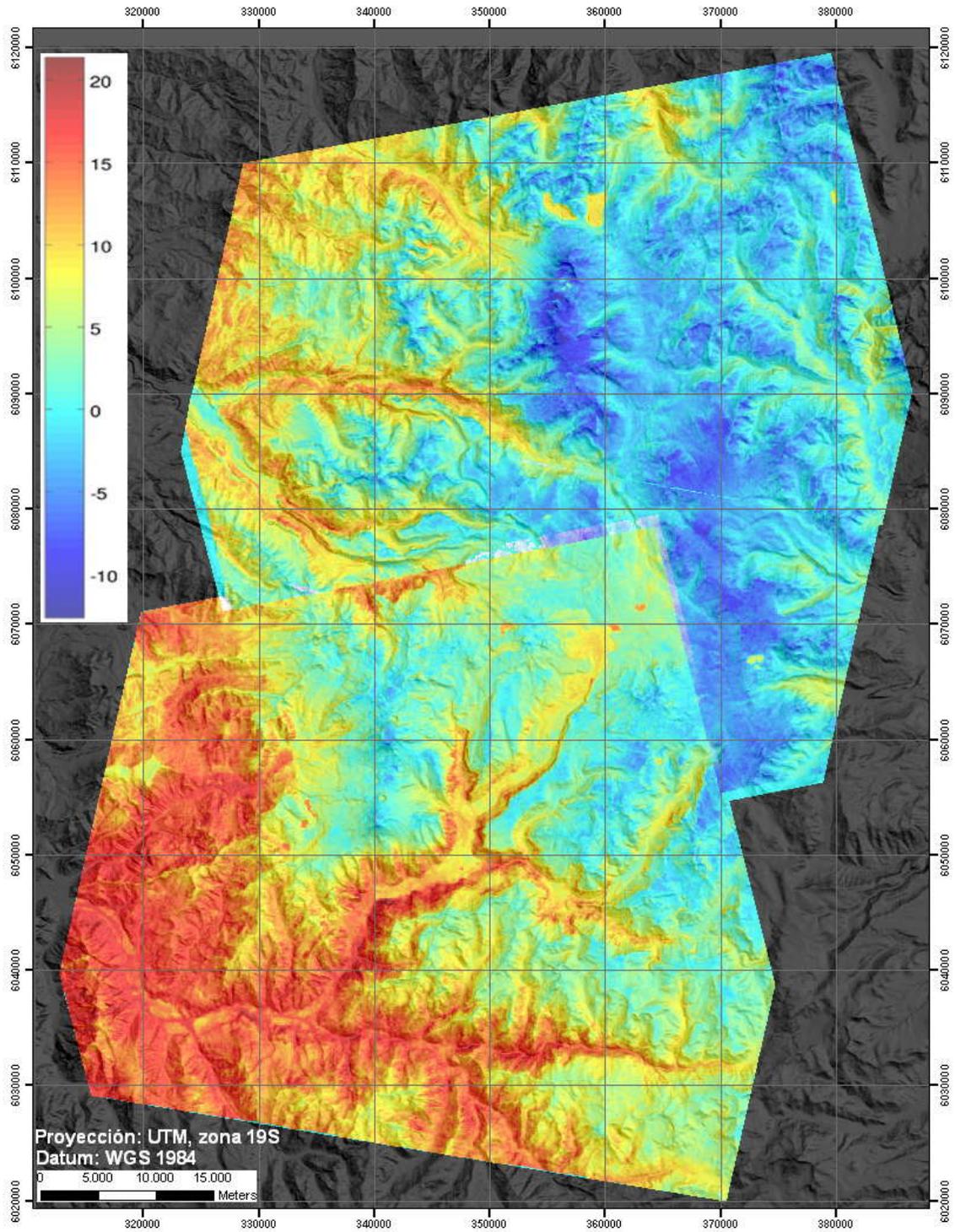


Figura 44: Imagen termal nocturna, T_F (Aster 08). Escala de temperaturas en grados Celsius

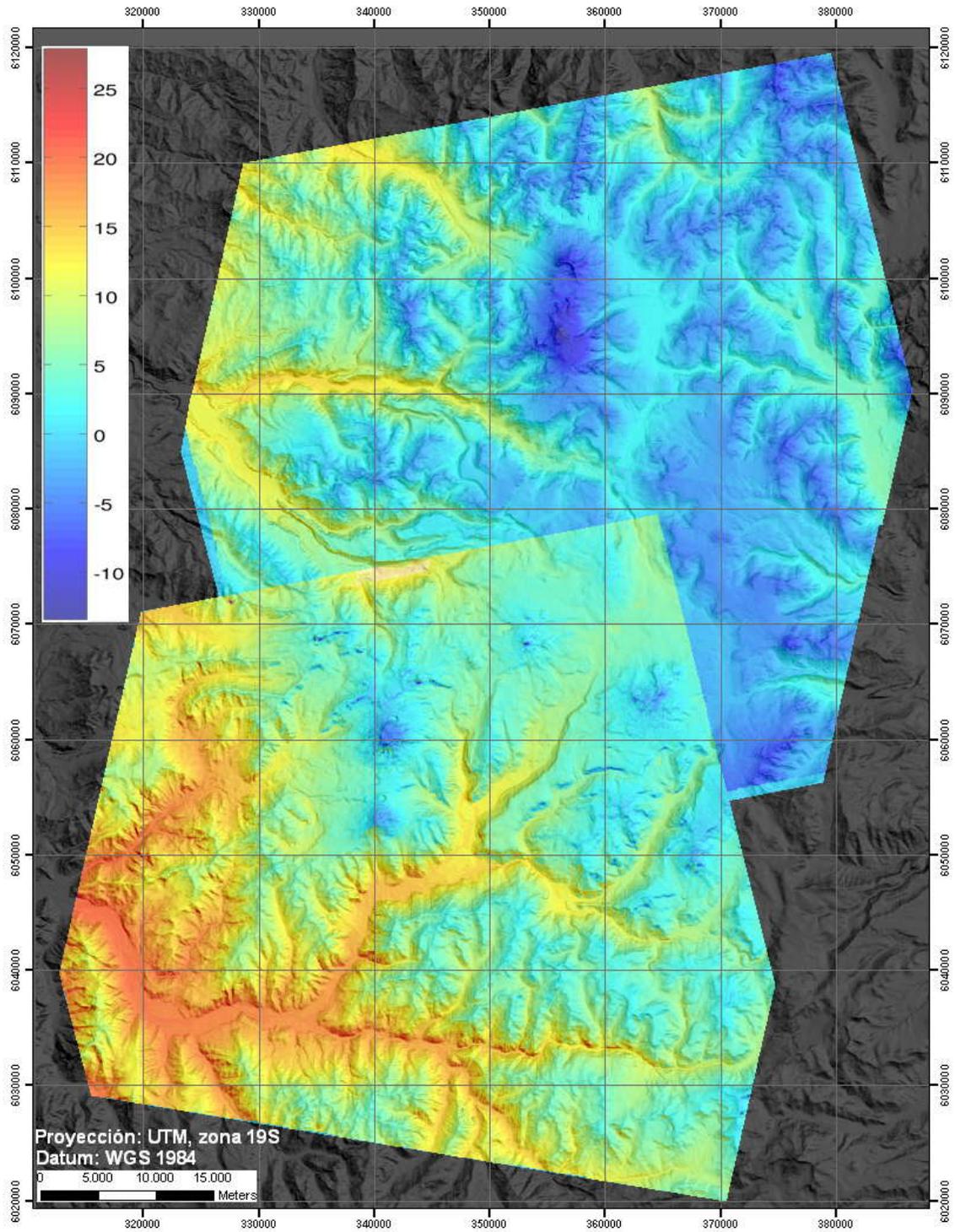
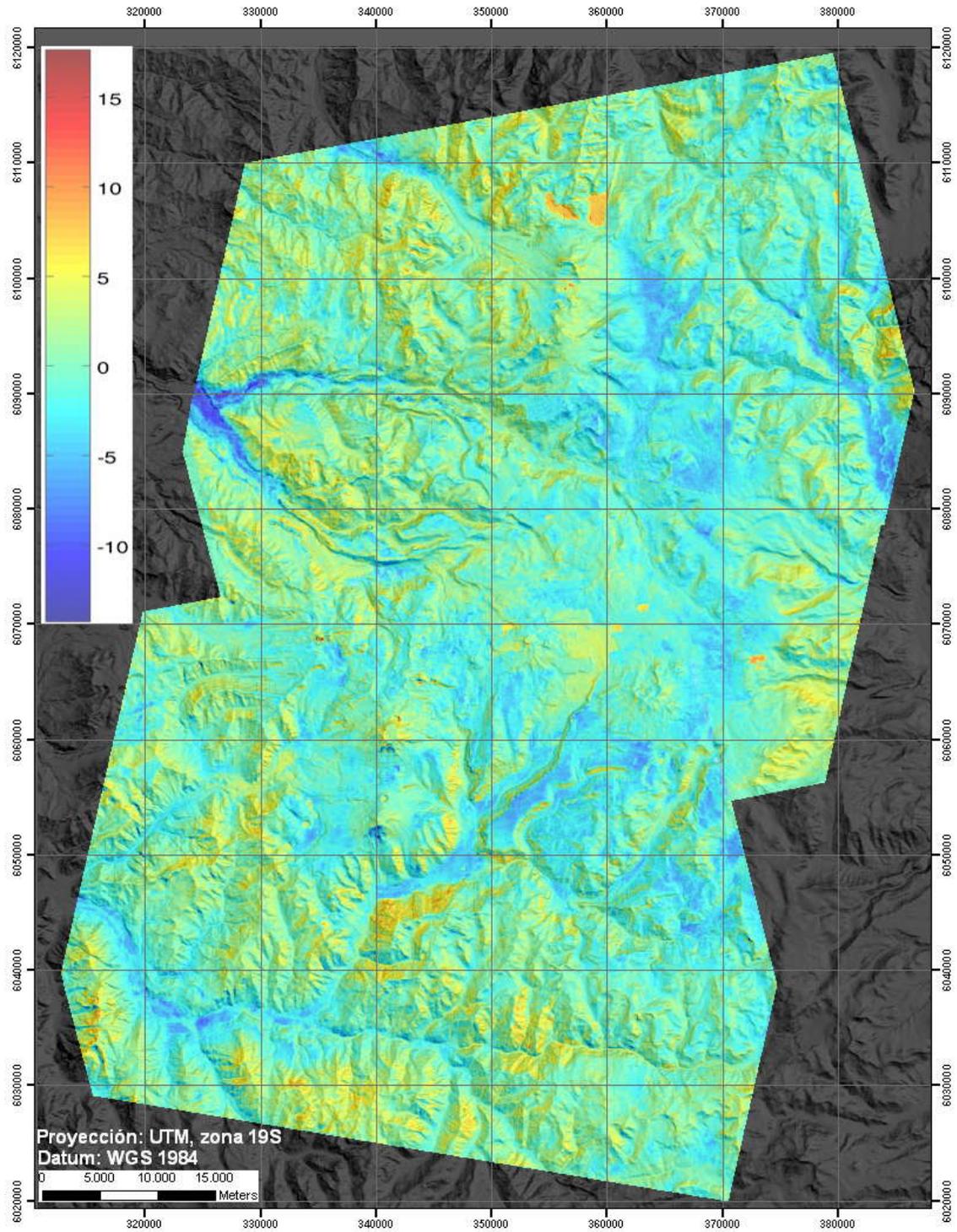


Figura 45: Imagen Tmod nocturna. Esta es la componente termal que se subtrae. Tmod incluye tanto la componente solar como adiabática. Escala de temperaturas en grados Celsius.



**Figura 46: Anomalia termal nocturna resultante de substraer T_{mod} a la imagen Aster08 (T_F).
Escala de temperaturas en grados Celsius.**

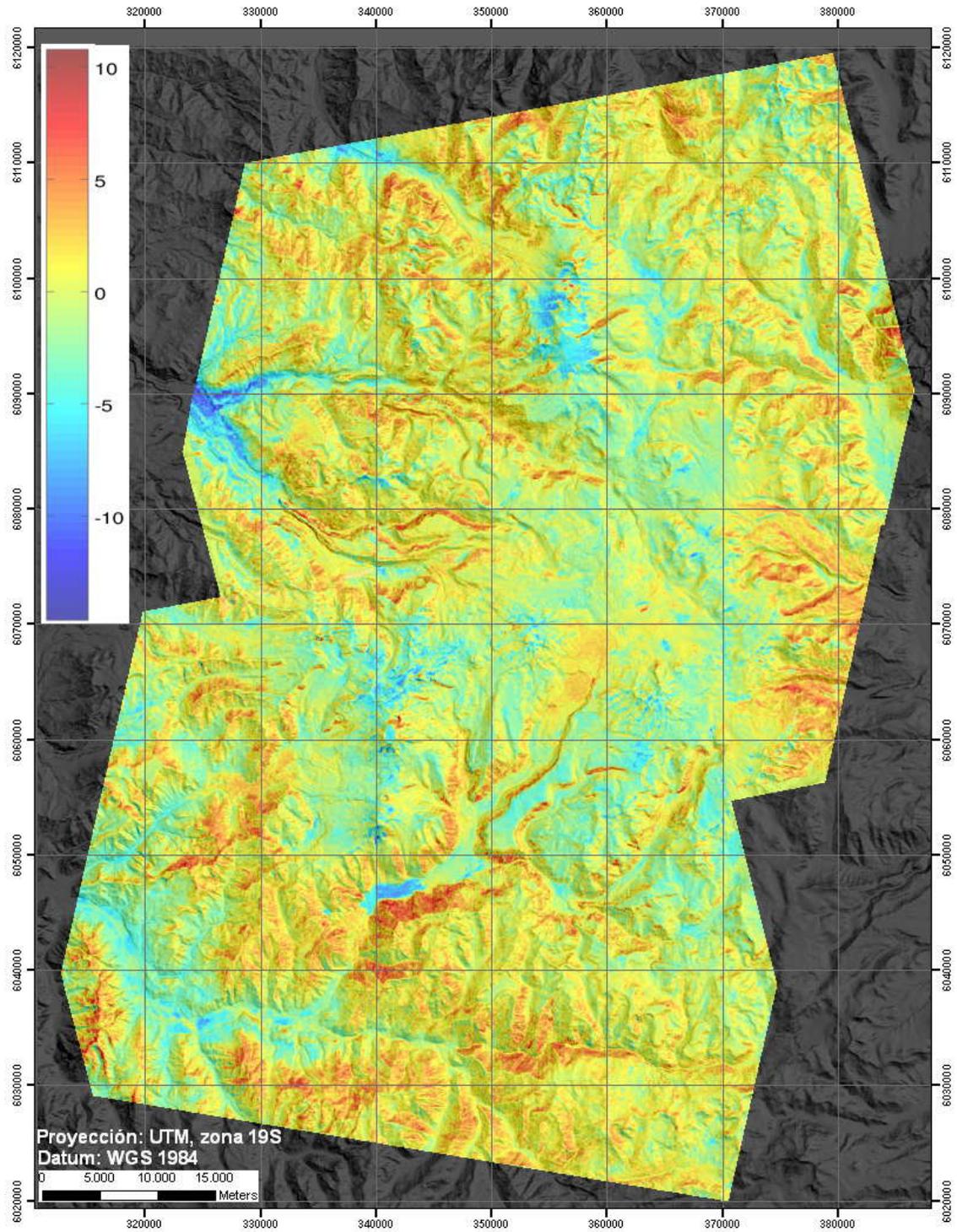


Figura 47: Contribución geotermal resultante de la ponderación de las anomalías diurnas y nocturnas por los factores encontrados en el Cáp. IV.1.2: Corrección de Inercia termal.

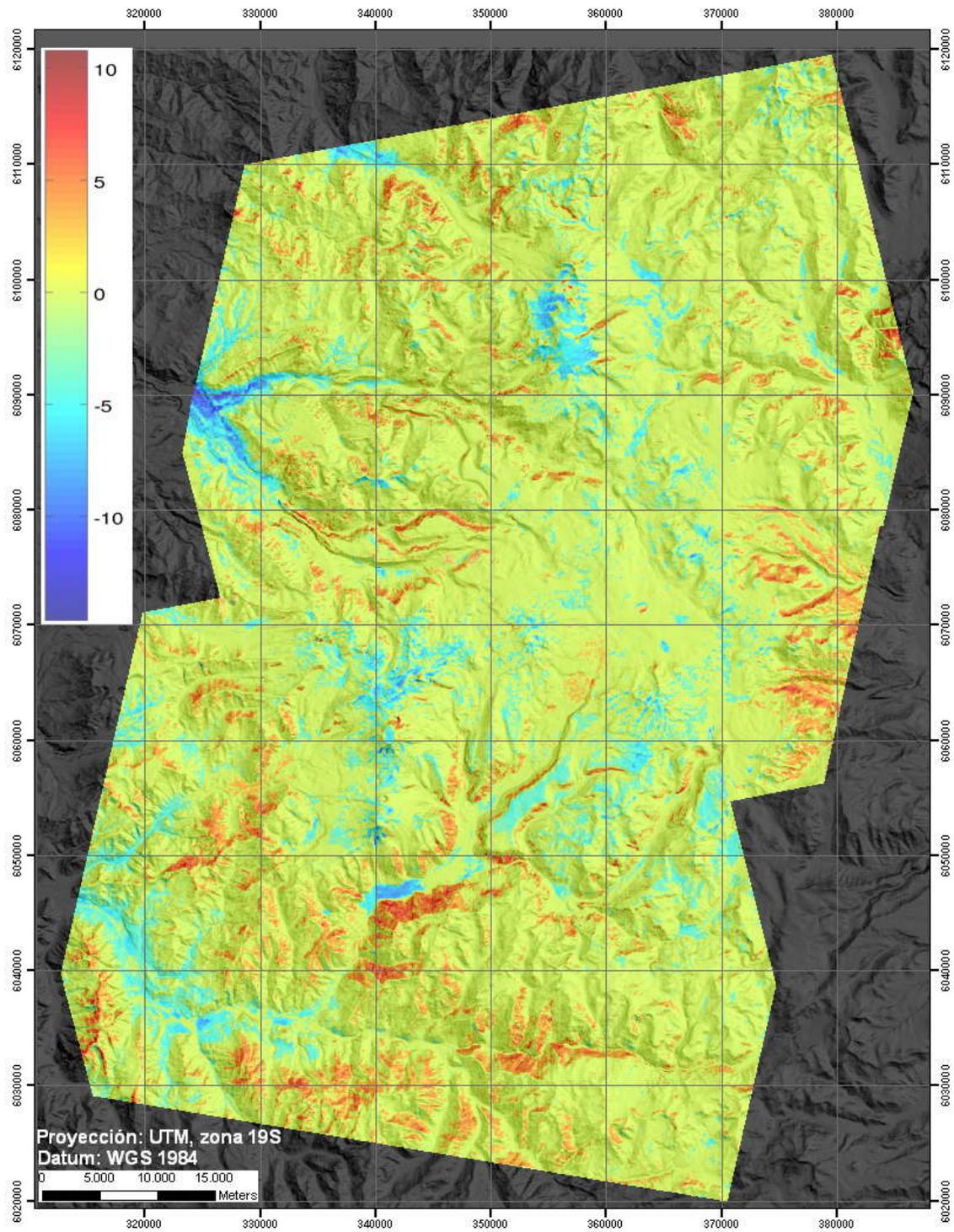


Figura 48: Contribución geotermal restringida a los percentiles del 20% y 80% más bajo y alto respectivamente. Escala de temperaturas en grados Celsius.

IV.4 Componentes de Tmod

A continuación se explican y comparan las componentes de Tmod: señal adiabática (*DEM contribution*) y solar (*Sun contribution*) con el fin de discriminar el aporte relativo de cada una respecto a Tmod.

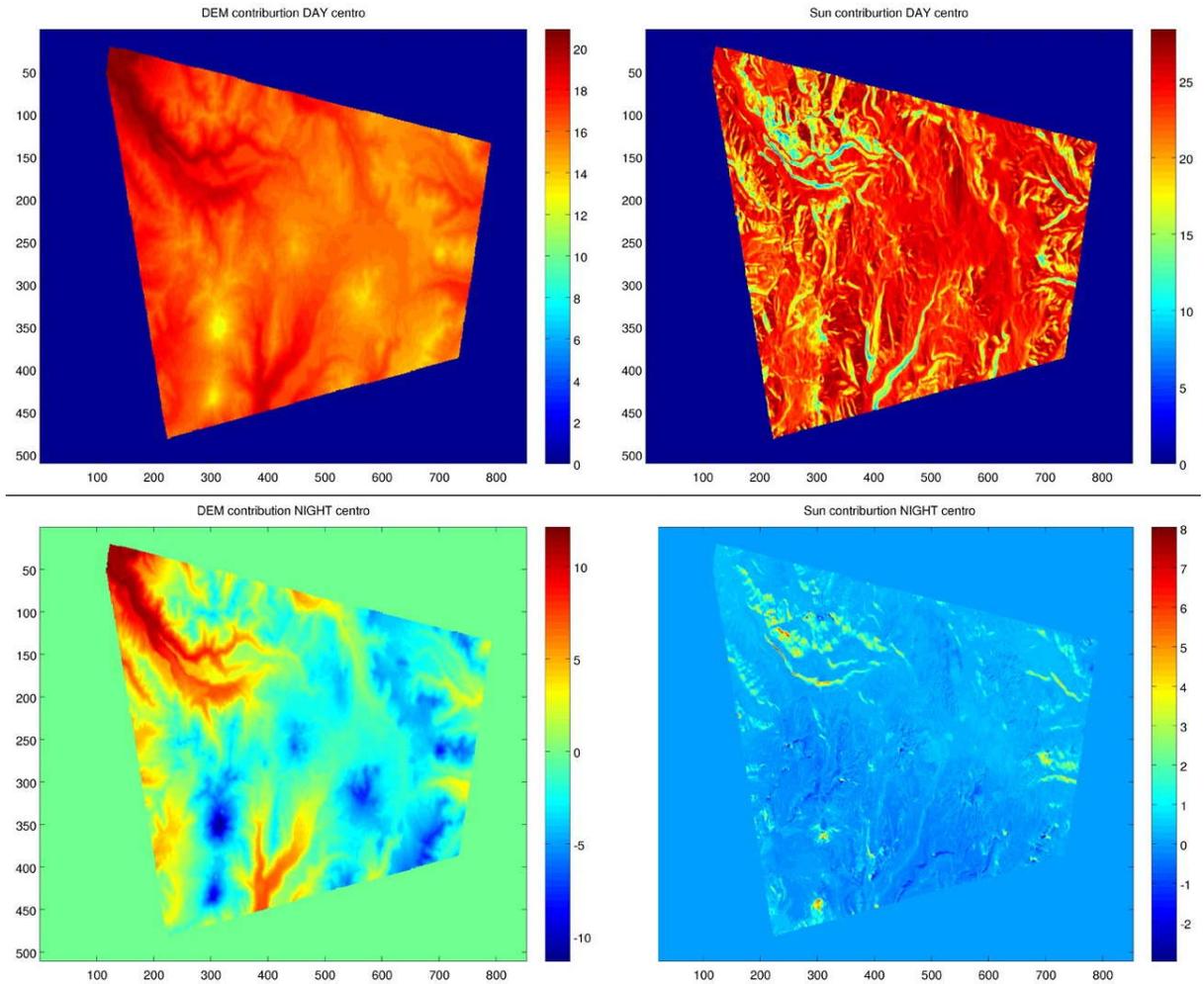


Figura 49: Tmod descompuesto en sus señales adiabática (*DEM contribution*) y solar (*Sun contribution*) para una zona en particular (1° y 2° columna respectivamente). En la 1° fila se muestra el procesamiento de imágenes diurnas y en la 2° de las imágenes nocturnas. Escala de temperaturas en grados Celsius.

IV.4.1 Contribución del Dem (Ga)

Se observa, tanto para el procesamiento de las imágenes nocturnas y diurnas (1° fila; Figura 49) que el modelo de elevación digital (DEM) intenta, en términos generales, reducir la temperatura más en bajos topográficos, como valles y quebradas, respecto a los altos topográficos. Esto se coherente con el enfriamiento que un gradiente adiabático normal provoca con el aumento de la altura; de este modo la componente termal del DEM busca minimizar las variaciones por dicho factor. Además, se aprecia tanto en la Figura 49 como en el resultado de ajuste de mínimos cuadrados (variable d1, Tabla 9) que la variación o gradiente termal por efecto de la temperatura se manifiesta mucho más en las imágenes nocturnas que en las diurnas:

Gradiente adiabático imagen diurna: 2,7 [°C/100 m]

Gradiente adiabático imagen nocturna: 7,4 [°C/100 m]

Gradiente adiabático normal en la atmósfera: 6,5 [°C/100 m]

IV.4.2 Contribución solar (Eq)

La imagen de contribución solar diurna es consistente con el hecho de que las laderas ENE son las que se calientan por el recorrido del sol desde que este sale hasta que la imagen solar es tomada (10 am; hora local), en consecuencia lo que esta imagen muestra es que la componente solar subtrae una mayor de temperatura de las laderas con exposición noreste por ser éstas las que absorben mayor cantidad de flujo solar radiativo. De manera análoga, pero inversa, las imágenes nocturnas de contribución solar muestran que las laderas WSW absorben una mayor cantidad de flujo solar, lo cual sigue siendo consistente con el recorrido del sol durante el día (Figura 16).

IV.4.3 Ordenes de magnitud: Gradiente adiabático versus contribución solar

Se observa que para las imágenes diurnas la contribución del DEM (T_S) y solar (T_{Q^*}) superan más que en el doble a las contribuciones nocturnas del mismo tipo. Esto tiene sentido considerando que el rango de temperaturas diurnas sin procesar es de $[0^\circ$ a $60^\circ]$ y el rango nocturno es de $[-10^\circ$ a $20^\circ]$.

Para el día, el aporte solar y adiabático es similar en magnitud. La distribución termal de T_S es bastante homogénea en toda la imagen, las variaciones termales son de 7° a 20° entre cimas y valles respectivamente. Para T_{Q^*} las variaciones son de 11° a 25° entre laderas con exposición solar ENE y el resto de ellas respectivamente.

Para la noche, T_S predomina en términos espaciales y de magnitud respecto a T_{Q^*} , sobretodo en valles y cimas en que las diferencia de T_S son de 20° . Las contribuciones solares para las imágenes nocturnas son bastantes acotadas espacialmente y se restringen a algunas laderas con orientación WSW.

A modo de conclusión, se puede deducir que para las imágenes nocturnas basta con un buen DEM para extraer DT. Sin embargo, para la imagen diurna es necesario extraer tanto los aportes solares como adiabáticos.

IV.5 Validación del modelo con anomalías conocidas

El objetivo de este capítulo es validar el método mediante la corroboración de anomalías termales en zonas que por inspección en terreno se conocen como manifestaciones geotermales. Entre ellas se chequearán en primer lugar cráteres, termas y finalmente la estructura de primer orden en la zona de estudio que es la falla del Novillo.

IV.5.1 Cráteres

Se observa en la Figura 50 que las contribuciones geotermales que arroja el modelo refleja de manera bastante precisa la presencia de cráteres y aún más la distribución de las anomalías asociados a ellos. Como se puede ver en la 1º columna de la Figura 50 el volcán Descabezado

Grande no presenta grandes anomalías al interior de su cráter; éstas se concentran en ladera NNE de la falda del mismo, a diferencia del volcán Planchón en el cual se pueden distinguir dentro del cráter mismo por lo menos 3 señales termales importantes. Además del reconocimiento de las anomalías termales asociadas a los volcanes mismos, se reconocen señales (recuadros verdes en la Figura 50) que no han sido exploradas y son de un orden de magnitud similar al de las calderas mismas.

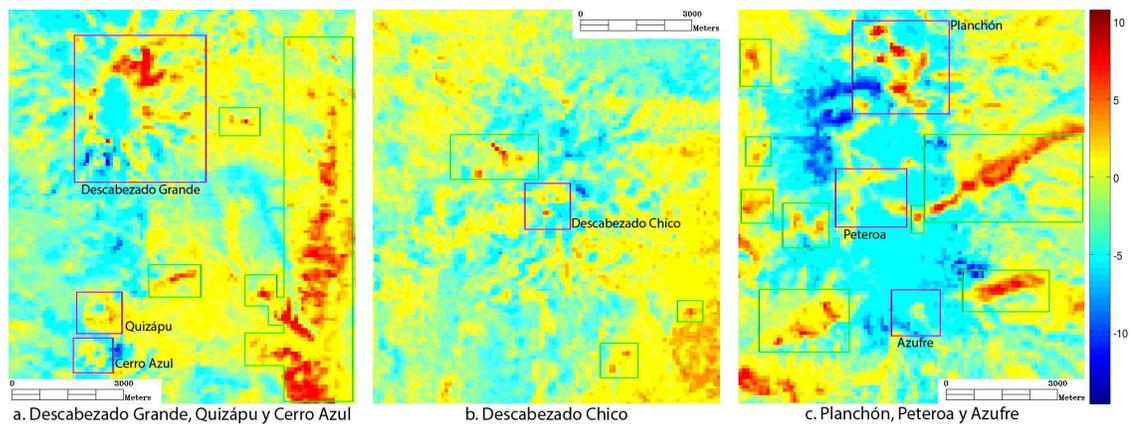


Figura 50: Imágenes de contribución geotermal (DT) para los cráteres de los 3 volcanes activos de la zona de estudio. En magenta se destacan los cráteres y en verde las anomalías que arroja el modelo y no han sido documentadas.

IV.5.2 Termas

El modelo es capaz de reconocer la gran mayoría de las manifestaciones termales que a priori se conocen en distintos lugares de la zona de estudio (Figura 51, Figura 52 y Figura 53)

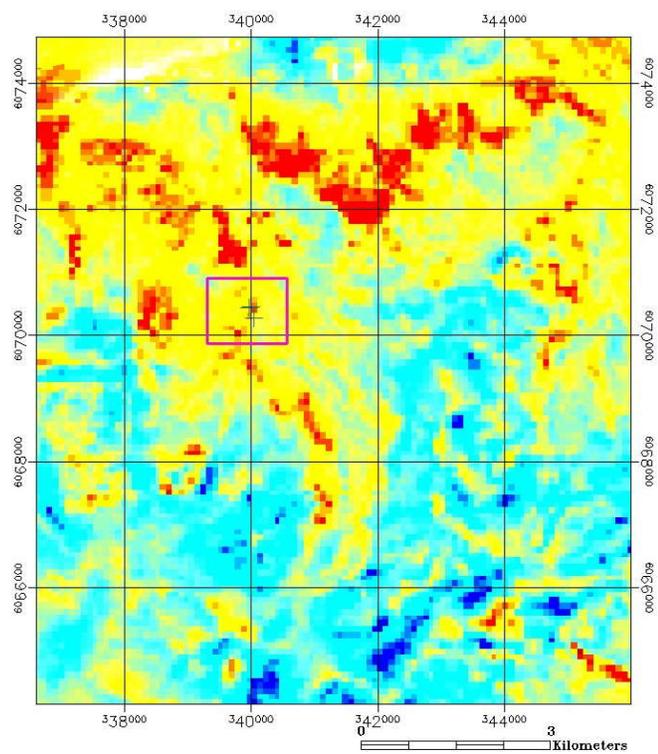


Figura 51: Termas del estero del Volcán

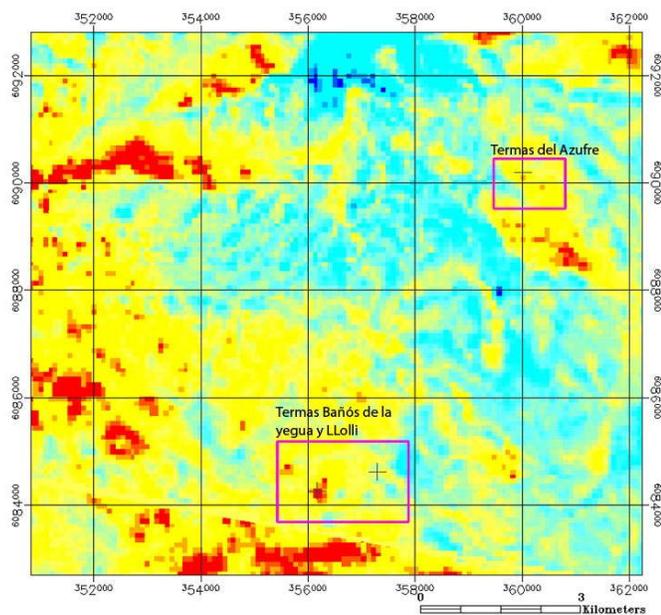


Figura 52: Termas del Azufre, LLOlli y Baños de la Yegua.

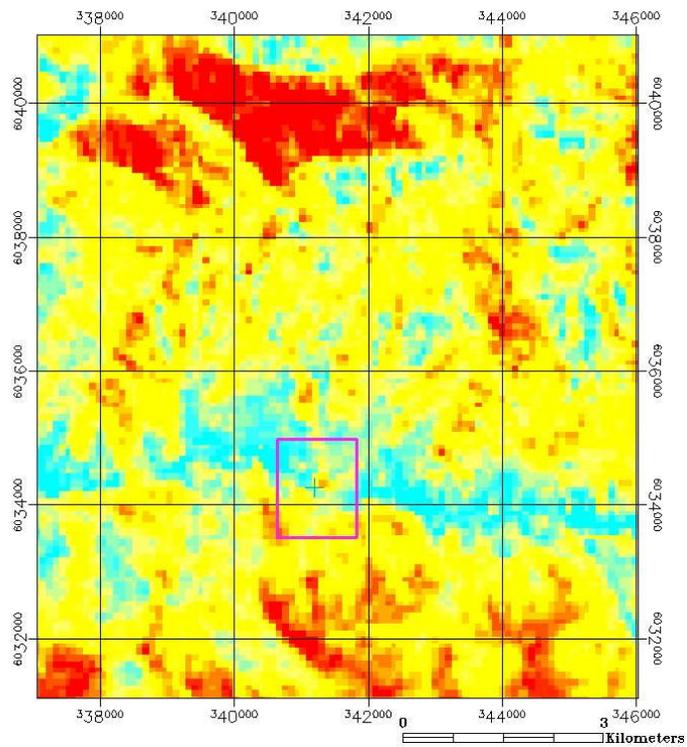


Figura 53: Termas del Médano

IV.5.3 Estructuras

Se observan varias manifestaciones termales asociadas a la traza de la falla el Novillo. Sin embargo no se logra apreciar una clara orientación en el eje de esta misma; por el contrario se ve un ordenamiento de las anomalías en sentido perpendicular a la traza de la falla.

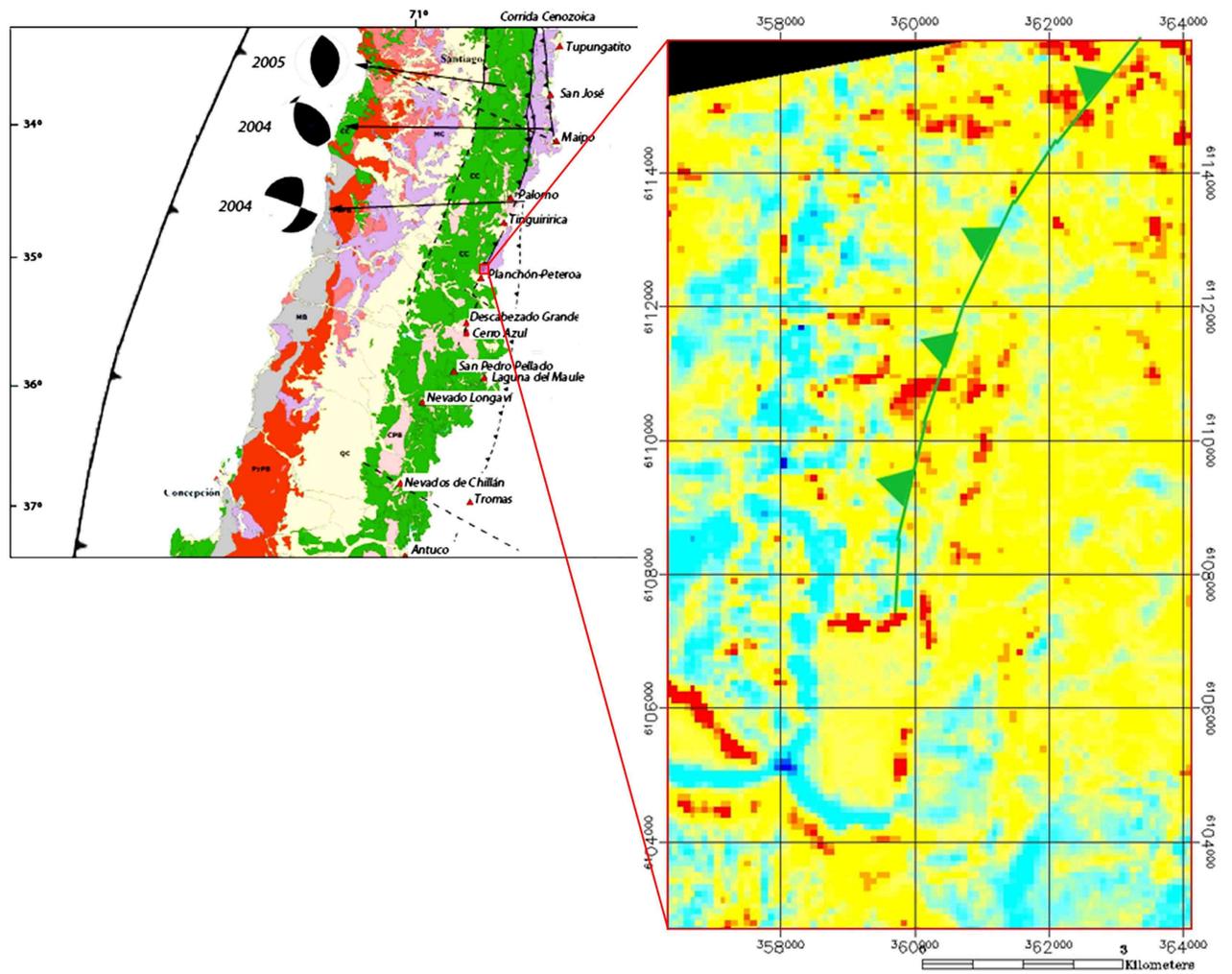


Figura 54: Anomalías termales asociadas a la falla del Novillo. Estructura en verde.

IV.6 Correlación entre mapeo de alteración hidrotermal y contribución geotermal

Para comparar la correlación entre dichas informaciones se considera solo la alteración argílica avanzada (Cap. III.2.2.1) por ser esta representativa de alteraciones de alta temperatura y por ser un tipo de alteración chequeada en terreno.

En la Figura 57 se aprecia en términos generales un a buena correlación entre las zonas de alteración y las anomalías termales. A grandes rasgos se aprecia (i) una zona donde existe un gap en las anomalías termales que coincide con la ausencia de alteración hidrotermal en la mayor parte de su extensión (Figura 55). Esta zona coincide en general con los depósitos volcánicos cuaternarios y la formación Pleistocena Sup. De Lomas Secas. Junto a ello (ii) existe una franja en el sector argentino que presenta una importante anomalía termal que presenta una correspondencia con un amplio sector de alteración con la misma orientación (Figura 56, área de color magenta). Del mismo modo, en el valle del Colorado, en que existen un sin número de alteraciones y manifestaciones hidrotermales chequeadas en terreno, se observa una buena correlación entre alteración y anomalía termal.

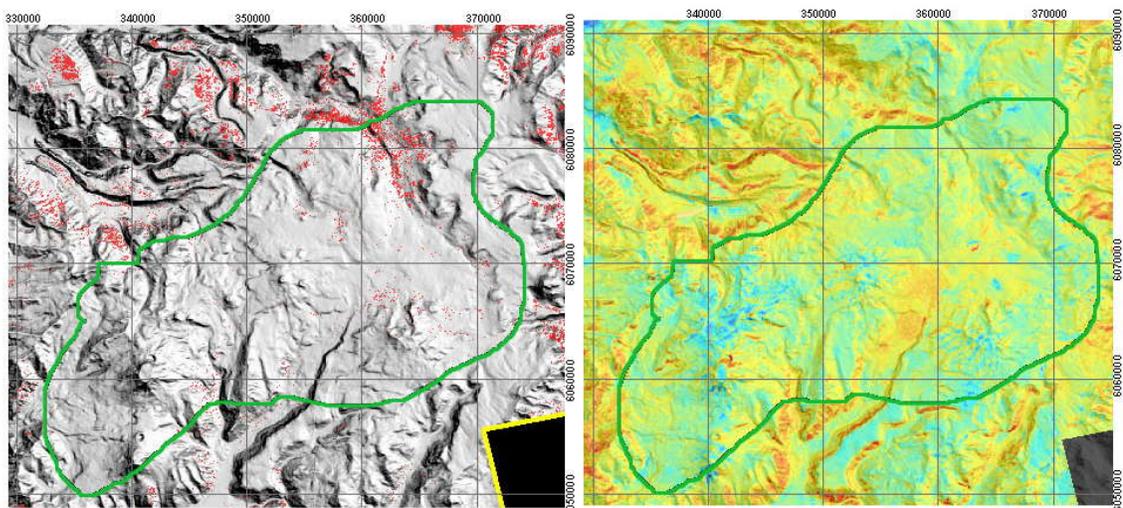


Figura 55: Zona de gap de alteración y anomalía termal.

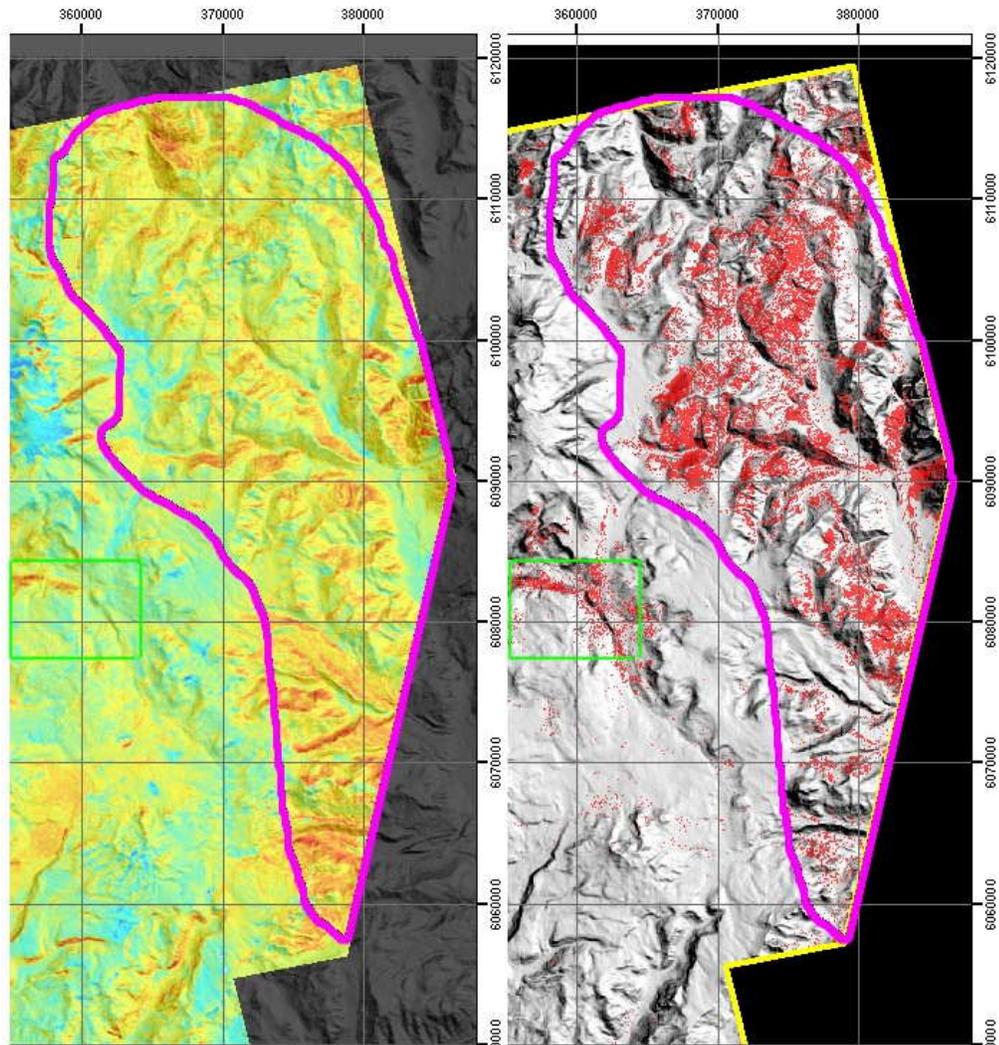
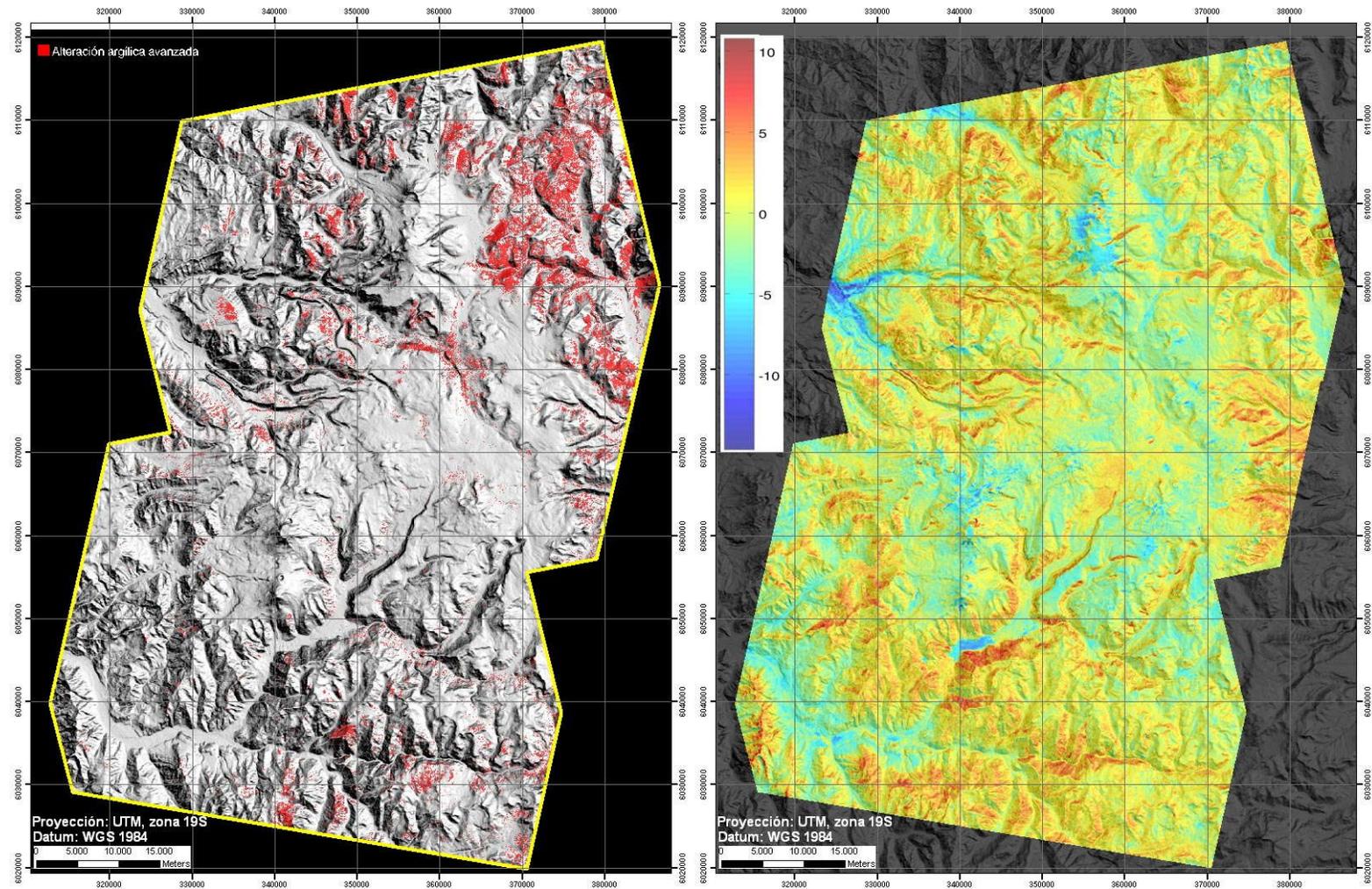


Figura 56: En magenta se destaca la correlación entre las zonas de alteración argílica avanzada y anomalías termales en franja argentina con orientación NNW. En verde claro se muestra la misma relación para las manifestaciones termales del valle del Río Colorado.

Figura 57: A la izquierda se ubica el mapa de alteración argílica avanzada y a la derecha mapa de contribución geotermal.



V Discusiones

V.1 Alcances del modelo: limitaciones y alcances

V.1.1 Limitaciones del sensor y el modelo

V.1.1.1 Resolución espacial y georeferenciación de las imágenes termal

La resolución espacial del producto Aster de temperatura cinética (Aster 08) es de 90 metros cuadrados por píxel. Esto se debe a que la imagen de temperatura cinética (Aster08) es generada a partir de un algoritmo aplicado al subsistema TIR (véase Cáp.VIII.2), lo cual es suficiente para reconocer anomalías térmicas generadas por un sistema geotermal asociadas a cámaras magmáticas de orden kilométrico, pero excluyente para las manifestaciones geotermales menores a 90 por 90 metros cuadrados. Sin embargo, existe un error inherente a la georeferenciación de las imágenes Aster. Las imágenes ASTER son proveídas con una georeferenciación bastante deficiente, que es utilizada para su localización regional, por lo cual siempre es necesario aplicar a las imágenes una segunda georeferenciación basada en información geográfica preestablecida. Se puede realizar una georeferenciación con un orden métrico en base a las imágenes de alta resolución del VNIR (proceso denominado coregistro) y luego aplicar dicha transformación a los subsistemas SWIR y TIR de manera equivalente sin aumentar el error, ya que entre las imágenes captadas por los 3 subsistemas no hay un descalce espacial considerable. El mayor error en la georeferenciación lo tienen las imágenes nocturnas. Esto se debe a que los subsistemas VNIR y SWIR no captan información nocturna por la ausencia de radiación en el espectro del visible y de onda corta. Por consiguiente, no se puede generar un coregistro y la única opción es referenciar una imagen termal de 90 metros, lo cual genera un error asociado del orden de decenas a una centena de metros. Además el método de propuesto de extracción de anomalías hidrotermales aparte de utilizar calibraciones de las imágenes con información empírica, su estadio final superpone la información espectral termal de los resultados diurnos y nocturnos, lo que en conjunto tiende a aumentar el error asociado a la falta de imágenes de alta resolución para el coregistro de la imagen nocturna.

V.1.1.2 Limitaciones dadas por las simplificaciones en el balance radiativo

Al realizar simplificaciones en la ecuación de balance radiativo (Cáp II: Balance Radiativo) se descartan ciertos procesos que implican una pérdida o ganancia de calor. Algunos de ellos son:

(i) Transporte de materia y calor asociada a los flujos de ríos y vientos descendentes/ascendentes en valles (Componente Sensible Advectiva y Convectiva (S))

Si bien la presencia de ríos esta espacialmente acotada a los valles, se observa en terreno la presencia de anomalías hidrotermales cercanas a ellos. Si bien se puede crear un algoritmo para cuantificar una tasa de transporte de calor para estos procesos, es imposible realizar una corrección por inercia termal dado que esta se basa en la suposición del equilibrio termodinámico en un período de 24 horas (Píxeles con anomalías negativas en Gráfico 2).

(ii) Evapo-transpiración y fotosíntesis, procesos vinculados a la vegetación (Componente Latente (L))

Los procesos de pérdida de calor asociados a la actividad diaria de la vegetación no son tan importantes relativo a los efectos solares y la contribución geotermal. En la zona de estudio, la cobertura vegetal se encuentra restringida a las cercanías de los ríos. En otras zonas, como el sur de Chile, casi toda la superficie se encuentra cubierta por vegetación.

V.1.2 Alcances del modelo

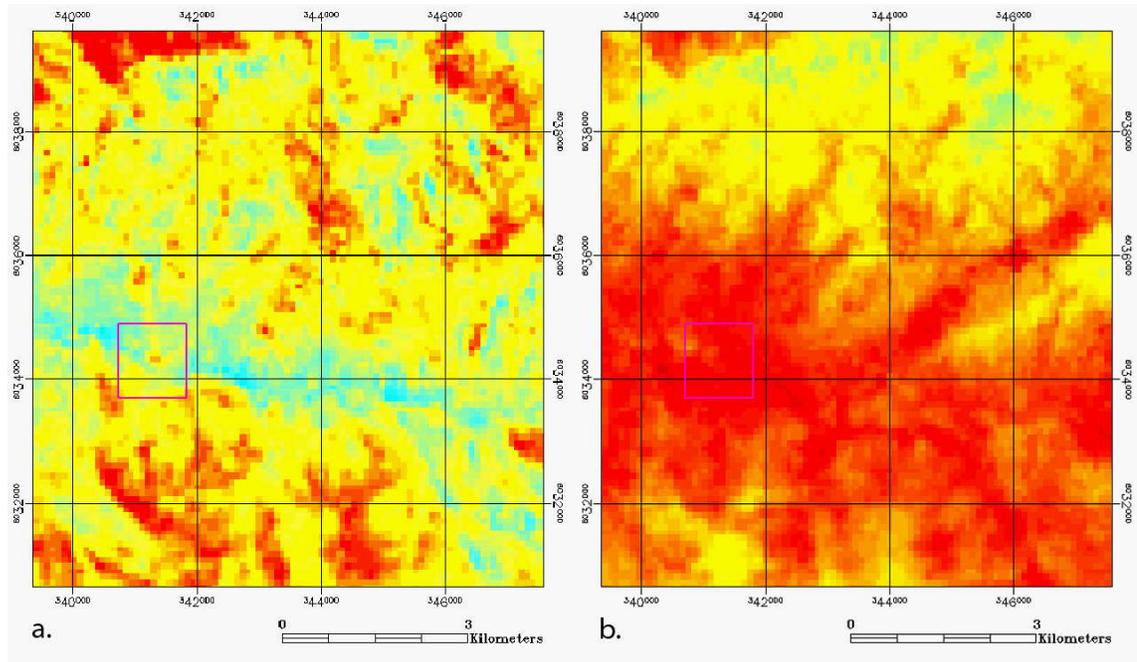
Gran parte de la componente termal ha sido substraída de las imágenes aster diurna y nocturna sin reducir la intensidad de la señal Geotermal.

Esto se puede apreciar a simple vista en las imágenes nocturnas, en que los valles han reducido considerablemente su homogeneidad termal alta, permitiendo despejar las anomalías termales que no son explicadas por la absorción solar, ni el gradiente adiabático. En la Figura 58.b se muestra la homogeneidad termal del valle del Río Maule producida en gran medida por el factor adiabático. Por ello las anomalías termales conocidas a priori no son distinguibles, como las termas del médano señaladas en magenta. En la Figura 58.a se muestra la imagen procesada con una señal termal mucho más acotada espacialmente y en la cual el método propuesto es capaz de limpiar el ruido termal para extraer las anomalías termales conocidas más otras zonas potenciales de manifestaciones hidrotermales.

El recorrido del sol hasta la posición en que fue adquirida la imagen satelital diurna muestra un calentamiento de las laderas noreste respecto al resto de la imagen (Figura 59.a). Dicho efecto es reducido considerablemente en la imagen procesada de contribución geotermal de forma que el algoritmo impuesto tiende a homogenizar las laderas de exposición opuesta (Figura 59.b).

De manera similar, las componentes termales productos de las variaciones de las propiedades intrínsecas de los materiales superficiales (albedo e inercia termal) son reducidas considerablemente en la imagen final (Figura 60).

Efecto adiabático



**Figura 58: a. Imagen procesada (Contribución Geotermal) y b. Imagen nocturna si procesar.
Polígono magenta delimita y destaca las termas del médano.**

Exposición de laderas

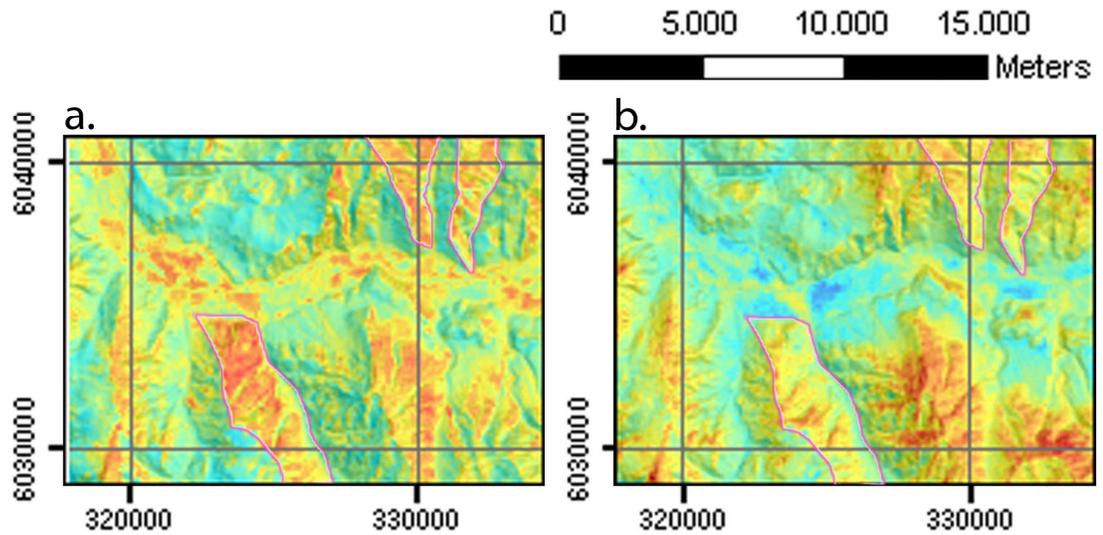


Figura 59: a. Imagen Aster08 diurna (sin procesar) y b. Contribución Geotermal (DT). Se delimita en magenta las laderas con exposición este.

Propiedades intrínsecas

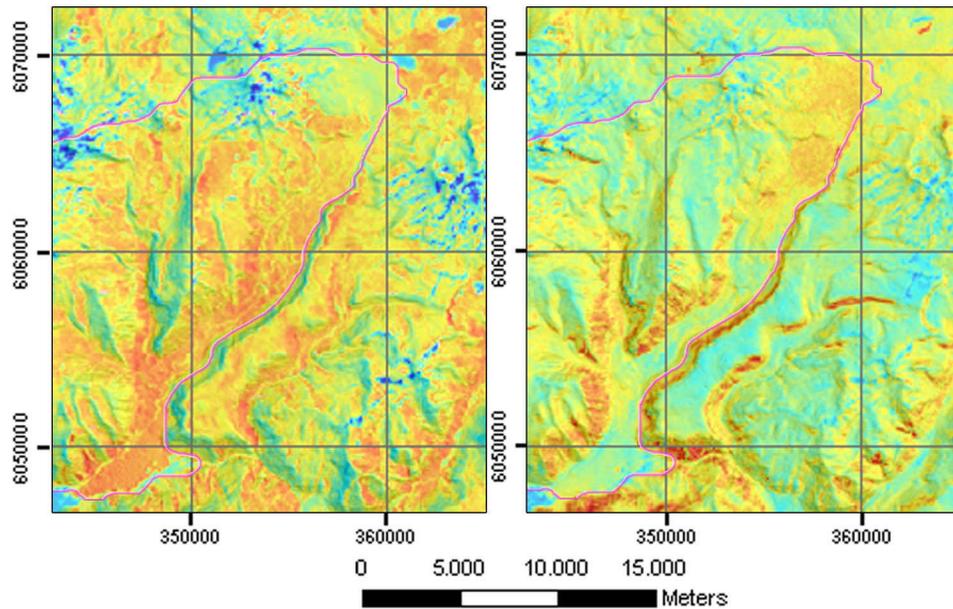


Figura 60: Imagen Aster08 diurna (sin procesar) y b. Contribución Geotermal (DT). Se delimita en magenta cuerpos de lava.

V.2 Significado físico de la temperatura obtenida

El proceso de múltiples subtracciones de componentes termales minimiza la influencia solar y atmosférica (Gradiente adiabático) en el balance radiativo. Luego, el residuo termal (DT) es una combinación de la contribución geotermal del sistema, de los factores no considerados en Tmod y de los residuos termales de los factores considerados que no son eliminados completamente a través del método.

El residuo termal generado es proporcional a la temperatura de la imagen no procesada (Aster 08). Por lo tanto, para hablar de la temperatura absoluta aportada por el sistema geotermal se requiere que las imágenes Aster08 estén calibradas con los datos termales in situ. En el caso de que las imágenes no estén calibradas, el resultado del proceso de subtracción mencionado será la contribución geotermal en términos relativos de la zona de estudio.

V.3 Interpretación de las anomalías termales en el contexto geológico.

La primera característica que resalta de la distribución espacial de las anomalías y alteraciones hidrotermales resultantes es que se distribuyen alrededor de los depósitos Pleistocenos de la Formación de Lomas Secas y el volcanismo cuaternario, los que a su vez sobreyacen el basamento mesozoico y Cenozoico (Cáp. IV.6: Correlación entre mapeo de alteración hidrotermal y contribución geotermal). Esta observación se corrobora con la distribución de las manifestaciones hidrotermales observadas en terreno, en que la mayoría de estas están asociadas a la Formación Lomas Secas o depósitos de alta permeabilidad como areniscas, conglomerados o brechas asociados principalmente a la Formación Estratos del Colorado.

Con esta distribución de las anomalías y alteraciones hidrotermales se sugieren dos posibles modelos que explican dicha configuración superficial: (i) Que el límite del gap de alteraciones y anomalías (Figura 55: Zona de gap de alteración y anomalía termal.) coincidiría con las estructuras que permitieron el colapso de la Caldera de Calabozos (Thompson et al., 1983; Grunder et al., 1987). Los fluidos hidrotermales utilizarían estas estructuras de colapso para ascender hasta la superficie o (ii) que los fluidos hidrotermales se transporten de manera horizontal por la interfaz entre la Formación Lomas Secas y las unidades subyacentes a ella. Los

fluidos seguirían un patrón de transporte convectivo. Estos al llegar a la interfaz permeable circularían horizontalmente hasta manifestarse en superficie.

Utilizando como base la relación entre tectónica y volcanismo propuestas por Cembrano (2009), en ambos modelos propuestos de circulación de fluidos hidrotermales, los flujos de magma que proveen el calor al sistema geotermal serían emplazados a través del sistema de faja plegada y corrida de Malargue, particularmente a través de la falla del Novillo (Cáp. 0: ZVS transicional. Sistemas estructurales y volcanismo (Figura 5)). Una de las evidencias de ello, es la orientación de los centros volcánicos sobre el eje de la traza de la estructura principal de la FPCM que separa los dominios de Cuenca de Abanico con la Cuenca de Neuquén. Específicamente, la cámara magmática se emplazaría utilizando posiblemente la interfaz entre alguna de las formaciones generando una geometría de tipo lapolítica. Para el modelo (ii) una vez establecida la fuente de calor; la circulación y percolación de aguas freáticas generaría sistemas de calentamiento convectivo. En este contexto las formaciones más recientes (Fm. Lomas Secas y volcanismo cuaternario) juegan el rol de “tapón del sistema de circulación”.

La elección de un modelo u otro es crítica en términos de la prospección Geotermal, ya que las zonas de ascenso de fluidos calientes se localizan en distintos sentidos. Por lo tanto la herramienta por sí sola no basta para resolver el problema geotermal en términos conceptuales. Evidencias extras para abarcar el problema espacial de la circulación de fluidos en sistemas hidrotermales, las provee el estudio geoquímica de las manifestaciones asociadas. Algunas relaciones básicas entre la química de aguas y el problema espacial de circulación de fluidos son: Aguas sulfato-ácidas en zonas de *upflow*, cloruradas en las partes periféricas del sistema (*outflow*) y un nivel intermedio entre ambas de aguas bicarbonatadas.

V.4 Relación entre alteración y anomalías termales superficiales.

La ausencia de alteraciones hidrotermales en presencia de una anomalía termal se puede explicar mediante la teoría de los sistemas hidrotermales “ciegos”, en los cuales el nivel freático no es lo suficientemente somero para generar manifestaciones hidrotermales superficiales como alteraciones hidrotermales, fumarolas o termas (Coolbaugh, 2007). En el caso contrario, es decir cuando existe una zona de alteración hidrotermal sin una señal termal superpuesta, puede ser

explicado mediante la circulación pasada de flujos calientes y que actualmente no afectan la zona de análisis.

V.5 Comparaciones entre modelos numéricos

La elección de un modelo u otro está condicionada por los factores geográficos de la zona de estudio. En el caso de la investigación aquí expuesta, perteneciente a una zona de alta montaña, es crítico utilizar un modelo que considere las variaciones en la altitud (cDEM_{sA} y cDEM_{cA}), que es del ordenes de miles de metro, en igual o mayor medida que las variaciones de la pendiente topográfica o el flujo solar absorbido en un período de 24 horas (Cáp. IV.4.1: Contribución del Dem (Ga)). En el peor de los casos, considerar variables que no sean influyentes en el balance radiativo de la zona de estudio particular, como por ejemplo un factor que corrija la altitud en una zona plana o procesos asociados a la vegetación en una zona desértica, deberían ser arrojadas como despreciables por el modelo mismo sin afectar las correcciones de las variables trascendentales del algoritmo.

VI Conclusiones

VI.1 Concreción de objetivos

El método propuesto es capaz de limpiar las imágenes de temperatura cinética Aster08, las cuales procesadas en conjunto son capaces de revelar información espectro termal que por separado no muestran.

Los filtros utilizados para extraer la señal geotermal del balance radiativo minimizan los efectos termales de los factores que se desean substraer, a grandes rasgos, estos son el (i) aporte termal solar y (ii) la transferencia calórica con la atmósfera. Dicha optimización se realiza sin disminuir la señal geotermal de fondo y los factores no considerados en el modelo (Cáp. V.1.1.2 : Limitaciones dadas por las simplificaciones en el balance radiativo).

VI.2 Aportes del modelo

Se ha introducido un factor de corrección de variaciones termales con la altitud (G_a , factor adiabático) que es preponderante en la corrección de las imágenes nocturnas (Cáp. IV.4 : Componentes de T_{mod}). Puesto que estas explican cerca del 70% (factor $W_n=0,7$ aprox.) de la componente termal de la anomalía final (DT) (Cáp. IV.1.2 : Corrección de Inercia termal) la introducción del factor adiabático es vital, también, para el modelo en general.

Varias anomalías termales documentadas están ubicadas en sectores de bajo relieve, cercanas generalmente a cursos de agua (Termas del Médano y Campanario en el sector de Río Maule). Se observa que sin la corrección del gradiente adiabático, las anomalías hidrotermales en valles y bajos topográficos son ocultadas por el efecto del calentamiento de los valles por su baja altitud (Figura 58).

Se ha aplicado un modelo que no requiere datos de calibración de terreno (cDEM_{cA} (Cáp.III.1.1.2.2)) que arroja resultados muy similares al modelo calibrado con datos de terreno y elegido como el definitivo (cDEM_{sA}), en términos de la distribución de los percentiles y valores

de temperatura. Esto es muy valioso, puesto que permite elaborar modelos sin las campañas de terreno que son las partes de la investigación que requieren más recursos y tiempo.

VI.3 Factores que deben ser considerados al aplicar el modelo

Los factores expuestos y corregidos durante el procesamiento de las imágenes satelitales, considerados influyentes en la ecuación de balance radiativo son suficientes para limpiar y extraer la señal geotermal, sobretodo en zonas con variaciones del relieve tan acusadas como la Cordillera de los Andes. Sin embargo, para zonas cubiertas de vegetación es necesario verificar si las variaciones en el balance radiativo, producto de los procesos fisiológicos, son importantes en el balance total. Si es así, deben ser cuantificadas de manera de corregir la componente termal que aportan.

Luego, la elección de un modelo u otro, es decir los factores consideradores en el balance radiativo están condicionados por los factores geográficos locales.

VI.4 Modelo expreso

Como se mencionó, la imagen nocturna aporta cerca del 70% de la componente termal final y gran parte del ruido que obscurece u oculta la componente geotermal en ella, es explicado por el efecto adiabático. Una forma simple y rápida de filtrar el efecto adiabático es mediante modelos de dispersión (Cáp. II.1.4: Gradiente Adiabático (Gráfico 1)) que representan una alternativa mucho más expresa en el procesamiento de extracción geotermal. Solo bastaría con un buen DEM y una imagen de temperatura cinética nocturna.

VI.5 Recomendaciones

A pesar de que se reduce considerablemente el ruido termal de las imágenes satelitales, no se pudo eliminar el 100% de los factores considerados en el balance radiativo y que ocultan la señal geotermal, particularmente el efecto de calentamiento de laderas con exposición solar. Algunas formas identificadas de mejorar el modelo son:

Solucionar el problema de la mala georeferenciación de las imágenes termal nocturnas producto de no existir un coregistro con alguna imagen de alta resolución. Este es el primer que se debe solucionar antes de buscar soluciones en el modelo mismo, puesto que a pesar de mejorar el modelo en sí, el error asociado a la carencia de la georeferenciación termal nocturna introduce un error espacial considerable.

Utilizar ecuaciones de balance radiativo más complejas, como ecuaciones diferenciales de transferencia calórica con el objeto de mejorar la precisión del modelo. Variar y mejorar las expresiones del factor de decaimiento y transmitancia (Cáp. III.1.2.3.2 (Gráfico 25)) con modelos atmosféricos más complejos.

Respecto a las mediciones en terreno se recomienda realizar mediciones de temperatura continuas en un período de 24 horas para una misma localidad mediante varios tipos de instrumentos. Particularmente se aconseja el uso de termocuplas y termómetro infrarrojo, con el objeto de tener el mayor control posible de esta variable. Para el albedo basta considerar el intervalo de tiempo del día en que la señal radiativa se estabiliza, lo cual ocurre entre las 9 y 19 (hora local).

Con el objeto de complementar el análisis termal y sacar el máximo provecho a las imágenes satelitales adquiridas en todo su espectro (Aster VNIR, SWIR y TIR), se aconseja realizar estudios de identificación alteración hidrotermal en el espectro del VNIR y SWIR

VI.6 Prospección Geotermal

El método expuesto es una excelente herramienta en la prospección geotermal, en primer orden, a escala regional de anomalías termal documentadas y no documentadas. Esto por:

La gran cobertura espacial que permiten las imágenes satelitales.

Bajos costos de implementación: imágenes satelitales Aster y mediciones in situ.

Por ser un método validado en varias partes del mundo (Nevada, USA. Coolbaugh et al., 2007).

De esta forma, la metodología propuesta a pesar de poder ser mejorada, permite la identificación y por lo tanto, el acceso a manifestaciones hidrotermales no documentadas (Figura 61 y Figura 62). Esto revela una gran importancia en términos de la comprensión y cuantificación de las

dinámicas asociadas a los sistemas volcánicos y geotermales. Ya que al considerar nuevas zonas de recopilación de las manifestaciones superficiales (termas y fumarolas) del sistema hidrotermal se restringe cada vez más y mejor los fenómenos que suceden en el subsuelo.

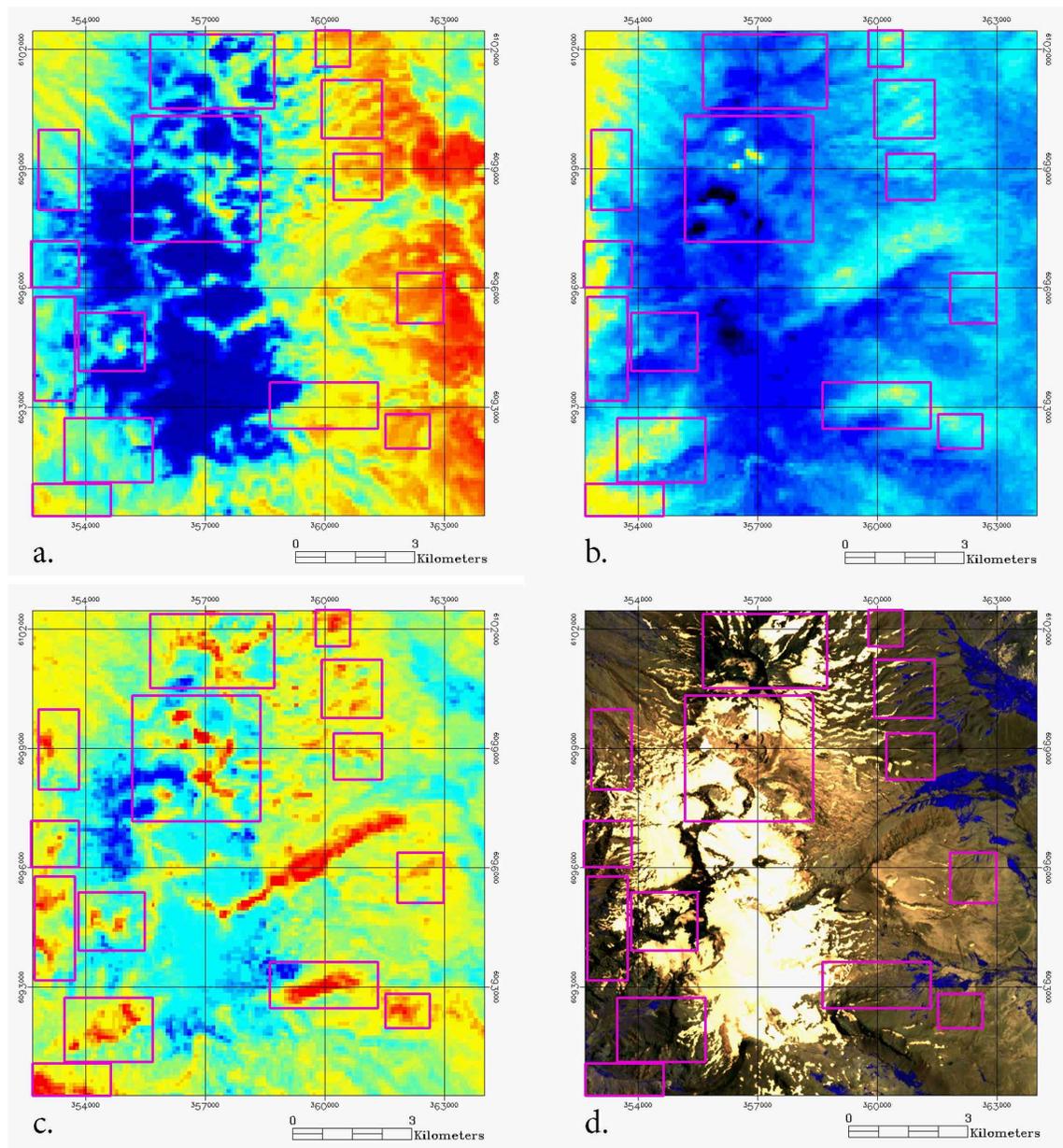


Figura 61: Zonas no documentadas de interés geotermal en el sector del Vn. Peteroa (polígonos magenta). a. Imagen Aster08 diurna (sin procesar), b. Imagen Aster08 nocturna (sin procesar), c. Imagen final procesada de contribución geotermal y d. Imagen AsterLIB, combinación de bandas RGB:123.

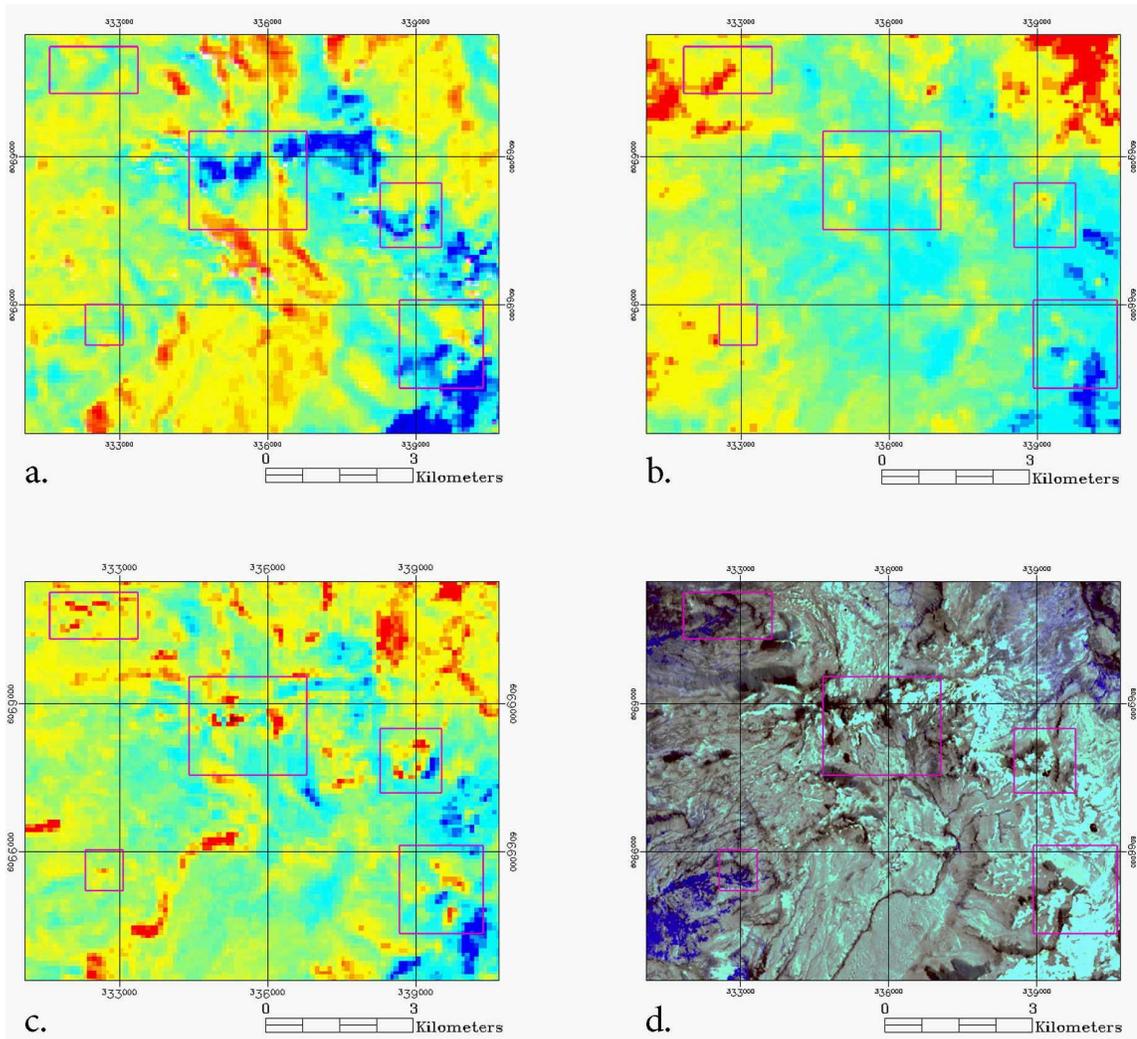


Figura 62: Zonas no documentadas de interés geotermal en el dominio del Vn. Descabezado Grande (polígonos magenta). a. Imagen Aster08 diurna (sin procesar), b. Imagen Aster08 nocturna (sin procesar), c. Imagen final procesada de contribución geotermal y d. Imagen AsterLIB, combinación de bandas RGB:123.

VII Referencias

Aguirre, L. (1960). "Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua." Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 9: 70 pp.

Bastiaanssen, W. G. M., Menenti, M., Feddes, R. A., & Holtslag, A. A. M. (1998). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1. Formulation. *Journal of Hydrology*, 212–213, 198–212.

Benavente O. (2010, en preparación) Análisis estructural del sector occidental de la Faja plegada y corrida de malargue em el área de Valle Grande, región del Maule, Chile (35°23`S). Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Cembrano, J. and L. Lara (2009). "The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review." *Tectonophysics* 471(1-2): 96-113.

Charrier, R., A. R. Wyss, et al. (1996). "New evidence for Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca Valley (35°s), central Chile." *Journal of South American Earth Sciences* 9(5-6): 393-422.

Charrier, R., M. Bustamante, et al. (2005). "The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift." *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen* 236(1-2): 43-77.

Charrier, R., O. Baeza, et al. (2002). "Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.)." *Journal of South American Earth Sciences* 15(1): 117-139.

Coolbaugh, M.F., C. Kratt, A. Fallacaro, W.M. Calvin, and J.V. Taranik (2007). Detection of geothermal anomalies using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) thermal infrared images at Brady's Hot Springs, Nevada, USA. *Remote Sensing of Environment* 106, p. 350-359.

- Davidson, J. (1971). TECTONICA y paleogeografía de la Cordillera Principal en el área de la Nacientes del Teno, Curicó, Chile. Departamento de Geología. Santiago, Universidad de Chile: 160.
- Elachi, C. (1987). Introduction to the physics and techniques of remote sensing (pp. 122–129). New York: John Wiley and Sons.
- Eneva, M., M. Coolbaugh (2009). Importance of Elevation and Temperature Inversions for the Interpretation of Thermal Infrared Satellite Images Used in Geothermal Exploration. *Geothermal Resources Council Transactions* 33, p. 467-470.
- Eneva, M., M. Coolbaugh, S. Bjornstad, and J. Combs (2007). Detection of surface temperature anomalies in the Coso geothermal field using thermal infrared remote sensing. *Geothermal Resources Council Transactions* 31, p. 335-340.
- Farias, M., D. Comte, et al. (2010). "Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building." *Tectonics* 29: 22.
- Fariás, M., R. Charrier, et al. (2008). "Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of Central Chile (33°-35°S)." *Tectonics*.
- Finlayson-Pitts, B. J., & Pitts, J. N. (2000). *Chemistry of the upper and lower atmosphere* (pp. 53–60). San Diego, CA: Academic Press.
- Fock, A., R. Charrier, et al. (2006). "Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico." *Asociación Geológica Argentina, Serie Publicación Especial* 6(48-55).
- Franzese, J. R., G. D. Veiga, et al. (2006). "Tectonostratigraphic evolution of a Mesozoic graben border system: the Chachil depocentre, southern Neuquen Basin, Argentina." *Journal of the Geological Society* 163: 707-721.
- Giambiagi, L., M. Ghiglione, et al. (2009). "Kinematic models of basement/cover interaction: Insights from the Malargue fold and thrust belt, Mendoza, Argentina." *Journal of Structural Geology* 31(12): 1443-1457.
- Gillespie, A., Rokugawa, S., Matsunaga, T., Cothorn, J. S., Hook, S., & Kahle, A. B. (1998). A temperature and emissivity separation algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission

and Reflection Radiometer (ASTER) Images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36, 1113–1126.

González, F. O. and M. Vergara (1961). Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. Departamento de Geología. Santiago, Universidad de Chile: 102.

Green, A.A., M.D. Craig, (1985). Analysis of aircraft spectrometer data, with logarithmic residuals, Proceedings of the Airborne Imaging Spectrometer Data Analysis Workshop, April 8-10, G. Vane and A. Goetz editors, JPL, pp111-119.

Grunder, A. L. (1987). "Low $\delta^{18}\text{O}$ silicic volcanic rocks at the Calabozos caldera complex, southern Andes." *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95(1): 71-81.

Grunder, A. L. and G. A. Mahood (1988). "Physical and Chemical Models of Zoned Silicic Magmas: The Loma Seca Tuff and Calabozos Caldera, Southern Andes." *Journal of Petrology* 29(4): 831-867.

Grunder, A. L., J. M. Thompson, et al. (1987). "The hydrothermal system of the Calabozos caldera, central Chilean Andes." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 32(4): 287-298.

Grunder, A.L., Thompson, J.M. and Hildreth, W.(1987). The hydrothermal system of the Calabozos caldera, central Chilean Andes. *J. Volcano i. Geotherm. Res.*, 32: 287-298.

Hildreth, W. and R. E. Drake (1992). "Volcán Quizapu, Chilean Andes." *Bulletin of Volcanology* 54(2): 93-125.

Hildreth, W. E. S., A. L. Grunder, et al. (1984). "The Loma Seca Tuff and the Calabozos caldera: A major ash-flow and caldera complex in the southern Andes of central Chile." *Geological Society of America Bulletin* 95(1): 45-54.

Jordan, T. E., B. L. ISACKS, et al. (1983). "Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate." *Geological Society of America Bulletin* 94(3): 341-361.

Klohn, C. (1960). "Geología de la Cordillera de los Andes Centrales, provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó." *Instituto de Inverstigaciones Geológicas* 8.

- Piquer, J., J. C. Castelli, et al. (2010). "El Cenozoico del alto río Teno, Cordillera Principal, Chile central: estratigrafía, plutonismo y su relación con estructuras profundas." *Andean geology* 37: 32-53.
- Tapia F. (2010, en preparación). Estudios del sistema hidrotermal asociado a los complejos volcánicos Planchón Peteroa y Descabezado Grande. Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Thompson, J. M., A. L. Grunder, et al. (1983). "Selected Chemical Analyses and Geothermometry of Hot Spring Waters from the Calabozos Caldera, Central Chile." *Geothermal Resources Council* 7.
- Tormey, D. R., F. A. FREY, et al. (1995). "Geochemistry of the Active Azufre-Planchon-Peteroa Volcanic Complex, Chile (35°15'S): Evidence for Multiple Sources and Processes in a Cordilleran Arc Magmatic System." *Journal of Petrology* 36(2): 265-298.
- Tucker, C.J (1979). Red and Photographic Infrared Linear Combinations for Monitoring Vegetation. *Remote Sensing of the Environment* 8:127-150.
- Uyeda, S. and H. Kanamori (1979). "Back-Arc Opening and the Mode of Subduction." *J. Geophys. Res.* 84(B3): 1049-1061.
- Vergara, M., Drake, R., 1978. Edades potasio argón y su implicancia en la geología regional de Chile. *Departamento de Geología, Universidad de Chile Commun.*, 23, p. 1-11.

VIII Anexos

VIII.1 Perspectiva energética de la Geotermia

Para entender la importancia que tiene el desarrollo de energías alternativas para las necesidades humanas reales y no especulativas de la población Chilena, en particular la energía Geotérmica, se muestran datos extraídos del Consejo Nacional de Energía respecto a la producción, consumo y distribución del total de las fuentes energéticas de Chile.

VIII.1.1 Producción energética

La capacidad instalada energética de Chile es aproximadamente de 13098,60 MW (Comisión nacional de Energía, CNE 2008) de la cual la mayoría es producida por plantas termoeléctricas (62,2%) e Hidroeléctricas (37,6%) y a su vez distribuidas a partir de 3 sistemas interconectados: el SIC (Sistema Interconectado Central), SING (Sistema Interconectado del Norte Grande) y el Sistema de Magallanes y Antártica. (Tabla 10: Capacidad Total Instalada en los Sistemas Interconectados. CNE, 2008; Tabla 11: Tipos de Central y Potencia Instalada. CNE, 2008)

Sistema Interconectado	Potencia Instalada (MW)	Porcentaje
SIC	9347,59	71,36
SING	3601,86	27,50
Magallanes	98,71	0,75
Aysén	50,45	0,39
	13098,60	100,00

Tabla 10: Capacidad Total Instalada en los Sistemas Interconectados. CNE, 2008

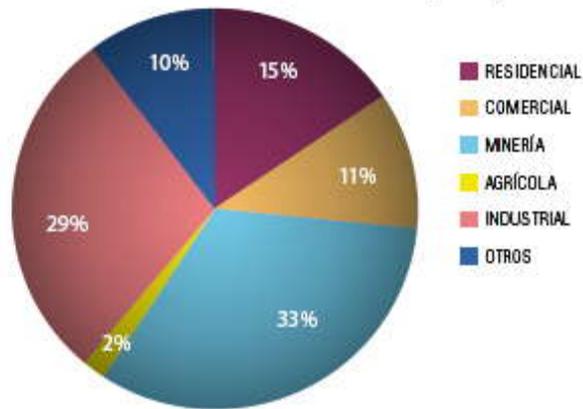
Tipo de Central	Potencia Instalada (MW)	Porcentaje
Termoeléctricas	8182,37	62,24
Hidroeléctricas	4943,20	37,60
Renovables	1,98	0,02
Eólicas	18,20	0,14
	13145,75	100,00

Tabla 11: Tipos de Central y Potencia Instalada. CNE, 2008

VIII.1.2 Distribución del Consumo energético

El Consumo de Energía ha tenido un constante crecimiento durante la última década, partiendo de un nivel de 31.728 Gwh en el año 1997, con un crecimiento de 82,94% el 2007. El aumento en el consumo de energía eléctrica es explicado básicamente por dos sectores, Minería e Industria Manufacturera. La distribución de energía total no ha variado en cuanto a su destino, siendo el principal cliente la industria minera con una participación del 32 % (no presenta fluctuación hace dos décadas) e Industria Manufacturera con 28% y 27% para los periodos 1997 y 2007, respectivamente. (INE, 2008)

Participación por Destino de la Distribución de Energía Eléctrica (Gwh) 2007



FUENTE: INE

Figura 63: Distribución del consumo energético

La participación de la energía Geotérmica al abastecimiento energético del País es marginal a pesar de ser un medio renovable a escala humana, limpio y amigable con el medio ambiente natural y social, y sobre todo por ser los Andes uno de los lugares con mayor potencial Geotérmico del Planeta Tierra (Los Andes Chilenos tendrían un potencial del orden de varios de miles MWt, Lahsen, 1988). Es por ello que el departamento de Geología, a través de un equipo de investigación, ha puesto en marcha una serie de esfuerzos destinados a potenciar el conocimiento geológico en el área del entendimiento de los sistemas geotermales y volcánicos y es aquí donde este trabajo en particular pretende ser un aporte como herramienta de visualización de primer orden en el constreñimiento superficial del sistema geotermal.

VIII.2 Productos Aster

Especificación de las características de cada producto:

ASTERL1B: “Radianza registrada en el sensor”

El producto ASTERL1B contiene datos radiométrica y geométricamente co-registrados para los canales o subsistemas de los 3 diferentes telescopios de la imagen ASTERL1A. El producto

ASTERL1B se genera aplicando una calibración radiométrica y la ponderación por coeficientes geométricos de corrección al producto ASTERL1A.

Data Set Characteristics

<i>Area</i>	<i>~60 km x 60 km</i>
<i>Image Dimensions - VNIR</i>	<i>4200 rows x 4980 columns</i>
<i>Image Dimensions - VNIR (3B)</i>	<i>4600 rows x 4980 columns</i>
<i>Image Dimensions - SWIR</i>	<i>2100 rows x 2490 columns</i>
<i>Image Dimensions - TIR</i>	<i>700 rows x 830 columns</i>
<i>File Size Total</i>	<i>118 MB</i>
<i>File Size - VNIR (1, 2, 3N)</i>	<i>~60 MB</i>
<i>File Size - VNIR (3B)</i>	<i>~22 MB</i>
<i>File Size - SWIR (4 through 9)</i>	<i>~30 MB</i>
<i>File Size - TIR (10 through 14)</i>	<i>~6 MB</i>
<i>Spatial Resolution - VNIR</i>	<i>15 m</i>
<i>Spatial Resolution - SWIR</i>	<i>30 m</i>
<i>Spatial Resolution - TIR</i>	<i>90 m</i>
<i>Projection</i>	<i>Universal Transverse Mercator (UTM)</i>
<i>Data Format</i>	<i>HDF-EOS or GeoTIFF</i>
<i>Vgroup Data Fields</i>	<i>15</i>

Layers

VNIR (15 Meters) Rotation

<i>Vgroup</i>	<i>Data Fields/ Units</i>	<i>Data Type</i>	<i>Valid Range</i>	<i>Telescope Pointing Capability</i>
<i>Spectral Range (µm)</i>				
<i>Band 1 (0.52–0.60)</i>	<i>w/m2/sr/µm</i>	<i>8-bit unsigned integer</i>	<i>0–255</i>	<i>+/-24</i>
<i>Band 2 (0.63–0.69)</i>	<i>w/m2/sr/µm</i>	<i>8-bit unsigned integer</i>	<i>0–255</i>	<i>+/-24</i>

<i>Band 3N (0.78–0.86)</i>	<i>w/m²/sr/μm</i>	<i>8-bit unsigned integer</i>	<i>0–255</i>	<i>+/-24</i>	
<i>Band 3B (0.78–0.86)</i>	<i>w/m²/sr/μm</i>	<i>8-bit unsigned integer</i>	<i>0–255</i>	<i>+/-24</i>	
<i>SWIR (30 Meters) Rotation</i>					
<i>Vgroup</i>	<i>Data</i>	<i>Fields/ Units</i>	<i>Data Type</i>	<i>Valid Range</i>	<i>Telescope</i>
<i>Spectral Range (μm)</i>					<i>Pointing</i>
					<i>Capability</i>
<i>Band 4 (1.600–1.700)</i>	<i>w/m²/sr/μm</i>	<i>8-bit unsigned integer</i>	<i>0–255</i>	<i>+/-8.55</i>	
<i>Band 5 (2.145–2.185)</i>	<i>w/m²/sr/μm</i>	<i>8-bit unsigned integer</i>	<i>0–255</i>	<i>+/-8.55</i>	
<i>Band 6 (2.185–2.225)</i>	<i>w/m²/sr/μm</i>	<i>8-bit unsigned integer</i>	<i>0–255</i>	<i>+/-8.55</i>	
<i>Band 7 (2.235–2.285)</i>	<i>w/m²/sr/μm</i>	<i>8-bit unsigned integer</i>	<i>0–255</i>	<i>+/-8.55</i>	
<i>Band 8 (2.295–2.365)</i>	<i>w/m²/sr/μm</i>	<i>8-bit unsigned integer</i>	<i>0–255</i>	<i>+/-8.55</i>	
<i>Band 9 (2.360–2.430)</i>	<i>w/m²/sr/μm</i>	<i>8-bit unsigned integer</i>	<i>0–255</i>	<i>+/-8.55</i>	
<i>TIR (90 Meters) Rotation</i>					
<i>Vgroup</i>	<i>Data</i>	<i>Fields/ Units</i>	<i>Data Type</i>	<i>Valid Range</i>	<i>Telescope</i>
<i>Spectral Range (μm)</i>					<i>Pointing</i>
					<i>Capability</i>
<i>Band 10 (8.125–8.475)</i>	<i>w/m²/sr/μm</i>	<i>16-bit unsigned integer</i>	<i>0–65535</i>	<i>+/-8.55</i>	
<i>Band 11 (8.475–8.825)</i>	<i>w/m²/sr/μm</i>	<i>16-bit unsigned integer</i>	<i>0–65535</i>	<i>+/-8.55</i>	
<i>Band 12 (8.925–9.275)</i>	<i>w/m²/sr/μm</i>	<i>16-bit unsigned integer</i>	<i>0–65535</i>	<i>+/-8.55</i>	
<i>Band 13 (10.25–10.95)</i>	<i>w/m²/sr/μm</i>	<i>16-bit unsigned integer</i>	<i>0–65535</i>	<i>+/-8.55</i>	
<i>Band 14 (10.95–11.65)</i>	<i>w/m²/sr/μm</i>	<i>16-bit unsigned integer</i>	<i>0–65535</i>	<i>+/-8.55</i>	

ASTER07: “Reflectancia superficial”

Descripción del VNIR y el SWIR

El producto ASTER07/VNIR es una imagen de alto nivel que contiene data en el infrarrojo visible y cercano corregida atmosféricamente. Es generada a partir de las 3 bandas del VNIR del producto ASTERL1B.

La corrección atmosférica implica establecer la relación entre la radiación/reflectancia de la superficie y la radiación producto de las características de dispersión y absorción proveniente

del tope de la atmósfera (TOA). Una vez que se establece dicha relación, se utiliza para convertir los valores de radianza del VNIR de la imagen original (L1B) en valores de reflectancia y radianza superficiales atmosféricamente corregidos. El algoritmo de corrección atmosférica para el VNIR está basado en una tabla Look-up (LUT) que utiliza los resultados de una iteración del tipo Gauss-Seidel del Código de transferencia radiativa.

Data Set Characteristics

VNIR

<u>Area</u>	<u>~60 km x 60 km</u>
<u>Image Dimensions</u>	<u>4200 rows x 4980 columns</u>
<u>File Size</u>	<u>180 MB</u>
<u>Spatial Resolution</u>	<u>15 m</u>
<u>Projection</u>	<u>Universal Transverse Mercator (UTM)</u>
<u>Data Format</u>	<u>HDF-EOS or GeoTIFF</u>
<u>Vgroup Data Fields</u>	<u>3</u>

SWIR

<u>Area</u>	<u>~60 km x 60 km</u>
<u>Image Dimensions</u>	<u>2100 rows x 2490 columns</u>
<u>File Size</u>	<u>~75 MB</u>
<u>Spatial Resolution</u>	<u>30 m</u>
<u>Projection</u>	<u>Universal Transverse Mercator (UTM)</u>
<u>Data Format</u>	<u>HDF-EOS or GeoTIFF</u>
<u>Vgroup Data Fields</u>	<u>5</u>

VNIR (15 Meters)

<u>Vgroup</u>	<u>Data Fields/ Units</u>	<u>Data Type</u>	<u>Valid Range</u>	<u>Band Scale Factor</u>
<u>Spectral Range (µm)</u>				
<u>Band 1</u>	<u>(0.52–0.60)</u>	<u>none</u>	<u>16-bit signed integer</u>	<u>0–1000</u>
				<u>0.001</u>

Band 2 (0.63–0.69) none 16-bit signed integer 0–1000 0.001

Band 3N (0.78–0.86) none 16-bit signed integer 0–1000 0.001

SWIR (30 Meters)

Vgroup **Data** **Fields/** **Units** **Data Type** **Valid Range** **Band Scale Factor**

Spectral Range (µm)

Band 4 (1.600–1.700) none 16-bit signed integer 0–1000 0.001

Band 5 (2.145–2.185) none 16-bit signed integer 0–1000 0.001

Band 6 (2.185–2.225) none 16-bit signed integer 0–1000 0.001

Band 7 (2.235–2.285) none 16-bit signed integer 0–1000 0.001

Band 8 (2.295–2.365) none 16-bit signed integer 0–1000 0.001

Band 9 (2.360–2.430) none 16-bit signed integer 0–1000 0.001

ASTER08: “Temperatura cinética”

El producto ASTER08 es un producto generado utilizando las 5 bandas termales del infrarojo (TIR) adquiridas durante el día o la noche, que abarcan un intervalo de longitud de onda entre los 8-12 µm. Contiene píxeles con información de temperatura superficial a una resolución espacial de 90 [m]. La temperatura como dato nos provee información vital en el estudio del volcanismo, inercia termal, energía superficial, entre otros.

El producto se obtiene con el mismo algoritmo que genera el producto de emisividad superficial: “Separación de Temperatura y Emisividad” (TES. Gillispie, 1998), el que se basa en la estimación de las emisividades en los canales del TIR usando el Método de emisividad normalizada (NEM). Estas estimaciones son luego utilizadas junto a la Ley de Kirchoff para dar cuenta de la radianza liberada por el sustrato en el espectro del TIR debido a la irradianza del cielo. Esta radianza es substraída iterativamente de la irradianza en los canales termales infrarrojos para estimar la radianza emitida, desde la cual se puede calcular la temperatura utilizando el módulo NEM.

Data Set Characteristics

<u>Area</u>	<u>~60 km x 60 km</u>
<u>Image Dimensions</u>	<u>700 rows x 830 columns</u>
<u>File Size</u>	<u>~4 MB</u>
<u>Spatial Resolution - TIR</u>	<u>90 m</u>
<u>Units</u>	<u>(K) (T multiplied by 0.1)</u>
<u>Projection</u>	<u>Universal Transverse Mercator (UTM)</u>
<u>Data Format</u>	<u>HDF-EOS or GeoTIFF</u>
<u>Vgroup Data Fields</u>	<u>Surface Radiance: 1</u>

TIR (90 Meters)

<i>Vgroup</i>	<i>Data</i>	<i>Fields/ Units</i>	<i>Data Type</i>	<i>Valid Range</i>	<i>Band Scale Factor</i>
	<i>Spectral Range (m)</i>				
	<i>1 composite temperature image</i>	<i>K</i>	<i>16-bit unsigned integer</i>	<i>200–3200</i>	<i>0.1</i>

VIII.3 Especificaciones del termómetro infrarrojo portátil⁷

Especificaciones	
Modelo	OAKTON TempTestr IR
Rango de temperatura	-18 to 260°C (0 to 500°F)
Accuracy	±2% or ±2°C (±3°F) at 25°C (77°F)
Repitibilidad	±2% or ±2°C (±3°F) at 25°C (77°F)
Tiempo de respuesta	500 mSec, 95% response
Respuesta espectral	8–18 µm
Emisividad preseada	0,95
Rango de operación ambiental	0 to 50°C (32 to 120°F)
Humedad relativa	10–95% RH noncondensing, @ up to 30°C (86°F)

⁷ Extraído desde Web: <http://www.4oakton.com/Manuals/Temperature/TempTestr%20IR%20mnl.pdf>

<i>Storage temperature</i>	-25° to 65°C (-13° to 150°F) without battery
<i>Peso/ Dimensiones</i>	227 g/0.5 lb / 184 x 45 x 38 mm (7.25 x 1.75 x 1.5 in)
<i>Power</i>	9V Alkaline or NiCad battery
<i>Battery life (Alkaline)</i>	All Models: 80 hrs
<i>Laser Models:</i>	23 hrs @ 50% use with laser
<i>Distance to Spot Size</i>	6:01

VIII.4 Detalles de los datos de terreno

VIII.4.1 Datos terreno: Sector Norte, período de Marzo 2010

Litología	E	N	Intervalo día/fracción		Mes	Día	Hora	Observación	Día Juliano
Tobas de Lomas Secas	361310	6070251	72,8333	73,4355	Marzo	13	20:02	Le daba sombra al piranómetro down . En el punto de las 9:00 se corrige esta anomalía.	72
					Marzo	14	8:45		73
					Marzo	14	9:00		
					Marzo	14	13:00		
					Marzo	14	15:32		
					Marzo	14	23:45		
Lava Quizapu	360339	6069195	73,5	74,3146	Marzo	14	12:05	Normal	74
					Marzo	14	14:24		
					Marzo	15	1:08		
					Marzo	15	9:00		
Pasto Valle Grande	362261	6082712	74,9583	75,3854	Marzo	15	23:00	Normal	75
					Marzo	16	3:51		
					Marzo	16	0:09		
					Marzo	16	9:37		
					Marzo	16	12:00		
					Marzo	16	14:30		
Depósitos Glaciares Morrénicos (Clastos Andesíticos)	362240	6082751	75,4167	76,3458	Marzo	16	10:04	Normal	76
					Marzo	16	12:00		
					Marzo	16	14:36		
					Marzo	16	0:13		
					Marzo	17	9:30		
Arenisca	361983	6085776	76,5417	77,3563	Marzo	17	13:00	Nubosidad	

Calcárea de Valle Grande					Marzo	17	17:00	despejado desde las 13:30 hrs En regolito -1,5°	77
					Marzo	18	4:25		
					Marzo	18	23:32		
					Marzo	18	9:54		
Yeso Oxfordiano	363262	6085721	77,5	78,3355	Marzo	18	12:30	Nubes esporádicas entre las 11:00 y las 11:30 hrs	78
					Marzo	18	14:16		
					Marzo	19	1:00		
					Marzo	19	9:11		

Tabla 12: Datos terreno Sector Norte, período de Marzo 2010

VIII.4.2 Datos terreno: Sector Sur, período de Abril 2010

Litología	E	N	Intervalo		Mes	Día	Hora	Observación	Día
			día/fracción						Juliano
Toba+pasto	327391	6057655	92,7625	93,3479	Abril	2	18:34	Caseta Conaf	92
					Abril	3	12:00		
Pómez	334427	6059135	93,7167	94,5979	Abril	3	17:22	Descabezado	93
					Abril	4	12:00	Grande. Le llega sombra a T sup y	94
					Abril	4	14:34		
					Abril	5	12:10	a Rn. T sup pocket a la sombra es 16° y a la luz es de 29,5.	95
					Abril	5	14:34		
Obsidiana			94,7625	95,5521	Abril	4	18:32	A 15 metros del punto anterior- Punto para corrección de Albedo	95
					Abril	5	3:25		
					Abril	5	12:01		
					Abril	5	14:24		
Andesita del Río Maule	351858	6025855	97,75	98,6896	Abril	7	18:02	Reloj se atrasó 1 hora	97
					Abril	8	0:03		98
					Abril	8	3:00		
					Abril	8	12:00		
					Abril	8	14:30		
Granito de Laguna Invernada	338466	6045304	99,5542	99,5646	Abril	9	13:33	Para corrección por Albedo	99
					Abril	9			
					Abril	9			
					Abril	9			
					Abril	9	14:00		

Tabla 13: Datos terreno Sector Sur, período de Abril 2010

VIII.4.3 Datos termales de aguas superficiales (Benavente, 2010)

TIPO	E	N	Altitud	T1	pH1	T2	pH2	pHlab	Tlab
T	360650	6070051	2573	36,4	7,9			7,75	21,8
T	360200	6069989	2569	38,9	6,9			7,59	21,1
T	361680	6070203	2563	37,9	7			7,72	21,3
F	362042	6070118	2573	12,3	8,3			7,87	20,1
F	362946	6071897	2580	12,6	9,1			6,47	20,7
T	362754	6073577	2563	64,9	7,2			7,82	20
T	362259	6082717	2343	46	7,4			7,84	18,7
T	360694	6081288	2129	48,9	6,7	32,2	7,7	7,19	19,8
T	361881	6080029	2154	75	7,4			8	18,9
T	361386	6080040	2185	30,2	6,8			6,92	18,7
T	360011	6090191	2738	70	6,7			7	20,3
T	356168	6084260	1996	94,5	2			2,01	19,2
T	357295	6084620	1995	54	6,7			7,38	20,3
T	365777	6109783	1732	24	7,1			6,95	20,6
F	365777	6109783	1732	7,4	9,72			7,78	21,5
T	363400	6116454	1433	6	8,6			7,85	21,2
T	334606	6059316	1880	29,8	5,8			6,85	21,4
F	334574	6059459	1879	12,2	6,4			7,08	21,9
T	340045	6070274	1945	94	0	25,3	6,4	7,32	21,8
T	339996	6070451	1962	84,5	5,8	19,7	7,7	6,68	21,5
T	339969	6070449	1964	79,5	6	25,9	8	7,95	21
T	340794	6034171	988	29,5	6,6			7,34	21,6
T	356866	6022183	1546	54,5	5,4	25	7,5	6,78	21,4
F	359787	6013471	2159	15	7,8			7,41	21,7
F	357009	6022221	1554	16,9	7,7			7,57	21,5
T	281522	6039846	970	33,7	9,3			9,44	18,5
T	280303	6035896	966	23,3	9,2			9,24	20,1

Tabla 14: Datos termales de aguas superficiales