

EL CLIMA DE LA VERTIENTE DEL PACÍFICO DE LOS ANDES CENTRALES
Y SUS IMPLICACIONES GEOMORFOLÓGICAS

*Jose Úbeda Palenque*¹
*David Palacios Estremera*¹

RESUMEN

El estudio del clima es imprescindible para explicar la geodinámica externa en la vertiente del Pacífico de los Andes Centrales, entre 15°S y 19°S), debido a que los procesos mediante los cuales se desarrolla el modelado del relieve o morfogénesis están controlados por las variables termo-pluviométricas y la fito-estabilización. Además, la geodinámica interna de la región se encuentra igualmente relacionada con las condiciones climáticas, que determinan la cuantía del aporte de sedimentos a la fosa oceánica (Kulm *et al.* 1977), afectando a la tasa de erosión por subducción en el plano de contacto entre las placas y a la composición de los magmas que se forman bajo el erógeno andino. En esta ponencia se analizan los efectos del clima en la geodinámica externa, en un marco teórico en el que se considera que un sistema morfoclimático es un conjunto integrado por los agentes y procesos morfogenéticos que realizan el modelado del relieve en un territorio, en función de sus características bioclimáticas, y un dominio o piso morfoclimático es el ámbito espacial en el que se desarrolla un determinado sistema morfoclimático.

En primer lugar se realiza una presentación del clima en los Andes Centrales, los factores que controlan su configuración media y sus principales características, presentando diagramas elaborados a partir de datos termo-pluviométricos recogidos en una serie de observatorios regularmente distribuidos por la región. En segundo lugar, se diferencian dos dominios climáticos, uno en el altiplano, relacionado con las precipitaciones de componente amazónica, y otro en la rampa que desciende hacia el océano y en la costa del Pacífico, asociado a la situación anticiclónica permanente al O de la cordillera. En tercer lugar, se propone una compartimentación de la fachada occidental de la cordillera en intervalos altitudinales o pisos bioclimáticos, para cuya definición se han empleado como bioindicadores la ausencia de vegetación (por causas térmicas o hídricas) o su presencia con un cambio altitudinal de facies (supraforestal, forestal o xerófila). En cuarto lugar, se formula una nueva división en intervalos altitudinales o pisos morfoclimáticos, empleando esta vez como criterio para su definición la presencia de determinados geoindicadores, entendiendo como tales las unidades geomorfológicas endémicas de

¹ Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física, Universidad Complutense de Madrid (España) <joseubeda@ghis.ucm.es>.

cada piso morfoclimático, es decir, aquellas formas del relieve cuya presencia es exclusiva en cada intervalo porque también lo es la de los agentes y procesos morfogenéticos responsables de su modelado.

A modo de síntesis, se ha elaborado una tabla en la que se han sintetizado, para cada piso morfoclimático, el comportamiento de las variables climáticas (precipitación, temperatura y amplitud térmica), sus características distintivas o claves morfoclimáticas, así como las peculiaridades de los tres subsistemas morfogenéticos: meteorización, dinámica de vertientes y evacuación. En el marco teórico de este trabajo se entiende que el subsistema meteorización incluye los agentes y procesos morfogenéticos que atacan las rocas preparándolas para la erosión, el subsistema dinámica de vertientes los agentes y procesos que efectúan las acciones de desplazamiento a corta distancia de las partículas resultantes de la meteorización, y el subsistema evacuación los agentes y procesos que realizan las funciones de transporte de esas partículas a una distancia mayor, incluso fuera del dominio o piso morfoclimático. Además, también se ha elaborado una tabla-resumen en la que se presentan los geoindicadores característicos de cada piso morfoclimático, exponiéndose a continuación algunos ejemplos que han sido documentados en el campo.

La interpretación de la presencia de geoindicadores activos e inactivos, así como de las relaciones espacio-temporales que se establecen entre ellos, reflejan la evolución del clima en la vertiente del Pacífico de los Andes Centrales durante el Cuaternario reciente.

Palabras clave: clima, cambio climático, Andes, procesos bioclimáticos

ABSTRACT

Climate studies are of main importance to explain the external geodynamics of the Pacific Basin of the Central Andes between 15°S and 19°S. This is because the processes by which the relief modeling or morphogenesis develop are controlled by pluviometric variables and phyto stabilization. Moreover, the internal geodynamic of the region is related to the climatic conditions that determine the amounts of sediments aported to the Ocean basin (Kulm *et al.* 1977), affecting the erosion rate by subduction in the plane of contact between the tectonic plates and the composition of the magazas formed below the Andean erogene.

In this paper we analyze the climatic effects in the external geodynamics, within a theoretic framework that considers a morphoclimatic system as a set formed by the morphogenetic agents and processes that work the relief modeling in a territory, in function of its bioclimatic characteristics; and a morphoclimatic dominion is the spatial environment where a specific morphoclimatic system develops.

First, we present the clima of the Central Andes, the factors that control its mean configuration and its main characteristics with diagrams made from the pluviometric data collected in a series of stations regularly distributed in the region. Second, we differentiate two climatic dominions, one in the Altiplano, related to Amazonia precipitations and the other at the Pacific side, associated to the anticyclonic permanency in the western cordillera. Third, we propose a subdivision of the western façade of the cordillera in altitudinal intervals or bioclimatics sections using bioindicators such as the vegetation absence or presence with altitudinal change. Fourth, we give a new division in altitudinal intervals or morphoclimatic zones, using the existence of some geoindicators, such as the endemic geomorphic units of each morphoclimatic zone.

Key words: clima, climatic change, Andes, bioclimatic processes

1. EL CLIMA DE LA VERTIENTE DEL PACÍFICO DE LOS ANDES CENTRALES

1.1. Factores que controlan la configuración media del clima en los Andes Centrales

En la vertiente del Pacífico de los Andes Centrales, el clima está controlado por cuatro factores geográficos y dos estrictamente físicos, encontrándose todos ellos ligados entre sí. Los factores geográficos son la temperatura de la superficie del mar (SST) en el margen occidental de Suramérica, la situación dinámica media de la troposfera inferior a lo largo de la costa, la localización de los Andes Centrales con respecto a la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), y el área fuente de la precipitación y el sentido de su degradación orográfica. Los dos factores estrictamente físicos son el efecto orográfico de los Andes Centrales sobre la temperatura y la precipitación.

La SST y la situación dinámica media de la troposfera inferior son dos factores geográficos que se encuentran íntimamente relacionados y a causa de su acción combinada al O de la cordillera la situación anticiclónica es casi permanente. En el intervalo latitudinal de influencia de la corriente de Humboldt (2°S - 31°S), a lo largo del margen occidental de Suramérica (figura 1), esta corriente marina, fría por su procedencia mucho más meridional, produce un enfriamiento de la SST que produce importantes efectos climáticos. Por esta causa la temperatura media del aire es sensiblemente más reducida (-10°C) en la costa del Pacífico que en la vertiente amazónica de la cordillera, generando una inversión térmica en la troposfera inferior (figura 2), que tiene como consecuencia el establecimiento de un nivel a una altitud entre 700 y 1.000 m, a partir del cual el anormal incremento térmico altitudinal bloquea la condensación y formación de nubes, y por lo tanto cualquier posibilidad de que se desencadenen precipitaciones.

Aunque en el límite de la inversión térmica el grado de condensación de las masas de aire es todavía demasiado bajo para producir lluvias de importancia, tiene lugar la formación de un nivel de estratocúmulos que habitualmente dan al cielo el aspecto característico de un mar de nubes (figura 3), que en el S del Perú y N de Chile cubre la costa del Pacífico durante gran parte del año. Por debajo del mar de nubes la humedad relativa puede ser bastante elevada para producir precipitaciones esporádicas, pero exclusivamente en forma de lloviznas muy leves que localmente reciben la denominación de garúa y apenas tienen repercusión en los pluviómetros de los observatorios.

Además de la SST y la situación dinámica media de la troposfera inferior sobre el Pacífico, causantes de que al O de la cordillera se produzca una situación anticiclónica casi permanente, un tercer factor geográfico que controla la naturaleza del clima en este sector del planeta, determinando distribución temporal de las precipitaciones, es la localización de los Andes Centrales con respecto a la Zona de Convergencia Intertropical, conocida por el acrónimo ZCIT (figura 4). Como consecuencia de su latitud, el sector septentrional de los Andes Centrales se encuentra dentro de la zona intertropical, entre los trópicos de Cáncer ($23^{\circ}27\text{N}$) y Capricornio ($23^{\circ}27\text{S}$), y por lo tanto bajo la influencia de la ZCIT.

**TEMPERATURA MEDIA DE LA SUPERFICIE DEL MAR (SST)
DURANTE EL MES DE MARZO**

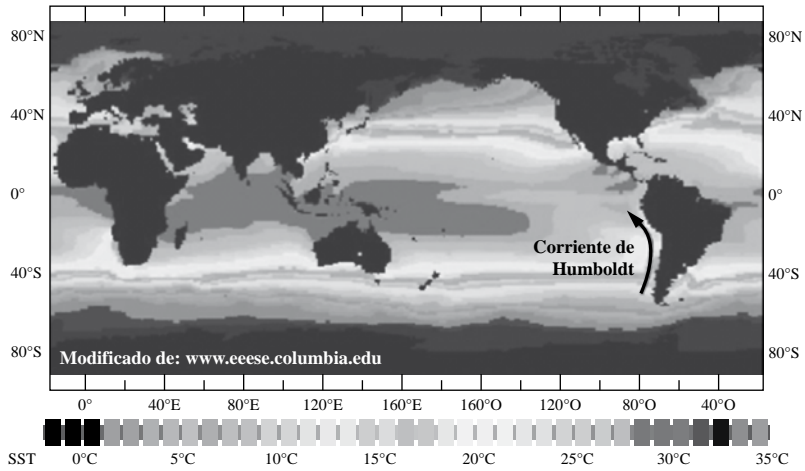


Figura 1. Distribución de las temperaturas medias de la superficie de los océanos durante el mes de marzo.

**INVERSIÓN TÉRMICA (IT) EN LA TROPOFERA
INFERIOR SOBRE EL OCEANO PACIFICO (0°S-28°S)**

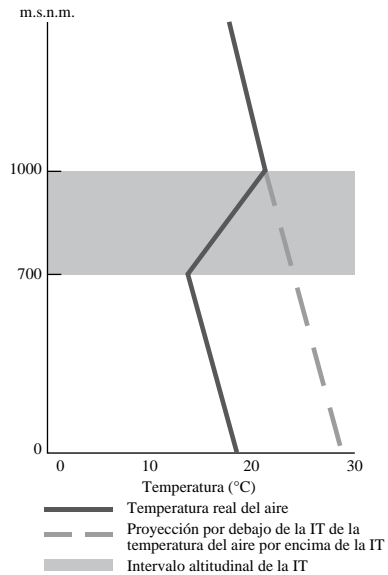


Figura 2 (izquierda). Distribución vertical de la temperatura del aire sobre el océano Pacífico en el intervalo latitudinal bajo la influencia de la corriente de Humboldt.

Figura 3 (derecha). Característico mar de nubes sobre la región de Lima.

Durante el verano austral la ZCIT experimenta una marcada elongación y penetra en la parte septentrional de Suramérica hasta 10°S. Coincidiendo con esa migración se produce una invasión de borrascas del frente polar antártico (figura 4), que se introducen entre los sistemas de altas presiones del Pacífico suroriental y el Atlántico suroccidental, y avanzan sobre la mayor parte de la parte austral del continente, al E de la Cordillera de los Andes, sobrepasando la línea del Ecuador aproximadamente a 40°O, sobre el océano Atlántico.

Durante el invierno austral (de junio a septiembre), la trayectoria de la ZCIT se desplaza hacia el N de la línea del Ecuador y las borrascas del frente polar recuperan su circulación zonal. Por esta causa, en la zona tropical de Suramérica, al S del Ecuador, la estación de las lluvias se desarrolla en el verano austral, coincidiendo con la elongación meridional de la ZCIT y las invasiones de las borrascas del frente polar antártico. Durante este período los Andes Centrales reciben la mayor parte de su precipitación anual, siempre con área fuente en la cuenca del Amazonas. Al O de la cordillera, la presencia de un sistema de altas presiones sobre el Pacífico suroriental, vinculado a la corriente de Humboldt, produce una situación de estabilidad atmosférica permanente, bloqueando cualquier posibilidad de que los Andes Centrales reciban precipitaciones procedentes del océano Pacífico.

Además de la SST, la situación dinámica media de la troposfera inferior y la localización de los Andes Centrales con respecto a la ZCIT, un cuarto factor geográfico que controla la naturaleza del clima en este sector del planeta es el área fuente de las precipitaciones y su sentido de degradación orográfica. La cuenca del Amazonas es el área fuente principal de la precipitación que recibe la cordillera de los Andes Centrales. La humedad es transportada por masas de aire tropical continentales húmedas a lo largo de un recorrido de varios cientos de kilómetros durante el que pueden experimentar diferentes grados de desnaturalización y reactivación convectiva, conservando al llegar al límite occidental del altiplano suficiente capacidad para generar precipitaciones comprendidas entre los 500-800 mm/a que pueden recogerse en los observatorios a ~15°S y los poco menos de 300 mm/a que caracterizan a las estaciones que se encuentran más al hacia el S, a ~18°S (figuras 10-15).

Como se ha comentado con anterioridad, además de a los cuatro factores geográficos a los que se acaba de hacer referencia, la naturaleza del clima en el borde occidental del altiplano y la vertiente del Pacífico de los Andes Centrales también obedece a dos factores estrictamente físicos: el efecto orográfico de la cordillera y el altiplano sobre la temperatura y la precipitación.

A causa del efecto orográfico sobre la temperatura los valores termométricos se reducen progresivamente desde la costa del Pacífico hacia el altiplano de manera proporcional al incremento altitudinal, en tanto que como consecuencia del efecto orográfico sobre la precipitación los valores pluviométricos tienden a reducirse a medida que las masas de aire se alejan de la cuenca del Amazonas, hacia el O y hacia el S del altiplano.

EVOLUCIÓN DE LOS CENTROS DE PRESIÓN Y VARIACIÓN DE LA ZCIT EN ENERO Y JULIO
(modificado de Strahler/Strahler 1989)

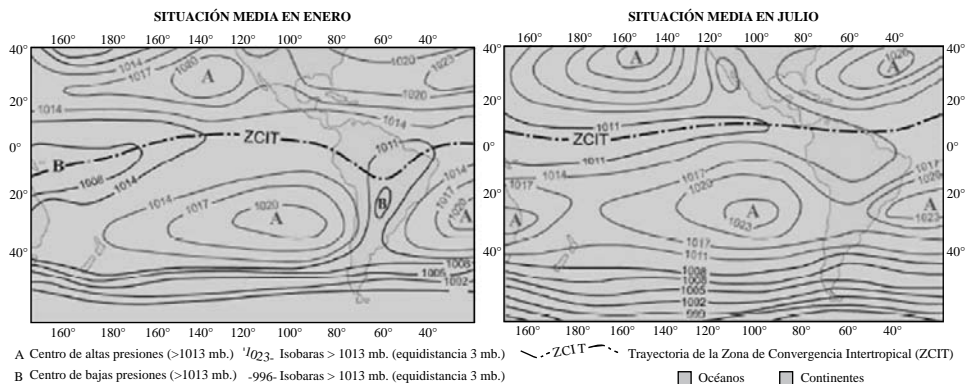


Figura 4. Representación cartográfica de la dirección de la ZCIT y la situación media de los sistemas de presión en el Pacífico suroriental en enero y julio. Modificado de *Geografía física* (Strahler y Strahler 1989).

En líneas generales, el clima de los Andes Centrales es el resultado de la acción combinada de todos estos factores, de la que se deduce una configuración media que además resulta alterada periódicamente por el fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO, por las siglas en inglés, El Niño-Southern Oscillation), con recurrencia e intensidad variables. No existe todavía un completo conocimiento sobre el papel que juega el fenómeno ENSO en la configuración del clima de los Andes Centrales, a causa de las limitaciones con las que se enfrenta la investigación en este campo. Para analizar los efectos de los fenómenos ENSO en la temperatura y la precipitación sería necesario disponer de series suficientemente largas para abarcar un número suficientemente representativo de eventos. Sin embargo, la calidad de los datos es discutible, el conocimiento de la mayoría de los eventos registrados bastante deficiente y sería necesario contar con una red de observatorios más representativa, tanto en el espacio (con mayor densidad) como en el tiempo (con series más largas).

Trabajos recientes (Paredes y Espinoza 2005) han señalado que en la región de la sierra del S del Perú la intensidad y duración de períodos excepcionalmente secos, con duraciones máximas de hasta 6 años y períodos de retorno de 60 años, parecen encontrarse en relación con los eventos ENSO. Otros investigadores han trabajado con geoindicadores de alta resolución, empleando los glaciares como fuente de información climática. Algunas investigaciones que han empleado este enfoque (Aceituno 1988, Francou y Pizarro 1985), concluyeron que estos episodios parecían producir un déficit pluviométrico que afectaba especialmente a los Andes del S del Perú y O de Bolivia, produciéndose una significativa disminución de la nieve acumulada en la parte más alta de los glaciares (Francou y Sémond 1997), hecho que también parecen confirmar los registros de los testigos de hielo extraídos en el glaciar Quelccaya, en la Cordillera Oriental de Perú (Thompson *et al.* 1984). Sin embargo, a pesar de todo,

parece evidente que la naturaleza de los fenómenos ENSO y sus efectos sobre el clima de los Andes Centrales permanecen todavía insuficientemente conocidos.

1.2. Características del clima del altiplano y el flanco occidental de los Andes Centrales

Aunque para realizar estudios sobre el clima de los Andes Centrales sería deseable disponer de series de datos más largas, una red de estaciones más densa y observaciones de mayor calidad, la información disponible refleja con bastante claridad algunas de las principales tendencias del clima en el altiplano y en el flanco occidental de los Andes Centrales, destacando en este sentido la existencia de un marcado contraste termopluiométrico a uno y a otro lado de la cordillera (2.2.1.), la tendencia del clima a hacerse cada vez más árido de E a O y de N a S (2.2.2.) y las significativas variaciones altitudinales de la temperatura y la precipitación en el margen occidental del continente, desde la costa del Pacífico hasta el altiplano.

1.2.1. El contraste termopluiométrico a un lado y a otro de la cordillera

Como muestra del contraste termopluiométrico a uno y a otro lado de los Andes Centrales, entre la costa del Pacífico, árida y templada a causa de la situación anticiclónica permanente asociada a la corriente de Humboldt (figura 1), y el área bajo influencia amazónica, húmeda y cálida por encontrarse bajo la influencia de la confluencia de la ZCIT y las borrascas del frente polar antártico (figura 4), aunque sujeta a la estacionalidad típicamente tropical, se han seleccionado dos observatorios, San Juan y Trinidad, que se localizan en torno a 15°S, pero se encuentran separados por la cordillera y 40° de longitud (figura 5).

Entre una y otra estación las temperaturas medias anuales experimentan una variación notable (figura 6), siendo significativamente más reducidas en San Juan (18,8 °C) que en Trinidad (26,4 °C), a pesar de encontrarse la segunda cerca de 200 m más elevada que la primera. La diferencia de casi 10 °C entre las temperaturas medias anuales de los dos observatorios refleja con claridad los efectos sobre el régimen termométrico de la costa del anticiclón del Pacífico suroriental, que por definición es una masa de aire frío, en este caso asociada a la corriente de Humboldt.

Por las mismas causas geográficas, las precipitaciones experimentan un contraste todavía más acusado. Mientras en San Juan los registros pluviométricos se reducen espectacularmente hasta solo 7 mm/a, en Trinidad se elevan hasta casi 2.000 mm/a, aunque con una marcada tendencia a concentrarse en la estación estival, por su latitud intertropical. El observatorio de San Juan es característico de un clima tropical templado árido, donde la sequía es permanente y las temperaturas templadas, y la estación de Trinidad es típica de un clima tropical cálido húmedo, en el que a pesar de la desigual distribución de la precipitación a lo largo del año ni siquiera llega a definirse una estación seca propiamente dicha.

LOCALIZACIÓN DE DOS ESTACIONES A UNO Y OTRO LADO DE LA CORDILLERA
 1. SAN JUAN (15°37') 2. TRINIDAD (14°74'S)

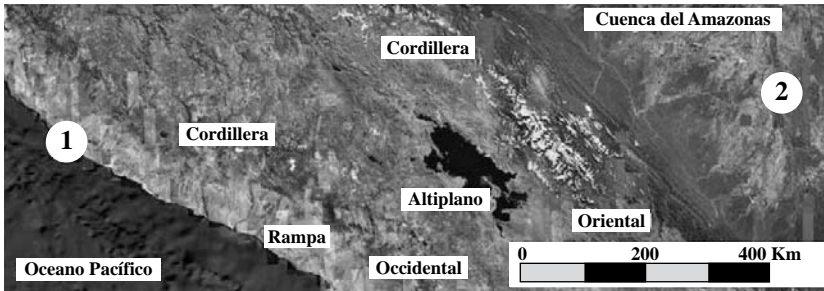


Figura 5. Localización de las estaciones de San Juan (costa árida del Perú) y Trinidad (oriente húmedo de Bolivia), que han sido considerados representativos del contraste pluviométrico a uno y a otro lado de la Cordillera de los Andes. Elaborado a partir de una imagen Google Earth.

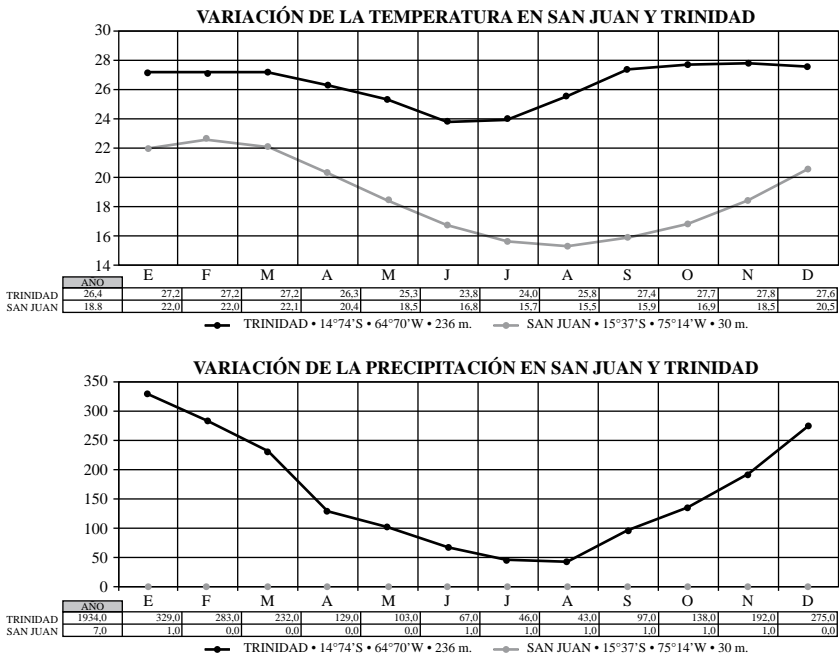
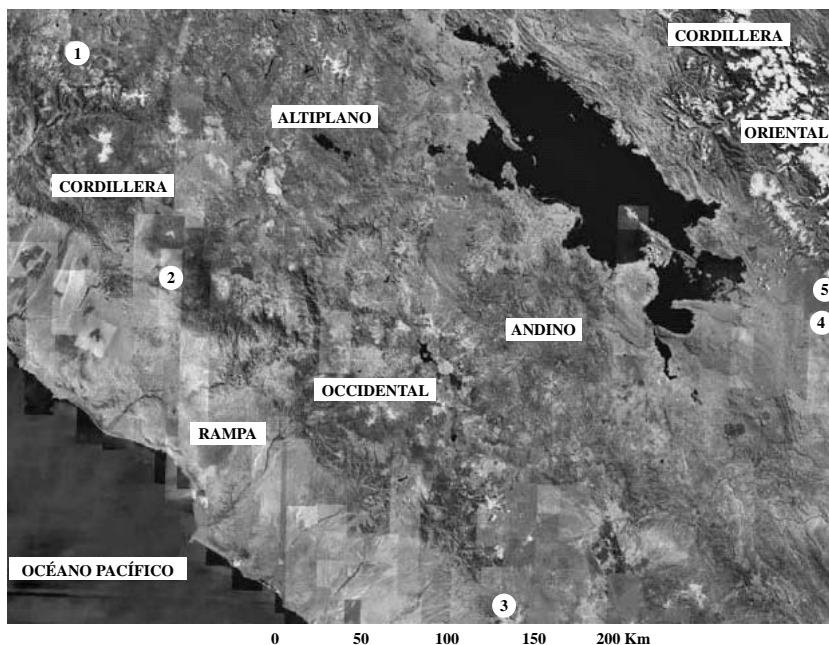


Figura 6. Representación gráfica de la temperatura y precipitación en las estaciones de San Juan y Trinidad, elaborada a partir de datos de R-Hydronet (Vörösmarty 1998).

1.2.2. La tendencia del clima a aridificarse hacia el O y hacia el S

Como muestra de la tendencia del clima a aridificarse progresivamente de E a O y de N a S, se han seleccionado cinco observatorios (figura 7) que se localizan en la Cordillera Oriental (La Paz-El Alto y Chacaltaya), en la rampa que desciende desde el altiplano hacia el Pacífico (Arequipa), y en los sectores septentrional (Angostura) y meridional (Charana) del altiplano de los Andes Centrales (entre 15°S y 18°S).



1. Angostura (4.150 m.) • 15°17'S • 71°63'W • (1979-1996) • 2. Arequipa (2.345 m.) • 16°23'S • 71°31'W • (1961-1990)
3. Charana (4.059 m.) • 17°58'S • 69°49'W • (1951-1998) • 4. Chacaltaya (5.240 m.) • 16°32'S • 68°16'W • (1953-1996)
5. La Paz - El Alto • 16°52'S • 68°18'W (4.050 m.)

Figura 7. Localización de los observatorios seleccionados para mostrar las tendencias de la temperatura y la precipitación en los Andes Centrales, entre 15°S y 18°S. Obsérvese, con carácter orientativo, la localización del lago Titicaca en el cuadrante NE de la imagen.

Con las series disponibles se han elaborado diagramas ombrotérmicos (figuras 8-11), que además de permitir representar la distribución anual media de la temperatura y la precipitación, reflejan gráficamente si hay estación seca y, en caso de que así sea, cual es su duración. En este tipo de diagramas el período seco está representado por el área definida por las curvas de temperatura y precipitación durante los meses en los que los valores pluviométricos descienden por debajo de los valores termométricos, empleando escalas establecidas convencionalmente.

La comparación de los valores pluviométricos de Trinidad (figura 6), en la meseta del Mato Grosso, a 236 msnm (m sobre el nivel del mar) y los recogidos en La Paz-El Alto (figura 8), en la Cordillera Oriental, a 4.050 m, puede interpretarse como una muestra del efecto orográfico en las precipitaciones procedentes de la vertiente amazónica de los Andes Centrales. Entre ambos observatorios, separados por un desnivel de 3.814 m, hay una diferencia de 1.309 mm de precipitación anual, de lo que se deduce una pérdida altitudinal de 34 mm/100 m. Aunque la relación entre las estaciones pueda ser discutible, los resultados obtenidos sirven para confirmar una tendencia general de las precipitaciones a reducir su cuantía por efecto de la altitud.

Con una relación entre observatorios mucho más probable, por su proximidad geográfica, las estaciones de La Paz-El Alto y Chacaltaya, separadas por 1.190 m de desnivel, presentan una diferencia de 111 mm de precipitación en la segunda con respecto a la primera, de la que se deduce una pérdida altitudinal de 9 mm/100 m, confirmándose por lo tanto la misma tendencia observada entre las estaciones de Trinidad y La Paz-El Alto.

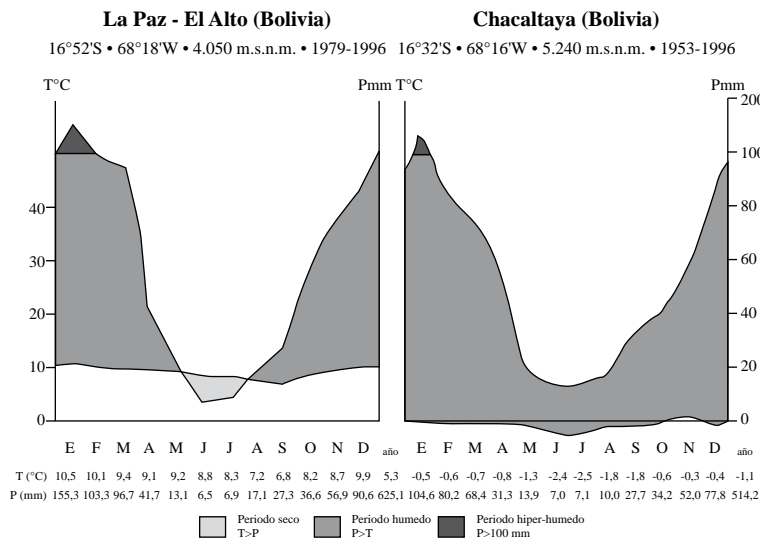


Figura 8. Diagramas ombrotérmicos de La Paz-El Alto y Chacaltaya (Cordillera Real, en los Andes Orientales).

El diagrama ombrotérmico de la estación de Arequipa (figura 9) demuestra que en algunos sectores de la rampa la influencia amazónica puede elevar la precipitación por encima de los 100/mm, definiéndose además en este caso un período húmedo de dos meses, coincidente con el momento de máxima actividad simultánea de la ZCIT y las borrascas del frente polar antártico, al NE de los Andes Centrales.

Sin embargo, el contraste pluviométrico con respecto al E de la cordillera continúa siendo acusado. Arequipa tiene una diferencia de 509 mm de precipitación anual con respecto a La Paz-El Alto, a pesar que las precipitaciones en la capital de Bolivia ya han experimentado una importante reducción a causa del efecto orográfico. El mismo contraste pluviométrico a lo largo del paralelo 16°S se pone de manifiesto si comparamos la persistencia de la sequía y la duración del período húmedo en ambos observatorios.

El diagrama de La Paz-El Alto (68°18'O) incluye 10 meses húmedos (de agosto a mayo), el período seco se reduce a los meses de junio y julio, y la precipitación total anual supera los 600 mm/a. Por el contrario, en Arequipa el período húmedo se reduce

a enero y febrero, y la sequía se extiende durante el resto del año, con un total anual que escasamente alcanza los 116 mm.

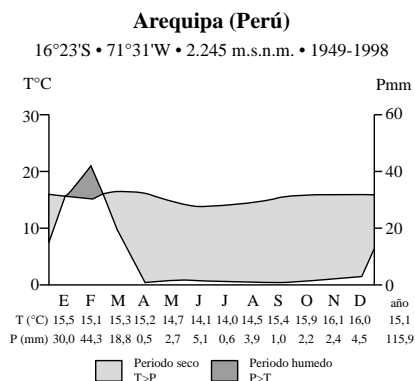


Figura 9. Diagrama ombrotérmico de Arequipa, estación representativa de la parte superior de la rampa que enlaza el altiplano con el océano Pacífico.

La misma degradación pluviométrica que se produce hacia el E de los Andes Centrales, en sentido longitudinal, se manifiesta latitudinalmente hacia el S. En el observatorio de Angostura (15°17'S, figura 10), los valores de precipitación total anual media (792 mm) son más elevados que en La Paz-El Alto (625 mm), a pesar de encontrarse la primera estación en la Cordillera Oriental y la segunda en los Andes Occidentales, siguiendo el sentido de la degradación pluviométrica. Podría deducirse entonces de la posición de ambos observatorios que el incremento en la precipitación hacia el N en tan solo un grado de latitud es suficiente para compensar la aridificación que se produce entre 3° y 4° de longitud. No obstante, si consideramos la presencia y amplitud el período seco como un indicador válido de la aridez si que se confirma la tendencia general. La sequía se amplía en Angostura hasta tres meses, produciéndose un significativo aumento de un mes con respecto a la duración del mismo período en La Paz-El Alto. Lo que sucede en este caso es que llueve algo más pero la precipitación dura menos tiempo.

La comparación de los diagramas de Angostura (figura 10) y Charana (figura 11), sirve como muestra de la degradación pluviométrica que se produce hacia el S del altiplano. En algo más de 2° de latitud, la precipitación total anual media se reduce desde los valores moderadamente húmedos de Angostura, cercanos a los 800 mm, hasta los bastante más secos de Charana, menos de 300 mm, no demasiado lejos de la isoyeta de 250 mm/a, propuesta por algunos autores (Demangeot 1989) como umbral de la aridez y empleada como criterio para delimitar medios desérticos en trabajos de regionalización.

Además de en el descenso pluviométrico, el incremento de la aridez hacia el S del altiplano también se pone de manifiesto en la ampliación del período seco invernal de tres meses (mayo-julio), en Angostura, a ocho meses (mayo-octubre), en Charana, reflejando igualmente, aunque desde otro punto de vista, el incremento de la aridez hacia los sectores más meridionales del altiplano. El momento del pico de máxima precipitación se mantiene constante en todos los gráficos (enero-marzo), demostrando la vinculación de las estaciones con un mismo sistema, con área fuente en la cuenca del Amazonas.

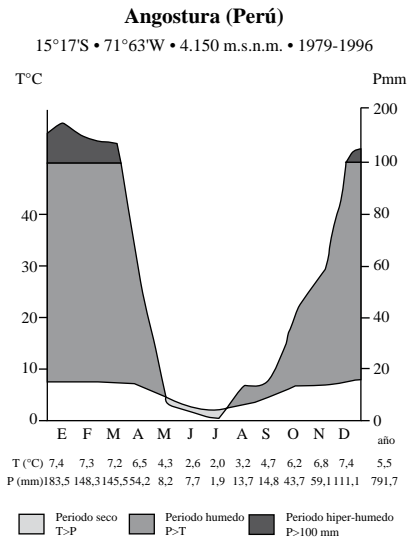


Figura 10. Diagrama ombrotérmico de Angostura.

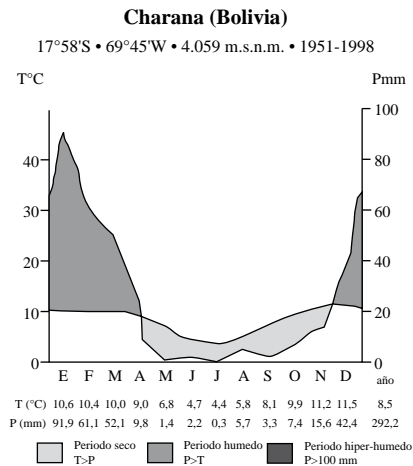


Figura 11. Diagrama ombrotérmico de Charana.

1.2.3. Variaciones termoplúviométricas altitudinales en la vertiente del Pacífico

Con el objeto de obtener una impresión general sobre las variaciones de la temperatura y la precipitación con la altitud en la vertiente del Pacífico de los Andes Centrales, se han seleccionado cuatro observatorios (1-4) que se distribuyen a lo largo de un transecto entre 15°S y 17°S (figura 12), y se han elaborado diagramas comparativos que muestran la variación de la temperatura y la precipitación con la altitud en el perfil indicado. Teniendo en cuenta la tendencia del clima a aridificarse hacia el S, se ha considerado de interés realizar un segundo transecto en torno a 18°S (figura 12), formado por tres observatorios (5-7), con cuyas series de datos se ha elaborado también un gráfico diagrama comparativo, en este caso exclusivamente de la precipitación.

La variación de la temperatura media anual a lo largo del transecto septentrional (15°S-17°S), estaciones de Mollendo, La Joya, Arequipa e Imata (figura 13), refleja claramente el efecto orográfico de los Andes Centrales sobre la temperatura, mostrando un descenso térmico que se produce de modo proporcional al incremento de la altitud.

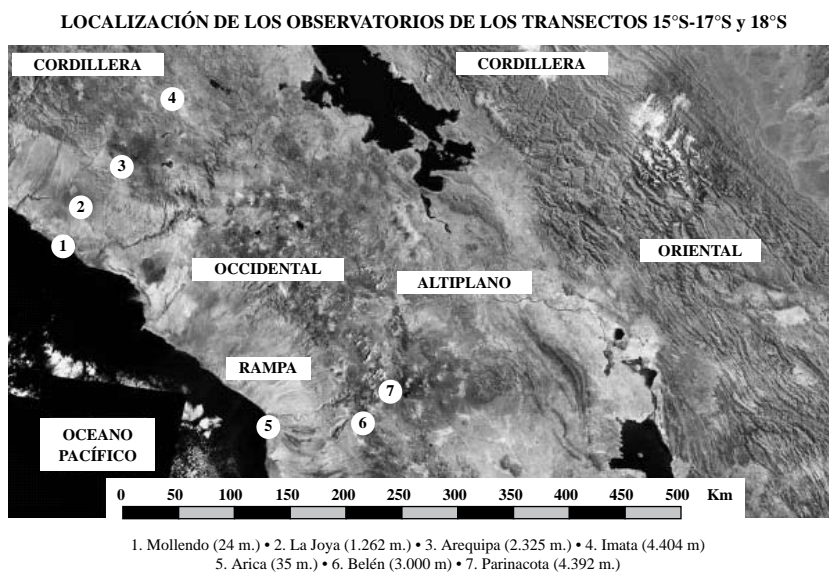


Figura 12. Localización de los observatorios seleccionados para obtener una impresión de las variaciones termoplúviométricas entre la costa del océano Pacífico y el altiplano. Imagen Landsat 2000 en formato Mosaic (fuente: <http://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid>).

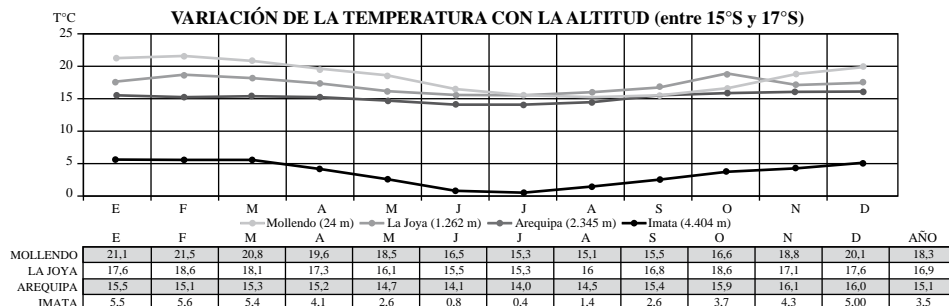


Figura 13. Representación gráfica de la variación de la temperatura en el transecto septentrional (15°S y 17°S).

En dicho transecto, la temperatura media anual pasa respectivamente de 18,3 °C a 24 m, a 16,9 °C a 1.262 m, 15,1 °C a 2.345 m y 3,5 °C en la cota 4.404 m. Además, se observa que el descenso térmico experimenta una aceleración, en relación tal vez con la inversión térmica, pasando de ser relativamente moderada en el tramo de la rampa (-0,11 °C/100 m, entre las estaciones de Mollendo y la Joya, con un desnivel de 1.238 m, y -0,17 °C/100 m, entre La Joya y Arequipa, separadas por 1.083 m) a mucho más acusada en el tramo que salva el primer alineamiento de la cordillera, situándose en -5 °C/100 m, entre Arequipa e Imata, con un desnivel de 2.059 m entre los observatorios, el último de los cuales se encuentra sobre el altiplano, en plena Cordillera Occidental.

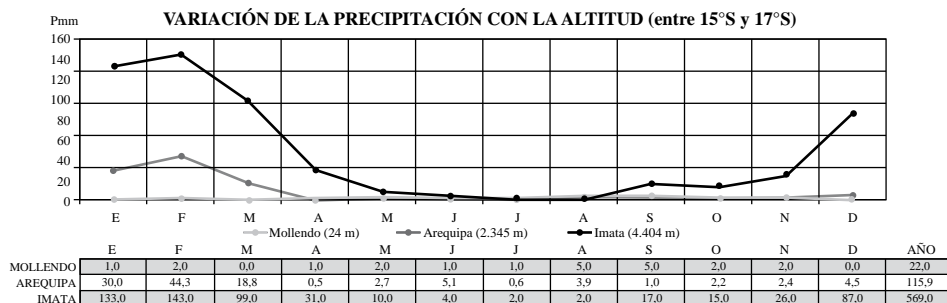


Figura 14. Representación gráfica de la variación de la precipitación en el transecto septentrional (15°S y 17°S).

La variación altitudinal de las precipitaciones refleja con claridad cual es su área fuente. Si en la vertiente del Pacífico de los Andes Centrales se produjeren precipitaciones causadas por masas de aire tropical marítimas, procedentes del océano, el análisis de series datos a lo largo de un transecto debería reflejar un descenso pluviométrico gradual, a causa del efecto orográfico de la cordillera, como ocurre comparando los diagramas ombrotérmicos de La Paz-El Alto y Chacaltaya (figura 8). Sin embargo, en

los transectos septentrional, Mollendo-La Joya-Arequipa-Imata (figura 14) y meridional, Arica-Belén-Parinacota (figura 15) se observa un comportamiento inverso: la precipitación se incrementa con la altitud. Este hecho obedece a que las precipitaciones que se recogen en el altiplano y en la vertiente del Pacífico de los Andes Centrales proceden exclusivamente de la cuenca amazónica. Por esta causa, las masas de aire responsables de las precipitaciones no han experimentado un ascenso altitudinal por el flanco occidental de la cordillera, sino más bien una advección desde lo alto del altiplano. No obstante, el grado de desnaturalización que las masas de aire han acumulado desde el área fuente cuando llegan al borde occidental del altiplano es tal que las precipitaciones en todos los observatorios por debajo de ese nivel se encuentran muy por debajo del umbral de 250 mm, empleado por Demangeot (1989) para delimitar los medios desérticos. La influencia amazónica se degrada rápida y progresivamente sobre la rampa mediante la cual se produce el enlace entre el altiplano y la costa, hasta desaparecer por completo en su parte inferior, donde los valores de precipitación son tan reducidos que apenas permiten realizar interpretaciones.

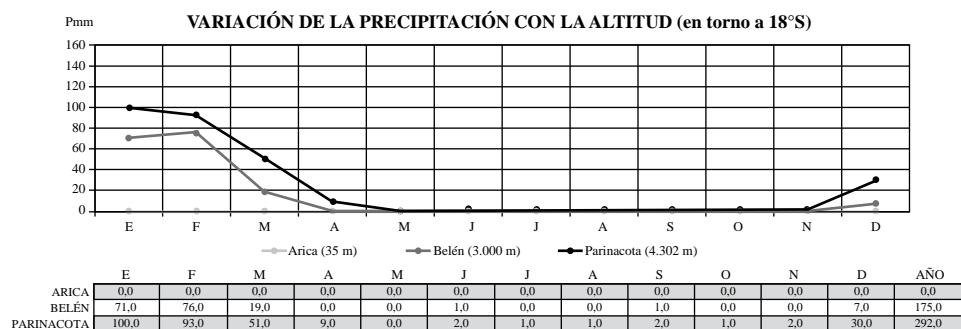


Figura 15. Representación gráfica de la variación de la precipitación en el transecto meridional (18°S).

Los registros de precipitación total anual en las estaciones del transecto meridional (18°S), presentan una reducción con relación a sus equivalentes en el transecto septentrional (15°S-17°S), que sobre todo en el caso de Arica y Parinacota, por sus altitudes muy similares a las de Mollendo e Imata, puede interpretarse como una muestra de la tendencia del clima regional a aridificarse hacia el S. Dicha tendencia se pone de manifiesto en el caso de las estaciones del altiplano, puesto que entre el registro de Imata (569 mm/a) y el de Parinacota (292 mm/a) se produce una reducción de un 51% en tan solo 3° de latitud, pero lo hace todavía más espectacularmente en el caso de los observatorios de la costa, donde los escasos valores de Mollendo (22 mm/a) se transforman en Arica en un ejemplo máximo a nivel mundial de extrema aridez, porque en 71 años de observaciones (1911-1982), los valores de la precipitación jamás han alcanzado una cuantía mensual suficiente para ser registrada (> 1 mm).

2. DEFINICIÓN CUALITATIVA DE DOMINIOS BIOCLIMÁTICOS

En función de las características del clima del borde occidental del altiplano y la vertiente del Pacífico de los Andes Centrales, a las que se acaba de hacer referencia, en el intervalo entre 15°S y 18°S pueden diferenciarse dos dominios bioclimáticos, cuyas notables diferencias obedecen al hecho de que, encontrándose en un mismo intervalo latitudinal, están separados entre sí por varios miles de metros de desnivel y se encuentran vinculados a sistemas climáticos distintos. La primera de estas unidades espaciales comprende el altiplano y los sectores más elevados de la cordillera, y puede denominarse dominio bioclimático amazónico andino (por el área fuente de las precipitaciones y la importancia del efecto orográfico de la cordillera), en tanto que la segunda unidad espacial sería el dominio bioclimático árido de la costa y la rampa, dado que la progresiva escasez de precipitaciones es la principal característica del clima, a medida que descendemos desde el borde del altiplano hacia el océano. Las características de ambos dominios, que han sido definidos cualitativamente, se exponen en el cuadro adjunto (figura 16).

DOMINIO	TEMPERATURA MEDIA	AMPLITUD TÉRMICA DIARIA	PRECIPITACIÓN	PERÍODO SECO	DISTRIBUCIÓN
Amazónico andino (figuras 18-24)	De moderada en los sectores menos elevados a bastante fría en los más altos.	Alta, a causa de la altitud y la fuerte radiación solar.	Precipitación moderada en el verano austral (de enero a marzo), en forma de nieve en los sectores suficientemente elevados. Progresiva reducción hacia el S.	De moderado en el sector septentrional (3 meses) a prolongado en el sector meridional (6 meses).	Altiplano, estratovolcanes y estribaciones elevadas de la Cordillera Occidental.
Árido (figuras 24-28)	Templada, más fría (-10 °C) de la que le correspondería por latitud.	De moderada a muy reducida, disminuyendo proporcionalmente sobre la rampa a medida que se aproxima la costa.	Muy escasa en la rampa y prácticamente ausente en la costa. La aridez se incrementa hacia el S.	Permanente en la costa y muy prolongado en la parte superior de la rampa.	Costa y rampa de la vertiente occidental de la cordillera.

Figura 16. Cuadro resumen de las principales características de los dominios bioclimáticos propuestos.

2.1.Principales características del dominio bioclimático amazónico andino

El dominio bioclimático amazónico andino abarca por completo el altiplano y los sectores más elevados de la cordillera, siguiendo un trazado paralelo a la costa con dirección NOSE a lo largo de unos 500 km, desde los centros volcánicos cuaternarios nevado Coropuna (15°S), y Tata Sabaya (19°S), al S del cual las condiciones áridas de la costa y la rampa invaden el altiplano. Las principales características de este dominio

obedecen a su elevada altitud, a su localización en la zona intertropical y a la combinación del efecto orográfico de la cordillera con el reforzamiento del anticiclón del Pacífico causado por la reducción de la SST hacia el S, a medida que se aproxima el área fuente de la corriente de Humboldt.

Como consecuencia de su localización intertropical, el dominio andino amazónico se caracteriza por una amplitud térmica anual moderada y una estacionalidad en las precipitaciones, que se pone de manifiesto en la aparición de un período seco bien definido. A causa de su elevada altitud, también se distingue por sus bajas temperaturas, fuerte radiación solar y amplitudes térmicas diarias muy elevadas. El efecto principal del reforzamiento latitudinal del anticiclón del Pacífico es una marcada tendencia a la aridificación, que además se incrementa hacia el S, poniéndose de manifiesto a través de dos indicadores climáticos principales, la cuantía de las precipitaciones y la presencia y amplitud del período seco invernal.

A causa de la tendencia a la aridificación, el dominio amazónico andino pasa de ser moderadamente húmedo en su sector septentrional (15-16°S), con observatorios alcanzando casi los 800 mm/a (791 mm/a en Angostura), a poder empezar a considerarse moderadamente seco (292 mm/a en Charana) en su mitad meridional (18°S), sin llegar a alcanzar el umbral de la aridez (250 mm), isoyeta propuesta por Demangeot (1989) como límite de los medios desérticos. La presencia de un período seco de tres meses (Angostura) en el límite septentrional (15°S) y su ampliación hasta seis meses en Charana, (18°S) es un claro indicador de la tendencia a la aridificación hacia el O y hacia el S del altiplano.

2.2.Principales características del dominio bioclimático árido de la costa y la rampa

El dominio bioclimático árido de la costa y la rampa se extiende por la fachada occidental de los Andes Centrales, en el intervalo latitudinal de influencia de la corriente de Humboldt (2°S-31°S), formando una estrecha franja de unos 100 km de ancho, que queda comprendida entre la costa del Pacífico y el contacto de la rampa con el altiplano. A medida que se incrementa la latitud y se aproxima el área fuente de la corriente de Humboldt, a causa del progresivo descenso de la SST, el anticiclón del Pacífico experimenta un reforzamiento térmico y la aridificación se intensifica hasta tal punto que las condiciones áridas de la costa y la rampa invaden también el altiplano, de forma que el dominio bioclimático árido se extiende también por la cordillera occidental. Las principales características del dominio árido de la costa y la rampa obedecen a su localización en la zona intertropical, al fuerte desnivel existente entre la costa y el altiplano, entre 3.800 y 4.500 m, y a su completa y permanente exposición al sistema de altas presiones del Pacífico suroriental, asociado a la corriente de Humboldt. A causa de su localización intertropical, el dominio bioclimático árido de la costa y la rampa se caracteriza por una amplitud térmica anual moderada, en tanto que como consecuencia de su exposición permanente al sistema de altas presiones de Pacífico suroriental, por sus temperaturas medias notablemente más frescas (~10°C) de lo que le correspondería

por su latitud, y por la escasez de las precipitaciones, que en la costa se traduce en una aridez permanente (22 mm en Mollendo, a 17°S y 24 m). La aridez se incrementa hacia el S por efecto del reforzamiento térmico del anticiclón (0 mm en Arica, a 18°S y 35 m) y se atenúa en la rampa con la altitud (116 mm/a en Arequipa, con dos meses húmedos a 16°S y 2.345 m), debido a que la influencia amazónica todavía alcanza cierta significación, a pesar de que las masas de aire tropical continentales húmedas de componente amazónica acceden a estas posiciones enormemente desnaturalizadas por el efecto orográfico de la cordillera.

3. DEFINICIÓN CUALITATIVA DE PISOS BIOCLIMÁTICOS

Las variaciones impuestas en las variables climáticas por la altitud permiten definir cualitativamente seis pisos bioclimáticos (figuras 17-28), a lo largo de un transecto desde la costa del Pacífico hasta los sectores más elevados de la cordillera. En la definición de los pisos se emplean como bioindicadores la ausencia de vegetación (por causas térmicas o hídricas) o su presencia con un cambio altitudinal de facies (supraforestal, forestal o xerófila), identificables por incluir determinados géneros climax. Los cuatro pisos superiores (glaciar y periglaciar sin vegetación por déficit térmico, nival con vegetación supraforestal y templado forestal) se encuentran comprendidos dentro del dominio andino amazónico, diferenciándose entre sí por criterios térmicos.

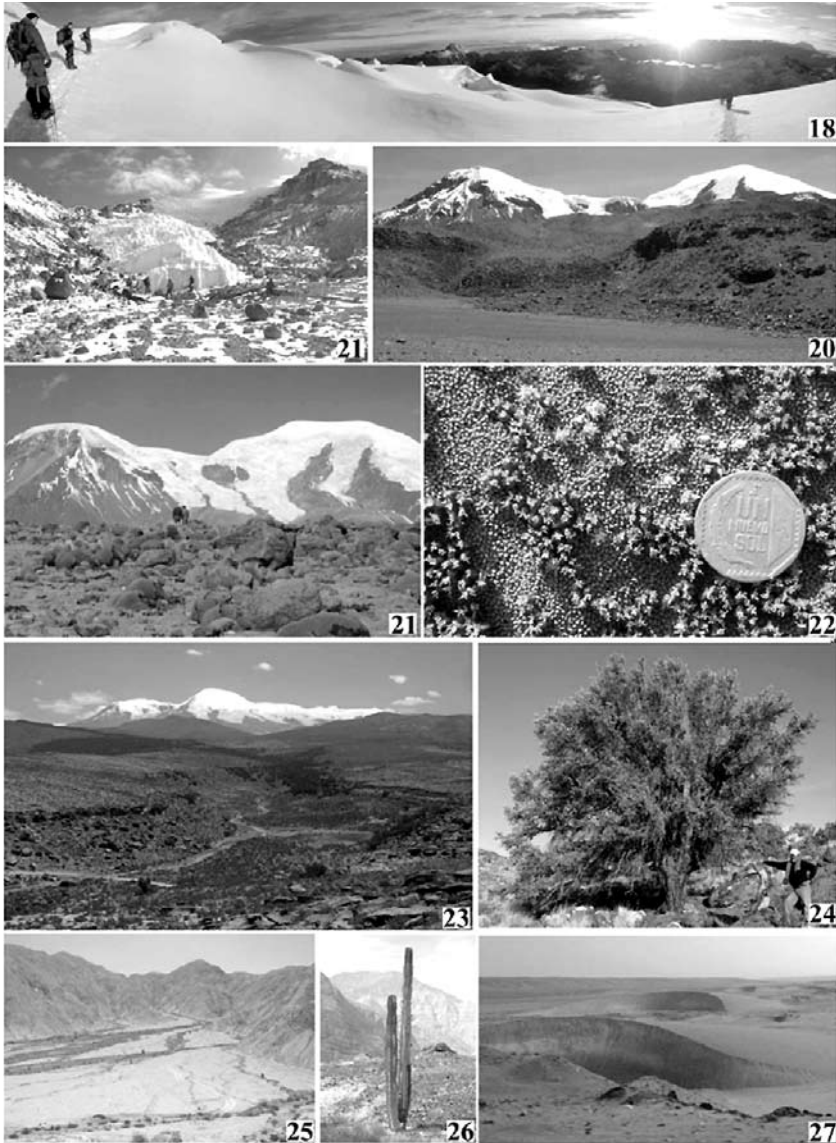
Los dos pisos inferiores (hiperárido y semiárido) se encuentran comprendidos dentro del dominio árido de la costa y la rampa, siendo en este caso la intensidad de la aridez el criterio de diferenciación. Según su intensidad se distinguen espacios con precipitaciones muy reducidas (semiáridos) y espacios en los que los valores recogidos son extraordinariamente bajos (hiperáridos), pudiendo llegar en el sector más septentrional incluso a la aridez absoluta, como en Arica (figura 15), donde la precipitación sencillamente no se produce. En el cuadro adjunto (figura 17), se han sintetizado las principales características de los pisos bioclimáticos. A continuación se presentan algunas fotografías a modo de ejemplo (figuras 18-27).

Aunque los factores endógenos y exógenos varían independientemente y con ritmos diferentes, la altitud de los pisos bioclimáticos obedece al efecto combinado de la tectónica y el clima, por lo que su distribución ha tenido necesariamente que cambiar con un enorme dinamismo durante el Cuaternario. Esto es lo que debe haber sucedido al menos en el caso de los pisos del dominio andino amazónico, cuya distribución esta controlada por las variaciones termométricas altitudinales. Los pisos del dominio árido de la costa y la rampa, en cambio, cuyas condiciones bioclimáticas se definen por la presencia de la aridez, pueden haber permanecido en condiciones similares a las actuales desde el inicio del ciclo orogénico andino, aislados de la influencia amazónica por la acción combinada de la situación anticiclónica permanente y la barrera orográfica de la cordillera.

Pisos bioclimáticos de la fachada occidental de los Andes Centrales

PISO	TEMPERATURA	PRECIPITACIÓN	BIOINDICADORES (VEGETACIÓN POTENCIAL)	DISTRIBUCIÓN
Glaciar sin vegetación (figura 18)	Amplitud térmica diaria alta. Temperatura media por debajo del umbral de congelación.	Precipitación moderada en el verano austral (de enero a marzo), exclusivamente en forma de nieve.	Sin vegetación. Vegetación y líquenes ausentes por frío.	Área de cumbres ocupadas por el hielo por encima de la isoterma anual de 0°C.
Periglaciar sin vegetación (figuras 19 y 20)	Amplitud térmica diaria muy alta. Temperatura media de las mínimas por debajo del umbral de congelación del agua (0°C).	Precipitación moderada y concentrada en el verano austral (de enero a marzo), exclusivamente en forma de nieve.	Sin vegetación. Líquenes adaptados al frío.	Vertientes de los edificios volcánicos y sectores más elevados de la cordillera y el altiplano.
Supraforestal (figuras 21 y 22)	Amplitud térmica diaria muy alta. La temperatura mínima absoluta puede pasar diariamente por debajo del umbral de congelación.	Precipitación moderada y concentrada en el verano austral (de enero a marzo), exclusivamente en forma de nieve.	Vegetación escasa y muy adaptada al frío. Piso supraforestal (<i>Azorella sp.</i>).	Áreas con vegetación donde la temperatura se encuentra fuera del intervalo de exigencia del bosque.
Templado forestal (figuras 23 y 24)	Temperatura y amplitud térmica diaria moderada.	Precipitación moderada y concentrada en el verano austral (de enero a marzo).	Piso forestal de montaña.	Área de distribución potencial de los bosques de queñuales (<i>Polylepis sp.</i>).
Semiárido con vegetación xerofítica (figuras 25 y 26)	Temperaturas suaves y amplitud térmica diaria reducida.	Muy escasa y concentrada en el verano austral (de enero a marzo). Déficit hídrico acusado.	Especies xerófitas, muy adaptadas al déficit hídrico prolongado (geófitos, terófitos y cactáceas).	Parte superior de la rampa, por encima del nivel medio de la inversión térmica.
Hiperárido sin vegetación (figura 27)	Temperatura -17-18°C. Amplitud térmica diaria muy reducida.	Precipitaciones ausentes. Déficit hídrico permanente.	Vegetación ausente por déficit hídrico permanente.	Parte inferior de la rampa y desiertos costeros, por debajo del nivel medio de la inversión térmica.

Figura 17. Cuadro resumen de las principales características de los pisos bioclimáticos propuestos



Figuras 18-28. Facies representativas de los pisos bioclimáticos. F 18: piso bioclimático glaciar sin vegetación por déficit térmico (Huayna Potosi). F 19 y F 20: piso bioclimático periglaciario sin vegetación por déficit térmico (Queñua Ranra y Pallacocha, nevado Coropuna). F 21 y F 22: piso bioclimático supraforestal con *Azorrella sp.* (Pallacocha, nevado Coropuna y detalle de hojas y flores de *Azorrella sp.*). F 23 y F 24: piso forestal con *Polylepis sp.* (Agua Blanca, nevado Coropuna y ejemplar de *Polylepis sp.* al SO del nevado Ampato). F 25 y 26: piso semiárido xerofítico, con cactáceas y geófitos (abanico colonizado por vegetación xerofítica en la cabecera del Majes y cactus cerca de la confluencia del Valle de los Volcanes y el valle del Colca). F 27: y piso hiperárido sin vegetación por déficit hídrico (dunas junto a la carretera Panamericana, en la pampa del Majes).

4. DEFINICIÓN CUALITATIVA DE PISOS MORFOCLIMÁTICOS

Del mismo modo que es posible definir una serie de pisos bioclimáticos en la vertiente del Pacífico de los Andes Centrales, a causa de la variación de los factores climáticos con la altitud, también se puede realizar una diferenciación espacial en pisos morfoclimáticos en función de la variación altitudinal de las condiciones de la morfogénesis.

Como se ha explicado con anterioridad, para la definición cualitativa de los intervalos bioclimáticos se han empleado como bioindicadores la ausencia de vegetación por aridez (piso bioclimático hiperárido) o por frío (pisos bioclimático glaciario y periglaciario), o su presencia en facies que pueden estar más o menos antropizadas, pero incluyen géneros muy característicos y suficientemente criófilos para colonizar los ambientes más fríos, como *Azorella sp.* (la yareta del piso supraforestal) y *Polylepis sp.* (la queñua del piso templado forestal), o suficientemente xerófilos para sobrevivir en los espacios más áridos, como los tipos de geófitos, terófitos y cactáceas que componen las facies de vegetación típicas del piso bioclimático semiárido.

Para definir los intervalos de los pisos morfoclimáticos pueden emplearse como geoindicadores sus formas de modelado características. A través de su identificación pueden deducirse los agentes y procesos morfogenéticos que las generan o las generaron (dependiendo de si se trata de formas activas o relictas), y a partir de estos determinar con que condiciones ambientales se relacionan. Los geoindicadores morfoclimáticos son instrumentos útiles tanto para determinar en que piso morfoclimático nos encontramos a partir de la evidencia geomorfológica, como para presuponer que formas de modelado debemos encontrar si vamos a trabajar en un piso determinado, según pertenezca al área de distribución de un tipo u otro de agentes y procesos morfogenéticos. Los geoindicadores pueden detectarse en el campo y también en el laboratorio, mediante el uso de fotografías aéreas e imágenes de satélite.

En el cuadro siguiente se han resumido las equivalencias espaciales entre pisos bioclimáticos y morfoclimáticos (figura 28). Los pisos bioclimáticos y los pisos morfoclimáticos varían en el espacio y en el tiempo dependiendo de la evolución del clima, pero para que esas variaciones se produzcan es preciso que el cambio climático alcance un umbral de permanencia suficiente, debiendo ser notablemente mayor para que se desencadene la sucesión morfoclimática que para que se haga efectivo el relevo de la vegetación potencial. En primer lugar se produce el cambio climático, a continuación el relevo de la vegetación potencial y por último la sucesión morfoclimática. Los tres cambios se desarrollan en escalas temporales distintas, siendo necesario que se mantenga una tendencia general climática adecuada.

La variación de los factores climáticos por efecto de la altitud se traduce en una variación espacial de los bioindicadores en la que se basa la definición de los pisos bioclimáticos. Por las mismas causas, aunque con diferentes escalas temporales, se produce un cambio altitudinal de los geoindicadores, principio fundamental en el que se basa la definición de los pisos morfoclimáticos.

Equivalencias espaciales entre pisos bioclimáticos y pisos morfoclimáticos NCVZ y vertiente del Pacífico de los Andes Centrales (15°S-19°S)

Piso CLIMÁTICO	ÁREA DE DISTRIBUCIÓN SEGÚN BIOINDICADORES	PISO MORFOCLIMÁTICO	ÁREA DE DISTRIBUCIÓN SEGÚN GEOINDICADORES
Glaciar sin vegetación por frío	Áreas sin vegetación por déficit térmico, ocupadas por el hielo por encima de la isoterma de 0°C (ELA)	Glaciar	Área de distribución de agentes y procesos asociados a la presencia permanente de masas de hielo con capacidad de flujo.
Periglaciar sin vegetación por frío	Áreas sin vegetación por déficit térmico, libres de hielo por encontrarse por debajo de la isoterma de 0°C (ELA), donde la temperatura pasa frecuentemente por encima y por debajo del umbral de congelación del agua (0°C).	Periglaciar	Área de distribución de agentes y procesos producidos con frecuentes cambios del agua de estado líquido a sólido y viceversa.
Nival con vegetación supraforestal	Áreas con vegetación donde la temperatura se encuentra fuera del intervalo de exigencia ecológica del bosque (facies con <i>Azorella sp.</i>).		
Templado con vegetación forestal	Área de distribución potencial de los bosques de queñuales (<i>Polylepis sp.</i>), por encontrarse dentro de su intervalo de exigencia ecológica.	Templado forestal	Área de distribución de la arroyada concentrada, por debajo del umbral de altitud de los procesos periglaciares.
Semiárido con vegetación xerofítica	Áreas con vegetación en la parte superior de la rampa, en facies xerofíticas adaptadas a la aridez (cactáceas, geofitos y terofitos).	Semiárido	Área de distribución de agentes y procesos relacionados con avenidas de agua esporádicas, masivas e hipersaturadas.
Hiperárido sin vegetación por aridez	Áreas sin vegetación por déficit hídrico permanente, en la parte inferior de la rampa y la franja de costa.	Hiperárido	Área de distribución de agentes y procesos eólicos, que exigen condiciones de extrema aridez.

Figura 28. Cuadro de equivalencias espaciales entre los pisos bioclimáticos y morfoclimáticos de la fachada occidental de los Andes, en el intervalo latitudinal 15°S-19°S, empleando criterios bioclimáticos (presencia o ausencia y distribución de la vegetación) y morfoclimáticos (naturaleza y distribución de los agentes y procesos morfogenéticos). El acrónimo NCVZ se refiere al sector septentrional de la zona volcánica central, unidad de análisis empleada en el trabajo de investigación del que ha sido extraída esta ponencia (Úbeda 2007).

En el cuadro adjunto (figura 29), se han sintetizado los rasgos esenciales de cada piso morfoclimático: sus geoindicadores, la configuración característica de los factores climáticos (precipitación, temperatura y amplitud térmica), los factores morfoclimáticos clave que diferencian a unos pisos de otros (obedeciendo a factores climáticos), así como las principales características que los subsistemas morfoclimáticos meteorización (agentes y procesos que se encargan de la preparación del material), dinámica de vertientes (agentes y procesos que efectúan las acciones de desplazamiento a corta distancia) y evacuación (agentes y procesos que realizan las funciones de transporte a una distancia mayor).

PISOS MORFOCLIMÁTICOS EN LA NCVZ Y LA VERTIENTE DEL PACÍFICO DE LOS ANDES CENTRALES (15°S-19°S)				
Abreviaturas de los factores climáticos: P - precipitación total anual media. T - temperatura media diaria. T máx - temperatura media diaria. A - amplitud térmica diaria.				
PISO	FACTORES CLIMÁTICOS (ver abreviaturas)	CARACTERÍSTICAS SUBSISTEMAS MORFOCLIMÁTICOS		
		METEORIZACIÓN	DINÁMICA DE VERTIENTES	EVACUACIÓN
GLACIAR Und. geomorfológicas Formas erosivas: -Superficies pulidas. -Estrías, surcos y acanaladuras. Formas sedimentarias: -Condones morrénicos. -Arcos morrénicos. -Otros tipos de conjuntos morrénicos.	P moderada, concentrada en el verano austral y exclusivamente en forma de nieve. T muy fría (medias <0°C). T máx >0°C producen ablación del glaciar (procesos de sublimación epiglaciar y fusión subglaciar). A elevada a causa de la altitud y la radiación solar elevadas.	Procesos de meteorización y dinámica de vertientes ligados al agua en estado líquido bloqueados por el régimen termométrico. Procesos mecánicos: Abrasión glaciar en el lecho (acción del flujo glaciar con carga de fondo). Procesos combinados de gelifracción y caída libre , con área fuente en escarpes desfavorables topoclimáticamente a la acumulación de nieve (también pueden clasificarse como enclaves periglaciares dentro del piso morfoclimático glaciar).	Restringida a espacios sin hielo: Deslizamiento de gelifractos procedentes de la meteorización de los escarpes desfavorables a la acumulación nival (considerables como enclaves periglaciares) pueden producirse directamente sobre la vertiente o sobre superficies de nieve o hielo y llegar a cubrir parcialmente con derrubios algunos sectores de los aparatos glaciares, protegiéndolos de la radiación solar y la ablación. Avalanchas de nieve y rocas: pueden implicar entradas para la masa de hielo y la carga del glaciar.	Realizada por sobre-excavación glaciar: acción de desalojo de material detrítico y partes inestables del lecho asqueables a la capacidad de transporte del glaciar, eficaz por su elevada densidad (efecto bulldozer). Capacidad media y restringida a las posiciones de máximo avance del frente y los márgenes del flujo , donde queda depositado el material desplazado por el efecto bulldozer, constituyendo formas morrénicas (cordones, arcos y otros conjuntos morrénicos)
	Clave morfoclimática: el régimen térmico permite la conservación de la nieve y su transformación en hielo, en condiciones topográficas favorables. El balance de masa glaciar está en equilibrio en la ELA (isoterma 0°C), con predominio de ganancias por encima y de pérdidas por debajo de ella.	Actividad intensa de procesos mecánicos ligados a los ciclos de congelación y deshielo del agua: Gelifracción (en rocas competentes). Crioturbación (en rocas no competentes, con diferentes efectos en finos y gruesos). Procesos de nivación (periodo de permanencia y fusión de la nieve.	Actividad intensa con variaciones en función del valor de la pendiente: Planicies y pendientes moderadas: -Flujo de masas de rocas con hielo intersticial (glaciares rocosos). -Deslizamientos en masa (geliflujión) Pendientes inclinadas y escarpadas: -Coladas de derrubios (debris flows) -Caída libre partícula a partícula, por simple gravedad o con la asistencia de gelifracción.	DRENAJE PROGLACIAR: 1) El trabajo de evacuación de partículas a media y larga distancia está realizado mayoritariamente por la red de drenaje proglaciar, muy eficaz por la combinación del fuerte denivel y la regularidad del caudal. 2) Las fuentes fluviales se localizan inmediatamente por debajo y por delante de las masas glaciares, a partir de la cota en la que la temperatura máxima diaria supera el umbral de fusión del hielo (0°C) durante tiempo suficiente para producir procesos de fusión nivoglaciar con repercusiones significativas en los valores de los caudales. 3) Los glaciares de la cordillera se localizan en espacios compatibles con la localización de la ELA, en condiciones topoclimáticamente favorables. Su presencia asegura un caudal medio mensual regularmente distribuido durante todo el año. Aunque pueden experimentarse incrementos coincidentes con el pico de la precipitación en el verano austral, no deben tener efectos muy significativos en el régimen general.
TEMPLADO FORESTAL Und. geomorfológicas Planicies (<5°): -Barrancales ignimbriáticos. Pendientes moderadas: -Arroyos, barrancos y cárcavas. Pendientes inclinadas: -Canales de <i>debris flows</i> . Pendientes escarpadas: -Taludes de gravedad.	P moderada, concentrada en el verano austral. T templada (raramente <0°C). A moderadamente alta a causa de la altitud y la radiación solar elevadas.	Actividad moderada y restringida al invierno austral de las modalidades del piso periglaciar (procesos mecánicos): Procesos ligados a los ciclos de congelación y deshielo del agua, con una presencia mucho menos generalizada que en el piso periglaciar, a causa del incremento del régimen térmico asociado al descenso altitudinal. Procesos de nivación.	Actividad intensa con variaciones en función del valor de la pendiente: Planicies y pendientes moderadas: Acción intensa de la arroyada en todas sus modalidades (excepto arroyada en manto). Gran protagonismo de la arroyada concentrada. Actividad sujeta a la estacionalidad de la precipitación (verano austral). Pendientes inclinadas y escarpadas: -Coladas de derrubios (debris flows). -Caída libre partícula a partícula por gravedad simple.	4) El balance de masa, que controla la aportación a la red, varía diariamente a causa de la radiación solar elevada, pero sus repercusiones en el caudal se transmiten aguas abajo con un tiempo de respuesta proporcional a la distancia recorrida desde la cabecera, aunque su efecto debe disiparse en el marco del régimen general al llegar a los colectores fluviales principales.
	Clave morfoclimática: el régimen pluviométrico favorece la arroyada concentrada, sujeta a la estacionalidad de la precipitación. Aunque pueden darse otras modalidades de la arroyada, excepto la arroyada en manto (<i>sheet flood</i>) y la arroyada concentrada puede darse en otros pisos, es en este donde su acción es un rasgo definitorio.	Actividad intensa de los procesos mecánicos que están ligados a los ciclos de ausencia y presencia de agua. Hidroclasia: pequeñas roturas superficiales de depósitos detríticos finos a causa de ciclos de humectación y desecación producen grietas de retracción (<i>mud cracks</i>). Haloclastia: rotura de materiales causadas por el incremento de cristales de sales en sus discontinuidades. Precipitación y disolución.	Actividad intensa con variaciones en función del valor de la pendiente: Pendientes moderadas: Acción esporádica por la concentración del régimen pluviométrico, pero con actividad intensa y muy agresiva a escala geomorfológica por la intensidad de la precipitación y el fuerte denivel. Protagonizada por la arroyada en manto (<i>sheet flood</i>) y secundariamente por otras formas de arroyada no concentrada (arroyada en hilos <i>rill wash</i>). Pendientes inclinadas y escarpadas: -Coladas de derrubios (<i>debris flows</i>). -Caída libre partícula a partícula por gravedad simple.	5) Continuidad del sistema sujeta a la permanencia de las masas de hielo en la cordillera, dependiente a su vez de que la ELA se mantenga en su intervalo altitudinal. La cota máxima de la NCVZ es su límite septentrional, el Coropuna Casulla (6.377 m.), en el complejo Nevado Coropuna (15°31'S 72°39'W)
SEMIÁRIDO Und. geomorfológicas Planicies (<5°) y pendientes moderadas: -Depósitos de arroyada en manto (<i>sheet flood</i>). -Glacis de acumulación, detríticos y mixtos. Pendientes inclinadas: -Canales de <i>debris flows</i> . Pendientes escarpadas: Taludes de gravedad.	P escasa pero muy concentrada en el tiempo, con largos periodos de recurrencia, pero muy abundantes cuando se producen, características que se atenúan hacia la parte superior y se incrementan progresivamente hacia la parte inferior de la rampa, donde pueden pasar algunos años sin llover. T moderadamente cálida, aunque más reducida de lo que le correspondería por latitud. A baja (altitudes moderadas).	Actividad presente pero muy moderada (paralización de los procesos ligados a la presencia de agua): Oxidación: alteración química lenta de algunos tipos minerales en la superficie de las rocas (pátina de los desiertos). Termoclastia: calentamiento desigual (muy lento) de algunos minerales hasta su umbral de fatiga.	Actividad intensa con variaciones en función del valor de la pendiente: Pendientes moderadas: Dominio de actuación principal de los procesos de erosión, transporte y sedimentación cóica, cuya actividad fuera del piso hiperárido está limitada por la presencia de la humedad. Pendientes inclinadas y escarpadas: -Coladas de derrubios sin la participación de procesos de saturación en cabecera. -Caída libre partícula a partícula por gravedad simple.	5) Continuidad del sistema sujeta a la permanencia de las masas de hielo en la cordillera, dependiente a su vez de que la ELA se mantenga en su intervalo altitudinal. La cota máxima de la NCVZ es su límite septentrional, el Coropuna Casulla (6.377 m.), en el complejo Nevado Coropuna (15°31'S 72°39'W)
	Clave morfoclimática: el déficit hídrico permanente bloquea la actuación de todos los procesos ligados a la presencia del agua y el trabajo geomorfológico es realizado exclusivamente por el viento, que exige condiciones de extrema aridez.	Actividad presente pero muy moderada (paralización de los procesos ligados a la presencia de agua): Oxidación: alteración química lenta de algunos tipos minerales en la superficie de las rocas (pátina de los desiertos). Termoclastia: calentamiento desigual (muy lento) de algunos minerales hasta su umbral de fatiga.	Actividad presente pero muy moderada (paralización de los procesos ligados a la presencia de agua): Oxidación: alteración química lenta de algunos tipos minerales en la superficie de las rocas (pátina de los desiertos). Termoclastia: calentamiento desigual (muy lento) de algunos minerales hasta su umbral de fatiga.	Dominio de actuación principal de los procesos de erosión, transporte y sedimentación cóica, cuya actividad fuera del piso hiperárido está limitada por la presencia de la humedad. Pendientes inclinadas y escarpadas: -Coladas de derrubios sin la participación de procesos de saturación en cabecera. -Caída libre partícula a partícula por gravedad simple.
HIPERÁRIDO Und. geomorfológicas Planicies y pendientes no escarpadas (<30°): -Dunas. -Otras formas de acumulación de arenas cóicas. Pendientes escarpadas: Taludes de gravedad.	P prácticamente inexistente (0-30 mm/a). Pueden pasar muchos años sin llover. T cálida, aunque más reducida de lo que le correspondería por latitud. A muy baja (altitudes muy moderadas).	Actividad presente pero muy moderada (paralización de los procesos ligados a la presencia de agua): Oxidación: alteración química lenta de algunos tipos minerales en la superficie de las rocas (pátina de los desiertos). Termoclastia: calentamiento desigual (muy lento) de algunos minerales hasta su umbral de fatiga.	Dominio de actuación principal de los procesos de erosión, transporte y sedimentación cóica, cuya actividad fuera del piso hiperárido está limitada por la presencia de la humedad. Pendientes inclinadas y escarpadas: -Coladas de derrubios sin la participación de procesos de saturación en cabecera. -Caída libre partícula a partícula por gravedad simple.	Continuidad del sistema sujeta a la permanencia de las masas de hielo en la cordillera, dependiente a su vez de que la ELA se mantenga en su intervalo altitudinal. La cota máxima de la NCVZ es su límite septentrional, el Coropuna Casulla (6.377 m.), en el complejo Nevado Coropuna (15°31'S 72°39'W)
	Clave morfoclimática: el déficit hídrico permanente bloquea la actuación de todos los procesos ligados a la presencia del agua y el trabajo geomorfológico es realizado exclusivamente por el viento, que exige condiciones de extrema aridez.	Actividad presente pero muy moderada (paralización de los procesos ligados a la presencia de agua): Oxidación: alteración química lenta de algunos tipos minerales en la superficie de las rocas (pátina de los desiertos). Termoclastia: calentamiento desigual (muy lento) de algunos minerales hasta su umbral de fatiga.	Dominio de actuación principal de los procesos de erosión, transporte y sedimentación cóica, cuya actividad fuera del piso hiperárido está limitada por la presencia de la humedad. Pendientes inclinadas y escarpadas: -Coladas de derrubios sin la participación de procesos de saturación en cabecera. -Caída libre partícula a partícula por gravedad simple.	Continuidad del sistema sujeta a la permanencia de las masas de hielo en la cordillera, dependiente a su vez de que la ELA se mantenga en su intervalo altitudinal. La cota máxima de la NCVZ es su límite septentrional, el Coropuna Casulla (6.377 m.), en el complejo Nevado Coropuna (15°31'S 72°39'W)

Figura 29. Cuadro de síntesis de los pisos morfoclimáticos propuestos, inspirado en Muñoz (1995). El acrónimo NCVZ se refiere al sector septentrional de la zona volcánica central, unidad de análisis empleada en el trabajo de investigación del que ha sido extraída esta ponencia (Úbeda 2007).

Los pisos morfoclimáticos son, en el dominio bioclimático andino amazónico, los pisos morfoclimáticos glacial, periglacial y templado forestal, y en el dominio bioclimático árido de la costa y la rampa, los pisos morfoclimáticos hiperárido y semiárido. Aunque las fronteras bioclimáticas y morfoclimáticas no tienen porque ser exactamente coincidentes, porque las escalas de tiempo a las que se suceden los fenómenos y su ritmo de variación es diferente, la adscripción de los pisos morfoclimáticos a uno o a otro dominio es una buena referencia para comprender las vinculaciones de la geomorfología con el clima en la vertiente del Pacífico de los Andes Centrales. Además de la figura 29, se ha elaborado una segunda tabla (figura 30) en la que detallan cuáles son los geoindicadores correspondientes a cada piso, entendiendo como tales las unidades geomorfológicas endémicas de cada intervalo altitudinal (aquellas que tienen un área de distribución restringida a ese ámbito), cuya presencia territorial es además suficientemente frecuente para permitir su empleo como geoindicador de los agentes y procesos morfogenéticos y por lo tanto de los factores climáticos con los que se relacionan. Finalmente, se ha incluido un conjunto de fotografías mostrando diferentes ejemplos de geoindicadores documentados en el campo (figuras 31-44).

6. CONCLUSIONES

El clima de la vertiente del Pacífico de los Andes Centrales está controlado por cuatro factores geográficos (SST en el margen occidental de Suramérica, situación dinámica media de la troposfera inferior a lo largo de la costa, localización de la cordillera con respecto a la ZCIT y el área fuente de la precipitación, de componente amazónica, y su sentido de degradación orográfica), además de por dos factores estrictamente físicos (el efecto orográfico de los Andes Centrales sobre la temperatura y la precipitación). Las principales características del clima de los Andes Centrales, como consecuencia de la acción combinada de los factores que lo controlan, son la existencia de un claro contraste termopluviométrico a uno y a otro lado de la cordillera, una marcada tendencia a la aridificación, desde el E hacia el O y desde el N hacia el S, y fuertes variaciones en la temperatura y la precipitación en la vertiente del Pacífico de la cordillera. En función de la distribución espacial de las variables climáticas en el margen occidental del continente podemos diferenciar dos dominios bioclimáticos, uno andino amazónico, relacionado con el área fuente de la precipitación y su sentido de degradación orográfica, y otro de semiárido a hiperárido, en la rampa que desciende desde el altiplano hacia el océano y en la costa, relacionado con la situación anticiclónica permanente al O de la cordillera, asociada a la corriente de Humboldt. Empleando como bioindicadores la ausencia de vegetación a causa del déficit hídrico o térmico, o su presencia en determinadas facies criófilas o xerófilas, la fachada occidental de los Andes Centrales puede compartimentarse en seis pisos bioclimáticos: glacial y periglacial sin vegetación por déficit térmico, nival con vegetación supraforestal, templado con vegetación forestal, semiárido con vegetación xerofítica e hiperárido sin vegetación a causa de la extrema aridez permanente.

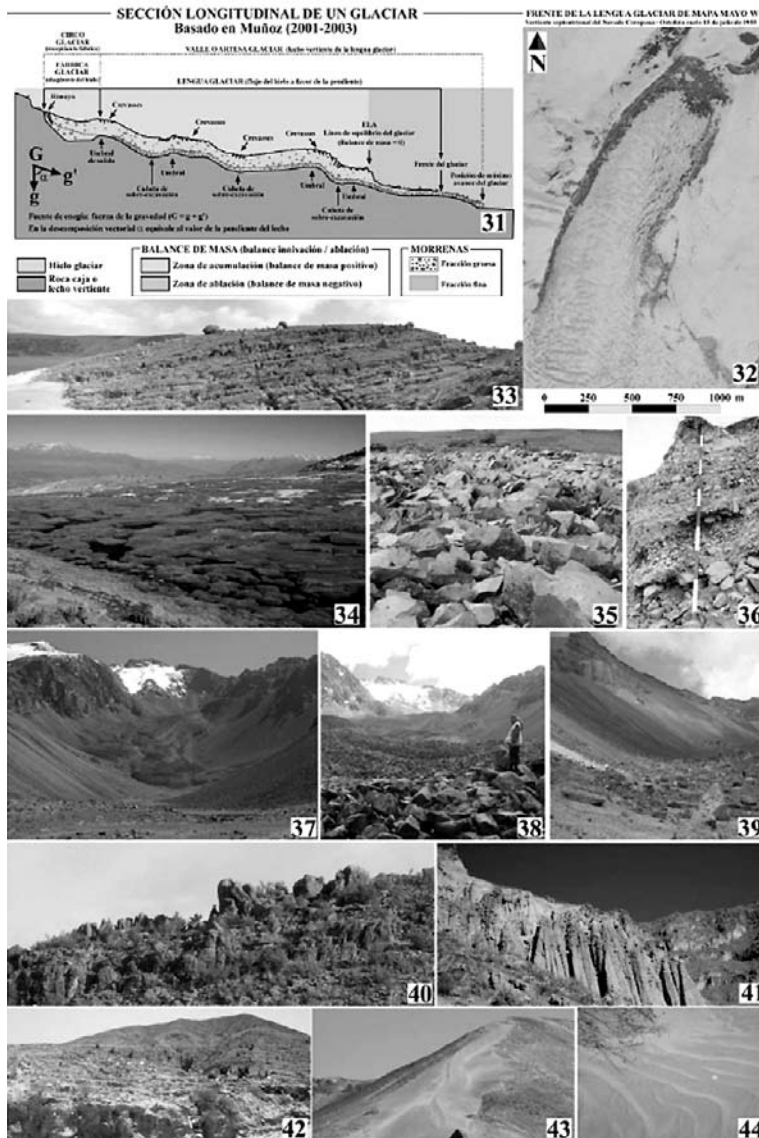
Geoindicadores de los pisos morfoclimáticos

PISO MORFOCLIMÁTICO	GEOINDICADORES (unidades geomorfológicas endémicas*)	AGENTES MORFOGENÉTICOS	PROCESOS MORFOGENÉTICOS
Glaciar	Formas de erosión: pulido glaciar, estrías (mm), surcos (cm) y acanaladuras (dm).	Flujo glaciar con carga de fondo.	Abrasión del material del lecho inasequible al transporte glaciar..
	Formas sedimentarias: arcos y cordones morrénicos.	Flujo glaciar con carga de fondo.	Sobreexcavación del material del lecho asequible al transporte glaciar.
Periglaciar	Thufur: suelos con aspecto almohadillado en áreas de bofedal (pastos de la alta montaña andina).	Capas de hielo dentro del suelo (en detrítico fino).	Deformación del suelo por empuje del hielo.
	Graciares rocosos: masas rocosas con capacidad de flujo, en condiciones topográficas favorables.	Hielo almacenado en el interior de depósitos de rocas formando una masa homogénea.	Flujo de la masa de rocas y hielo vertiente abajo.
	Grèze litées: coluviones constituidos por varias capas homeométricas y grano soportadas de partículas tamaño canto, alternando con otras con claro predominio de finos, con inclinaciones entre 33° y 35°. Se producen en vertientes con entre 70176 y 1501767 de pendiente, siempre a pie de cantiles de roca coherente.	Hielo intersticial y atracción de la gravedad. Cubierta nival a pie del cantil afectado por procesos de gelificación y caída libre.	Gelifracción, caída libre por simple gravedad. Posterior lavado de finos del depósito por aguas de fusión nival. La caída puede producirse a favor del plano inclinado por la vertiente cubierta de nieve.
	Taludes de gelifractos: acumulaciones de detríticos gruesos a pie de un cantil afectado por procesos de gelifracción y caída libre.	Hielo intersticial y atracción de la gravedad.	Gelifracción, caída libre y acumulación a pie del cantil formando un talud con entre 25° y 40° de pendiente.
Templado forestal	Vertientes con deanudación torrencial: arroyos, barrancos y cárcavas.	Arroyada concentrada. Flujo medianamente turbulento moderadamente cargado de finos en disolución, solución o suspensión.	Erosión fluvial producida por removilizaciones de la carga depositada en el lecho. Procesos de desplazamientos de gruesos por arrastre y saltación (???), incluyendo bloques con episodios de crecidas torrenciales.
Semiárido	Depósitos caóticos característicos de medios de transporte hipersaturados: conjuntos masivos y heterométricos de rocas empastadas en una matriz de finos, con centiles muy elevados que evidencian la capacidad energética desarrollada.	Arroyada laminar o arroyada en manto (<i>sheet flood</i>). Flujo enormemente turbulento compuesto por agua con un contenido muy alto de líticos gruesos y finos.	Removilización masiva de material característica de los flujos hipersaturados, capaces de desarrollar acciones de erosión y deposición en un mismo evento.
Hiperárido	Dunas y otras formas de acumulación eólica.	Viento con carga, agente muy selectivo, restringe su actuación por debajo del umbral de las arenas finas.	Deflacción selectiva de arenas y acumulación diferencial a sotavento y a barlovento de los obstáculos que se oponen al flujo eólico.

Figura 30. Geoindicadores empleados para definir los pisos morfoclimáticos propuestos, inspirado en Muñoz (1995).

*Unidades geomorfológicas endémicas: relacionadas con agentes y procesos con área de distribución restringida a un determinado piso morfoclimático.

Especificaciones de interés. 1) Los procesos de caída libre por gravedad simple están presentes en todos los pisos, favorecidos por la intensa actividad tectónica, pero solo en el piso periglaciar se producen con la asistencia de los procesos de gelifracción. 2) Las coladas de derrubios relacionadas con procesos de saturación del suelo (*debris flows*) pueden producirse en todos los pisos excepto en el hiperárido, puesto que por definición requieren la presencia de agua. 3) La arroyada concentrada puede darse en los pisos morfoclimáticos periglaciar y semiárido, pero es en el templado forestal donde adquiere carácter definitorio.



Figs. 31-44: geoindicadores de los pisos morfoclimáticos. F 31-33: piso morfoclimático glacial: morrenas (31 y 32) y lechos estriados con pulimento glaciar (33), en el nevado Coropuna. F 34-39: piso morfoclimático periglacial: thufur (34), en el Circo Ancachita, cabecera de la quebrada Maimeja, afluente del Colca; levantamiento de lajas por crioturbación (35), en el nevado Coropuna; Grèze litées (36), en el valle del Colca; glaciares rocosos (37), en el complejo glaciar de Cochapunco, afluente del Valle de los Volcanes; taludes de gelifractos (39), en el cráter exterior del Misti. F 40-41: piso morfoclimático templado forestal: berrocal ignimbrítico (40), en el nevado Coropuna; depósitos piroclásticos acaravados (41), en el valle del Colca. F 42: piso morfoclimático semiárido: depósitos de *mud flow*, en el valle del Sigwas. F 43-44: piso morfoclimático hiperárido: formas eólicas de acumulación, junto a la carretera Panamericana cerca de Pedregal (43), y en el fondo del valle del Sigwas (44).

Del mismo modo, empleando como criterio la presencia de determinados geoindicadores (formas del relieve endémicas de cada intervalo altitudinal), la vertiente del Pacífico de los Andes Centrales puede compartimentarse en cinco pisos morfoclimáticos: glaciario, periglaciario y templado forestal, dentro del dominio bioclimático andino amazónico, y semiárido e hiperárido dentro del dominio bioclimático árido de la rampa y la costa. La interpretación de la presencia de geoindicadores activos e inactivos, así como de las relaciones espacio-temporales que se establecen entre ellos, constituyen un registro de la evolución del clima durante el Cuaternario reciente.

REFERENCIAS

ACEITUNO, P.

1988 «On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector». Part 1: Surface climate. *Monthly Weather Review*, 116: 505-524.

DEMANGEOT, J.

1989 *Les milieux 'naturels' du globe*. Paris: Masson.

FRANCOU, B. y L. PIZARRO

1985 «El Niño y la sequía en los Altos Andes Centrales (Perú y Bolivia)». *Boletín del Instituto Francés de Estudios Andinos*, 14(1-2): 1-18.

FRANCOU, B. y H. SÉMIOND

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 Perú». En R. Galárraga y B. Ibarra (editores). *Seminario Montañas, glaciares y cambios climáticos*. Escuela Politécnica Nacional. EPN-Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération. ORSTOM- FUNDACYT, 1997, Quito (Ecuador), pp. 43-51.

MUÑOZ, J.

1995 *Geomorfología general*. Madrid: Editorial Síntesis.

PAREDES, M.A. y E.J. ESPINOZA

2005 «Las relaciones entre la variabilidad de la precipitación en la sierra del sur del Perú y El Niño/Oscilación del Sur. En: E.G.U.E.I.R.C.o.E.N. (CIIFEN) (editor). *The El Niño phenomenon and its global impact*, Guayaquil (Ecuador).

STRAHLER, A.N. y A.H. STRAHLER

1989 *Geografía física*. Barcelona: Editorial Omega.

THOMPSON, L.G., H. MOSLEY-THOMPSON y B. MORALES AMAO

1984 «El Niño-Southern Oscillation events recorded in the stratigraphy of the Tropical Quelccaya Ice Cap». *Science*, 22: 50-53.

ÚBEDA, J.

2007 «Caracterización geomorfológica del sector septentrional de la zona volcánica central de los Andes Centrales. Planteamiento de un caso de estudio: el sistema glaciario del complejo volcánico nevado Coropuna». Trabajo de investigación para la obtención del Diploma de Estudios Avanzados. Universidad Complutense de Madrid.

VÖRÖSMARTY, C.J. e.a.

1998 «A Regional Hydrometeorological Data Network of South America, Central America, and the Caribbean (R-HydroNET v1.0)». Disponible en <http://www.r_hydronet.sr.unh.edu>.