

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física

**LA EVOLUCIÓN DE LOS GLACIARES EN EL
COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO (PERÚ)**



**JESÚS ALCALÁ REYGOSA
MADRID, JUNIO DE 2007**

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física

**LA EVOLUCIÓN DE LOS GLACIARES EN EL
COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO (PERÚ)**

**Proyecto de investigación realizado por D. Jesús Alcalá Reygosa
y dirigido por el Prof. Dr. D. David Palacios Estremera para la
obtención del Diploma de Estudios Avanzados.**

Miembros del tribunal de evaluación:

Dr. D. Julio Muñoz Jiménez

Dr. D. David Palacios Estremera

Dr. D. Jose Juan Zamorano Orozco

INDICE

1.-Introducción.....	5
1.1.- Características generales del Complejo Volcánico Ampato.....	5
1.2.- Justificación del trabajo de investigación.....	8
1.3.- Objetivos del trabajo de investigación.....	8
2.- Contexto geográfico.....	9
2.1.- Origen y características generales del Altiplano y la Cordillera Occidental de los Andes del Sur de Perú.....	9
2.1.1.- Evolución geológica y origen del relieve.....	9
2.1.2.- La tectónica y el clima como factores condicionantes de los procesos modeladores del relieve.....	13
2.1.3.- La dinámica endógena y el relieve volcánico.....	15
2.2.- Climatología del Altiplano y la Cordillera Occidental de los Andes del sur de Perú.....	19
2.2.1.- Características generales.....	19
2.2.2.- Zonalidad climática.....	21
2.2.3.- Análisis de la temperatura.....	22
2.2.4.- Análisis de las precipitaciones.....	22
2.3.- La vegetación del altiplano y la Cordillera Occidental de los Andes del sur de Perú.....	25
2.3.1.- Características generales.....	25
2.3.2.- Zonificación de los pisos bioclimáticos.....	28
2.4.- Población, usos del suelo y perspectivas de desarrollo.....	33
2.4.1.- Características generales.....	33
2.5.- Evolución volcánica y glaciar del complejo volcánico Ampato: estado de conocimiento.....	37
2.5.1.- Evolución volcánica.....	37
2.5.1.1.- Historia eruptiva del volcán Sabancaya.....	37
2.5.1.2.- Riesgo volcánico del volcán Sabancaya.....	39
2.5.2.- Evolución glaciar.....	41
2.5.2.1.- Nevado Ampato.....	42
2.5.2.2.- Nevado Sabancaya.....	42
2.5.2.3.- Nevado Hualca Hualca.....	42

3.- Estado de conocimiento de la evolución climática y glaciar en los Andes centrales.....	43
3.1.- La Línea de Equilibrio Glaciar.....	43
3.2.- Fases glaciares anteriores a la última glaciación en los Andes Centrales.....	44
3.3.- El Último Máximo Avance Glaciar (LGM).....	44
3.4.- Proceso de deglaciación y fases de reavance post LGM.....	48
4.- Metodología de la investigación.....	49
4.1.- Estructura.....	49
4.2.- Métodos cartográficos.....	50
4.3.- Método de datación.....	52
4.3.1.- Características generales.....	52
4.3.2.- Recogida de muestras en el trabajo de campo.....	52
4.3.3.-Preparación de las muestras en el laboratorio de acuerdo con Vázquez (2005).....	53
4.3.4.- Análisis mediante el Acelerador Espectrómetro de Masas (AMS); laboratorio de PRIME (Purdue University, USA).....	54
5.- Aplicación y resultados.....	55
5.1.- Análisis de la cartografía geomorfológica.....	55
5.1.1.- Geomorfoloía del nevado Ampato: Formas del relieve de origen volcánico.....	55
5.1.2.- Geomorfoloía del nevado Ampato: Formas del relieve de origen glaciar.....	57
5.1.3.- Geomorfoloía del nevado Sabancaya: Formas del relieve de origen volcánico.....	61
5.1.4.- Geomorfoloía del nevado Sabancaya: Formas del relieve de origen glaciar.....	63
5.1.5.- Geomorfoloía del Nevado HualcaHualca: Formas del relieve de origen volcánico.....	64
5.1.6.- Geomorfoloía del nevado HualcaHualca: Formas del relieve de origen glaciar.....	65
5.2. Significado geomorfológico del LGM y las reactivaciones holocenas en el Complejo Volcánico Ampato.....	73
5.2.1. Propuesta cronológica preliminar del LGM y los reavances posglaciares en el Complejo Volcánico Ampato.....	73
5.2.1.1. Resultados obtenidos de la datación absoluta (muestras 2005).....	75
5.2.1.2. Interpretación.....	75
5.3. Estado actual de los glaciares del Complejo Volcánico Ampato (2000).....	76
6. Discusión y conclusiones.....	79
7. Futuras Líneas de Investigación.....	81
8 Bibliografía.....	82
9. Anexos cartográficos.....	86

1. Introducción

1. 1. Características generales del Complejo Volcánico Ampato

Los nevados Ampato, Sabancaya y HualcaHualca forman un conjunto de grandes estratovolcanes complejos, localizados en la Cordillera Occidental de los Andes Centrales, a 70 km al NW de la ciudad de Arequipa, al sur de Perú. Las cumbres de estos volcanes están ocupadas por glaciares, lo que representa una de las características comunes entre ellos (Fig. 1).

El Nevado Hualca Hualca, con 6.025 msnm comienza su formación al inicio del Cuaternario, se considera el más antiguo de todos ellos y define una morfología de caldera que se abre hacia el N. Su forma actual se debe a un colapso de uno de sus flancos (GUILLANDE, *et al.*, 1992).

El Ampato (6.288 msnm) es un edificio, formado por tres domos de lava consecutivos, alineados en dirección norte-sur. Su morfología primaria se conserva gracias a la existencia de un modelado glaciar no muy marcado.

El volcán más reciente de todo el complejo esta activo, se trata del Sabancaya (5980 msnm) formado por dos conos superpuestos que se localizan entre los dos volcanes anteriores. Como consecuencia de sus manifestaciones recientes, el glaciar que existe en su cumbre disminuye drásticamente en su área y volumen.

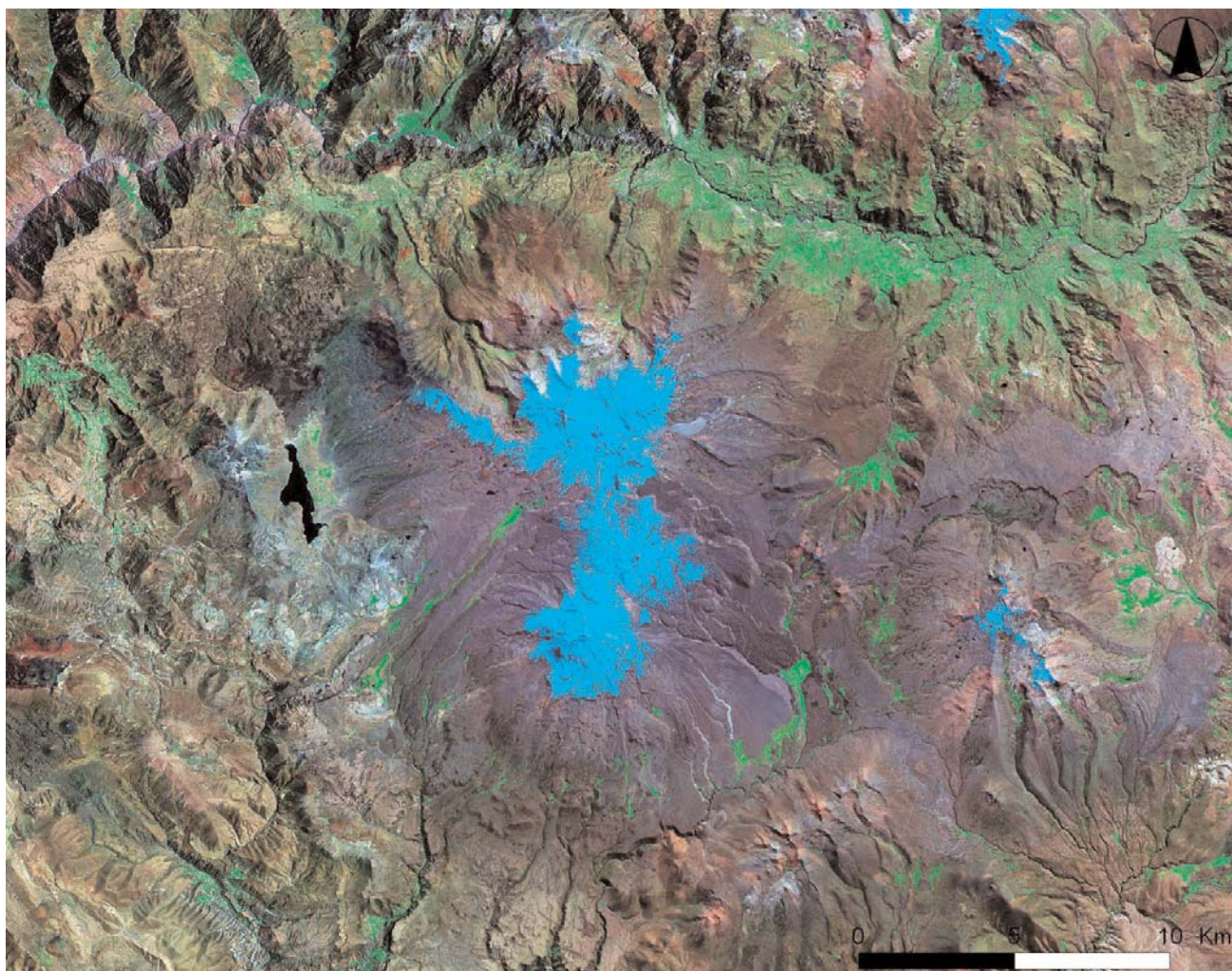


Fig.1: De sur a norte, el Complejo Volcánico Ampato (CVA) esta integrado por los nevados de HualcaHualca (6.025 msnm); Sabancaya (5.980 msnm) y Ampato (6.288 msnm). La actividad reciente del volcán Sabancaya, al centro del conjunto, ocasiona una disminución de la superficie glaciar y nival. También es posible observar interrupciones en su continuidad, debido a la acumulación de piroclastos expulsados desde el cráter (NASA, 2000; Landsat 7 - MRSID. Bandas 1; 2 y 3).

El Complejo Volcánico Ampato (CVA) está limitado en su sector W y N por uno de los valles más profundos del planeta, el del río Colca con 2.780 m de profundidad relativa. La frontera del E está definida por el Altiplano Pata Pampa (4.500-5000 msnm) y la del S por una rampa acumulativa de grandes dimensiones que llega a la costa del Pacífico. Sobre dicha superficie discurren los ríos Parcomayo y Sahuancaya, afluentes del Sigüas. Las fuentes de alimentación de estos cursos fluviales, proceden de los deshielos de masas glaciares que coronan las cimas del CVA. Esta característica permite que los ríos, a pesar de que atraviesan un territorio hiperárido, no desaparezcan a lo largo de su recorrido hacia el mar (Fig. 2).

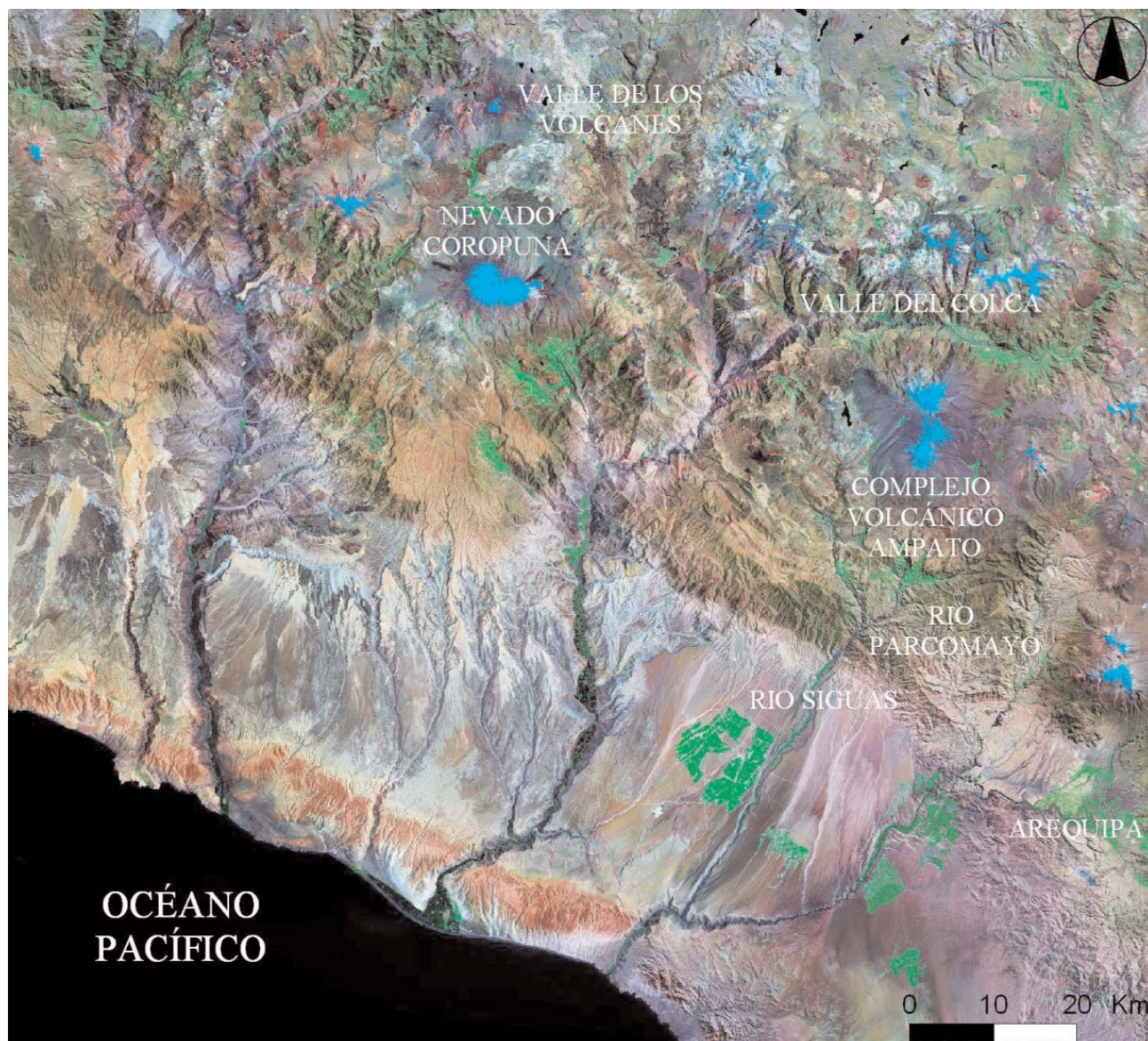


Fig.2: Límites naturales del Complejo Volcánico de Ampato (CVA): el río Colca mantiene un caudal constante gracias a las reservas hídricas en estado sólido (glaciares), que se localizan en las cimas del CVA; siendo este recurso el único abastecimiento de agua para la población y sus actividades. El Colca representa la fronteras W y N. El Altiplano Pata Pampa limita el borde E y los ríos Parcomayo y Sahuancaya disectan la rampa acumulativa localizada en el sector sur de la zona de estudio (NASA, 2000; Landsat 7 - MRSID. Bandas 1; 2 y 3).

Existe una interacción extrema entre los factores climáticos, orográficos y oceanográficos en el CVA, estas condiciones se pueden reconocer en la existencia de una fuerte insolación y de una amplitud térmica anual muy marcada, lo que favorece la intensidad de los procesos de meteorización. Por otro lado, la presencia de efímeras lluvias (octubre-marzo) por debajo de los 5000 msnm; no permite la existencia de una cubierta vegetal capaz de amortiguar la agresividad de los procesos modeladores del relieve. No solo las condiciones extremas condicionan la existencia de las distintas formaciones arbustivas, herbáceas y rupícolas características de este territorio (Fig.3). También la actividad huma-



Fig.3: Vegetación característica de la zona de estudio: se observan formaciones arbustivas en su mayoría caméfitos que muestran una estupenda adaptación a las condiciones xéricas del altiplano. Al fondo se observan las laderas W del CVA y en un plano más próximo, la laguna de Mucurca. La vista es desde el Cerro Jahuana; octubre del 2005.

na es otro de los factores condicionantes en el desarrollo de la vegetación, debido al pastoreo de llamas, alpacas y vicuñas (Fig.4) así como su utilización como combustible y los incendios, en la mayoría de los casos provocados para obtener pastos.

La precipitación en forma de nieve es característica de territorios localizados en cotas superiores a los 5000 msnm y se acumula en las cumbres de grandes estratovolcanes, algunos de ellos con actividad reciente (Sabancaya). La existencia de glaciares en volcanes activos representa un factor de peligro que tiene relacion con los deshielos repentinos provocados por la actividad volcánica (riesgos hidrovulcánico). En este marco hay que destacar que las masas de hielo actúan como reservas de agua en estado sólido, recurso fundamental para el desarrollo de la población de los Andes Centrales, en especial para los que habitan en la rampa hiperárida y la costa del Pacífico, donde hay una ausencia total de precipitaciones, con excepción de las provocadas por el fenómeno climático conocido como "El Niño".



Fig.4: La excelente adaptación de las llamas a las condiciones extremas del altiplano peruano, lo hacen una fuente de alimentación, materia prima y de carga por la población de este lugar (noviembre, 2006).

Las condiciones naturales que caracterizan este territorio son hostiles para la vida humana, es por eso que los principales asentamientos se localicen en el fondo de los valles, de esta manera además de obtener resguardo climático, se garantiza el suministro de agua para regadío de cultivos (chacras), ganadería intensiva y consumo doméstico.

El desconocimiento de este tipo de espacios geográficos conlleva, en la mayoría de los casos, a su mal uso y manejo de ahí la importancia de estudiarlos. Hay que mencionar que el manejo de los distintos elementos que integran el altiplano es muy frágil, debido a que todo depende del suministro de agua. Este recurso está almacenado en los glaciares, que en la actualidad están amenazados por la actividad volcánica o por el discutido cambio climático. Cualquiera que fuera la causa de variación en el volumen de suministro o de su desaparición, provocaría que el éxodo de la población a las ciudades se incrementara de forma considerable y con ello la pobreza, la marginación y la discriminación de la población andina en las grandes urbes peruanas (Lima y Arequipa).

1. 2. Justificación del trabajo de investigación

Los glaciares tropicales presentan un comportamiento diferente, si son comparados con los que existen en latitudes templadas y altas. El interés y la importancia de las masas de hielo localizadas en los trópicos radica en la sensibilidad que tienen estos reservorios para registrar variaciones, incluso las más insignificantes, del clima. Por tanto son un indicativo del calentamiento global y del funcionamiento detallado del sistema climático terrestre. La posibilidad de estudiar los glaciares en la cordillera occidental de los Andes Centrales del Sur de Perú es única, si se tiene en cuenta que es un territorio que se ha mantenido al margen de alteraciones externas, debido a su inaccesibilidad. Esta característica hace que los datos tengan un gran valor científico para el período que comprende desde el último avance glaciar hasta la actualidad.

El análisis de laboratorio de muestras de detritos morrénicos permite conocer la edad absoluta de todo el depósito y, por consecuencia, la temporalidad de las distintas pulsaciones glaciares. Esta información puede ser el punto de partida en la reconstrucción del clima pasado y del establecimiento de períodos volcánicos (edad relativa) que han tenido influencia en la dinámica glaciar en este sector de los Andes.

El fruto principal de un trabajo inicial debe ser la cartografía geomorfológica, que resulta de un análisis detallado del relieve (génesis, morfología, edad, dinámica y evolución) además de involucrar información obtenida de fotografías aéreas, imágenes de satélite y de campo. Los Sistemas de Información Geográfica (Arcview 3.1 y Arcgis 8.3) son indispensables en su elaboración.

1. 3. Objetivos del trabajo de investigación

1.- A partir de la interpretación de fotografías aéreas, imágenes de satélite y verificación de campo, se elaborará una cartografía geomorfológica detallada que integrará información geológica y tectónica del Complejo Volcánico Ampato. El relieve, parte esencial de este documento, se clasificará para su análisis de acuerdo a su génesis, morfología, edad (absoluta o relativa), dinámica y evolución

2.- Se definirá un marco temporal de las distintas pulsaciones glaciares ocurridas desde el último avance glaciar hasta la actualidad (Pleistoceno-Holoceno) en el CVA, a partir de la obtención de la edad absoluta de distintos depósitos morrénicos y de un reconocimiento cronoestratigráfico que involucre todo el conjunto de materiales (el análisis de las muestras estará a cargo de la Universidad de Purdue, USA).

3.- Se realizará la cartografía de las superficies glaciares y nivales del CVA (2000), con el fin de calcular el área y volumen, datos indispensables en la evaluación de riesgos hidrovulcánicos o para la planificación en el uso y manejo de esta fuente de agua, recurso indispensable para el desarrollo socioeconómico de este territorio.

2. Contexto geográfico

2.1. Origen y características generales del Altiplano y la Cordillera Occidental de los Andes del Sur de Perú

2.1.1. Evolución geológica y origen del relieve

La Cordillera de los Andes es una cadena montañosa con 7.500 km de longitud, se inicia en las costas del Caribe de Venezuela, se continúa por la margen W del continente Suramericano y termina en el Cabo de Hornos. CLAPPERTON (1993) establece las siguientes unidades mayores: la del Norte (entre el Mar del Caribe y la zona de sutura antigua de Amotape); la del Centro (desde Amotape hasta el sur de Chile) y la del Sur (de Chile meridional a los terrenos fracturados de Shackleton-Seotra). El rasgo distintivo de las regiones mencionadas es la alternancia con zonas volcánicas activa e inactivas (Fig.5).

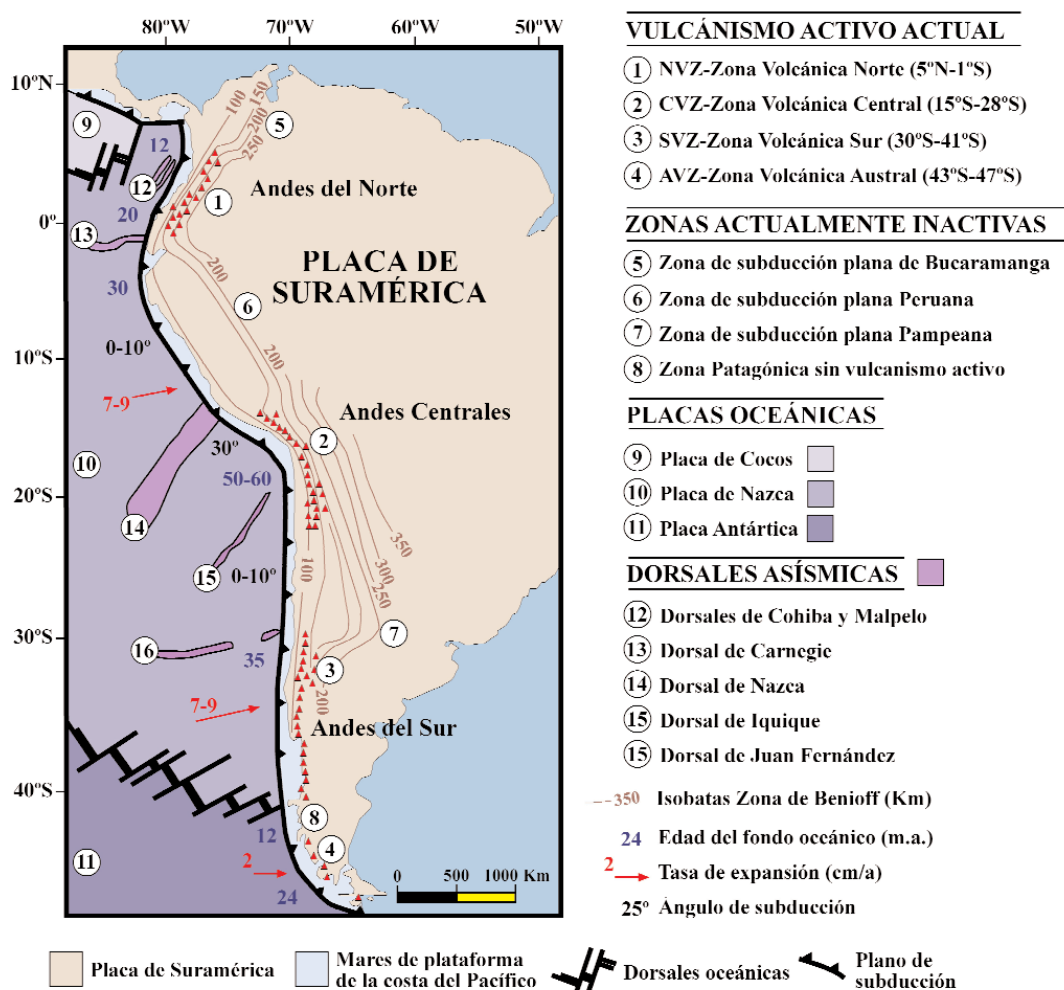


Fig. 5: Tectónica del margen W de Suramérica: la alternancia de zonas volcánicas activas e inactivas a lo largo de la cordillera de los Andes está determinada por el ángulo de subducción que presenta la placa oceánica de Nazca, con respecto a la continental de Suramérica (STERN, 2004).

Los volcanes son una constante en el continente suramericano y su importancia no es solo por el área que ocupan o por la altitud que alcanzan, también por el peligro que representan para la población. El origen del vulcanismo en este sector se asocia a una dinámica compleja de margen de subducción; en donde las placas oceánicas de Nazca y Antártica (de naturaleza más densa: basáltica) subducen a la de Suramérica (continental de menor densidad: silíceo), con una inclinación aproximada de $> 25^\circ$ (Fig.6). Los terrenos volcánicos inactivos, un total de cuatro, también se vinculan al mismo proceso tectónico (CLAPPERTON, 1993 y STERN, 2004) pero en este caso subducen con una inclinación menor.

La orogénesis Andina comenzó en el Jurásico y estuvo asociada con la apertura y expansión del Atlántico Sur y al inicio del proceso de subducción en la costa Pacífica Suramericana (STERN, 2004). De esta manera, la evolución, constitución y morfología de las Cordillera de los Andes está subordinada a dicho proceso. Los territorios volcánicos, por otro lado, inician su formación a finales del Oligoceno, como resultado de la ruptura de una placa oceánica de gran tamaño (Fosa farallon). Esta división es el origen de las placas de Cocos y Nazca, ambas oceánicas y formadas hace 27 m.a. Consecuencia de la ruptura es un cambio en la dirección y ritmo de la convergencia entre las placa de Nazca y la de Suramérica (STERN, 2004).

Una vez que la actividad magmática de los Andes Centrales comenzó a fines del Oligoceno, el proceso se ha continuado hasta nuestros días excepto en el extremos norte y sur de la cordillera, donde el ángulo de subducción disminuyó durante el Mioceno. Característica que ocasiona periodos de inactividad volcánica. Los análisis geoquímicos demuestran que la disponibilidad de magma en estado plástico está relacionada con la deshidratación de la corteza oceánica subducida y la interacción de los fluidos liberados. Además en el proceso de subducción en la corteza oceánica erosiona el borde de la placa continental y el material erosionado es incorporado al magma, que al ascender también asimila material cortical, de esta manera se explica la explosividad de la mayor parte de las erupciones (STERN, 2004).

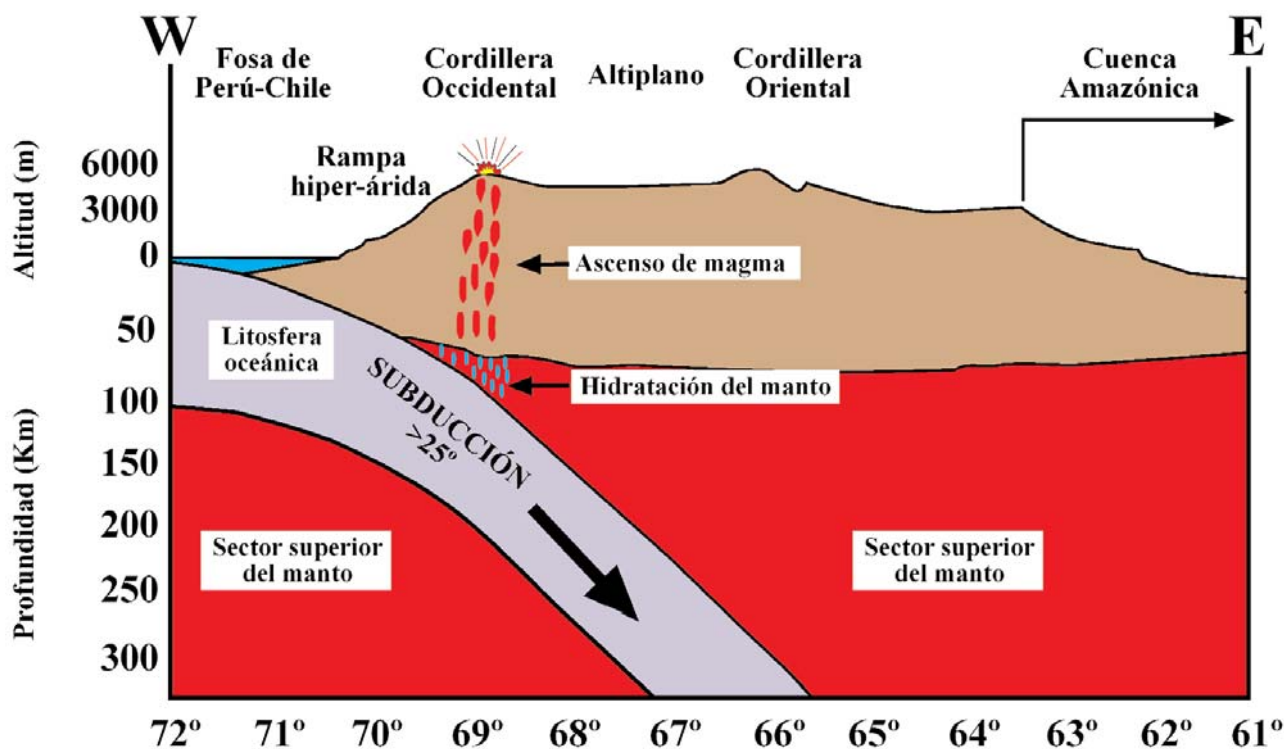


Fig. 6: El vulcanismo activo e inactivo del W del continente suramericano se explica a partir de la dinámica compleja de una margen de subducción, en donde las placas oceánicas de Nazca y Antártica, subducen a la de Suramérica con una inclinación aproximada $> 25^\circ$ (STERN, 2004).

A fines del Cenozoico se forma el *Oroclinal Boliviano* como consecuencia de un acortamiento de la litosfera continental. Este fenómeno se acompaña de una adición de material magmático (plutones) y provoca un levantamiento de la litosfera inferior (adelgazamiento térmico) proceso que elevó el Altiplano Boliviano-Peruano a una altitud de 3.000 - 4.000 msnm. Esta unidad morfoestructural es la que define el relieve del sur de Perú y Bolivia, considerada la segunda más grande del planeta, su espesor medido desde el límite superior del manto es de 70 km aproximados en promedio alcanza los 3.700 msnm y su eje más largo mide 700 km y el menor 200 Km (CLAPPERTON, 1993). Sobre esta superficie elevada se han formado edificios volcánicos de hasta 6.425 msnm (Nevado del Coropuna).

El altiplano está incidido por los valles de los ríos Colca (Fig. 7) y Cotahuasi. Su origen comenzó a fines del Cenozoico y es contemporáneo al levantamiento del Altiplano Peruano-Boliviano.

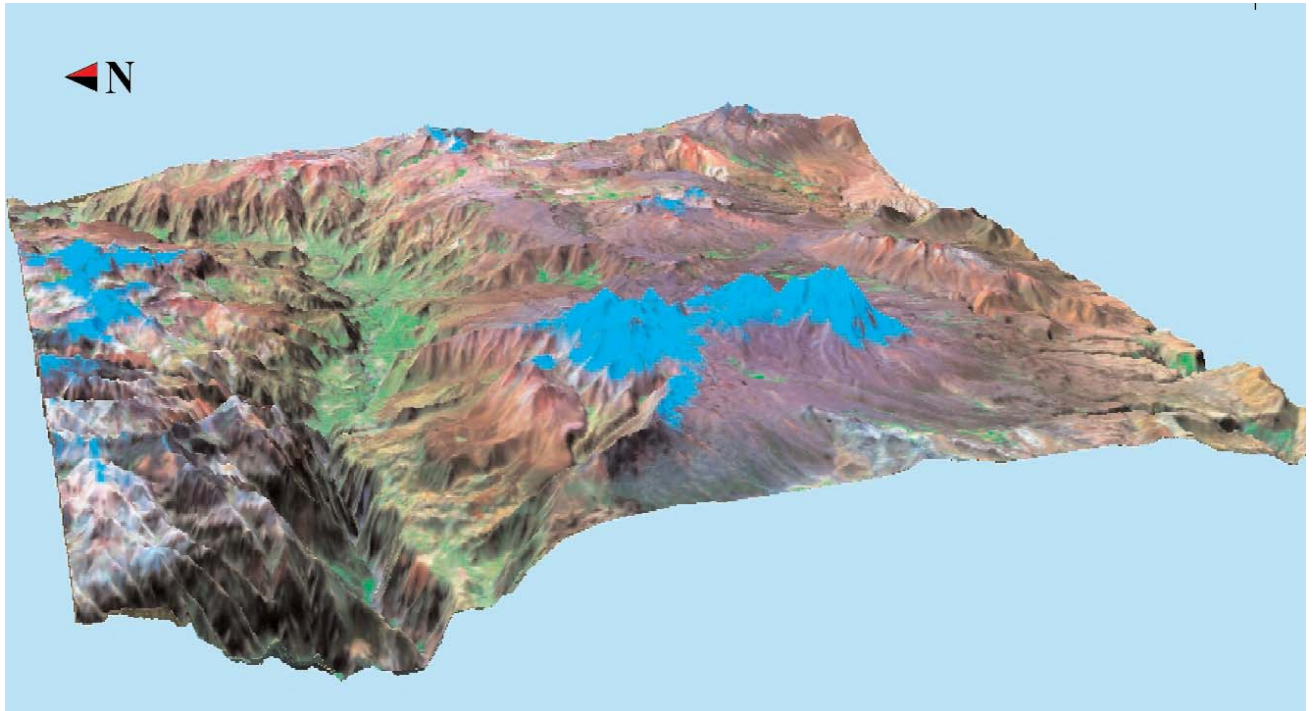


Fig. 7: El valle del río Colca es uno de los más profundos del planeta. Existe un desnivel altitudinal de 2.588 msnm, dato que tiene como puntos de referencia la cumbre del Nevado de Ampato (6.288 msnm) y el sector más profundo del valle (3700 msnm) (MDT elaborado a partir de la imagen Landsat 7-Mrsid. Bandas 1; 2 y 3 : NASA, 2000).

Las laderas del valle del Cotahuasi se componen de depósitos volcánicos variados. En el fondo existen depósitos de ignimbritas cuya edad absoluta ha sido estimada en 13-14 m.a. y las edades en los sustratos que componen el borde superior son más recientes: 3,8 y 2,7 m.a. Esto hace suponer que una vez formada la incisión fluvial, fue rellenada con 1.300 m de volcanoclásticos provenientes de los nevados Solimana y Coropuna, entre el Mioceno medio y el Plioceno medio. La movilización de los materiales que obturaron el valle sugiere un levantamiento continuo que se inició hace 13-14 hasta 2,7-3,8 m.a. (THOURET et al., 2005). Los procesos tectónicos que están presentes en el Cotahuasi (Fig. 8) son compatibles con los que se suceden en el Colca, ambos valles comparten el mismo origen y estructura geológica. Esta semejanza se hace extensiva a la dinámica que involucra la colmatación temporal (obstrucción del río) y su descarga.



Fig. 8: Valle de Cotahuasi, uno de los más profundos de la Tierra. Los procesos de ladera son los responsables de su ensanchamiento (octubre de 2005).

El volumen de sedimentos que han sido transportados por el río Cotahuasi ha sido estimado en más de 90 Km³ de estos, al menos $\frac{3}{4}$ partes fueron removidos hace 3,8 y 2,7 m.a. En cuanto al encajamiento del valle, se calculó en 190 m de corte vertical por cada millón de años. Este valor no ha sido constante ya que existen evidencias que hacen pensar que fue menor entre los 13 y 9 m.a. y se incrementó entre 9 y 3,8 - 2,7 m.a. y alcanzan un máximo de 1.4 m.a. Las causas de estos valores fueron: cambios en el nivel de base de los rios (asociado a levantamientos tectónicos); descenso del nivel del mar; incremento erosivo por cambio climático (aumento de la escorrentía) o susceptibilidad del material a la erosión (Fig. 9) (THOURET, 2005).

Por otro lado, los procesos de ladera son muy dinámicos en esta región. Su presencia se asocia a una tectónica activa muy persistente que tiene reflejo en la inestabilidad de las laderas que componen los valles profundos. Esta dinámica supone un gran riesgo para la población y sus actividades (CLAPPERTON, 1993).



Fig. 9: Depósitos de pómez (10 m aproximados, visibles) en las cercanías del Complejo Volcánico Ampato. La existencia de este tipo de sustratos en los valles fluviales favorece su transporte y el encajamiento del valle (noviembre 2006).

2.1.2. La tectónica y el clima como factores condicionantes de los procesos modeladores del relieve

La extrema aridez del sur de Perú es consecuencia del potente Anticiclón Boliviano y de la altitud de la Cordillera de los Andes, lograda a partir de importantes levantamientos tectónicos ocurridos a lo largo del Neógeno-Cuaternario (ABELE, 1992). Por otro lado, la escasa precipitación en la costa sur del Pacífico peruano, consecuencia de la Corriente Marina de Humboldt, contribuye a mantener las condiciones climáticas mencionadas (Fig.10).

La cordillera de los Andes, al presentar fuertes contrastes altitudinales en distancias cortas, permite la existencia de una variedad de dominios climáticos en sentido vertical. El clima es responsable de una intensa meteorización, que al sucederse en los sustratos rocosos que definen laderas de fuerte inclinación favorece la caída de materiales. Este proceso se magnifica por la disposición de los materiales a favor de la pendiente, la existencia de estructuras distensivas y sismos. El arreglo o acomodo del sustrato pone de manifiesto la existencia de la compleja historia tectónica de este territorio que continúa hasta hoy y se reconoce a través de rupturas o movimientos bruscos de la Corteza Terrestre: fallas activas y terremotos, respectivamente.

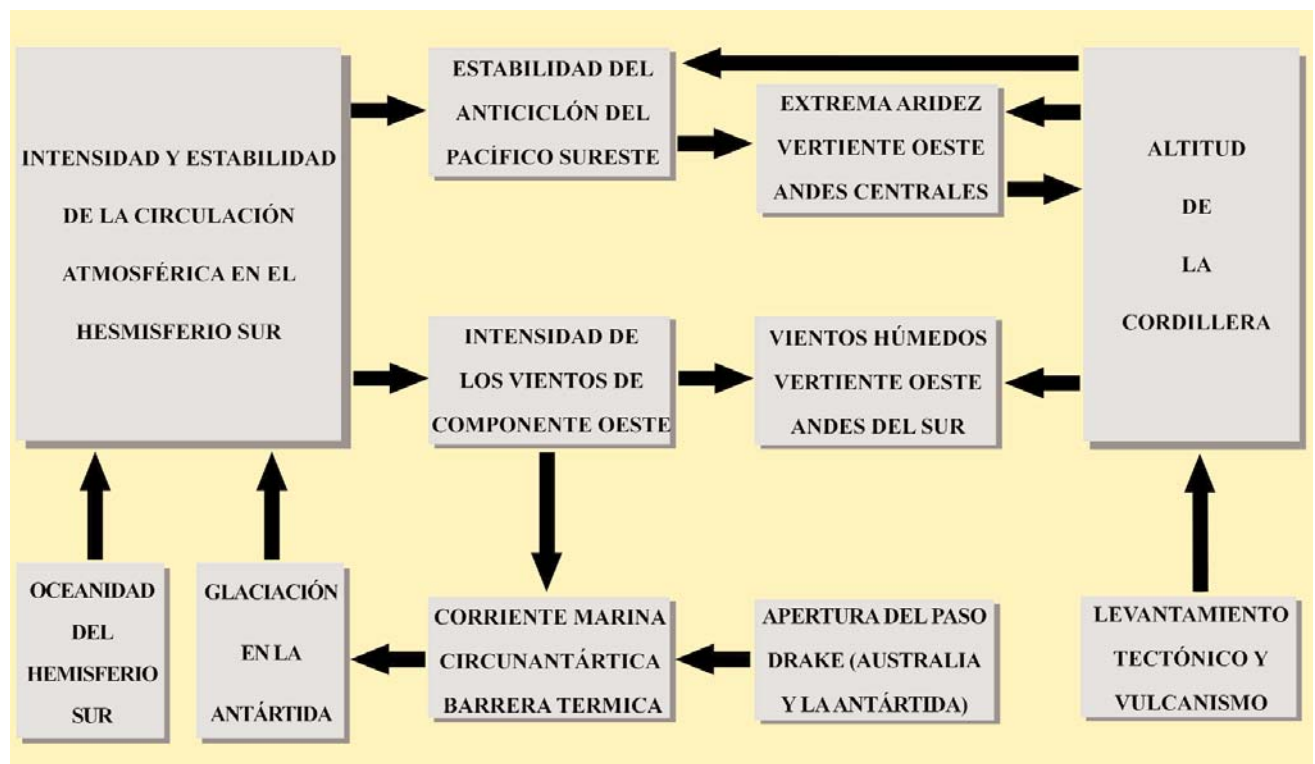


Fig. 10: a partir de un diagrama de flujo, se hacen evidentes las principales relaciones que existen entre los distintos componentes naturales de este territorio y que determinan las características morfoclimáticas del altiplano y la Cordillera Occidental de los Andes del sur de Perú (ABELE, 1992)

Existe un claro ejemplo en la Cordillera Occidental de los Andes del sur de Perú de la relación morfogénica directa entre el clima y la tectónica. Se trata de la formación bajo un régimen semiárido de un complejo sistema de glaciares, localizados entre la cordillera y el mar; que terminaron por elaborar una rampa deposicional continua (Fig.11) a la vez que la cordillera se va elevando (ABELE, 1992).

Los estratovolcanes que se han desarrollado en este territorio tienen una génesis relacionada con la dinámica de subducción entre las placas de Nazca (oceánica) y la de Suramérica (continental). La morfología en cada caso es el reflejo de la dinámica eruptiva y de la intensidad de los procesos erosivos. Este último aspecto indica la edad relativa de los volcanes.



Fig. 11 A y B: Morfología característica de dos sectores de la rampa acumulativa que existe entre la cordillera y el mar. Si bien las condiciones de aridez son las características de este territorio, se pueden distinguir las siguientes diferencias: A) la existencia de una compleja red de cárcavas y barrancos son una evidencia de precipitaciones que ocurrieron en un pasado inmediato a 2.700 msnm. B) paisaje característico a los 2.900 msnm, las condiciones de aridez son más marcadas e incluso se pueden distinguir grupos de dunas. Estos cambios ponen de manifiesto la importancia de la altitud en la morfogénesis de este territorio (noviembre del 2006).

En este marco, el HualcaHualca (6.025 msnm) es la morfoestructura más antigua, su planta es en herradura abierta al norte como consecuencia del colapso de una de las laderas del edificio volcánico. El resto de las vertientes están cortadas por sistemas de drenaje bien integrado, denso, profundo y que definen patrones de drenaje subparalelos y subdendríticos. En este hecho se fundamenta la hipótesis de considerarlo como el primero en formarse de todo el conjunto.

El Ampato (6.288 msnm) presenta una expresión intermedia en cuanto a densidad, profundidad y organización de los cauces que se localizan en sus laderas. Por este motivo se considera de una edad intermedia (relativa). Esta formado por lo menos por tres domos, la abundante capa de nieve presente en su cumbre no permite dar más detalles.

El último del grupo es el Sabancaya (5.980 msnm) que presenta la forma clásica de un volcán: cono truncado. Se considera el más reciente ya que sus laderas todavía no desarrollan sistemas fluviales complejos. En 1998 estuvo activo y en la actualidad mantiene exhalaciones de fumarolas.

Hay que mencionar que la altitud de todo el conjunto volcánico al que se hace mención (CVA), lo hace estar bajo la influencia de la acción glaciar; actividad que contribuye a un desmantelamiento rápido de los terrenos volcánicos, creando secuencias o formas de relieve aisladas tanto erosivas como acumulativas. El dominio periglacial en la actualidad en la zona de estudio se localiza dentro de los territorios que estuvieron ocupados por los glaciares durante el Último Máximo Avance Glaciar, hace 21.000 a. BP (SMITH, et al., 2005).

Los primeros estudios sobre las glaciaciones en los Andes de Perú y Bolivia establecen a finales del Mioceno la edad de la primera glaciación andina (MERCER Y SUTTER, 1981). Al respecto CLAPPERTON (1993) tiene una idea distinta; a partir de evidencias geológicas y sedimentarias propone la existencia de un primer proceso glaciar en el Plioceno en los Andes bolivianos.

De ser esto cierto, las evidencias de fases glaciares tan antiguas en el área de estudio se han perdido o bien existe la posibilidad de que algunos sectores de la cordillera andina se hayan elevado por encima del umbral crítico de la línea de equilibrio glaciar, en el cuaternario como consecuencia de una intensa dinámica tectónica, de ahí la ausencia de depósitos glaciares antiguos.

2.1.3. La dinámica endógena y el relieve volcánico

La zona de estudio queda comprendida en la región conocida como Zona Volcánica Central (ZVC: STERN, 2004) en ella existen más de 200 estratovolcanes Plio-cuaternarios y 12 calderas gigantes, la mayoría de ellos activos (Fig. 12). Su localización esta determinada por la intersección de fracturas regionales, en donde se emplazan grandes reservorios de magma que periódicamente alcanzan la superficie y forman complejos volcánicos (como el Ampato) o edificios volcánicos independientes (Misti; Fig. 13 y Ubinas), en ambos casos de altitud considerable.

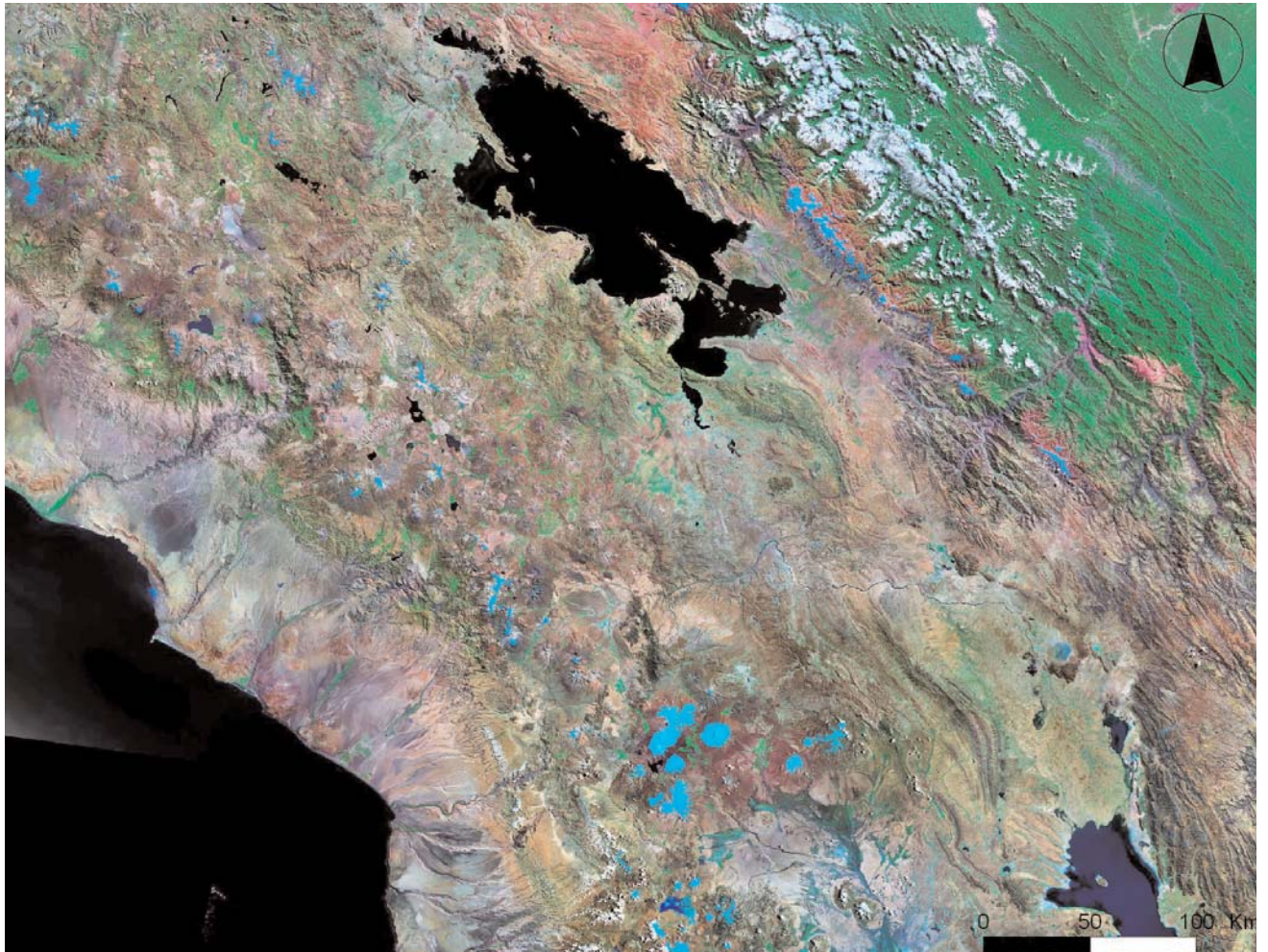


Fig. 12: Zona volcánica central (STERN, 2004) más de 200 estratovolcanes de gran altitud y 12 calderas gigantes, todos ellos activos, son la característica principal de este territorio. La distribución espacial de los focos magmáticos está en dependencia de la intersección de estructuras distensivas regionales. Es posible distinguir acumulaciones de hielo y nieve en la mayoría de los edificios. Este factor hay que destacarlo cuando se trata de volcanes activos y la probabilidad de ocurrencia de riesgos de tipo hidrovulcánico (NASA, 2000; Landsat 7 - Mrsid. Bandas 1; 2 y 3).

Existen dos ejemplos que aunque están fuera de la zona de estudio, son elementos que destacan en la ZVC por su altitud y por la densidad de focos de emisión en un espacio reducido. Ambos representan la variedad y complejidad de relieves volcánicos de este territorio. El primero de ellos es el volcán Coropuna (6.377 msnm), el de mayor altitud del sur del Perú; se trata de un estratovolcán complejo compuesto por lo menos de cinco estructuras alguna de ellas superpuestas (conos y domos), todas ellas se formaron a partir de dos fases eruptivas principales (LAMADON, 1999): la primera se conoce como unidad basal y esta constituida por lavas de composición básica que se alejan del centro emisor entre 15 y 20 km de distancia. Una vez terminado su emplazamiento, adoptan una morfología tabular poco abrupta y de pendiente moderada. La segunda fase presenta emisiones de materiales

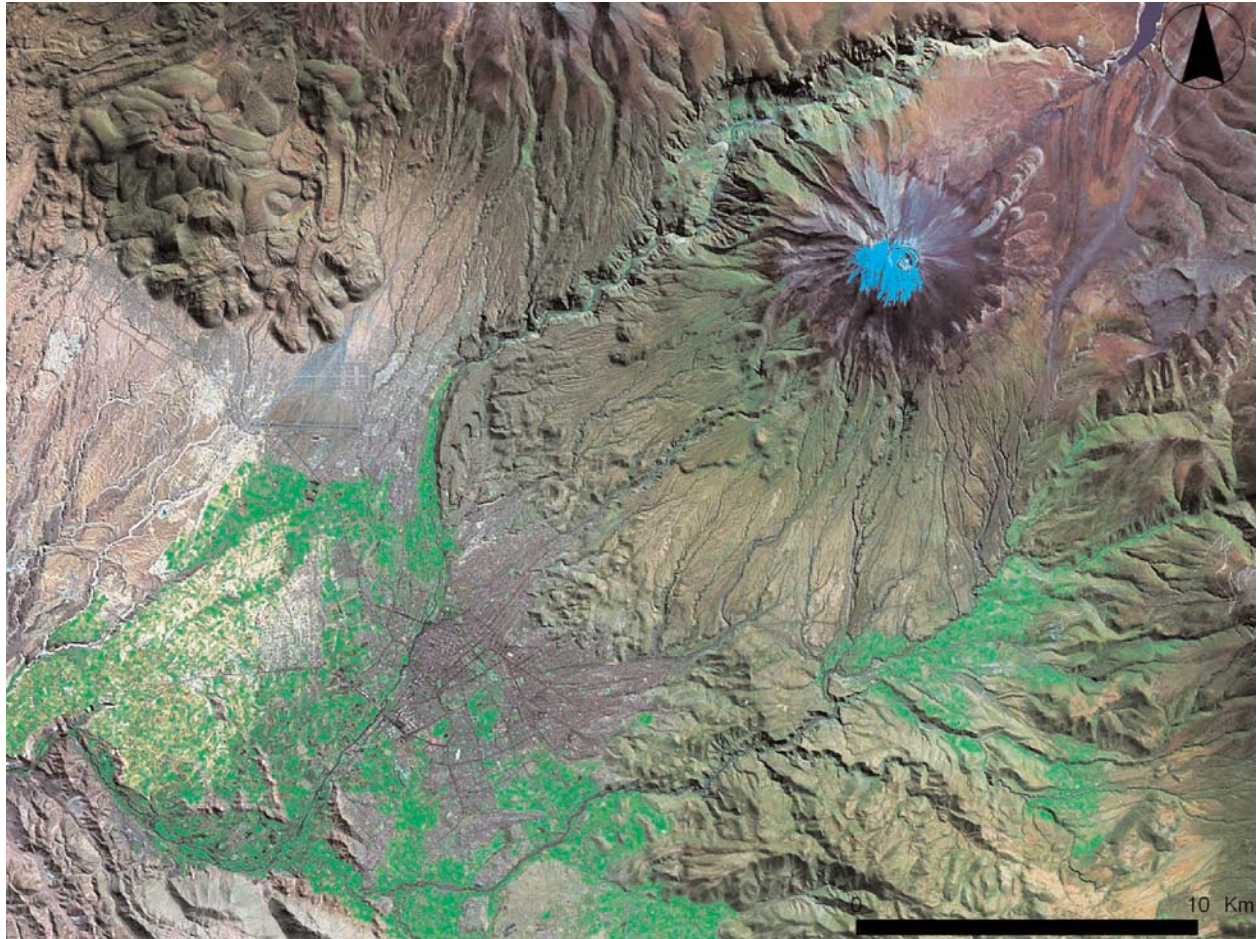


Fig. 13: El Misti (5.800 msnm) es un estratovolcán que define un estructura cónica independiente que se emplaza sobre una plataforma de lavas en gradería cuyos frentes llegan a la Ciudad de Arequipa, localizada al SW del edificio (NASA, 2000; Landsat 7 - MRSID. Bandas 1; 2 y 3).

viscosos (magmas intermedios y ácidos) y es en este periodo cuando se definen las formaciones culminantes actuales que se caracterizan por ser dos crestas alargadas, una de 15 y otra de 25 km de longitud.

La cima del Nevado Coropuna está ocupada por un campo de hielo glaciar de 52 km² y varios cientos de metros de espesor (Fig. 14). El campo volcánico monogénico del valle de los volcanes, localizado a 130 km al NW de Arequipa, es el segundo ejemplo (Fig. 15). Está formado por numerosos conos de escorias y lavas; además de calderas de explosión y domos. Su origen tiene relación con la existencia de fracturas profundas características de las de zonas de distensión y procede de magma de composición basáltica y en menor proporción basalto-andesita (CLAPPERTON, 1993).

En un ambiente de subducción donde la placa oceánica (Nazca) subduce por debajo a la continental (Suramericana), la actividad volcánica en superficie será explosiva y con la presencia de grandes estratovolcanes (MACÍAS, et. al., 2005), aspectos que se aplican perfectamente con la Zona Volcánica Central (STERN, 2004).

Con respecto a la morfología de los volcanes en la ZVC varios son los factores que la determinan: el ritmo de producción de tefra y lava durante el evento eruptivo; las características químicas del magma; la frecuencia de colapsos del edificio y la tasa de denudación entre los periodos de actividad. Las erupciones se han clasificado en función de su naturaleza y grado de explosividad.



Fig.14 : El Nevado del Coropuna es el edificio más alto de la Zona Volcánica Central, su altitud es de 6.377 msnm y la altura desde su base es de 1.800 m. Se compone de por lo menos cinco estructuras superpuestas. El manto de hielo (52 km²) que existe en su cubre no permite dar más detalles (octubre del 2005).



Fig. 15 A y B: Conos de escorias en el valle de Andahuay, las coladas de lava provenientes de estas estructuras han obturado el valle y como consecuencia el trazo del río se ha modificado. Este proceso ha ocurrido no solo en la actualidad, sino en un pasado geológico reciente. A) lineamiento de volcanes; esta disposición es frecuente y vincula la actividad volcánica con la presencia de fallas activas y profundas. Las coladas de lava que se observan presentan una ligera cubierta de piroclastos que suaviza la superficie rugosa y atenúa el desnivel de los frentes de lava. B) Volcán de escorias en el fondo del valle, sus laderas no presentan ningún rasgo de erosión (canales surcos o cárcavas) y sus lavas de aspecto fresco son pahoehoe y aa, sin ningún tipo de cubierta sobre ellas. Todas estas características ponen de manifiesto que se trata de un volcán muy reciente, al igual que sus productos asociados.

De esta manera, todas las erupciones son denominadas como andesíticas y se agregan los términos de efusivas para las no explosivas y de emulsivas a las que presentan erupciones ignimbríticas a gran escala (CLAPPERTON, 1993):

- Andesítica efusiva: son características de campos monogenéticos cuaternarios, en donde la presencia de coladas de lava son el elemento principal.

- Andesítica media: se presentan en estratovolcanes que acompañan sus explosiones con la emisión de columnas piroclásticas. En ocasiones emiten coladas de lava desde el cráter o a partir de fisuras que aparecen en los flancos. Son comunes también los flujos piroclásticos y debris flows alrededor del cráter.

- Andesítica moderada a fuerte: es típico de estratovolcanes en donde el magma ascendente está en contacto con depósitos de agua freática o superficial. Las erupciones más fuertes normalmente vienen seguidas de la expulsión de grandes columnas piroclásticas incandescentes. En estos eventos son arrancados grandes bloques de las paredes del cráter y son arrojados junto con otros fragmentos de lava al exterior. En ocasiones puede suceder que la explosión genere oleadas o flujos piroclásticos formados por el colapso de columnas de piroclastos.

- Andesítica violenta: se produce cuando el contenido volátil de magma alcanza presiones de confinamiento extremadamente elevadas, desencadenan explosiones de gran magnitud que se acompañan de columnas de piroclastos incandescentes que alcanzan grandes altitudes. Son frecuentes los flujos piroclásticos generados por el colapso de las columnas eruptivas o por derrame desde el borde del cráter.

- Andesítico emulsivo: este tipo de actividad es el origen de los depósitos ignimbríticos y fueron características durante el Mioceno, Plioceno y Pleistoceno temprano. Están normalmente asociados a calderas y se trata de eventos de gran intensidad y poca frecuencia (separados por miles o miles de años). La dispersión de sus materiales está en un rango entre 50 y 150 kilómetros a partir del foco emisor.

En general se puede afirmar que los volcanes de la ZVC se han formado por la acumulación de lavas y piroclastos en torno a un punto central. Estas estructuras pueden ser monogenéticas o poligenéticas. La morfología resultante es variada y depende de la composición química de los materiales, mecanismo eruptivo, volumen emitido y características de relieves preexistentes. En este sentido, existen en la zona de estudio edificios simétricos, asimétricos, con cráter cerrado o abierto y con cima convexa, plana o aguda. En lo que respecta a los domos, están constituidos por la acumulación de lavas viscosas de composición ácida, característica que no permite la fluidez de los materiales; esto hace que las lavas se acumulen en forma gradual hasta adoptar una morfología convexa. Las coladas son emplazamientos de magma en superficie, su espesor, longitud y morfología dependen de la composición química del material.

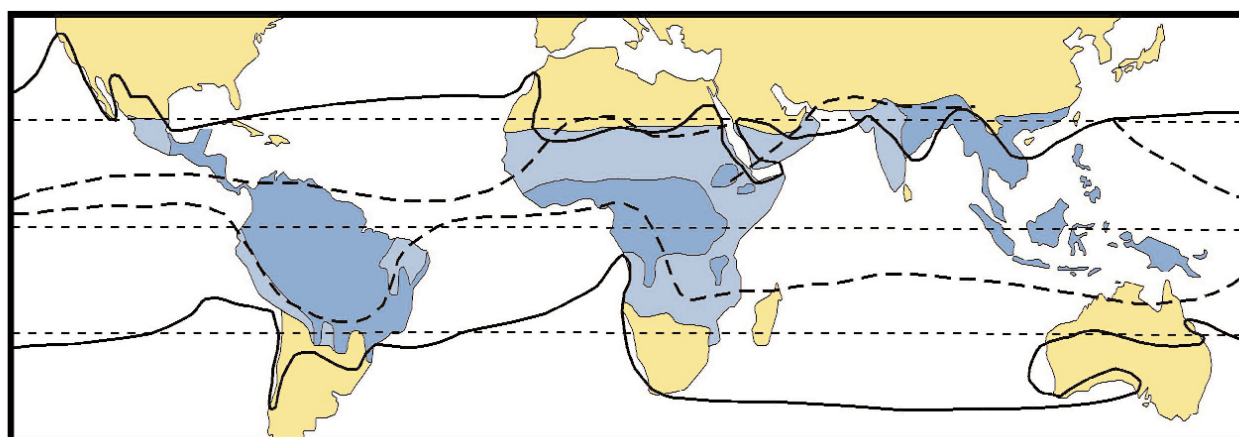
2.2. Climatología del Altiplano y la Cordillera Occidental de los Andes del sur de Perú

2.2.1. Características generales

El clima en la zona de estudio tiene como factor condicionante la altitud, de esta manera se explica la existencia de niveles bajos en presión atmosférica: 620 hpa / 4.000 msnm lo que supone un 40% menor que al nivel del mar. Por otro lado, la densidad del aire es considerablemente mas baja (un 35% menor que al nivel del mar) y la humedad atmosférica es escasa (ACEITUNO, 1999).

La temperatura experimenta fuertes variaciones a lo largo del día. Cuando es menor la concentración de gases de invernadero en la atmósfera, se inhibe la retención de radiación durante la noche por tanto este fenómeno desencadena un fuerte y rápido descenso térmico. Durante el día el proceso se invierte: la intensa radiación solar provoca el calentamiento de la atmósfera. Este comportamiento en las temperaturas es la causa de una fuerte amplitud térmica y, como ya se mencionó, incrementa la competencia de los procesos de meteorización (ACEITUNO, 1999).

El área de estudio se encuentra dentro del área de influencia de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), que resulta de la convergencia de los vientos Alisios Boreales y Australes que mantienen regiones de bajas presiones permanentes. Las precipitaciones que se producen en la estación de lluvias (Diciembre-Marzo) están estrechamente relacionadas con las fluctuaciones de la ZCIT. La precipitaciones en forma de nieve, que alimentan los glaciares del Complejo Volcánico Ampato, depende de este proceso (Fig.16)



Fuente: Kaser, G y Osmaston, H.A. (2002): Tropical Glaciers. Cambridge University Press. Cambridge. 207 pp.

LEYENDA

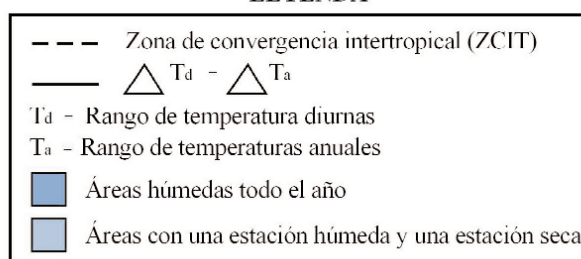


Fig. 16: Las fluctuaciones de la ZCIT, favorecen la existencia de una estación húmeda (diciembre-junio) y una estación seca (julio-noviembre). La alimentación de los glaciares que se localizan en el Complejo Volcánico de Ampato depende de la cantidad de precipitaciones que se produzcan durante la estación húmeda (modificado a partir de KASER, et. al., 2001).

Por otro lado, la causa de la aridez dominante, que existe durante gran parte de año en este territorio, se atribuye a la influencia de la corriente fría Humboldt (Fig.17). El clima de la zona que se estudia está definido como tropical muy seco (GALÁN DE MERA, et al., 2003).

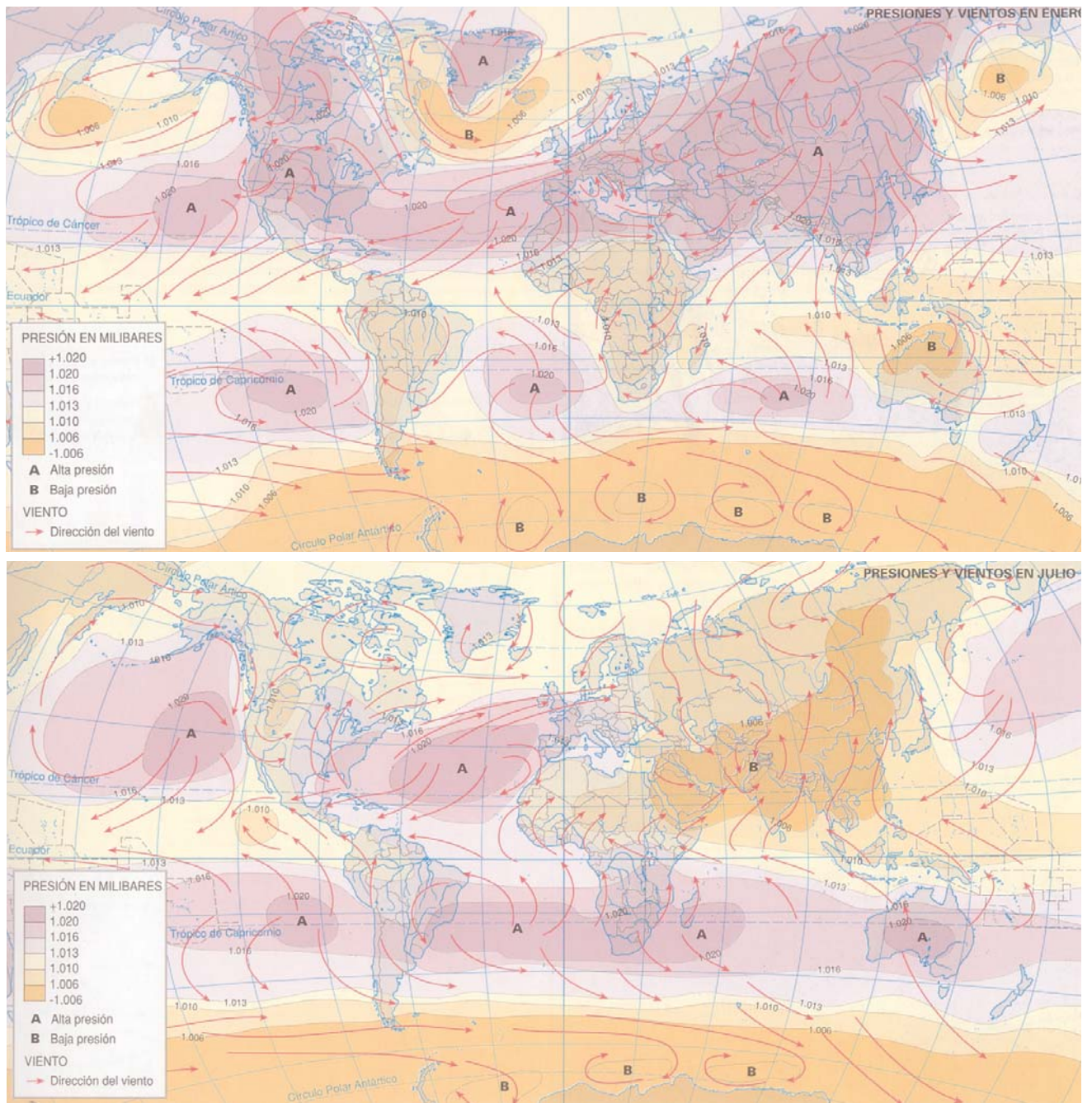


Fig. 17 A y B : Distribución mundial de las presiones y vientos, en la margen oeste de Suramérica la posición de dinámico Anticiclón del Sur del Océano Pacífico, impide la llegada de vientos húmedos al altiplano y la Cordillera Occidental del Sur de Perú. A) Presiones y vientos en julio: estación seca para el altiplano Peruano. B) Presiones y vientos en enero: estación húmeda para la misma zona (Santillana Edts., 1995).

Las estaciones seca y húmeda en el territorio en cuestión están bien diferenciadas; la primera comprende de mayo a octubre y en este periodo predominan los vientos del W, procedentes del Pacífico. La humedad en el altiplano es escasa y no se producen precipitaciones la ablación es predominante en los glaciares de la cordillera (ACEITUNO, 1999). El periodo húmedo comprende de noviembre al mes de abril, en donde predominan los vientos húmedos del E procedentes del Atlántico. Durante este estadio se produce el ascenso masivo de aire en la vertical (fuerte insolación diaria), lo que da lugar a una importante condensación de vapor de agua que generan tormentas (Fig.18) y los glaciares cubren las pérdidas producidas durante la estación seca (ACEITUNO, 1999).

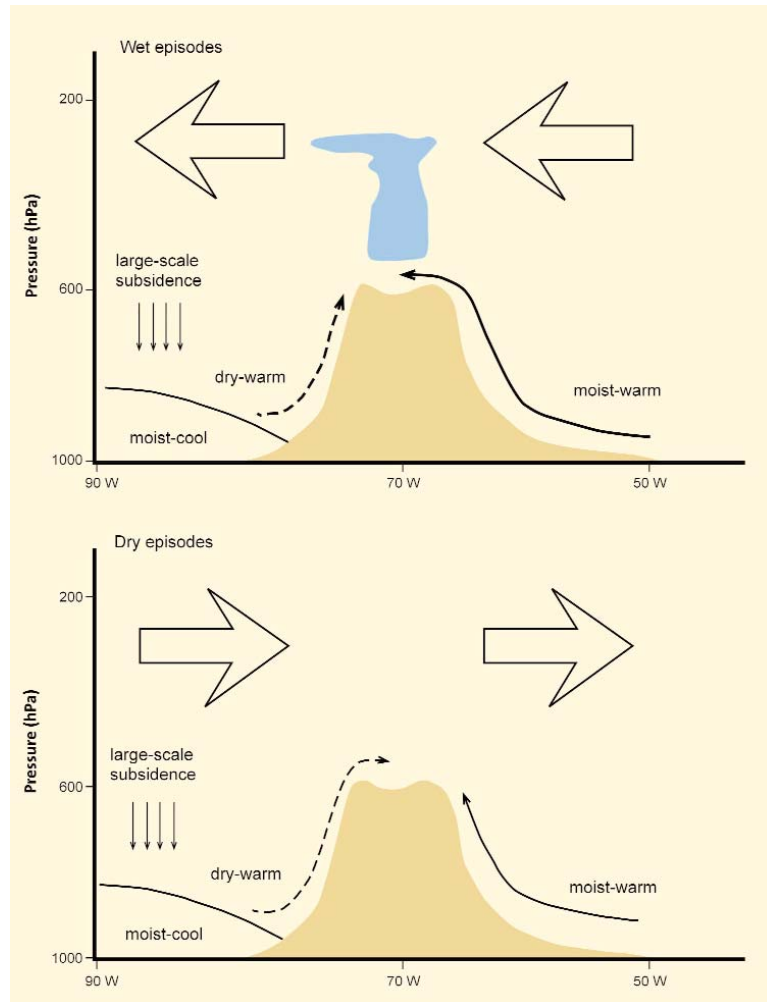


Fig. 18: Esquema de la dirección de los vientos dominantes en el altiplano y la cordillera occidental de los Andes del sur de Perú; en la estación de lluvias, los vientos dominantes son del E y permiten la llegada de masas de aire húmedas procedentes del Océano Atlántico; por el contrario en la estación seca las masas de aire del W no generan precipitaciones (GARREAUD, 2003).

2.2.2. Zonalidad climática

En función de las precipitación y la temperatura se elabora la siguiente clasificación del clima, en ella se distinguen las siguientes regiones:

Yunga : se localiza en un rango altitudinal que varía entre 1000 y 2000 msnm; presenta un clima moderadamente cálido y ligeramente húmedo. Estas condiciones varían en los valles interandinos de la vertiente oriental de la cordillera, donde el clima es moderadamente cálido y seco con lluvias escasas y radiación solar es elevada durante todo el año.

Quechua: región con temperaturas que varían entre los 15° y 0° C; las lluvias son en verano (enero a marzo) y los vientos dominantes presentan una dirección S-E (Alisios). Esta región se localiza a los 2000 y 3000 msnm.

Suni: en ella domina un clima templado frío, su localización altitudinal entre los 3000 y 4000 msnm hace de esta zona un lugar de frecuentes heladas y de una amplitud térmica muy marcada. Estas condiciones van siendo más extremas en la medida que las regiones ocupan pisos altitudinales más altos.

Puna o Jalca: es un territorio que se encuentra entre los 4000 y 5000 msnm; su clima es frío, de escasa humedad y con precipitaciones en forma de nieve: la zona periglacial es la característica de esta región.

Por último la región Janca o Cordillera, situada a más de 5000 msnm tiene un clima extremo: frío y seco, con precipitaciones en forma de nieve. Se considera un dominio de glaciación de montaña.

2.2.3. Análisis de la temperatura

La escasa densidad del aire (debido a la altitud) es un factor fundamental para comprender la diaria y marcada variación de la temperatura. Durante la noche las temperaturas son bajas, mientras que durante el día la fuerte insolación (los valores más altos se alcanzan en noviembre) desencadena un importante ascenso térmico: la amplitud térmica diaria puede ser de 25-30° (Fig. 19).

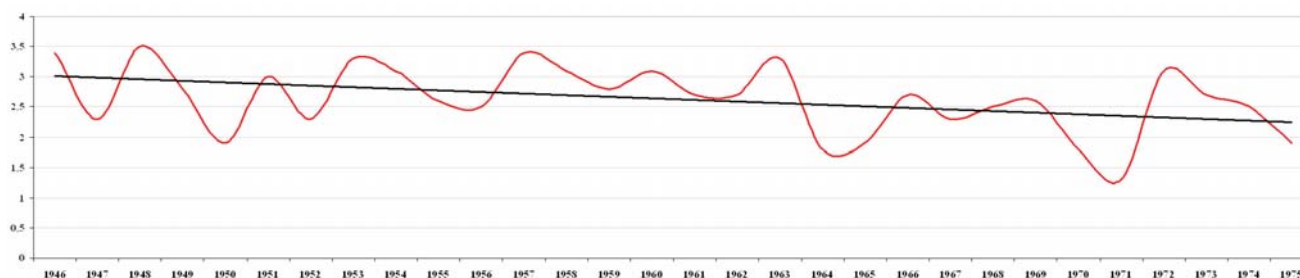


Fig. 19: Temperatura media anual, estación meteorológica Imata (15° 83' S, 71° 08' W, 4.519 msnm). Si bien los datos presentan un comportamiento irregular, la línea de tendencia muestra un descenso de la temperatura en menos de un grado, para un periodo de 29 años (Instituto Nacional de Estadística de Perú).

2.2.4. Análisis de las precipitaciones

La precipitación muestra un marcado carácter estacional y se presenta durante el verano austral (Diciembre-Marzo), cuando la circulación atmosférica regional permite la llegada de masas de aire con una alta concentración de vapor de agua proveniente del Océano Atlántico (ACEITUNO, 1999). La precipitación media anual (Fig. 20) se ha estimado en el altiplano (sur de Perú) en 600-800 mm/año (DORNBUSCH, 1998) y su distribución no es homogénea, existe un gradiente pluviométrico que decrece de norte a sur (Fig. 21).

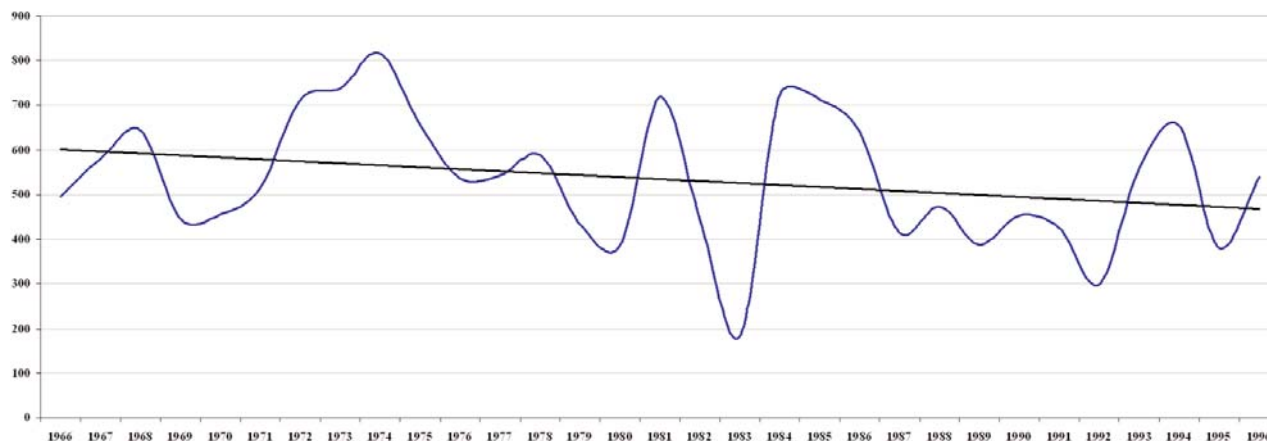


Fig. 20: Precipitación media anual; estación meteorológica Imata (15° 83' S, 71° 08' W, 4.519 msnm). Los datos de precipitación son muy heterogéneos, la línea de tendencia muestra un descenso de un poco más de 150 mm, para un periodo de 32 años: hecho significativo ya que afecta negativamente a los glaciares (Instituto Nacional de Estadística de Perú).

Las lluvias se producen en forma de tormentas intensas por debajo de la cota de 5.200 msnm (ACEITUNO, 1999; GARREAUD, 2003). Sobre la cota mencionada las precipitaciones se presentan en forma de nieve. Los datos de las estaciones meteorológicas revelan que los días de lluvia tienden a agruparse en secuencias de una semana, separados por episodios secos de duración similar (GARREAUD, 2003). Además experimentan fuertes fluctuaciones anuales, como por ejemplo lo ocurrido en

la estación meteorológica de Copacabana situada en el lago Titicaca a 3.815 m de altitud; los registros demuestran que el periodo de 1990-1991 fue más seco de lo normal con 203 mm; mientras que de 1983-1984 el registro fue de 850 mm (ACEITUNO, 1999). Esta variabilidad interanual tan marcada de la precipitación estival, en muchos casos tienen relación con el fenómeno de El Niño (GARREAUD, 2003).



Fig.25: Distribución de la precipitación en la vertiente W de la porción central de Sudamérica; las isoyetas muestran un disminución de las lluvias en la medida que la altitud decrece. En el altiplano y Cordillera Occidental de los Andes, la precipitación media anual es de 400 a 700 mm (SELTZER, 1990)

El fenómeno El Niño consiste en un calentamiento anómalo de la temperatura superficial del W del océano Pacífico (CAPEL, 1998) y se relaciona con la disminución de la intensidad o bien la desaparición temporal de los vientos Alisios (CAPEL, 1998; URIARTE, 2003). Debe su nombre a que se inicia en la época navideña y tiene un periodo de recurrencia de entre 4-8 años. Su intensidad y periodicidad es variable (Fig. 22).

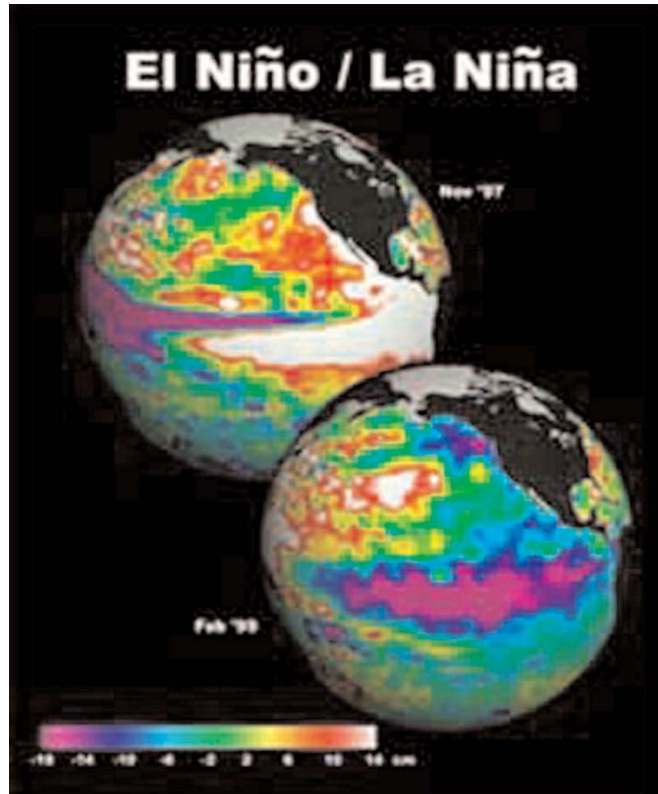


Fig.26: Los eventos meteorológicos conocidos como El Niño y La Niña son fenómenos contrarios; el primero provoca fuertes precipitaciones en la costa de Perú mientras que en el segundo, las precipitaciones desaparecen (situación normal) (URIARTE, 2003).

Desde un punto de vista hidrológico, El Niño provoca fuertes lluvias en la costa de Perú (CAPEL, 1998; URIARTE, 2003), por el contrario, las precipitaciones prácticamente desaparecen en la Cordillera Occidental de los Andes del sur de Perú. Por tanto se produce una fuerte disminución del aporte nival en las cabeceras de los glaciares. Esta reducción, drástica, se ha observado en los testigos de hielo extraídos de los glaciares Zongo y Chacaltaya en Bolivia. En el periodo 1991-1998 y para la misma zona, se observó que el balance de a masa de hielo fue negativo, lo que provocó el ascenso de la Línea de Equilibrio Glaciar entre 200-300 metros (FRANCOU Y SÉMIOND, 1997; WAGNON, 1999).

Las características descritas del clima determinan que el régimen glaciar sea diferente en comparación con las latitudes medias y altas (Fig. 23) (KASER, 1999).

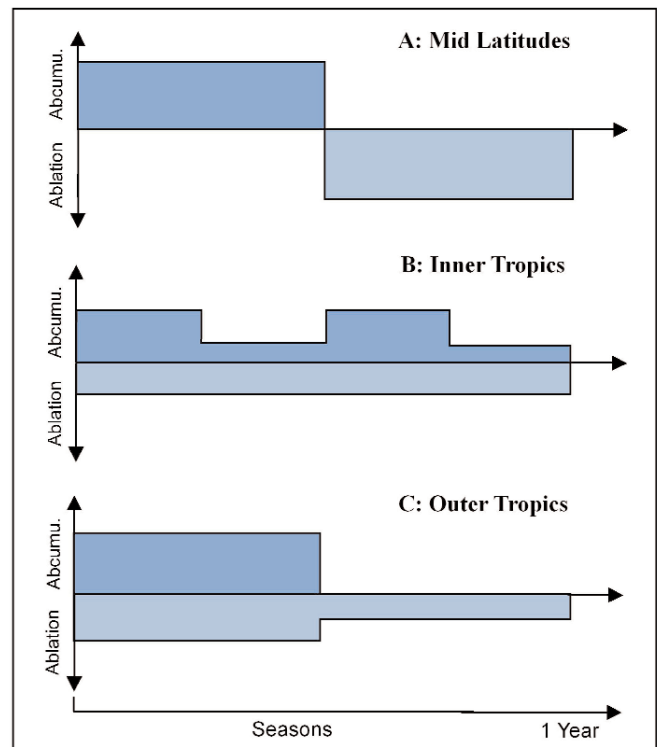


Fig. 27: Esquema comparativo de los regímenes glaciares de la zona tropical, tropical externa y zona templada (modificado a partir de KASER, et. al., 2001).

2.3. La vegetación del altiplano y la Cordillera Occidental de los Andes del sur de Perú

2.3.1. Características generales

Las condiciones extremas que existen en la zona de estudio determinan que las especies se adapten para poder sobrevivir en un hábitat donde la altitud, la gran amplitud térmica y la aridez actúan como factores limitantes en su crecimiento. Además, durante siglos las comunidades vegetales han estado afectadas y hasta amenazadas por el pastoreo, los incendios o por su aprovechamiento como combustible, lo que ha provocado la alteración de la vegetación climácica e importantes cambios en su distribución y espectro biológico.

El género *Polylepis*, constituido por una veintena de especies arbóreas y de matorral, algunas de ellas endémicas, tiene su mayor diversidad específica en la Cordillera Occidental de los Andes del sur de Perú. El aislamiento y la gran variedad de ecosistemas que existen en esta esta cadena montañosa proporcionan la existencia de numerosos nichos ecológicos, que han permitido a estos taxones tener más oportunidades para sobrevivir, de este modo se ha incrementado su riqueza florística y la tasa de endemidad. Los bosques montanos y altoandinos están formados por estas especies y su límite altitudinal se sitúa en los 5.100 msnm (MENDOZA, 2005). El taxón arbóreo mas representativo es la queñua (*Polylepis sp.*) (fig. 24), con ejemplares que llegan a alcanzar los 15 metros de altura.



Fig. 24: Ejemplar de *Polylepis sp.* (queñua), género característico de la etapa climácica del piso orotropical de los Andes: entre 4.000 y 4.800 msnm. Los suelos donde se desarrollan estos árboles son poco evolucionados (noviembre 2006).

Esta especie ha desarrollado una adaptación al frío: su corteza se deshoja y actúa como un aislante que protege al tallo de las bajas temperaturas. La presión antrópica ha disminuido la superficie de estas formaciones boscosas que crecen sobre suelos pedregosos y poco evolucionados pero en el pasado estos bosques se extendían por amplias zonas del altiplano.

Las formaciones de matorral altoandinos (fig. 25), en unos casos climácicos y en otros formando parte de etapas de sustitución de otras formaciones, son frecuentes. Se conocen con distintos nombres en función de la especie dominante y en ocasiones aparecen acompañados de gramíneas y cactáceas. La tola (*Lepidophyllum quadrangulare*) es la especie más representativa. Crece en las áreas más secas y segrega resina como defensa frente a la alta evapotranspiración diaria; ha sido intensamente utilizada como combustible.



Fig. 25: Formación arbustiva al N del Nevado HualcaHualca; amplias áreas por debajo de los 4.800 msnm son colonizadas por distintas especies de matorral (Noviembre 2005).

Las pampas presentan una topografía homogénea y horizontal están cubiertas por densas formaciones herbáceas que se conocen como pajonales (fig. 26). Con ellos son dominantes los géneros *Stipa* y *Festuca* que constituyen la principal fuente de alimento de llamas, alpacas y vicuñas.



Fig. 26: Denso pajonal que crece en la pampa Orjopuquio, al E del nevado HualcaHualca. Al fondo los glaciares y las formaciones morrénicas de la vertiente E del Nevado HualcaHualca (noviembre 2005).

Por encima de los 4.500 msnm, cerca de las nieves perpétuas, donde las condiciones climáticas son extremas, aparecen formaciones de plantas almohadilladas y arrossetadas pegadas al suelo. La especie más representativa es la yareta (*Azorella compacta*). Esta planta de intenso color verde puede colonizar varios metros de superficie y se calcula que puede llegar a vivir varios miles de años debido a su lento crecimiento (Fig. 27).



Fig. 27: ejemplares de Yareta (*Azorella compacta*), especie de la familia de las apiáceas que crece en el piso supraforestal por encima de 4.800 msnm (octubre, 2005).

En las áreas que fueron afectadas por la sobreexcavación de los glaciares de la última glaciación aparecen turberas (fig. 28), que en la cordillera reciben el nombre de bofedales. La mayor parte de las dataciones realizadas para conocer la edad del último máximo avance glaciar proceden del análisis polínico extraído de ellas.

Por encima del límite de las nieves perpetuas, el suelo esta congelado durante gran parte del año, abundan las superficies rocosas y son frecuentes los glaciares. En este medio, solo pueden sobrevivir las comunidades liquénicas (Fig. 29). Los líquenes han sido utilizados en los estudios de geomorfología glaciar y periglacial, especialmente para conocer la edad de los avances glaciares más recientes.



Fig. 28: conjunto de turberas al W de la altiplanicie de Patapampa (noviembre, 2005).

Esta técnica conocida como liquenometría, se basa en la medición del desarrollo de algunas especies de líquenes que colonizan una determinada superficie, de esta manera se obtiene una aproximación aceptable de la edad de su exposición o estabilización. Si se dispone de la curva de crecimiento de una espe-

cie determinada es factible realizar una datación absoluta. La longevidad de los líquenes en la alta montaña puede alcanzar, en casos extremos, milenios. El subgénero *Rhizocarpon* es uno de los más estudiados (PROCTOR, 1983), por su azonalidad, considerable longevidad y lento crecimiento (en torno a 0,02-2,00 mm año).



Fig. 29: Detalle de una comunidad de líquenes que colonizan una colada de lava. La liquenometría es una técnica utilizada para conocer la edad de depósitos recientes, basado en la medida del crecimiento del talo del líquen (octubre 2006).

2.3.2. Zonificación de los pisos bioclimáticos

La primera zonificación de este tipo fue realizada por Rivas Martínez (1982) y se basa en el Índice de Termicidad y en umbrales ombrotérmicos que desarrolló para los Andes del Perú. El primero de los índices agrupa seis pisos bioclimáticos: 1. Infratropical ($T_i > 610$); 2. Termotropical (T_i entre 610 y 471); 3. Mesotropical (T_i entre 470 y 311); 4. Supratropical (T_i entre 310 y 171); 5. Orotropical (T_i entre 170 y 50) y 6. Cryotropical ($T_i < 50$).

En función de la precipitación media anual, el mismo autor, estableció nueve intervalos ombrotérmicos: 1. Ultrahiperárido (Precipitación < 5 mm); 2. Hiperárido (Precipitación entre 5 y 30 mm); 3. Árido (Precipitación entre 30 y 100 mm); 4. Semiárido (Precipitación entre 100 y 300 mm); 5. Seco (Precipitación entre 300 y 500 mm); 6. Subhúmedo (Precipitación entre 500 y 900 mm); 7. Húmedo (Precipitación entre 900 y 1.500 mm); 8. Hiperhúmedo (Precipitación entre 1.500 y 2.500 mm) y 9. Ultrahiperhúmedo (Precipitación > 2.500 mm).

En la segunda zonificación bioclimáticos fueron utilizados los criterios mencionados en el Altiplano y Cordillera Occidental de los Andes del sur del Perú. De esta manera se obtuvieron cuatro pisos bioclimáticos (Mesotropical, Supratropical, Orotropical y Criorotropical) y tres ombroclimas (Subhúmedo, Semiárido y Arido) (GALÁN DE MERA et al., 2003).

Existe otro criterio elaborado por Tosi, donde realiza una regionalización en función de la vegetación de los Andes, de esta manera establece tres pisos bioclimáticos (citado por KUENTZ, 2005):

1. La subpuna: situada entre los 3.300 y los 3.900 m de altitud. Se caracteriza por la presencia de formaciones arbóreas y arbustivas constituidas por individuos de pequeño tamaño de las siguientes familias: *Clusiaceae* (*Hypericum* sp.), *Ericaceae* (*Vaccinium* sp.), *Loganiaceae* (*Buddleia* sp.), *Rozasele* (*Polylepis* sp.), *Betulaceae* (*Alnus* sp.), *Sapindaceae* (*Dodonaea* sp.) y *Myrsinaceae* (*Myrsine* sp.).

2. La puna: este piso ocupa los 3.900 y los 4.300 msnm y las familias dominantes son: *Apiaceae* (*Azorella compacta*), *Fabaceae* (*Astragalus* sp.), *Ephedraceae* (*Ephedra* sp.), *Ericaceae* (*Pernettya* sp.), *Asteraceae* (*Gynoxys* sp.), *Rosaceae* (*Polylepis* sp.) y *Bromeliaceae* (*Puya* sp.).

3. La superpuna: se sitúa por encima de la cota de los 4.300 msnm, está constituida por las familias *Apiaceae*, *Poaceae*, *Campanulaceae*, *Caryophyllaceae*, *Ephedraceae*, *Geraniaceae*, *Malvaceae*, *Cactaceae*, y *Plantaginaceae*.

Otra clasificación se basa en la vegetación y la precipitación como principales criterios (TROLL, 1968 en KUENTZ, 2005):

1. La Puna húmeda: entre 7-10 meses de lluvias. Esta localizada al norte de Perú, donde las precipitaciones se encuentran por encima de 400 mm anuales. La vegetación es densa con predominio de formaciones arbustivas (familias *Aciachne*, *Pycnophyllum* y *Cactaceae*) y herbáceas (géneros *Calamagrostis* sp., *Festuca* sp., y *Stipa* sp.)

2. La Puna seca: entre 4,5 - 7 meses de lluvias. Se distribuye por el sur de Perú y Bolivia y presenta una precipitación media anual de entre 100 y 400 mm. La vegetación esta constituida por pequeñas formaciones arbustivas (géneros *Azorella* y *Parastrephia*).

3. La Puna desértica: entre 0-2 meses de lluvias. Está localizada principalmente en Chile, y presenta una precipitación media anual menor de 100 mm. La vegetación está constituida principalmente por formaciones arbustivas espinosas y suculentas, dentro de las cuales predomina la familia *Cactaceae*.

A la clasificación anterior se le añade la siguiente división alternativa que destaca la altitud (CABREIRA, 1968 en KUENTZ, 2005):

1. La Provincia Puneña: situada entre los 3.400 y los 4.300 m de altitud. Se caracteriza por presentar una formación de matorral dispersa y durante la estación húmeda crece un extenso tapiz herbáceo. Destacan las familias *Fabaceae*, *Poaceae*, *Solanaceae* y *Verbenaceae*.

2. La Provincia Altoandina: a partir de los 4.300 m de altitud. Las especies que habitan este medio son xerófilas.

Finalmente y teniendo como punto de partida las clasificaciones anteriores Kuentz (2005) presenta los siguientes pisos bioclimáticos para el Altiplano y la Cordillera Occidental del sur de Perú (fig. 30) :

1. Piso Supratropical (Subpuna) 3.000-4.000 msnm, ombroclima seco-subhúmedo:

a) Facies supratropical inferior (por debajo de 3.800 msnm):

Se extiende sobre suelos formados sobre coladas de lava antiguas. En este sustrato crecen principalmente cultivos y algunas áreas se han reforestado con especies arbóreas alóctonas, principalmente *Pinus radiata* y *Eucalyptus globulus*. La vegetación natural está constituida por especies de las familias: *Asteraceae*, *Solanaceae*, *Fabaceae* y *Malvaceae*.

b) Facies supratropical superior (3.800-4.000 msnm):

La vegetación de esta facies esta asociada a depósitos de ceniza y suelos del tipo ándico. En las áreas más húmedas aparece una vegetación arbustiva densa con taxones de las familias *Asteraceae*, *Fabaceae*

y *Solanaceae*. Los espacios más xéricos son colonizados por especies xerófilas con predominio de la familia de las cactáceas.

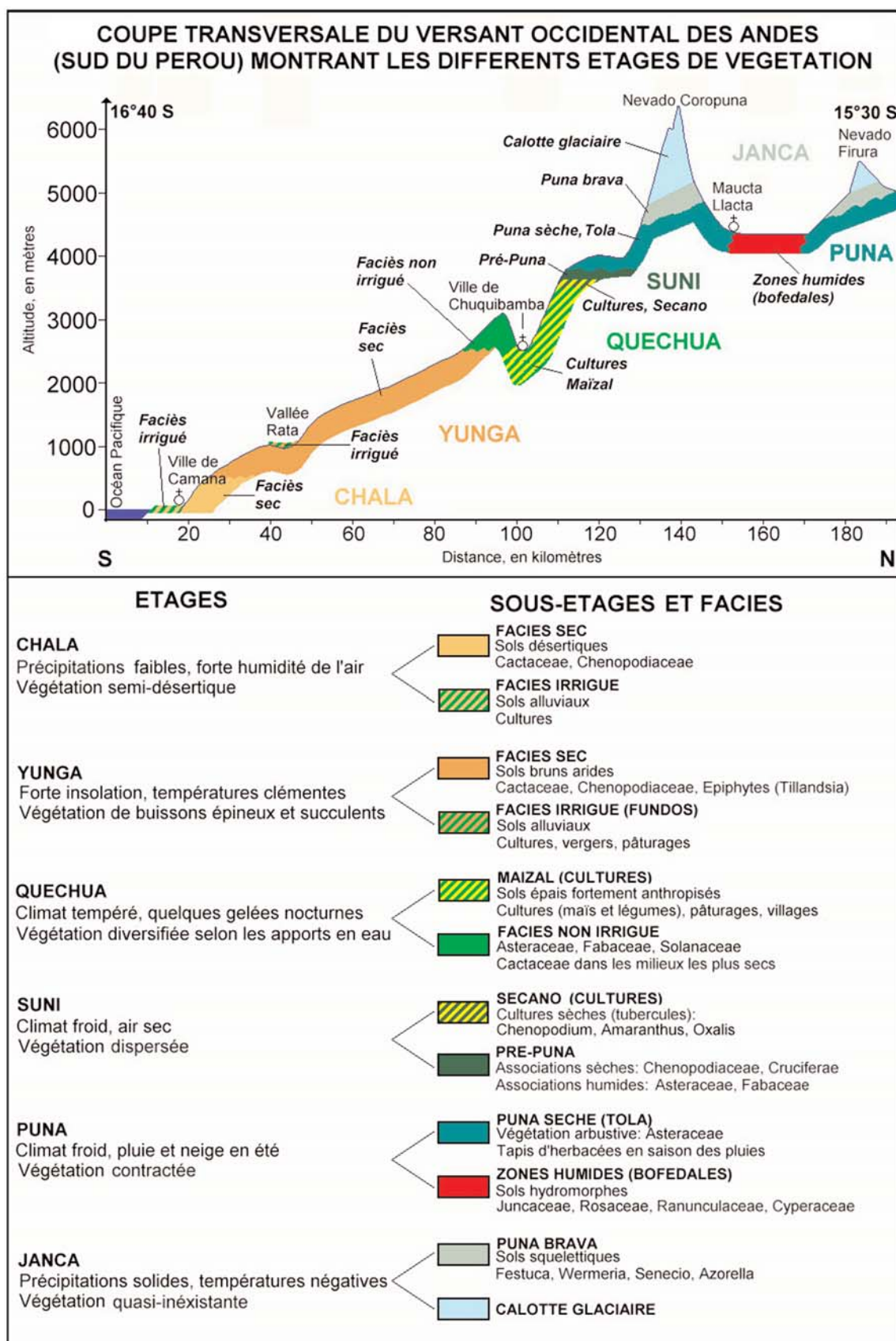


Fig. 30: Cliserie donde se representan los pisos de vegetación desde la costa del Océano Pacífico, hasta las cumbres del Nevada del Coropuna (KUENTZ, 2005).

2. Piso orotropical (Puna) 4.000-4.800 msnm, ombroclima seco-subhúmedo:

a) Formaciones arbóreas de *Polylepis*:

Esta especie arbórea de nombre científico *Polylepis sp.* (Queñua) se asienta sobre suelos poco evolucionados, normalmente a una altitud de 4.800 m. La presión antrópica ha sido la causa de la reducción de su área de distribución. Uno de los principales reductos se encuentra en torno al Nevado Coropuna donde la superficie ocupada por esta especie es de 7.000 hectáreas, lo que supone el 45% de la superficie total ocupada en el departamento de Arequipa.

3. Piso orotropical (Puna) 4.000-4.800 msnm, ombroclima seco-subhúmedo:

a) Formaciones arbóreas de *Polylepis sp.*

b) Turberas y áreas pantanosas:

Estos ecosistemas suelen encontrarse en el fondo de los valles glaciares en torno a 3.500 y 5.000 m de altitud y son utilizados normalmente como áreas de pasto para el ganado. En estos ecosistemas habitan especies pertenecientes a las familias: *Azollaceae* y *Ranunculaceae*.

4. Puna sensu stricto, ombroclima subhúmedo, 4.800 m.s.n.m:

a) Facies con formaciones de matorral y herbáceas:

Este tipo de vegetación aparece en espacios con una cubierta edáfica poco desarrollada como es el caso de los depósitos morrénicos. La familia mejor adaptada a estas condiciones ambientales es *Astaraceae* y en ocasiones aparecen algunas especies de la familia *Cactaceae*. Durante la estación húmeda las formaciones herbáceas colonizan entre el 50% y el 75% de este piso bioclimático en especial los géneros *Astragalus*, *Calamagrostis*, *Festuca*, *Lupinus* y *Stipa*. Cuando el suelo es compactado por el ganado principalmente por las llamas y alpacas, los géneros *Stipa*, *Festuca* y *Poaceae* son los más abundantes.

b) Facies arbustiva:

Las formaciones arbustivas solo colonizan las partes elevadas de las coladas de lava o los depósitos ignimbríticos. No hay grandes diferencias florísticas con respecto a la facies anterior, con la diferencia que la formación arbustiva aparece más dispersa y las formaciones herbáceas son más escasas.

5. Piso Cryorotropical, ombroclima subhúmedo, > 4.800 m.s.n.m:

a) La Puna brava:

Entre los 4.800 y los 5.200 m de altitud, crecen formaciones vegetales dispersas y de pequeño tamaño constituidas principalmente por gramíneas y hemicriptofitas con un aparato radical profundo sobre suelos con unas características similares al permafrost de alta montaña. Este ecosistema presenta una gran amplitud térmica, temperaturas extremadamente frías especialmente durante la noche y una fuerte xericidad. La mayor parte de las plantas que aparecen en este medio pertenecen a las familias *Apiaceae* (género *Azorella*), *Asteraceae* (género *Senecio* y *Werneria*), *Caryophyllaceae* (género *Pycnophyllum*), *Gentianaceae* (género *Gentianella*), *Malvaceae* (género *Nototriche*), y *Poaceae* (gé-

neros *Calamagrostis*, *Dissanthelium* y *Festuca*) que colonizan extensas áreas del piso bioclimático orotropical entre los 4.600 y los 5.200 m de altitud.

La especie *Azorella compacta* (yareta) crece en estos ambientes, es muy abundante y es el taxón característico de los pisos cryorotropical y orotropical superior. El sur de Perú representa el área de distribución más septentrional de esta especie Austral-antártico (MARTÍNEZ, 1989).

b) Area ocupada por los glaciares y las nieves perpetúas:

Esta área se corresponde con el piso glaciario de montaña (fig. 31). Las condiciones climáticas impiden el desarrollo de las especies vegetales, con la excepción de algunas comunidades liquénicas.



Fig. 31: En el piso cryorotropical la vegetación prácticamente no existe, las condiciones climáticas extremas impiden su desarrollo. En las campañas de campo no se ha detectado la existencia de colonización liquénica sobre los detritos morrénicos de la Pequeña Edad del Hielo en el Nevado Coropuna (noviembre 2006).

2.4. Población, usos del suelo y perspectivas de desarrollo

2.4.1. Características generales

El altiplano está habitado por pequeños grupos familiares o unifamiliares, dispersos y aislados unos de otros y con mínimas condiciones de bienestar (Fig.31 A y B). La precaria economía es de subsistencia y está basada en un pastoreo tradicional extensivo de llamas, alpacas y vicuñas que se alimentan de los pastos que crecen en el altiplano. El ganado es el sustento esencial de la población, a partir de él es posible obtener leche, carne y lana .



Fig. 31 A y B: La población en el altiplano andino es escasa y dispersa. A) Asentamiento unifamiliar típico en el valle glaciar de Pujro Huayjo al SW del Nevado HualcaHualca. B). Los habitantes que ocupan el Altiplano reciben el nombre de llaneros, son ganaderos y viven en condiciones de pobreza (noviembre 2006).

Los poblados llegan a concentrar hasta un par de decenas de familias prácticamente aisladas debido al mal estado de las carreteras y a su lejanía de las principales vías de comunicación. Estas condiciones agudizan más la existente marginación y pobreza de este territorio (Fig.32).

La población es mayor en el valle del Colca, donde existen varios poblados que concentran un número reducido de habitantes, en donde se combina la ganadería con una incipiente agricultura. Desde la época preincaica los antiguos pobladores transformaron las laderas inhóspitas, en terrenos apropiados para la agricultura mediante la construcción de bancales, de esta manera se aprovechan y se protegen los suelos. Esta práctica se ha mantenido hasta la actualidad.

El recurso agua procede del deshielo de los glaciares y su canalización está destinada en gran medida a obtener un óptimo rendimiento de la actividad agrícola (Fig. 33). En algunos puntos del altiplano donde el suministro del líquido es constante a lo largo de todo el año, existe la posibilidad de mantener una agricultura en los bancales y una ganadería intensiva de vacunos en el fondo de los valles.



Fig. 32 A y B: El mal estado de las carreteras y la dispersión de la población, es una limitante (entre otras más) en el acceso a la educación. A) Escuela en el poblado de Jallua (al N del nevado Coropuna). B) Transporte de alumnos al término de sus actividades escolares. (octubre 2006).

La falta de inversión e incentivos gubernamentales en estos territorios del altiplano, obliga a la población a migrar a las principales ciudades del Perú, subemplearse en el mejor de los casos o bien sumarse a la población marginal de las ciudades. El fenómeno de migración es evidente en el altiplano en el abandono de los bancales y viviendas (Fig. 34).

La agricultura y el turismo son las alternativas en el futuro desarrollo económico de la población que vive en el Altiplano. En este marco se han desarrollado importantes iniciativas agrícolas para el valle del río Colca. Los beneficios de ambas actividades en la actualidad tienen una escasa repercusión en la población local, sin embargo, las personas que tienen un empleo en cualquiera de estos sectores perciben un mayor ingreso.



Fig. 33: Agua de deshielo proveniente de los glaciares del Nevado HualcaHualca, su canalización facilita su distribución entre los terrenos agrícolas, suministro doméstico o ganadero (noviembre 2006).

La agricultura y el turismo son las alternativas en el futuro desarrollo económico de la población que vive en el Altiplano. En este marco se han desarrollado importantes iniciativas agrícolas para el valle del río Colca. Los beneficios de ambas actividades en la actualidad tienen una escasa repercusión en la población local, sin embargo, las personas que tienen un empleo en cualquiera de estos sectores, perciben un mayor ingreso.

El turismo tiene un gran potencial natural: todo este territorio tiene un valor escénico de calidad, por tanto la demanda actual de turistas, en su mayoría europeos, podrá aumentar en la medida que la población participe y se prepare para ofrecer servicios de hospedaje, alimentación o de guías. Este tipo de actividades podrá convertirse en un motor económico importante en la medida que se incentive esta idea desde el gobierno y siguiendo los principios del desarrollo sostenible.

Los poblados más importantes están localizados en el fondo del valle hasta un total de cinco: Chivay, Achoma, Cabanaconde, Caylloma y Huambo. Todos ellos cuentan con asistencia médica, centros escolares, electricidad, teléfono e internet. Estas características no son las comunes en el resto de los poblados con un menor número de habitantes.



Fig. 34: Bancales agrícolas abandonados, posiblemente por la falta de recursos hídricos o por la migración de los propietarios a las ciudades en busca de mejores opciones de vida (noviembre del 2006).

Durante los últimos años se ha desarrollado un gran proyecto de riego en el valle del río Majes (al S del Complejo Ampato), que aprovecha el agua de fusión de los glaciares para el impulso de la agricultura de esta región y su tecnificación a partir de la adquisición de equipos más modernos. De esta forma, la productividad y la calidad de los productos ha aumentado. Los productos se comercializan por medio de cooperativas que los llevan a la ciudad de Arequipa, como un primer destino y posteriormente al resto del país. Los resultados han sido tan favorables que incluso se contempla la exportación a otros países (Fig.35).

La población local se ha visto beneficiada con este proyecto, en especial con la creación de empleos lo que ha permitido mejorar el nivel de vida, deficitario en toda la zona, y fijar población rural, reduciendo en gran medida el proceso migratorio hacia la ciudad. No obstante este proceso continúa y se van despoblando los territorios montañosos de manera paulatina. Los únicos habitantes que no migran son las personas mayores, de esta manera se favorece una tendencia demográfica negativa y un aumento de la tasa de envejecimiento de los núcleos rurales.

La escasez de agua es un gran problema para el desarrollo agrícola y ganadero en este territorio, de hecho no es sostenible debido a la poca e inestable disponibilidad de recursos hídricos. De ahí la importancia de este tipo de estudios, que se abocan a caracterizar las fuentes de suministro: los glaciares. Cualquier cambio en el volumen o superficie de las masas de hielo podría reducir la posibilidad de utilizar este recurso y afectar las zonas agrícolas.

Los aparatos glaciares tropicales tienen una función fundamental a escala local y regional en los países Andinos. Por Ej. Las ciudades de la Paz, Quito y Lima, se abastecen del agua procedente de la fusión de los glaciares.



Fig. 35: Sistema de riego en el Valle del río Majes. A) El fondo del valle es cultivado de manera intensiva. El buen aprovechamiento de los sistemas de riego hace que se integren nuevos terrenos al cultivo, sobre todo en las rampas áridas que limitan el valle. B) En algunos sectores es posible combinar la agricultura con la ganadería de bovinos. C) Ejemplo de los canales de riego que distribuyen el agua de deshielo glaciar por el valle del río Majes.

2. 5. Evolución volcánica y glaciar del complejo volcánico Ampato: estado de conocimiento

2. 5. 1. Evolución volcánica

Potentes capas de piroclastos recientes cubren las laderas del Complejo Volcánico Ampato (Fig. 36), este hecho pone de manifiesto una historia explosiva continua y de gran magnitud. De este conjunto destaca el Nevado de Sabancaya por su actividad reciente (BULMER, et al., 1999).

El volcán Sabancaya es un cono activo rodeado por potentes y largas coladas de lava que ha despertado el interés de los especialistas, con lo cual existen diversas publicaciones. Entre ellas destacan los estudios geológicos y morfológicos realizados a partir de imágenes Landsat TM (De Silva y Francis, 1980); de cambios en la morfología producidos durante el período de actividad de 1986-1990 (CHOROWICZ, et al., 1992; GUILLANDE, et al., 1992) ; cartografía geomorfológica-volcánica y evaluación de riesgos (THOURET, et al., 1995) y de cambios morfológicos, aparición de nuevas estructuras y análisis de las propiedades físicas en coladas de lava y depósitos de avalancha (BULMER, et al., 1999).



Fig. 36: Vista desde el Altiplano de Patapampa del Complejo Volcánico Ampato donde se observan las vertientes orientales. En el extremo derecho, se localiza el Sabancaya único edificio activo de este conjunto (octubre, 2005).

2. 5. 1. 1. Historia eruptiva del volcán Sabancaya

La actividad volcánica reciente del Complejo Volcánico Ampato se centra en el Nevado Sabancaya. Este nombre procede del quechua Sahuanqueya que significa volcán que escupe, topónimo que hace evidente erupciones constantes ocurridas en tiempos históricos y que no pasaron desapercibidas para la población prehispánica de esta región.

A partir del análisis e interpretación de los productos volcánicos, se han determinado la ocurrencia de tres eventos eruptivos: 8.520; 5.440 y 1.680 años B.P. En un período más reciente y a partir de relatos históricos, se sabe de la existencia de períodos eruptivos en los años de 1460, 1752 y 1784. Después de una relativa calma, que duró casi 2 siglos se presentó un nuevo período eruptivo que inició en 1981 y terminó en 1984 con la presencia de ruidos volcánicos y sismos de baja. Desde 1985 son persistentes las emisiones de fumarolas.

En noviembre de 1986 un débil sismo marcó el inicio de una intensa actividad fumarólica, columnas piroclásticas ascendieron entre 500 y 1000 m y fueron visibles a docenas de km hecho que alertó a las poblaciones de Chivai, Cabanaconde Conde y Huanca. Durante los meses siguientes disminuyó progresivamente hasta que fue interrumpido por las potentes explosiones del 7 de agosto de 1987. En esta ocasión el poblado de mayor afectación fue Huacachigero, donde los habitantes fueron afectados por la presencia de gases sulfurosos.

Desde 1988 hasta 1989 se mantuvo una actividad fumarólica constante, para interrumpirse el 9 de mayo de 1990 con la aparición de ruidos y una creciente actividad sísmica que no paso inadvertida para los habitantes de habitantes de Cajamarca y Maca. Estos fenómenos fueron en aumento hasta alcanzar su máximo el 5 de junio de 1999 con la formación de una columna piroclástica que alcanzó los 5000 m por encima del cráter. Los materiales emitidos tuvieron un área de dispersión de 10 km aproximados (Fig. 37) . El estilo eruptivo fue clasificado como vulcaniano y freatomagmático: los balísticos (bloques > 64 mm) alcanzaron una distancia máxima de 500 m ; los lapilli (> 2 mm) se dispersaron entre 3-4 km; las cenizas (< 2 mm) en un rango de 10 a 25 km y el polvo (< 1/16 mm) hasta 30 km en la dirección predominante del viento. El poblado de Sallalli tuvo que ser evacuado, al ser afectado por caída de cenizas (THOURET, et al., 1995).



Fig. 37 A, B y C: Detritos volcanoclásticos expulsados en los eventos de junio de 1999 por el volcán Sabancaya. A) Laguna de Mucurca (al W del Sabancaya), en superficie se aprecian una cubierta heterogénea de materiales piroclásticos. B) Detalle: los materiales se muestran heterométricos y con aristas angulares - subangulares. C) Bloque posiblemente se trate de un balístico (noviembre 2006).

El evento de 1999 generó lahares debido al deshielo de la superficie del glaciar por caída de cenizas incandescentes (se observaron mantos de 5 cm de espesor en las cercanías del cráter). Este fenómeno fue una amenaza real para 30.000 personas que viven en los valles del Colca y Siguan (Fig.38) (THOURET, et al., 1993 y THOURET, et al., 2002).



Fig. 38: En primer plano se observan depósitos de lahar ocurridos en junio de 1999 y que pusieron en peligro a los poblados de los valles del Colca y Siguan; al fondo y segundo plano se observa el cono del Sabancaya (julio, 2004).

2. 5. 1. 2. Riesgo volcánico del volcán Sabancaya

El Sabancaya presenta diferentes tipos de riesgos asociados a su actividad, cada uno con un escenario de afectación distinto (Fig. 39) (THOURET, et al., 1995), según se deduce de la actividad más reciente del volcán:

- 1) Zona de alto peligro: comprende un radio de 4 kilómetros en torno al cráter es donde se pueden producirse avalanchas de nieve-hielo mezclados con tefras, flujos piroclásticos de escaso a moderado volumen y proyectiles balísticos.
- 2) Zona de peligro moderado: abarca un radio de 20 km alrededor del cráter, siendo un escenario de lahares y caídas de ceniza que pueden contaminar los pastos y cuerpos agua. Este proceso induce al deshielo de los glaciares del complejo volcánico Ampato.

En el caso hipotético de producirse una erupción subpliniana, se distinguen las siguientes áreas de peligro volcánico:

1. Zona de alto peligro: se localizarían en un radio de 4 a 10 km del cráter. Esta área sería afectada por proyectiles balísticos (en un radio de 4 km), avalanchas de nieve-hielo mezclado con tefras, así como flujos piroclásticos que podrían alcanzar los 10 km (tomando de referencia el área fuente: el cráter). La estimación y alcance de los flujos piroclásticos, se basan en los depósitos del Holoceno situados a 7 km al E-SE del volcán. Finalmente, al culminar la actividad explosiva, pueden generarse flu-

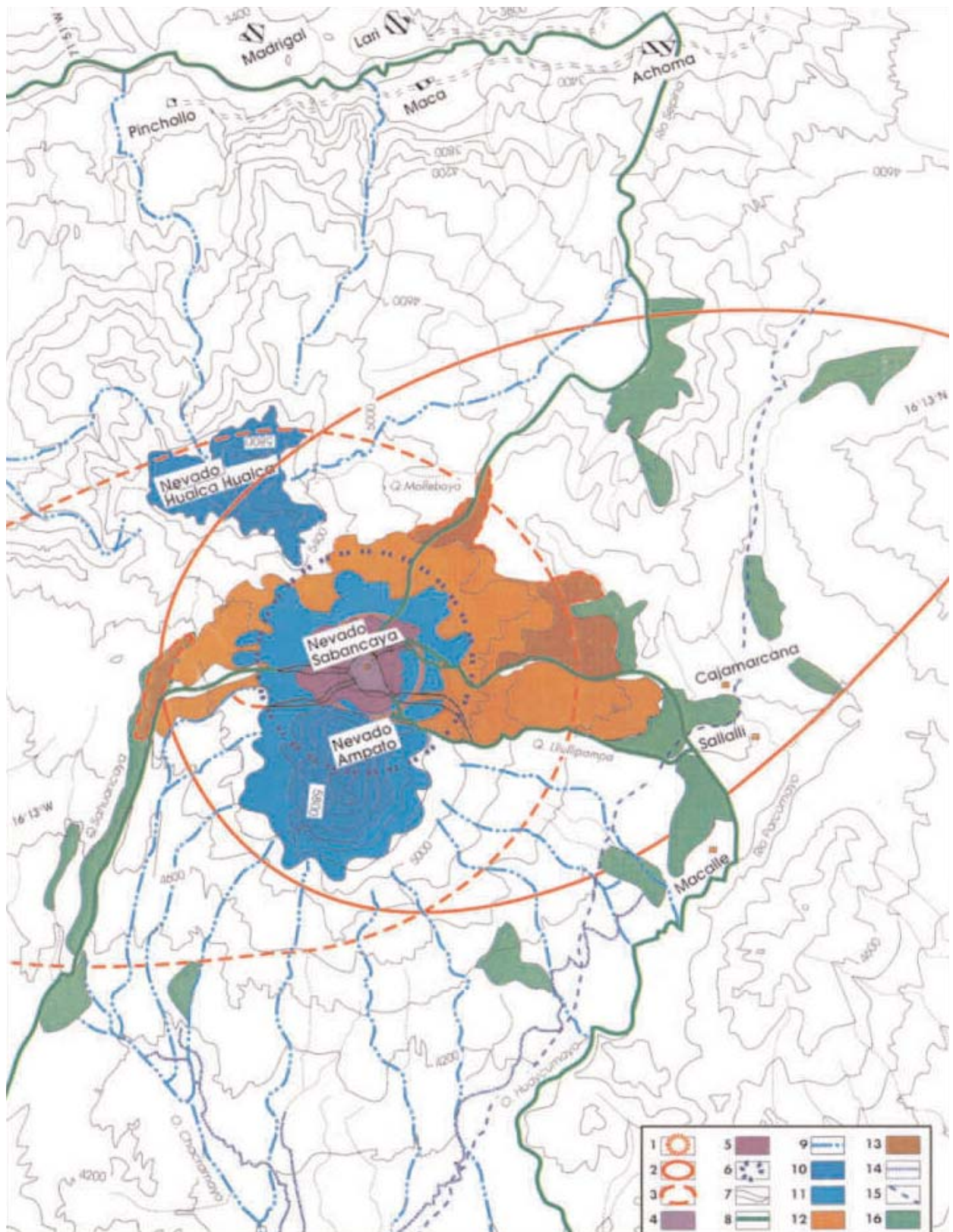


Fig 39: Mapa de zonificación de peligros del volcán Sabancaya, para un escenario de moderada magnitud (vulcaniana o subpliniana). 1. Área afectada por proyectiles balísticos, durante la erupción de 1988 a 1998; 2. Área afectada por cenizas de 1 cm de espesor en la erupción de 1988 a 1998; 3. Áreas que potencialmente pueden ser cubiertas por cenizas; 4 y 5. Capas de hielo cubiertas por tefras, hay mezcla de hielo, agua y tefras; 6. Área que puede ser afectada por flujos piroclásticos; 7. Zonas por donde se canalizarían los flujos piroclásticos; 8 y 9: quebradas o ríos por donde se canalizan los lahares; 10. Capa de hielo del nevado Sabancaya; 11. Zona cubierta por nieve estacional, de diciembre a marzo; 12. Área que puede ser cubierta por flujos de lavas en bloques; 13. Área que puede ser cubierta por flujos de lavas; 14. Canales de irrigación; 15. Carretera afirmada; 16. Bofedales o pastizales. (THOURET, et al., 1995).

jos de lava que podrían desplazarse entre 5 y 10 km del foco emisor, afectando de 20 a 50 Km², las coladas de lava emitidas en el Holoceno cubren 40 km² alrededor del volcán.

2. Zona de peligro moderado: cubriría un radio de 25 km en torno al volcán, se producirían caídas de tefra y se generarían lahares. El cálculo de riesgo por este tipo de flujos, se han realizado a partir de los ocurridos Holoceno que se desplazaron 18 km al noreste del volcán ocupando el valle del río Sepina. En relación con la generación de lahares, se ha estimado un volumen entre 9 y 19 millones de m³ de agua almacenada en forma sólida en la cumbre del volcán. No obstante tres factores impedirían la formación de lahares voluminosos: a) el escaso volumen de hielo-nieve b) la poca pendiente alrededor del volcán y c) la cantidad de valles que evitarían la concentración de los lahares.

El volcán Sabancaya no presenta zonas falladas en sus flancos que puedan dar lugar a grandes deslizamientos. En el caso de producirse flujos de avalancha de escombros o explosiones laterales, las áreas que podrían verse más afectadas son el sector SW por donde discurre el río Parcomayo; el sector W de los valles de los ríos Sahuancaya y Colca y al NE el valle del río Sepina.

Los flujos piroclásticos generados a partir de una posible explosión lateral del volcán podrían alcanzar entre 25 y 35 km. Una actividad eruptiva de tipo pliniano generaría flujos piroclásticos intraplínicos muy peligrosos, hasta al menos 11 km del cráter, canalizados preferentemente hacia el SE (Lluillipampa), W-SW (Sahuancaya) y NE (Sepina).

2. 5. 2: Evolución glaciar

La primera aproximación que hace evidente los cambios en las áreas glaciares del complejo volcánico en cuestión, es visual y se realiza comparando fotografías con 61 y 63 años de diferencia. Las antiguas son aéreas-oblicuas realizadas por el Servicio Aerofotográfico Nacional de Perú en noviembre de 1943 y las recientes han sido obtenidas en las campañas de trabajo de campo de julio de 2004 y noviembre de 2006.

2. 5. 2. 1. Nevado Ampato

La Fig. 40 (A y B) muestra el flanco NW del volcán Ampato en dos fechas distintas A) noviembre de 1943 y B) noviembre del 2006. En la primera fotografía es posible observar seis pequeñas lenguas glaciares, que avanzan pocos metros sobre las laderas altas que constituyen esta vertiente. La segunda imagen tiene la misma orientación y fue tomada 63 años después (Fig. 40 B), en ella la masa glaciar se restringe a la cumbre han desaparecido los pequeños glaciares.



Fig. 40 A y B: Ladera NW del volcán Ampato, a partir de dos fotografías se hace evidente el retroceso glaciar. A) noviembre de 1943 y B) noviembre del 2006.

La superficie glaciaria fue estimada en 15,4 Km² y la altitud mínima establecida en 5.100 msnm en 1943. Por otro lado, la cercanía del volcán activo del Sabancaya (1998) provocó el retroceso generalizado y la pérdida de volumen de estas masas de hielo. No obstante debe tenerse en cuenta el descenso de las precipitaciones provocadas por el fenómeno meteorológico de El niño en 1997-1998 (LAMADON, 1999).

2. 5. 2. 2. Nevado Sabancaya

La Fig. 46 A muestra la situación de los glaciares en la cumbre del volcán en 1943; doce años después, en 1955 se estimó el área total en 6,3 km² (LAMADON, 1999). Las masas de hielo casi desaparecen debido a la existencia de un largo período eruptivo (1990 - 1998). En la actualidad los glaciares no son del todo visibles; existen retazos de hielo que están cubiertos por capas de piroclastos que lo fosilizan, situación que se observa en la ladera SE (Fig. 41 A y B).



Fig. 41 A y B: El Nevado de Sabancaya es el único volcán activo del Complejo Volcánico Ampato. A) vista de la cubierta glaciaria en la ladera S: noviembre de 1943. B) Después de la actividad volcánica de los noventa, el glaciar quedó reducido en fragmentos pequeños, aislados y cubiertos de piroclastos, situación que continúa hasta nuestros días y que es característica de la vertiente SE (julio del 2004).

2. 5. 2. 3. Nevado Hualca Hualca

La comparación entre 1943 y 2006 de las áreas glaciares (ladera SW, en ambos casos), muestra los efectos de una marcada deglaciación, que provocó un adelgazamiento significativo del espesor de los glaciares (Fig. 42 A y B). Lamadon (1999), menciona que las dos grandes lenguas situadas en la vertiente suroeste han sufrido una pérdida de volumen importante y que los frentes han retrocedido, pero no se ha estimado dicho proceso. La superficie glaciaria en la actualidad se calcula en 13,4 Km², repartidos en diez pequeñas cuencas glaciares con superficies que varían entre 0,5 y los 3,1 Km² (LAMADON, 1999).



Fig. 42 A y B: Ladera SW del Nevado HualcaHualca. A) Superficie glaciaria en noviembre de 1943. B) La cumbre y los glaciares en noviembre del 2006.

3. Estado de conocimiento de la evolución climática y glaciár en los Andes centrales

3.1. La Línea de Equilibrio Glaciár

La posición de la Línea de Equilibrio Glaciár (ELA) en los Andes centrales varía en función de la latitud y la orientación, comportamiento relacionado con la pluviometría que disminuye progresivamente hacia el sur; y en las vertientes orientadas al oeste de la cordillera central. La presencia del anticiclón Boliviano durante gran parte del año determina condiciones áridas (HASTENRATH, 1985; SELZER, 1990, KLEIN Y ISACKS, 1998 y SMITH, *et al.*, 2005). De esta manera se sabe que en la Cordillera Blanca (N de Perú) la ELA, se encuentra a una altitud de 4.800-5.000 msnm (SELZER, 1990), mientras que al sur del Perú, en la Cordillera Occidental se localiza a 5.423 msnm de promedio (Nevado Sara Sara: 5.200 msnm; Nevado Solimana: 5.430 msnm y 5.640 msnm en el Nevado Coropuna (Fig. 43) (SMITH, *et al.*, 2005).

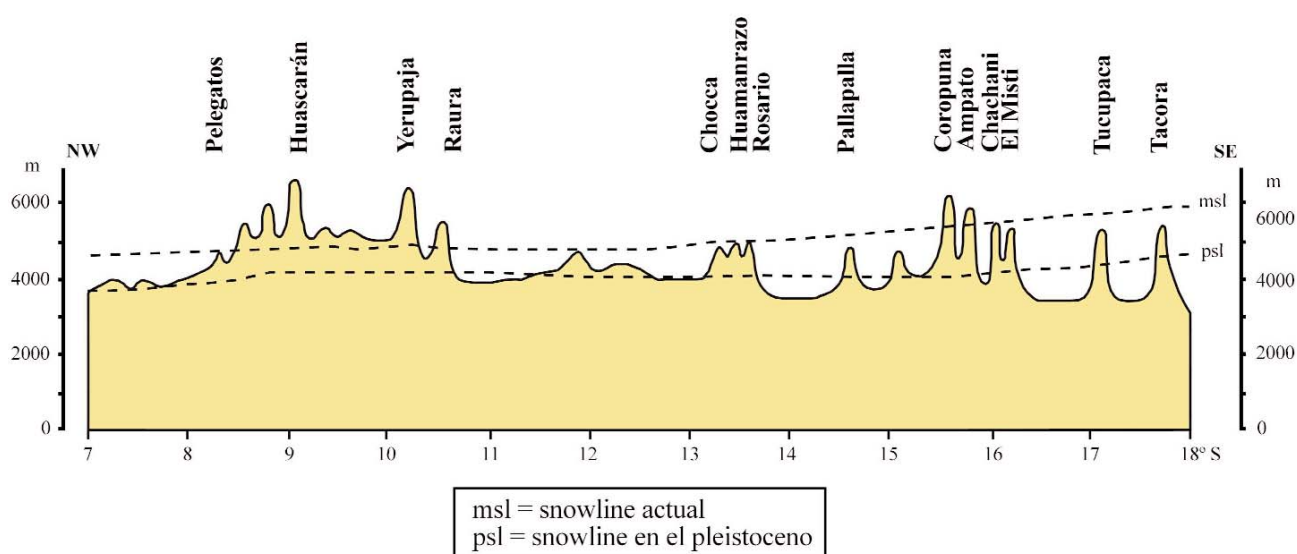


Fig. 43: Perfil altitudinal desde la Cordillera Blanca (N de Perú) hasta la Occidental (S de Perú): comparativa entre la Línea de Equilibrio Glaciár actual y la del Pleistoceno (modificado a partir de HASTENRATH, 1967).

La estimación de la ELA durante el Último Máximo Avance Glaciár (LGM) en los Andes centrales, se ha calculado en 4.200 msnm, de promedio para las vertientes del E y en 4.500 msnm en las del W (HASTENRATH, 1967). Es decir, la vertiente E por ser la de mayor humedad favorece que la ELA se disponga 300 m más abajo que la W. En opinión de Klein y Isacks (1988) esta cifra es mayor, entre 500 - 800 m. En el caso específico de la cordillera occidental al sur de Perú, el descenso se estima en 200 - 800 m y en la Cordillera Oriental, entre 1.000-1.200 m, con respecto a los valores actuales (SMITH, *et al.*, 2005).

En el LGM la circulación general atmosférica en Suramérica se caracterizó por el desplazamiento de la zona de baja presión ecuatorial, al sur, lo que provocó un incremento en las precipitaciones (HASTENRATH, 1967). De esta manera las lluvias tienen una mayor relevancia que las temperaturas en el control de la ELA y en la situación actual de los glaciares. De esta forma la expansión glaciár durante la última glaciación se habría producido no solo por un acusado descenso térmico sino también por un incremento importante de la pluviosidad (FOX y STRECKER, 1991; KLEIN y ISACKS, 1998).

Existen evidencias geomorfológicas que corroboran ese cambio en la tendencia de la pluviosidad: en Arequipa y Molledo se encontraron sedimentos fluviales fosilizados por depósitos de arena eólica dentro de wadis y formaciones antigua de caliche. Además, los depósitos aluviales de la región costera se han relacionado con una cronología glaciár pleistocena. Algunos de estos depósitos se han vinculado con precipitaciones locales ocurridas en la costa durante eventos meteorológicos conocidos

como *El Niño*, aunque la mayoría proceden de la vertiente alta y media de la cordillera, consecuencia de cambios climáticos que han existido en el altiplano. Finalmente también se han relacionado las terrazas fluviales en la costa central y de la cuenca Amazónica con las fases glaciares (MACHARE, *et al.*, 1990).

3.2. Fases glaciares anteriores a la última glaciación en los Andes Centrales

En el hemisferio sur, las evidencias glaciares no son tan frecuentes como las que existen en la mitad norte del Planeta; en esto tiene que ver la existencia de una menor superficie continental, exceptuando a la Antártida que ha estado ocupada por un casquete glaciar desde el inicio del Cenozoico, mientras que en Suramérica sólo en los territorios situados más al sur había masas de hielo o en las porciones más elevadas. (EHLERS y GIBBARD, 2006).

En los Andes centrales las fases glaciares tienen una estrecha relación con la actividad neotectónica. El período de levantamiento tectónico más importante tuvo lugar a fines del Plioceno, época en que el orógeno alcanzó la altitud suficiente para ser afectado por las glaciaciones (HASTENRATH, 1967). A partir de ese momento, los glaciares se expandieron y cubrieron importantes superficies por encima de la cota de los 3.000 msnm, de ahí que se puedan encontrar distintas formas características de la morfología glaciar a esta altitud (circos, horns, aristas, valles en U y gran variedad de depósitos morrénicos (Fig. 44) (HASTENRATH, 1985; CLAPPERTON, 1983). Las formaciones morrénicas más antiguas han sido encontradas en la Patagonia y en la cordillera Apolobamba (Bolivia) (MACHARE, *et al.* 1990, CLAPPERTON 1993 y SMITH, *et al.*, 2005).



Fig. 44: La región de Chachas es un territorio donde existe una gran variedad de morfología glaciar (octubre 2005).

3.3. El Último Máximo Avance Glaciar (LGM)

Este término (LGM) se refiere al máximo volumen de hielo planetario, que existió durante la última glaciación (CLAPPERTON, 1991; EHLERS y GIBBARD, 2006). A partir de la morfología y de depósitos morrénicos existentes e imágenes de satélite Landsat TM, se ha podido realizar una cartografía de los paleoglaciares del LGM. En los Andes centrales se estima que aproximadamente había 11.000 glaciares, que ocupaban una superficie de 29.800 km² y tenían un volumen total de 3.700 Km³ (Fig. 45) (KLEIN Y ISACKS, 1998).

La edad de este evento se ha datado tradicionalmente en 18.000 a. AP (CLAPPERTON, 1991 y EHLERS y GIBBARD, 2006). En los Andes centrales estudios recientes retrasan la edad a 21.000 a. AP. Este hecho produce un retraso cronológico entre unos espacios y otros (SELTZER, *et al.*, 2002; EHLERS y GIBBARD, 2006).



Fig. 45: Con una variada morfología y la existencia de numerosos depósitos morrénicos el Último Máximo Avance Glaciar, es evidente en el Nevado de HualcaHualca (noviembre, 2005).

El método de datación más utilizado para el período que comprende el LGM es el C-14 (CLAPPERTON, 1993). Las edades obtenidas a partir de este método no son pocas en América del Sur, pero no suficientes para establecer una comparación interregional. Los datos que existen al respecto (Perú-Bolivia) son los siguientes:

- La morrena más antigua con una edad de 23.900 a. AP esta localizada en la llanura de Junin (Perú). Los análisis realizados en polen obtenido de sedimentos del lago del mismo nombre, revelaron condiciones ambientales de elevada xericidad entre 43.000 a. AP y 39.000 a. AP. Este período se corresponde con un episodio frío identificado en Colombia entre 44.000-33.000 a. AP (CLAPPERTON, 1993).
- La Cordillera Vilcanota y el glaciar de Quelccaya (Perú) presentan el mayor número de dataciones realizadas en depósitos morrénicos del LGM (Andes centrales). El dato más representativo es la estimación en 41.000 a. AP, para la última glaciación (Fig. 46) (MARK y SELTZER, 2002). Es importante mencionar que dentro de este lapso de tiempo los glaciares descendieron a una altitud de 3.600 msnm, a 16 km de los frentes glaciares actuales (CLAPPERTON, 1993).
- En la cordillera Apolobamba-Real (Bolivia), los glaciares alcanzaron su máxima extensión entre los 35.000 y 28.000 a. AP. Estos datos son similares a los obtenidos en dos pulsaciones glaciares ocurridas en los Andes de Ecuador: a) Fase Choqueyapu I, representada por una morrena de 33.520 y 35.650 a. AP; y la fase b) Choqueyapu II estimada en una edad de más de 27.000 a. AP. Existe otro dato confiable que tiene relación con el LGM que se obtuvo a partir de sedimentos de la laguna Kollpa Kkota (Bolivia) que indican una edad mínima de 23.000-20.000 a. AP (SELTZER, 2002).

-Más al sur los complejos morrénicos en torno al lago Llanquihue en Chile son probablemente los mejor datados de toda Suramérica, a partir de los cuales se ha establecido la siguiente secuencia cronológica: 1. Fase Llanquihue I: 70.000-65.000 a. AP. 2. Fase Llanquihue II: 28.000-18.000 a. AP. 3. Fase Llanquihue III: 15.000-14.000 a. AP (CLAPPERTON, 1993).

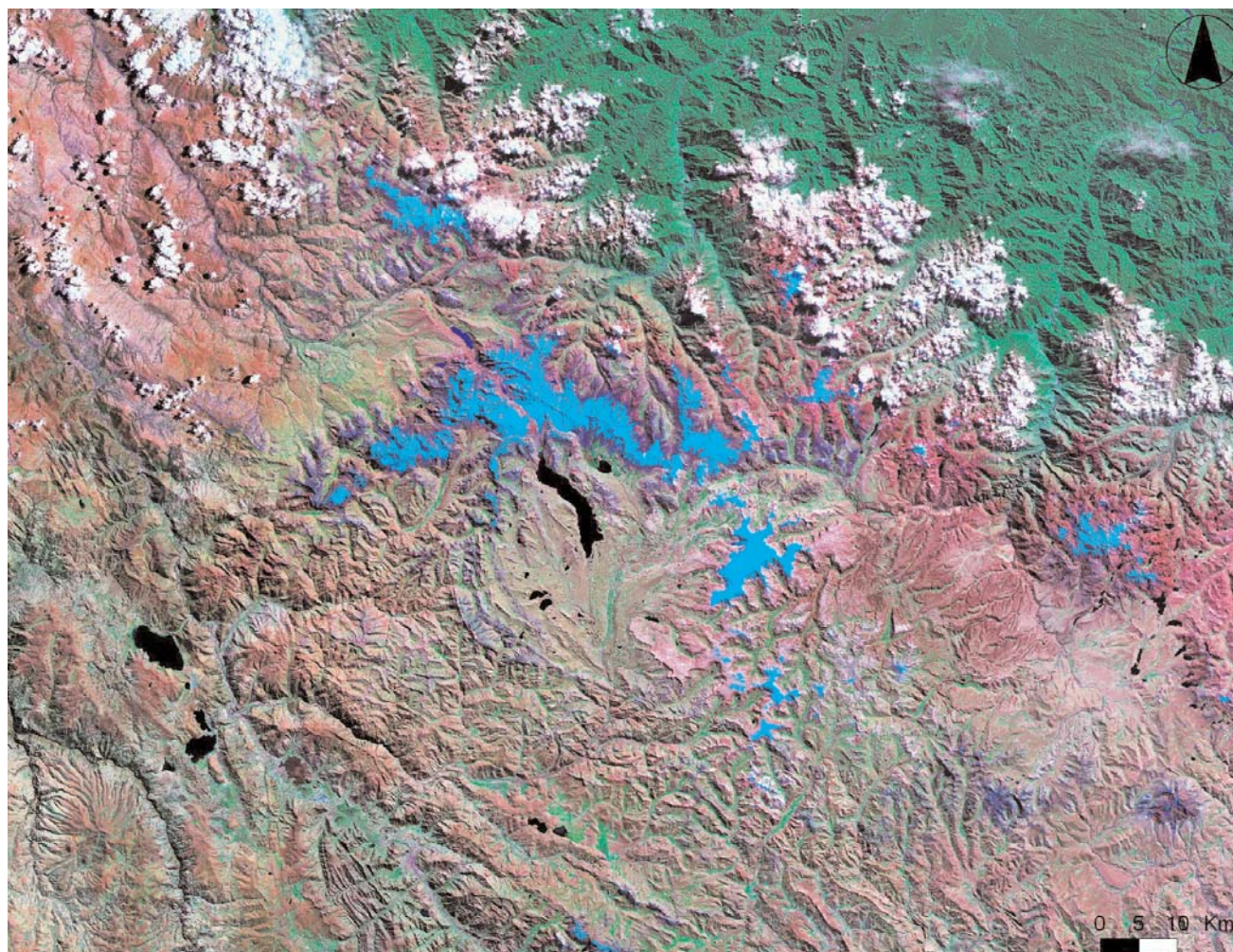


Fig. 46: Cordillera Vilcanota (al centro de la imagen), es un digno exponente del modelado glaciar, cuyo origen se asocia al LGM (NASA, 2000; Landsat 7 - MRSID. Bandas 1; 2 y 3).

-En la cordillera Blanca (Perú) y la cordillera Real (Bolivia) se formaron importantes depósitos morrénicos durante la parte inicial de la glaciación (Fig. 47). Algunos de estos depósitos se han relacionado con una fase glaciar denominada Punrun y las dataciones realizadas sugieren que tienen una edad de 24.000-12.000 a. AP (CLAPPERTON, 1993).

-En el Aconcagua (Chile), las morrenas terminales en el valle del río Mendoza (2.500 msnm), están cubiertas por travertinos de hace 24.200 +/- 2.000 a. AP y 22.800 +/- 3.100 a. AP. Estos datos son anteriores al LGM global (CLAPPERTON, 1993).

Otro método que se aplica para establecer la cronología de las fases glaciares (LGM), es el que combina la susceptibilidad magnética de los sedimentos (lago Titicaca) y la presencia de restos orgánicos. Los ritmos altos de sedimentación inorgánica con una susceptibilidad magnética elevada debido a la presencia de minerales magnéticos finos durante la última glaciación y la escasez de restos orgánicos se han asociado con pulsaciones frías. Por tanto la disminución del carbono orgánico y el aumento de la susceptibilidad magnética de los sedimentos hace 30.000 a. AP marca el inicio del LGM en el lago Junin (Perú). Este proceso se mantuvo constante hasta hace 22.500 a. AP, cuando se incrementó la acumulación orgánica que se relaciona con la finalización del LGM en esta región. (SELTZER, *et al.*, 2002).

Los resultados obtenidos del análisis de los isótopos marinos datan el LGM en 30.000-35.000 a. AP, (SMITH, *et al.*, 2005). De cualquier modo no existe hasta el momento una cronología adecuada del LGM en los Andes tropicales (SMITH, *et al.*, 2005), ya que la mayoría de las dataciones se han realizado mediante C-14 (de las que solo se obtiene la edad mínima y muchas de ellas presentan escasa fiabilidad) y el número de dataciones absolutas por cosmonucleidos es escaso (SELTZER, 1990; SMITH, *et al.*, 2005). Esta técnica novedosa podría proporcionar una cronología más aproximada a la realidad del LGM (SMITH, *et al.*, 2005).



Fig. 47: Condiciones glaciares actuales en Cordillera Blanca; N de Perú (noviembre del 2005).

Las condiciones climáticas en el LGM eran más frías y húmedas que las actuales. Los cálculos realizados sitúan la temperatura media entre 4 y 6° C por debajo de la actual y las precipitaciones eran más abundantes (VUILLE y AMMANN, 1997; AMMANN, *et al.* 2001; SELTZER, *et al.*, 2002). El alto nivel de la lámina de agua del lago Titicaca (existieron varias fases de desbordamiento), y la existencia en el altiplano de Bolivia de un lago profundo en el área ocupada en la actualidad por el salar de Uyuni hace 26.000 y 15.000 a. AP, fortalece la hipótesis de que en el Pleistoceno las precipitaciones fueron más elevadas (SELTZER, *et al.*, 2002).

Algunos autores, a partir de los datos obtenidos en la cordillera Andina, Sierra Nevada (Estados Unidos), Groenlandia y la Antártida concluyen que la deglaciación de los Andes tropicales precedió al calentamiento de las altas latitudes del hemisferio norte miles de años antes. Por lo tanto, el calentamiento del clima primero se produjo en los trópicos y después se transmitió al hemisferio norte (SELTZER, *et al.*, 2002). Las investigaciones más recientes apoyan esta teoría aunque serían necesarios datos de otras áreas del hemisferio sur con los que realizar interpretaciones mas precisas de las características paleoclimáticas y del sistema climático actual (SHULMEISTER, *et al.* 2006).

3. 4. Proceso de deglaciación y fases de reavance post LGM

El final de la última glaciación en los Andes tropicales tiene su origen en las modificaciones en la circulación oceánica que provocaron el descenso de la temperatura superficial del océano tropical. De este modo las cabeceras de las cuencas glaciares de la cordillera sufrieron una importante disminución de las precipitaciones dando lugar a un retroceso glaciar generalizado (CLAPPERTON, 1991).

La formación de turberas y lagos proglaciares representa el inicio de la deglaciación, proceso que parece haber sido relativamente lento (CLAPPERTON, 1991). No obstante, durante el Holoceno existieron varias fluctuaciones climáticas importantes que provocaron una alternancia de periodos de expansión glaciar (aunque los glaciares no alcanzaron las dimensiones del LGM) y retroceso. Los depósitos morrénicos formados depositados en las fases glaciares se caracterizan por presentar una morfología fresca y una escasa colonización vegetal como consecuencia de su reciente morfogénesis (CLAPPERTON, 1993).

En los Andes centrales se han distinguido dos fases principales de reavance: la primera entre 15.000-13.000 a. AP y la segunda hace 12.000-10.000 a. AP (CLAPPERTON, 1991; CLAPPERTON, 1993; ZECH, *et al.*, 2007). Este último avance se ha datado con suficiente precisión en el Chimborazo (Ecuador), la Llanura de Junin (Perú) y el glaciar de Quelccaya (Perú) (CLAPPERTON, 1993; MERCER, 1979; SELTZER, 1990; MACHARE, *et al.*, 1990; MARK y SELTZER, 2002; SMITH, *et al.*, 2005). Tras este reavance el glaciar de Quelccaya y otras masas de hielo retrocedieron hasta hace 10.000 a. AP (CLAPPERTON, 1993). En el período comprendido entre 10.000-3.000 a. AP parece que no se han producido más reavances y el clima se caracterizo por ser más cálido (SELTZER, 1990). Posteriormente hace 5.500 a. AP el clima fue más húmedo y finalmente en los últimos 1.500 años el clima volvió a enfriarse (SELTZER, 1990; CLAPPERTON, 1993). El glaciar de Quelccaya fue mas pequeño de lo que es en la actualidad entre 2.700 y 1.600 a. AP, y su expansión reciente más importante finalizó entre 600 y 300 a. AP (CLAPPERTON, 1993).

En los Andes tropicales no existen evidencias significativas de avances glaciares en la fase denominada en el hemisferio norte como Younger Dryas. El registro sedimentario de los lagos del altiplano proporciona sólidas evidencias de un retroceso glaciar durante este período que fue aparentemente frío pero menos húmedo (SHULMEISTER, *et al.* 2006).

Estas inversiones climáticas postglaciares parece que no se habrían producido por factores astronómicos sino por la fusión de las grandes masas de hielo continentales del hemisferio norte que modificaron las corrientes marinas y cuyos efectos se transmitieron globalmente, produciéndose un fuerte enfriamiento del clima de los Andes centrales (CLAPPERTON, 1991; CLAPPERTON, 1993). Además la intensificación y el desplazamiento hacia el sur del anticiclón Boliviano habrían permitido la llegada de más masas húmedas procedentes del Océano Atlántico hasta el altiplano. Si además existe una reducción de las temperaturas estivales y disminuye la ablación probablemente provocaron los reavances glaciares mientras que la insolación austral invernal fue elevada (ZECH, *et al.*, 2007).

Finalmente las muestras de hielo extraídas de los glaciares de los Andes centrales sugieren que hubo un nuevo avance glaciar durante el período denominado en el hemisferio norte como Pequeña Edad del Hielo (LIA: en inglés). A partir de los datos del glaciar de Quelccaya (Perú), se ha interpretado que existieron unas condiciones ambientales más húmedas entre los años 1.500 y 1.720. Este período se considera equivalente a la LIA en los Andes tropicales (SELTZER, 1990).

4. Metodología de la investigación

4.1. Estructura

El cumplimiento de los objetivos propuestos en el apartado 1.3, tiene que ver en parte con la elaboración de la cartografía geomorfológica del complejo volcánico Ampato, ya que a partir de este documento es posible comprender el arreglo espacial de las formas de relieve y, con ello, también el de su génesis, morfología, dinámica y evolución. La elaboración tuvo como punto de partida la interpretación de fotografías aéreas, imágenes de satélite y reconocimiento de campo (2005 y 2006). La información que se obtenía en cada etapa fue tratada a partir de un Sistema de Información Geográfica (Arcview 3.1). Las campañas de campo fueron fundamentales en la verificación de la información y en ellos fue posible corregir contactos geomorfológicos o realizar análisis cualitativos (descripción geomorfológica) y cuantitativos (mediciones concretas) en el terreno, además de la posibilidad de obtener muestras para su datación absoluta (métodos cosmogénicos). De esta manera, se estableció una secuencia de eventos glaciares ocurridos esta región. La superficie y el volumen de los glaciares actuales del complejo volcánico Ampato se obtuvo mediante el análisis de imágenes de satélite. La integración e interpretación de todos los resultados (Fig. 48) permite definir las principales pulsaciones glaciares, sus relaciones causa-efecto y su posible correlación regional.

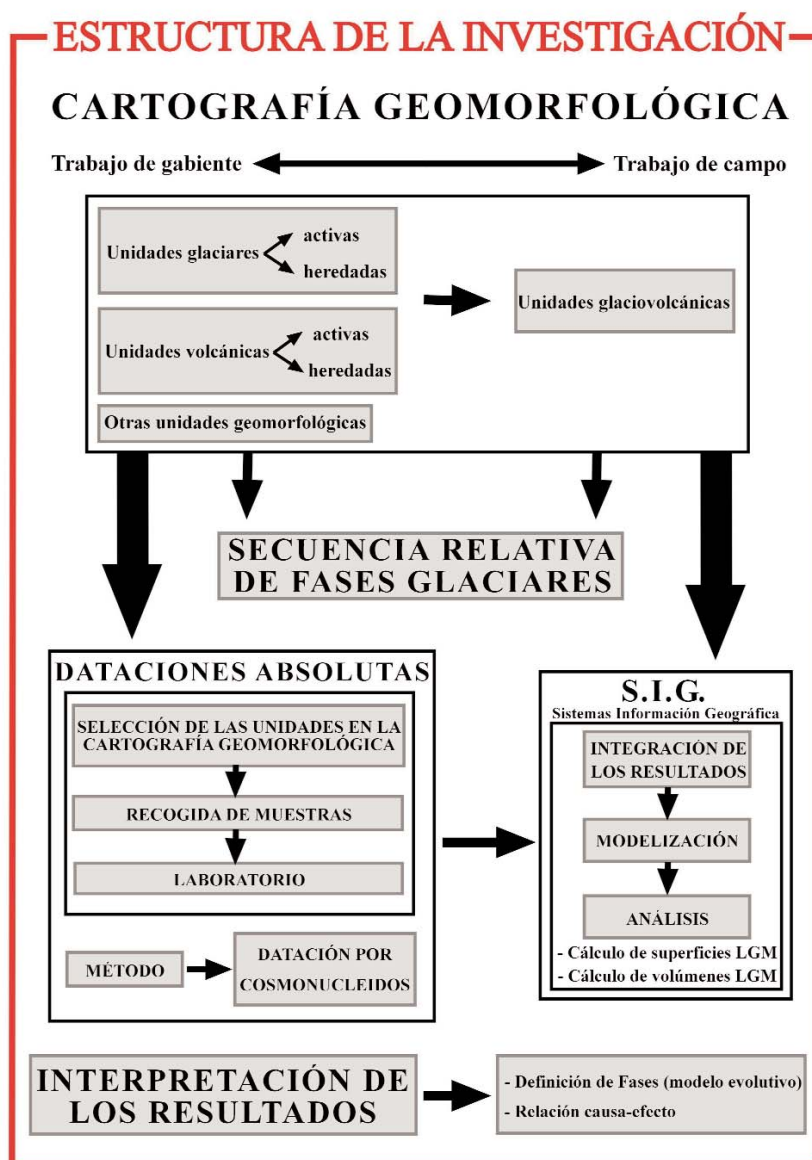


Fig. 48: estructura metodológica de la investigación: la elaboración de la cartografía geomorfológica, la datación absoluta de las principales fases detectadas y el análisis SIG permite realizar una interpretación de la evolución glacial del complejo volcánico Ampato.

4.2. Métodos cartográficos

Uno de los objetivos de este proyecto de investigación es la elaboración de la cartografía geomorfológica del complejo volcánico Ampato. En este trabajo se presta especial atención a las formas del relieve indicativas de fases glaciares y periglaciares que han tenido desarrollo sobre un terreno volcánico, así como su relación manifiesta en procesos hidrovulcánicos.

La cartografía fue elaborada mediante los SIG's; Arcview (3.1) y Arcgis (8.3) y a continuación se presentan los pasos metodológicos involucrados en el proceso creativo, así como las fuentes de información que se han utilizado en la elaboración de esta cartografía:

1. El punto de partida ha sido la base cartográfica digital escala 1:100.000, elaborada por el Instituto Geográfico Nacional de Perú. Este documento tiene dos características que facilitaron el trabajo: por un lado una calidad aceptable en la digitalización y en la georeferenciación y por otro, la escala que fue la optima para representar los relieves, involucrados con la actividad volcánica y glaciar-periglaciar.

Por otro lado, hay que mencionar que la cartografía digital tuvo un error en su elaboración ya que no existían valores altitudinales en las curvas de nivel, dificultad que se solucionó introduciendo los datos faltantes en el campo correspondiente. Si bien este proceso fue muy laborioso, era indispensable realizarlo ya que sin esta información no era posible obtener el Modelo Digital del Terreno (MDT). Por el momento los medios existentes en los organismos públicos de Perú son limitados y no existe una cartografía con una escala mayor.

2. Las fotografías aéreas que se utilizaron suman un total de 70 a escala aproximada de 1:35 000, elaboradas en 1955 por el Instituto Geográfico Nacional de Perú (Fig. 49). Además se contó con 16 vuelos oblicuos del año de 1943 del Servicio Aerofotográfico Nacional de Perú (Fig. 50) Con el fin de facilitar la interpretación de las fotografías aéreas, se elaboró un mosaico guía en una base topográfica 1:100 000, de esta manera se controló la información obtenida del complejo volcánico Ampato.

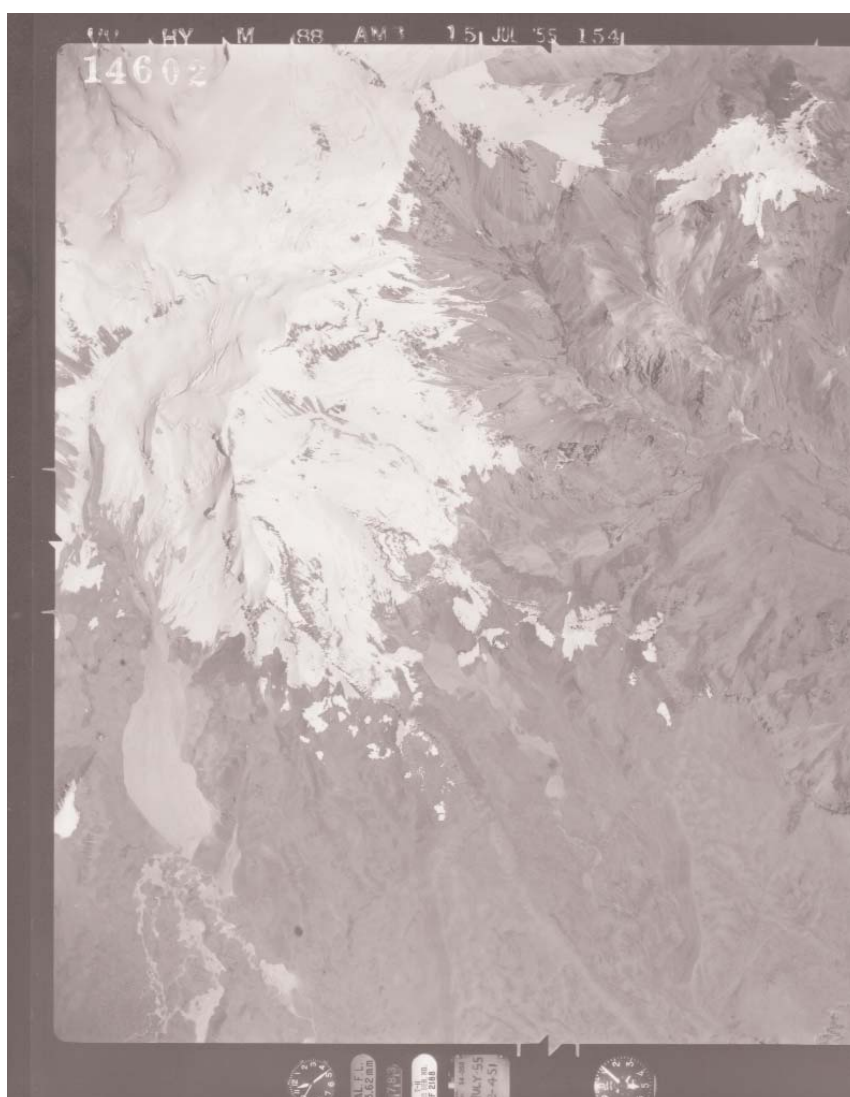


Fig. 49: Fotografía aérea utilizada en la elaboración de la cartografía geomorfológica, su interpretación ayudó a identificar las formas de relieve que constituyen este terreno. Se observa la ladera NE del Nevado Hualcahualca, donde es posible identificar un modelado glaciar: artesas y depósitos morrénicos (Instituto Geográfico de Perú, 1955).



Fig. 50: Fotografía aérea oblicua realizada en 1943, muestra una amplia superficie glaciar en el Complejo volcánico Ampato; condiciones que en la actualidad no se mantienen (Servicio Aerofotográfico Nacional de Perú, 1943).

Hay que hacer notar la ausencia de otros vuelos, circunstancia que impide realizar un estudio más preciso de la evolución de los glaciares que se localizan en los estratovolcanes.

3. Se usaron los tipos de imágenes elaboradas en el año 2000: Mersid de la NASA y Landsat 7; la primera fue georeferenciada (extensión georeferencing de Arcgis 8.3), introduciendo puntos de control y su posterior rectificación. Esta imagen, al tener una gran resolución, ha sido utilizada como base para delimitar con suficiente precisión las formas del relieve detectadas en la fotografía aérea. La imagen Landsat 7 ha sido fundamental en la realización de las operaciones de análisis Raster, con el fin de calcular la superficie y volumen de hielo que existe en la actualidad. Este método se explica en el apartado 4.2.3.

4. A partir de los complejos morrénicos delimitados en la cartografía geomorfológica preliminar se ha reconstruido la superficie ocupada por los glaciares en el periodo mencionado. Para ello se ha utilizado la extensión denominada Xtools de Arcview 3.1.

5. La superficie y el volumen de los glaciares actuales se obtuvo mediante el método propuesto por DOZIER (en KLEIN et al. 1998) basado en la reflectancia de cada celdilla que compone la imagen Landsat 7 (Fig. 51).

6. La cartografía que se realizó a través de todos los procedimientos mencionados, fue corregida durante las campañas de campo realizadas en octubre-noviembre de 2005 y octubre-diciembre de 2006.

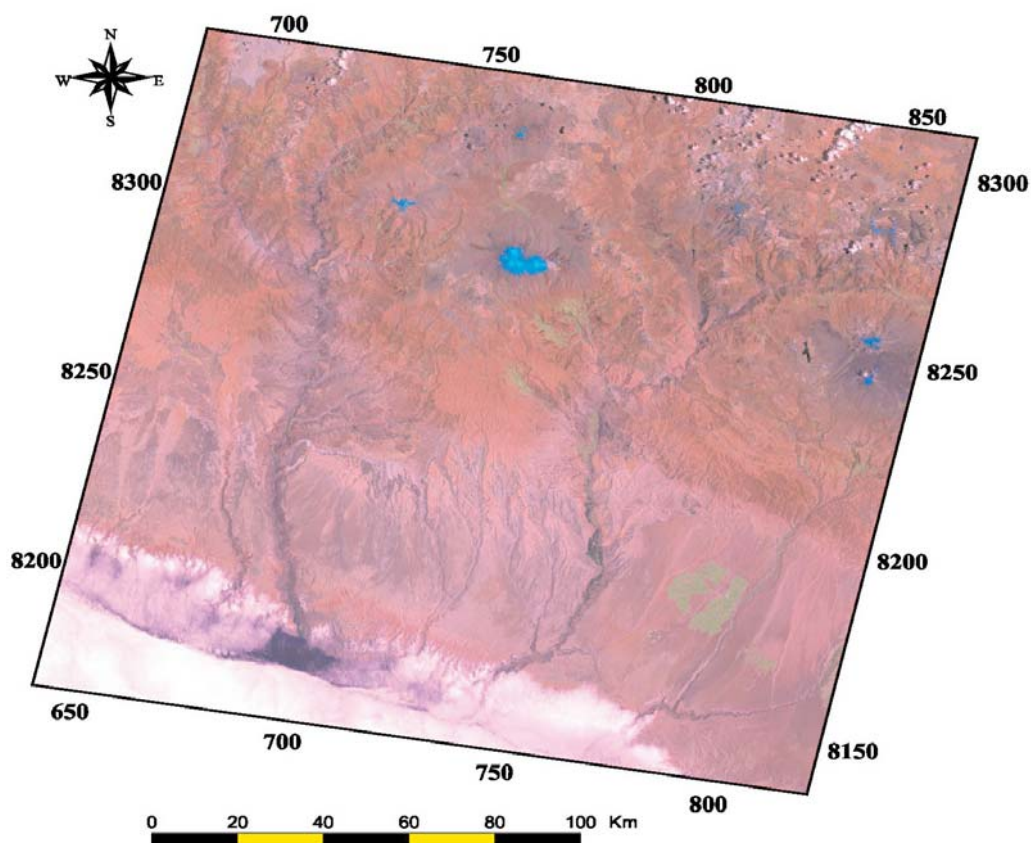


Fig. 51: La superficie y el volumen de los glaciares actuales, se obtuvo bajo los criterios de DOZIER (en KLEIN et al. 1998), a partir de la imagen Landsat 7.

4.3. Método de datación

4.3.1. Características generales

La radiación cósmica es capaz de atravesar las altas capas atmosféricas, alcanzar la superficie terrestre e interactuar con algunos elementos presentes en los minerales y transformar sus núcleos. El análisis de la presencia de núcleos cosmogénicos en la superficie de las rocas se está convirtiendo en un método infalible en el conocimiento del tiempo de exposición de esas superficies y, por tanto, de gran utilidad para los estudios en geomorfología (GOSSE Y PHILLIPS, 2001). En este trabajo se ha aplicado este método, principalmente el análisis del isótopo ^{10}Be (único válido para rocas volcánicas sin presencia de cuarzo) para la datación de testigos de fases glaciares (bloques morrénicos y superficies de abrasión) (PHILLIPS et al., 2000).

4.3.2. Recogida de muestras en el trabajo de campo

En las dos campañas de trabajo de campo realizadas en 2005 y 2006 se han colectado muestras de las formaciones morrénicas del LGM, con el fin de obtener su edad absoluta mediante este método. El vacío cronológico de la edad de las fases glaciares en el altiplano y la cordillera occidental del sur de Perú, especialmente del LGM, determina que las fechas que se obtengan serán de gran interés para el estudio de la paleoclimatología y la evolución de los glaciares.

Las muestras fueron extraídas con martillo y cincel de bloques estables situados en las crestas de los cordones morrénicos y en los umbrales rocosos con estrías glaciares (Fig. 52). Previamente a la extracción se seleccionaron las áreas con menor grado de erosión superficial (el ritmo de erosión en ambientes áridos ha sido calculado en 1 mm/1.000 años) y que no hayan estado cubiertas por cenizas u otro material que obstaculizara la llegada de radiación a la superficie (PHILLIPS, 2001). Por cada muestra se aplicará el modelo estadístico para la corrección de valores: latitud, altitud, efecto de sombra, vegetación, nieve, quemadas y variaciones del campo magnético (GOOSE Y PHILLIPS, 2001).



Fig. 52: Extracción de una muestra de una superficie estriada en el Altiplano de Patapampa (noviembre 2005).

4. 3. 3. Preparación de las muestras en el laboratorio de acuerdo con Vázquez (2005)

El producto a obtener es una muestra de 200 gramos aproximados de roca molida, reducida a la textura de arenas finas, con el fin de enviarla al laboratorio PRIME (Universidad de Purdue, USA). Los pasos a seguir fueron los siguientes:

1. Se limpiaron las muestras de líquenes, suelo y cualquier adherencia orgánica o mineral y para ello se utilizó un cepillo de cerdas metálicas, procedimiento realizado en el laboratorio del Departamento de AGR. y Geografía Física (Fig.53).
2. Antes de fragmentar la roca, se aseguró que el espesor del total de la muestra por romper fuera homogéneo y se guardó un fragmento de roca sin fragmentar, por si se necesita en un futuro.
3. Se fragmentó la muestra seleccionada en trozos con diámetro < 1 cm para ello se utilizó una maza. En principio se requiere fragmentar aproximadamente entre 300-500 gramos de muestra para tener 200 gramos de roca molida de textura arenosa fina. Fué muy importante tener cuidado de no contaminar la roca con fragmentos de otras muestras.
4. Antes de moler la muestra fué necesario limpiar el plato de molienda y realizar el molido, si los fragmentos son demasiado gruesos habrá que volver a moler. Así que se debe buscar mediante ensayo y error un punto óptimo de molido.
5. Una vez alcanzado el tamaño deseado de molienda se vertió la muestra en el juego de tamices, en donde se separa la fracción mayor de la textura deseada (arena fina). El proceso se repitió cuatro veces:
 - A) Los fragmentos gruesos que se quedan en el tamiz superior (textura mayor a 0,850 mm) fueron molidos en una ronda final hasta el tamaño deseado. Fué importante no descartar esta porción, porque tal vez se trataba de una fracción mineral que por su dureza resiste más al proceso de molienda pero que es parte integral de la roca. Si se hubiera descartado estaríamos introduciendo un error de muestreo.



Fig. 53: Proceso de limpieza y clasificación de las muestras en el Laboratorio de AGR y Geografía Física (enero 2006).

B) Los fragmentos de tamaño intermedio, tipo arena fina (entre 0,85-0,15 mm) que quedan son retenidos en un tamiz interior y fueron los que serán enviados al laboratorio para su análisis (200 g).

C) Los fragmentos más finos (menores a 0,15 mm) que quedan en el plato de la base no fueron utilizados. De cualquier modo conviene guardarlos en una bolsa etiquetada para cada muestra en caso de que se requiera analizar esa fracción fina por alguna razón. Esta fracción representó el 25 y el 50% del peso total del molido.

4. 3. 4. Análisis mediante el Acelerador Espectrómetro de Masas (AMS); laboratorio de PRIME (Purdue University, USA)

En este laboratorio se lleva a cabo la separación y la purificación de los minerales, así como la extracción de los isótopos. Estos son aislados mediante una extracción química o térmica que elimina aquellos núcleos no cosmogénicos.

Los objetivos de la extracción son: 1. Recoger el máximo de núcleos cosmogénicos que sea posible. 2. Separar los cosmogénicos del resto de elementos. 3. Separar los cosmonucleidos de aquellos isótopos con la misma masa. 3. Transformar la muestra en una forma adecuada para el análisis cosmogénico (10BE y 26Al, 36Cl como AgCl y 14C como grafito).

Se utilizó una masa predeterminada (entre 10 y 100 g) en función de la concentración de cosmogénicos y el tamaño del grano de cuarzo. Normalmente el 36Cl se extrae por disolución tras la licuación de los granos de arena. El 36Cl precipita en forma de AgCl. La concentración de cosmonucleidos se mide mediante el análisis del AgCl final, en el Acelerador espectrómetro de masas.

Una vez se conoció la concentración de 36Cl se aplicará el modelo estadístico para la corrección de errores del terreno, como la altitud, latitud, efecto de sombra, vegetación, nieve, quemadas y variaciones del campo magnético (GOSSE Y PHILLIPS, 2001) y para la latitud (MASARIK et al., 2001; LAL, 1991).

5. Aplicación y resultados

5.1. Análisis de la cartografía geomorfológica

El complejo volcánico Ampato (CVA) es una unidad morfoestructural formado por tres estratovolcanes de naturaleza andesítica, cada uno con edad diferente. Las características geomorfológicas actuales son el resultado de la sucesión de eventos volcánicos constructivos y destructivos y de distintas fases climáticas en donde predomina la morfogénesis glaciar.

A continuación se analizan de manera cualitativa y cuantitativa las principales unidades del relieve que constituyen cada volcán, para ello se han agrupado en función de su origen (volcánico y glaciar), cronología relativa y aspecto morfológico relevantes, con el fin de plantear un modelo evolutivo para cada edificio con un criterio estrictamente geomorfológico.

5.1.1. Geomorfología del nevado Ampato: Formas del relieve de origen volcánico

1. Domos: D1; D2 y D3.

Son formas acumulativas con morfología convexa; se generan a partir de la sucesiva extrusión de lavas viscosas, dentro de lavas preexistentes que se expanden debido a la inyección de material nuevo en su centro o interior. La formación de domos implica un incremento de la viscosidad del magma ascendente (andesítica) y la existencia de una actividad explosiva importante (Fig. 54).

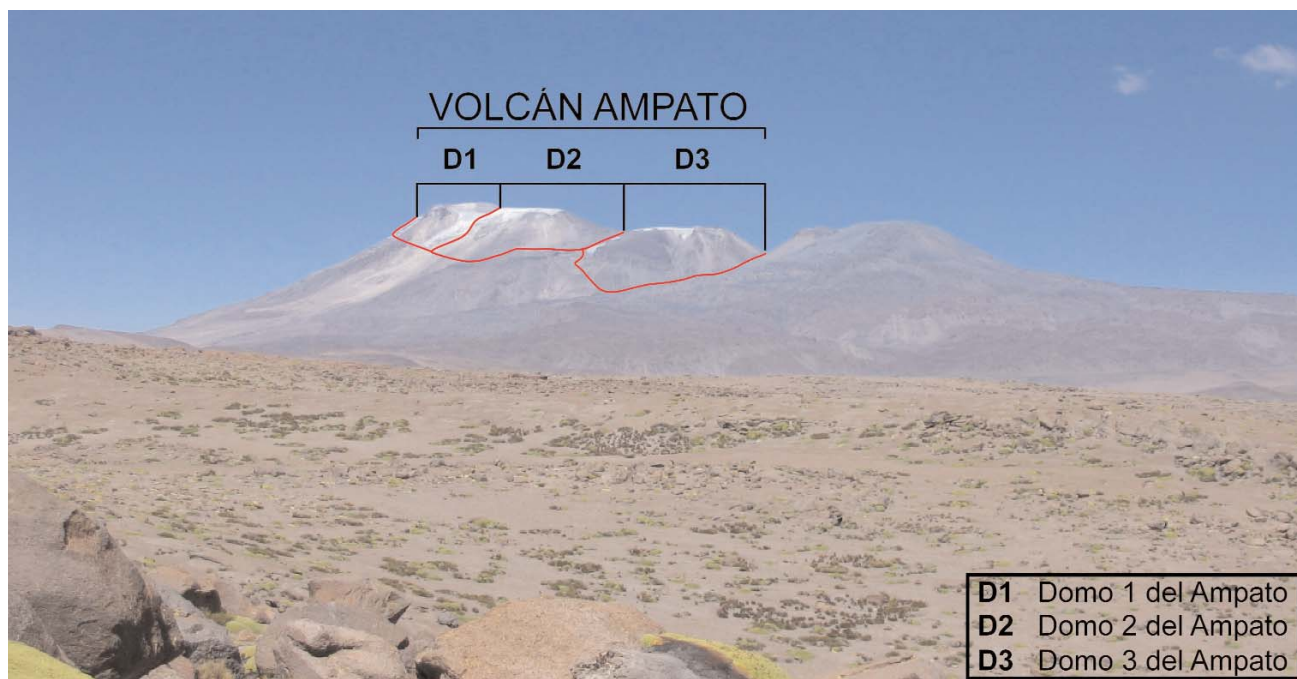


Fig. 54: Vista del volcán Ampato desde el Altiplano de Patapampa. Se indica el límite aproximado de cada estructura; de sur a norte sus características morfométricas son las siguientes: D1, área: 4,16 Km²; Altura relativa: 830 m. D2, área: 1,84 Km²; Altura relativa 550 m y D3, área 2,46 Km²; Altura relativa 350 m (noviembre 2005).

Domo 1 (D1): se presenta alargado y con dos ligeras convexidades en sus extremos, que separadas por una depresión. No se trata de la morfología original, ya que esta estructura ha sido parcialmente desmantelada por la acción de los glaciares. La parte central de forma cóncava en realidad es un circo glaciar, evidencia clara de lo que se ha mencionado. Este domo es el más antiguo y se localiza en el extremo sur de todo el conjunto.

Domo 2 (D2): ocupa la parte central del complejo volcánico y se distingue por su forma de bóveda ligeramente alargada que presenta un somero hundimiento en su parte central. Los glaciares que cubren la mayor parte de la estructura no permiten hacer una mejor caracterización de su morfología. No obstante en la literatura especializada se hace referencia de ella como una forma poco erosionada y además le atribuyen una edad (relativa) intermedia entre el domo 1 y 2.

Domo 3 (D3): se localiza en el sector norte, se presenta como una cúpula simétrica bien definida. Esta característica, así como su excelente grado de conservación, permiten considerarlo como el más reciente. Por otro lado este domo es el de menor altitud, por tanto, su cima concentra una masa de hielo de poco espesor, que no ha logrado transformar su morfología.

2. Coladas de lava:

La expulsión a superficie de magmas de composición básica genera flujos de lava. Este hecho caracteriza la actividad efusiva. En dependencia de la pureza de su composición, serán más fluidas y podrán desplazarse a mayor distancia siempre y cuando el relieve preexistente lo permita.

Grupo antiguo (L1): son de composición andesítica y traquiandesítica, forman parte del Grupo Barroso. Se localizan en la base del volcán en el sector S y se considera la unidad más antigua (Plioceno). Este grupo de lavas ha perdido su morfología original, debido al intenso modelado glaciar que ha suavizado su expresión a tal grado que no es posible individualizar cada flujo. En total ocupa un área visible de 118,18 km² (superficie libre de hielo y nieve).

Lavas modernas (L2 y L3): corresponden a dos potentes flujos de lava de composición traquiandesítica y dacítica (Grupo Ampato), localizados al W del volcán. La morfología no es del todo clara, aunque existen sectores donde es posible observar estructuras superficiales características (lava en bloques o superficies acordonadas) que alternan con sectores cubiertos por detritos morrénicos de espesor variable. En perfil, ambos flujos adoptan una estructura domática o de apilamiento, posiblemente con relación a una falta de fluidez. Esto último es consecuencia de su composición que tiende hacia la acidez. No obstante, los flujos se alejan de su centro emisor más de cuatro km; consecuencia de la inclinación del terreno y la falta de obstáculos, estos dos factores han permitido el avance. En el primer caso (L2) fue de 4,37 Km (1,84 Km² de superficie visible), y en el segundo (L3) de 4,52 Km (0,46 km² de área visible).

Lavas recientes (L4-L12): se trata de nueve coladas que se distribuyen en forma radial sobre la vertiente sur. Se trata de estructuras muy recientes donde es posible distinguir morfologías en bloques y acordonadas en la superficie de las coladas. En algunos sectores existe una delgada cubierta de piroclastos que cubre pero que no oculta las estructuras primarias. La actividad volcánica responsable de estas formas de relieve, ocurrió a principios del Holoceno, por tal motivo no existen huellas de modelado glaciar sobre ellas. Los datos que se presentan a continuación (Fig. 55), complementan la información del mapa geomorfológico (Anexo 1).

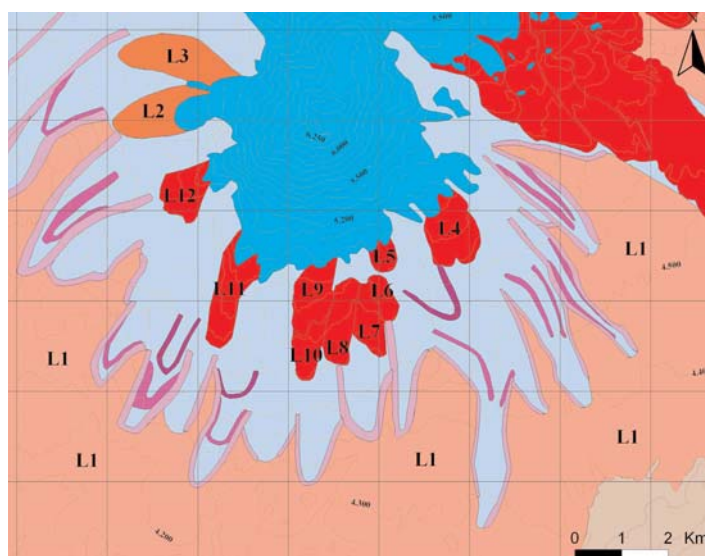


Fig. 55

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	LONGITUD (km)
L4	1,35	4,26
L5	2,35	3,26
L6	1,52	4,29
L7	0,66	4,94
L8	1,04	4,95
L9	0,78	5,27
L10	0,47	4,27
L11	0,40	5,14
L12	1,44	3,54

5.1.2. Geomorfología del nevado Ampato: Formas del relieve de origen glaciar

El relieve que caracteriza este apartado presenta una morfología muy particular y fácil de diferenciar. En la mayoría de los casos su observación es posterior a la desaparición de los hielos que las han generado. La presencia de formas de relieve de este tipo indica una constante en la intensidad y duración del frío. En el caso particular del Ampato es posible que su morfología en bóveda alargada con laderas pronunciadas no sea la óptima para la acumulación de la nieve en grandes receptáculos (circos), pero sí en el desarrollo de otras formas.

1. Artesas glaciares

En todas las vertientes del volcán, excepto las del norte, las artesas es la forma de relieve más frecuente: se delimitaron un total de 16 (Anexo. 1). Esto indica que la topografía existente favoreció el movimiento los hielos acumulados en los efímeros circos localizados en la cumbre del volcán, a partir de un canal: artesa o valle glaciar.

Los valles glaciares son relativamente pequeños, presentan un perfil longitudinal escalonado que se acompaña de pequeñas cubetas de sobreexcavación y umbrales. A continuación se caracteriza la morfometría de las artesas glaciares de acuerdo con su orientación (Fig. 56, 57 y 58), estos datos complementan el mapa geomorfológico (Anexo 1).

Sector oriental:

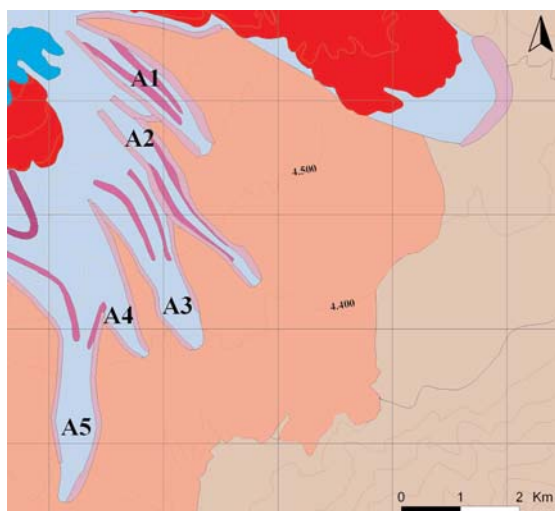


Fig. 56

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	LONGITUD (km)
A1	1,32	3,40
A2	1,12	4,20
A3	3,35	4,58
A4	2,34	3,75
A5	5,45	7,34

Sector meridional:

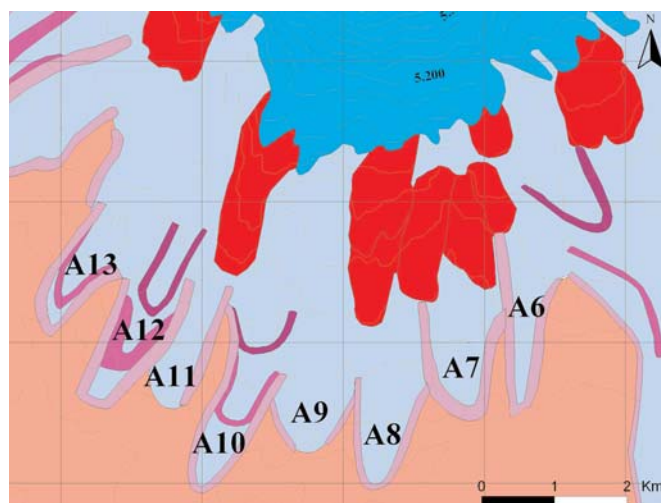


Fig. 57

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	LONGITUD (km)
A6	0,92	2,42
A7	1,59	2,19
A8	2,03	3,13
A9	2,41	2,72
A10	5,85	6,17
A11	1,06	2,17
A12	5,11	5,83
A13	2,67	3,93

Sector occidental:

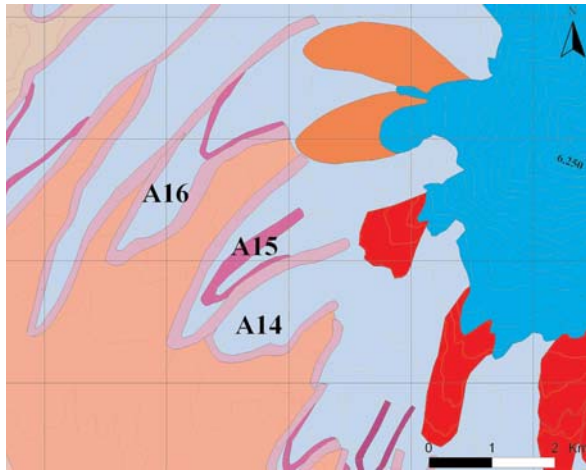


Fig.58

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	LONGITUD (Km)
A14	2,27	2,42
A15	4,49	2,19
A16	3,73	3,13

2. Formaciones morrénicas

Los materiales que constituyen las morrenas se caracterizan por ser depósitos mal clasificados y heterométricos, son abundantes y presentan un buen estado de conservación. En el volcán Ampato son característicos los cordones y los arcos morrénicos. Los primeros son más comunes y su génesis se asocia con lenguas glaciares que estuvieron canalizadas y presentan longitudes variables. Estas formas de acumulación tienen desarrollo a lo largo del límite superior de las vertientes que constituyen las artesas. Los arcos frontales corresponden con el límite de afectación glaciar. En el Ampato guardan correspondencia con las artesas. Las morrenas tienen relación con el Último Máximo Avance Glaciar (LGM) y las fases posteriores de reavance, de ahí su importancia.

De acuerdo con la posición altitudinal, la morfología y el grado de conservación de las morrenas, se pueden diferenciar aquellos depósitos que se formaron durante una misma fase glaciar o bien en eventos distintos. A partir de este criterio se ha calculado la altitud mínima de cada fase glaciar observada a partir de la posición altitudinal de los arcos o bien de los cordones morrénicos.

De esta manera fue posible establecer y caracterizar los siguientes grupos de morrenas en función con los eventos glaciares:

A) Sector oriental:

A1) Se caracterizan por estar ocupando las cotas más bajas y se asocian con el LGM (Fig. 59):

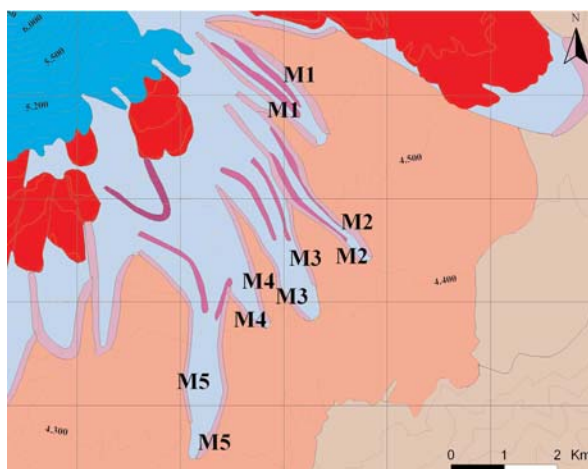


Fig. 59

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	ALTITUD MÍNIMA (m)
M1	0,74	4.552,5
M2	0,76	4.425
M3	0,36	4.412,5
M4	0,34	4.400
M5	0,64	4.262,5

A partir de estos datos se deduce que la Altitud Mínima promedio de los glaciares en el LGM fue de: **4.410,5 msnm.**

A2) Los grupos morrénicos que constituyen este grupo ocupan un rango altitudinal intermedio que tiene relación con un periodo de transición (pulsaciones), entre el máximo avance y el más reciente (Fig. 60):

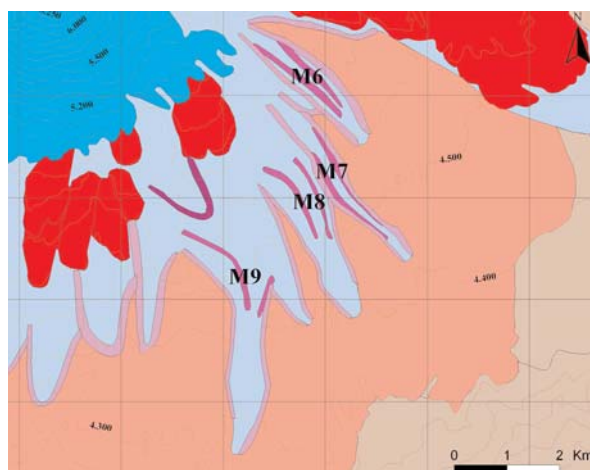


Fig.60

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	ALTITUD MÍNIMA (m)
M6	0,44	4.650
M7	0,33	4.450
M8	0,22	4.500
M9	0,34	4.400

Con los datos anteriores se deduce que la Altitud Mínima (promedio), de las pulsaciones que experimentaron las masas glaciares, dejaron su huella a: **4.452,5 msnm**

A3) Los depósitos asociados a los eventos fríos ocurridos entre +/- 11 000 años, son los que ocupan este inciso, donde la cota altitudinal más alta y se consideran más recientes (Fig. 61):

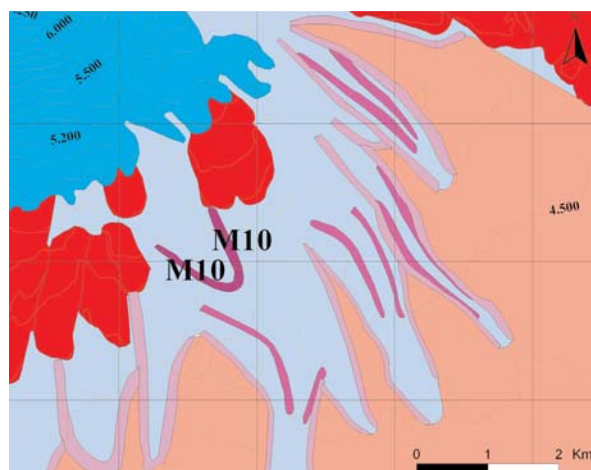


Fig. 61

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	ALTITUD MÍNIMA (m)
M10	0,31	4.600

B) Sector meridional:

B1) Ocupan las cotas altitudinales más y se asocian con el LGM (Fig. 62):

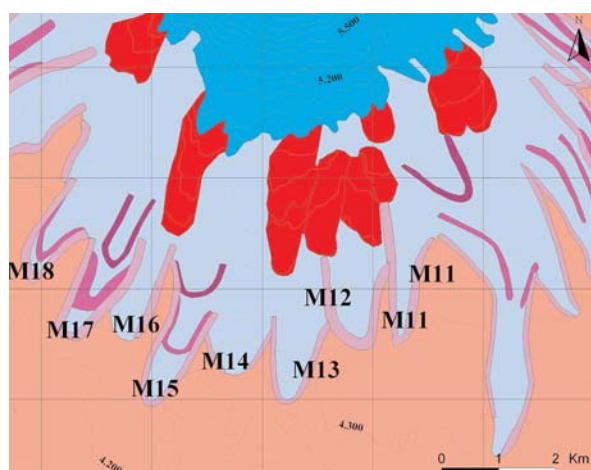


Fig. 62

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	ALTITUD MÍNIMA (m)
M11	0,64	4.400
M12	0,58	4.360
M13	0,34	4.250
M14	0,13	4.312,5
M15	0,56	4.250
M16	0,24	4.240
M17	0,7	4.240
M18	0,45	4.250

Altitud Mínima (promedio) durante el LGM: **4.287, 8 msnm**

B2) Relacionados con periodo de transición (pulsaciones) entre el máximo avance y el más reciente periodo glacial, se tienen los siguientes datos (Fig. 63):

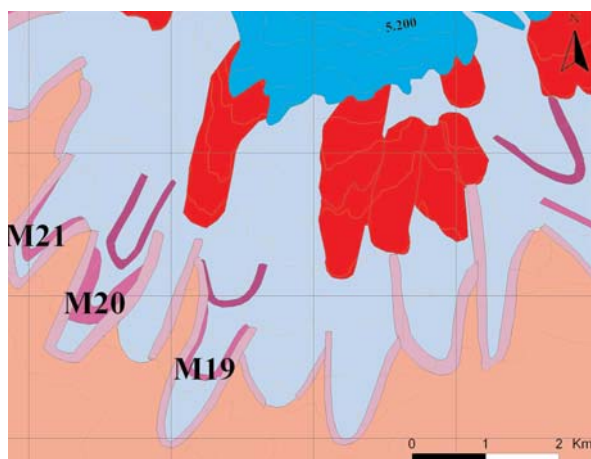


Fig. 63

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	ALTITUD MÍNIMA (m)
M19	0,16	4.280
M20	0,37	4.325
M21	0,17	4.325

Altitud Mínima promedio durante las fases de transición se estableció en: **4.287, 8** msnm.

B3) Eventos recientes o de reavance (Fig. 64):

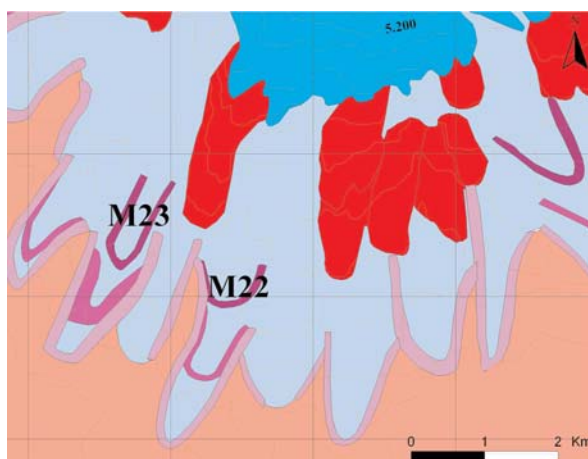


Fig. 64

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	ALTITUD MÍNIMA (m)
M22	0,13	4.450
M23	0,28	4.450

Altitud Mínima promedio durante esta fase: **4.450** msnm.

C) Sector occidental:

C1) Formaciones morrénicas del LGM (Fig. 65):

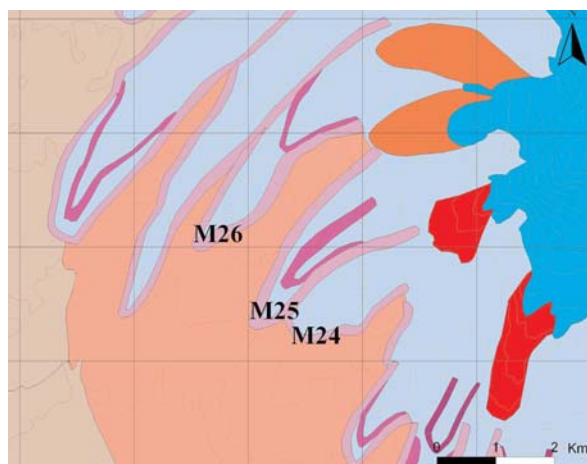


Fig. 65

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	ALTITUD MÍNIMA (m)
M24	0,35	4.400
M25	1,35	4.320
M26	1,04	4.350

Altitud mínima promedio: **4.356,6** msnm

C2) Fases de transición o pulsaciones (Fig. 66):

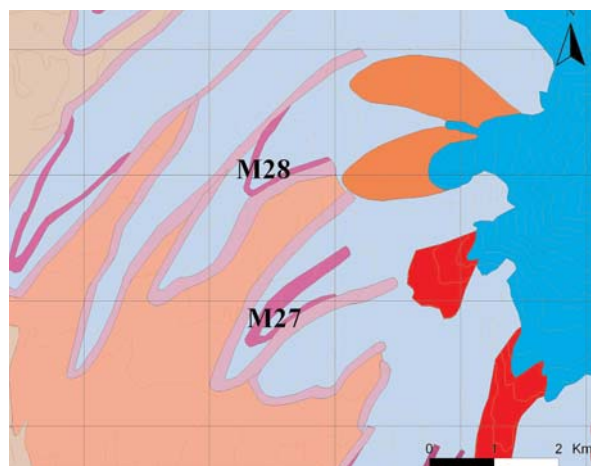


Fig. 66

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	ALTITUD MÍNIMA (m)
M27	0,57	4.400
M28	0,27	4.445

Altitud Mínima (promedio): **4.422,5** msnm.

Evolución glacio-volcánica del Ampato

A partir de características geomorfológicas y geológicas se establece una sucesión glacio-volcánica del Ampato dividida en varias etapas:

La primera se produce a finales del Plioceno, supone el inicio de creación del edificio volcánico a partir de numerosas fases efusivas, que emitieron potentes coladas de lava de composición andesítica y traquiandesítica, que más adelante se denominó Grupo Barroso.

La segunda etapa inicia con un cambio en la composición de las lavas emitidas, ya que cada vez son ácidas y la distancia que recorren, desde su foco emisor, es menor. La tercera coincide con la última glaciación (hace 21.000-17.000 a.), por tanto existen importantes masas de hielo que modifican la morfología del volcán, se forman artesas y se generan la mayor parte de los depósitos morrénicos existentes en el Ampato.

La cuarta etapa se asocia a un proceso de deglaciación y fases de reavance glaciario, donde la impronta geomorfológica de los glaciares durante esta etapa es efímera, no obstante se reconocen dos pulsaciones o avances. En la quinta, se presenta una fase de reactivación con frecuentes efusiones de coladas de lava y extrusiones de domos en la porción cumbre a principios del Holoceno. El Ampato se considera un volcán activo en periodo de quietud.

5.1.3. Geomorfología del nevado Sabancaya: Formas del relieve de origen volcánico

1. Conos de escoria: C1 y C2.

Dos conos de escorias conforman el nevado Sabancaya. Ambas estructuras son producto de una actividad estromboliana, la cual consiste en la emisión de fragmentos de lava de distintos tamaños que se acumulan cerca del cráter (Fig. 67). La formación de columnas eruptivas es una constante en estas erupciones. En la zona de estudio, los piroclastos han llegado a cubrir con una capa de detritos volcánicos la superficie glaciaria de todo el complejo volcánico.

Cono 1 (C1): se localiza al centro norte del complejo volcánico, tiene una forma de cono truncado y presenta cráter. Si bien es reciente, su aparición es anterior al C2.

Cono 2 (C2): se ubica al sur de la unidad anterior, su morfología es cónica y su cima es convexa.

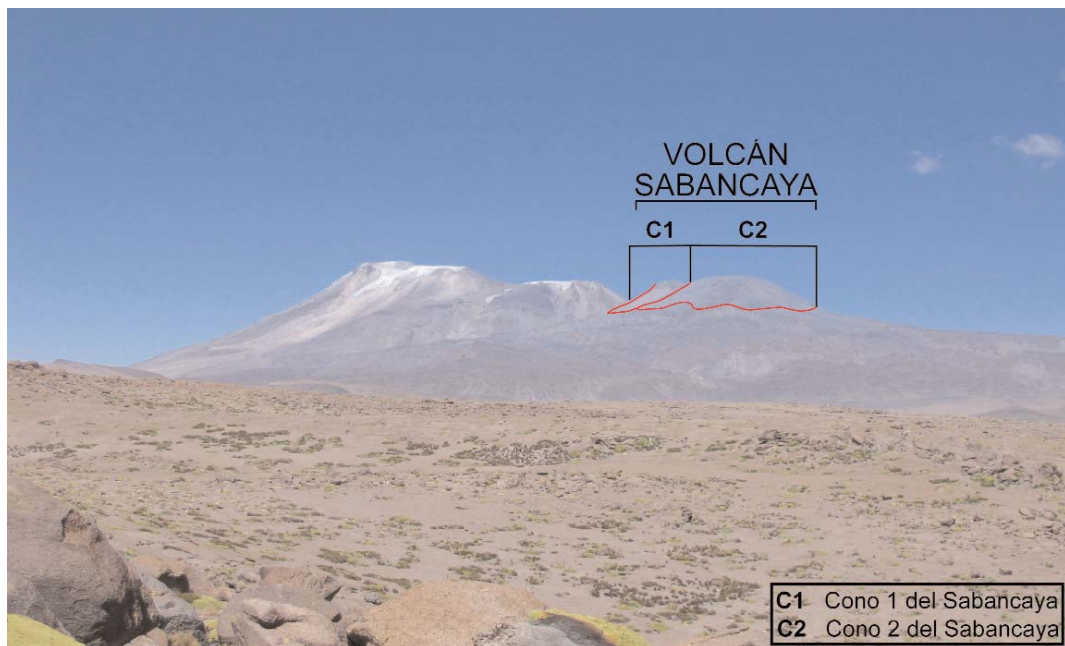


Fig. 67: Dos conos de escoria constituyen volcán Sabancaya, que de manera general ocupan el sector central del complejo volcánico. Se indica el límite aproximado de cada edificio; de sur a norte sus características morfométricas son las siguientes: C1, área: 0,57 Km²; Altura relativa: 300 m. C2, área: 0,96 Km²; Altura relativa 250 m (noviembre 2005).

2. Coladas de lava (L13-L22).

Son de grandes dimensiones en cuanto a espesor y longitud y en esto tiene que ver su composición: básica, así como la inclinación del terreno y el relieve preexistente, en particular la artesa, que encauzan las coladas de lava. Este proceso es responsable de la desaparición de depósitos morrénicos. La juventud de las corrientes lávicas queda demostrada por la existencia de una morfología intacta, donde es evidente todo tipo de estructuras primarias características de las lavas recientes. De lo anterior se deduce que su emplazamiento fue después del último periodo glaciar (Ver mapa geomorfológico: anexo 1); las características morfométricas son las siguientes (Fig. 68):

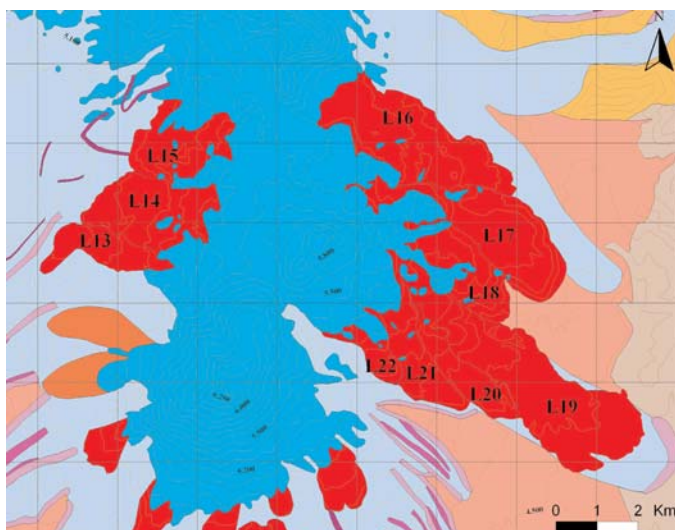


Fig. 68

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	LONGITUD (km)
L13	2,24	3,76
L14	4,50	3,34
L15	3,23	2,96
L16	7,18	5,61
L17	6,14	6,34
L18	4,94	4,27
L19	10	8,01
L20	2,26	3,83
L21	2,64	3,69
L22	1,06	2,41

5.1.4. Geomorfología del nevado Sabancaya: Formas del relieve de origen glaciar

A) Sector oriental:

La actividad volcánica postglaciar ha eliminado casi todas las formas de origen glaciar; solo se ha conservado un arco morrénico en el sector E (Fig. 69):

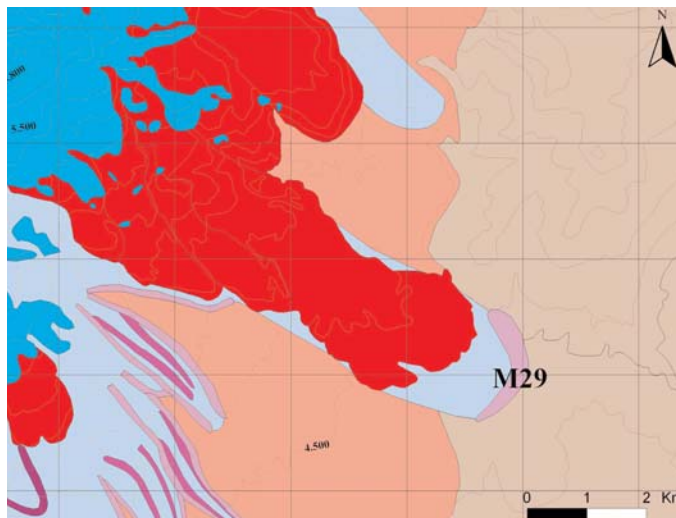


Fig. 69

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	ALTITUD MÍNIMA (m)
M29	0,62	4.430

En este caso se ha considerado el único valor altitudinal que existe como la Altitud Mínima durante el LGM: 4.430 msnm.

Evolución glacio-volcánica del Sabancaya

El Sabancaya es un volcán activo y es el más joven del grupo. Su formación inicia a finales del Plioceno con la presencia de varias fases efusivas que dieron como resultado la emisión de coladas de lava de composición andesítica y traquiandesítica (grupo barroso). De esta manera se construyó la base sobre la cual se levantará en edificio principal.

La segunda etapa de su formación tiene relación con la última glaciación (21.000-17.000 a.). En este periodo la acción glaciar deja su huella. La tercera etapa esta caracterizada por una actividad eruptiva postglaciar (inicio del Holoceno) de tipo estromboliano, que emitió coladas de lava de grandes dimensiones con una composición básica en su inicio, para culminar con una actividad de tipo explosivo

La cuarta etapa se corresponde con la actividad volcánica reciente, cuando las erupciones han emitido piroclastos que han provocado la desaparición de las masas de hielo de este volcán y es la causa del retroceso generalizado de todos los glaciares del complejo volcánico.

5.1.5. Geomorfología del Nevado HualcaHualca: Formas del relieve de origen volcánico

1. Planezes (P1-P3)

Son sectores antiguos del volcán que están en un proceso continuo de dismantelamiento erosivo. Corresponden a las partes más antiguas del volcán y están formadas por lavas de composición ande-sítica y traquiandesítica (grupo barroso). Sus características morfométricas son las siguientes (Fig. 70):

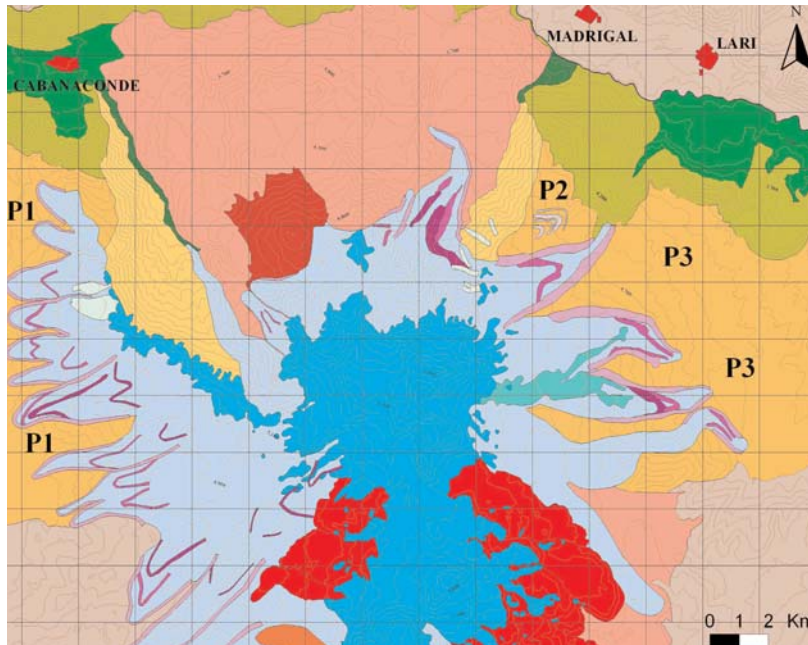


Fig. 70

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)
P1	23,27
P2	6,91
P3	59,71

2. Escarpes (E1-E2):

Superficies inclinadas en gradería o de corte vertical, en ambos casos presentan marcados contrastes altitudinales. En conjunto y vistos en planta, definen una herradura, cuya abertura esta orientada al NW (Ver mapa geomorfológico: Anexo. 1). Esta unidad corresponde a una cicatriz de una avalancha de escombros, que se origino por el colapso de un flanco del volcán HualcaHualca. Las causas que pudieron originar este fenómeno son diversas, pero podría existir una explicación relacionada con la intrusión de un nuevo cuerpo de magma por debajo del edificio, causando la desestabilización y el colapso; por la presencia de actividad sísmica intensa o por la alteración de las rocas del edificio, a partir de filtraciones de agua de lluvia o deshielo. Los dos últimos factores pueden ocurrir sin que el volcán se encuentre en actividad (MACIAS, et al., 2005). Las características morfométricas de los escarpes son las siguientes (Fig. 71):

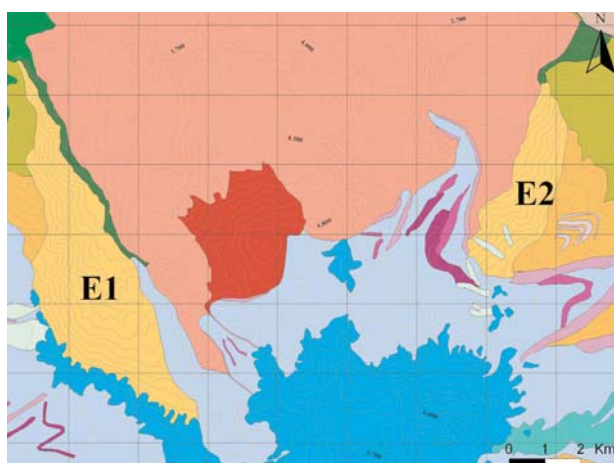


Fig. 71

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	DESNIVEL (m)
E1	18,6	1.750
E2	7,3	1.250

3. Coladas de lava (L2):

Se localizan entre los escarpes (unidad anterior), a manera de relleno que sepultan en parte, los depósitos de la avalancha de escombros. La composición es ácida; por lo que se definen corrientes cortas y de morfología apilada. La actividad volcánica que las origina es un evento posterior al colapso de la ladera NW del nevado del HualcaHualca. Se desconoce la edad de ambos eventos. Se cuenta con el siguiente dato de la unidad (Fig. 72):



Fig. 72

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)
L2	96,70

4. Domo (D4):

Domo de composición andesítica (Fig. 73); las lavas más recientes de este sector proceden de este foco de emisión.

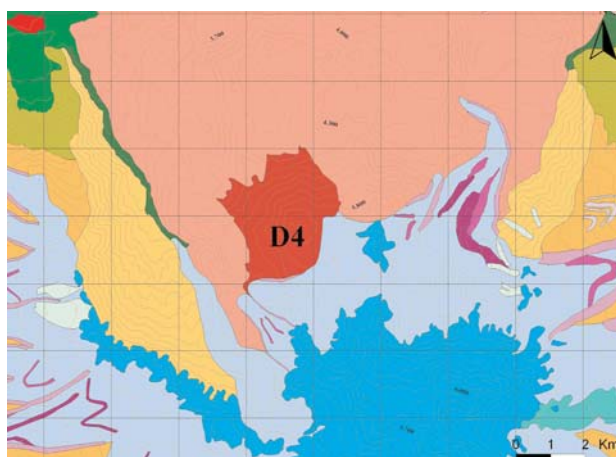


Fig. 73

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	ALTITUD RELAT. (m)
D4	18,6	850

5.1.6. Geomorfología del nevado HualcaHualca: Formas del relieve de origen glaciar

El modelado glaciar fue muy intenso sobre esta estructura, de ahí la variedad en cuanto a formas de relieve asociadas a este proceso. Es importante mencionar que la morfología del edificio (interfluvios amplios y horizontales) favoreció la acumulación de nieve y su consecuente transformación en hielo.

1. Artesas glaciares

Tienen gran representación en cuanto a número y variedades morfológicas, en esto la edad tiene importancia, ya que al ser la estructura más antigua de todo el conjunto volcánico, quedaron registrados todos o la mayor parte de los eventos glaciares.

Las artesas han tenido un desarrollo más favorable sobre sustratos volcánicos antiguos (Grupo Barroso), en este sentido destacan los del SW y NE. Los datos morfométricos de las artesas se presentan a continuación (Fig. 74, 75, 76 y 77):

- Sector oriental:

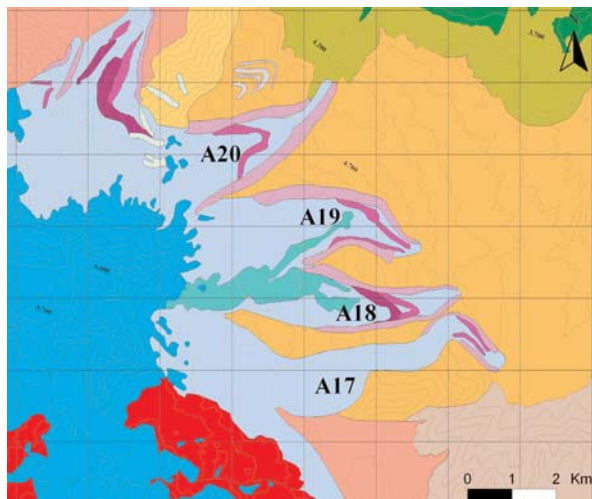


Fig. 74

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	LONGITUD (Km)
A17	14,10	9,21
A18	12,64	5,59
A19	10,7	5,56
A20	7,90	5,11

- Sector septentrional:

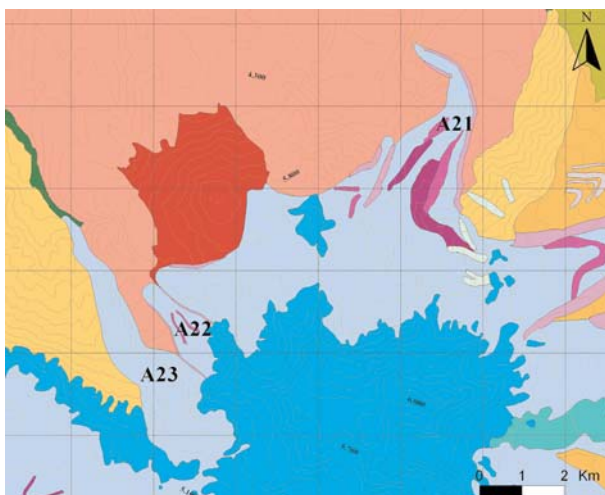


Fig. 75

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	LONGITUD (Km)
A21	5,64	5,30
A22	1,78	2,58
A23	3,23	4,74

- Sector occidental:

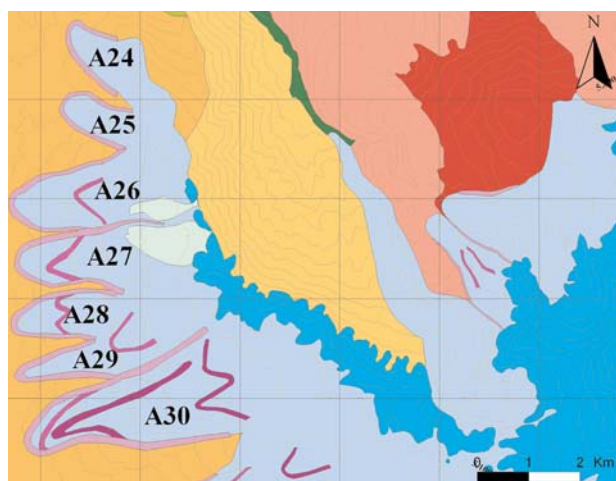


Fig. 76

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	LONGITUD (Km)
A24	1,42	1,73
A25	1,28	2,11
A26	3,85	2,51
A27	2,71	2,84
A28	2,34	3,19
A29	1,80	3,58
A30	5,36	4,74

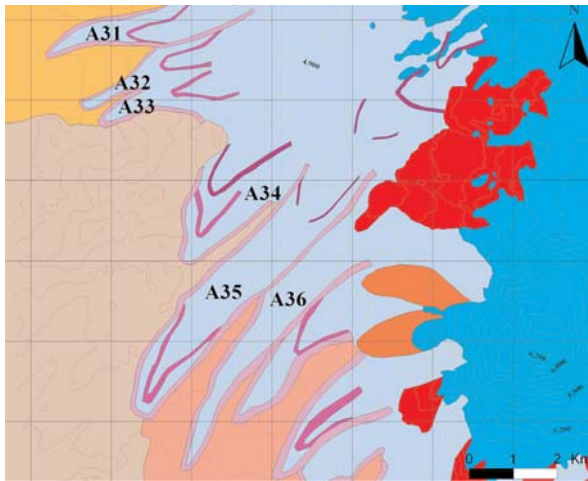


Fig. 77

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	LONGITUD (Km)
A31	5,43	6,18
A32	6,30	6,80
A33	5,96	6,85
A34	9,09	7,59
A35	14,98	11,68
A36	4,54	7,15

2. Formaciones morrénicas

Son abundantes en las laderas SW y NE, donde se encuentra la secuencia más completa de formaciones morrénicas de todo el complejo volcánico Ampato. Características morfométricas:

A) Sector oriental:

A1) Formaciones morrénicas anteriores al LGM (Fig. 78):

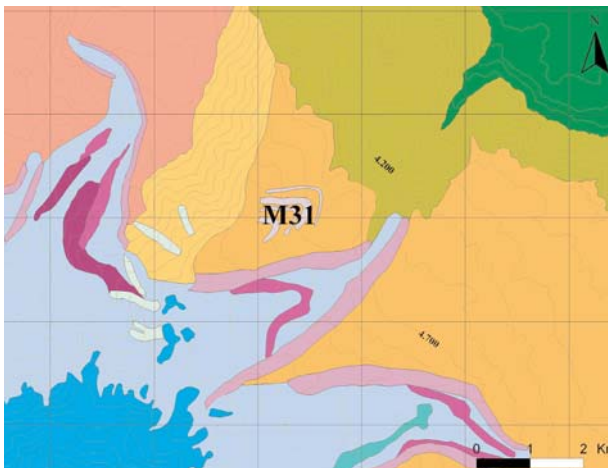


Fig. 78

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	ALTITUD MÍNIMA (m)
M31	0,09	4.650

Altitud Mínima: **4.650** msnm.

A2) Formaciones morrénicas del LGM (Fig. 79):

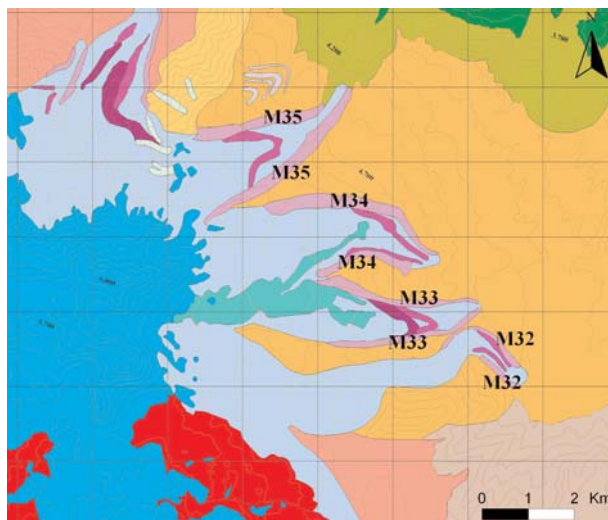


Fig. 79

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	ALTITUD MÍNIMA (m)
M32	0,49	4.280
M33	1,45	4.400
M34	2,02	4.610
M35	2,48	4.350

Altitud Mínima promedio: **4.410** msnm.

A3) Formaciones morrénicas entre el LGM y los eventos más recientes (Fig. 80):

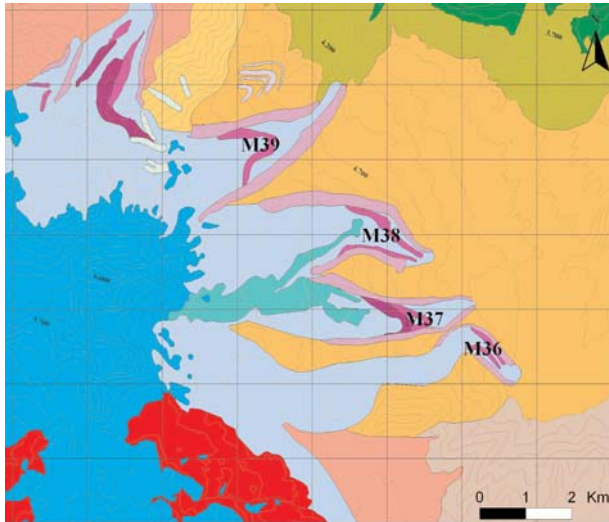


Fig. 80

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	ALTITUD MÍNIMA (m)
M36	0,26	4.275
M37	0,26	4.600
M38	0,65	4.600
M39	0,58	4.840

Altitud Mínima promedio de los glaciares en este sector durante las fases mencionada: **4.578,75** msnm.

A4) Formaciones morrénicas recientes con las siguientes dimensiones (Fig. 81):

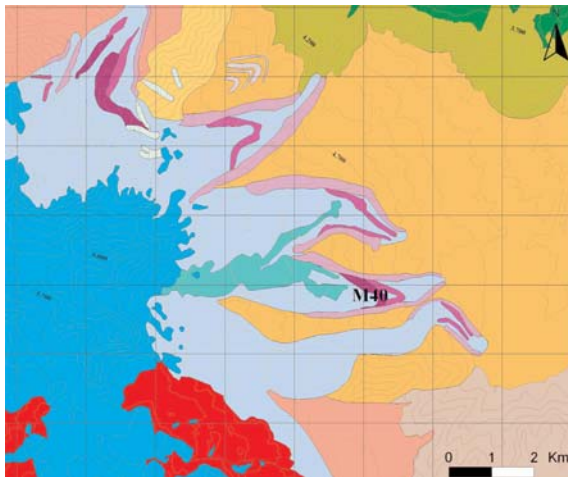


Fig. 81

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	ALTITUD MÍNIMA (m)
M40	0,43	4.645

B) Sector septentrional:

B1) Formaciones morrénicas del LGM (Fig. 82):

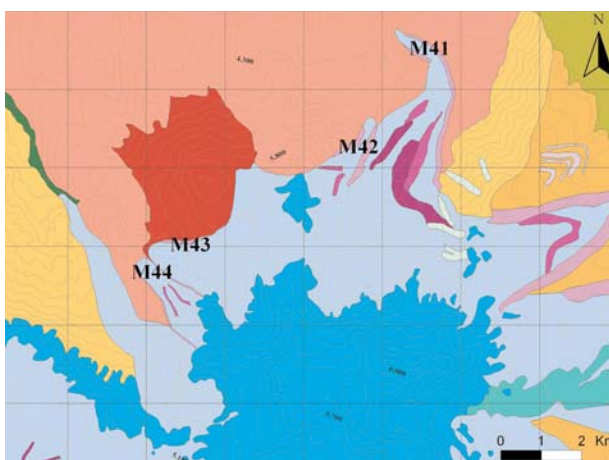


Fig. 82

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	ALTITUD MÍNIMA (m)
M41	0,54	3.900
M42	0,37	4.400
M43	0,09	4.500
M44	0,15	4.600

Altitud Mínima promedio: **4.350** msnm.

B2) Formaciones morrénicas entre el LGM y los eventos más recientes (Fig. 83):

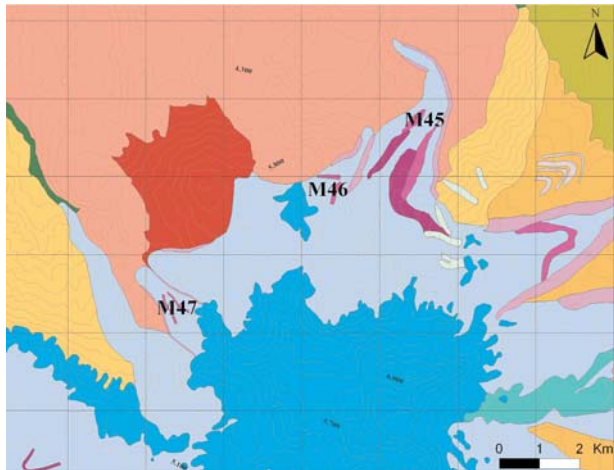


Fig. 83

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	ALTITUD MÍNIMA (m)
M45	0,52	4.170
M46	0,12	4.700
M47	0,42	4.700

Altitud Mínima promedio: **4.523,3** msnm.

B3) Formaciones morrénicas asociadas a los eventos más recientes (Fig. 84):

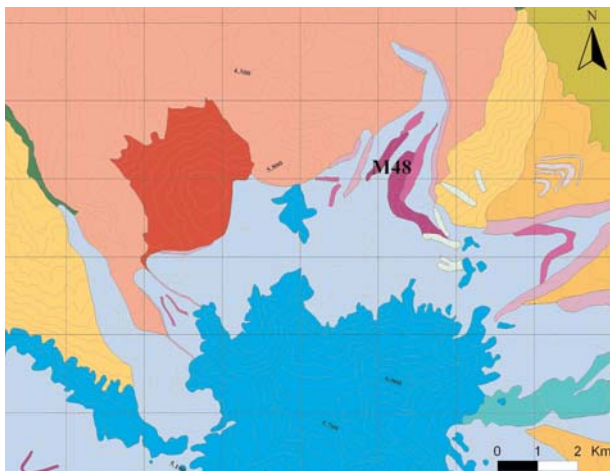


Fig. 84

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	ALTITUD MÍNIMA (m)
M48	0,52	4.170

C) Sector occidental:

C1) Formaciones morrénicas del LGM (Fig. 85 y 86) :

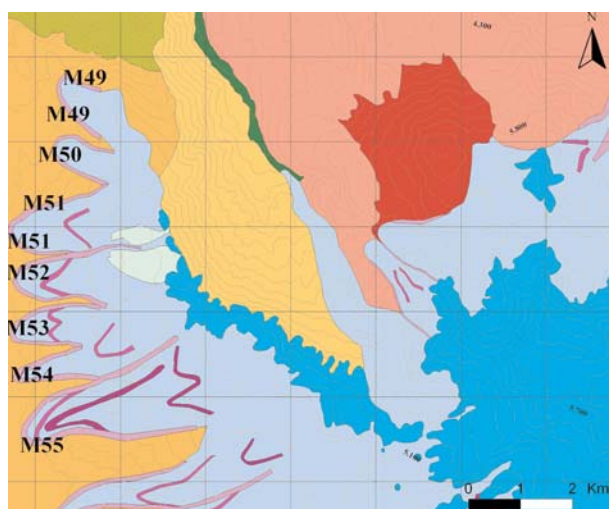


Fig. 85

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	ALTITUD MÍNIMA (m)
M49	0,28	4.350
M50	0,27	4.390
M51	0,41	4.450
M52	0,54	4.450
M53	0,39	4.390
M54	0,43	4.360
M55	1,12	4.365

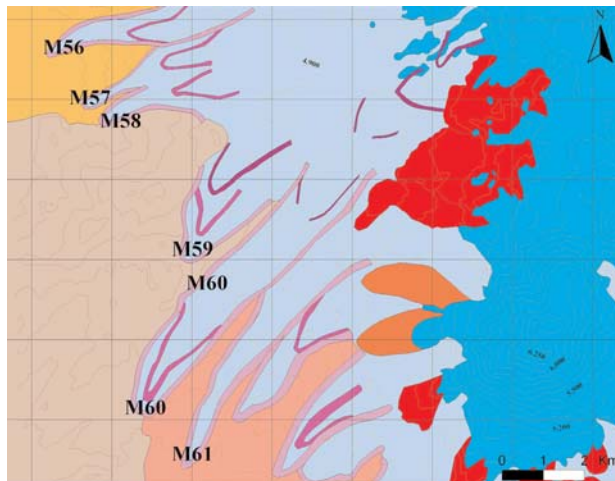


Fig.86

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	ALTITUD MÍNIMA (m)
M56	0,90	4.360
M57	0,28	4.400
M58	0,48	4.500
M59	0,54	4.520
M60	1,55	4.330
M61	2,20	4.300

Altitud Mínima Media: **4.397,3** msnm.

C2) Formaciones morrénicas entre el LGM y los eventos más recientes (Fig. 87 y 88):

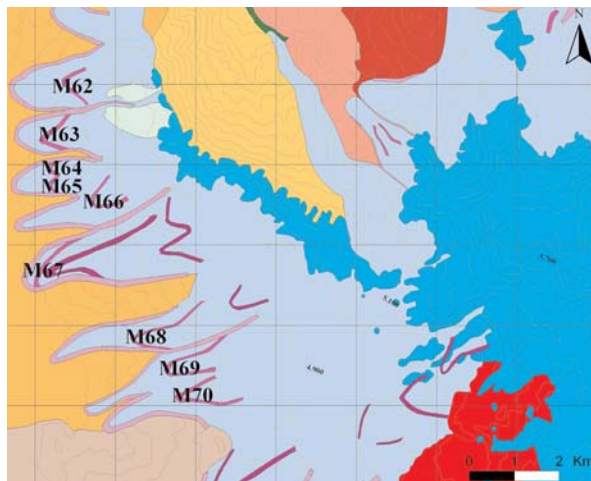


Fig. 87

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	ALTITUD MÍNIMA (m)
M62	0,11	4.600
M63	0,16	4.560
M64	0,05	4.580
M65	0,04	4.570
M66	0,12	4.700
M67	0,15	4.400
M68	0,17	4.450
M69	0,22	4.680
M70	0,22	4.690

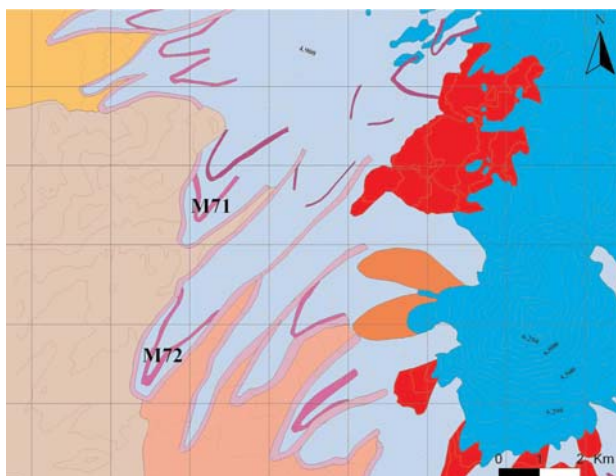


Fig. 88

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	ALTITUD MÍNIMA (m)
M71	0,28	4.600
M72	0,52	4.360

Altitud Mínima promedio: **4.562,7** msnm.

C3) Formaciones morrénicas recientes (Fig. 89):

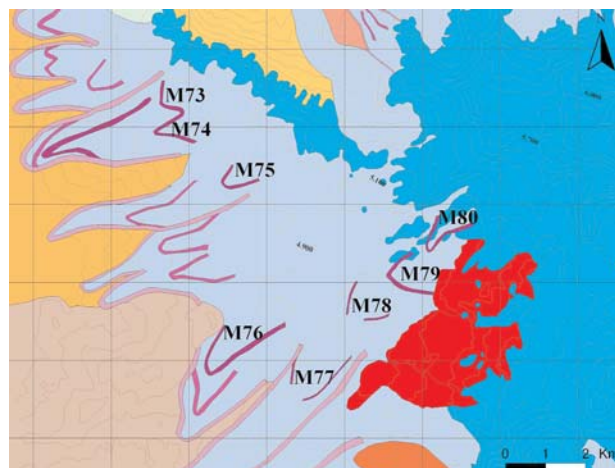


Fig. 89

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	ALTITUD MÍNIMA (m)
M73	0,51	4.450
M74	0,10	4.800
M75	0,16	4.750
M76	0,37	4.700
M77	1,05	4.625
M78	0,07	4.750
M79	0,19	4.850
M80	0,18	4.950

Altitud Mínima promedio: **4.747,2** msnm.

3. Glaciares rocosos

Los glaciares rocosos son formas de origen periglaciario que se caracterizan por ser una masa de clastos angulosos en forma de lóbulo, con hielo en su interior, que se mueve ladera abajo. En la zona de estudio se han diferenciado dos grupos a partir de su morfología y localización.

El primero de ellos concentra a los lóbulos antiguos (solo dos estructuras), que se caracterizan por ser cortos en longitud y tener de espesor amplio. Son considerados antiguos por sus rasgos morfológicos (observados a partir de las fotografías aéreas). En general la superficie es una sucesión de geometrías cóncavas (posiblemente como consecuencia de la fundición del núcleo de hielo), su tono es gris claro (asociado a la falta de humedad) y las rugosidades o cordones de flujo no están definidos. Todo esto hace pensar que no son activos. Se localizan en el sector occidental del volcán.

La segunda generación concentra los glaciares rocosos activos y con gran capacidad de flujo, son de menor tamaño y se localizan en la vertiente norte. A continuación se presentan datos de superficie y altitud (Fig. 90 y 91):

A) Sector septentrional:

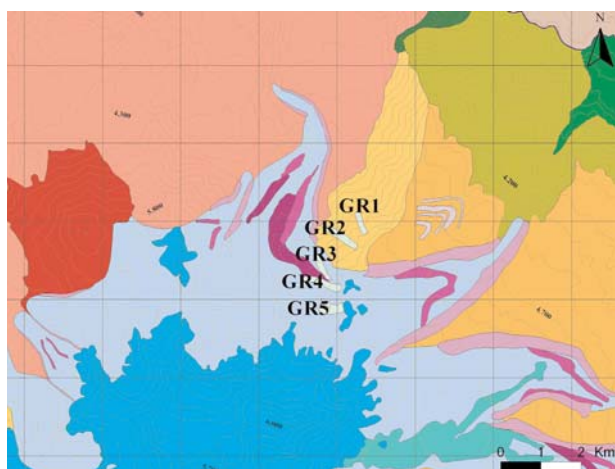


Fig. 90

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	ALTITUD MÍNIMA (m)
GR1	0,08	4.650
GR2	0,16	4.450
GR3	0,10	4.650
GR4	0,16	4.750
GR5	0,16	4.900

Altitud Mínima promedio: **4.680** msnm.

B) Sector occidental:

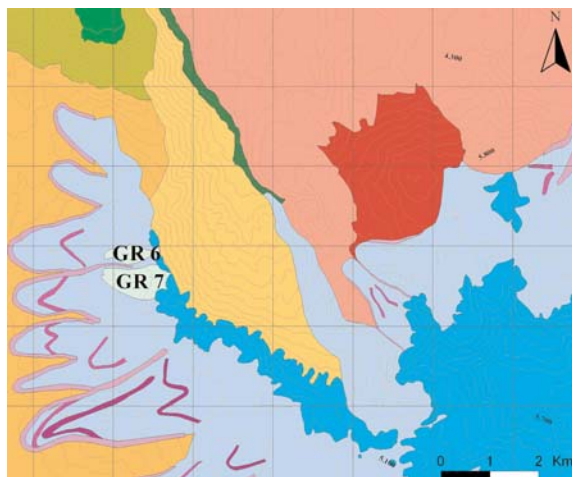


Fig. 91

UNIDAD	SUPERFICIE (km ²)	ALTITUD MÍNIMA (m)
GR6	0,38	4.750
GR7	1,02	4.750

Altitud Mínima promedio: **4.750** msnm.

Evolución glacio-volcánica del HualcaHualca

Es más antiguo del complejo volcánico y comenzó a formarse a finales del Plioceno. Al igual que con los volcanes anteriores, la primera fase esta representada por varias fases efusivas (coladas de lava de composición andesítica y traquiandesítica del Grupo Barroso).

En la segunda etapa esta marcada por el colapso del flanco NW, como testigo de este tipo de actividad se definió la morfología asimétrica característica de actual edificio. Por esta razón el nevado HualcaHualca presenta una gran cicatriz de deslizamiento. Por otro lado, el volumen de escombros producido por dicho colapso obturó el valle del río Colca; propiciando la existencia de un lago de grandes dimensiones. La liberación de estas aguas y su conexión del río Colca con el océano Pacífico, no se tiene claro como ni cuando ocurren.

Una tercera fase en la evolución, queda establecida por la existencia de un vulcanismo ácido sobre la vertiente NW que sepultó en parte los depósitos de la avalancha volcánica. Para este mismo sector, las coladas de lava más recientes proceden de un domo que se formó durante el post-deslizamiento. La fase cuarta se corresponde con la última glaciación, cuando el modelado glaciar fue muy intenso sobre todas las laderas del volcán que no se colapsaron. La competencia erosiva de los glaciares fue intensa, lo que favoreció el desarrollo de artesas de grandes dimensiones y abundantes formaciones morrénicas. La fase quinta se corresponde con la deglaciación y los reavances que ocurren en el Holoceno. Se han diferenciado varias formaciones morrénicas postglaciares que se corresponden con pulsaciones frías del periodo.

5.2.2. Significado geomorfológico del LGM y las reactivaciones holocenas en el Complejo Volcánico Ampato

El descenso térmico y el aumento de las precipitaciones en forma de nieve durante la última glaciación y las fases frías del Holoceno permitieron que una extensa masa de hielo cubriese gran parte del complejo volcánico Ampato. En el momento álgido de la última glaciación (LGM) la superficie de los glaciares alcanzó una extensión de 347,83 Km² (Anexo 2).

La competencia de los procesos glaciares se incrementó, especialmente al principio de la última glaciación (cuando los hielos experimentaron su mayor avance y realizan el trabajo geomorfológico más importante) y en menor medida en cada una de las fases de reavance o reactivación, de esta manera, se dio lugar al paisaje glaciar de montaña actual. La intensidad con que las masas de hielo movilizaron y desalojaron el material fue diferente en cada volcán, en función del grado de alteración del sustrato (más marcada cuanto mayor sea la fragmentación estructural), las características topográficas preglaciares y la actividad volcánica.

En el Nevado HualcaHualca la labor erosiva de las masas de hielo fue muy significativa y todas sus vertientes fueron afectadas por la abrasión y sobreexcavación glaciar, aunque de forma desigual. Las orientaciones más afectadas fueron las SW y W, donde destaca el valle glaciar de Pujro Huayjo, no solo por su longitud sino por albergar la secuencia más importante de formaciones morrénicas de todo el complejo volcánico. En el fondo y los márgenes de las artesas existen, aunque son poco frecuentes, rocas aborregadas en donde partículas duras dibujaron estrías y marcaron acanaladuras.

El Ampato presenta un paisaje glaciar menos marcado en comparación con el volcán anterior, aún así la morfogénesis glaciar afectó gran parte del edificio volcánico. Por último, en el Sabancaya son pocas las evidencias glaciares, ya que la mayoría de ellas fueron destruidas o cubiertas debido a actividad volcánica del Holoceno.

5.2.3. Propuesta cronológica preliminar del LGM y los reavances posglaciares en el Complejo Volcánico Ampato

A partir del análisis espacial de relieves glaciares específicos: artesas, cordones y arcos morrénicos (mapa geomorfológico) y dataciones absolutas, se pudo realizar una reconstrucción de las condiciones glaciares que existieron desde el LGM hasta el presente. De esta manera es posible contar con una aproximación indirecta de las condiciones climáticas que existieron en ese periodo.

La cartografía geomorfológica fue un factor determinante en la selección de aquellas formas de relieve que, por su posición altitudinal, representatividad, grado de conservación y accesibilidad, eran idóneas para extraer las rocas. En campo fue necesario hacer otra valoración más en relación con la calidad de los resultados y el tratamiento a los que se sometería la muestra. Para esto, se tomó en cuenta que la muestra saliera de un sector donde: a) no existieran huellas de erosión; b) que fuera estable; c) de gran tamaño; d) localizado en una cresta y e) que no estuviera cubierto por ningún tipo de obstáculo. Con estos criterios se tomaron varias muestras en el año de 2005 y 2006 (Fig. 92). De todas ellas se presentan resultados de cinco, ya que las demás están en proceso de selección y limpieza en el laboratorio del Departamento de AGR y Geografía Física. Las características específicas de las cinco muestras con resultados, que se analizan en este trabajo, son:

- Patapampa 4:

- Coordenadas UTM: X: 217736, Y: 8258025, Z: 4.886.
- Contexto geomorfológico: superficie de lava (altiplano Patapampa) que estuvo sometida a un intenso modelado glaciar: en la muestra presentaba estrías glaciares.
- Objetivo del muestreo: establecer la fecha de desaparición del casquete de hielo de esta superficie.

- **Hualca 1:**
 - Coordenadas UTM: X: 204015, Y: 8268573, Z: 4.444.
 - Contexto geomorfológico: bloque estable situado en la cresta de un cordón morrénico, al E del nevado HualcaHualca.
 - Objetivo del muestreo: Conocer la fecha del LGM.

- **Hualca 2:**
 - Coordenadas UTM: X: 194161, Y: 8265738, Z: 4.408.
 - Contexto geomorfológico: bloque estable situado en la cresta del cordón morrénico, al N del nevado HualcaHualca.
 - Objetivo del muestreo: conocer la fecha de posibles reactivaciones glaciares ocurridas entre el LGM y los eventos recientes.

- **Hualca 3:**
 - UTM: X: 193562, Y: 8265084, Z: 4.512.
 - Contexto geomorfológico: bloque estable situado en la cresta del cordón morrénico, al N del nevado HualcaHualca.
 - Objetivo del muestreo: establecer la fecha de un posible avance reciente.

- **Hualca 4:**
 - UTM: X: 194861, Y: 8267694, Z: 4.144.
 - Contexto geomorfológico: bloque estable situado en la cresta del cordón morrénico, al N del nevado HualcaHualca.
 - Objetivo del muestreo: establecer la del LGM.

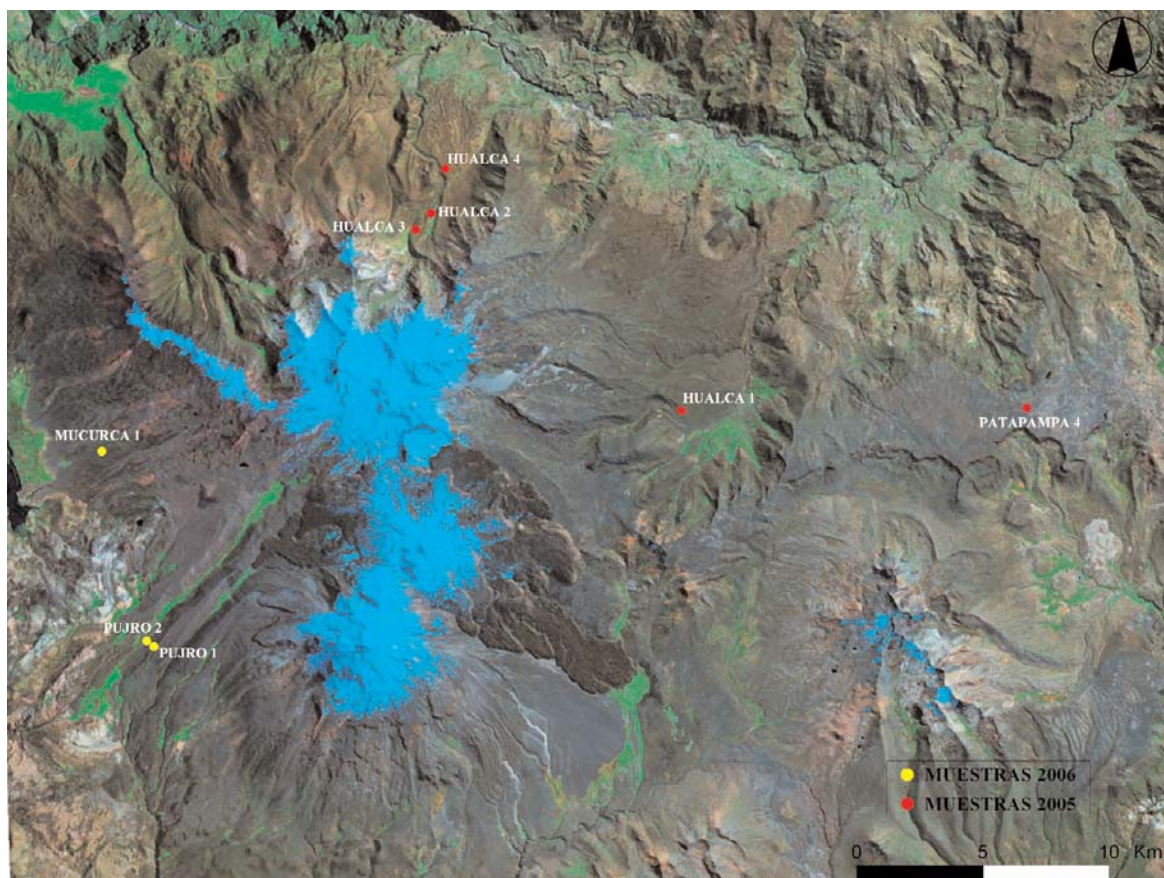


Fig. 92: Localización de las muestras obtenidas durante la campaña de campo 2005 y 2006.

5.2.3.1. Resultados obtenidos de la datación absoluta (muestras 2005)

Muestra	Edad (a. AP)	Rango de error (a. AP)	Edad (a. AP)
Patapampa 4	12.572	+/- 397	12.600
Hualca 1	12.799	+/- 338	12.800
Hualca 2	17.621	+/- 405	17.600
Hualca 3	11.417	+/- 214	11.400
Hualca 4	16.544	+/- 375	16.500

- * Presenta una tasa de erosión importante y por esta razón la edad obtenida (16.544 a. AP) es inferior a la que le corresponde realmente para ser LGM, ya que falta introducir en la fórmula de corrección la tasa de erosión para obtener la edad definitiva.

5.2.3.2. Interpretación

El descenso térmico y el aumento de las precipitaciones en forma de nieve durante la última glaciación permitieron la formación de un extenso glaciar que cubrió el complejo volcánico. Su máxima expansión y volumen, momento conocido como LGM, tuvo lugar hace unos 18.000 a. AP y la altitud mínima alcanzada por las lenguas glaciares se situó en 3.900 msnm. El altiplano de Patapampa, situado al E del área de estudio, también estuvo cubierto por un casquete glaciar que emitía lenguas por sus márgenes.

El proceso de deglaciación comenzó a producirse varios cientos de años después al LGM, debido probablemente a un descenso de la humedad atmosférica. Esta tendencia fue interrumpida en varias ocasiones por numerosas fases de reavance, una de ellas hace 17.600 a. AP. Durante esta pulsación los glaciares volvieron a moverse pero no alcanzaron la magnitud del LGM y las lenguas de hielo se situaron a 4.170 msnm.

Además de los cambios en las características climáticas, tuvieron lugar eventos volcánicos que en general debieron provocar el retroceso de la masa de hielo, aunque también es posible que sucediese el efecto contrario, debido a una fase eruptiva del volcán Sabancaya que pudo afectar a la lengua glaciar del nevado HualcaHualca más próxima (situada al este) provocando una repentina fusión subglaciar que aceleró súbitamente la velocidad del flujo del hielo. Este proceso se conoce como surge y ocurrió hace 12.800 a. AP. De este modo se explicaría la edad tan reciente del depósito morrénico donde se recolectó la muestra, ya que se corresponde altitudinalmente con el LGM.

Con la excepción de este evento puntual, la masa glaciar del complejo volcánico continuó en retroceso y el casquete glaciar del Altiplano de Patapampa desapareció hace 12.600 a. AP. Una nueva pulsación hace 11.400 a. AP provocó un nuevo reavance de los glaciares en el complejo volcánico. La alternancia de avances y retrocesos glaciares (de menor entidad que el LGM y las fases de reavance intermedias) fueron frecuentes durante el Holoceno.

5.2.4 Estado actual de los glaciares del Complejo Volcánico Ampato (2000)

La teledetección se ha convertido en una herramienta muy importante para el análisis de áreas remotas y de difícil acceso, como es el caso del Complejo Volcánico Ampato. Las imágenes de satélite constituyen una fuente de información regional, de gran interés geológico, tectónico, volcánico, geomorfológico y en el estudio de los glaciares.

A partir de las imágenes de satélite: Landsat 7 (2000), se realizó un análisis sobre el estado de los glaciares en la zona de estudio. Para ello, la imagen se sometió a un tratamiento raster en Arcgis 8.3. Al inicio se usaron los criterios de Dozier (en KLEIN, et al., 1998), luego se aplicaron los de Klein et al. (1998) y de esta manera se logró una cartografía confiable, precisa y objetiva (Fig. 93).

5.2.4.1. Características de la imagen Landsat 7

Las imágenes Landsat 7 están constituidas por ocho bandas espectrales, que pueden ser combinadas de distintas formas, con el fin de obtener variadas composiciones de color y opciones de procesamiento. Entre las principales mejoras técnicas destaca la adición de un canal (Banda Pancromática) que tiene una resolución de 15 metros. Presenta mejoras en las características geométricas y radiométricas, así como una mayor resolución espacial de la banda térmica de 60 m. La resolución temporal de este satélite es igual que la de su predecesor Landsat 5, con 16 días. Al conservar estos parámetros técnicos se pueden realizar con el mismo sistema de referencia (WRS2) estudios multitemporales entre estas imágenes y los datos históricos de Landsat 5. Las características de las bandas que componen el Landsat 7 son las siguientes:

Banda visible	Resolución (m)
1 (azul)	30
2 (rojo)	30
3 (verde)	30
Banda infrarroja	Resolución (m)
4 (cercano)	30
5 (medio-lejano)	30
6 (térmico)	60
7 (medio-corto)	30
8 (pancromática)	15

5.2.4.2. Cálculo de la superficie y el volumen de hielo (2000)

Como operación previa se prepara la imagen en el programa Erdas 8.6, especializado en imágenes de satélite, donde se recorto el sector de interés. Después y ya en Argis 8.3, se aplicaron los métodos Dozier y Klein (KLEIN, et. al., 1998) para establecer un criterio de clasificación uniforme en función de la reflectancia de cada celda. De este modo, se agrupan por un lado los píxeles que tienen un valor numérico que equivale a la nieve; por otro, al hielo glaciar. La imagen que se ha utilizado es de la estación seca (noviembre), momento en que el manto nival se encuentra en su mínimo anual. El proceso aplicado es el siguiente:

1. Diferencia entre la banda 2 y la banda 5 (TM2 - TM5).
2. Suma de la banda 2 y la banda 5 (TM2 + TM5).
3. Cociente de la diferencia entre la banda 2 y la banda 5 y la suma de la banda 2 y la banda 5: $(TM2 - TM5) / (TM2 + TM5)$.

El resultado, fue una nueva capa raster donde aparece la superficie ocupada por los glaciares y el manto nival con un alto grado de precisión. La superficie de los glaciares en el año 2000 se ha obtenido con la calculadora Raster de Argis 8.3, mediante el cálculo de la superficie de cada celda.

SUPERFICIE GLACIAR EN EL AÑO 2000

ANÁLISIS RASTER DE LA IMAGEN DE SATÉLITE LANDSAT

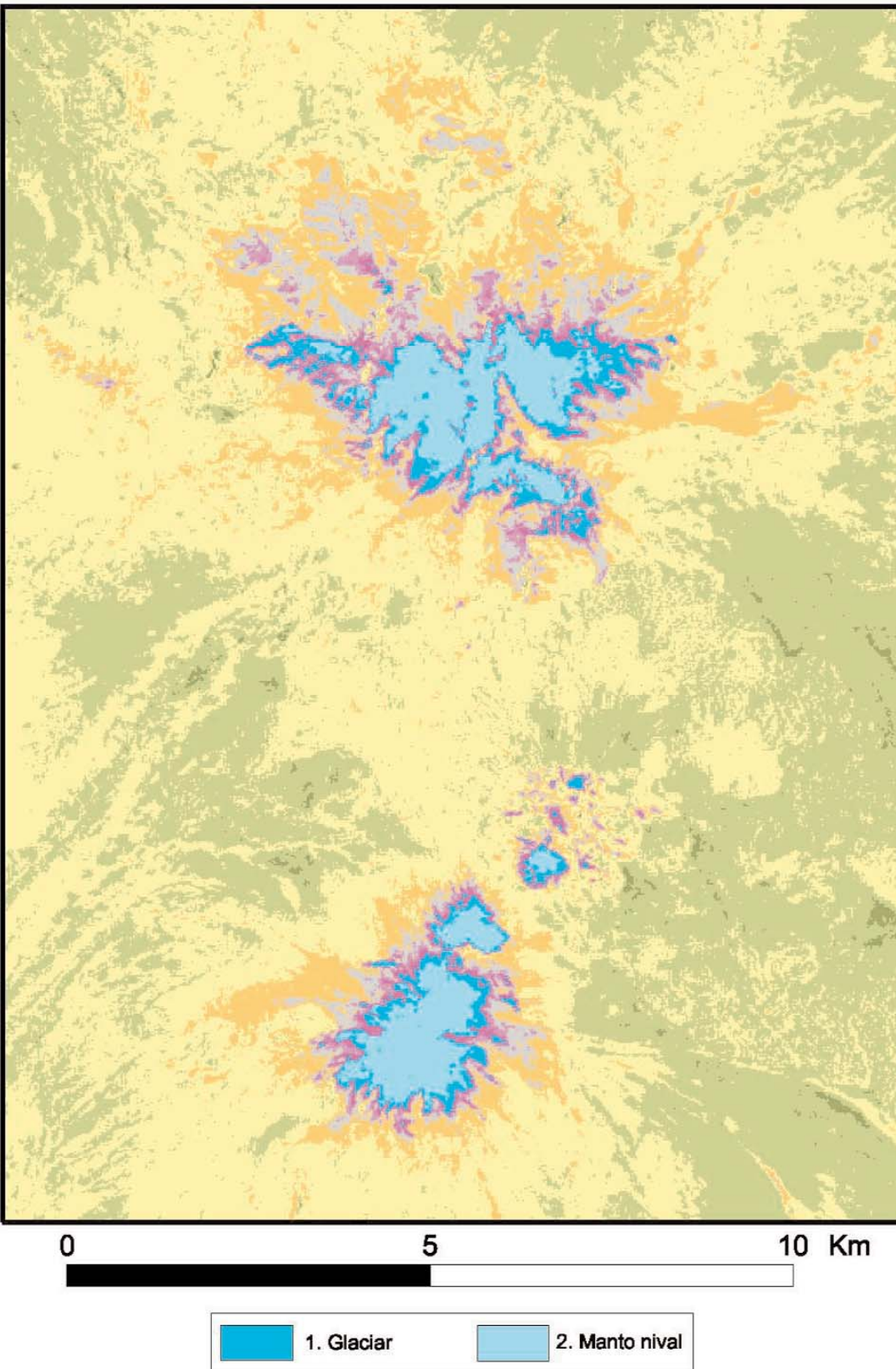


Fig. 93: Superficie glaciar en el año 2000 en el complejo volcánico Ampato. Las imágenes de satélite se han convertido en una herramienta importante en el estudio de los glaciares situados en áreas remotas.

Los valores obtenidos se multiplicaron por el número de píxeles que tienen un valor numérico equivalente (igual reflectancia) al hielo glaciar y de esta manera se obtuvo una superficie de 13,7 km². La importancia de esta cifra radica en que es la primera en su tipo y con seguridad será un punto obligado de comparación para cálculos futuros.

Si comparamos el área glaciar del LGM y la que existía en el 2000 (guardando las respectivas distancias en cálculo y en las condiciones de análisis), resulta que el área actual representa el 3,94 % si se compara con los 347,83 km² que existían en el LGM. Esta comparación es muy aventurada, pero de alguna manera hace evidente un eminente retroceso.

Con respecto al volumen medio los glaciares en la zona de estudio; se ha calculado a partir de la siguiente fórmula (KLEIN, et. al., 1998):

$$V = c A b \quad (3) \quad \text{Donde: } V \text{ es el volumen}$$

A es la superficie glaciar
C= 0,048 y b= 1,36 (factores de escala)

De esta manera se obtuvo un volumen de 1,68 km³; esta cifra representa el 1,22 % comparado con el calculado para el LGM: 137,24 km³.

6. Discusión y conclusiones

La edad de la máxima extensión de los hielos durante la última glaciación en los Andes centrales no se conoce con exactitud. Al respecto CLAPPERTON (1991) menciona que dicho hecho ocurrió hace 18.000 a. A.P. Por otro lado SELTZER (2002) propone una edad más antigua entre los 30.000 y 35.000 a. A.P. Por último, existe una estimación intermedia entre los dos criterios mencionados: 21.000 a. A.P. (SMITH, et. al., 2005).

Los datos para el sur de Perú son indirectos y poco fiables, debido a que son interpolaciones que se han realizado con poco rigor científico. Las dataciones que se han tomado en cuenta para este fin son las de Cordillera Vilcanota (Andes orientales), en donde la última glaciación se estima que ocurrió hace 41.000 a. A.P (MARK y SELTZER, 2002) y la Cordillera de Apolobamba en Bolivia, donde el LGM se considera que sucedió entre 35.000 y 28.000 a. A.P (SELTZER, 2002).

Las dataciones absolutas por métodos cosmonucleidos que se presentan en este trabajo cambian el panorama en el sur de Perú. Las muestras que sirvieron para este objetivo corresponden a depósitos morrénicos del Nevado del HualcaHualca. Con los datos obtenidos se establece para el LGM una edad de 18.000 a. AP. Se coincide con CLAPPERTON (1991) y se aleja de la idea de SELTZER, et. al., (2002), SMITH et al., (2005) y de las cifras de las cordilleras de Vilcanota y Apolobamba. Es posible que el LGM se alcanzase en unas regiones antes que en otras (donde la influencia de las características de cada territorio habría representado un papel determinante) y que no exista una cronología homogénea para todos los Andes centrales.

La escasez de dataciones absolutas es un limitante para realizar comparaciones interregionales de este momento, por tanto, un mayor número de dataciones absolutas permitiría, por un lado, conocer con más exactitud cual fue la edad del momento de máximo avance de la última glaciación, por otro, establecer correlaciones interregionales encaminadas a elaborar un modelo evolutivo de las masas de hielo durante esta última glaciación. Además, se podría saber, como propone SELTZER, et al., (2002), y corroborado mas tarde por SHULMEISTER, et al., (2006) si el LGM en la zona tropical precedió al de las latitudes medias y altas o si, por el contrario, fue un proceso coetáneo.

Respecto a las condiciones ambientales durante el LGM en los Andes centrales, el incremento de la humedad jugó un papel muy importante en la explicación de la expansión de los glaciares. Con el fin de conocer un poco más las características climáticas durante este periodo será necesario profundizar en el estudio del clima actual. De este modo, se podrían estimar algunas de las características climáticas que pudieron estar presentes durante la última glaciación. Por otro lado, y a partir del análisis de los depósitos lacustres de los lagos del altiplano, se sabe que las precipitaciones fueron más abundantes que en la actualidad. Los estudios realizados en el lago Titicaca concluyen que existieron varias fases de desbordamiento durante la última glaciación.

En lo que respecta a las fases de reavance del Holoceno, CLAPPERTON (1991; 1993) y ZECH, et al., (2007) establecieron dos fases postglaciares: la más antigua entre 15.000 - 13.000 a. AP y la más reciente entre 12.000 - 11.000 a. AP. El último reavance se ha identificado en el complejo volcánico Ampato y su edad es de 11.400 a. AP, situándose dentro del intervalo propuesto por estos autores mencionados. Al igual que en el caso del LGM, las precipitaciones debieron ser muy importantes. Se ha establecido una relación estrecha entre la variabilidad de la temperatura superficial del Océano Atlántico y la disponibilidad de humedad de las masas de aire que llegan hasta la cordillera.

Por otro lado, en el presente trabajo se ha aportado el mapa geomorfológico del Complejo Ampato, que representa la integración de información geológica y tectónica, expresada de manera coherente, estructurada, sencilla y con límites precisos que favorecen el entendimiento entre las condiciones

volcánicas y glaciares. En este marco las dataciones que se realizaron fueron determinantes para entender los mecanismos que estuvieron presentes en el avance y retroceso de los hielos (numero de pulsaciones, secuencia y condiciones ambientales).

7. Futuras Líneas de Investigación

El presente trabajo sin duda abre varias perspectivas: la primera tiene relación con la continuidad de esta investigación. Existe la posibilidad de profundizar y extender la zona de estudio en Perú, analizando la relación entre volcanes activos y glaciares, como parte del Proyecto de investigación “*Recursos hídricos y prevención de riesgos hidrovulcánicos en estratovolcanes tropicales activos*” con número de referencia CGL2006/1983, financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia de España, cuyo responsable es el Dr. David Palacios Estremera.

De manera particular se pretende continuar bajo un modelo similar de investigación, en el Nevado Chachani y del altiplano de Patapampa, haciendo especial énfasis en la prevención y mitigación de los riesgos hidrovulcánicos (incluyendo el complejo volcánico Ampato).

Se pretende estudiar y reconstruir la extensión de los glaciares en el Último Máximo Avance Glaciar (LGM), los reavances finipleistocenos y holocenos posteriores, el del último avance de la Pequeña Edad de Hielo (LIA) y los límites de los glaciares a lo largo del siglo XX y de los primeros años del XXI. De esta manera se podrá evaluar a los hielos como recurso y como riesgo para las poblaciones vecinas a cada volcán mencionado.

El desarrollo de un modelo cronológico de las fases glaciares delimitadas mediante la datación absoluta a partir de métodos cosmogénicos, dendrocronológicos y liquenométricos permitirá obtener datos más cercanos a la realidad, que sin duda serán una contribución al conocimiento de esta región y una forma de lograr en un futuro inmediato una interrelación regional de fases glaciares para esta porción del planeta.

El tratamiento informático de los datos es un frente de investigación que está sin abordar en los Andes. Si bien se ha realizado un pequeño análisis en este trabajo referente al manejo de imágenes y cálculo de volumen y áreas de los glaciares actuales del Complejo Ampato, se podría elaborar algo similar para el Chachani y para el Altiplano de Patapampa con el fin de tener un panorama general.

La búsqueda de la relación entre la distribución del hielo y las características morfométricas del terreno (altitud, orientación y pendiente) resulta un tema de interés en la utilización de los SIG: usando el módulo Spatial Analyst de Arc Gis.

La cartografía geomorfológica es otra de las líneas que derivan de este tipo de investigación y es la posibilidad de entender la génesis, morfología y los procesos dominantes, bajo un contexto geológico y tectónico.

8. Bibliografía

ABELE, G. (1992). Landforms and climate on the western slope of the Andes. *Z. Geomorph. N. F., Suppl.* - Bd. **84**: 1-11.

ACEITUNO, P. (1997): Aspectos generales del clima en el altiplano sudamericano. En: Charrier R, P Aceituno, M Castro, A Llanos & LA Raggi (eds) *El Altiplano: ciencia y conciencia de Los Andes*: 63-69. Actas del Segundo Simposio Internacional de Estudios Altiplánicos, Santiago, Chile.

AMMANN, C.; JENNY, B.; KAMMER, K. y MESSERLI, B. (2001): Late Quaternary Glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18-29° S). *Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **172**: 313-326.

BULMER, M.; JOHNSTON, A. y ENGLE, F. (1999): Analysis of Sabancaya volcano, souther Peru using Radarsat and Landsat TM data. *Application Development and Research Opportunity (ADRO)* 10 pp.

CAPEL MOLINA, J.J. (1999): *El niño y el sistema climático terrestre*. Ariel, Barcelona, 155 pp.

CHOROWICZ, J.; DEFFONTAINES, B.; HUAMAN, D.; GUILLANDE, R.; LE GUERN, F. y THOURET, J.C. (1992): SPOT Satellite monitoring of the eruption of Sabancaya volcano. *Remote Sensing of Environment*, **42**: 43-49.

CLAPPERTON, C. M. (1983): The glaciation of the Andes. *Quaternary Science reviews*, **2**: 83-155.

CLAPPERTON, C. M. (1991): Glacier fluctuations of the last glacial - interglacial cycle in the Andes of South America. *Bamberger Geographische Schriften Bd*, **11**: 183-207.

CLAPPERTON, C. M. (1993): *Quaternary Geology and Geomorphology of South America*. Elsevier, Amsterdam, 779 pp.

DORNBUSCH, U. (1998): Current large-scale climatic conditions in Southern Peru and their influence on snowline altitudes. *Erdkunde*, **52**: 41-54.

EHLERS, J. y Gibbard, P. L. (2006): The extent and chronology of Cenozoic Global Glaciation. *Quaternary International*, doi: 10. 1016/ j. quaint. 2006.10.008.

FOX, A. N. y STRECKER, M. R. (1991): Pleistocene and modern snowlines in the central Andes (24-28° S). *Bamberger Geographische Schriften BL*, **11**: 169-182.

FRANCOU, B. y SEMIOND, H. (1997): Estado de la red de monitoreo existente e impacto de los eventos ENSO sobre el balance de masa de los glaciares en Bolivia y en el Peru. In : Galárraga,R., Ibarra,B. (ed.) "Montañas, glaciares y cambios climáticos. Memorias des Ecuentro Cientifico de Quito (28 octubre - 1 noviembre 1996)". *EPS-ORSTOM-FUNDACYT, Quito*. pp. 43-51.

GALAN DE MERA, A.; CÁCERES, C. y GONZÁLEZ, A. (2003): La vegetación de la alta montaña Andina del sur de Perú. *Acta botánica Malacitana*, **28**: 121-147.

GARREAUD, R.; VUILLE, M. y CLEMENT, A. C. (2003): The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **194**: 5-22.

- GOSSE, J.C.; y PHILLIPS, F. M. (2001): Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* **20**: 1475-560.
- GUILLANDE, R.; THOURET, J. C.; HUAMAN, D. y LE GUERN, F. (1992): L'activité eruptive actuelle du volcan nevado Sabancaya (Sud du Perou) et l'évaluation des menaces y des risques: géologie, cartographie et imagerie satellitaire. *Memoire de la Delegation aux risques majeurs (Ministere de l'environnement) et du Centre National d'Études Spatiales*, 133 p. Paris-France.
- HASTENRATH, S. (1967): Observations on the snowline in the Peruvian Andes. *Journal of Glaciology*, **6**: 541-550.
- HASTENRATH, S. (1985): A review of Pleistocene to Holocene glacier variations in the tropics. *Z. Gletscherk Glacialgeol*, **21**: 183-194.
- KASER, G. y OSMASTON, H. (2002): *Tropical Glaciers*. Cambridge University Press. Cambridge. 207 pp.
- KLEIN, A. G. y ISACKS, B. (1998): Alpine glacial geomorphological studies in the central Andes using Landsat thematic mapper images. *Glacial Geology and Geomorphology*; rp01/1998 <http://ggg.qub.ac.uk/ggg/papers/full/1998/rp011998/rp01.htm>.
- KUENTZ, A. (2004): Repartition, dynamique et histoire de la couverture vegetale de haute montagne dans les Andes seches du Perou: entre forcages naturels et pressions anthropiques. *Mémoire DEA*. Université Bñaise Pascal, Clermont Ferrand, 170 pp.
- LAL, D. (1991): Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, **104**: 424-439.
- LAMADON, S. (1999): Flutuacions glaciaires et Tephrostratigraphie dans les montagnes intertropicales. Una revue et aplicacions dans les Andes du Sud du Pérou massifs des Nevados Ampato et Coropuna. *Mémoire DEA*. Université Bñaise Pascal, Clermont Ferrand, 205 pp.
- MACHARE, J.; VELIZ, Y.; ORTLIEB, L. y DUMONT, J. F. (1990): A review of recent paleoclimatic studies in Peru. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, **8**: 157-176.
- MARK, B. G.; SELTZER, G.O. RODBELL, D.T. y GOODMAN, A. Y. (2002): Rates of deglaciation during the last glaciation and holocene in the Cordillera Vilcanota-Quelccaya ice cap region, Southeastern Peru. *Quaternary Research*, **57**: 287-298.
- MASARIK, J.; FRANK, M.; SCHAFER, J. M. y WIELER, R. (2001): Correction of in situ cosmogenic nuclides production rates for geomagnetic field intensity variation during the past 800,000 years. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **65**: 2995-3003.
- MENDOZA, W. (2005): Especie nueva de *Polylepis* (*Rosaceae*) de la cordillera Vilcabamba (Cusco, Perú). *Rev. peru. biol.* **12** (1): 103-106.
- MERCER, J. H. (1979): Chronology of the last glaciation in Peru. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, **61**: 113-120.

- MERCER, J. H. y SUTTER, J. (1981): Late Miocene, earliest Pliocene glaciation in southern Argentina: implications for global ice sheet history. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **38**: 185–206.
- PHILLIPS, F. M. (2003): Cosmogenic ^{36}Cl ages of Quaternary basalt flows in the Mojave Desert, California, USA. *Geomorphology*, **53**: 199-208.
- PROCTOR, M.C.F. (1983): Sizes and growth rates of thalli of the lichen *Rhizocarpon geographicum* on the moraines of the Glacier de Valsorey, Valais, Switzerland. *Lichenologist*, **15**:249-262.
- SELTZER, G.O. (1990): Recent glacial history and paleoclimate of the Peruvian - Bolivian Andes. *Quaternary Science Reviews*, **9**: 137-152.
- SELTZER, G.O.; RODBELL, D. T.; BAKER, P. A.; FRITZ, S. C.; TAPIA, P. M.; ROWE, H.D.; y DUNBAR, R. B. (2002): Early warming of Tropical South America at the Last Glacial-Interglacial Transition. *Science*, **296**: 1.685-1.686.
- SMITH, J.A.; SELTZER, G.O.; RODBELL, R.T.; y KLEIN, A.R. (2005): Regional synthesis of last glacial maximum snowlines in the tropical Andes, South America. *Quaternary International*, **138**: 145-167.
- SHULMEISTER, J.; RODBELL, D. T.; GAGAN, M. K. y SELTZER, G. O. (2006): Inter-hemispheric linkages in climate change: paleo-perspectives for future climate change. *Climate of the Past*, **2**: 167-185.
- STERN, C. R. (2004): Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, **2**: 161-206.
- THOURET, J. C.; GOURGAUD, A.; SALAS, G.; HUAMAN, D. y GUILLANDE, R. (1993): The 1990-1992 eruptive activity of the Nevado Sabancaya stratovolcano (South Peru). 2th. International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG). Oxford (UK): 21-23.
- THOURET, J. C.; GOURGAUD, A.; URIBE, M.; GUILLANDE, R. y SALAS, G.(1995): Geomorphological and geological survey, and spot remote sensing of the current activity of Nevado sabancaya estratovolcano (south Peru): assessment for hazard-zone mapping. *Z. Geomorph. N. F.* Berlin - Stuttgart, **39**: 515-535.
- THOURET, J. C.; JUVIGNE, E.; MARIÑO, J.; MOSCOL, M.; PADOVANI, A. L.; LOUTSCH, I.; DAVILA, J.; LAMADON, S. y RIVERA, M. (2002): Late pleistocene and holocene tephro - stratigraphy and chronology in southern Peru, in Proyecto Arqueológico Condesuyos, **1**: 215-239.
- THOURET, J. C.; WORNER, G.; SINGER, B. y Finizola, A. (2005): The Central Andes in Peru: "Old" valleys in a "young" mountain range?. 6th. International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG). Volume Extended Abstracts: Barcelona: 726-729.
- URIARTE CANTOLLA, A. (2003): Historia del Clima de la Tierra. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, Vitoria-Gasteiz, 306 págs.
- VUILLE, M.; y AMMANN, C. (1997): Regional snowfall patterns in the high, arid Andes. *Climate Change*, **36**: 413-423.

WAGNON, P.; RIBSTEIN, P.; KASER, G. y BERTON, P. (1999): Energy balance and runoff seasonality on a Bolivian glacier. *Global and Planetary Change*, **22**: 49 -58.

ZECH, R.; KULL, CH.; KUBIK, P. W. y VEIT, H. (2007): Exposure dating of Late Glacial and pre-LGM moraines in the Cordon de Doña Rosa, Northern/Central Chile (31° S). *Climate of the Past*, **3**: 1-14.

ANEXO CARTOGRÁFICO

- **Cartografía geomorfológica del Complejo Volcánico Ampato (CVA), Cordillera de los Andes, Arequipa, Perú.**
- **Cartografía del Ultimo Máximo Avance Glaciar (LGM) en el Complejo Volcánico Ampato.**