



HAL
open science

**Érosion et transport de matière sur le versant occidental
des Andes semiarides du Nord du Chili (27 - 32 ° S) :
d'une approche à grande échelle temporelle et spatiale,
jusqu'à l'évolution quaternaire d'un système fluvial**

Germán Alfredo Aguilar Martorell

► **To cite this version:**

Germán Alfredo Aguilar Martorell. Érosion et transport de matière sur le versant occidental des Andes semiarides du Nord du Chili (27 - 32 ° S) : d'une approche à grande échelle temporelle et spatiale, jusqu'à l'évolution quaternaire d'un système fluvial. Planète et Univers [physics]. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2010. Français. NNT : . tel-00546459

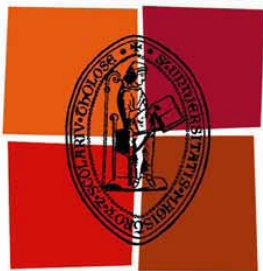
HAL Id: tel-00546459

<https://theses.hal.science/tel-00546459v1>

Submitted on 14 Dec 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Discipline ou spécialité :

Géologie - Géomorphologie

Présentée et soutenue par :

Germán Alfredo AGUILAR MARTORELL

le : 01/10/2010

Titre :

Erosion et transport de matière sur le versant occidental des Andes semiarides du Nord du Chili (27 - 32 ° S): depuis une approche à grande échelle temporelle et spatiale, jusqu'à l'évolution quaternaire d'un système fluvial

JURY

Gabriel González (Prof. UCN - Antofagasta); Michel Sébrier (D.R. CNRS - Paris); Stéphane Bonnet (Prof. Université de Rennes 1); Gabriel Vargas (Prof. Université du Chili - Santiago); Arturo Jensen (Prof. UCN - Antofagasta); Joseph Martinod (Prof. UPS - Toulouse); Rodrigo Riquelme (Prof. UCN - Antofagasta)

Ecole doctorale :

Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)

Unité de recherche :

Laboratoire des Mécanismes et Transfert en Géologie (LMTG)

Directeur(s) de Thèse :

Joseph Martinod ; Rodrigo Riquelme

Rapporteurs :

Michel Sébrier ; Stéphane Bonnet ; Gabriel Vargas

Université de Toulouse - Paul Sabatier (UPS)
Ecole Doctorale Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace

Universidad Católica del Norte (UCN)
Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas

Thèse pour obtenir le Grade de Docteur en Sciences de la Terre de l'Université de Toulouse et
el Grado de Doctor en Ciencias, mencion Geologia de la Universidad Catolica del Norte (Chili)

**Érosion et transport de matière sur le versant occidental des Andes semi-
arides du Nord du Chili (27 - 32 °S) : d'une approche à grande échelle
temporelle et spatiale, jusqu'à l'évolution quaternaire d'un système fluvial**

*Erosión y transporte de materia en la vertiente occidental de los Andes
semiáridos del Norte de Chile (27 - 32°S): desde un enfoque a gran escala
temporal y espacial, hasta la evolución cuaternaria de un sistema fluvial*

Germán Alfredo AGUILAR MARTORELL

JURY

Dr. Gabriel González	Prof. UCN	Antofagasta	Président
Dr. Michel Sébrier	D.R. CNRS	Paris	Rapporteur
Dr. Stéphane Bonnet	Prof. U. de Rennes	Rennes	Rapporteur
Dr. Gabriel Vargas	Prof. U. de Chili	Santiago	Rapporteur
Dr. Arturo Jensen	Prof. UCN	Antofagasta	Invité
Dr. Joseph Martinod	Prof. UPS	Toulouse	Directeur
Dr. Rodrigo Riquelme	Prof. UCN	Antofagasta	Co-directeur

Thèse préparée en co-tutelle entre l'Université de Toulouse Paul Sabatier
et l'Universidad Católica del Norte.

Agradecimientos

La realización de este trabajo se llevó a cabo gracias al financiamiento del Proyecto CORFO InnovaChile 05CR11IXM-28, “Evaluación Hidrogeológica de la Cuenca del Río Huasco, con Énfasis en la Cuantificación y Dinámica de los Recursos Hídricos Superficiales y Subterráneos”. Este proyecto fue realizado en forma conjunta por la Universidad Católica del Norte (UCN, Antofagasta-Chile) y el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN, Chile). Estudiantes de pregrado de la Universidad Católica del Norte han desarrollado su memoria de título de geólogo en el marco de este proyecto. Concretamente, en este trabajo se ha integrado el trabajo de los estudiantes P. Lohse, P. Oliva, J.L. Cerda, P. Navarrete, S. Herrera y A. Verdejo. Se agradece el apoyo de todos los participantes del proyecto, así como al personal académico, técnico y administrativo de la Universidad Católica del Norte.

En el transcurso de este estudio se ha establecido una estrecha cooperación con profesores, investigadores, estudiantes de doctorado, técnicos y personal administrativo del *Laboratoire des Mécanismes et Transfers en Géologie* (LMTG – Toulouse, Francia), específicamente con el *Equipe Géodynamique*. Un primer acercamiento a la colaboración con investigadores franceses se llevo a cabo gracias a una estadía en Toulouse-Francia en enero de 2008 financiada por el proyecto ECOS-CONICYT. En particular se agradece la contribución de los académicos J. Martinod, J. Darrozes, V. Regard y S. Carretier y de la estudiante de doctorado E. Pepin. También, agradecimientos al personal administrativo del LMTG y de la *Ecole Doctorale Sciences de l’Univers, de l’Environnement et de l’Espace*.

En el marco de la cooperación entre investigadores chilenos y franceses, parte de los resultados de la presente tesis se incluyen en el Proyecto ANR-06-JCJC-0100 ANDES, “*Analysing Differences in Erosion rate and Sediment discharges over the time in the Andean fore arc region (Peru and Chile)*”

en el cual colaboran instituciones francesas y chilenas. Se agradece el apoyo de todos los participantes del proyecto, en especial a S. Carretier y V. Regard, por su disposición a compartir e integrar los resultados de los análisis de ^{10}Be . Se agradece la asistencia de los servicios del *Laboratoire Béryllium* y *Atelier Roches* del LMTG, en la extracción de ^{10}Be de las muestras de sedimentos fluviales.

Durante los años de preparación de la tesis se han sucedido una serie de becas de doctorado que han permitido la manutención, traslado Chile-Francia y la compra de insumos no incluidos en los proyectos marcos. A continuación se agrega un listado de las becas obtenidas y sin cuyo financiamiento la realización de la presente tesis no habría sido posible.

- Beca otorgada por la Universidad Católica del Norte, que permitió la manutención en Antofagasta-Chile entre Abril de 2006 y noviembre de 2009.
- Beca de pasantía de la Comisión Nacional de Ciencias y Tecnología (CONICYT), que posibilitó una estadía en Toulouse-Francia entre marzo y agosto de 2008.
- Beca de apoyo a la realización de tesis doctoral 2008 (CONICYT), que financió la compra de productos químicos para la extracción del ^{10}Be de sedimentos fluviales.
- *Bourses d'excellence Eiffel* (Égide) otorgada por el *ministère des Affaires étrangères et européennes*, que permitió la manutención en Toulouse-Francia entre diciembre de 2009 y septiembre de 2010.

Un especial agradecimiento a todas las personas que han enriquecido las discusiones en torno al complejo relación entre tectónica, clima y erosión en los Andes: T. Bissig, S. Carretier, J. Cembrano, J. Darrozes, M. Farias, G. Gonzalez, E. Maire, M. Mardonez, V. Regard, y en particular a mis profesores guías, J. Martinod (UPS-Toulouse) y R. Riquelme (UCN-Antofagasta). Las conclusiones de esta tesis fueron construidas en base a esas discusiones, por

lo que sin ellas, no se hubiera logrado los objetivos del trabajo. Agradecimientos a los revisores anónimos del artículo sometido a *Earth surfaces Process and landforms*, cuyos comentarios entregaron otra mirada a los resultados de tasas de erosión a escala de millones de años y la configuración morfométrica de los sistemas fluviales en los Andes semiáridos.

Finalmente un reconocimiento especial a mi pareja Carolina y a mi hijo Antonio, sin su cariño no hubiera podido llevar a cabo esta investigación. A mis padres, Alfredo y Concepción, por su apoyo durante los largo años de estudio. A los amigos de Antofagasta, que me recibieron siempre con los brazos abiertos, y a los hermanos latinoamericanos residentes en Toulouse, sin ellos hubiera sido difícil continuar la fiesta y organizar un sinnúmero de actividades que matizaron mi estancia en esa hermosa ciudad del suroeste de Francia. No puedo dejar pasar la oportunidad de hacer un agradecimiento póstumo a mi abuela Elsa y a mi tía María del Pilar, ellas nos dejaron en el transcurso de esta investigación, sin embargo han estado presentes durante todo el ciclo, hasta la escritura de la última letra plasmada en este texto.

A Elsa y María del Pilar

Résumé étendu

Entre 27 et 32°S, le versant chilien semi-aride des Andes est divisé en deux unités morpho-structurales majeures : la Cordillère de la Côte et la Cordillère Principale. A ces latitudes, de vastes surfaces de pédiment sont préservées au niveau des interfluves des grands bassins versants correspondant aux rivières qui traversent l'avant-arc andin. Les pédiments de la Cordillère de la Côte correspondent à une morphologie sénile, qui résulte de la combinaison de conditions climatiques arides et d'une tectonique peu active au cours du Néogène. En revanche, les pédiments de la Cordillère principale sont fortement incisés par des vallées dont la profondeur atteint 2 km. Cependant, ces profondes vallées mises à part, les pédiments préservés au niveau des interfluves de la haute chaîne ont des traits morphologiques équivalents à ceux des surfaces planes de la Cordillère de la Côte. Cette thèse correspond à l'étude de la réponse morphologique au soulèvement relatif de la Cordillère Principale par rapport à la Cordillère de la Côte, qui a entraîné le creusement des vallées qui découpent la Cordillère Principale.

La présence des pédiments dans la Cordillère Principale montre que le paysage se trouve encore aujourd'hui dans un stade transitoire d'évolution morphologique à la suite du soulèvement de la chaîne. L'analyse morphométrique confirme la jeunesse des paysages de la Cordillère Principale, et la vieillesse de ceux de la Cordillère de la Côte. La distribution géographique des paramètres morphométriques (pentes, hypsométrie des bassins tributaires des principales vallées) permet de localiser la rupture morphologique entre les deux unités majeures. Elle suggère que le soulèvement de la Cordillère Principale a été accommodé par des failles inverses à fort pendage et à vergence ouest. En particulier, des mouvements anciens comme ceux d'âge Oligocène accommodés par la faille de Vicuña-San Félix ont pu initier le soulèvement relatif de la Cordillère Principale. Ces mouvements ont entraîné l'incision de la Cordillère Principale par les profondes vallées actuelles.

Pour dater et évaluer la vitesse de la réponse érosive au soulèvement de la chaîne, nous avons quantifié les volumes érodés dans la vallée du Rio Huasco en utilisant des méthodes de morphologie mathématique, et en s'appuyant sur l'âge de roches volcaniques déposées sur les pédiments préservés au niveau des interfluves. Ces analyses montrent que l'érosion régressive résultant du soulèvement de la Cordillère Principale a atteint la partie la plus haute de la chaîne (Cordillère Principale Orientale, à proximité de la frontière argentine) vers 8 ± 2 Ma, provoquant (1) une accélération de la vitesse de dénudation depuis des valeurs comprises entre 5 et 30 m/Ma jusqu'à des valeurs comprises entre 45 et 75 m/Ma dans cette partie de la chaîne, et (2) un changement morphologique d'un paysage dominé par des pédiments actifs à un paysage dominé par l'incision des vallées. Par ailleurs, des épisodes de soulèvement ultérieurs et/ou les changements climatiques globaux ont entraîné l'apparition de conditions climatiques plus humides sur les parties sommitales de la Cordillère, qui se sont traduites par la formation de glaciers qui y ont constitué un important agent érosif. En effet, la corrélation positive entre (1) le pourcentage de relief recouvert par les glaces lors d'épisodes humides, (2) des moindres valeurs d'intégrales hypsométriques et (3) de plus forts taux d'érosion, montre que l'érosion glaciaire a joué un rôle majeur au Plio-Quaternaire. Les forts taux d'érosion calculés pour cette période, comparés à ceux calculés par d'autres auteurs dans le Désert d'Atacama où la sécheresse a minimisé la formation de glaciers, renforce cette observation.

En dépit de l'accélération de l'érosion au moment de la transition Miocène-Pliocène, des surfaces de pédiment Miocènes ont été préservées jusqu'à aujourd'hui dans la Cordillère Principale, ce qui montre une forte variabilité dans la distribution géographique de l'érosion. Nous avons estimé les vitesses d'érosion moyennées sur l'ensemble d'un bassin versant en mesurant les concentrations en ^{10}Be dans des sables d'une part, et des galets de 5 à 8 cm de diamètre d'autre part, prélevés dans le Rio Huasco et ses affluents. La période

pour laquelle on obtient des valeurs de taux d'érosion correspond aux dernières dizaines de milliers d'années. Les concentrations en ^{10}Be sont systématiquement plus élevées dans les sédiments fins. Les taux d'érosion calculés sont de 29 à 36 m/Ma si l'on considère les concentrations mesurées dans les sédiments fins. Ils sont plus élevés (entre 71 et 107 m/Ma) si l'on considère les concentrations mesurées dans les galets. Ces valeurs distinctes en fonction de la taille des sédiments prélevés suggèrent qu'elles correspondent à des processus d'érosion différents. Les valeurs obtenues sur les galets seraient représentatives de l'incision des vallées encaissées, tandis que les sables proviendraient en partie des surfaces plus planes des interfluves. En effet, les valeurs calculées sur les sables sont semblables aux valeurs moyennes calculées pour l'incision des vallées lors des derniers 8 ± 2 Ma. Cette coïncidence suggère en outre que les processus d'incision de vallées ont été relativement constants au cours des derniers millions d'années, et que les vitesses d'érosion à l'échelle de quelques dizaines de milliers d'années sont représentatives des vitesses long-terme dans les systèmes fluviaux des Andes semi-arides du Chili.

Pour connaître les processus d'érosion, de transport et de sédimentation dans ces vallées, nous avons réalisé une étude morpho-stratigraphique des dépôts fluvio-glaciaires des vallées des Rios Huasco et Elqui. Cette étude s'appuie sur la datation des dépôts sédimentaires par ^{14}C , et de surfaces morphologiques à l'aide d'isotopes cosmogéniques ^{10}Be . Elle montre que la dynamique de transfert de matière au cours des derniers 30 000 ans est contrôlée par l'érosion glaciaire et la production de sédiments glaciogéniques en amont, et d'autre part par la capacité des fleuves d'exporter ces sédiments vers l'aval. Cette dynamique est fortement influencée par l'alternance des glaciations et des retraits glaciaires. L'intégration de ces résultats montre que la réponse érosive au soulèvement des Andes et la mise en place d'une dynamique paraglaciale dans les Andes semi-arides du nord du Chili ont contrôlé la

dénudation de la chaîne au cours des derniers millions d'années. Elle montre en outre que cette dynamique s'est maintenue de façon relativement constante pendant cette période.

Resumen extendido

La vertiente occidental de los Andes semiaridos chilenos (27 y 32°S) esta dividida por unidades fisiograficas: la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal. En este segmento estan preservadas superficies de pedimentosen los interfluvios de las cuencas vertientes que cruzan el antearco andino. Los pedimentos en la Cordillera de la Costa representan un paisaje maduro constituido por planicies, resultado de la combinaci3n de una condici3n 3rida y tect3nicamente estable durante el Ne3geno. Los pedimentos en la Cordillera Principal son m3s altos y est3n fuertemente incididos por los ejes troncales de los sistemas fluviales, los cuales corresponden a ca3ones que alcanzan 2 km de profundidad. Sin embargo, si obviamos la incisi3n de los ca3ones y observamos solo el paisaje de los pedimentos en los interfluvios de la Cordillera Principal, este denota rasgos geomorfol3gicos equivalentes a las planicies de la Cordillera de la Costa. La presente tesis aborda el estudio de los modos y tiempos de respuesta geomorfol3gica del paisaje, que habr3a incidido los pedimentos, excavando los valles de la Cordillera Principal, luego de su alzamiento en relaci3n con la Cordillera de la Costa.

La presencia de los pedimentos en la Cordillera Principal indica que el paisaje se encuentra en un estado transitorio de evoluci3n luego del alzamiento. La cuantificaci3n de las diferencias morfom3tricas, en particular valores de pendientes e integrales hipsom3tricas de los tributarios de las principales cuencas hidrogr3ficas, indic3 diferencia en el estado de evoluci3n del paisaje entre la Cordillera de la Costa y de la Cordillera Principal: en general un paisaje maduro en la Cordillera de la Costa y uno joven en la Cordillera Principal. La distribuci3n de estos valores indic3 la posici3n de la disrupci3n morfol3gica del paisaje entre estas dos unidades morfoestructurales. La posici3n de la disrupci3n sugiere que el alzamiento de la Cordillera Principal podr3a haber sido controlado por fallas de alto 3ngulo y de vergencia al oeste. En particular, movimientos tan antiguos como de edad Oligoceno de la Falla Vicu3a – San

Félix pudieron haber iniciado el alzamiento de la Cordillera Principal en relación a la Cordillera de la Costa. Lo anterior sugiere que el estímulo generado por el alzamiento asociado a la activación de fallas, generó la respuesta erosiva y la incisión de valles en la Cordillera Principal.

Para conocer los tiempos y las velocidades de respuesta erosiva ante el alzamiento de la Cordillera Principal, se calculó el volumen erosionado de los valles en la alta cordillera del Río del Huasco, mediante la aplicación de ecuaciones de morfología matemática. Edades Ar-Ar de rocas volcánicas sobre los pedimentos, permitieron estimar las tasas de erosión. La respuesta erosiva ante el alzamiento de la Cordillera Principal arriba a la alta cordillera a los 8 ± 2 Ma, provocando la aceleración de la erosión desde 5-30 m/Ma hasta 45-75 m/Ma, y el cambio de patrón geomorfológico de evolución del paisaje desde pediplanización a incisión de valles. Por otra parte pulsos de alzamiento posteriores o cambios climáticos a escala global generaron condiciones más húmedas en la alta cordillera, y con ello la activación de la erosión glacial. La correlación positiva entre el porcentaje de relieve glacial, bajos valores de las integrales hipsométricas y altos valores de tasas de erosión indicó que la excavación de cárcavas glaciales habría sido un importante agente en el modelado del paisaje de la alta cordillera de los Andes semiáridos durante el Plio-Cuaternario. Por otro lado, las altas tasas de erosión, en relación con las calculadas por otros estudios en el Desierto de Atacama, donde la escasa humedad inhibió la actividad glacial durante este mismo periodo, refuerza esta observación.

La preservación de los pedimentos en los interfluvios de la Cordillera Principal sugiere una escasa erosión que contrasta con la fuerte incisión de los valles contiguos en la cuenca del Río Huasco. Se calcularon tasas de erosión por la concentración de ^{10}Be en arena y en gravas de tamaño de clastos de entre 5 a 8 cm de diámetro. Las concentraciones en ^{10}Be son sistemáticamente más altas en sedimentos finos. Interpretamos esta diferencia de la forma

siguiente: concentraciones en arena representan los valores promedio de erosión en la cuenca vertiente (29 – 36 m/Ma), mientras las concentraciones de ^{10}Be en las gravas, que son producto de procesos de incisión en la cuenca del Río Huasco, indican valores más altos de tasas de erosión (71 – 107 m/Ma), sugiriendo que existen modos y velocidades de erosión diferentes entre los procesos de incisión de valles y aquellos que ocurren en superficies más estables de los interfluvios. La escala de tiempo involucrada en estas tasas de erosión es del orden de las últimas decenas de miles de años. Las tasas de erosión calculadas en las arenas son similares a los valores calculados para la incisión de valles durante los últimos 8 ± 2 Ma. Esto sugiere que los procesos de incisión de valles son relativamente constantes durante los últimos millones de años, y que las velocidades y modos de erosión son perceptibles a escala de decenas de miles de años en los sistemas fluviales de los Andes semiáridos.

Para conocer los tiempos y modos de erosión, transporte y sedimentación que configuraron los sistemas fluviales, se realizó un estudio morfoestratigráfico de los depósitos fluvioglaciales en las cuencas de los ríos Huasco y Elqui, el que incluye la datación de depósitos sedimentarios por ^{14}C y de superficies geomorfológicas expuestas a radiación cósmica por ^{10}Be . Este estudio indicó que la dinámica de transferencia de materia durante los últimos treinta mil años fue controlada por la capacidad de erosión glacial y producción de sedimentos glaciogénicos, y por otra parte por la capacidad de exportar estos sedimentos hacia aguas abajo de los frentes glaciales. Es esta dinámica fluvioglacial, y que está fuertemente influenciada por la alternancia de glaciaciones y desglaciaciones durante el Cuaternario, es decir por los ciclos glaciales y paraglaciales, la que controló en gran parte la erosión y configuración de los sistemas fluviales en los Andes semiáridos. Finalmente, integrando los resultados obtenidos en la tesis, ellos indicaron que fue la respuesta erosiva al alzamiento de la Cordillera Principal, y el establecimiento de la dinámica paraglacial en los Andes semiáridos las que controlaron la

denudación de la Cordillera Principal durante los últimos millones de años y que esta se ha mantenido relativamente constante en el tiempo.

La Cordillera Principal de los Andes semiáridos es un relieve transitorio en estado de adaptación geomorfológica ante un alzamiento que se habría iniciado en el Oligoceno. Las alturas de los pedimentos indican un alzamiento de dos kilómetros en relación a la Cordillera de la Costa. En respuesta se han excavado cañones de hasta dos kilómetros de profundidad, que alcanzaron la alta cordillera a los seis millones de años. La incisión se ha desarrollado a tasas de erosión de entre treinta y setenticinco metros por millón de años, valores que se han mantenido relativamente constantes durante los últimos seis millones de años. Durante este periodo la dinámica de transferencia de materia ha sido controlada por la capacidad de erosión glacial y producción de sedimentos glaciogénicos, y por otra parte por la capacidad de exportarlos hacia aguas abajo de los frentes glaciales.

TABLA DE CONTENIDO

CAPITULO 1: INTRODUCCIÓN	1
1.1. MOTIVACIÓN Y PRESENTACIÓN DEL PROBLEMA	1
1.2. OBJETIVOS	3
1.2.1. Objetivo general.....	3
1.2.2. Objetivos específicos	3
1.3. METODOLOGÍAS EMPLEADAS	4
1.3.1. Análisis morfométricos del relieve.....	5
1.3.1.1. Análisis de pendiente	7
1.3.1.2. Análisis hipsométrico	8
1.3.2. Análisis del perfil del thalweg	11
1.3.3. Mapeo geomorfológico	12
1.3.4. Calculo de tasas de erosión a diferentes escalas de tiempo	14
1.3.4.1. Calculo de tasas de erosión por la función BTH	16
1.3.4.2. Calculo de tasas de erosión por núclidos cosmogénicos.....	20
1.3.5. Dataciones por concentración de núclidos cosmogénicos.....	29
1.3.5.1. Datación por AMS ¹⁴ C.....	30
1.3.5.2. Datación por ¹⁰ Be	34
CAPITULO 2: ANTECEDENTES TECTONICOS Y CLIMATICOS DE LOS ANDES SEMIÁRIDOS DEL NORTE DE CHILE	37
2.1. TECTÓNICA Y OROGÉNESIS NEÓGENA DE LOS ANDES SEMIÁRIDOS.....	38
2.1.1. Cordillera de la Costa-Depresión Intermedia	40
2.1.2. Cordillera Principal.....	44
2.2. CARACTERIZACIÓN Y FACTORES QUE CONTROLAN EL CLIMA SEMIÁRIDO	47
2.2.1. Precipitaciones orográficas.....	50
2.3. HIDROGRAFÍA DE LOS SISTEMAS FLUVIALES	53
2.4. ANTECEDENTES SOBRE EL PALEO-CLIMA DE LOS ANDES SEMIÁRIDOS	57

CAPITULO 3: MORFOMETRÍA DEL RELIEVE EN LOS ANDES SEMIÁRIDOS DEL NORTE DE CHILE.....63

3.1. Análisis de pendiente.....64

3.2. Hipsometría de las cuencas.....67

3.3. SÍNTESIS Y DISCUSIÓN DE LOS PRINCIPALES IMPLICANCIAS DEL CAPITULO 72

CAPITULO 4: TASAS DE EROSIÓN EN LA CUENCA DEL RÍO HUASCO81

4.1. TASAS DE EROSIÓN A ESCALA TEMPORAL DE LOS MILLONES DE AÑOS 83

4.1.1. Calculo de tasas de erosión en la Cordillera Principal oriental de la cuenca del Río Huasco durante los últimos 17 Ma.....83

4.1.2. Coherencia de las tasas de erosión calculadas a escala de millones de años.....87

4.1.3. Respuesta erosiva transitoria asociada al alzamiento de la Cordillera Principal.....92

4.1.4. Eficiencia de la erosión glacial en la Cordillera principal oriental.....95

4.2. TASAS DE EROSIÓN A ESCALA TEMPORAL DE LOS MILES DE AÑOS 99

4.2.1. Concentración de ^{10}Be en los sedimentos fluviales de la cuenca del Río Huasco.....99

4.2.1.1. Variabilidad de concentración de ^{10}Be producto de los procesos erosivos de laderas..... 103

4.2.1.2. Variabilidad de la concentración de ^{10}Be producto del transporte en los ríos..... 105

4.2.2. Calculo de la tasa de producción teórica de ^{10}Be en la cuenca del Río Huasco..... 107

4.2.3. Estimación de tasas de erosión en la cuenca del Río Huasco 110

4.3. COMPARACIÓN DE LAS TASAS DE EROSIÓN A CORTO, MEDIANO Y LARGO PLAZO EN LA CUENCA DEL RÍO HUASCO 112

4.3.1. COMPARACIÓN CON TASAS DE EROSIÓN A ESCALA DE DÉCADAS 118

4.4. COMPARACIÓN CON TASAS DE EROSIÓN A NIVEL REGIONAL Y GLOBAL 122

4.5. SÍNTESIS DE LOS PRINCIPALES IMPLICANCIAS DEL CAPITULO	130
4.5.1. Síntesis de la evolución del sistema fluvial en la cuenca del Río Huasco.....	131
CAPITULO 5: EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA EN LA CUENCA DEL RÍO HUASCO DURANTE EL CUATERNARIO TARDÍO.....	135
5.1. GEOMORFOLOGÍA GLACIAL DE LA CORDILLERA PRINCIPAL ORIENTAL EN LOS ANDES SEMIÁRIDOS	137
5.1.1. Descripción de las formas glaciales en el Valle el Encierro	138
5.1.2. Edades de las formas glaciales en el Valle el Encierro.....	141
5.1.1.2. Síntesis de la evolución geomorfológica del Valle el Encierro	148
5.1.2. Glaciaciones y evolución geomorfológica en los Andes semiáridos	149
5.2. GEOMORFOLOGÍA FLUVIAL DE LA CORDILLERA PRINCIPAL EN LOS ANDES SEMIÁRIDOS	152
5.2.1. Descripción de las formas fluviales en el Valle del Transito	153
5.2.1.1. Depósitos aterrazados fluviales	154
5.2.1.2. Depósitos de conos de flujos de detritos	157
5.2.1.3. Depósitos de derrumbes.....	158
5.2.1.4. Depósitos Paraglaciales	160
5.2.2. Edad de las formas fluviales en el Valle del Transito.....	161
5.2.3. Respuesta de los sistemas fluviales ante la desglacion del Pleistoceno Tardío – Holoceno.....	169
5.3. SINTESIS DE LA VOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LA CUENCA DEL RÍO HUASCO DURANTE EL CUATERNARIO TARDÍO	172
5.4. INTERPRETACION DE LAS VARIACIONES CLIMATICAS EN LOS ANDES SEMIARIDOS	176
CAPITULO 6: CONCLUSIONES GENERALES	179
CAPITULO 7: REFERENCIAS.....	183

Indice de Figuras

- Figura 1.1:** Mapa de distribución de las cinco grandes cuencas que cruzan el ante-arco de los Andes semiáridos y de la red de drenaje inscrita en estas cuencas. En color rojo se distinguen los tributarios de orden Strahler 2..... 6
- Figura 1.2:** (A) Esquema que señala los parámetros en la construcción de curvas hipsométricas. (B) Variación de la geometría de curvas hipsométricas para diferentes grados de erosión fluvial (izquierda) y glacial (derecha) de un paisaje..... 11
- Figura 1.3:** Mapa que muestra el área de la cartografía geomorfológica en verde, circunscrita a la cuenca del Valle del Transito en amarillo. En recuadro violeta se indica la cobertura aerofotográfica del Valle del Encierro. Se incluye la posición de las muestras para datación de materia orgánica por la concentración de ^{14}C (puntos de color rojo) y de superficies geomorfológicas por la concentración de ^{10}Be (puntos de color celeste)..... 15
- Figura 1.4:** (A) Esquema que representa la dilatación y posterior erosión de la sección transversal de un MED considerando un ancho de valle () de L pixeles. (B) Esquema que representa la función BTH con la substracción de la imagen de cierre del modelo de elevación y la del modelo original. Se considera un valor umbral (u) que elimina los artefactos generados por el ruido topográfico del modelo de elevación original. Modificado de Riquelme et al (2008). 17
- Figura 1.5:** Mapa que incluye en amarillo la zona de la cuenca del Río Huasco donde fue calculada la tasa de erosión por el método Black Top Hat. El trazo de color verde diferencia la red de drenaje de la cuenca tributaria del Valle del Carmen de la del Valle del Transito. 18
- Figura 1.6:** Diseño que ilustra como los sedimentos recolectados en distintas posiciones del sistema fluvial, representan un agregado de detritos cuyo origen son las superficies (S) ubicadas aguas arriba de la recolección. La concentración (C) de núclidos cosmogénicos en las superficies depende de la producción (P), de la profundidad de absorción (Z), del decaimiento radiactivo

() y de la erosión de las superficies (), como se describe en la ecuación 5. Si el flujo entrante de nucleidos en las superficies, iguala al flujo de salida por denudación dM/dt ($kg a^{-1}$) en los sedimentos, la cuenca se encuentra en un estado isotópico estable. Dividiendo el flujo por el área de las superficies (A) y la densidad de la roca que compone la superficie, se calcula la tasa de erosión promedio para las superficies ubicadas aguas arriba del punto de recolección de sedimentos..... 26

Figura 1.7: Mapa que incluye la posición de las muestras de sedimentos fluviales recolectadas en la cuenca del Río Huasco. Las líneas rojas marcan los límites de las cuencas vertientes aguas arriba de cada punto de muestreo. En áreas coloreadas se presentan las superficies graníticas-granodioríticas de la cuenca vertiente..... 29

Figura 1.8: Curva de calibración entre los 10750 y 10400 años antes del presente (BP, del inglés *Before Present*). Como ejemplo de calibración se considera una de las muestras recolectadas en la cuenca del Río Huasco (HPN-120108-2), cuya edad medida es de 9260 ± 60 años BP. Luego de la corrección por la razón $^{13}C/^{12}C$ se obtiene un edad convencional de 9360 ± 60 años BP. Al considerar 2 sigmas, la calibración indica edades de entre 10720 y 10420 años BP, que es considerada como la más confiable aproximación (95% de probabilidad) a la edad del carbón contenido en la muestra..... 33

Figura 2.1: (A) Principales rasgos tectónicos y segmentación de los Andes. (B) Mapa geológico regional de los Andes semiáridos, simplificado de Sernageomin (2003). Se incluye la posición del Sistema de Falla de Atacama (SFA), de la Falla Vicuña – San Félix (FVSF) y de la Falla Baños del Toro – El Encierro (FBTE) y las divisorias de aguas de las cinco principales cuencas que cruzan el ante-arco andino. 39

Figura 2.3: (A) Segmentación climática y los principales factores que determinan el clima en los Andes Centrales. (B) Gradiente N- S de precipitaciones en los Andes semiáridos. Las curvas de iso-precipitación

(mm/años) fueron calculadas usando el método de interpolación Kriging de medidas de estaciones meteorológicas entre 1964 y 1990. Tomado de Barichivich et al. (2008). Se incluye la segmentación morfo-estructural descrita en la sección anterior..... 50

Figura 2.4: Grafico de datos pluviométricos medidos por estaciones de la Dirección General de Aguas ubicadas en las cuencas de los ríos Huasco y Elqui. (A) Promedio de precipitaciones anuales entre 1995 y el 2006 en la cuenca del Río Huasco, (B) Promedio de precipitaciones mensuales entre 1995 y el 2006 en la cuenca del Río Huasco, (C) Promedio de precipitaciones anuales en la cuenca del Río Elqui, tomados de Favier et al. (2009). 55

Figura 2.5: Escorrentía y carga de sedimentos en la estación fluviométrica del Río Huasco en Algodones (750 m s.n.m.). 58

Figura 3.1: Modelo digital de pendientes (°). Se indican los límites de las cuencas (líneas negras finas), los principales drenes de la red de drenaje (en rojo) y los límites de las principales unidades morfo-estructurales (líneas negras gruesas) del ante-arco de los Andes semiáridos. El modelo fue desarrollado con un modelo de elevación digital de ~90 m de resolución horizontal. Se aplicó un filtro de valor medio que considera una ventana de 15 píxeles (detalles en metodología del Capítulo 1). En colores blancos se distribuyen las zonas con pendientes representativas de planicies sin incisión (<4°); en azul zonas canalizadas donde dominan los *thalwegs* (4-35°), y en amarillo zonas de dominios de laderas probablemente con pendientes sobre su valor crítico de estabilidad (>35°)..... 66

Figura 3.2: Gráficos de la relación entre pendiente media y la altura mínima (exutorio) de las cuencas tributarias de orden Strahler 2. En los gráficos se distinguen las cuencas tributarias de la Cordillera de la Costa (rombos azules), de la Cordillera Principal occidental (rombos rojos) y de la Cordillera Principal oriental (rombos verdes) de las cinco cuencas consideradas: (A) Copiapó, (B) Huasco, (C) Elqui, (D) Limarí y (E) Choapa. En líneas segmentadas se incluye

el valor promedio de la pendiente considerando el conjunto de cuencas de la Cordillera de la Costa, Cordillera Principal occidental y Cordillera Principal oriental. 68

Figura 3.3: Curvas hipsométricas de las cinco cuencas consideradas y de sus cuencas tributarias de orden Strahler 2. De norte a sur las cuencas consideradas son: (A) cuenca del Río Copiapó, (B) cuenca del Río Huasco, (C) cuenca del Río Elqui, (D) cuenca del Río Limarí y (E) cuenca del Río Choapa. De izquierda a derecha se presenta para cada cuenca: curva e integral hipsométrica, curvas hipsométricas de tributarios de orden Strahler 2, promedio de las curvas hipsométricas de los tributarios. Se distinguen las curvas de la Cordillera de la Costa (curvas azules), Cordillera Principal occidental (curvas rojas) y Cordillera Principal oriental (curvas verdes). 71

Figura 3.4: (A) Mapa de distribución de las cuencas tributarias de orden Strahler 2 de las cinco cuencas que cruzan el ante-arco de los Andes semiáridos. El valor de la integral hipsométrica se expresa en tonos verdes y azules. Se incluye las principales unidades morfo-estructurales: Cordillera de la Costa, Cordillera Principal occidental y Cordillera Principal oriental. (B) Gráficos que relacionan los valores de la integral hipsométrica con respecto a la altura mínima (exutorio) de las cuencas de orden Strahler 2. En los gráficos se distinguen las cuencas tributarias de la Cordillera de la Costa (rombos azules), de la Cordillera Principal occidental (rombos rojos) y de la Cordillera Principal oriental (rombos verdes) de las cinco cuencas consideradas. Las líneas horizontales representan el promedio de los valores de la integral hipsométrica para cada unidad morfoestructural. La curva negra revela la parábola trazada con la distribución de los valores de la integral hipsométrica con respecto a la altura y la línea segmentada vertical marca el vértice de la parábola y su altura. 73

Figure 3.5: Perfiles topográficos que indican la altitud mínima, media y máxima para un franja longitudinal de 145 km de ancho, que circunscribe la cuenca del

Río Huasco. La altitud mínima (línea gris inferior) indica el thalweg de los valles troncales de la cuenca. Con respecto a la altura media (línea negra), el thalweg está incidido menos de 1 km en la Cordillera de la Costa, y hasta ~2 km en la Cordillera Principal. La altitud media corresponde a las superficies de pedimentos colgadas en los interfluvios (ver figura 4.2, Capítulo 4). Mientras que en la Cordillera de la Costa el Pediplano de Atacama está a solo 1.000 m s.n.m., los relictos de pedimentos en los interfluvios de la Cordillera Principal, varían entre 3.000 ± 500 m s.n.m. para la Cordillera Principal occidental y 4.000 m s.n.m. para la Cordillera Principal oriental. La diferencia de altitud entre los pedimentos de la Cordillera de la Costa y de la Cordillera Principal sugiere una disrupción de altitud de más de 2.000 m de altitud. La altitud máxima está representada por la línea gris superior. En línea roja se incluye la posición de la Falla Vicuña – San Félix la que aproximadamente coincide con la disrupción de altitud. 75

Figura 3.6: (A) Curvas hipsométricas de las cuencas fluvio-glaciales de la cuenca del Río Huasco. (B) Grafico que relaciona el valor de la integral hipsométrica y el porcentaje de relieve glacial. En color negro la curva de tendencia representa la relación inversa entre el valor de la integral hipsométrica y el porcentaje de relieve glacial. Para ambos gráficos, en rojo se indican las cuencas con un porcentaje de relieve glacial inferior a 70% y en verde las que poseen más de un 70% de relieve glacial. Las curvas son cóncavas y los valores de la integral hipsométrica son menores en las cuencas con más de un 70% de relieve glacial..... 79

Figura 3.7: Perfiles topográficos longitudinales a la Cordillera Principal. Se incluyen la variación longitudinal de la altitud mínima (línea roja), media (línea azul) y máxima (línea verde). Notar la disminución de la altitud máxima de la Cordillera Principal entre los 30°30' y 31°45' Lat. Sur, que determina un escaso relieve sobre la Altitud de la Línea de Equilibrio (ALE) glacial (modificada de

Lliboutry, 1956 por Pepin et al., en prensa). Figura modificada de Pepin et al. (en prensa)..... 79

Figura 4.1: Modelo de elevación digital mostrando las principales unidades morfoestructurales de los Andes semiáridos. Las líneas negras marcan los límites de las principales cuencas hidrográficas. Las líneas segmentadas representan la traza de principales fallas (SERNAGEOMIN, 2003): Falla Santa Juana (SJ), Falla Vicuña – San Félix (VSF) y Falla Baños del Toro (BdelT). El cuadrángulo indica la zona donde se calcularon las tasas de erosión y que se amplía en la Figura 4.4A. 84

Figura 4.2: Histograma de distribución de la altitud en la Cordillera Principal Oriental en la cuenca del Río Huasco. La mayor frecuencia de altitudes (~ 4 km s.n.m.), y consecuentemente el porcentaje máximo de área de la cuenca, se asocia a pedimentos Neógenos preservados en los interfluvios de los sistemas fluviales. Intervalos de altura coloreados rojo, verde y azul, indican el rango de altitud de los pedimentos Los Ríos (LR), Azufrera-Torta (AT) y Frontera-Deidad (FD), respectivamente (Bissig et al., 2002; Aguilar et al., en preparación). 85

Figure 4.3: (A) Imagen Google Earth de la cuenca del Río Potrerillos (29°30'S-70°W; ~4000 m s.n.m.), mostrando el paisaje dominado por restos de pedimentos en los interfluvios, incididos por la erosión fluvio-glacial. (B) Fotografía que indica dos niveles de superficies de pedimentos (PS) asignados a Azufrera-Torta y Frontera-Deidad. (C) Fotografías de ignimbritas sobre una superficie de pedimentos asignada a Los Ríos (3,8 km s.n.m.)..... 85

Figura 4.4: (A) Mapa geomorfológico esquemático de las seis cuencas donde se calcularon las tasas de erosión con el método black top hat: Tres Quebrada (TQ), Potrerillos (PO), Apolinario (AP), Sancarron (SA), El Medio (EM) y Primero (PR). Las zonas coloreadas en verde muestran la distribución de los pedimentos en los interfluvios del sistema fluvial: (1) Los Ríos, (2) Azufrera-Torta y (3) Frontera-Deidad. En el mapa se indica el thalweg de los valles (4), los knick point (5) y los circos glaciales (6). (B) Acercamiento al mapa

geomorfológico mostrando la cuenca del Río Potrerillos. El rectángulo amarillo de la Figura A indica la ubicación. (C) Perfil topográfico donde se indican la extensión y altitud de los pedimentos y se esquematiza la reconstrucción de los pedimentos indicando el área excavada por los valles. La línea segmentada amarilla de la Figura B indica la traza del perfil..... 87

Figure 4.5: Imágenes de la incisión vertical que afecta a la superficie de pedimentos Los Ríos (6 - 10 Ma) y de los perfiles longitudinales del thalweg para cada cuenca: (A) Tres Quebradas, (B) Primero, (C) Apolinario, (D) Sancarron, (E) El Medio y (F) Potrerillos. Las imágenes de incisión fueron construidas usando la función black top hat. Se incluye la ubicación de los circos glaciales en líneas negras y la posición de los knick point con estrellas. En los perfiles del thalweg se indica la posición de los knick point, y el valor de la pendiente. 90

Figura 4.6: Grafico que relaciona valores de tasas de erosión con el área de la cuenca. Se presentan los valores de tasas de erosión calculadas con la función Black Top Hat BTH y otras tasas de erosión estimadas por núclidos cosmogénicos (CRN) en cuencas de los Andes (Lluta Valley, Kober et al., 2009; Beni Valley, Safran et al., 2005) y en otras regiones montañosas: en los Alpes (Wittmann et al., 2009), en el Estado de Washington en USA (Belmont et al., 2007), en el Himalaya (Vance et al., 2003), en Sri Lanka (Von Blanckenburg et al., 2004) y en el Estado de Aidaho en USA (Kirchner et al., 2001). En asteriscos rojos se presentan los valores tasa de erosión calculada por la cuantificación del volumen de sedimentos transportados por el río durante las ultimas décadas en los Andes semiáridos (SY; Pepin et al., en prensa). 91

Figura 4.7: Mapas de ubicación de las muestras recolectadas de sedimentos fluviales en la cuenca del Río Huasco: A. Gravas y B. arena. En los mapas se indica la concentración de ^{10}Be en los sedimentos fluviales. Se incluye la zona de knick resultado de la incisión del río en el escarpe que separa la Cordillera de la Costa de la Cordillera Principal. 101

Figura 4.8: Mapas que incluyen la posición de las muestras recolectadas de sedimentos fluviales en la cuenca del Río Huasco. Las áreas coloreadas representan las superficies graníticas ubicadas aguas arriba de cada uno de los puntos de recolección. Los gráficos representan histogramas para cada una de las superficies indicando la distribución de la altitud. En verde se distingue la red de drenaje del Valle del Carmen del resto de la red de drenaje de la cuenca del Río Huasco en azul..... 108

Figura 4.9: Distribución de las tasas de erosión calculadas según la concentración de ^{10}Be en los sedimentos fluviales. A. Mapa de la cuenca del Río Huasco. 2. Perfiles E-W que indican altitud máxima, el promedio y la mínima altitud del cuadrángulo en el que está circunscrita la cuenca del Río Huasco. Se distingue la posición del muestreo de sedimentos fluviales aguas arriba y abajo de la zona de Knick. 114

Figura 4.10: Grafico que relaciona la velocidad y la escala de tiempo involucrada en las tasas de erosión en la cuenca del Río Huasco. En tonos azules se indican los rangos de las tasas de erosión calculadas a escala de millones de años con la extracción del volumen erosionado de los valles. En tono oscuro se indican las tasas de erosión durante los últimos 6 Ma y en tono más claro las tasas de erosión del Mioceno (15-10 Ma). En tonos rojos se indican los rangos de tasas de erosión calculadas por la concentración de ^{10}Be en los sedimentos fluviales. En tono oscuro se indican las tasas de erosión calculadas en las gravas, mientras que en tono más claro se señala el intervalo de tasas de erosión calculadas en la arena. En verde se indica el rango de tasas de erosión calculados por la cuantificación del volumen de sedimentos transportados por el río durante las últimas décadas (Pepin et al., en prensa). El valor mínimo de este intervalo representa la tasa de erosión calculada al normalizar el flujo de sedimentos por toda el área de la cuenca vertiente, mientras que el máximo valor se calculó considerando la normalización por el área de los tributarios glacio-fluviales de la Cordillera Principal oriental..... 115

Figura 4.11: Escorrentía y carga de sedimentos en la estación fluviométrica del Río Huasco en Algodones (750 m s.n.m.)	121
Figura 4.12: Modelo de elevación digital de la cuenca del Río Huasco donde se indica la posición de la estación hídrica Algodones (600 msnm), los límites del área de la cuenca que se encuentra sobre los 3000 msnm (en azul) y del área de las cuencas tributarias fluvio-glaciales (en rojo).....	122
Figura 4.13: Comparación de tasas de erosión a escala global considerando las tasas de precipitaciones medias anuales (A) y las temperaturas medias anuales para cada localidad. Se presentan solo valores de tasas de erosión a escala de miles de años calculadas mediante la concentración de núclidos cosmogénicos. La compilación de tasas de erosión fue tomada de von Blanckenburg et al. (2004). La compilación original presenta valores de Puerto Rico [Brown et al., 1995; Riebe et al., 2003], Bega Valley [Heimsath et al., 2000], Sierra Nevada, California (Antelope Lake, Adams Peak, Fort Sage, Grizzly Dome, Fall River, Sunday Peak, and Nichols Peak) [Riebe et al., 2000; recalculado de acuerdo a Riebe et al., 2003], southern Israel [Clapp et al., 2000], Europa Central (Regen and Loire/Allier) [Schaller, 2001; revisado por Schaller et al., 2002], Namibia [Bierman and Caffee, 2001], Frogs Hollow [Heimsath et al., 2001], Smoky Mountains [Matmon et al., 2003], Santa Rosa Mountains, Nevada [Riebe et al., 2004], Sri Lanka [Hewawasam et al., 2003; Von Blanckenburg et al., 2004]. Se incluyen valores de tasas de erosión para la vertiente oriental de los Andes Tropicales (14-17°S; Safran et al., 2005) y para la vertiente occidental de los Andes en la cuenca del Río Lluta (18°S; Kober et al., 2009) y los nuevos valores aportados para la cuenca del Río Huasco (29°S).....	125
Figura 4.14: Tasas de erosión a escala de décadas en cuencas de la vertiente occidental de los Andes de Chile. Se diferencian tres segmentos: Desierto de Atacama, Andes semiáridos y el Centro – Sur de Chile. En rojo se indica la tasa de erosión de la cuenca del Río Huasco a escala de décadas (datos de entre	

los años 1994 y 2006). Datos de la Dirección General de Aguas – Chile, tomados de Pepin et al. (en prensa)..... 126

Figura 4.15: Comparación de tasas de erosión a escala global considerando el rango de la pendiente (m/m) para cada localidad. Se presentan solo valores de tasas de erosión a escala de miles de años calculadas mediante la concentración de núclidos cosmogénicos. La compilación de tasas de erosión fue tomada de Von Blanckenburg et al. (2004) que presenta valores de Puerto Rico [Brown et al., 1995; Riebe et al., 2003], Sierra Nevada, California (Antelope Lake, Adams Peak, Fort Sage, Grizzly Dome, Fall River, Sunday Peak, and Nichols Peak) [Riebe et al., 2000; recalculado de acuerdo a Riebe et al., 2003], Desierto de Nahal Yael (Southern Israel; Clapp et al., 2000), Europa Central (Regen and Loire/Allier) [Schaller, 2001; revisado por Schaller et al., 2002], Namibia [Bierman and Caffee, 2001], Sri Lanka [Hewawasam et al., 2003; Von Blanckenburg et al., 2004]. Las tasas de erosión de Sierra Nevada están separadas en dos grupos (Riebe et al., 2000): 1. Cuencas localizadas cerca de evidencias de cambio de nivel de base. 2. Cuencas localizadas lejos de la influencia de cambios recientes de nivel de base. Se incluye el rango de los valores de tasa de erosión aportados por las muestras de sedimentos en la cuenca del Río Huasco..... 128

Figura 4.16: Compilación de tasas de erosión calculadas por la concentración núclidos cosmogénicos en sedimentos fluviales de cuencas ubicadas en diferentes orogenos activos. La compilación de los datos de México, Nueva Zelanda, Alpes de Europa e Himalaya (Ramírez-Herraera et al., 2002; Riebe et al., 2003; Vance et al., 2002; Von Blanckenburg et al., 2004) fue realizada por Von Blanckenburg et al. (2004). En la compilación original, se incluyeron los datos de cuencas Andinas: cuencas de los ríos Huasco, Lluta (Kober et al., 2009) y Beni (Safran et al., 2005). 129

Figura 4.17: Ilustración esquemática que sugiere la evolución geomorfológica del antearco a la latitud del Valle del Huasco. A. Oligoceno – Mioceno Superior:

Diferenciación inicial entre Cordillera Principal y Cordillera de la Costa. Incisión de valles en el antearco. B. Mioceno Medio – Superior: Depositación de las Gravas de Atacama que luego de la aridización del clima fueron selladas por el Pediplano de Atacama. Formación de un escarpe y alzamiento de pedimentos resultado del solevantamiento de la Cordillera Principal. Se inicia la erosión regresiva en el escarpe de la Cordillera Principal occidental, mientras en la Cordillera Principal oriental siguen aconteciendo mecanismos de pedimentación. C. Plioceno – Cuaternario: Comienza la erosión glacial producto de la influencia de masas de aire húmedas (*westerlies*) que llegan a la Cordillera Principal oriental. La erosión regresiva alcanza la Cordillera Principal oriental. La erosión fluvial y glacial generan valles que inciden las superficies de pedimentos alzadas y las dejan colgadas en los interfluvios de la cuenca..... 132

Figura 5.1: Modelo de elevación digital de la cuenca del Río Huasco donde se presenta la segmentación morfoestructural del antearco en estas latitudes. Las líneas negras continuas marcan los límites de las principales cuencas hidrográficas. Las líneas segmentadas gruesas representan la traza de principales fallas (SERNAGEOMIN, 2003): Falla Santa Juana (SJ), Falla Vicuña – San Félix (VSF) y Falla Baños del Toro (BdelT). Las líneas segmentadas finas representan la traza de dos sistemas de fallas locales: Falle Quebrada Pinte (QP) y Falla El Encierro (EE). El cuadrángulo indica la posición del Valle el Encierro y que se amplía en la Figura 5.2. En rojo se señala la posición del frente glacial en el Valle el Encierro..... 136

Figura 5.3: Fotografías de geoformas glaciales y paraglaciales del Valle el Encierro. A. En verde y azul se indica la cresta de la morrena lateral del vallum 2 y 3 respectivamente y se muestra la posición relativa de las morrenas de los vallums 4 y 5. También se indica la posición de las muestras recolectadas. B. Verrou y morrenas del vallum 5. C. Acercamiento a la superficie aborregada y estriada del verrou del vallum 5. (D, E y F) Diferentes geoformas paraglaciales presentes en el Valle el Encierro: (D) Escombros de laderas y terrazas

paraglaciales; (E) Glaciar de roca de protalud y (F) glaciar de roca en forma de lengua ubicado en el circo de la cabecera del Valle el Encierro.	143
Figura 5.4: Grafico que muestra la distribución de las edades de expocicion ¹⁰ Be de bloques de morrenas y superficies de <i>verrou</i> (HPL31) del Valle el Encierro. El grafico combina edades obtenidas en este trabajo (prefijo HPL) con las presentadas por Zech et al., (2006) (Prefijo Ee). Las edades se presentan en el orden morfo-estratigrafico prediseñado antes de la obtención de las edades. Columnas verdes, azules y amarillas indican las edades de las muestras del vallum 2, vallum 3 y vallum 5 respectivamente. En cada una de las columnas se presenta una barra de error que representa la desviación estandard de las mediciones de ¹⁰ Be en el espectrometro de masa por aceleración.	147
Figura 5.5: Esquema que sintetiza la extencion aguas abajo de la cabecera del valle y la edad de la cobertura de hielo en el Valle del Encierro durante los ultimos 30 mil años. En los picos de máxima extensión de hielo se indica el número de cada vallum de morrenas y la posición del <i>verrou</i> que marca la definitiva desglaciacion del valle aguas abajo. De acuerdo a las observaciones geomorfologicas realizadas, el valle presenta un periodo de depositación, acentamiento y removilizacion de morrenas entre los 30 y 12 ka, asociado a un clima relativamente más humedo en relacion a los ultimos 12 ka, cuando las morrenas se habrian estabilizado geomorfologicamente.	148
Figura 5.6: Mapa geomorfologico de los depósitos sedimentarios del Valle del Transito.	155
Figura 5.7: Fotografías de terrazas fluviales en la Cordillera Principal occidental.	156
Figura 5.8: Fotografías de conos aluviales en la Cordillera Principal occidental. Se observa un patrón telescópico compuesto por tres generaciones de flujos de detritos.	158
Figura 5.9: Fotografías de un deposito de derrumbe (A) y un depósito lacustre asociado a la obstrucción del sistema fluvial (B).	159

Figura 5.10: Columna estratigráfica y fotografías de terrazas paraglaciales: 1. arcillas verduscas. 2 limos blanquecinos. 3. arenas violetas. 4 arenas amarillentas. 5. conglomerados. 6 flujos de detritos. 7. bioturbaciones. 8. estratificación cruzada. 9. ondulaciones y pliegues. 10 capas de limonitas. 11. capas de carbón. 163

Figura 5.13: Grafico que ilustra la variación de las precipitaciones en la alta cordillera de los Andes semiaridos durante los ultimos 30 ka. En estrellas rojas, se incluyen los valores de tasa de precipitación a los 2500 msnm, que representan estimaciones relativas y aproximadas mediante la reconstrucción de la paleoaltitud de la linea de equilibrio glacial para los avances asociadoa a los vallum morrenicos 2 y 5 en el valle el Encierro (Lohse, 2010). Ademas se incluye la actual tasa de precipitación a los 2500 msnm (DGA, 2007). 177

Indice de tablas

Tabla 2.1: Resumen de las principales características paleo-climáticas de la ladera oeste de los Andes Centrales, durante el Pleistoceno tardío – Holoceno.	60
Tabla 3.1: Valor promedio de la pendiente y porcentaje de área de las cuencas tributarias de orden Strahler 2 en tres rangos de valor de pendiente, que representan: planicies sin incisión (<4°), dominios de <i>thalwegs</i> (4-35°) y laderas proclives a colapsos (>35°). Las cuencas son separadas considerando la unidad morfo-estructural donde se ubica: Cordillera de la Costa, Cordillera Principal occidental y Cordillera Principal oriental. Ver Apéndice 1 para detalles de la morfometría de cada cuenca tributaria.....	67
Tabla 3.2: Rango, promedio (prom) y desviación estándar (stdv) de las integrales hipsométricas de las cuencas tributarias de orden Strahler 2 en la Cordillera de la Costa, Cordillera Principal occidental y Cordillera Principal oriental. Se indica el número de cuencas tributarias en cada unidad morfo-estructural. Ver Apéndice 1 para detalles de la morfometría de cada cuenca tributaria.....	70
Tabla 4.1: Valores para la erosión de los pedimentos Los Ríos (10-6 Ma), Azufrera-Torta (14-12.5 Ma) y Frontera-Deidad (17-15 Ma), calculadas usando la función <i>black top hat</i> en una cuenca tributaria de orden Strahler 2 (cuenca del Río Potrerillos, ver ubicación y contexto geomorfológico en Fig. 4.4B), localizada en la Cordillera Principal oriental de la cuenca del Río Huasco.....	88
Tabla 4.2: Valores para la erosión de los pedimentos Los Ríos (10-6 Ma), calculadas usando la función <i>black top hat</i> en seis cuencas de orden Strahler 2 localizadas en la Cordillera Principal oriental de la cuenca del Río Huasco (ver ubicación y contexto geomorfológico en Fig. 4.1B).....	89
Tabla 4.3: Valores de tasas de erosión a escala de millones de años calculadas para la vertiente occidental de los Andes Centrales entre los 18°S y 29°S. La	

tabla incluye la bibliografía, el método utilizado y el periodo de tiempo que involucra la tasa de erosión calculada.	97
Tabla 4.4: Tabla que indica la posición de los puntos de recolección de muestras y la concentración de ^{10}Be en los sedimentos fluviales recolectados en la cuenca del Río Huasco. Las muestras están ordenadas desde aguas arriba hacia aguas abajo. Con asteriscos se indican las muestras de sedimento tamaño arena.	102
Tabla 4.5: Tabla que indica el área de la cuenca aguas arriba de cada punto de muestreo, el área de las superficies graníticas circunscritas a la cuenca, las altitud promedio y su desviación estándar, y las tasas de producción de ^{10}Be en las superficies. Las muestras están ordenadas desde aguas arriba hacia aguas abajo. La producción fue calculada considerando una tasa de producción de $4,5 \text{ at} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$ a nivel del mar y en latitudes altas.	110
Tabla 4.6: Resultados de medición de la concentración de ^{10}Be y estimación de las tasas de erosión en muestras de sedimentos fluviales recolectadas a lo largo de la cuenca del Río Huasco. La tabla agrupa las muestras en relación al diámetro del sedimento. El error de las tasas de erosión trasciende desde la incertidumbre analítica en la medida de la concentración de ^{10}Be y no son asociados a factores geológicos. Los errores que se derivan de factores geológicos no están expresados, ya que los valores asumen los supuestos que permiten la utilización de este método y que se describen en la metodología (sección 1.4.4). La tasas de erosión fueron calculadas considerando una tasa de producción de $4,5 \text{ at} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$ a nivel del mar y en latitudes altas.	111
Tabla 5.1: Datos de muestras recolectadas en el Valle el Encierro. Se muestra la ubicación geográfica y morfoestratigráfica de las muestras, el factor de sombra de la topografía circundante, la concentración de ^{10}Be y la desviación estandar de la medición en el espectrometro de masa por aceleración. La edad de exposición fue calculada según la concentración de ^{10}Be y según una tasa de producción de $4,5 \text{ at} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$ (Balco et al., 2008; Nishiizumi et al., 2007). La	

edad incluye la incertidumbre dada por la desviación estandar de la medicion AMS. La tabla combina edades obtenidas en este trabajo (prefijo HPL) con edades recalculadas de Zech et al. (2006) (Prefijo EE). Con asterisco se presentan las edades calculadas previamente por Zech et al. (2006) según una tasa de producción de $5,25 \text{ at} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$ (Desilets y Zedra, 2003). Las edades se presentan en el orden morfo-estratigrafico prediseñado antes de la obtención de las edades y se agrupan en: vallum 2, vallum 3 y vallum 5. 147

Tabla 5.2: Datos de las muestras de restos de materia orgánica recolectadas en los depósitos sedimentarios del Valle el Transito. Se indica la ubicación geográfica y geomorfológica de la muestra. La edad medida es calculada considerando la concentración de ^{14}C en las muestras y una vida media del ^{14}C de 5568 años (Libby half-life; Libby, 1949). La edad incluye la incertidumbre dada por la desviación estándar de la medición AMS. La edad convencional ^{14}C es el resultado de la corrección de la edad medida por la razón $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (-‰). En base a curvas de calibración construidas con la variación de la producción de ^{14}C en la atmosfera se obtiene la edad calibrada. Se indica la edad calibrada central que considera la intersección de la edad convencional con la curva de calibración y el rango de edad calibrada que representa la intersección de la edad convencional ± 2 sigmas. El rango de edad calibrada ± 2 sigmas tiene una probabilidad del 98% de certeza y es la mejor estimación de la edad de la materia orgánica contenida en los depósitos sedimentarios..... 167

APÉNDICES

Apéndice 1

Datos morfométricos de 378 cuencas de orden jerárquico 2 (Strahler, 1952) de las principales cuencas hidrográficas de los Andes semiáridos: Copiapó, Huasco, Elqui, Limarí y Choapa.

Apéndice 2: Descripción de figuras y tablas en lengua francesa.

Apéndice 3: Artículos

3.1. Artículo sometido a la revista *Earth Surface Processes and Landforms* en el que se calcularon tasas de erosión para los últimos 17 Ma en cuencas fluvio-glaciales de la Cuenca del Río Huasco: : *Erosion rates variability on landscape's transience state in the semiarid Chilean Andes.*

3.2. Artículo sometido a la revista *Quaternary Research* que concierne a la evolución fluvial y glacial Holocena en la Alta Cordillera de la cuenca del Río Elqui: *Late Pleistocene–Early Holocene paraglacial and fluvial sediment history in the Turbio valley, semiarid Chilean Andes.*

PREFACIO

La tesis que se desarrolla a continuación pretende ser un aporte al conocimiento en cuanto a la compleja articulación entre la tectónica, el clima y los procesos de transferencia de materia al interior de cuencas vertientes en orógenos activos. El caso de estudio se ubica en los Andes semiáridos del Norte de Chile, concentrándose particularmente en el Valle del Huasco, donde las características climáticas, paleo-climáticas y tectónicas permiten analizar esta interacción a diferentes escalas de tiempo. El texto se desarrolla en seis secciones que se suceden desde observaciones de mayor a menor escala temporal. Así los capítulos de la tesis están distribuidos de la siguiente manera:

Capítulo 1: sección donde se presentan los problemas que motivan el estudio de los mecanismos de transferencia al interior de las cuencas vertientes de los Andes semiáridos y la evolución neógena-cuaternaria del paisaje circunscrito a las cuencas. En este capítulo se enumeran los objetivos de la tesis y la metodología empleada para lograrlos.

Capítulo 2: sección donde se analiza el actual estado del conocimiento de la evolución tectónica y climática de los Andes semiáridos durante el Neógeno-Cuaternario. Esta caracterización es fundamental para interpretar los mecanismos y velocidades de transferencia de materia en distintos segmentos morfo-estructurales y climáticos de los Andes semiáridos. Se hace énfasis en la descripción de los antecedentes sobre la variabilidad climática durante el Cuaternario tardío y la actual condición climática e hídrica de los sistemas fluviales.

Capítulo 3: sección donde se analiza la morfometría del paisaje de los Andes semiáridos, con la utilización de los siguientes marcadores tridimensionales tales como la pendiente y la hipsometría de las cuencas vertientes. Este análisis se realiza a una amplia escala espacial, de modo de resaltar las variaciones

morfo-estructurales y morfo-climáticas de los Andes semiáridos, y ver como estas determinan las variaciones en la erosión y en la evolución geomorfológica del paisaje. Fruto de este análisis a gran escala, se selecciono una cuenca que atraviesa todas las unidades morfo-estructurales y que considera un fuerte gradiente climático, desde la alta Cordillera Andina hasta el Océano Pacífico; se trata de la cuenca del Río Huasco, donde se concentraron los estudios específicos de los modos y velocidades de transferencia de materia en superficie.

Capítulo 4: sección donde se calculan las tasas de erosión promedio a diferentes escalas de tiempo y espacio en la cuenca del Río Huasco. Para el cálculo de las tasas de erosión se utilizan métodos morfométricos y dataciones de las superficies geomorfológicas. Son dos las escalas de tiempo utilizadas en este trabajo: (1) la escala de los millones de años, relacionando el volumen que representan los valles excavados por los sistemas fluviales y dataciones Ar-Ar ya publicadas de rocas volcánicas que marcan secuencias de superficies geomorfológicas formadas previamente a la incisión de los valles. (2) La escala de los miles de años, mediante la medición de la concentración de núclidos cosmogénicos en sedimentos fluviales recientes, que indican el tiempo de exposición de superficies geomorfológicas a la radiación cósmica, y que depende de la velocidad en que estas superficies se erosionan.

Capítulo 5: sección donde se realiza la caracterización de los procesos de erosión, transporte y sedimentación involucrados en la transferencia de materia al interior de los sistemas fluviales. Esta caracterización considera un análisis morfo-estratigráfico de las sucesiones sedimentarias reconocidas a partir de un mapeo geomorfológico escala 1:50.000, de la cuenca del Río Huasco. En particular se describen las relaciones stratigráficas entre depósitos aluviales, fluviales y glaciales, considerando diferentes asociaciones de depósitos en cada segmento del *thalweg* principal de dicho río en la Cordillera Principal. La stratigrafía incluye la datación de los depósitos fluviales mediante edades ^{14}C

y de las superficies glaciales mediante edades de exposición ^{10}Be . Los depósitos estudiados son del Cuaternario tardío, por lo que la escala de tiempo que involucra esta descripción es del orden de miles a una decena de miles de años.

Capítulo 6: sección donde se exponen las conclusiones de la tesis en relación a la discusión de los resultados expuestos en cada capítulo. Son dos los alcances de la discusión de los resultados: (1) en términos de la evolución neógena del paisaje de los Andes semiáridos y su relación con las variaciones de los mecanismos y velocidades de transferencia de materia. (2) en términos de cómo se deben interpretar las velocidades de transferencia de materia a distintas escalas de tiempo y espacio, en función de la interacción entre factores climáticos y tectónicos que controlan la evolución del paisaje.

En el contexto de la convención de co-tutela firmada entre la Universidad Católica del Norte (Antofagasta-Chile) y la Université de Toulouse Paul Sabatier (Toulouse-Francia), el texto fue escrito en lengua castellana. Sin embargo, para facilitar la lectura de académicos, investigadores y estudiantes de ciencias de la tierra franco-parlantes, se incluye en francés un resumen extendido y la descripción de cada una de las figuras (Apéndice 3). Por otra parte en los apéndices adjuntos, se incluyen dos artículos sometidos a revistas científicas indexadas, escritos en inglés y que abordan gran parte de los resultados y discusiones que se desarrollan en el texto principal.

CAPITULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1. Motivación y presentación del problema

La Cordillera de los Andes es un relieve generado en el contexto de subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana, y resulta en acortamiento cortical y la formación de un arco volcánico-magmático durante el Cenozoico (Coira et al., 1982). Numerosos estudios contribuyen al conocimiento sobre la caracterización de los procesos constructivos del relieve andino (e.g. Oncken et al., 2006), así como de las condiciones climáticas de los Andes durante el Neógeno-Cuaternario (e.g. Dunai et al., 2005). Sin embargo, la dinámica de transferencia de materia al interior de los sistemas fluviales que atraviesan los Andes, y el impacto en esta de los factores tectónicos y climáticos, han sido escasamente estudiados. Por otra parte, tampoco se conocen las velocidades a las que esta transferencia se desarrolla.

En los últimos 20 años se ha instaurado el consenso que los relieves de montaña son a la vez el resultado de los factores tectónicos y climáticos, y de su interacción (e.g. Molnar y England, 1990). Esta interacción puede ser monitoreada a distintas escalas de tiempo y espacio, por las velocidades a las que se transforma el paisaje montañoso, producto de la erosión y sedimentación. Así, a escala global, las tasas de erosión continentales y de sedimentación en los fondos oceánicos, se aceleraron hace aproximadamente 4 Ma, lo que ha sido asociado a un cambio climático global (Peizhen et al., 2001; Zhang et al., 2001; Molnar, 2004). Por otra parte, las mayores tasas de erosión continental y sedimentación en los exutorios de los grandes sistemas fluviales

del planeta, se dan allí donde hay orógenos tectónicamente activos (Summerfield y Hulton, 1994).

En la vertiente occidental de los Andes, las unidades básicas del relieve son las cuencas hidrográficas que nacen desde la alta cordillera y desembocan en el Océano Pacífico. Variaciones climáticas y tectónicas latitudinales han generado un fuerte contraste latitudinal del relieve de estas cuencas. Mientras en la región lluviosa de los Andes del Centro-Sur de Chile el sistema fluvial está bien desarrollado y jerarquizado, en el Desierto de Atacama del Norte de Chile está escasamente desarrollado, y el relieve se compone fundamentalmente de extensas peneplanicies. El contraste latitudinal del relieve podría estar controlado fundamentalmente por la transición desde un clima templado meridional por el sur, con mayor degradación del relieve, a un clima árido por el norte, con una excepcional preservación de las formas maduras del relieve (e.g. Montgomery et al., 2001). Para estudiar los mecanismos de transferencia de materia al interior de las cuencas hidrográficas resulta ideal contar con características de ambos sectores: por un lado, un sistema fluvial vigoroso y bien desarrollado, que evidencie los mecanismos que dieron forma al relieve, pero a su vez, la preservación de las formas del relieve es fundamental para conocer los mecanismos más antiguos en su evolución.

Ubicado en la zona de transición entre una condición climática árida a hiper-árida subtropical por el norte, propia del Desierto de Atacama, a templada de latitudes medias hacia el sur, los Andes semiáridos (27° - 32° Lat. Sur) combinan la presencia de sistemas fluviales bien desarrollados y jerarquizados, junto con la preservación de geoformas que registran su evolución a diferentes escalas de tiempo. Luego de una caracterización morfométrica regional de los sistemas fluviales de los Andes semiáridos, la presente tesis se enfoca en el estudio de la transferencia de materia al interior de la cuenca del Río Huasco (29° Lat. Sur), uno de las principales cuencas vertientes de los Andes semiáridos. El estudio pone énfasis en la distribución, velocidades y

caracterización de los procesos involucrados en la erosión, transporte y sedimentación al interior de la cuenca y a distintas escalas de tiempo. Cabe señalar que esta tesis además contribuye al estudio geomorfológico-hidrogeológico de la Cuenca del Río Huasco, cuyo objetivo es caracterizar y cuantificar sus recursos hídricos, aspecto fundamental, dada su vulnerabilidad ante un escenario de mayor consumo hídrico y cambio climático.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

El objetivo de esta tesis es establecer la dinámica de transferencia de materia al interior de los sistemas fluviales de los Andes semiáridos, precisando los mecanismos y las velocidades de esta dinámica e indicando los factores que la controlan. (*L'objectif de cette thèse est d'établir la dynamique de transfert de matériel à l'intérieur des systèmes fluviaux des Andes semiarides, de préciser les mécanismes et la vitesse de cette dynamique et d'indiquer les facteurs qui la contrôlent*).

1.2.2. Objetivos específicos

- Presentar una síntesis de parámetros del relieve que permitan la observación y cuantificación de las variaciones morfológicas de las cuencas hidrográficas. (*Présenter une synthèse de paramètres du relief qui permettent l'observation et la quantification des variations morphologiques des bassins hydrographiques*).
- Comparar las tasas de erosión a diferente escala de tiempo (10^6 , 10^4 , 10^2 años) y relacionar sus patrones temporales y espaciales con las

variaciones del clima y de la tectónica. (*Comparer la vitesse d'érosion à différentes échelles de temps (10^6 , 10^4 , 10^2 ans) en relation avec les variations du climat et de la tectonique*).

- Identificar los mecanismos que dominan la transferencia de materia al interior de los sistemas fluviales de la región semiárida. (*Préciser le mécanisme dominant le transfert de matériel à l'intérieur des systèmes fluviaux*).
- Discutir sobre la articulación entre erosión, clima y tectónica en la velocidad de transformación del paisaje a diferentes escalas de tiempo y espacio. (*Discuter sur le couplage entre érosion, climat et tectonique dans l'évolution du paysage à différentes échelles de temps et d'espace*).

1.3. Metodologías empleadas

En el desarrollo de los objetivos de esta tesis se realizó un análisis morfométrico del relieve a gran escala de las cuencas hidrográficas, que permitió distinguir la segmentación del ante-arco de los Andes semiáridos y relacionarla a diferentes condiciones tectónicas, climáticas y erosivas. El análisis identificó que la cuenca del Río Huasco agrupa a una gran variedad de segmentos que evidencian diferentes condiciones tectónicas, climáticas y erosivas. En esta cuenca se desarrolló una cartografía geomorfológica, la estimación de tasas de erosión en diferentes escalas de tiempo y la datación de formas del relieve por la concentración de núclidos cosmogénicos en superficies geomorfológicas (^{10}Be) y en materia orgánica (^{14}C). A continuación se describe cada metodología empleada.

1.3.1. Análisis morfométricos del relieve

Los análisis morfométricos del relieve son herramientas eficaces para distinguir las diferentes unidades morfo-estructurales del ante-arco andino y establecer sus relaciones con las variaciones espaciales de las condiciones climáticas, tectónicas y erosivas. Se desarrollaron dos análisis tridimensionales del relieve: pendiente e hipsometría. La base del análisis morfométrico fue un modelo digital de elevación construido con los datos de la misión de la NASA: *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM3). La precisión horizontal del modelo de elevación es de 93 m en el ecuador (3 arc-segundos).

Burbank y Anderson (2001) indican que el contraste entre las variaciones espaciales de la morfometría de las cuencas, disminuye con el orden jerárquico de la cuenca, indicando una distinta capacidad de respuesta del relieve a la acción tectónica, del clima y la erosión, en función del tamaño de la cuenca. Se considero como unidad básica del relieve las 378 cuencas de orden jerárquico 2 (Strahler, 1952), tributarias de las principales cuencas hidrográficas de los Andes semiáridos: Copiapó, Huasco, Elqui, Limarí y Choapa (Fig. 1.1). Las cuencas de orden Strahler 2 representan zonas limitadas por una línea de interfluvio que separa una determinada dirección de concentración de las aguas acumuladas por las precipitaciones y cuyas áreas varían entre 23 y 414 km² (promedio de 94 km²).

Para el análisis comparativo se separaron las cuencas de las diferentes unidades morfo-estructurales del ante-arco. Para este fin se construyeron mascararas de cada cuenca en el programa de tratamiento de información geográfica *Terrain Analysis System* (TAS-GIS; Lindsay, 2005). En el Apéndice 1 se presentan los datos morfométricos de las cuencas.

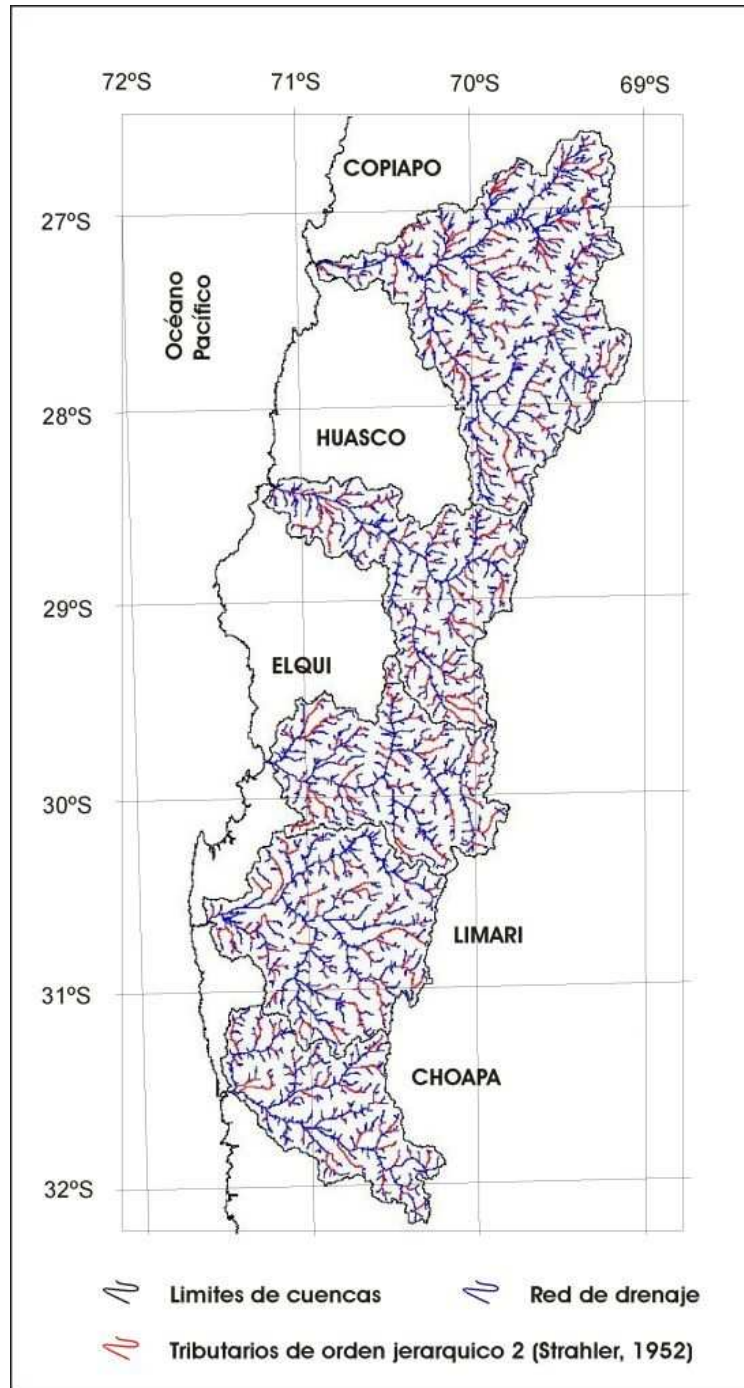


Figura 1.1: Mapa de distribución de las cinco grandes cuencas que cruzan el ante-arco de los Andes semiáridos y de la red de drenaje inscrita en estas cuencas. En color rojo se distinguen los tributarios de orden Strahler 2.

1.3.1.1. Análisis de pendiente

La pendiente del relieve es un indicador morfométrico que puede eventualmente asociarse al efecto de los factores climáticos y tectónicos en la formación y degradación del relieve. Paisajes con bajos valores de pendiente, evidencian la predominancia de superficies de bajo relieve en el paisaje, escasamente degradadas por la incisión de los sistemas fluviales. Estos paisajes sub-planares estarían, a priori, asociados a ambientes tectónicos estables y de clima relativamente árido, que inhibe la erosión de las superficies. Por el contrario, paisajes con altos valores de pendiente, indican un relieve escarpado y seccionado por los sistemas fluviales. Estos paisajes serían, a priori, modelados por controles tectónicos y por la respuesta erosiva ante un clima relativamente más húmedo.

El rol relativo entre clima y la tectónica en la preservación de relieves maduros de baja pendiente, que fueron formados durante el Cenozoico tardío, en una etapa de peneplanación de los Andes centrales, es un aspecto largamente debatido en los últimos años (Montgomery et al., 2001; Riquelme et al., 2003; 2007; Farias et al., 2008; Nalpas et al., 2009). Numerosos modelos indican que las fuertes variaciones climáticas pueden inducir una aceleración de la erosión y la incisión de los valles, pero que sin embargo, no son eficientes para degradar los registros de superficies maduras (e.g. Rinaldo et al., 1995). En cambio la erosión producto de la tectónica activa si es eficiente para degradar las superficies maduras conformadas en etapas previas de la evolución del relieve. Estos modelos evidencian lo complejo que es evaluar el rol de los factores climáticos y tectónicos en las formas del paisaje y en las velocidades en que este paisaje se transforma. Por otra parte, Burbank y Anderson (2001) indican que el alzamiento diferencial provocado por la migración y subducción del punto triple de Mendocino, queda registrado en la pendiente de las cuencas hidrográficas de California, Estados Unidos.

Para el desarrollo de la presente tesis, se construyó un modelo digital de pendiente en el programa *TAS-GIS*. El programa utiliza las ecuaciones de Wilson y Gallant (2000) para calcular la pendiente, considerando una ventana de 3x3 píxeles. El resultado es un modelo de tamaño horizontal de píxel de aproximadamente 90 m y cuyas unidades son grados decimales. Para individualizar las distintas unidades morfo-estructurales de los Andes semiáridos, se suavizaron los contrastes locales de pendiente por la media en una ventana de quince píxeles. En el programa *ENVI Version 4.3*, se calculó la pendiente media para el relieve circunscrito a las cuencas tributarias de orden Strahler 2 (Fig. 1.1). Para identificar la segmentación morfo-estructural del antearco y las variaciones latitudinales de esta segmentación en los Andes semiáridos, se relacionó la pendiente promedio de las cuencas con la altura del exutorio de las cuencas.

1.3.1.2. Análisis hipsométrico

La curva hipsométrica es una función continua que relaciona adimensionalmente el área con la altitud de una cuenca. La curva hipsométrica se obtiene al trazar la relación entre el área de una curva de nivel y la altura de la cuenca sobre o bajo dicha curva (Fig. 1.2A). Las alturas sobre/bajo cada curva de nivel son normalizadas dividiéndola por la altura total de la cuenca y las áreas de las curvas de nivel son normalizadas dividiéndolas por la altura máxima de la cuenca. La normalización de los valores de altitud y área permite comparar cuencas de diferentes tamaños y altitud; ellas son de gran utilidad dado que representan información tridimensional en un soporte de dos dimensiones. El área bajo la curva hipsométrica o integral hipsométrica, entrega un valor numérico para el análisis hipsométrico: bajos valores de la integral hipsométrica indican curvas cóncavas, mientras que altos valores de la integral hipsométrica indican curvas hipsométricas convexas (Fig. 1.2B).

El análisis hipsométrico fue inicialmente utilizado como un parámetro morfométrico para caracterizar la forma de las cuencas de drenaje (Langbein, 1947). Curvas convexas indican que un gran porcentaje del área de la cuenca se encuentra a una gran altura relativa, mientras que curvas cóncavas indican que un gran porcentaje de su área está a baja altitud. Un gran porcentaje del área de la cuenca a baja altitud evidencia relieves con una distribución de la incisión homogénea, donde los interfluvios representan una baja proporción del área total; mientras que un gran porcentaje del área de la cuenca a gran altitud, evidencia una incisión concentrada en el exutorio y en los principales canales, y la preservación de extensos interfluvios de morfología más bien plana a gran altitud. Consistentemente, la integral de la curva hipsométrica entrega un valor numérico de la distribución de la incisión. Así la forma de las curvas hipsométricas y el valor de sus integrales muestran la distribución de la incisión dentro de las cuencas, la que depende de la madurez del relieve y del tipo de proceso erosivo dominante en el sistema fluvial (Strahler, 1952).

Strahler (1952) interpretó el análisis hipsométrico en términos de la madurez del relieve, definiendo tres principales fases en la evolución del paisaje (Fig. 1.2B): (1) curvas hipsométricas cóncavas y bajos valores de la integral hipsométrica ($\leq 30\%$) indicarían un relieve maduro en fase de peniplanicie, (2) curvas hipsométricas de formas sigmoidales y valores intermedios de la integral hipsométrica (30-60%) indican un relieve fluvial maduro y (3) curvas hipsométricas convexas y altos valores de la integral hipsométrica (≥ 60) indicarían un paisaje joven y en desequilibrio geomorfológico. Resultado de esta interpretación, el análisis de la hipsometría entrega indicios sobre la madurez del relieve, condicionada por el balance entre fuerzas erosivas y tectónicas (Weissel et al., 1994; Ritter et al., 2002). Así, la variación de la hipsometría permite evaluar la evolución de la madurez relativa del relieve a lo largo de las unidades morfo-estructurales de los Andes semiáridos.

Por otro lado, para el caso de relieve afectados por glaciaciones, el análisis hipsométrico entrega indicios sobre el grado de erosión glacial de las cuencas vertientes (Brocklehurst y Whipple, 2004). En efecto, en cuencas donde los procesos de erosión glacial están ampliamente distribuidos, su relieve plano y en forma de artesa estará representado por curvas cóncavas y bajos valores de la integral hipsométrica, lo que contrasta con el paisaje fluvial donde las curvas tienden a ser sigmoidales a convexas, dependiendo de su madurez (Fig. 1.2B). La similitud entre la hipsometría de un relieve glacial y uno en fase de peniplanicie, implica que la interpretación de la hipsometría debe realizarse con cautela, considerando una previa observación de las características geomorfológicas del relieve.

Se analizó la hipsometría de cuencas tributarias de orden Strahler 2 de las principales cuencas hidrográficas de los Andes semiáridos (Fig. 1.1). La construcción de las curvas hipsométricas y el cálculo de su integral, se desarrolló en el programa *TAS-GIS*. En particular, se relacionó la forma de las curvas hipsométricas y el valor de la integral hipsométrica con la altura del exutorio de las cuencas y con la latitud de la cuenca. Esto entregó indicios sobre la segmentación tectónica del ante-arco y las variaciones latitudinales de las condiciones climáticas.

Para la cuenca del Río Huasco se realizó un análisis adicional que consistió en relacionar la forma de las curvas hipsométricas y de los valores de las integrales de las cuencas fluvio-glaciales, con el porcentaje de relieve glacial. Este porcentaje representa el relieve de la cuenca sobre la mínima altitud alcanzada por la erosión glacial. Este análisis entregó información sobre la influencia de la erosión glacial en los valores de tasas de erosión medias de la alta cordillera del Huasco.

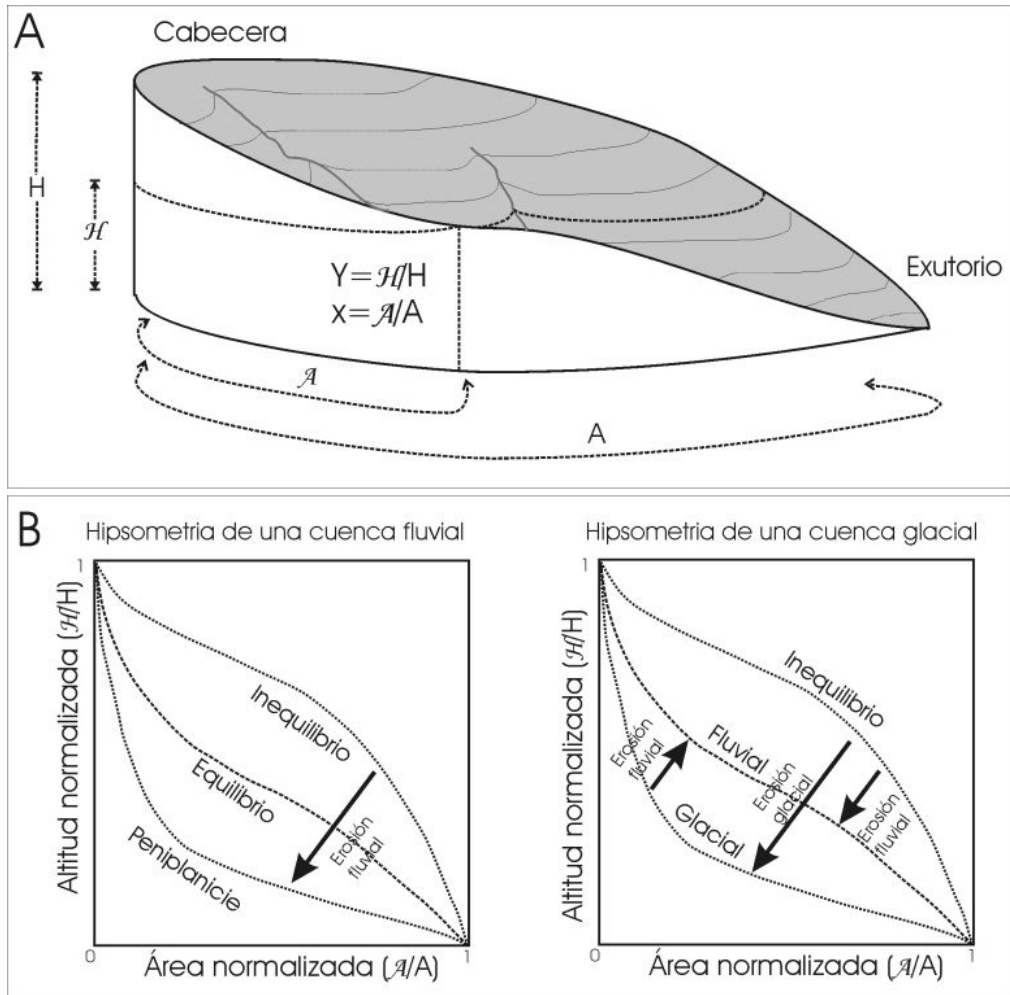


Figura 1.2: (A) Esquema que señala los parámetros en la construcción de curvas hipsométricas. (B) Variación de la geometría de curvas hipsométricas para diferentes grados de erosión fluvial (izquierda) y glacial (derecha) de un paisaje.

1.3.2. Análisis del perfil del *thalweg*

El *thalweg* de una cuenca hidrográfica es el conjunto de puntos donde convergen las aguas y que en conjunto forman la red de drenaje. Secciones longitudinales a lo largo del *thalweg*, que relacionan la altura con la distancia a la cabecera o al exutorio de la cuenca, permiten evidenciar accidentes morfológicos del *thalweg*, que pueden deberse a segmentaciones estructurales,

diferencias en los modos de erosión y en la respuesta geomorfológica a la deformación reciente, o a cambios litológicos al interior de las cuencas de drenaje (Strahler, 1960). Por otra parte, la forma del *thalweg* determina variaciones en los mecanismos de transferencia de materia, dado que la dominancia de procesos de degradación y agradación depende de la pendiente del *thalweg*. En general, en segmentos de fuerte pendiente domina la degradación, mientras que en segmentos de baja pendiente domina la agradación (Holbrook y Shumm, 1999).

Se realizó un análisis de perfil de *thalweg* de la cuenca del Río Huasco. Para el análisis se consideraron desde el drenaje de mayor orden Strahler, correspondiente al cauce principal que desemboca en el Océano Pacífico, hasta el tributario más pequeño que fue posible obtener dada la resolución de nuestro DEM (Fig. 1.1). El perfil fue construido desde un tributario de orden 1 localizado en una posición de la cabecera de la cuenca que hacia aguas abajo no saltara ningún eslabón de la jerarquización de Strahler (1952). Además, se construyeron perfiles de *thalweg* para las cuencas de orden Strahler 2 donde se calcularon tasas de erosión a escala de millones de años, con el objetivo de comparar la distribución de la erosión en las cuencas con respecto a las formas del perfil.

1.3.3. Mapeo geomorfológico

Un estudio que pretende conocer los mecanismos de transferencia de material en superficie debe considerar el análisis de las formas de depositación y erosión generadas por estos mecanismos, y la cronología absoluta y relativa de las mismas. En base a observaciones de terreno, e interpretación de fotografías aéreas e imágenes satelitales, se confeccionó un mapa geomorfológico, a escala 1:50.000, de la Cordillera Principal en la cuenca del Río Huasco. . El mapa identifica y describe las diferentes geoformas de erosión

y deposición de detritos en los cursos superiores del sistema fluvial. La información fue diseñada e integrada sobre una base topográfica digital, en un sistema de información geográfica, desarrollado en el programa *ArcMap 4*. Para conocer los detalles del mapeo geomorfológico consultar las memorias de título de geólogo de P. Lohse (2010) de la Universidad Católica del Norte (Chile), y el Informe final presentado a Innova-Corfo (Riquelme et al., 2010), sobre los resultados del proyecto en el cual la presente tesis se enmarca.

Los procesos de transferencia de materia en la superficie terrestre definen tres grandes tipos de dominios: erosión, transporte y sedimentación. La cuenca del Río Huasco en la Cordillera Principal se encuentra actualmente dominada por la erosión y transporte, con sectores particulares donde las condiciones son favorables para la deposición de sedimentos y donde su historia Cuaternaria tardía estuvo caracterizada por la deposición más bien que por la transferencia de materia. Así, la cartografía geomorfológica realizada, presenta las unidades estratigráficas y morfo-estratigráficas asociadas a la evolución geomorfológica Cuaternario tardía del Valle del Transito (Fig. 1.3), la principal cuenca tributaria de la cuenca del Río Huasco, en la Cordillera Principal.

Del mapa geomorfológico presentado en Riquelme et al. (2010) se extrae la variación longitudinal de los depósitos, los que son analizados junto con los accidentes morfológicos a lo largo del *thalweg*, permitiéndonos plantear un esquema morfo-estratigráfico de los depósitos fluviales del Cuaternario tardío y su relación con las últimas glaciaciones.

Las observaciones de terreno se desarrollaron en cuatro campañas de aproximadamente diez días de duración cada una. Previo a cada campaña de terreno se realizó un levantamiento geomorfológico utilizando fotografías aéreas e imágenes satelitales. Las fotografías aéreas, del Servicio Aerofotográfico de Chile, se utilizaron en la cartografía de geoformas glaciales del Valle el Encierro (Fig. 1.3). Estas fotografías fueron digitalizadas en tonos de grises con

resolución de hasta 5 m de tamaño de píxel. Para las zonas más bajas se utilizaron imágenes satelitales Landsat TM+, en su combinación en tonos de grises, con una resolución de hasta 15 m de tamaño de píxel. La combinación de estas tres fuentes de información entregó una adecuada resolución y confiabilidad de la cartografía.

En terreno se desarrollaron columnas estratigráficas representativas de las unidades cartografiadas y se recolectaron muestras para determinaciones de la concentración de ^{10}Be , tanto en clastos o superficies rocosas para el caso de dataciones de formas glaciares, como en sedimentos transportados por el río, para el caso de la determinación de las tasas de erosión a la escala de milenios. Para los depósitos fluviales se extrajeron muestras de materia orgánica intercalada en las capas sedimentarias para dataciones con ^{14}C (Fig. 1.3). Las metodologías asociadas a las determinaciones de las concentraciones de ^{10}Be y las dataciones por medio de ^{14}C se describen en las secciones siguientes.

1.3.4. Cálculo de tasas de erosión a diferentes escalas de tiempo

Las tasas de erosión en regiones montañosas entregan información sobre las condiciones tectónicas y climáticas, los modos de erosión, y la interacción entre estos factores al interior de una cuenca de drenaje (Schumm et al., 2000). Sin embargo, la posibilidad de extraer información sobre estos factores y sus interacciones depende de los patrones espaciales y temporales que presentan las tasas de erosión (e.g. Kirchner et al., 2001; Safran et al., 2005).

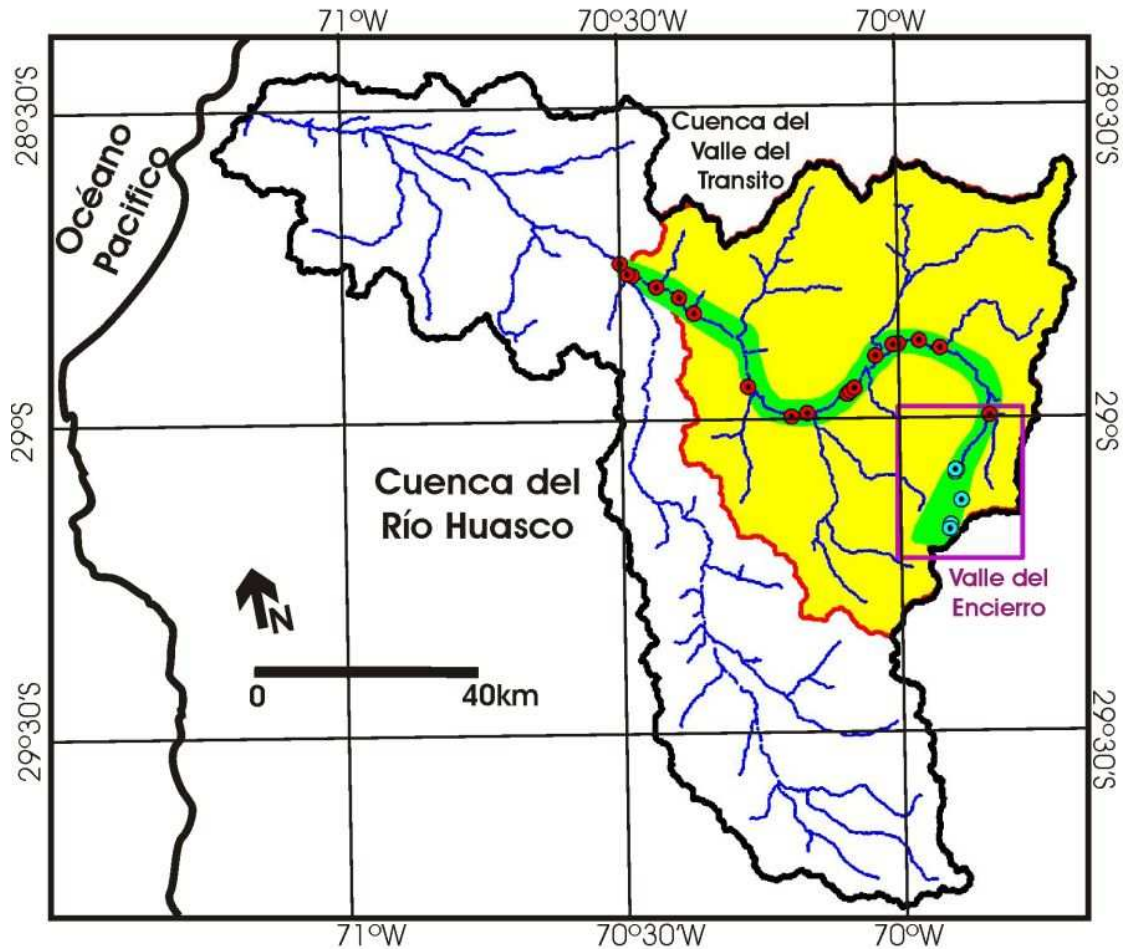


Figura 1.3: Mapa que muestra el área de la cartografía geomorfológica en verde, circunscrita a la cuenca del Valle del Tránsito en amarillo. En recuadro violeta se indica la cobertura aerofotográfica del Valle del Encierro. Se incluye la posición de las muestras para datación de materia orgánica por la concentración de ^{14}C (puntos de color rojo) y de superficies geomorfológicas por la concentración de ^{10}Be (puntos de color celeste).

Las tasas de erosión calculadas en este trabajo involucran escalas de tiempo de millones de años y de decenas de miles de años. A escala de millones de años aprovechamos la preservación en los interfluvios de restos de superficies de pedimento de edades Neógenas (17-6 Ma), para implementar una metodología numérica para el cálculo de las tasas de erosión. A escala de decenas de miles de años, las tasas de erosión son estimadas considerando la concentración de ^{10}Be en los sedimentos fluviales.

1.3.4.1. Calculo de tasas de erosión por la función BTH

La función *Black Top Hat* (BTH) es un algoritmo morfológico que permite la extracción del área y volumen de una depresión (Serra, 1988). Esta función a mostrado buenos resultados en la estimación del volumen de materia erosionado en los valles (Rodriguez et al., 2002; Riquelme et al., 2008), siempre que existan registros de geoformas preservadas y datadas en los interfluvios de los valles, que evidencien estados de evolución del paisaje anteriores a la formación del valle.

El elemento estructural en que se basa la función BTH es el ancho del valle (λ) en pixeles. Los pixeles que representan el ancho del valle están centrados en x (coordenadas) y poseen un valor de altitud (y). El valor original de altitud de los pixeles es transformado por una función de dilatación (eq. 1) y luego de erosión (eq. 2).

$$\text{Dilatación: } D^\lambda f(x) = \sup \{f(y) : y \in \lambda_x\} \quad \text{eq. 1}$$

$$\text{Erosión: } E^\lambda f(x) = \inf \{f(y) : y \in \lambda_x\} \quad \text{eq. 2}$$

En la Fig. 1.4A se representa el resultado de la aplicación de estas funciones en un corte transversal de un valle. La sección original es dilatada por la eq. 1 considerando un ancho de valle de L pixeles ($\lambda = L$). Luego, la sección resultante de la dilatación es erosionada mediante la eq. 2 considerando un ancho de valle de L pixeles ($\lambda = L$). Esta secuencia de operaciones matemáticas se resume en la eq. 3, que constituye una transformación de cierre considerando un elemento estructural λ de extensión igual a L pixeles. La operación de cierre remueve las zonas oscuras y es la base de la función BTH (eq. 4) que permite la extracción de valles por la substracción de la imagen de cierre $C^\lambda(x)$ y la imagen original $f(x)$ (Fig. 1.4B).

$$\text{Cierre: } C^\lambda f(x) = E^\lambda (D^\lambda f(x)) \quad \text{eq. 3}$$

$$\text{BTH} = \{x: C^\lambda f(x) - f(x) \geq t\} \quad \text{eq. 4}$$

La transformación de cierre puede ser aplicada a un modelo digital de elevación, donde habitualmente píxeles más oscuros indican las zonas de baja altitud que corresponden a los valles, mientras que los píxeles más claros indican las geoformas a mayor altitud preservadas a uno y otro lado del valle. El ruido topográfico del modelo digital de elevación, puede generar artefactos en la extracción del volumen y área del valle, por lo que suele considerarse un valor umbral (u) que representa el alcance del ruido topográfico (Fig. 1.4B). La utilización del valor umbral permite que solo la información de los valles más profundos y no el del ruido topográfico sea considerado en el cálculo del volumen y área del valle.

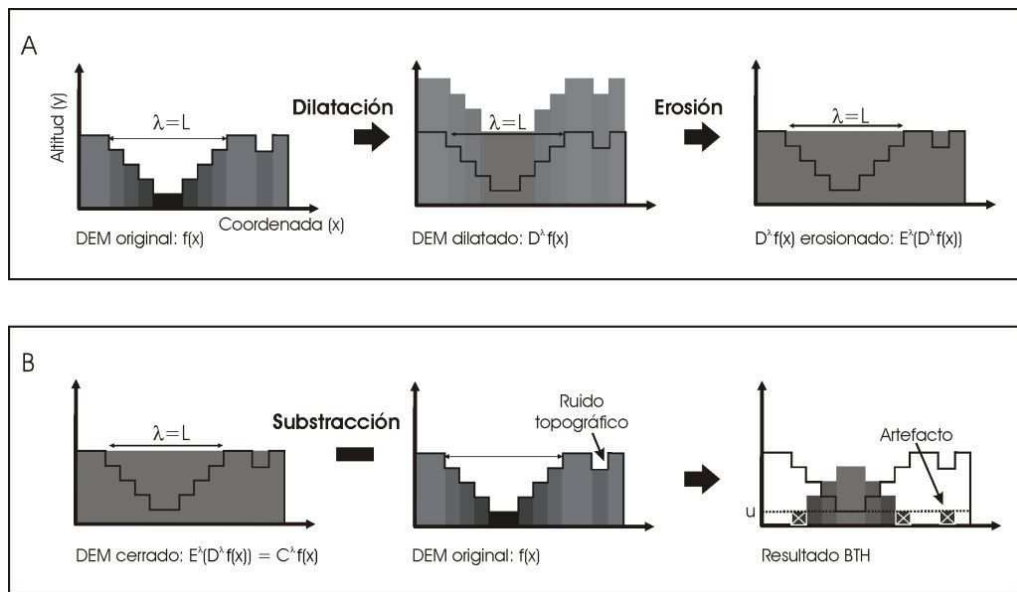


Figura 1.4: (A) Esquema que representa la dilatación y posterior erosión de la sección transversal de un MED considerando un ancho de valle (λ) de L píxeles. (B) Esquema que representa la función BTH con la substracción de la imagen de cierre del modelo de elevación y la del modelo original. Se considera un valor umbral (u) que elimina los artefactos generados por el ruido topográfico del modelo de elevación original. Modificado de Riquelme et al (2008).

La extracción del volumen y área de los valles con la función BTH se realizó en seis cuencas tributarias de orden Strahler 2 de la cuenca del Río Huasco (Fig. 1.5). Estas cuencas tributarias se ubican en la Cordillera Principal oriental, representando la cabecera de la cuenca del Valle del Carmen, tributario sur del Río Huasco. El contexto geológico de estos tributarios es similar y sus interfluvios están dominados por relictos de superficies de pedimentos escalonados, permitiendo la adecuada aplicación de la función BTH para calcular el volumen y el área de los valles.

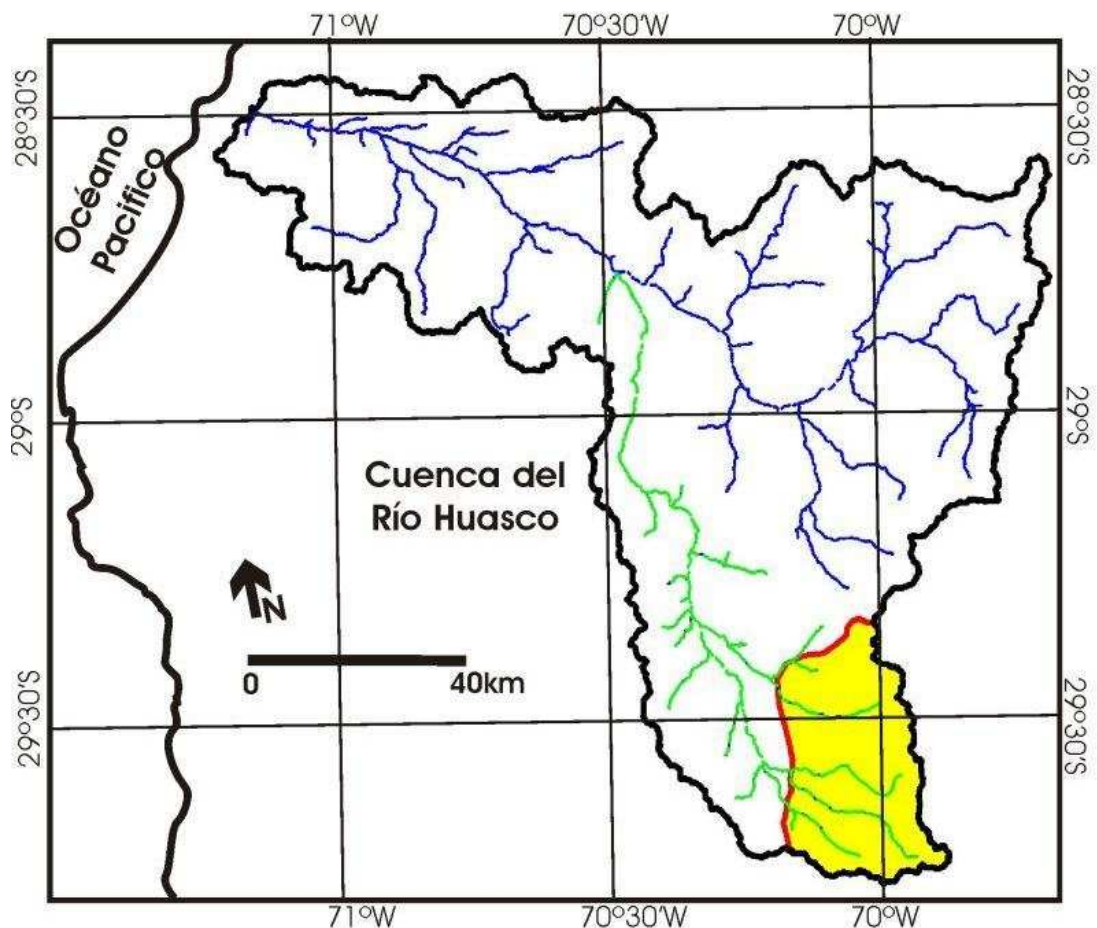


Figura 1.5: Mapa que incluye en amarillo la zona de la cuenca del Río Huasco donde fue calculada la tasa de erosión por el método Black Top Hat. El trazo de color verde diferencia la red de drenaje de la cuenca tributaria del Valle del Carmen de la del Valle del Transito.

La extracción del volumen y área erosionada de los valles, se basó en un modelo de elevación de 25 metros de resolución, creado a partir de mapas topográficos de escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Militar-Chile. La determinación de la extensión de los relictos de pedimentos se realizó en dos pasos: (1) trazado de los límites de los relictos de pedimentos sobre una imagen Landsat TM+; (2) selección de la superficie con pendiente inferior a 10°, valor considerado como el máximo para superficies de pedimentos en los Andes Centrales del Desierto de Atacama (Riquelme et al., 2008).

Son dos las fuentes de error consideradas en el cálculo del volumen y área erosionada: (1) la inexactitud de la señal de altura del modelo de elevación, para lo cual se determinó el ruido de la señal en diferentes puntos del modelo tomando en consideración puntos cuya cota es conocida por mediciones de sistema de posicionamiento satelital; (2) la incertidumbre en la estimación del ancho de los valles entre los relictos de pedimentos ubicados en los interfluvios, arrastrada desde el mapeo de las superficies en la imagen Landsat TM+ y de la dificultad de estimar el punto de inflexión de la pendiente que separa el valle de las superficies de pedimentos.

Con el objetivo de caracterizar los procesos responsables de la erosión, la imagen resultante de la aplicación de la función BTH, es decir que representa la distribución de la erosión del valle en cada una de las seis cuencas tributarias, fue correlacionada con los perfiles longitudinales de su *thalweg* y con la cartografía geomorfológica.

La ocurrencia de secuencias volcánicas datadas por edades Ar-Ar (Bissig et al., 2002), que cubren parcialmente las superficies de pedimentos preservadas en los interfluvios, permitió determinar los tiempos de formación de los valles y así estimar las tasas de erosión involucradas en la formación de los distintos escalones de pedimentos y del actual valle. Cabe señalar, que el rango de edades de las secuencias volcánicas acarrea una considerable fuente de

inexactitud a las tasas de erosión calculadas, que en algunos casos alcanza el mismo orden de magnitud que las tasas de erosión calculadas.

Las tasas de erosión calculadas consideran el área completa de las cuencas, por lo que ellas representan tasas de erosión promedio para toda el área circunscrita a las divisorias de aguas de las cuencas. Sin embargo, el cálculo de volumen erosionado considera solo el relieve que se encuentra disectado por valles, considerando despreciable la erosión sobre las superficies de pedimentos. De todas maneras, las superficies de pedimento conservan alunitas supérgenas con edades no más jóvenes que ~6 Ma (Bissig y Riquelme, 2009); este mineral se asocia a las partes altas de los perfiles de meteorización (ver referencias citadas en Bissig y Riquelme, 2009), por lo que las superficies de pedimento han sufrido escasa erosión con posterioridad a esta edad.

1.3.4.2. Cálculo de tasas de erosión por núclidos cosmogénicos

Durante las últimas dos décadas se ha instaurado un método que mediante la medición de la concentración de núclidos cosmogénicos en sedimentos fluviales, permite estimar tasas de erosión promedio de una cuenca de drenaje (e.g. Bierman y Steig, 1996; von Blanckenburg, 2005). Este método ha mostrado ser un confiable indicador de las tasas de erosión promedio a escalas de tiempo que van entre 10^3 – 10^5 años. Al ser un promedio, las tasas calculadas son relativamente insensibles a las variaciones de denudación a corto plazo y en zonas específicas de la cuenca, siendo así representativas de toda el área drenada de la cuenca que es fuente de los sedimentos fluviales recolectados; además estas tasas son representativas de un periodo de tiempo relativamente extenso de su evolución.

Al ser un promedio representativo de toda el área drenada de la cuenca y de un periodo de tiempo relativamente extenso de la evolución del paisaje inscrito en ellas, los rangos de edades de las tasas de erosión son lo suficientemente grandes como para poder promediar los efectos de variaciones climáticas menores y en diferentes sectores de las cuencas, i.e. variaciones climáticas y tectónicas centenarias a un milenio (von Blanckenburg, 2005). Por otra parte, los resultados publicados por otros autores han dado tasas comparables con aquellas medidas a escalas orogénicas, como por ejemplo con trazas de fisión, y que registran diferentes estados de evolución del paisaje producto de la actividad tectónica o cambios climáticos que se producen a escalas de tiempo de entre $10^4 - 10^6$ años (von Blanckenburg, 2005). Así, el rango de tiempo que abarcan las tasas de erosión calculadas por esta técnica permite, aparentemente, cuantificar la transferencia de sedimentos a largo plazo en la cuenca del Río Huasco, que deriva de la respuesta geomorfológica del paisaje ante los efectos de la actividad tectónica y el clima imperante durante la configuración del sistema fluvial.

1.3.4.2.1. Núclidos cosmogénicos y calculo de tasas de erosión

Los núclidos cosmogénicos son generados por el continuo bombardeo de rayos cósmicos secundarios, cuando estos penetran los primeros metros de la superficie terrestre. El ^{10}Be es uno de los núclidos cosmogénicos más utilizados para estimar tasas de erosión de superficies terrestres, ya que al ser escaso en las rocas de la corteza terrestre, su concentración depende de su producción *in-situ* producto del bombardeo cósmico. Por otro lado, el cuarzo es el mineral receptor de núclidos más utilizado para calcular la tasa de erosión, en razón de su abundancia en las rocas silíceas de la corteza terrestre, a su resistencia ante la meteorización química y a su simple estructura cristalina, que permite una uniforme producción de ^{10}Be , minimizando su pérdida.

El cálculo de la tasa de erosión, se basa en que la concentración de ^{10}Be en una superficie, es inversamente proporcional a la erosión de ella. Una superficie continuamente rejuvenecida por la erosión, induce que sus minerales estén expuestos menos tiempo a los bombardeos de la radiación cósmica, limitando la producción y concentración de ^{10}Be en ellos. La ecuación 5 (Lal, 1991) indica la relación inversa entre la concentración C de ^{10}Be ($\text{at}\cdot\text{g}^{-1}$) y la tasa de erosión ε ($\text{cm}\cdot\text{a}^{-1}$), así es posible calcular la tasa de erosión midiendo la concentración del nucleido y conociendo la tasa de producción en cuarzo de ^{10}Be (P en $\text{at}\cdot\text{g}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$), el decaimiento constante de ^{10}Be (λ en a^{-1}) y la profundidad de absorción (z en cm).

$$C = P / (\lambda + \varepsilon/z) \quad \text{eq. 5}$$

La producción de ^{10}Be en el cuarzo, depende de la intensidad del arribo de los rayos cósmicos a la superficie terrestre, la que varía en relación con la latitud y altitud de la superficie. En efecto, en altas latitudes, la intensidad de los rayos cósmicos es mayor que en el ecuador, debido a diferencias en el campo magnético terrestre entre una y otra latitud. La intensidad de los rayos cósmicos depende también del espesor de la columna atmosférica a cruzar, así en zonas sujeta a alta presión atmosférica, es decir de baja altitud, la intensidad de los rayos cósmicos y la producción de núclidos cosmogénicos será menor en comparación con zonas altas. Para los cálculos que se desarrollan en este trabajo se consideró que a nivel del mar y en altas latitudes la tasa de producción de ^{10}Be es de $4,5 \text{ at}\cdot\text{g}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$ (Balco et al., 2008; Nishiizumi et al., 2007). Para el cálculo de la tasa de producción media en la cuenca del Río Huasco se consideró el histograma de las altitudes de las superficies labradas en unidades de rocas de composición graníticas y granodioríticas, circunscritas a la cuenca del Río Huasco (Fig. 1.7), como se detalla en el Capítulo 4. Estas

superficies se consideran como la fuente de los sedimentos recolectados aguas abajo. En el cálculo de la tasa de producción se considero invariablemente la latitud de 28.9°.

También se debe tomar en consideración la variación de la intensidad de los rayos cósmicos en el tiempo, debido a variaciones en el campo magnético terrestre. El trabajo de Lal (1991) es pionero en considerar los diversos factores que determinan la tasa de producción de núclidos cosmogénicos en la superficie terrestre, y establecer las adecuadas expresiones matemáticas que integran las variables de latitud-altitud y paleo-intensidad del campo magnético para su cálculo. Estas ecuaciones representan la base que ha permitido calcular la edad de exposición del paisaje y estimar las velocidades en que este se transforma, en numerosos lugares del mundo (e.g. von Blanckenburg, 2005, y bibliografía citada en ese artículo). Para los cálculos de tasa de producción media en la cuenca del Río Huasco se utilizo la escala de Stone (2002) que se basa en las ecuaciones de Lal (1991).

La producción de ^{10}Be es el resultado de tres tipos de mecanismos en las superficies rocosas: espalación inducido por neutrones, lenta captura por muones (o *stopping*) y rapidas reacciones inducidas por muones. A pesar que las reacciones inducidas por los neutrones producen la mayoría del ^{10}Be en las superficies rocosas, solo los muones tiene la capacidad de penetrar a mayores profundidades de la superficie, por lo que dominan la producción de ^{10}Be a varios metros de profundidad. En los cálculos realizados se consideró la producción de ^{10}Be por muones según las tasas de atenuación (Λ) calculadas por Braucher et al. (2003). Se consideró que la lenta captura por muones aportarían el 1,5 % de ^{10}Be , con una tasa de atenuación de 1500 g/cm², mientras que las rapidas reacciones inducidas por muones aportarían el 0,65 % del ^{10}Be , con una tasa de atenuación de 5300 g/cm². El resto de la producción de ^{10}Be (~98 %) son generados por la espalación inducida por neutrones, con una tasa de atenuación de 160 g/cm². Considerar la producción de ^{10}Be por

muones resulta trascendental para el cálculo de tasas de erosión promedio a largo plazo, ya que la producción derivada de ella sería menos sensible a las variaciones a corto plazo en relación con la producción de ^{10}Be por neutrones. En el cálculo de la tasa de producción se considero invariablemente una densidad (ρ) de roca silicea que contiene el cuarzo de $2.700 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$. De acuerdo con la ecuación 6, que describe la ley de absorción de Lal (1991), es posible estimar la profundidad de absorción (z) de este nucleido en función de la tasa atenuación y de la densidad de la roca.

$$z = \Lambda/\rho \quad \text{eq. 6}$$

Una vez conocida la tasa de producción de ^{10}Be en la cuenca del río Huasco, así como la atenuación de esta producción con la profundidad, la variable que resta por conocer en la ecuación 5 para calcular las tasas de erosión es el decaimiento radiactivo del ^{10}Be (λ). Para los cálculos se considero que el decaimiento constante de ^{10}Be es de $5,1\cdot 10^{-7} \text{ a}^{-1}$, tasa que determina una vida media de 1,36 Ma para este nucleido cosmogénicos (Balco et al., 2008; Nishiizumi et al., 2007).

En este trabajo se creo un programa para el cálculo de la producción media de ^{10}Be y de las tasas de erosión promedio en la superficie de una cuenca vertiente. Con los valores de la densidad, la latitud y las altitudes que indican los histogramas para cada cuenca vertiente, el programa calcula la tasa de producción de ^{10}Be y de erosión, de acuerdo a los valores medidos de concentración de ^{10}Be en el laboratorio. El calculo se basa en las ecuaciones de Stone (2002) y las tasas de atenuación calculadas por Braucher et al. (2003), y considera una vida media del ^{10}Be de 1,36 Ma y una tasa de producción de ^{10}Be de $4,5 \text{ at}\cdot\text{g}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$ a nivel del mar y en altas latitudes (Balco et al., 2008; Nishiizumi et al., 2007).

1.3.4.2.2. Tasas de erosión promedio para cuencas vertientes

En la sección anterior se indicó como la tasa de erosión puede ser calculada midiendo la concentración de núclidos cosmogénicos. El cálculo de la tasa de erosión promedio de una cuenca, se basa en que la concentración de ^{10}Be en los sedimentos recolectados en el exutorio, es función de la tasa de erosión promedio en todas las superficies ubicadas aguas arriba del punto de recolección, que son fuente de los sedimentos (Fig. 1.6). Para el caso de la cuenca del Río Huasco, la concentración de ^{10}Be en la fracción cuarcífera de los sedimentos fluviales representa el promedio de la concentración de ^{10}Be en las diferentes superficies graníticas y granodioríticas que conforman gran parte de la región. Luego, conociendo las concentraciones de ^{10}Be promedio de la cuenca vertiente es posible estimar la tasa de erosión promedio en ella.

El cálculo de las tasas de erosión se basa en varios supuestos (von Blanckenburg, 2005, y bibliografía citada en ese artículo): 1) La erosión en la cuenca es uniforme en el tiempo, es decir que la cuenca está en un estado isotópico estable, donde los núclidos cosmogénicos producidos en las superficies son iguales a los exportados por la erosión y a los decaídos radiactivamente. 2) Todo el sedimento erosionado en las laderas es exportado por el sistema fluvial donde a su vez existe una eficiente mezcla de los sedimentos aportados en cantidades representativa de acuerdo a las tasas de erosión en las laderas. 3) Los tipos de roca erosionados resultan en un similar tamaño de grano y este no depende de los procesos de erosión. 4) El cuarzo no está enriquecido en núclidos cosmogénicos por la disolución de otros minerales contenidos en las superficies y cuya erosión rápida deje remanentes de cuarzo que se exponen más tiempo al bombardeo cósmico. 5) El sedimento es retenido un tiempo mínimo en el sistema fluvial, determinando que el tiempo de transporte sea despreciable en relación al tiempo que el material ha estado expuesto en las laderas previo a ser erosionado. 6) La escala de tiempo de

erosión es pequeña en comparación con la escala de tiempo del decaimiento radiactivo del núclido. Luego, para el caso del ^{10}Be las tasas de erosión deben ser superiores a 0,3 m/Ma.

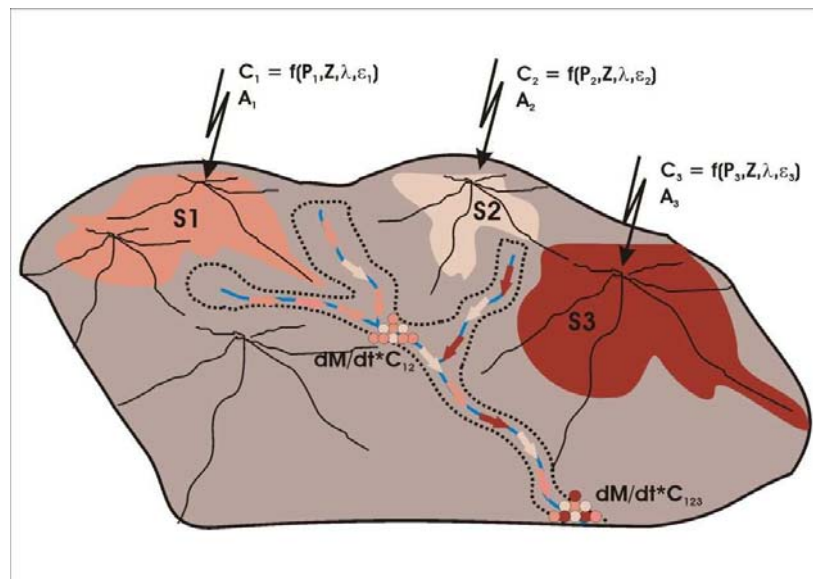


Figura 1.6: Diseño que ilustra como los sedimentos recolectados en distintas posiciones del sistema fluvial, representan un agregado de detritos cuyo origen son las superficies (S) ubicadas aguas arriba de la recolección. La concentración (C) de núclidos cosmogénicos en las superficies depende de la producción (P), de la profundidad de absorción (Z), del decaimiento radiactivo (λ) y de la erosión de las superficies (ϵ), como se describe en la ecuación 5. Si el flujo entrante de nucleidos en las superficies, iguala al flujo de salida por denudación dM/dt (kg a^{-1}) en los sedimentos, la cuenca se encuentra en un estado isotópico estable. Dividiendo el flujo por el área de las superficies (A) y la densidad de la roca que compone la superficie, se calcula la tasa de erosión promedio para las superficies ubicadas aguas arriba del punto de recolección de sedimentos.

El primer y segundo supuesto es valido para zonas donde la tectónica y el clima son relativamente estables en el tiempo, permitiendo que las superficies aporten sedimentos en relación a las tasas de erosión a largo plazo. Si bien, en los Andes semiáridos están registrados episodios de fuerte

denudación, que no se distribuyen homogéneamente a lo largo de la cuenca (como por ejemplo producto de glaciaciones, derrumbes asociados a la actividad de fallas y flujos de detritos producto de lluvias torrenciales esporádicas como se muestra en el Capítulo 5), la adecuada selección de los puntos de recolección de muestras, que garantice una eficiente mezcla de los sedimentos derivados de diferentes procesos de erosión y posiciones en la cuenca vertiente, permite sobrellevar esta problemática.

El tercer y cuarto supuesto, fueron cumplidos al considerar clastos de granitos-granodioritas de similar tamaño de grano y que registran las velocidades de erosión de las superficies que son fuente de estos sedimentos y donde la disolución temprana y preferencial de otros minerales que componen el tipo litológico es conocida. La identificación del tipo de roca de los clastos se desarrolló por la observación macroscópica de gravas y mesoscópica de la arena con la ayuda de lupas. El quinto supuesto es abordado en el análisis de los resultados considerando modelos teóricos de concentración de núclidos cosmogénicos en sedimentos fluviales de diferentes tamaños, que evalúan el efecto de los procesos de transporte, depositación y abrasión de los sedimentos en las variaciones de concentración de núclidos (Carretier et al., 2009b; Carretier y Regard, en prensa). Para este fin se desarrolló el muestreo en diferentes puntos de la cuenca y de distinto tamaño de diámetro de sedimentos. Finalmente, el sexto supuesto es claramente satisfecho para la cuenca del Río Huasco, donde otros métodos de medición (Aguilar et al., en preparación, incluido en Apéndice 2.1; Pepin et al., en prensa) indican tasas de erosión de entre 4 y 70 m/Ma, superiores al mínimo requerido para el uso del método de ^{10}Be .

1.3.4.2.3. Estrategia de muestreo de sedimentos fluviales

En cuatro puntos a lo largo de la cuenca del Río Huasco se recolectaron muestras de tres poblaciones de tamaños de sedimentos (Fig. 1.7): ~0,25 - 2 kg de arena ($\varnothing = 0,025 - 0,08$ cm), entre 15 a 30 clastos medianos ($\varnothing \sim 5$ cm) y entre 15 a 30 clastos grandes ($\varnothing \sim 8 - 10$ cm). Las muestras recolectadas de clastos fueron trituradas, tamizadas y cuarteadas, de tal forma de obtener para cada tamaño una adecuada representatividad de todos los clastos recolectados en cada posición. Siguiendo el mismo objetivo la arena fue tamizada y cuarteada.

En el *Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie (LMTG – Toulouse, Francia)* se desarrolló la extracción del ^{10}Be de 8 muestras de fracción arena y de clastos. El tratamiento de las muestras en el laboratorio se resume en la separación del cuarzo en forma mecánica y química, la disolución parcial y eliminación del borde exterior de los cristales de cuarzo por ácido fluorhídrico (HF), disolución total del cuarzo en este mismo ácido, separación de las impurezas por medio de precipitaciones químicas selectivas y columnas de intercambio de catión y anión y, finalmente, la oxidación y ataque con Nb de la solución. La concentración de ^{10}Be se mide luego con el espectrómetro de masa por aceleración. La medición de la concentración de ^{10}Be se realizó en el espectrómetro de masa por aceleración del *Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques* emplazado en el *Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE - Aix en Provence, Francia)*.

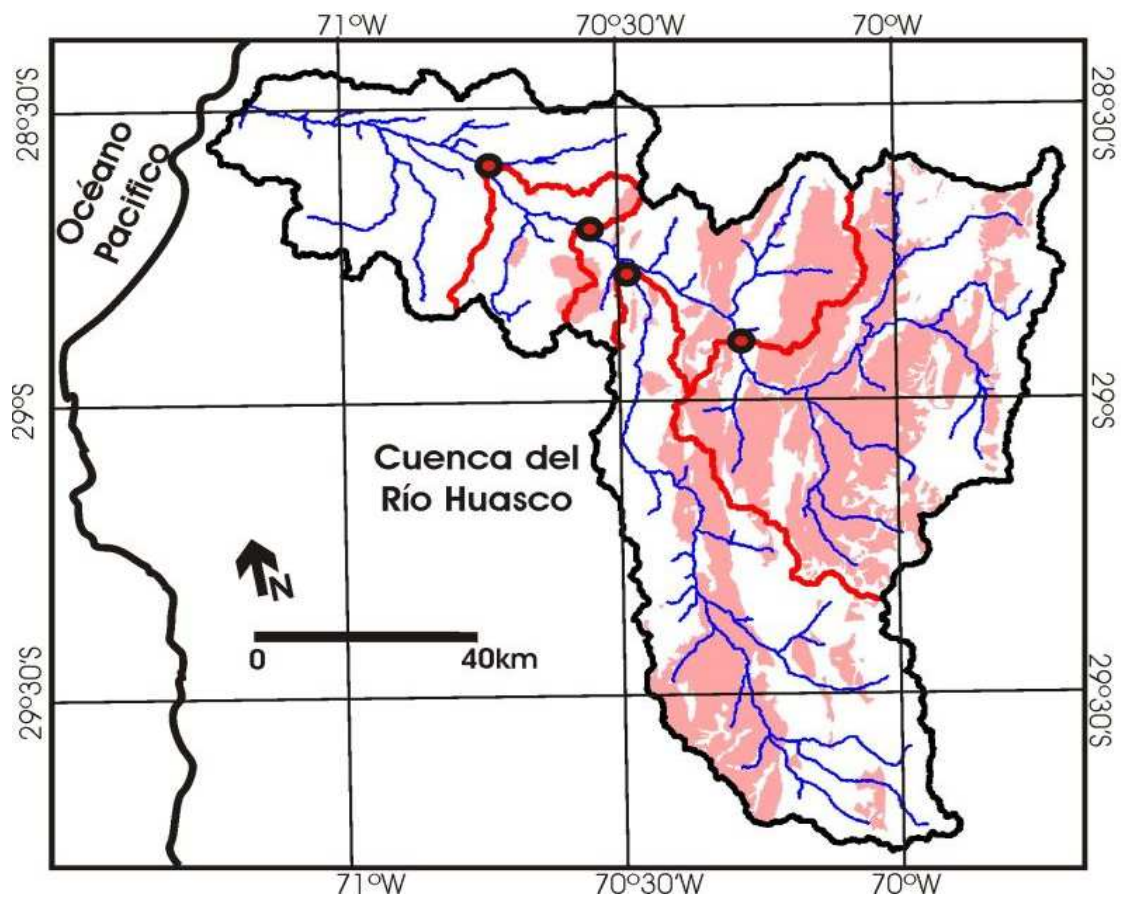


Figura 1.7: Mapa que incluye la posición de las muestras de sedimentos fluviales recolectadas en la cuenca del Río Huasco. Las líneas rojas marcan los límites de las cuencas vertientes aguas arriba de cada punto de muestreo. En áreas coloreadas se presentan las superficies graníticas-granodioríticas de la cuenca vertiente.

1.3.5. Dataciones por concentración de núclidos cosmogénicos

Para tener una idea de los tiempos de erosión y deposición de las geoformas cartografiadas en la cuenca del Río Huasco, se realizaron dataciones absolutas, las que permitieron precisar la morfoestratigrafía. Fueron dos las técnicas de datación utilizadas: dataciones a partir de la determinación de la concentración de ^{14}C en materia orgánica intercalada en los depósitos

fluviales, y edades de exposición a la radiación cósmica de las superficies generadas por la erosión y depositación de los sedimentos glaciogénicos, a partir de la medición de la concentración de ^{10}Be en clastos de morrenas y superficies estriadas de *verrous*.

1.3.5.1. Datación por AMS ^{14}C

De los tres principales isótopos de carbón que existen en la naturaleza (^{12}C , ^{13}C y ^{14}C) el ^{14}C es el menos común, y representa solo el 0.00000000010% del carbón presente en la atmósfera. Por otra parte es el único inestable y radiactivo con una vida media de 5568 ± 30 años (*Libby half-life*; Libby, 1955). Este isótopo se forma en la atmósfera como resultado de la interacción entre neutrones derivados de la radiación cósmica y los átomos de ^{14}N en la atmósfera ($^{14}\text{N} + \text{neutrón} \Rightarrow ^{14}\text{C} + \text{protón}$). El ^{14}C se oxida y pasa a formar CO_2 , compuesto que es integrado a través de la fotosíntesis y la cadena alimenticia a las plantas y animales, junto con los otros isótopos de carbón estables. Así, plantas y animales que utilizan carbón en su ciclo biológico, adquieren los isótopos de carbón durante su tiempo de vida en las proporciones que se conocen en la atmósfera y que son relativamente estables en el tiempo.

La técnica de datación por ^{14}C se basa en la medición de la concentración de este isótopo en muestras de restos de materia orgánica. En el momento que las plantas o animales mueren, deja de integrar carbón y el ^{14}C decae en forma constante y espontánea en ^{14}N ($^{14}\text{C} \Rightarrow ^{14}\text{N} + \text{partícula beta}$). Midiendo la concentración de ^{14}C en una muestra de resto de material orgánico, es posible conocer la edad de muerte del organismo. Sin embargo, luego de 50 a 60 ka (10 veces la vida media del ^{14}C) la concentración de ^{14}C en la muestra es muy pequeña para ser medida, por lo que el límite de tiempo de datación de esta técnica es de entre 50 y 60 ka.

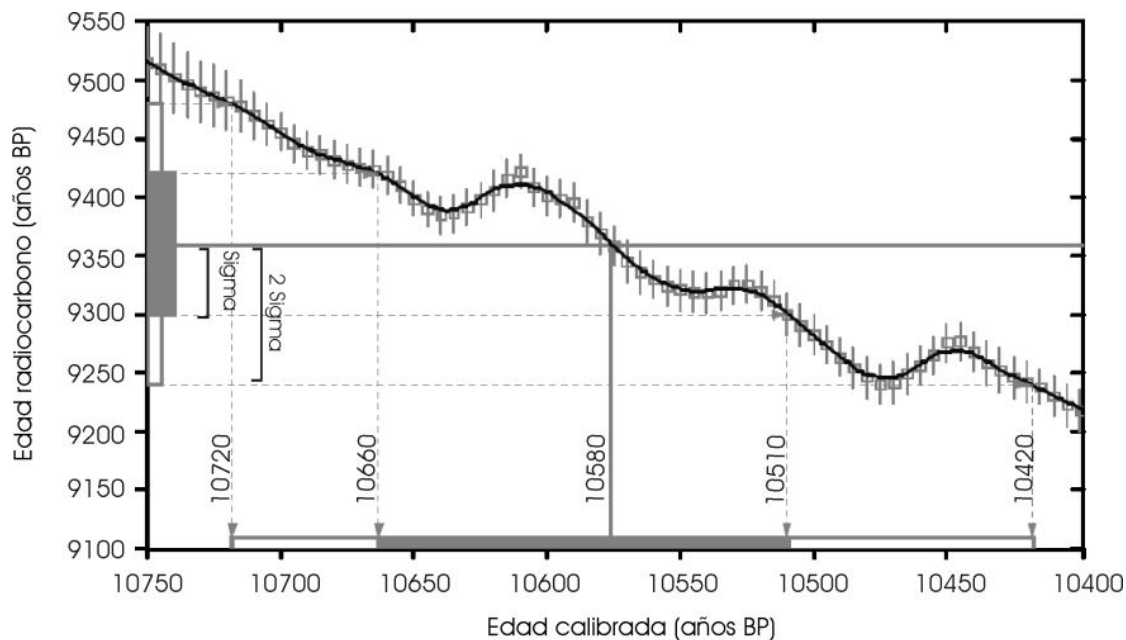
Si los restos de materia orgánica son rápidamente cubiertos por sedimentos que impiden su descomposición, el material orgánico se preservara en forma de carbón intercalado en las capas de sedimentos de un depósito. La recolección de la muestra y la medición de la concentración de ^{14}C en ella, indicaría la edad de depositación del sedimento, eso si consideramos que el periodo de tiempo entre la muerte del organismo y su depositación es despreciable. En la cuenca del Río Huasco se recolectaron 26 muestras de restos de materia orgánica, principalmente intercalados en capas de sedimentos finos de depósitos fluviales, y eventualmente en material carbonoso que se distribuye como cemento que aglutina los clastos (Fig. 1.3).

La pequeña masa de las muestras recolectadas (6 - 0,5 gramos) determinó que la medición de ^{14}C se realizara por un espectrómetro de masa por aceleración (AMS). La técnica de AMS ^{14}C permite la medición de pequeñas cantidades de ^{14}C en muestras de solo algunos miligramos, lo que trasciende en una mayor selectividad del material a datar, en ordenes de error mucho menores, y en la posibilidad de guardar parte de material como contramuestra, entre otras ventajas dependiendo del tipo de estudio. Sin embargo son sustancialmente más caras con relación a las mediciones radiométricas tradicionales por lo que antes de la medición se debe estar seguro del objetivo y conveniencia de la edad AMS ^{14}C . Luego, un buen control geomorfológico y estratigráfico de las muestras a datar es clave al momento de utilizar esta técnica.

El procedimiento empleado se puede separar en cuatro etapas: 1. recolección y separación de las muestra. 2. Preparación química de la muestra. 3. medición de la concentración de ^{14}C . 4. Corrección y calibración calendaría de la edad medida. La recolección de la muestra y separación de la fracción a analizar se realizo con la precaución de no utilizar ningún material derivado de tejidos orgánicos que pudieran haber contaminado la muestra. Luego las

muestras fueron enviadas al laboratorio *Beta Analytcs Inc. (Miami, USA)*, donde se realizaron las siguientes tres etapas.

Según el procedimiento descrito por el laboratorio *Beta Analytcs Inc. (<http://www.radiocarbon.com/analytic.htm>)*, la preparación química de la muestra incluye la sintetización del carbón por benceno (92% C) y luego su reducción en grafito (100% C). Luego de la preparación química la muestra es enviada al *accelerator-mass-spectrometer (AMS)* para la medición de la concentración de ^{14}C . La edad medida se corrige por la razón $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ entregando la edad convencional ^{14}C . La edad convencional es la más apropiada edad radiocarbono, que luego es calibrada según curvas calendarias construidas a través de muestras de anillos de árboles ancianos cuya edad es conocida (Fig. 1.8). La diferencia entre la edad convencional y la edad calibrada es principalmente el resultado de variaciones de la radiación cósmica en el tiempo. La edad calibrada que considera dos sigmas tiene una probabilidad del 95% y es la que se presenta en este trabajo como la más probable edad de la materia orgánica contenida en los depósitos sedimentarios. Para el caso de las muestras de la cuenca del Río Elqui y que son presentadas en el artículo Riquelme et al. (en prensa; Apéndice 2.2) las edades están calibradas según la calibración que exige la revista.



Edad radiocarbónico medida: 9290 ± 60 años BP
 Razón $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$: -20,7

Edad radiocarbónico convencional: 9360 ± 60 años BP
 Intersección edad radiocarbónico con curva calibración: 10580 años BP

Rango edad calibrada
 1 sigma (Probabilidad 68%): 10660 - 10510 años BP
 2 sigma (Probabilidad 95%): 10720 - 10420 años BP

Figura 1.8: Curva de calibración entre los 10750 y 10400 años antes del presente (BP, del inglés *Before Present*). Como ejemplo de calibración se considera una de las muestras recolectadas en la cuenca del Río Huasco (HPN-120108-2), cuya edad medida es de 9260 ± 60 años BP. Luego de la corrección por la razón $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ se obtiene un edad convencional de 9360 ± 60 años BP. Al considerar 2 sigmas, la calibración indica edades de entre 10720 y 10420 años BP, que es considerada como la más confiable aproximación (95% de probabilidad) a la edad del carbón contenido en la muestra.

1.3.5.2. Datación por ^{10}Be

Los nucleidos cosmogénicos son isótopos, tanto estables como inestables, que se acumulan en ciertos materiales terrestres como consecuencia de la interacción de los rayos cósmicos con la materia expuesta en la superficie. La acumulación de estos nucleidos es proporcional al tiempo de exposición de las superficies a la radiación cósmica. Así, al conocer algunos parámetros, como la intensidad de la radiación cósmica, la acumulación del nucleido en la superficie y las tasas de erosión de la superficie, la concentración del nucleido permite estimar la edad de exposición de la superficie terrestre a la radiación cósmica. La edad de exposición puede ser calculada por la solución para t de la ecuación de Lal (1991):

$$C = P / (\lambda + (\rho\varepsilon/\Lambda)) * (1 - e^{-(\lambda + (\rho\varepsilon/\Lambda))t}) \quad \text{eq. 7}$$

En la eq. 7, C es la concentración de ^{10}Be ($\text{at} \cdot \text{g}^{-1}$) y ε es la tasa de erosión ($\text{cm} \cdot \text{a}^{-1}$), P es la tasa de producción en cuarzo de ^{10}Be ($\text{at} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$), λ es el decaimiento constante de ^{10}Be (a^{-1}), Λ es la absorción libre de los rayos cósmicos y ρ es la densidad de la materia que contiene el cuarzo.

En los sectores de ambientes glaciales, o con evidencias de glaciaciones cuaternarias, se utiliza el cálculo de edades de exposición para datar las superficies de morrenas. Una vez formada la morrena glacial, ésta comienza a recibir rayos cósmicos que al incidir sobre los clastos en superficie producen los nucleidos cosmogénicos. Particularmente, las edades calculadas son de utilidad para comprender la historia de la dinámica glacial del Pleistoceno-Holoceno. En este trabajo se midieron las concentraciones de ^{10}Be en el cuarzo contenido en seis muestras de bloques que componen la superficies de morrenas y de una muestra de superficie de *verrou* que representan afloramientos con estrías glaciales en el valle el Encierro, unos de los principales valles glaciales de la

cuenca del Río Huasco (Fig. 1.3). Las edades permitieron estimar los tiempos de depositación de las morrenas asociados a distintos avances glaciales del Pleistoceno tardío y en el caso de la edad de las superficies de *verrou*, sugiere la edad de retiro del glaciar.

En la interpretación de las edades de las superficies de las morrenas, se debe tener extremo cuidado en los factores geológicos que controlan la evolución de cada superficie. En efecto, las edades también pueden indicar los tiempos de movilización y/o estabilización geomorfológica de las superficies, resultado de la retirada de los glaciares o fases lluviosas posteriores, cuya concentración de ^{10}Be subestiman la edad de depositación de la morrena. Para minimizar los errores de dataciones, se recolectaron muestras de grandes bloques localizados en la cresta de las morrenas y que no presenten evidencias de removilización. Para una mayor certidumbre de los tiempos de depositación, se utilizó el modelo de máxima edad (*old age model*; Zech et al., 2006, 2007), que sugiere que la edad más antigua obtenida en los clastos de una morrena, es la mejor estimación de la edad de su depositación. Sin embargo, este modelo debe utilizarse con cuidado, ya que se debe considerar la herencia de ^{10}Be que pueda tener la superficie del bloque resultado de periodos de exposición más antiguos y que resultan en la sobreestimación de las edades de depositación. En el caso de las muestras extraídas en superficies de *verrou*, la edad es muy confiable, por no haber sido movilizadas, ni poseer herencia dada la eficiencia de la erosión glacial.

Las muestras se enviaron al Laboratorio de Nucleido Cosmogénico de la Universidad de Edimburgo, Escocia, a cargo del Dr. T. Dunai. El tratamiento de las muestras en el laboratorio es similar al descrito en el método de estimación de tasa de erosión por nucleidos cosmogénicos, es decir, separación del cuarzo en forma mecánica y química, disolución parcial y eliminación del borde exterior de los cristales de cuarzo por ácido fluorhídrico (HF), disolución total del cuarzo en este mismo ácido, separación de las impurezas por medio de precipitaciones

químicas selectivas y columnas de intercambio de catión y anión, y finalmente la oxidación y ataque con Nb de la solución, para luego medir la concentración de ^{10}Be con el espectrómetro de masa por aceleración.

La edad de exposición fue calculada usando el sistema de escala de Nishiizumi et al. (2007) que considera que la vida media del ^{10}Be es de 1,36 Ma, y que a nivel del mar y en altas latitudes la tasa de producción de ^{10}Be es de $4,5 \text{ at} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$ (Balco et al., 2008). El cálculo fue obtenido en la plataforma *CRONUS-Earth online calculators* (<http://hess.ess.washington.edu>), donde se introdujeron la posición geográfica (altitud, latitud, longitud), el factor de máscara topográfica (96 - 98 %) y la profundidad de la muestra (<3 cm). Dado el clima semiárido y el muestro de grandes bloques, se considero intrascendente el efecto de la erosión en las superficies, así como de la cobertura de vegetación, nieve o sedimentos en ellas. Utilizando estos parámetros fueron recalculadas las edades de once muestras de morrenas presentadas por Zech et al. (2006) en el Valle el Encierro, que junto con las edades aportadas por este trabajo suman en total dieciocho edades de exposición para este valle.

CAPITULO 2: ANTECEDENTES TECTONICOS Y CLIMATICOS DE LOS ANDES SEMIÁRIDOS DEL NORTE DE CHILE

La relación entre los factores tectónicos y climáticos son los que determinan los modos y mecanismos de transferencia de materia en la superficie terrestre. Así, la variabilidad de estos factores explican los cambios en la velocidad y en los mecanismos de erosión, transporte y depositación de sedimentos. En este capítulo se presenta una revisión del estado del conocimiento en torno a la evolución tectónica y climática de los Andes semiáridos durante el Neógeno. La presentación del estado del conocimiento en estas materias, es fundamental para interpretar las variaciones espaciales y temporales de las velocidades y de los mecanismos de transferencia de materia en los Andes semiáridos.

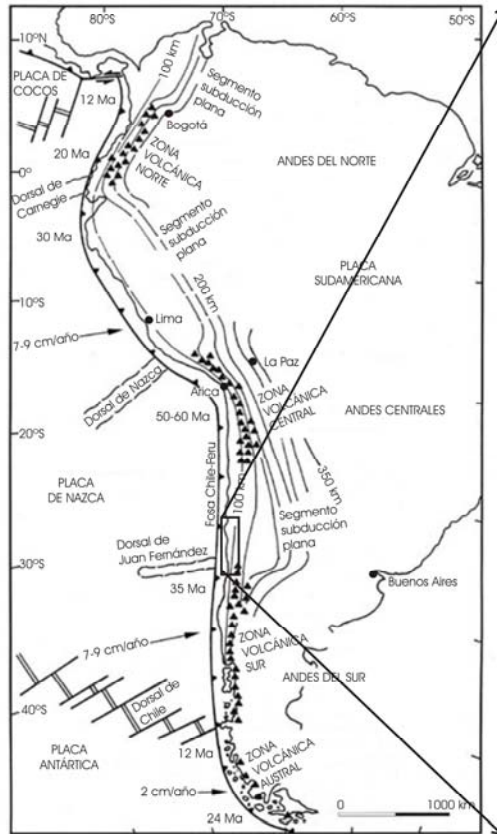
Cabe señalar que los factores tectónicos se registran en los modos y mecanismos de transferencia de materia a escala de millones de años, mientras que la influencia de los factores climáticos queda registrada a escala de miles de años. Es por esto, que la revisión de los antecedentes climáticos y tectónicos se desarrolla a diferentes escalas de tiempo: los factores tectónicos son revisados a escala de millones de años involucrando a todo el Neógeno, mientras que los factores climáticos a escala de miles de años, abarcando las fluctuaciones climáticas asociadas al último ciclo glacial-interglacial del Cuaternario Tardío.

2.1. Tectónica y orogénesis Neógena de los Andes Semiáridos

El alzamiento de los Andes Centrales resulta del acortamiento cortical y actividad magmática asociada a la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana (Coira et al., 1982). Es durante el Neógeno cuando se desarrolla una de las más importantes fases de construcción de los Andes, la Fase Quechua de la orogénesis andina, que coincide con el aumento de las tasas de convergencia entre las placas Nazca y Sudamericana, luego de una restructuración de las placas oceánicas (Pilger, 1984; Wortel, 1984; Pardo-Casas y Molnar, 1987). En este contexto orogénico, la subducción de *plateaux* oceánicos, como el ridge de Juan Fernández, han jugado un importante rol en la horizontalización de la subducción en los Andes semiáridos (Fig. 2.1B, Yañez et al., 2001; Pardo et al., 2002; Yañez et al., 2002, Espurt et al., 2008), y en la evolución tectónica y magmática del ante-arco durante el Neógeno (Kay y Abruzzi, 1996; Kay et al., 1999, 2005; Kay y Mpodozis, 2002).

La región de ante-arco en los Andes semiáridos está segmentada por el sistema de Falla Vicuña – San Félix de vergencia hacia al Oeste, y de dirección N-S (Reutter 1974; Maksaev et al., 1984; Mpodozis y Cornejo, 1986; Nasi et al., 1985). Este sistema de falla divide los Andes semiáridos en dos segmentos longitudinales de dirección N-S: la Cordillera de la Costa-Depresión Intermedia y la Cordillera Principal.

A: Segmentación tectónica de los Andes



B: Mapa geológico de los Andes semiáridos

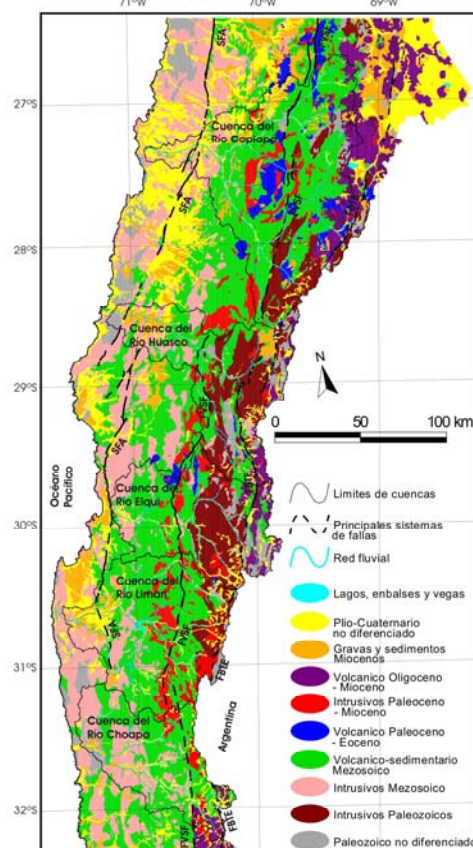


Figura 2.1: (A) Principales rasgos tectónicos y segmentación de los Andes. (B) Mapa geológico regional de los Andes semiáridos, simplificado de Sernageomin (2003). Se incluye la posición del Sistema de Falla de Atacama (SFA), de la Falla Vicuña – San Félix (FVSF) y de la Falla Baños del Toro – El Encierro (FBTE) y las divisorias de aguas de las cinco principales cuencas que cruzan el ante-arco andino.

2.1.1. Cordillera de la Costa-Depresión Intermedia

Las mayores estructuras de la Cordillera de la Costa de los Andes semiáridos son fallas de dirección NNE – SSW agrupadas en el segmento más austral del Sistema de Falla de Atacama (Fig. 2.1B; Segmento El Salado; Arabasz 1971; Naranjo, 1987). Este segmento, a su vez, se ha subdividido en tres sistemas de fallas principales de rumbo NNE – SSW (Fig. 2.2): Zona de Cizalle Infiernillo, el Sistema Corrido y Plegado Los Colorados y la Zona de Cizalle Algarrobo (Arévalo et al., 2003). Este sistema de fallas representa el eje de un arco magmático Jurásico-Cretácico que generó grandes complejos intrusivos y secuencias volcánicas (Fig. 2.2), cuyos remanentes erosionados conforman la Cordillera de la Costa (García, 2001). Así, la Cordillera de la Costa en la región semiárida representa un relieve anciano que, a pesar de su larga historia, ha sido escasamente denudado (<3 km) desde el Cretácico Superior (Cembrano et al., 2003).

Si bien, existen evidencias de tectónica Cenozoica en esta cordillera, los movimientos involucrados son mucho menores que aquellos registrados para este periodo en la Cordillera Principal (Cembrano et al., 2003). Registros de actividad tectónica menor, durante el Neógeno, son observables en el núcleo Desierto de Atacama, al norte de la zona de estudio, donde el clima más árido permite su preservación (e.g. González et al., 2003). Sin embargo, también en el extremo sur del Desierto de Atacama, se pueden observar registros geomorfológicos y estratigráficos de la actividad tectónica durante el Neógeno en la cordillera de la Costa. En efecto, los sucesivos pulsos de agradación e incisión de gravas depositadas en paleo-valles que habían sido labrados durante el Oligoceno – Mioceno inferior y cuyas facies sedimentarias son correlacionables con las Gravas de Atacama (Mortimer, 1973, Paskoff, 1970; Riquelme et al., 2003, 2007; Sillitoe et al., 1968), habría estado controlado en parte por la variabilidad entre el alzamiento y la estabilidad tectónica durante el Mioceno (Riquelme et al., 2003, 2007). Sin embargo, la agradación podría estar ligada a la aridización del clima durante el Mioceno, lo que restringió la capacidad de transporte de sedimentos (Nalpas et al., 2008).

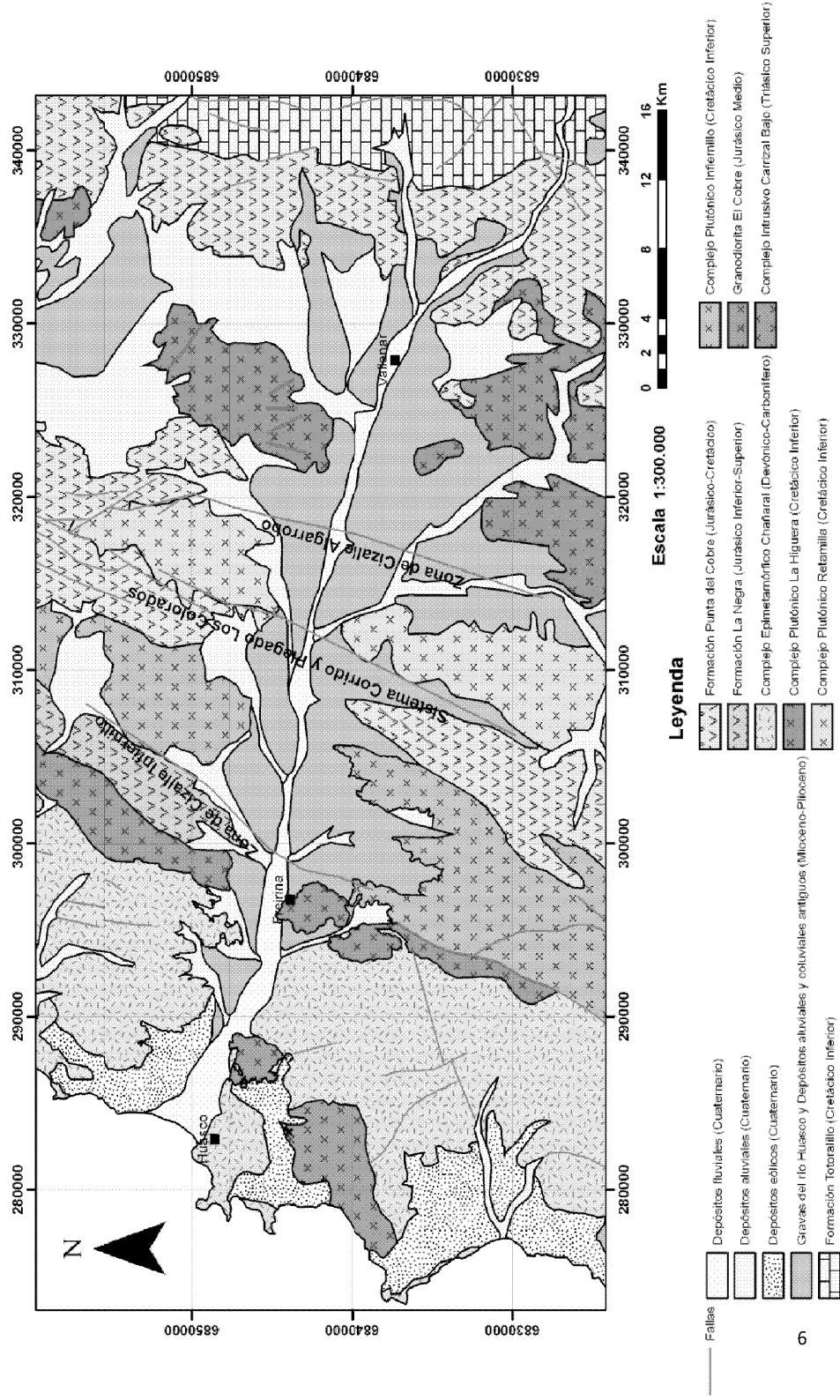


Figura 2.2: Marco geológico regional del tramo inferior de la cuenca del Río Huasco. Se indica los tres sistemas de fallas principales de rumbo NNE – SSW (Arévalo et al., 2003): Zona de Cizalle Infernillo, el Sistema Corrido y Plegado Los Colorados y la Zona de Cizalle Algarróbo. Geología y estructuras simplificadas de Moscoso et al. (1982) y Welkner et al. (2006).

Ante la contundencia de evidencia en ambos sentidos, resulta cómodo pensar que fue la combinación entre el control tectónico y climático, el que determinó la depositación-preservación de las Gravas de Atacama durante el Mioceno, así como el cese de su depositación en el Mioceno Superior. Nalpas et al. (2008) sugieren que el cese de la depositación y la preservación de las Gravas de Atacama, sería la respuesta al paso definitivo a una condición hiperárida durante el Mioceno Superior. A pesar que según las dataciones de K-Ar, la edad mínima de las Gravas de Atacama sería aproximadamente 9 Ma, la falta de la parte superior de la sucesión sugiere que la depositación de ellas pudo haber continuado hasta finales del Mioceno (Naranjo y Paskoff, 1980), cuando procesos de difusión de laderas generaron un pedimento que representa la superficie de las Gravas de Atacama, denominado el Pediplano de Atacama, ampliamente distribuido en el Desierto de Atacama (Hollingworth, 1964; Sillitoe et al., 1968; Mortimer, 1973).

En los Andes semiáridos superficie de pedimentos en la Cordillera de la Costa representan la extensión sur del Pediplano de Atacama. Este pediplano se encuentra escasamente incidido, determinando un paisaje maduro, de bajas pendientes y relativamente plano en la Cordillera de la Costa (Aguilar et al., en preparación; incluido en Apéndice 2.1). El paisaje maduro evidenciaría la predominancia de un régimen tectónico estable, con tasas de alzamiento moderadas. Sin embargo, en torno a las principales cuencas hidrográficas de los Andes semiáridos, se reconocen secuencias fluviales encajadas en las Gravas de Atacama (Fig. 2.3A), que indicarían que la recurrencia de ciclos de agradación e incisión ha continuado durante el Mioceno Superior – Pleistoceno. Herrera y Verdejo (2009), sugieren que estas secuencias fluviales se encajan entre sí en la cuenca del Río Huasco, formando niveles de terrazas sin evidencias de un control eustático en su origen como planteaba Paskoff (1970), si no que más bien su origen estaría relacionado a las variaciones de la tasa de sollevamiento regional de los Andes como señalaba Mortimer (1973). Sin embargo, los factores climáticos podrían haber jugado un rol preponderante en la incisión y formación de los diferentes niveles de terrazas (Naranjo y Paskoff, 1980).

La actividad tectónica Neógena ha sido también deducida del estudio de sucesiones sedimentarias y terrazas marinas que dan cuenta de la historia de alzamiento y subsidencia del borde costero de la Cordillera de la Costa. En la Bahía de Tongoy (30° Lat. Sur) y en Carrizalillo (29° Lat. Sur), estudios estratigráficos en cuencas marinas Neógenas, indican la alternancia de periodos de subsidencia, entre 12 -10 Ma y 7 - 2 Ma, con periodos de bajas tasas de alzamiento, del orden de 0,02 mm/a para 10 - 7 Ma, a 0,08 mm/a para < 2 Ma (Le Roux et al., 2005, 2006). Le Roux et al. (2005) sugieren que el alzamiento estuvo asociado a la migración del *ridge* Juan Fernández bajo la placa continental. Además, se han propuesto como mecanismos generadores de alzamiento tectónico costero, la ruptura de interfases sismogénicas durante grandes terremotos de subducción (Darwin 1846; Ortlieb et al. 1996); o la interacción entre la erosión tectónica y la posterior subducción del material erodado hasta la interfase entre placa subductada y placa continental (e.g. Melnick y Echtler, 2006).

Es importante destacar la presencia de *facies* fluviales de estuarios en los depósitos de las cuencas marinas Neógenas, concentradas entre los 10 y 4 Ma (Le Roux et al., 2006). Estas *facies* transicionales-continentales podrían evidenciar la respuesta erosiva a pulsos de alzamiento regional post 10 Ma que indican Riquelme et al. (2003), que habría permitido la reconexión del ante-arco interno hacia el océano. Sin embargo, Le Roux et al. (2006) indican que las características sedimentológicas y litológicas de las facies continentales están asociadas a la erosión y transporte de sedimentos acarreados solo desde la Cordillera de la Costa, y no a sedimentos derivados de la erosión de la Cordillera Principal, por lo que más bien su presencia parece estar asociado a periodos de mayor precipitación o alzamiento locales en la Cordillera de la Costa, los que habrían determinado una mayor erosión y transporte de sedimentos.

Otras evidencias de actividad neógena en la Cordillera de la Costa se observan en la zona costera, donde la preservación de terrazas marinas permite el registro de alzamiento relativo durante el Pleistoceno. La altitud y edades de exposición ^{10}Be de terrazas marinas en Altos de Talinay (30° Lat. Sur), indican tasas de alzamiento de entre $0,103 \pm 0,07$ y $1,16 \pm 0,42$ m/ka para el Pleistoceno Superior (Saillard et al., 2009). Más al norte, en Bahía Inglesa

(27° Lat. Sur), Quezada et al. (2007), usando esta vez edades de exposición ^{21}Ne – lo que permite ampliar el rango de edad con respecto a las edades de exposición ^{10}Be -, calcularon tasas de alzamiento más conservadoras, de solo $0,28 \pm 0,02$ m/ka para el Pleistoceno Medio. Marquardt et al. (2004) indican un alzamiento continuo durante los últimos 430 ka, que varía a lo largo de la costa de Bahía Inglesa y Caldera entre 0,23 y 0,39 m/ka, con un valor promedio de 0.31 m/ka. Estos antecedentes revelan que la Cordillera de la Costa se ha alzado generalizadamente desde el Pleistoceno, concordando con el último pulso de alzamiento propuesto por Le Roux et al. (2006).

2.1.2. Cordillera Principal

El paisaje relativamente plano y maduro de la Cordillera de la Costa, finaliza abruptamente en la posición de la Falla Vicuña – San Félix (Fig. 2.1B), dando origen a un paisaje escarpado y joven de la Cordillera Principal occidental (Aguilar et al., en preparación). Esta falla afecta a secuencias volcánicas de edad Cretácico Superior - Paleógeno y cuerpos intrusivos de edad Paleoceno - Eoceno. Las edades de las rocas afectadas por esta falla indican el Oligoceno es la edad máxima de esta falla, época geológica que ha sido atribuida como la edad de inicio del alzamiento de la Cordillera Principal (e.g. Cembrano et al., 2003; Charrier et al., 2005).

Equivalentes a la Falla Vicuña - San Félix se presentan al sur y norte de la zona de estudio. Hacia el sur la Falla Pocuro – San Ramón de dirección N-S, ha sido interpretada como la responsable de la segmentación entre la Cordillera Principal y la Depresión intermedia entre los 36° - 33° Lat. Sur (Brüggen, 1950; Carter y Aguirre, 1965) y de la formación de la Cuenca Extensional Abanico durante el Oligoceno – Mioceno inferior (Charrier et al., 2005). Por otro lado, en el extremo norte de la zona de estudio y hasta la latitud de Iquique (20° Lat. Sur), se extiende en dirección N-S el Sistema de Falla de Domeyko (Maksaev y Zentilli, 1999; Tomlinson et al., 1994; Mpodozis et al., 1993). Este sistema de fallas separa diferentes dominios litológicos del Mesozoico, indicando que el comienzo de su actividad y su influencia en la configuración del ante-arco se produjo en el Jurásico (Cornejo et al., 1993,

Cornejo y Mpodozis, 1996; Tomlinson et al., 1999). Durante el Eoceno-Oligoceno inferior una deformación transpresiva siniestral es acomodada por esta falla, acompañada por la formación de un arco volcánico–intrusivo (Reutter et al., 1991; Niemeyer, 1999; Tomlinson et al., 1999; Randall et al., 2001).

A pesar de la evidente interrupción morfológica que representa la Falla Vicuña – San Félix y sus extensiones hacia el norte y sur del área de estudio, son escasos los registros de su actividad Neógena. En el extremo norte de la zona de estudio se han identificado escarpes menores, que Audin et al. (2003) atribuyen a la reactivación Plio-Cuaternaria del Sistema de Falla de Domeyko, que habría generado movimientos relativos entre la Depresión Intermedia y la Precordillera. Por otro lado, Rauld et al. (2006), basándose en la observación de escarpes de fallas a la latitud de Santiago (33° Lat. Sur), indican que la Falla San Ramón-Pocuro, presentó una importante actividad de movimiento inverso durante el Neógeno e incluso podría haber estado activa recientemente. Estudios geomorfológicos al norte de la región de estudio han sugerido un mecanismo alternativo de alzamiento (Isacks, 1988; Lamb et al., 1997; Riquelme et al., 2007), y que fue acomodado por un basculamiento y flexura regional del ante-arco de aproximadamente 1,3°, más que al acomodo por fallas particulares.

Al este de la traza de la Falla Vicuña – San Félix, se suceden una serie de fallas inversas de alto ángulo, de dirección N–S (Fig. 2.1B). Estas fallas seccionan a los intrusivos del Carbonífero – Triásico y a secuencias volcánicas del Pérmico – Triásico que dominan la Cordillera Principal. Entre los 28°30' y 30°30' Lat. Sur, se ubica la traza de la Falla Baños del Toro – Chollay (Nasi et al., 1990) a una distancia de entre 50 a 60 km al este de la Falla Vicuña – San Félix (Fig. 2.1B). Según Cembrano et al. (2003), los movimientos de la Falla Baños del Toro – Chollay habrían jugado un importante rol en el alzamiento y denudación de la Cordillera Principal. En efecto, edades trazas de fisión en apatito de entre 34 y 9 Ma parecen confirmar fases de alta tasa de denudación durante el Oligoceno y Mioceno (Cembrano et al., 2003). Por el contrario edades de trazas de fisión más antiguas en la Cordillera de la Costa sugieren escaso alzamiento y denudación. Una discusión en torno a estas edades de trazas de fisión en apatito, y su significancia en cuanto al alzamiento diferencial

de la Cordillera Principal y la denudación resultante, se presenta en el artículo incluido en Apéndice 2.1 (Aguilar et al., en preparación).

Según Charrier et al. (2005), la Falla Baños del Toro – Chollay, así como sus equivalentes hacia el sur, representa una falla normal que inicialmente acomodó la extensión de la Cuenca Abanico, definida entre los 36° y 33° Lat. Sur, y que luego se invirtió en el periodo de engrosamiento cortical del Neógeno. Sin embargo en la Cordillera Principal occidental de los Andes semiáridos las secuencias volcánicas-sedimentarias asociadas a la Cuenca Abanico están ausentes, lo que según Charrier et al. (2005) estaría indicando una fuerte denudación asociada a la inversión de la cuenca que habría erosionado estas secuencias. Cuerpos intrusivos de edad Oligoceno a Plioceno cercanos a las fallas inversas, evidencian el ascenso y estancamiento de magmas por el paso de un régimen extensional a uno compresional que permitió la formación y posterior inversión de la Cuenca Abanico (Charrier et al., 2005).

El sustrato volcánico–intrusivo del Permico – Triasico de la Cordillera Principal, está fuertemente incidido por los sistemas fluviales actuales, los cuales corresponden a cañones que alcanzan 2 km de profundidad. Sin embargo en los interfluvios se preservan vestigios de antiguas superficies de bajo relieve que en rasgos generales son equivalentes al paisaje de pediplanicies de la Cordillera de la Costa. Así, la estructura general del paisaje que denotan estos pedimentos se habría generado a una altura menor a la actual (Farias et al., 2008), es decir, antes del alzamiento de la Cordillera Principal. La respuesta erosiva luego de un pulso de alzamiento de la Cordillera Principal, diseccionó este paisaje sub-planar y habría excavado los valles actuales (Fig. 2.3B). Es la combinación de estas geoformas la que determina el paisaje joven y fuertemente incidido de la Cordillera Principal (Aguilar et al., en preparación).

Al este de la Falla Baños del Toro – Chollay, entre los 28°30' y 30°30' Lat. Sur, se desarrolla una unidad morfo-estructural que se caracteriza por una cubierta de secuencias volcánicas del Oligoceno – Mioceno Superior, que sobreyacen en discordancia al sustrato intrusivo-volcánico del Permico–Triasico (Fig. 2.1B; Martin et al., 1995, 1999; Bissig et al., 2001). La geoquímica de estas secuencias volcánicas evidencia un gradual enriquecimiento de

elementos de tierras raras, que es interpretado como una señal del progresivo engrosamiento de la corteza durante el Neógeno (Kay y Abbruzzi, 1996). Charrier et al. (2005), sugieren que estas secuencias volcánicas, representan los depósitos más orientales de la Cuenca Abanico definida entre los 36° y 33° Lat. Sur, donde sus depósitos se disponen más al oeste, sobre la Cordillera Principal occidental.

Similar a lo que acontece en la Cordillera Principal occidental, los interfluvios de los sistemas fluviales en la Cordillera Principal oriental, están dominados por superficies de bajo relieve. Sin embargo, estas se disponen a mayor altitud y suelen estar cubiertas por secuencias volcánicas Neógenas y afectadas por alteración supérgena. Esta última, responsable de la importante mineralización de oro de la región (e.g. Pascua-Lama). En base a una correlación regional y edades Ar-Ar de rocas volcánicas, Bissig et al. (2002) definieron tres superficies escalonadas de bajo relieve. Estas superficies marcarían tres episodios de pedimentación (16 ± 1 Ma, 13 ± 1 Ma y 8 ± 2 Ma), separados por dos periodos de incisión. La alteración y precipitación de Au-Ag-Cu en la zona estaría ligada a la incisión y la formación de paleo-valles que representan el último de estos pedimentos (Bissig et al., 2002). Una tercera fase de incisión habría incidido al pedimento más joven (8 ± 2 Ma), generando los valles actuales.

Mayores detalles de los relictos de pedimentos localizados en los interfluvios de la Cordillera Principal oriental, así como de su incisión, se abordan en el Capítulo 4 y en el artículo incluido en el Apéndice 2.1 (Aguilar et al., en preparación). Especial interés se desarrolló en torno al cálculo de las tasas de erosión asociada a la incisión de los pedimentos y los factores que la habrían gatillado. La incisión de estos pedimentos podría responder al arribo de la erosión regresiva hasta la Cordillera Principal oriental, en respuesta a episodios de alzamiento ocurrido durante el Oligoceno - Mioceno.

2.2. Caracterización y factores que controlan el clima semiárido

Schwerdtfeger (1976) divide los Andes en tres zonas caracterizadas por su condición climática: **1.** Entre 10° Lat. Norte y 12° Lat. Sur la zona tropical al

está bajo la influencia de flujos atmosféricos húmedos y cálidos generados en el Océano Atlántico y en la Cuenca Amazónica, y que son transportados hacia el oeste (*easterlies*). Estos flujos determinan precipitaciones concentradas en verano austral (Vuille y Keimig, 2004); **2.** Entre 12° y 28° Lat. Sur la zona subtropical está dominada por la presencia del anticiclón del Océano Pacífico, que determina una condición árida a hiper-árida característica del Desierto de Atacama (Van Husen, 1967, Miller, 1976, Aceituno et al., 1993, Vuille y Amman, 1997). En esta zona el debilitamiento o migración estacional del anticiclón permite una alternancia de la influencia de los flujos del oeste durante el invierno y de los flujos del este durante el verano. **3.** Entre 28° y 50° Lat. Sur la zona extra-tropical está bajo la influencia de los flujos atmosféricos generados en el Océano Pacífico, y transportados hacia el este por las corrientes atmosféricas húmedas provenientes del oeste (*westerlies*). Estos flujos determinan la predominancia de precipitaciones durante el invierno (Vuille y Amman, 1997).

Los Andes semiáridos del norte de Chile (28° - 32° Lat. Sur) se localizan en el extremo norte de la zona extra-tropical, zona influenciada por los *westerlies* (Fig. 2.3A). Dada su posición, las lluvias se concentran durante los meses invernales, que entre mayo y agosto representan el 90% de las precipitaciones anuales (Montecinos y Aceituno, 2003). El debilitamiento hacia el sur, junto con el bloqueo que ejerce la Cordillera Andina, impide que los *easterlies*, sean un componente atmosférico importante en el clima de los Andes semiáridos chilenos. De esta forma el clima se mantiene cálido y árido desde septiembre a abril (Montecinos y Aceituno, 2003). Sin embargo, recientes estudios indicarían la importancia del influjo de masas húmedas y cálidas, conducidas por los *easterlies* en la producción de precipitaciones convectivas nivosas durante el verano, y en la actual presencia de glaciares en la Cordillera Principal oriental (Begert, 1999; Kull et al., 2002; Luebert y Plischoff, 2006; Dietze et al., 2008). Masas húmedas asociadas a los *easterlies*, favorecerían la ocurrencia de periodos de mayor humedad durante el Pleistoceno Tardío y Holoceno en los Andes semiáridos (Zech et al., 2006, 2007; Riquelme et al., en prensa).

El gradual debilitamiento de los *westerlies* hacia el norte, implica que los Andes semiáridos correspondan a una zona clave para comprender la acción, en tiempo y espacio, de los *westerlies* y del anticiclón del Océano Pacífico, los dos principales componentes atmosféricos que influyen el clima de la vertiente occidental de los Andes en estas latitudes. En efecto, un marcado incremento de las precipitaciones se observa de norte a sur entre los 28° y 32° Lat. Sur (Luebert y Plischoff, 2006). Las precipitaciones anuales se incrementan hacia el sur desde 25 hasta 200 mm en la Cordillera de la Costa y Cordillera Principal occidental, mientras que en la Cordillera Principal oriental esta variación es desde 50 hasta 400 mm anuales sobre los 3.000 m s.n.m. (Fig. 2.3B) (Almeyda y Sáez, 1958; Miller, 1976).

Las variaciones interanuales de las precipitaciones en los Andes semiáridos están fuertemente controladas por el sistema de Oscilación del Sur El Niño (ENSO en su sigla en inglés). Los periodos calidos de eventos El Niño desencadenan la intensificación y densificación de las lluvias (Aceituno, 1988). Solo son dos las estaciones meteorológicas que han registrado la variación de las precipitaciones desde comienzos del siglo 20 hasta el presente: La Serena (29°54'S, 71°12'W, 142 m s.n.m.), desde 1870, y Puerto Oscuro (31°25'S, 71°34'W, 140 m s.n.m.), desde 1911. El registro muestra la declinación de las precipitaciones durante el siglo 20 (Santibañez, 1997, Le Quesne et al., 2006; Favier et al., 2009). Sin embargo, es durante los primeros 30 años del siglo 20, cuando esta declinación es más notoria, y específicamente a partir del año 1908 resalta la disminución de un 50% de las precipitaciones (Favier et al., 2009).

Debido a la fuerte influencia del ambiente marino son débiles las variaciones estacionales de la temperatura en la Cordillera de la Costa (Miller, 1976). En efecto el promedio de la temperatura máxima para el mes más frío (julio) es de entre 22 y 25°C, mientras que la del mes más calido es de entre 28 y 30°C (Almeyda y Sáez, 1958). Hacia el este, la influencia oceánica en la temperatura disminuye lo que acrecienta las variaciones estacionales de la temperatura. Además, se hace notar la disminución de la temperatura por la creciente altitud de la Cordillera Principal. Es así como sobre los 3.000 m s.n.m. dominan las precipitaciones nivosas, dadas las bajas temperaturas registradas en la Cordillera Principal.

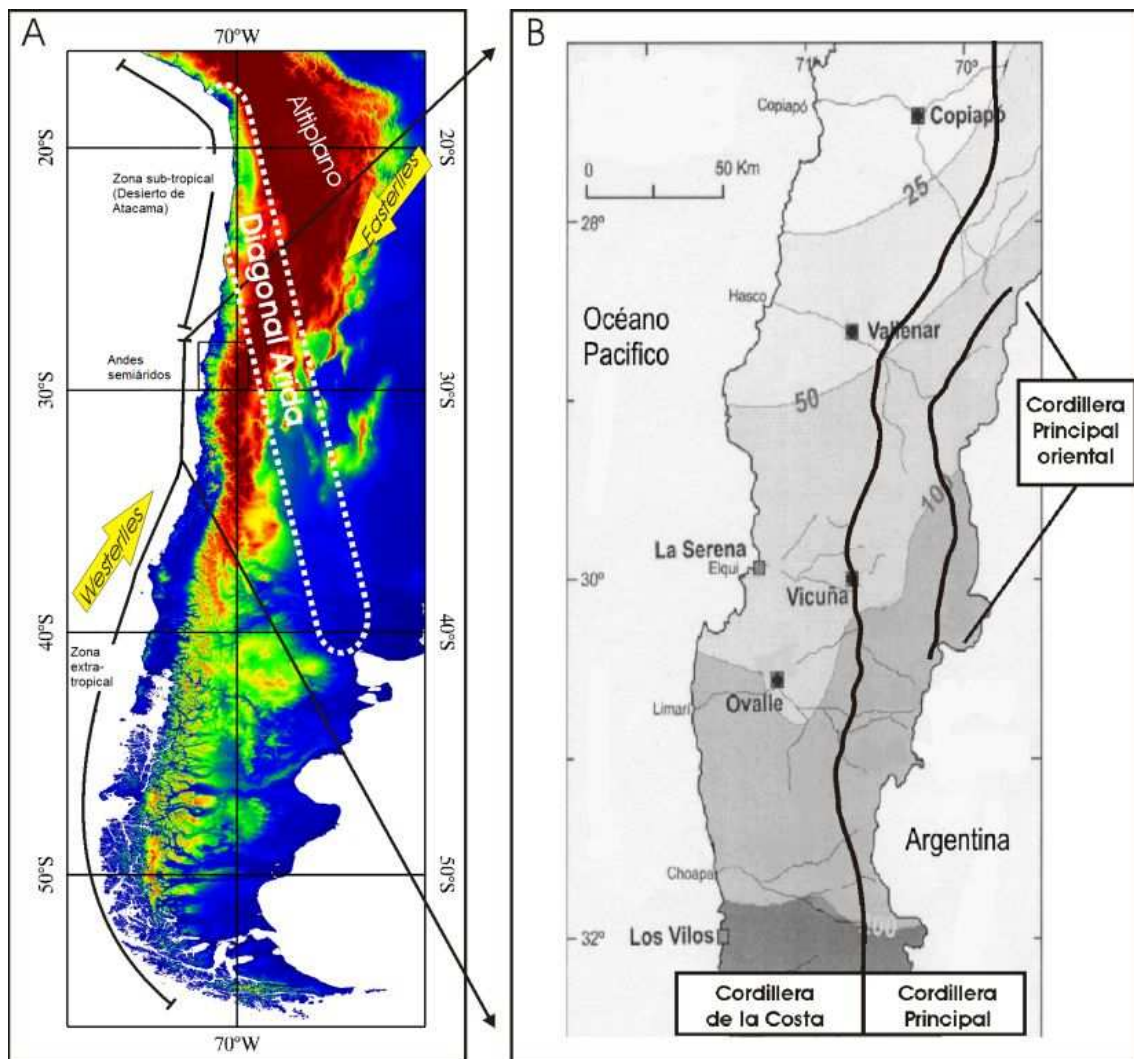


Figura 2.3: (A) Segmentación climática y los principales factores que determinan el clima en los Andes Centrales. (B) Gradiente N- S de precipitaciones en los Andes semiáridos. Las curvas de iso-precipitación (mm/años) fueron calculadas usando el método de interpolación Kriging de medidas de estaciones meteorológicas entre 1964 y 1990. Tomado de Barichivich et al. (2008). Se incluye la segmentación morfo-estructural descrita en la sección anterior.

2.2.1. Precipitaciones orográficas

Un aspecto a remarcar en los Andes semiáridos, es el contraste E-W entre las relativamente escasas precipitaciones anuales en la Cordillera de la Costa y Cordillera Principal occidental, con las abundantes precipitaciones en la Cordillera Principal oriental (Fig. 2.3B). Al norte de los 28° 30' Lat. Sur, las precipitaciones en la alta cordillera (25-50 mm/año) representan el doble de las registradas en las zonas más bajas ubicadas hacia el oeste (<25 mm/año).

Entre los 28° 30' y 30° 30' Lat. Sur, las precipitaciones anuales en la Cordillera Principal oriental (100-400 mm/año) cuadriplican las de zonas más bajas hacia el oeste (25-100 mm/año). Finalmente, entre los 30° y 32° Lat. Sur se debilita el contraste (1:2) entre las precipitaciones en la alta cordillera y las zonas más bajas (100-400 mm/año). Luego, la Cordillera Principal oriental podría estar reforzando el control orográfico de las precipitaciones entre los 28° 30' y 30° 30' Lat. Sur (Fig. 2.3B). Sin embargo, la escasez de estaciones meteorológicas impide una descripción detallada del efecto orográfico de la Cordillera Principal oriental sobre las precipitaciones.

La variación E-W de las tasas de precipitación anual indica la pronunciada dependencia orográfica de las precipitaciones en los Andes semiáridos. Dos factores adicionales a las precipitaciones originadas por flujos frontales provenientes del Océano Pacífico, refuerzan esta dependencia orográfica (Garreaud et al., 2008): **1.** Alzamiento de flujos húmedos de baja altitud sobre la vertiente occidental de los Andes lo que implica que las precipitaciones continentales sean 2 o 3 veces más grandes que las oceánicas. **2.** Durante el verano corredores de baja altitud entre la ladera oriental de los Andes y el Plateau Brasileño, canalizan los flujos húmedos y calidos del este, llevándolos hacia el sur hasta los 35° Lat. Sur.

Cualquiera que sea el factor que gatilla las precipitaciones orográficas, la mayor expresión del contraste E-W, se localiza entre los 28° 30' y 30° 30' Lat. Sur, con una relación de 1:4, coincidiendo con la ubicación de las cuencas de los ríos Huasco y Elqui en la Cordillera Principal oriental (Fig. 2.3B). Si bien, la escasez de estaciones meteorológicas en la alta cordillera andina impide una real valoración de las precipitaciones orográficas en estas cuencas, las mediciones de estaciones meteorológicas existentes, junto a modelos atmosféricos y estudios hidrológicos, indican que las precipitaciones orográficas se incrementan en intensidad y frecuencia en la Cordillera Principal oriental, y que ellas jugarían un importante rol en la alimentación de los caudales de los tributarios ubicados en la alta cordillera de los Andes semiáridos (Favier et al., 2009).

En la cuenca del Río Huasco las estaciones meteorológicas se ubican por debajo de los 2.000 m s.n.m., en la Cordillera de la Costa y Cordillera Principal occidental. El análisis de datos meteorológicos aportados por 11 estaciones

evidencia el aumento de las precipitaciones anuales con la altitud desde 40 a 90 mm/año (Fig. 2.4A). Los datos mensuales muestran que las lluvias se concentran durante los meses invernales, entre mayo y agosto (Fig. 2.4B). A lo largo de todo el año existe la tendencia de aumento de las precipitaciones con la altitud. La ausencia de estaciones en la Cordillera Principal oriental en la cuenca del Río Huasco, impide conocer la estacionalidad y las tasas de precipitaciones por sobre los 2.000 m s.n.m. Sin embargo, ya en la Cordillera Principal occidental, se insinúa el aumento de las precipitaciones con la altitud y la presencia de precipitaciones de verano solo sobre los 1.000 m s.n.m., las que generalmente ocurren en forma nivosa. Vuille y Amman (1997) estimaron que la tasa de precipitación en la alta cordillera de la cuenca del Río Huasco es de 300 mm/a.

La presencia de una estación meteorológica a los 3.160 m s.n.m. en la cuenca del Río Elqui (La Laguna), permite conocer las tasas de precipitación anual en el extremo oeste de la Cordillera Principal oriental, y compararlas con las observadas en zonas más bajas de la cuenca del Río Elqui (Favier et al., 2009). A pesar que el valor promedio de las precipitaciones (161 mm/año) es considerablemente mayor que las registradas en estaciones ubicadas aguas abajo (<110 mm/año), es similar a los valores que aportan estaciones ubicadas a menor altitud, pero en otro brazo de la cuenca del Río Elqui (158 mm/año; Fig. 2.4C). Esta situación sugiere que el gradiente de precipitación con la altitud depende de la orientación de cada tributario de la cuenca, situación que dada la posición de las estaciones meteorológicas no está registrada a lo largo de la cuenca del Río Huasco.

A pesar que se espera que la acumulación de nieve sea mayor en las proximidades de un glaciar, el análisis de los testigos de hielo del glaciar el Tapado (Ginot et al., 2006) (4.500 – 5.200 m s.n.m.), ubicado 3 km aguas arriba de la estación meteorológica La Laguna, argumenta a favor del aumento de las precipitaciones con la altitud en la Cuenca del Río Elqui: entre 1921 y 1998 la acumulación anual fue de 515 mm/año (Ginot et al., 2006), 3,2 veces la precipitación anual reportada entre 1995 y 2006 por la estación meteorológica La Laguna ubicada aguas abajo.

Los datos aportados por la estación meteorológica temporal instalada entre marzo de 1998 a febrero de 1999 en el glaciar el Tapado, indican mayor humedad en diciembre y enero en comparación con los meses entre agosto y octubre (Begert, 1999). Por otro lado, este autor sugiere que entre 1995 a 1997 el porcentaje de precipitaciones convectivas de verano, aumenta con la altitud, en el total de precipitaciones anuales en la cuenca del Río Elqui. Sin embargo, la corta duración de los registros de la estación temporal del Glaciar El Tapado, sumado a las fuertes variaciones interanuales del porcentaje de humedad durante los meses invernales, impide que estos datos sean considerados validos a largo plazo.

Resumiendo, el análisis de los registros de precipitación a lo largo de las cuencas de los ríos Huasco y Elqui indica el aumento del promedio de precipitaciones anuales con la altitud y la presencia de precipitaciones estivales aguas arriba de las cuencas, por sobre los 1.000 m s.n.m. Sin embargo el análisis no permite discriminar si el aumento de las precipitaciones y la presencia de precipitaciones estivales en la Cordillera Principal representan la influencia de flujos húmedos provenientes del este o se relacionan a precipitaciones orográficas que se mantienen durante todo el año, reforzando las precipitaciones frontales durante el invierno, y que en el verano son las que permiten eventos de precipitación en la Cordillera Principal. Sea cual sea el factor dominante, las mayores tasas de precipitación en la Cordillera Principal oriental y la fusión de la nieve acumulada son las que parecen sustentar el recurso hídrico de las cuencas (Favier et al., 2009).

2.3. Hidrografía de los sistemas fluviales

En la vertiente occidental de los Andes se observa un incremento del promedio de la escorrentía superficial desde $0,2 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, a los 18° Lat. Sur, hasta $80 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, a los 43° Lat. Sur (Pepin et al., en prensa). Destaca la variación latitudinal de la escorrentía en los Andes semiáridos, donde, en la cuenca del Río Copiapó por el norte ($0,1 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$), es hasta dos órdenes de magnitud menor que en la del Río Choapa, por el sur ($9,5 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$). El aumento de la escorrentía en los Andes semiáridos presenta una correlación

positiva con las tasas de exportación de sedimentos en suspensión en los ríos: desde $0,5 \text{ t a}^{-1} \text{ km}^{-2}$ en la cuenca del Río Copiapó, hasta $75 \text{ t a}^{-1} \text{ km}^{-2}$ en la cuenca del Río Choapa (Pepin et al., en prensa). La correlación positiva a lo largo de los Andes semiáridos, entre el aumento de las precipitaciones hacia el sur (ver sección 2.2), con el aumento de la escorrentía superficial y las tasa de exportación de sedimentos, sugiere un fuerte control climático en la variación de las velocidades de transferencia de materia al interior de los sistemas fluviales en los Andes semiáridos. Sin embargo, una escala de tiempo de solo decenas de años, no es suficiente para evaluar la escorrentía y transferencia de materia a largo plazo, en una zona árida donde el flujo de agua es esporádico y en general los valles están secos. Es por esta razón que el estudio de la evolución de los valles debe realizarse a una escala de tiempo que abarque los periodos de activación de estos valles.

La abundante precipitación en la Cordillera Principal oriental en relación con las zonas más bajas de los Andes semiáridos, junto con la predominancia de las precipitaciones nivosas, determina una gran acumulación de nieve por sobre los 1.200 m s.n.m. Sin embargo solo por sobre los 4.500 m s.n.m. la nieve perdura el suficiente tiempo para permitir la acumulación de hielo y eventualmente formar glaciares en las cumbres más altas (Favier et al., 2009). Sin embargo, la cobertura de glaciares en los Andes semiáridos alcanza escasamente los 74 km^2 (Garin, 1987; Rivera et al., 2002). A pesar de la escasa cobertura de glaciares, su substancial disminución de volumen durante el siglo veinte sería un importante aporte a la escorrentía en las cuencas durante los últimos 50 años en los Andes semiáridos (e.g. Leiva 1999; Rivera et al., 2002, Oliva y Cerda, 2009). Sin embargo, Favier et al. (2009) indica que la fusión de los glaciares representa menos del 10% de la escorrentía de las cuencas durante los últimos 40 años, y si bien esta contribución ocurre, la reducida área de cobertura glacial no es suficiente para generar un incremento considerable de la escorrentía.

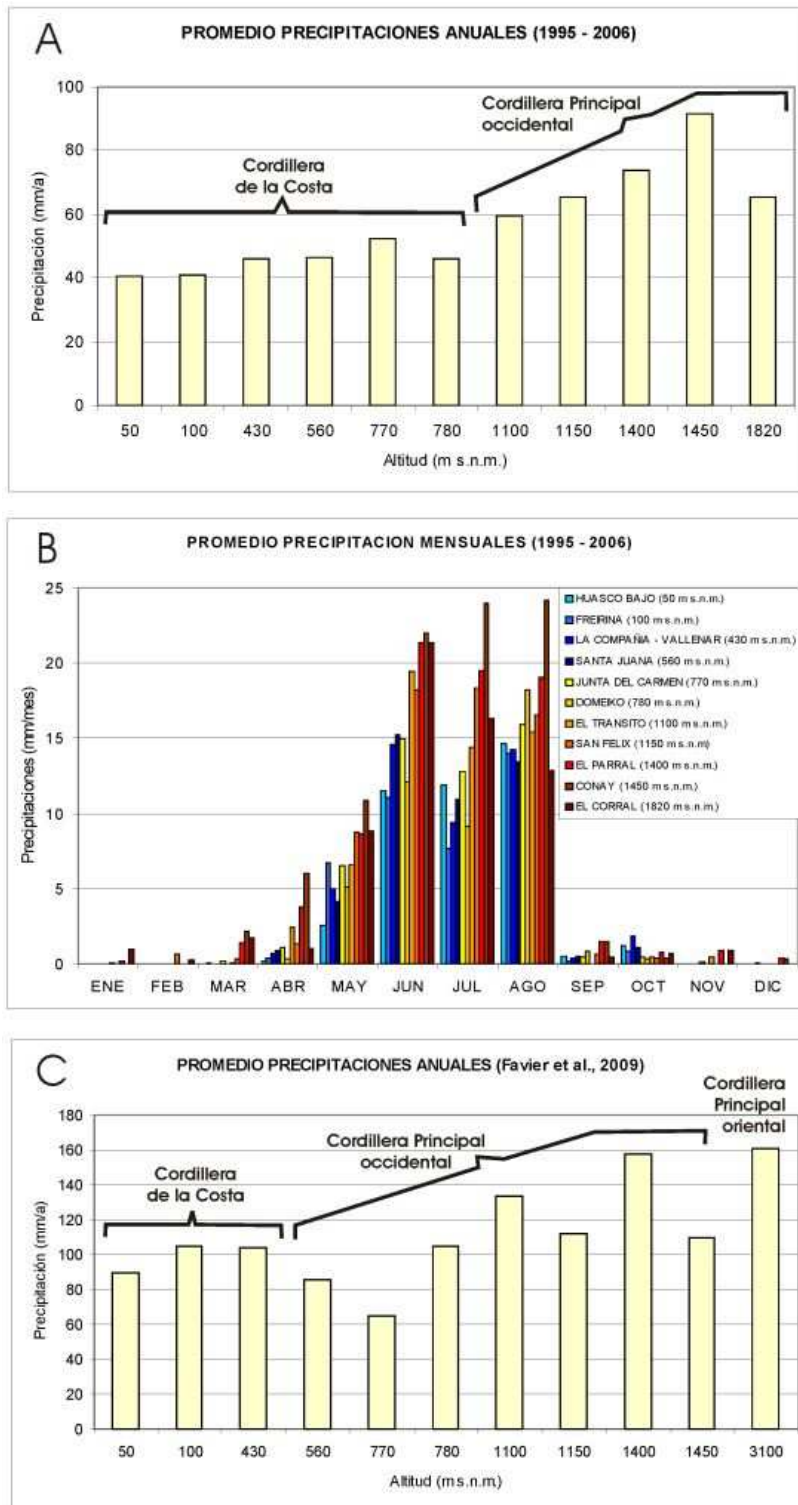


Figura 2.4: Grafico de datos pluviométricos medidos por estaciones de la Dirección General de Aguas ubicadas en las cuencas de los ríos Huasco y Elqui. (A) Promedio de precipitaciones anuales entre 1995 y el 2006 en la cuenca del Río Huasco, (B) Promedio de precipitaciones mensuales entre 1995 y el 2006 en la cuenca del Río Huasco, (C) Promedio de precipitaciones anuales en la cuenca del Río Elqui, tomados de Favier et al. (2009).

La escasa cobertura glacial en los Andes semiáridos, indica que son las extensas superficies cubiertas con nieve las que representan la principal fuente de alimentación de la escorrentía superficial en las cuencas tributarias de la Cordillera Principal oriental. El análisis de imágenes infrarrojas indica, que sobre los 3.000 m s.n.m., la cobertura nival es de 80% y 50%, durante 4 y 6 meses al año, respectivamente (Favier et al., 2009). En la cuenca del Río Huasco, donde la escorrentía superficial entre 1994 y 2006 fue de $1,1 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ (Pepin et al., en prensa), la mayor escorrentía se presenta en diciembre y enero ($\sim 1,6 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$), en relación al resto de los meses (entre 1 y $0,7 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$), lo que evidencia el carácter nival del sistema fluvial (Fig. 2.5A). Favier et al. (2009) puntualiza que junto con las precipitaciones orográficas, la fusión de la nieve durante los meses estivales, representan una gran contribución al balance hídrico de las cuencas tributarias ubicadas a gran altura en la Cordillera Principal oriental de los Andes semiáridos. Estos factores podrían estar condicionando los mayores valores de escorrentía que presentan algunas cuencas en comparación con las precipitaciones que ocurren en su superficie

A pesar que los glaciares son escasos, y es bajo el aporte de ellos al balance hídrico de las cuencas, los glaciares rocosos si están ampliamente distribuidos en los Andes semiáridos (Brenning y Trombotto, 2006; Oliva y Cerda, 2009, Lohse, 2010). En base al cálculo del volumen de los glaciares rocosos y a la estimación de su reserva de agua, Oliva y Cerda (2009) sugieren que estos reservorios son de gran importancia para sostener el régimen hídrico durante los meses estivales. Así, el aporte de los glaciares rocosos podría explicar la ocurrencia de escorrentía estival, durante los meses sin precipitaciones y de nula cobertura nival. El carácter predominantemente nival, implica que los procesos de transferencia de materia al interior de los sistemas fluviales, estén controlados por los deshielos que comienzan en primavera (Fig. 2.5B). Este aspecto será retomado en la Capítulo 4 que trata sobre la estimación de las tasas de erosión en la cuenca del Río Huasco.

2.4. Antecedentes sobre el paleo-clima de los Andes semiáridos

Durante las últimas dos décadas numerosos trabajos han contribuido a la reconstrucción de las variaciones paleo-climáticas del Cuaternario tardío en los Andes Centrales (ver bibliografía citada en Tabla 2.1). En esta reconstrucción resulta fundamental el conocimiento de la cronología y extensión de diferentes registros continentales que responden ante las variaciones de las condiciones de humedad y temperatura. Entre otros, podemos mencionar las variaciones de la cobertura glacial y lacustre, así como cambios en paleo-fauna, flora y suelos.

Son los frentes húmedos provenientes del Océano Pacífico (*westerlies*) y los procedentes desde el Amazonas y del Océano Atlántico (*easterlies*), los que aportan la humedad en los Andes Centrales. La disponibilidad de humedad y precipitaciones aportados por estos dos frentes atmosféricos es la que condiciona la presencia de la dinámica glacial en los Andes Centrales (e.g. Zech et al., 2008). Entonces, la historia glacio-climática de los Andes Centrales, así como la respuesta geomorfológica del relieve a los cambios climáticos, está controlada en gran medida por la evolución de estos flujos de humedad atmosférica.

La revisión de los antecedentes paleo-climáticos que se presenta a continuación abarca el último ciclo glacial-interglacial, desde el *Last Glacial Maximum* (LGM; 24-18 ka B.P.; Mix et al., 2001) hasta el presente. Actualmente el suministro de humedad en los Andes semiáridos es dominado por los *westerlies*, sin embargo estudios recientes indican fuertes variaciones en las condiciones de humedad durante el último ciclo glacial-interglacial y que estarían relacionadas tanto con el fortalecimiento de los *westerlies* (e.g. Veit, 1993; 1996; Lamy et al., 2000), como por la expansión y fortalecimiento de los *easterlies* (e.g. Zech et al., 2006, 2007, 2008).

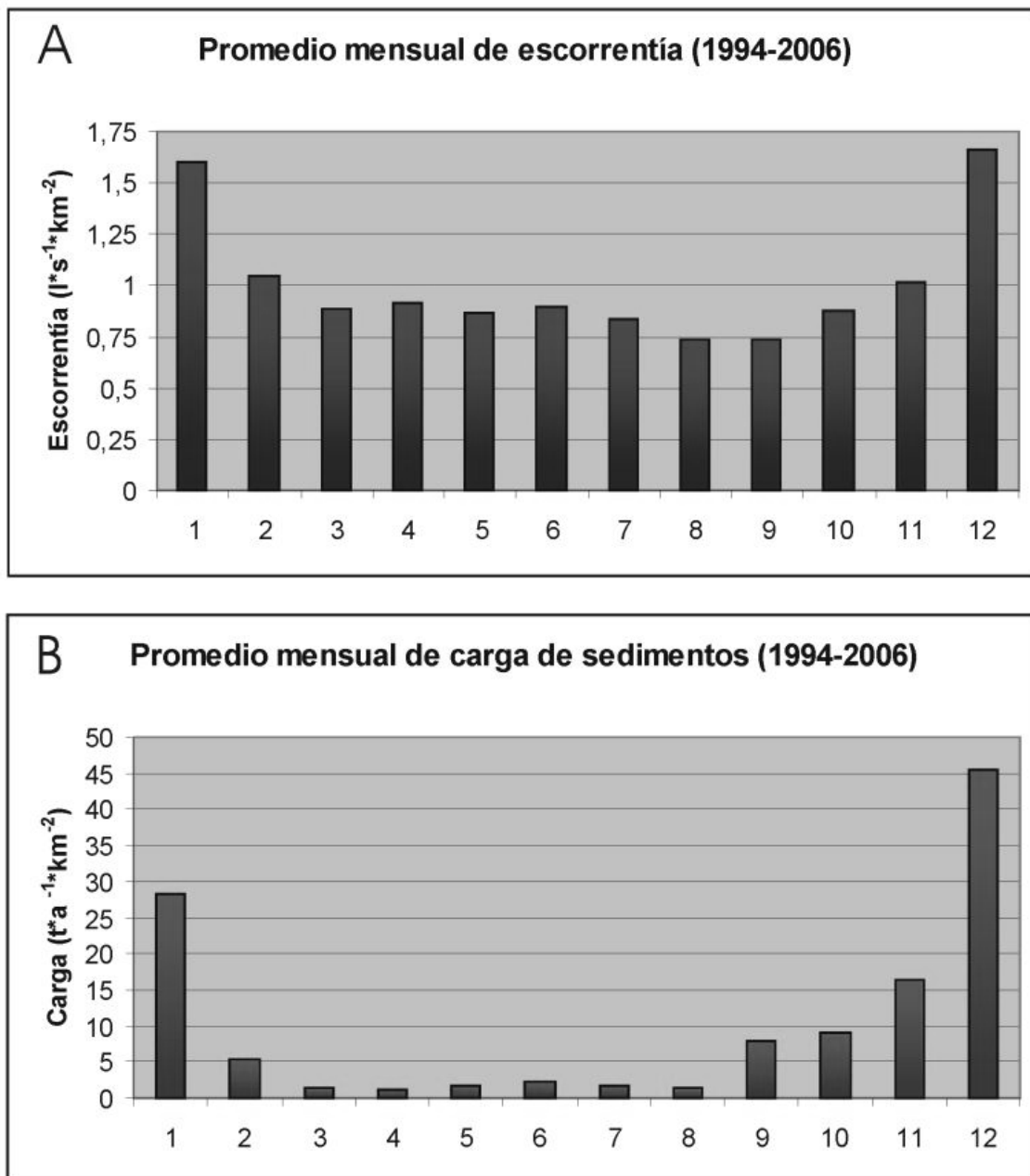


Figura 2.5: Escorrentía y carga de sedimentos en la estación fluviométrica del Río Huasco en Algodones (750 m s.n.m.).

Periodo	Cambios climáticos	Palinología-Paleofauna	Paleo-lacustres	Paleo-glaciología	Paleo-suelos
Último máximo glacial (>18 ka A.P.)	⇔ Fortalecimiento de los <i>westerlies</i> en el Pacífico sur-oriental (3, 10, 11, 31)			⇔ Avance glacial en los Andes tropicales (27, 28, 30). ⇔ Probable avance glacial en los Andes semiáridos (22, 26, 29). ⇔ Avance glacial en los Andes del centro y sur de Chile (3).	
Fase Tauca (18-14 ka A.P.)	⇔ Intensificación de los <i>easterlies</i> tropicales (12, 14, 15)	⇔ Taxas afines con el incremento de precipitaciones en el Desierto de Atacama (1, 21, 23)	⇔ Transgresión lacustre Tauca en los Andes Tropicales (7, 8, 24)	⇔ Avances glaciales en los andes tropicales (7,8,27, 28) ⇔ Avance glacial en los Andes semiáridos (15, 22, 26, 27, 29). ⇔ Aumento de precipitaciones (~600 mm/a) y descenso de las temperaturas (~6°C) en los Andes Centrales (13, 17, 28). ⇔ Último avance de la Glaciación Llanquihue en el centro sur de Chile (10,11).	⇔ Formación de luvisoles en los Andes semiáridos (2, 4)
Fase Coipasa (13-11 ka A.P.)	⇔ Intensificación de los <i>easterlies</i> tropicales (12, 14, 15) ⇔ Intensificación de los <i>westerlies</i> en un contexto general de aridez en los Andes semiáridos (31)		⇔ Transgresión lacustre Coipasa en los Andes Tropicales (7, 8, 24). ⇔ Lagos proglaciales en los Andes semiáridos (29)	⇔ Avances glaciales en los andes tropicales (7,8,27, 28) ⇔ Avances glaciales recesionales en los Andes semiáridos (22, 26, 27, 29).	⇔ Estabilización de morrenas en los Andes semiáridos (22, 26, 29). ⇔ Deposición de sedimentos finos en la Cuenca del Río Huasco (4). ⇔ Exportación de sedimentos desde la alta cordillera de los Andes semiáridos hacia el Océano

Holoceno Temprano – Medio (11-5 ka A.P.)	⇔ Condición Árida y caída (1, 2, 4, 16)	⇔ Taxas afines con la disminución de precipitaciones en el Desierto de Atacama (1, 20, 21, 25) ⇔ Extinción de mega fauna (5)	⇔ Formación de terrazas lacustres en lagunas altiplánicas (24)	⇔ Desglaciación en los Andes semiáridos (22, 26, 27, 29).	Pacífico (31) ⇔ Deposition de conos de detritos en los Andes semiáridos (29) ⇔ Exportación de sedimentos glaciogénicos finos aguas abajo de los frentes glaciales (29) ⇔ Formación de humedales en ambiente semiárido y deposición de sedimentos finos (5, 18, 19, 29). ⇔ Erosión y preservación de suelos en los Andes semiáridos durante el holoceno temprano y medio respectivamente (2, 4).
Holoceno Medio – Tardío (<5 ka A.P.)	⇔ Alternancia de periodos secos y húmedos (2, 4)		⇔ Transgresiones en las lagunas de la Puna (6, 9)	⇔ Pequeños avances glaciales en los Andes semiáridos (9)	⇔ Incipiente formación de suelos en la costa (2,4, 25) ⇔ Exportación de sedimentos glaciogénicos gruesos aguas abajo de los frentes glaciales e incisión de terrazas (29)

(1) Villagran y Varela, 1990 ; (2) Veit, 1993 ; (3) Lowell et al., 1995 ; (4) Veit, 1996 ; (5) Gosjean et al., 1997a ; (6) Gosjean et al., 1997b ; (7) Clapperton et al., 1997; (8) Clayton and Clapperton, 1997; (9) Grosjean et al., 1998 ; (10) Denton et al., 1999 ; (11) Heusser et al., 1999 ; (12) Geyh et al., 1999 ; (13) Kull y Grosjean, 2000; (14) Betancourt et al., 2000 ; (15) Ammann et al., 2001 ; (16) Grosjean, 2001 ; (17) Kull et al., 2002 ; (18) Rech et al., 2002 ; (19) Rech et al., 2003 ; (20) Rech et al., 2003 ; (21) Maldonado et al., 2005 ; (22) Zech et al., 2006 ; (23) Latorre et al., 2006 ; (24) Placzek et al., 2006 ; (25) Maldonado y Villagrán, 2006 ; (26) Zech et al., 2007 ; (27) Zech et al., 2008 ; (28) Blard et al., 2009 ; (29) Riquelme et al., en prensa; (30) Smith et al., 2005abc; (31) Lamy et al. (2000)

Tabla 2.1: Resumen de las principales características paleo-climáticas de la ladera oeste de los Andes Centrales, durante el Pleistoceno tardío – Holoceno.

Separado por una diagonal de extrema aridez ubicada entre los 25 y 27°S (Fig. 2.3A; Grosjean et al., 1998; Kull et al., 2002; Zech et al., 2006, 2007, 2008), donde no se presentan evidencias de actividad glacial cuaternaria, son dos los segmentos de los Andes Centrales que presentan evidencias geomorfológicas de glaciaciones y donde aun persisten pequeños glaciares de montaña: 1. Andes Tropicales, con mayor influencia de los *easterlies* (Ammann et al., 2001), donde el último máximo avance glacial es sincrónico a dos fases húmedas (Clapperton et al., 1997; Clayton y Clapperton, 1997; Blard et al., 2009): entre 18-14 ka A.P. la Fase Tauca y entre 13-11 ka A.P. la Fase Coipasa; y 2. Andes extratropicales con predominancia de los *westerlies* (Veit, 1993; 1996; Lamy et al., 2000), donde está bien documentado un gran avance glacial entre los 24 y los 18 ka A.P., asociado al *Last Glacial Maximum* (LGM), que generó un basto casco glacial sobre la Cordillera de los Andes (Glaciación Llanquihue, Lowell et al., 1995; Denton et al., 1999). Una revisión de los avances glaciales durante el Cuaternario tardío en los Andes Centrales es presentada por Zech et al. (2008).

Los Andes semiáridos se ubican al sur de la diagonal de extrema aridez (Fig. 2.3A), en el extremo norte de los Andes Extratropicales, sin embargo los datos geocronológicos no serian contundentes para indicar la presencia de glaciaciones en fase con el LGM (Zech et al., 2006, 2007, 2008). Varios autores han atribuido la ausencia de avances del LGM a la escasa humedad durante este periodo en los Andes semiáridos, similar a lo que aun persiste en la diagonal de extrema aridez (Zech et al., 2006, 2007, 2008). En efecto, al norte de los 27°S, en la diagonal de extrema aridez, el clima más frío y seco durante el LGM impidió una suficiente alimentación de humedad para generar avances glaciales (Ammann et al., 2001). Por el contrario, Zech et al. (2006, 2007), con edades de exposición ^{10}Be y ^{26}Al en morrenas, han hecho notar que un periodo de humedad y de glaciación en los Andes semiáridos coincide con las fases húmedas tropicales producto de la intensificación de los *easterlies*. Estudios de paleo-suelos indican la formación de luvisoles en los Andes semiáridos, lo que seria concordante con una condición climática más húmeda durante este periodo (Veit et al., 1993, 1996). más al norte, en el Desierto de Atacama, también está documentado el incremento de las precipitaciones

durante este periodo mediante estudios palinologicos (Villagran y Varela, 1990; Maldonado et al., 2005, Latorre et al., 2006).

En resumen, la historia climática del Cuaternario tardío en los Andes semiáridos está caracterizada por una aridización oscilante del clima durante el Holoceno, que a su vez determinó el retroceso de los glaciares construidos durante fases húmedas asociadas al fortalecimiento de los *easterlies* y *westerlies* durante el Pleistoceno tardío. Sin embargo, resulta paradójal la ausencia de un registro más preciso de los avances glaciales asociados al fortalecimiento de los *westerlies* durante el LGM, considerando que son ellos los que actualmente aportan el 90% de las precipitaciones en los Andes semiáridos. Indudablemente, la aridización y la creciente desaparición de los glaciares durante el Holoceno, resultan de una interacción compleja, en tiempo y espacio, entre la disminución de la influencia de los *easterlies* tropicales y la influencia de los *westerlies*.

Los antecedentes paleo-climáticos serán relacionados con las variaciones de los modos y velocidades de transferencia de materia en la cuenca del Río Huasco durante el último ciclo glacial-interglacial. Estudios geomorfológicos sugieren que las variaciones en la capacidad de erosión, transporte y sedimentación de los sistemas fluviales también pueden registrar las variaciones climáticas (Ballantyne, 2002; Riquelme et al., en prensa; Lamy et al., 2000). En el Apéndice 2.2, se incluye un artículo en revisión en la revista *Quaternary Research* (Riquelme et al., en prensa), donde se sugieren variaciones climáticas en los Andes semiáridos mediante la caracterización de los mecanismos de transferencia de sedimentos al interior de la cuenca del Río Elqui. Las implicancias de este estudio en cuanto a los modos de transferencia de materia en superficie serán abordados en extenso en el capítulo de discusiones junto a observaciones similares en la cuenca del Río Huasco.

CAPITULO 3: MORFOMETRÍA DEL RELIEVE EN LOS ANDES SEMIÁRIDOS DEL NORTE DE CHILE

Con el objetivo de diferenciar distintas formas del relieve a gran escala, se desarrolla en este capítulo un análisis morfométrico de las principales cuencas hidrográficas de los Andes semiáridos. La segmentación tectónica y las variaciones latitudinales del clima descritas en el capítulo precedente, hacen de esta región un sitio promisorio para conocer la dependencia de las formas del relieve ante estas variables. Nuestro análisis busca poner en evidencia por medio de la cuantificación de las formas del relieve, variaciones de los mecanismos y los modos de transferencia de masa al interior de las cuencas de drenaje. El análisis nos permite, por otro lado, seleccionar un segmento propicio, para luego, en el capítulo 4, calcular las velocidades de erosión y caracterizar los modos en que se transfiere la materia en las cuencas hidrográficas de los Andes semiáridos.

A lo largo de la región de antearco de los Andes semiáridos se analizaron las variaciones de la pendiente (sección 3.1) y de la hipsometría (sección 3.2). El análisis se realizó en las cuencas tributarias de orden Strahler 2, de las cinco principales cuencas hidrográficas que cruzan el ante-arco de los Andes semiáridos: Copiapó, Huasco, Elqui, Limarí y Choapa. Para un análisis comparativo se distinguieron las cuencas de las diferentes unidades morfoestructurales del ante-arco: Cordillera de la Costa, Cordillera Principal occidental y Cordillera Principal oriental. Los datos morfométricos para el análisis y construcción de las figuras, gráficos y tablas se presentan en el Apéndice 1. Finalmente se realizó una síntesis e interpretación del análisis morfométrico en términos de la articulación entre tectónica y clima, y su impacto en el grado de madurez del relieve (sección 3.3).

3.1. Análisis de pendiente

3.1.1. Variaciones latitudinales de la pendiente

Un análisis minucioso revela que si bien el relieve de la Cordillera de la Costa está dominado por planicies de baja pendiente su extensión varía de norte a sur. La extensión alcanzada por estas planicies se reduce hacia el sur: así; en las cuencas de los Ríos Copiapó y Huasco, el área relativa de estas superficies (pendiente inferior a 4°) varía entre 31 y 24 % del total del área del relieve (Tabla 3.1). Por el contrario, las planicies con valores inferiores a 4° son menos extensas en las cuencas de los Ríos Elqui y Choapa (6 y 5 % del área, respectivamente). Lo anterior evidencia que en general existe una mayor degradación del relieve de la Cordillera de la Costa hacia el sur. Sin embargo, en las zonas donde el borde costero traza penínsulas, se desarrollan planicies que rompen la tendencia de disminución de planicies hacia el sur. En efecto, en la cuenca del Río Limarí las planicies alcanzan el 23% del área de la cuenca, resultado de las extensas planicies de origen marino que se desarrollan en los Altos de Talinay ($30-31^\circ\text{S}$; Fig. 3.1). Similar situación se observa en una península localizada entre la cuenca del río Huasco y del Elqui ($\sim 29^\circ\text{S}$; Fig. 3.1). Sin embargo en este caso la red fluvial de estas cuencas no drena las planicies costeras, por lo que no están incluidas en el área de la cuenca.

Equivalentemente a lo observado en la Cordillera de la Costa, a lo largo de la Cordillera Principal es posible plantear un aumento del porcentaje relativo del relieve con altas pendientes en dirección al sur (Fig. 3.1). Una considerable superficie (6 % del área; Tabla 3.1) de la cuenca del Río Copiapó está cubierta por planicies con valores de pendiente menores a 4° , que representan pedimentos altos y planos ubicados en los interfluvios de la cuenca (ver Capítulo 2, Sección 2.1.1). El resto del paisaje (94% del área), con pendientes mayores a 4° , está conformado por la red de drenaje del Valle del Copiapó. En este caso solo el 5% del área de la cuenca tiene pendientes de valores superiores a los 35° . Más al sur, la cobertura de pedimentos disminuye (3 - 2 % del área) concentrándose en los interfluvios de mayor altitud. A su vez aumenta la superficie con valores de pendiente por sobre los 35° (23 - 11 % del área),

los que se concentran en torno a los cañones que constituyen la red de drenaje de los principales valles. Lo anterior indica un incremento de la incisión del relieve en dirección al sur. Destaca el gran porcentaje de área (23%) con valores por sobre los 35° en la cuenca del Río Elqui.

3.1.1. Variaciones longitudinales de la pendiente

La Figura 3.1 muestra un modelo digital de pendiente para el ante-arco de los Andes semiáridos del Norte de Chile. Resalta la diferencia entre los bajos valores de pendiente en la Cordillera de la Costa, en relación con la Cordillera Principal. El análisis revela que el relieve de la Cordillera de la Costa está dominado por planicies en las cuales las redes de drenaje no comprenden una mayor incisión. Por el contrario, en la Cordillera Principal, altos valores de pendiente se concentran en los principales ejes de la red de drenaje, mientras que los interfluvios dominados por los pedimentos son relativamente más planos. Al considerar las cuencas tributarias, se observa en general una tendencia de aumento de la pendiente media con la altitud del exutorio de las cuencas (Fig. 3.2). Así, en general, las cuencas tributarias de la Cordillera de la Costa tienen una pendiente menor en relación con la Cordillera Principal.

Las cuencas con exutorios más altos y ubicados en el segmento más oriental de la Cordillera Principal, tienen valores de pendiente similares, en relación con las cuencas de la Cordillera Principal ubicadas al Oeste y a menor altitud. Esta similitud, puede asociarse a que la preservación de los pedimentos y la incisión de los valles es equivalente en diferentes posiciones del sistema fluvial. La preservación de un paisaje senil en diferentes posiciones del sistema fluvial es una característica que ha sido atribuida a relieves que están en estado transitorio hacia el equilibrio dinámico, luego que han sido sometidos a un evento de alzamiento (e.g. Carretier et al., 2009a), pero que está lo suficientemente evolucionado como para que la respuesta erosiva ante este alzamiento alcance las zonas más altas del sistema fluvial.

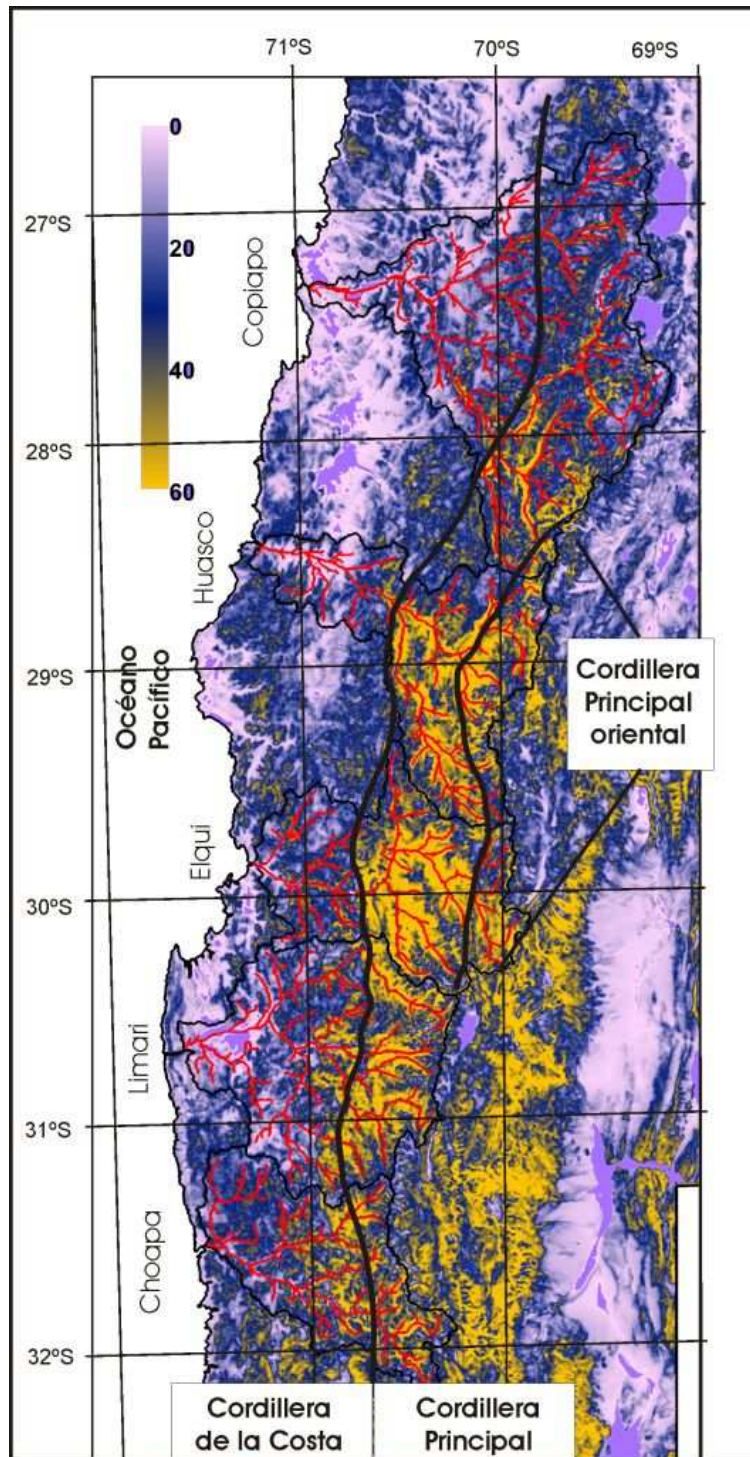


Figura 3.1: Modelo digital de pendientes ($^{\circ}$). Se indican los límites de las cuencas (líneas negras finas), los principales drenes de la red de drenaje (en rojo) y los límites de las principales unidades morfo-estructurales (líneas negras gruesas) del ante-arco de los Andes semiáridos. El modelo fue desarrollado con un modelo de elevación digital de ~ 90 m de resolución horizontal. Se aplicó un filtro de valor medio que considera una ventana de 15 píxeles (detalles en metodología del Capítulo 1). En colores blancos se distribuyen las zonas con pendientes representativas de planicies sin incisión ($<4^{\circ}$); en azul zonas canalizadas donde dominan los *thalwegs* ($4-35^{\circ}$), y en amarillo zonas de dominios de laderas probablemente con pendientes sobre su valor crítico de estabilidad ($>35^{\circ}$).

	Cordillera de la Costa				Cordillera Principal occidental				Cordillera Principal oriental			
	media	<4°	4-35°	>35°	media	<4°	4-35°	>35°	media	<4°	4-35°	>35°
Copiapó	10	31	68	1	18	6	89	5	---	---	---	---
Huasco	12	24	75	1	22	2	87	11	25	3	78	19
Elqui	18	6	88	6	26	2	75	23	25	2	81	17
Limarí	12	23	76	3	24	2	82	16	---	---	---	---
Choapa	17	5	92	3	23	3	84	13	---	---	---	---

Tabla 3.1: Valor promedio de la pendiente y porcentaje de área de las cuencas tributarias de orden Strahler 2 en tres rangos de valor de pendiente, que representan: planicies sin incisión (<4°), dominios de *thalwegs* (4-35°) y laderas proclives a colapsos (>35°). Las cuencas son separadas considerando la unidad morfo-estructural donde se ubica: Cordillera de la Costa, Cordillera Principal occidental y Cordillera Principal oriental. Ver Apéndice 1 para detalles de la morfometría de cada cuenca tributaria.

3.2. Hipsometría de las cuencas

Las curvas hipsométricas de las cuencas de los ríos Copiapó, Huasco y Elqui tienen una forma sigmoïdal a convexa y su integración entrega un valor entre 46 y 41 %, con una leve tendencia de disminución de la integral hipsométrica hacia el sur. Por el contrario, las curvas hipsométricas de las cuencas de los ríos Limarí y Choapa tienen una forma cóncava y su integración entrega un valor entre 35 y 31 % (Fig. 3.3). La hipsometría de las cuencas de los ríos Copiapó, Huasco y Elqui indica un relieve relativamente más joven y en desequilibrio, en comparación con el relieve relativamente más maduro que evidencia la hipsometría de las cuencas de más al sur, en los ríos Limarí y Choapa.

Para cada cuenca se construyeron las curvas hipsométricas de las cuencas tributarias (Fig. 3.3). La variación longitudinal de los valores de la integral hipsométrica (Fig. 3.4), permite diferenciar relieves característicos de las unidades morfoestructurales del ante-arco, y evaluar la distribución de la incisión en ellas. Por otra parte, la variación latitudinal de la integral hipsométrica permite evaluar la evolución de la madurez relativa del relieve a lo largo de las unidades morfo-estructurales de los Andes semiáridos.

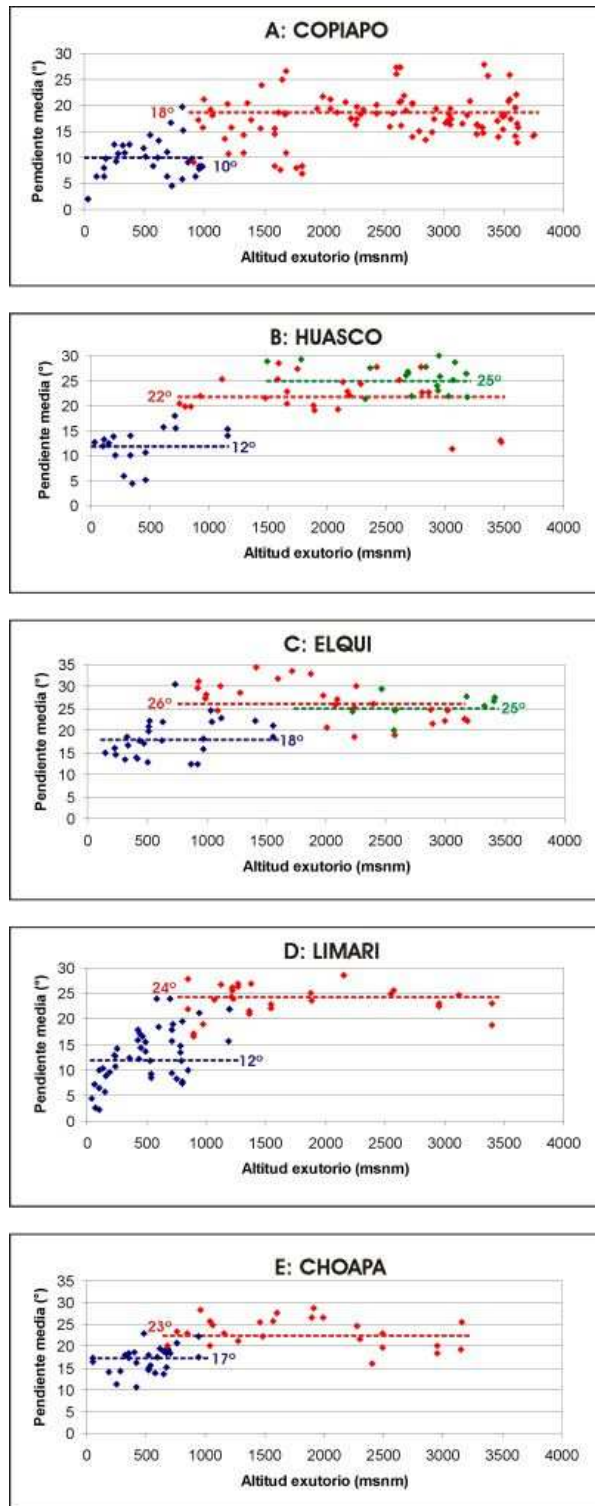


Figura 3.2: Gráficos de la relación entre pendiente media y la altura mínima (exutorio) de las cuencas tributarias de orden Strahler 2. En los gráficos se distinguen las cuencas tributarias de la Cordillera de la Costa (rombos azules), de la Cordillera Principal occidental (rombos rojos) y de la Cordillera Principal oriental (rombos verdes) de las cinco cuencas consideradas: (A) Copiapó, (B) Huasco, (C) Elqui, (D) Limarí y (E) Choapa. En líneas segmentadas se incluye el valor promedio de la pendiente considerando el conjunto de cuencas de la Cordillera de la Costa, Cordillera Principal occidental y Cordillera Principal oriental.

Las estadísticas sobre los valores de las integrales hipsométricas para cada cuenca tributaria se presentan en la Tabla 3.2. Los valores de la integral hipsométrica de las cuencas tributarias de orden Strahler 2 se muestran en el Apéndice 1.

La distribución de la integral hipsométrica en función de la altitud del exutorio de las cuencas tributarias traza una parábola abierta hacia abajo (Fig. 3.4B). El arco de la parábola que representa los tributarios de la Cordillera de la Costa y del sector occidental de la Cordillera Principal, indica una marcada tendencia de aumento de la integral hipsométrica, revelando el paso desde un relieve relativamente maduro en la Cordillera de la Costa, a uno relativamente joven en la Cordillera Principal occidental. El relieve joven de la Cordillera Principal occidental estaría marcado por la presencia de pedimentos en los interfluvios de las cuencas, y que están fuertemente incididas por los valles fluviales. Por el contrario bajos valores de la integral hipsométrica en las cuencas tributarias de la Cordillera de la Costa indican escasa incisión de los valles fluviales. En el artículo incluido en el Apéndice 2.1 (Aguilar et al., en preparación) se analiza y discute en detalle la marcada diferencia morfométrica entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal en la cuenca del Río Huasco.

Es el vértice de la parábola trazada por la distribución de las integrales hipsométricas, el que marca el límite de la tendencia de mayor rejuvenecimiento del relieve hacia el este (Fig. 3.4). Luego de este quiebre, las integrales tienden a decrecer con la altitud del exutorio de las cuencas tributarias. La curvatura del arco de la parábola, es marcadamente menos pronunciada en la cuenca del Río Copiapó en relación con las cuencas de más al sur (Fig. 3.4). La menor curvatura se debe a la presencia de cuencas tributarias con bajos valores de integral hipsométrica en la Cordillera Principal. En efecto, en la cuenca del Río Copiapó, los bajos valores de la integral en la alta cordillera están fuertemente influenciados por la mayor preservación de pedimentos al interior de cuencas intramontanas, en particular a la menor incisión en el brazo norte de la cuenca. Por el Contrario, la hipsometría en el brazo sur es similar a las que se observan en esta misma posición del sistema fluvial en las cuencas más australes (Fig. 3.4).

La disminución de la integral hipsométrica hacia el este en las cuencas de los ríos Huasco, Elqui, Limarí y Choapa (Fig. 3.4) se puede atribuir a: 1. Las cuencas de la parte más oriental de La Cordillera Principal son casi íntegramente compuestas por superficies de pedimentos, y se encuentran colgadas con respecto al actual drenaje, lo que se traduce en un menor valor de la integral 2. La erosión asociada a las glaciaciones Cuaternarias, que excava el relieve formando valles en artesa, homogenizó la distribución de la altitud y consecuentemente disminuyendo el valor de la integral hipsométrica (Brocklehurst y Whipple, 2004; ver Capítulo 1, Sección 1.4.1.2). En la alta cordillera de las cuencas de los ríos Limarí y Choapa, el número de cuencas tributarias que presentan bajas integrales hipsométricas disminuye notablemente en relación con las cuencas tributarias de los ríos Huasco y Elqui (Fig. 3.4).

Cuenca	Cordillera de la Costa			Cordillera Principal occidental			Cordillera Principal oriental		
	Hipsometría (%)		N° de cuencas	Hipsometría (%)		N° de cuencas	Hipsometría (%)		N° de cuencas
	Rango	Prom ±stdv		Rango	Prom ±stdv		Rango	Prom ±stdv	
Copiapó	24-51	39 ± 8	31	26-67	46 ± 8	98	-----	-----	-----
Huasco	32-46	38 ± 4	17	47-74	57 ± 6	26	42-60	52 ± 5	18
Elqui	29-64	47 ± 8	27	41-69	57 ± 6	23	34-56	47 ± 6	12
Limarí	16-63	37 ± 10	44	42-64	53 ± 6	28	-----	-----	-----
Choapa	24-55	42 ± 7	29	36-70	54 ± 8	25	-----	-----	-----

Tabla 3.2: Rango, promedio (prom) y desviación estándar (stdv) de las integrales hipsométricas de las cuencas tributarias de orden Strahler 2 en la Cordillera de la Costa, Cordillera Principal occidental y Cordillera Principal oriental. Se indica el número de cuencas tributarias en cada unidad morfo-estructural. Ver Apéndice 1 para detalles de la morfometría de cada cuenca tributaria.

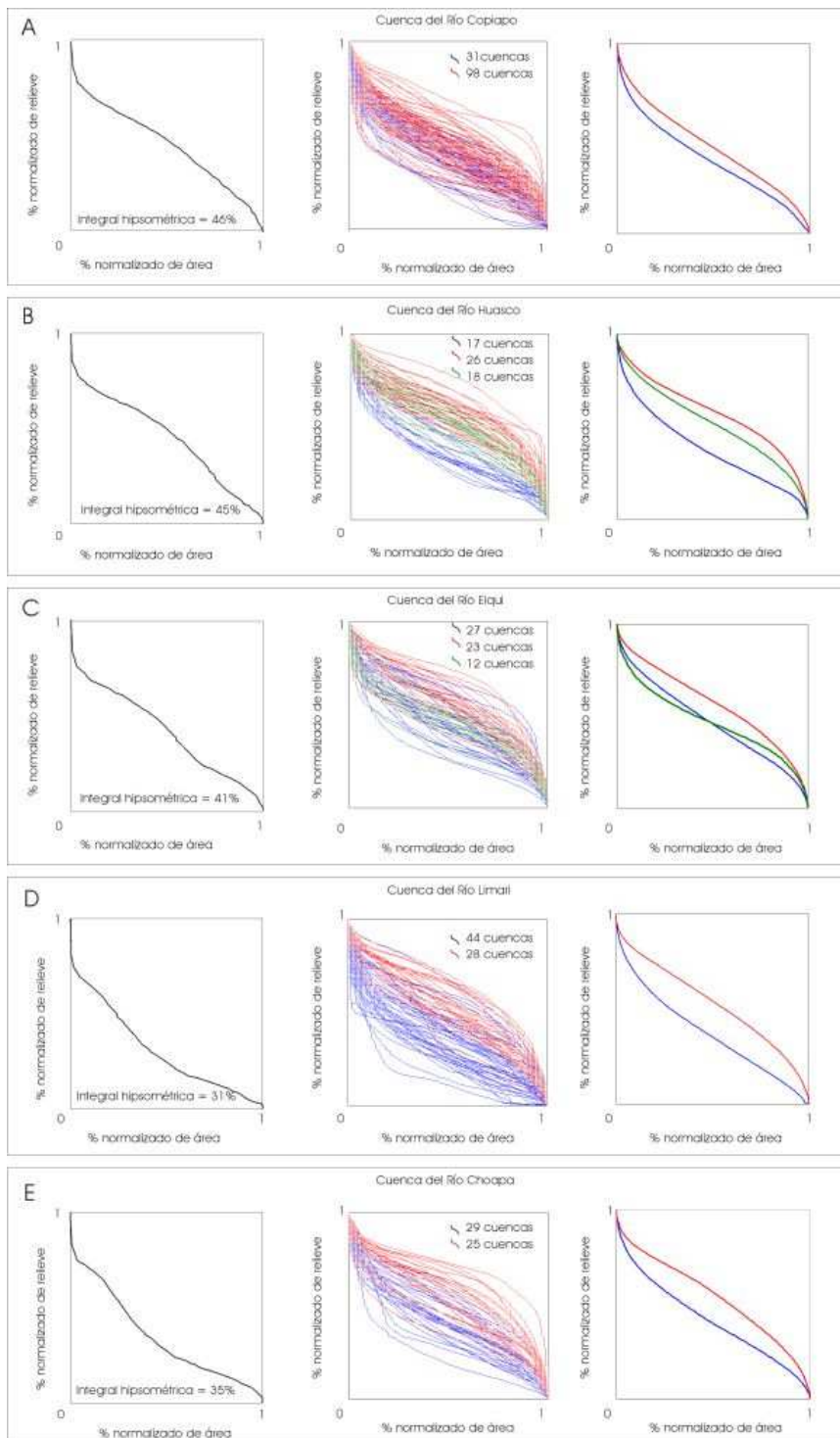


Figura 3.3: Curvas hipsométricas de las cinco cuencas consideradas y de sus cuencas tributarias de orden Strahler 2. De norte a sur las cuencas consideradas son: (A) cuenca del Río Copiapó, (B) cuenca del Río Huasco, (C) cuenca del Río Elqui, (D) cuenca del Río Limarí y (E) cuenca del Río Choapa. De izquierda a derecha se presenta para cada cuenca: curva e integral hipsométrica, curvas hipsométricas de tributarios de orden Strahler 2, promedio de las curvas hipsométricas de los tributarios. Se distinguen las curvas de la Cordillera de la Costa (curvas azules), Cordillera Principal occidental (curvas rojas) y Cordillera Principal oriental (curvas verdes).

3.3. Síntesis y discusión de los principales implicancias del capítulo

El análisis de la pendiente e hipsometría, tanto para el relieve general de las principales cuencas hidrográficas que atraviesan el antearco de los Andes semiáridos, como para sus cuencas tributarias de orden Strahler 2 sugieren variaciones latitudinales y longitudinales del grado de madurez, tanto del conjunto del relieve como de las cuencas tributarias menores. En particular la pendiente y la hipsometría de las cuencas de orden Strahler 2, son herramientas poderosas para analizar la distribución y entender la naturaleza de superficies planas y relativamente altas en las cuencas hidrográficas. En las siguientes secciones se discuten estas variaciones en términos del alzamiento de la Cordillera Principal en relación a la Cordillera de la Costa y las variaciones latitudinales del clima en los Andes semiáridos.

3.3.1 Segmentación morfoestructural y alzamiento de la Cordillera Principal

A lo largo de los Andes semiáridos, la hipsometría y pendiente indican la segmentación morfoestructural del antearco en la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal: las pendientes aumentan bruscamente al pasar de la Cordillera de la Costa a la Cordillera Principal, a la vez que las curvas hipsométricas de las cuencas tributarias de orden 2 pasan de cóncavas a convexas, y el valor de la integral aumenta. Este brusco cambio refleja una disrupción en la morfología, que se traduce en un grado de madurez mucho menor para el relieve de la Cordillera Principal en relación al Cordillera de la Costa. La disrupción representa un salto en altitud entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal, que puede ser estimado a partir de la altitud de los relictos de pedimentos en ambas unidades fisiográficas.

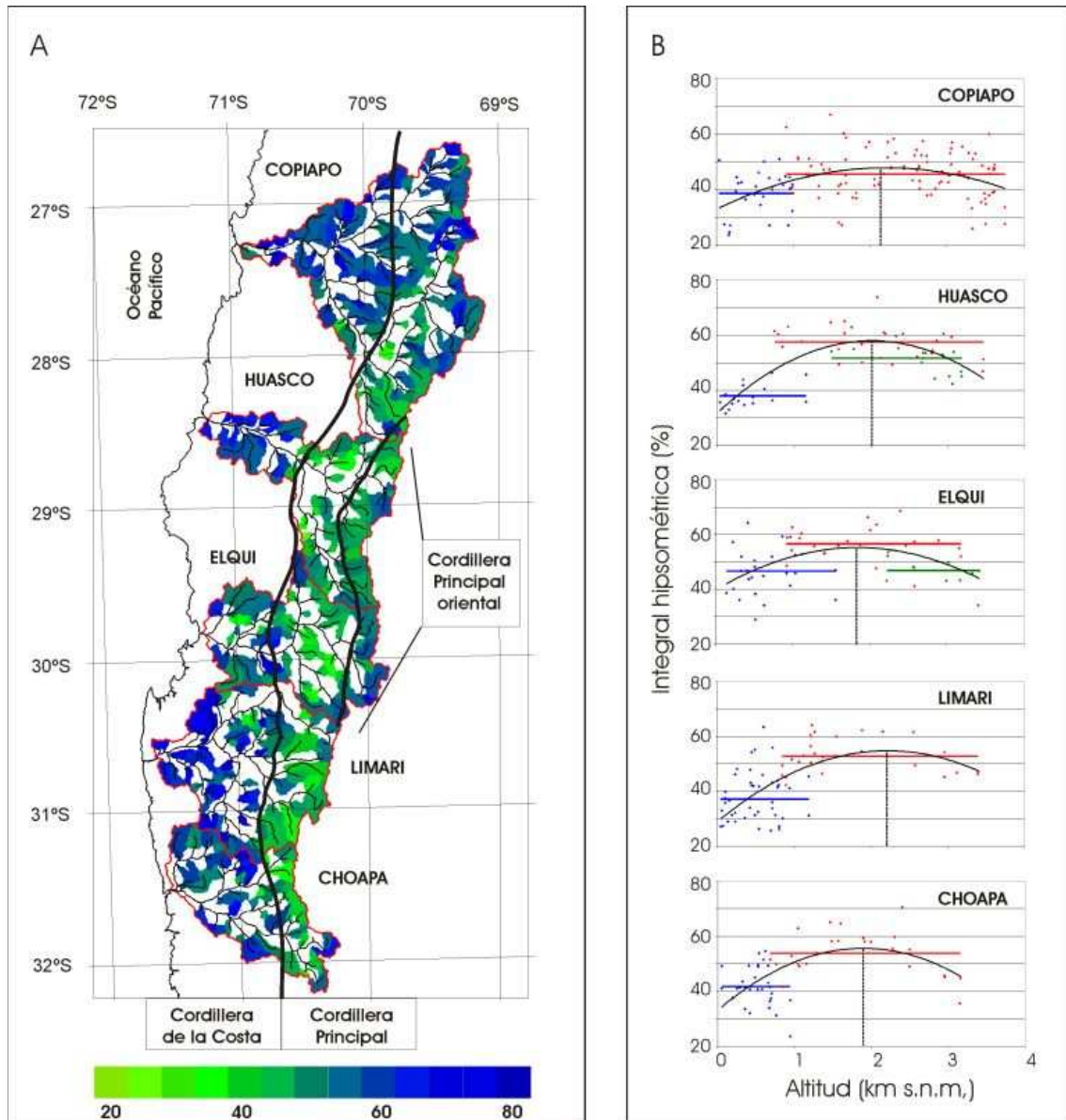


Figura 3.4: (A) Mapa de distribución de las cuencas tributarias de orden Strahler 2 de las cinco cuencas que cruzan el ante-arco de los Andes semiáridos. El valor de la integral hipsométrica se expresa en tonos verdes y azules. Se incluye las principales unidades morfo-estructurales: Cordillera de la Costa, Cordillera Principal occidental y Cordillera Principal oriental. (B) Gráficos que relacionan los valores de la integral hipsométrica con respecto a la altura mínima (exutorio) de las cuencas de orden Strahler 2. En los gráficos se distinguen las cuencas tributarias de la Cordillera de la Costa (rombos azules), de la Cordillera Principal occidental (rombos rojos) y de la Cordillera Principal oriental (rombos verdes) de las cinco cuencas consideradas. Las líneas horizontales representan el promedio de los valores de la integral hipsométrica para cada unidad morfoestructural. La curva negra revela la parábola trazada con la distribución de los valores de la integral hipsométrica con respecto a la altura y la línea segmentada vertical marca el vértice de la parábola y su altura.

El relieve de la Cordillera de la Costa representa un paisaje maduro formado por planicies de 1.000 m de altitud promedio (Fig. 3.5), que corresponderían a la extensión hacia el sur del Pediplano de Atacama (ver Capítulo 2, Sección 2.1.1), extensamente distribuido más al norte en el Desierto de Atacama (Hollingworth, 1964; Sillitoe et al., 1968; Mortimer, 1973). Ellas se desarrollan fundamentalmente en los extensos interfluvios de las grandes cuencas hidrográficas que vienen de la Cordillera Principal, y están aislados de la influencia de estos drenajes. El relieve de la Cordillera Principal representa un paisaje relativamente joven en relación con la Cordillera de la Costa, constituido por planicies en los interfluvios de las cuencas hidrográficas, que están incididos fuertemente por valles fluviales en los ejes principales de la red de drenaje (Fig. 3.5).

Las planicies en los interfluvios de la Cordillera Principal son relictos de pedimentos que a grandes rasgos son equivalentes al Pediplano de Atacama, reconocido en la Cordillera de la Costa en estas latitudes, y que fue alzado y posteriormente incididos por los valles fluviales. En la cuenca del Río Huasco el salto de altitud alcanza 2.000 m entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera principal. Mientras que en la Cordillera de la Costa el Pediplano de Atacama alcanza no más de 1.000 m s.n.m., los relictos de pedimentos en los interfluvios de la Cordillera Principal, varían entre 3.000 ± 500 m s.n.m. para la Cordillera Principal occidental y 4.000 m s.n.m. para la Cordillera Principal oriental (Fig. 3.5). La preservación de la superficies de pedimentos en la Cordillera Principal de la cuenca del Río Huasco, sugiere que el paisaje aun se encuentra en un estado transitorio de su evolución, y que en estas superficies las velocidades de erosión durante el Neógeno han permitido su preservación a pesar de la incisión de los valles contiguos. Ante esta situación, podemos imaginar que ha perdurado un clima relativamente árido durante el Neógeno y que impidió la degradación completa de los pedimentos, mientras que a su vez se desarrollaba la incisión de los valles, resultado de la erosión regresiva ante el estímulo de alzamiento, y que fue alimentada por la escorrentía proveniente desde la alta cordillera, donde las precipitaciones han sido más abundantes dado el control orográfico de las precipitaciones.

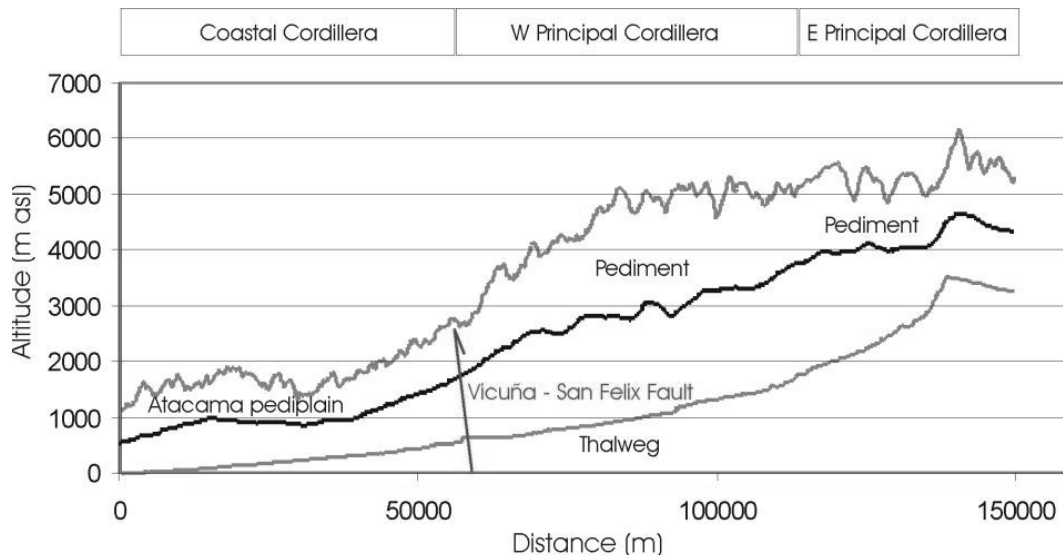


Figure 3.5: Perfiles topográficos que indican la altitud mínima, media y máxima para un franja longitudinal de 145 km de ancho, que circunscribe la cuenca del Río Huasco. La altitud mínima (línea gris inferior) indica el thalweg de los valles troncales de la cuenca. Con respecto a la altura media (línea negra), el thalweg está incidido menos de 1 km en la Cordillera de la Costa, y hasta ~2 km en la Cordillera Principal. La altitud media corresponde a las superficies de pedimentos colgadas en los interfluvios (ver figura 4.2, Capítulo 4). Mientras que en la Cordillera de la Costa el Pediplano de Atacama está a solo 1.000 m s.n.m., los relictos de pedimentos en los interfluvios de la Cordillera Principal, varían entre 3.000 ± 500 m s.n.m. para la Cordillera Principal occidental y 4.000 m s.n.m. para la Cordillera Principal oriental. La diferencia de altitud entre los pedimentos de la Cordillera de la Costa y de la Cordillera Principal sugiere una disrupción de altitud de más de 2.000 m de altitud. La altitud máxima está representada por la línea gris superior. En línea roja se incluye la posición de la Falla Vicuña – San Félix la que aproximadamente coincide con la disrupción de altitud.

La disrupción de altitud en la cuenca del Río Huasco coincide aproximadamente con la ubicación de la traza de la Falla Vicuña – San Félix (Fig. 3.5), lo que sugiere un importante papel de esta estructura en el alzamiento de la Cordillera Principal. Una situación similar ha sido documentada en las regiones de Arica (18°S) y Santiago (33°S), al norte y sur del área de estudio respectivamente, donde el alzamiento de los Andes ha sido acomodado, al menos en parte, por la actividad de fallas de alto ángulo de vergencia oeste (Farías et al., 2005, Muñoz y Charrier, 1996; Victor et al., 2004; Garcia y Hérail, 2005).

La diferencia entre el paisaje maduro de la Cordillera de la Costa y el joven paisaje de la Cordillera Principal, que sugiere la morfometría del relieve, es consistente con datos de termocronología entre estas cordilleras. Edades

del Cretácico medio – Paleoceno de trazas de fisión en apatito (108-55 Ma) han sido documentadas en la Cordillera de la Costa en el extremo sur del Desierto de Atacama (~26°S; Nalpas et al., 2005). En los Andes semiáridos, edades de trazas de fisión en apatito (127-73 Ma) sugieren bajas tasas de denudación de intrusivos en la Cordillera de la Costa que se extienden hasta el cretácico medio (Cembrano et al., 2003). Edades de trazas de fisión (47-36 Ma) del centro-sur de Chile (33-35°S), sugieren que este segmento de la Cordillera de la Costa representa una evolución geomorfológica de baja tasa de denudación que se extiende hasta el Eoceno (Farías et al., 2008).

Las edades de traza de fisión son jóvenes en la Cordillera Principal en relación con las documentadas en la Cordillera de la Costa. Edades de trazas de fisión en apatito (30 - 10 Ma) de la Cordillera Principal en los Andes semiáridos sugieren que la denudación ocurre principalmente durante el Oligoceno y Neógeno (Cembrano et al., 2003). Sin embargo, un periodo de denudación más antiguo a sido documentado en la Cordillera de Domeyko, equivalente norte de la Cordillera Principal en el Desierto de Atacama, como lo muestran las edades Eocenas de trazas de fisión en apatito (50-33 Ma) (26°S; Maksaev y Zentilli, 1999; Nalpas et al., 2005). A diferencia, edades de trazas de fisión Plio-Cuaternarias (6-3 Ma) han sido documentadas en la Cordillera Principal de Chile Central (33 - 35°S; Farias et al., 2008; Maksaev et al., 2009). La rejuvenización hacia el sur de las edades de trazas de fisión en la Cordillera Principal, es consistente con la mayor incisión que se sugiere del análisis morfométrico hacia el sur, y en particular con la escasa incisión en la cuenca del Río Copiapó en extremo norte de los Andes semiáridos. La variación latitudinal del grado de madurez del relieve será tratado en la siguiente sección.

3.3.2 Variaciones latitudinales de la morfometría y su relación con el clima

Al interior de las grandes cuencas hidrográficas, se verifica un incremento hacia el sur de la integral hipsométrica y de los valores de pendientes de las cuencas tributarias de orden 2 en la Cordillera de la Costa. Este incremento indica que la extensión y frecuencia de planicies disminuye hacia el sur, mientras que aumenta la densidad y la incisión del sistema fluvial.

Todo lo anterior nos indica un mayor grado de degradación del relieve de la Cordillera de la Costa hacia el sur. Similar observación es posible deducir de los bajos los valores de la pendiente y de la integral hipsométrica en la cuenca del Río Copiapó en relación con las cuencas más australes en la Cordillera Principal. En la cuenca del Río Copiapó, la similitud de los valores de las integrales hipsométricas y pendiente a lo ancho del antearco es compatible con el mayor desarrollo que alcanzan los restos de pedimentos en los interfluvios y a la escasa incisión en la Cordillera Principal, en particular en su brazo norte. Así, las cuencas del brazo norte del Río Copiapó en la Cordillera Principal son casi íntegramente compuestas por superficies de pedimentos, las que se encuentran colgadas con respecto al actual drenaje, lo que se traduce en un menor valor de la integral hipsométrica. El aumento de la degradación de las planicies hacia el sur podría tener relación con el desarrollo de un clima paulatinamente más húmedo en esa dirección, tal como ocurre hoy en día (ver Capítulo 2, Sección 2.2).

Al sur de la cuenca del Río Copiapó, entre los 28°30' y 30°30' Lat. Sur, las integrales hipsométricas son más bajas en las cuencas hidrográficas ubicadas en la alta cordillera, en comparación con las cuencas localizadas más al oeste. Esto indica un relieve con una distribución de la incisión más homogénea y que es propia de valles en forma de artesa. Sin embargo, el análisis de pendiente media de las cuencas, no revela cambios significativos del relieve entre la Cordillera Principal occidental y oriental en las cuencas de los ríos Huasco y Elqui (Tabla 3.1 y Fig. 3.2). Este relieve distintivo, se extiende al oriente de la Falla Baños del Toro – Chollay, y marca la presencia de una subunidad en la Cordillera Principal entre estas latitudes. Esta subunidad se denominó Cordillera Principal oriental, mientras que la Cordillera Principal que se extiende al oeste se denominó Cordillera Principal occidental. Los relictos de pedimentos en la cordillera Principal oriental se elevan 1.500 m por sobre los pedimentos de la Cordillera Principal occidental, determinando que una gran extensión de los interfluvios de las cuencas se localicen a una altitud de aproximadamente 4.000 m s.n.m en las cuencas de los ríos Huasco y Elqui (Fig. 3.5). En base a la edad de rocas volcánicas que sobreyacen en los pedimentos, en el siguiente capítulo se calculan tasa de erosión promedio a escala de millones de años.

Los bajos valores de las integrales hipsométricas en las cuencas de la Cordillera Principal oriental, podrían estar controlados por la excavación de cárcavas glaciales. Lo anterior queda demostrado en la cuenca del Río Huasco, por la relación inversa entre el valor de la integral hipsométrica y el porcentaje de relieve glacial (Fig. 3.6). En efecto, cuencas con más de 70% de relieve glacial presentan curvas hipsométricas cóncavas y bajos valores de la integral hipsométrica. La correlación entre el porcentaje de relieve glacial y la hipsometría indicaría que la actividad glacial habría jugado un importante rol en la conformación de este relieve en la Cordillera Principal oriental. Los bajos valores de la integral hipsométrica en la alta cordillera en relación a los valores de zonas más bajas, se asocian a la acción erosiva de las glaciaciones pretéritas en la alta cordillera (Amman et al., 2001; Zech et al., 2008), donde un clima más húmedo en relación a la cuenca del Río Copiapó favorecería la erosión glacial. En el artículo incluido en el Apéndice 2.1 (Aguilar et al., en preparación) se analiza y discute en detalle las diferencias morfométricas entre la Cordillera Principal occidental y Cordillera Principal oriental en la cuenca del Río Huasco.

En la alta cordillera de las cuencas de los ríos Limarí y Choapa, el número de cuencas tributarias que presentan bajas integrales hipsométricas disminuye notablemente en relación con las cuencas de los ríos Huasco y Elqui (Fig. 3.4). A su vez, las altitudes máximas disminuyen hacia el sur. La menor altitud se traduce en una menor exposición a erosión glacial, y una relativamente mayor acción de la incisión fluvial en la alta cordillera de las cuencas de los ríos Limarí y Choapa. En efecto, entre los 30°30' y 31°45' Lat. Sur, la altura máxima de la cordillera disminuye a solo 5,5 km s.n.m., lo que determina un escaso relieve sobre la Altitud de la Línea de Equilibrio (ALE) glacial (~5.700 m.s.n.m.; Lliboutry, 1956), mientras que al sur y norte, la altitud se eleva por sobre los 6 km s.n.m. y es más extenso el relieve susceptible de presentar actividad glacial (Fig. 3.7).

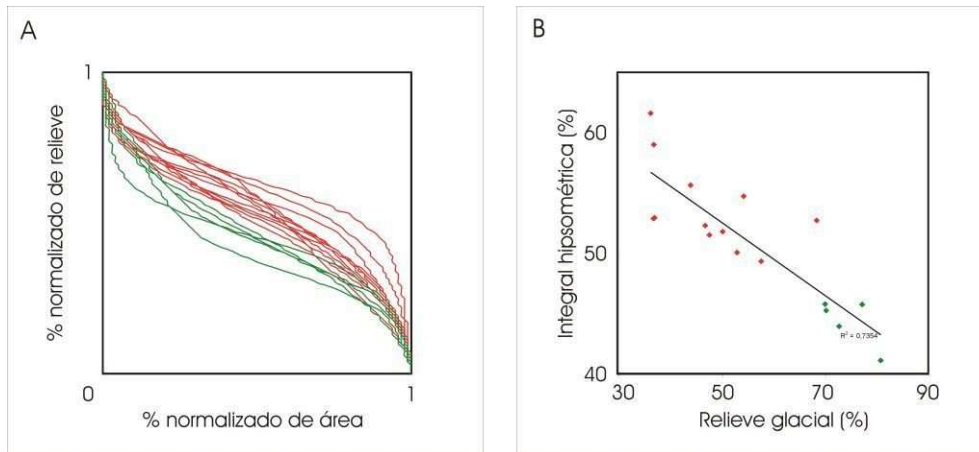


Figura 3.6: (A) Curvas hipsométricas de las cuencas fluvio-glaciales de la cuenca del Río Huasco. (B) Grafico que relaciona el valor de la integral hipsométrica y el porcentaje de relieve glacial. En color negro la curva de tendencia representa la relación inversa entre el valor de la integral hipsométrica y el porcentaje de relieve glacial. Para ambos gráficos, en rojo se indican las cuencas con un porcentaje de relieve glacial inferior a 70% y en verde las que poseen más de un 70% de relieve glacial. Las curvas son cóncavas y los valores de la integral hipsométrica son menores en las cuencas con más de un 70% de relieve glacial.

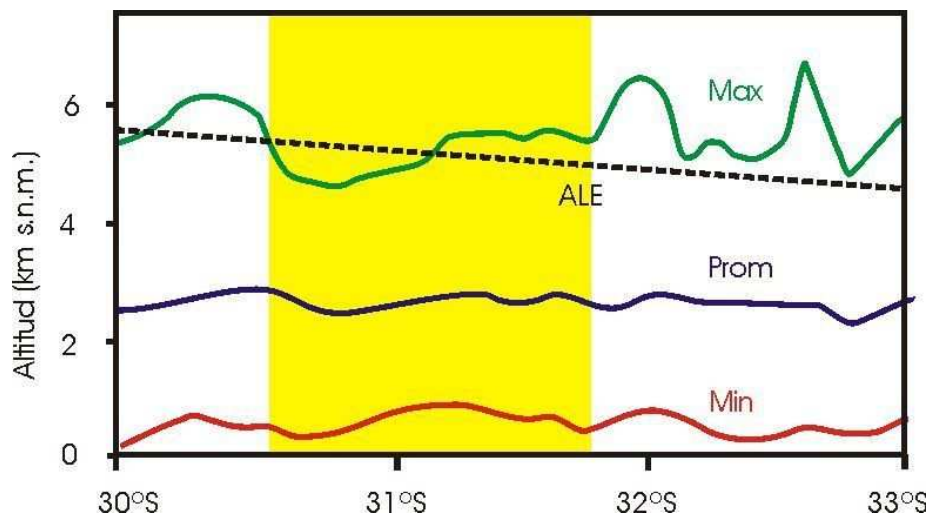


Figura 3.7: Perfiles topográficos longitudinales a la Cordillera Principal. Se incluyen la variación longitudinal de la altitud mínima (línea roja), media (línea azul) y máxima (línea verde). Notar la disminución de la altitud máxima de la Cordillera Principal entre los 30°30' y 31°45' Lat. Sur, que determina un escaso relieve sobre la Altitud de la Línea de Equilibrio (ALE) glacial (modificada de Lliboutry, 1956 por Pepin et al., en prensa). Figura modificada de Pepin et al. (en prensa).

3.3.3 Selección de la cuenca del Río Huasco como caso de estudio

La primera cuenca hacia el sur del Desierto de Atacama, en articular la segmentación entre la Cordillera de la Costa, Cordillera Principal occidental y Cordillera Principal oriental es la cuenca del Río Huasco (Fig. 3.5). En efecto, en la cuenca del Río Huasco, los bajos valores de pendiente e hipsometría indican un relieve maduro propio del Pediplano de Atacama en la Cordillera de la Costa, mientras que una mayor disrupción del relieve representada por un escarpe, determina altos valores de pendiente e hipsometría en la Cordillera Principal que revelan la presencia de un relieve joven en relación a la Cordillera de la Costa. Por otra parte, la Cordillera Principal en esta latitud se segmenta en dos franjas longitudinales, la Cordillera Principal occidental con un relieve fluvial joven en términos de su madurez, y la Cordillera Principal oriental con un relieve glacial, donde la excavación glacial de cárcavas en forma de artesa homogeniza el relieve en relación a la Cordillera Principal occidental.

Se selecciono la Cordillera Principal circunscrita a la cuenca del Río Huasco como caso de estudio, dada la coyuntura morfoestructural que se presenta en ella y el estado transitorio del paisaje que se observa. En efecto, en esta cuenca diferentes procesos erosivos (glaciales, fluviales, aluviales) han incidido los valles, pero coexisten con relictos de pedimentos preservados en los interfluvios que evidencian un estado transitorio de la evolución del paisaje. En los capítulos siguientes, se presentan cálculos de velocidades de erosión a distintas escalas de tiempo y se caracterizan los modos en que se transfiere la materia al interior de la cuenca del Río Huasco y que han permitido la permanencia de un estado transitorio del paisaje. Los resultados sugieren varios aspectos trascendentales para comprender los modos y las velocidades de transferencia de materia en los sistemas fluviales, así como bases para comprender la relación entre tectónica, clima y erosión en esta latitud.

CAPITULO 4: TASAS DE EROSIÓN EN LA CUENCA DEL RÍO HUASCO

En las últimas décadas estudios geomorfológicos se han enfocado en la comprensión de la interrelación entre tectónica, clima y erosión, con el principal objetivo de dilucidar si la cuantificación de las variaciones de las tasas de erosión pueden entregar información sobre cambios climáticos y tectónicos. Ante estas problemáticas se han desarrollado modelos numéricos de evolución del paisaje, que consideran la interacción entre clima, tectónica y erosión en los Andes (e.g. Carretier et al., 2009a). Sin embargo hacen falta más datos de tasas de erosión para ajustar estos modelos a escenarios reales. En particular hasta la fecha han sido escasamente documentadas tasas de erosión a largo plazo en la vertiente occidental de los Andes y que permitan ser cotejados con registros geológicos a largo plazo, tanto de alzamiento Andino como de cambios climáticos.

A escala de los Andes, resulta trascendente el estudio de las tasas de erosión para la comprensión de la evolución del paisaje andino. En efecto, una buena caracterización de la erosión puede indicar los tiempos y velocidades de alzamiento y variaciones climáticas. Ubicado en una zona de transición climática entre el árido Desierto de Atacama y el centro-sur de Chile, la cuenca del Río Huasco presenta un sistema de drenaje bien jerarquizado, y donde se desarrolla la articulación de procesos erosivos fluviales, aluviales y glaciales. Estos procesos generan un mecanismo complejo de erosión que ha excavado los valles de la cuenca del Río Huasco, el que cruza las diversas unidades morfoestructurales de los Andes semiáridos. En este escenario, donde se conjugan diversos procesos de erosión, pero sin un volcanismo activo durante el Plio-Cuaternario, el cálculo de las tasas de erosión es trascendental para la comprensión de la dinámica geomorfológica y el desarrollo del modelado del paisaje en los Andes ante el alzamiento asociado a tectónica y la erosión ligada al clima.

Otro aspecto fundamental que se puede abordar del estudio de las variación de las tasas de erosión, es el efecto de la incorporación de sedimentos en la lubricación del plano de subducción que se forma entre la

placa de Nazca y la Sudamericana. Lamb y Davis (2003) sugieren que el clima árido a la latitud del Desierto de Atacama genero bajas tasas de transferencia de sedimentos a la fosa oceánica, lo que implica un aumento de stress de fricción entre las placas y esto podría explicar en parte el alzamiento de los Andes. Es decir que el clima árido y las bajas tasas de erosión no serian tan solo el efecto del emplazamiento del biombo climático que representa la cordillera, si no que también puede ser la causa de este alzamiento. Por otra parte la acresión y subducción de sedimentos en el plano de subducción habría sido un importante factor en el alzamiento del antearco andino en el centro-sur de Chile (Melnick y Echtler, 2006)

El estudio de las variaciones de las tasas de erosión es por si misma fundamental en varios ámbitos. Por una parte, las variaciones de las tasas de erosión permiten estimar el aporte de sedimentos, nutrientes y contaminantes desde los continentes a los océanos. El aporte de sedimentos continentales afecta el balance entre el consumo y producción de CO₂ de los océanos y por consecuencia influencia el clima global (e.g. Raymo y Ruddiman, 1992). Por otra parte, los nutrientes y contaminantes aportados a los océanos afectan los ecosistemas, transformándose en un aspecto fundamental para el manejo de los recursos y de los ecosistemas marinos. A pesar de ser datos obtenidos en una cuenca específica de la vertiente occidental de los Andes, estas nuevas tasas de erosión son datos valiosos, ya que su comparación a nivel global indica el grado de sincronización de las variaciones de tasas de erosión y su implicancia en torno a las variaciones climáticas y tectónicas.

En este capítulo se entregan tasas de erosión a escala de decenas de miles de años y millones de años en la cuenca del Río Huasco. Son dos los métodos utilizados para el calculo de tasas de erosión y que involucran diferentes ventanas de tiempo de observación: 1. En la primera sección de este capítulo se evalúa la variación de las tasas de erosión de los últimos 17 Ma para una cuenca tributarias de orden Strahler 2 de la Cordillera Principal oriental, y para los últimos 6 Ma considerando además de esta, otras cinco cuencas tributarias vecinas del mismo orden. Para la evaluación de las tasas de erosión a escala de millones de años se utilizo la función *Black Top Hat* (ver metodología en sección 1.4.3) y edades publicadas de Ar-Ar de secuencias volcánicas (Bissig et al., 2002). 2. En la segunda sección del capítulo se

calcularon las tasas de erosión promedio a escala de decenas de miles de años, mediante la medición de la concentración de ^{10}Be en los sedimentos fluviales de la cuenca del Río Huasco (ver metodología en sección 1.4.4).

Cabe destacar que las tasas de erosión a diferentes escalas de tiempo permiten precisar el incremento, estabilización o disminución de la velocidad de formación de los valles y así desarrollar una discusión en torno a la estabilidad o transitoriedad del paisaje de los Andes semiáridos, así como de su evolución climática y tectónica durante el Neógeno. Finalmente en las últimas tres secciones del capítulo, las tasas de erosión calculadas se comparan con otras calculadas a escala de décadas en los sistemas fluviales de los Andes semiáridos y a nivel regional y global. Finalmente en el último punto se realiza un síntesis del capítulo.

4.1. Tasas de erosión a escala temporal de los millones de años

A continuación se incluye una síntesis de los resultados y su discusión expuesta en el artículo sometido a la revista *Earth Surface Processes and Landforms* (Aguilar et al., en preparación, en Apéndice 2.1), en el que se calcularon tasas de erosión para los últimos 17 Ma. Las tasas de erosión fueron calculadas en cuencas fluvio-glaciales de la Cordillera Principal oriental, localizadas en la cabecera del Valle del Carmen, tributario sur de la Cuenca del Río Huasco (Fig. 4.1).

4.1.1. Cálculo de tasas de erosión en la Cordillera Principal oriental de la cuenca del Río Huasco durante los últimos 17 Ma

La concentración de valores en el gráfico de frecuencia de altitudes a los aproximadamente 4 km s.n.m., revela la gran extensión de las superficies de bajo relieve en los interfluvios de las cuencas de la Cordillera Principal oriental (Fig. 4.2). Estas superficies han sido interpretadas como remanentes, dispuestos en escalones, de sucesivos pedimentos de edad Miocena degradados e incididos en diferentes etapas Bissig et al. (2002). Estos autores distinguieron tres superficies de pedimentos, en base a una correlación regional

y edades Ar-Ar de secuencias volcánicas sobreyacentes a los pedimentos (Fig. 4.3): 17 – 15 Ma para Frontera – Deidad (4,7 – 5,2 km s.n.m.), 14 – 12,5 Ma para Azufrera – Torta (4,3 – 4,6 km s.n.m.) y 10 – 6 Ma para Los Ríos (3,8 – 4,25 km s.n.m.). Los niveles de pedimentos están separados verticalmente por escalones de entre ~200-400 m, mientras que la diferencia de altitud entre los pedimentos y el valle actual alcanza aproximadamente 1,5 km.

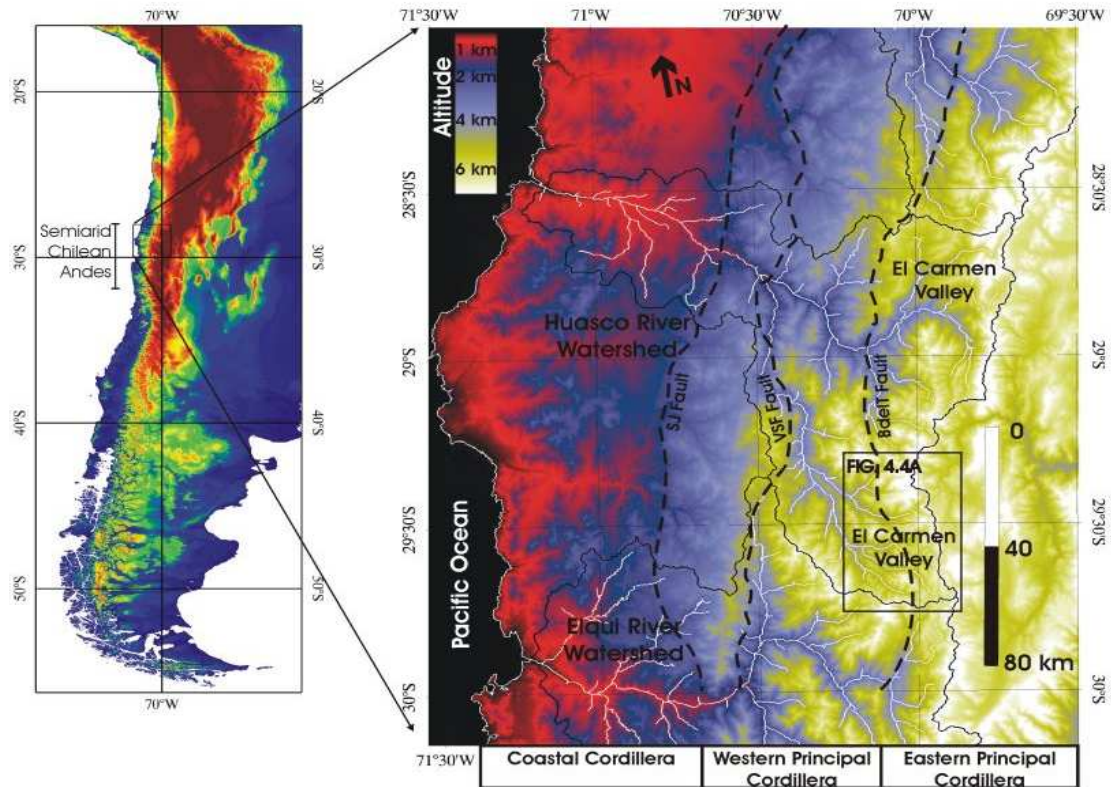


Figura 4.1: Modelo de elevación digital mostrando las principales unidades morfoestructurales de los Andes semiáridos. Las líneas negras marcan los límites de las principales cuencas hidrográficas. Las líneas segmentadas representan la traza de principales fallas (SERNAGEOMIN, 2003): Falla Santa Juana (SJ), Falla Vicuña – San Félix (VSF) y Falla Baños del Toro (BdeIT). El cuadrángulo indica la zona donde se calcularon las tasas de erosión y que se amplía en la Figura 4.4A.

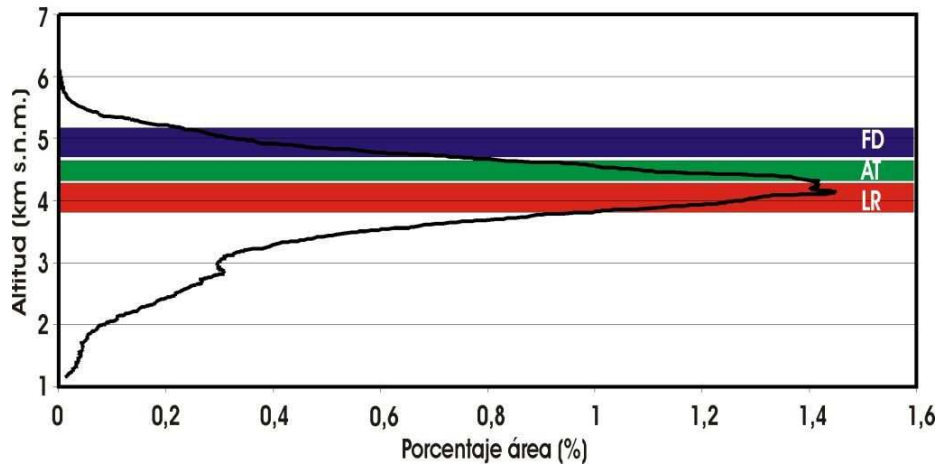


Figura 4.2: Histograma de distribución de la altitud en la Cordillera Principal Oriental en la cuenca del Río Huasco. La mayor frecuencia de altitudes (~ 4 km s.n.m.), y consecuentemente el porcentaje máximo de área de la cuenca, se asocia a pedimentos Neógenos preservados en los interfluvios de los sistemas fluviales. Intervalos de altura coloreados rojo, verde y azul, indican el rango de altitud de los pedimentos Los Ríos (LR), Azufrera-Torta (AT) y Frontera-Deidad (FD), respectivamente (Bissig et al., 2002; Aguilar et al., en preparación).



Figure 4.3: (A) Imagen Google Earth de la cuenca del Río Potrerillos (29°30'S-70°W; ~4000 m s.n.m.), mostrando el paisaje dominado por restos de pedimentos en los interfluvios, incididos por la erosión fluvio-glacial. (B) Fotografía que indica dos niveles de superficies de pedimentos (PS) asignados a Azufrera-Torta y Frontera-Deidad. (C) Fotografías de ignimbritas sobre una superficie de pedimentos asignada a Los Ríos (3,8 km s.n.m.).

La estimación de las tasas de erosión se basa en la preservación de los restos de pedimentos en los interfluvios de seis cuencas (Fig. 4.4). La formación del pedimento más antiguo, y el sucesivo encajamiento de los otros dos, representa una evolución geomorfológica de un relieve maduro, en

relación a la posterior excavación de los actuales valles. Con la buena preservación de las tres superficies de pedimento para la cuenca Potrerillos, el uso de un modelo de elevación digital y la aplicación de la función matemática Black Top Hat (ver metodología en sección 1.4.3), fue posible estimar el volumen erosionado entre cada pedimento. Luego, considerando además las cuencas Tres Quebradas, Apolinario, Sancarron, El Medio y Primero, se estimó el volumen erosionado producto de la incisión del pedimento más joven y la formación del valle actual en las seis cuencas (Fig. 4.4). La normalización de estos volúmenes en relación con el área de las cuencas, y la consideración de las edades asociadas a cada superficies, nos permiten luego calcular las tasas de erosión para los periodos de tiempo considerados.

Entre Frontera-Deidad y Azufrera-Torta, y entre este ultimo pedimento y Los Ríos, se calculó un volumen de erosión de $8,36 \pm 0,39$ y $11,07 \pm 0,36$ km³, respectivamente. En contraste, un orden de magnitud mayor es el volumen de erosión calculado entre Los Ríos y el actual valle fluvio-glacial, alcanzando $123,24 \pm 0,31$ km³. El rango de edad de los pedimentos, permitió estimar las tasas de erosión promedio para las diferentes etapas de incisión. Tres veces más grande es el valor de las tasas de erosión calculadas para la incisión de los últimos 6 Ma ($59,21 \pm 14,94$ m/Ma), en relación con la incisión ocurrida entre los 17 y 10 Ma ($18,95 \pm 12,56$ m/Ma y $10,65 \pm 5,65$ m/Ma). En la Tabla 4.1 se detalla el área, volumen, incisión vertical y tasa de erosión para cada etapa.

La buena preservación del pedimento Los Ríos, permitió ampliar a las cuencas vecinas la estimación del volumen y de las tasas de erosión para los últimos 6 Ma (Figura 4.4). Al considerar seis cuencas tributarias, el volumen de erosión calculado es de $286,9 \pm 1,02$ km³ y la tasa de erosión promedio es de $45,3 \pm 11,5$ m/Ma (Tabla 4.2). Al considerar la geomorfología y los perfiles del *thalweg* (Fig. 4.5) a partir de los modelos digitales de incisión de cada cuenca, se observa que para cuencas de similar área, aquellas que evidencian erosión glacial presentan valores más altos de área erosionada, volumen erosionado e incisión, en comparación con las cuencas donde la erosión fluvial es dominante. En efecto en las zonas donde se localizan los circos glaciales y donde los perfiles del *thalweg* presentan evidencia de erosión glacial, con trazo rectilíneo e irregular y una menor pendiente, la incisión es mayor que en zonas

donde el valle es fluvial, con un perfil cóncavo hacia arriba y de mayor pendiente.

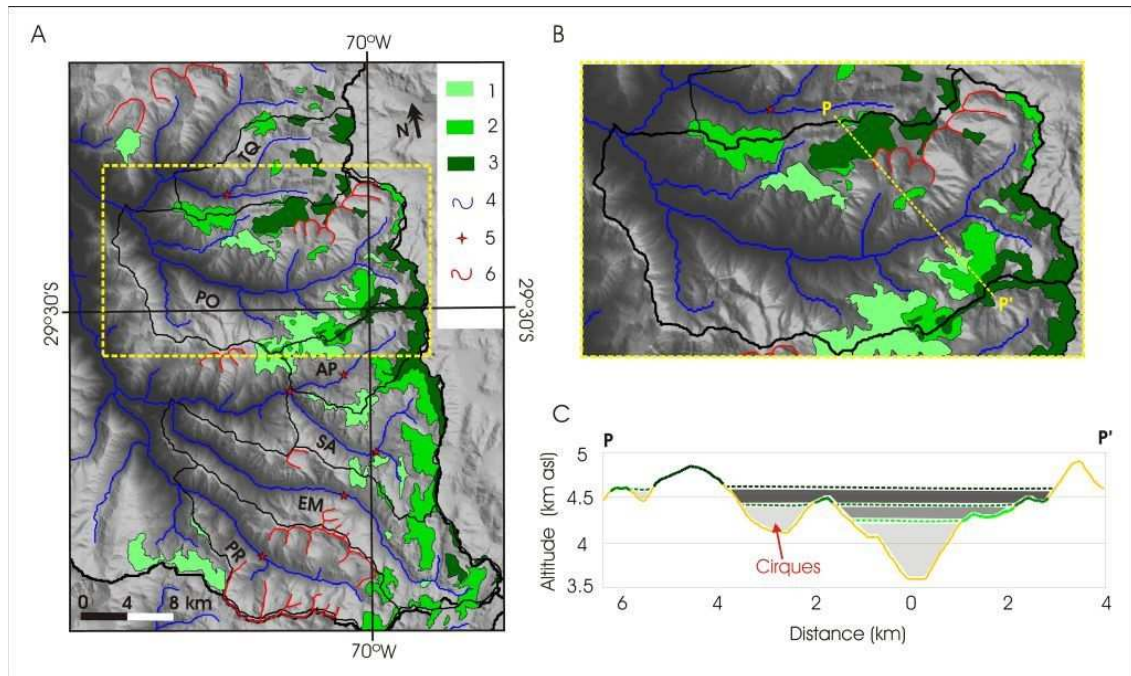


Figura 4.4: (A) Mapa geomorfológico esquemático de las seis cuencas donde se calcularon las tasas de erosión con el método black top hat: Tres Quebrada (TQ), Potrerillos (PO), Apolinario (AP), Sancarron (SA), El Medio (EM) y Primero (PR). Las zonas coloreadas en verde muestran la distribución de los pedimentos en los interfluvios del sistema fluvial: (1) Los Ríos, (2) Azufrera-Torta y (3) Frontera-Deidad. En el mapa se indica el thalweg de los valles (4), los knick point (5) y los circos glaciales (6). (B) Acercamiento al mapa geomorfológico mostrando la cuenca del Río Potrerillos. El rectángulo amarillo de la Figura A indica la ubicación. (C) Perfil topográfico donde se indican la extensión y altitud de los pedimentos y se esquematiza la reconstrucción de los pedimentos indicando el área excavada por los valles. La línea segmentada amarilla de la Figura B indica la traza del perfil.

4.1.2. Coherencia de las tasas de erosión calculadas a escala de millones de años

Las tasas de erosión calculadas con la función *black top hat* representan las velocidades a las que se ha erosionado el volumen de roca evacuado desde los valles durante el lapso de tiempo considerado, es decir a la escala de los millones a la decena de millones de años, incluyendo tanto erosión

mecánica como química. Al ser un promedio normalizado por el área drenada de la cuenca, las tasas pueden ser comparadas con tasas de erosión calculadas a partir de volúmenes de sedimentos en cuencas sedimentarias, la concentración de ^{10}Be en los sedimentos fluviales, las que representan la erosión promedio a escala de miles a decenas de miles de años, y con tasas de erosión estimadas por el volumen de sedimentos transportados en los ríos durante las últimas décadas. Con el objetivo de verificar la robustez de nuestras medidas nosotros las comparamos con tasas de erosión estimadas tanto en los Andes como en otras regiones montañosas del mundo.

Etapa de incisión	Extensión máxima de etapa	Extensión mínima de etapa	Área erosionada (km ²)	Volumen erosionado (km ³)	Incisión vertical media (m)*	Tasa de erosión (m/Ma)**
Incisión Los Ríos (10-6 Ma)	Últimos 10 Ma	Últimos 6 Ma	199,82 ± 0,37	123,24 ± 0,31	443,82 ± 1,12	59,21 ± 14,94
Incisión Azufrera-Torta (14-12,5 Ma)	14 a 6 Ma	12,5 a 10 Ma	206,49 ± 0,33	11,07 ± 0,36	39,89 ± 1,3	10,65 ± 5,65
Incisión Frontera Deidad (17-15 Ma)	17 a 12,5 Ma	15 a 14 Ma	212,58 ± 0,39	8,36 ± 0,39	30,12 ± 1,39	18,95 ± 2,56

* Incisión vertical media calculada por la normalización del volumen erosionado por el área total de la cuenca del Río Potrerillos (277,691 km²)

** Tasa de erosión calculada al dividir el volumen erosionado normalizado por el área total de la cuenca por la extensión máxima y mínima de la etapa de incisión.

Tabla 4.1: Valores para la erosión de los pedimentos Los Ríos (10-6 Ma), Azufrera-Torta (14-12.5 Ma) y Frontera-Deidad (17-15 Ma), calculadas usando la función *black top hat* en una cuenca tributaria de orden Strahler 2 (cuenca del Río Potrerillos, ver ubicación y contexto geomorfológico en Fig. 4.4B), localizada en la Cordillera Principal oriental de la cuenca del Río Huasco.

Cuencas	Área cuenca (km ²)	Área erosionada (km ²)	Volumen erosionado (km ³)	Máxima incisión vertical (m)	Incisión vertical media (m)*	Tasa de erosión (m/Ma)**
Tres Quebradas	93,533	48,69 ± 0,12	24,26 ± 0,1	1049,5 ± 0,5	259,36 ± 1,09	34,62 ± 8,79
Primero	128,152	97,27 ± 0,13	50,29 ± 0,17	1167,5 ± 3,5	392,42 ± 1,32	52,37 ± 13,26
Apolinario	69,248	36,91 ± 0,08	14,94 ± 0,25	751 ± 4	215,82 ± 3,65	28,9 ± 7,68
Sancarron	105,895	52,05 ± 0,13	22,41 ± 0,07	795 ± 0	211,58 ± 0,65	28,23 ± 7,14
El Medio	169,871	105,41 ± 0,16	51,76 ± 0,12	1129 ± 0	304,69 ± 0,7	40,65 ± 10,25
Potrerillos	277,691	199,82 ± 0,37	123,24 ± 0,31	1408 ± 0	443,82 ± 1,12	59,21 ± 14,94
Todas las cuencas	844,39	540,1 ± 0,99	286,9 ± 1,02	1408 ± 0	339,77 ± 1,21	45,34 ± 11,49

* La incisión vertical media fue calculada por la normalización del volumen erosionado por el área total de las cuencas.

** La tasa de erosión fue calculada al dividir el volumen erosionado normalizado por el área total de las cuencas (i.e. incisión vertical media) por la extensión máxima (10 Ma) y mínima (6 Ma) de la etapa de incisión.

Tabla 4.2: Valores para la erosión de los pedimentos Los Ríos (10-6 Ma), calculadas usando la función *black top hat* en seis cuencas de orden Strahler 2 localizadas en la Cordillera Principal oriental de la cuenca del Río Huasco (ver ubicación y contexto geomorfológico en Fig. 4.1B).

Según el extenso inventario presentado por Von Blanckenburg et al. (2004), y datos publicados posteriormente para los Andes (Kober et al., 2009, Safran et al., 2005), las tasas de erosión calculadas por nosotros están en el rango de las estimadas en otras regiones montañosas (Fig. 4.6). Las tasas de erosión para la cuenca del Río Huasco son un orden de magnitud inferior que las calculadas en otras cuencas de cordilleras activas, como los Alpes Suizos (Wittmann et al., 2007), las de Clearwater River en Olympic Mountains localizado al oeste del estado de Washington, USA (Belmont et al., 2007), a lo largo del Alto Gange, en los Himalaya (Vance et al., 2003), y de los Andes Tropicales de Bolivia (Cuenca del Beni; Safran et al., 2005). Lo anterior es esperable dado que las precipitaciones en estas cordilleras son bastante mayores que aquellas registradas en los Andes semiárido, las cuales se asocian a un régimen climático árido a semiárido que se habría mantenido estable al menos desde el Mioceno Medio (Dunai et al., 2005; Nishiizumi et al.,

2005). Las tasas de erosión en la cuenca del Río Huasco están acordes con las calculadas en cordillera inactivas de Sri Lanka (Von Blanckenburg et al., 2004) y de Idaho en USA (Kirchner et al., 2001), donde las tasas de precipitación actuales son mucho mayores que las registradas en la vertiente occidental de los Andes del norte de Chile.

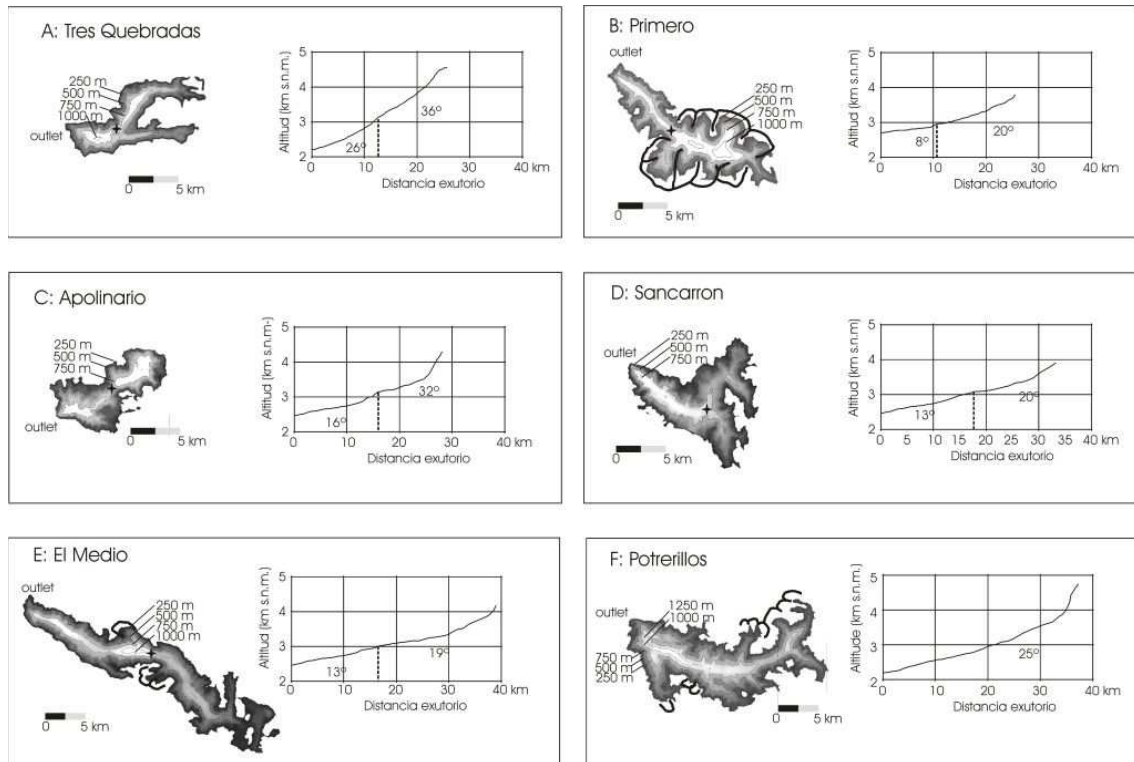


Figure 4.5: Imágenes de la incisión vertical que afecta a la superficie de pedimentos Los Ríos (6 - 10 Ma) y de los perfiles longitudinales del thalweg para cada cuenca: (A) Tres Quebradas, (B) Primero, (C) Apolinario, (D) Sancarron, (E) El Medio y (F) Potrerillos. Las imágenes de incisión fueron construidas usando la función black top hat. Se incluye la ubicación de los circos glaciales en líneas negras y la posición de los knick point con estrellas. En los perfiles del thalweg se indica la posición de los knick point, y el valor de la pendiente.

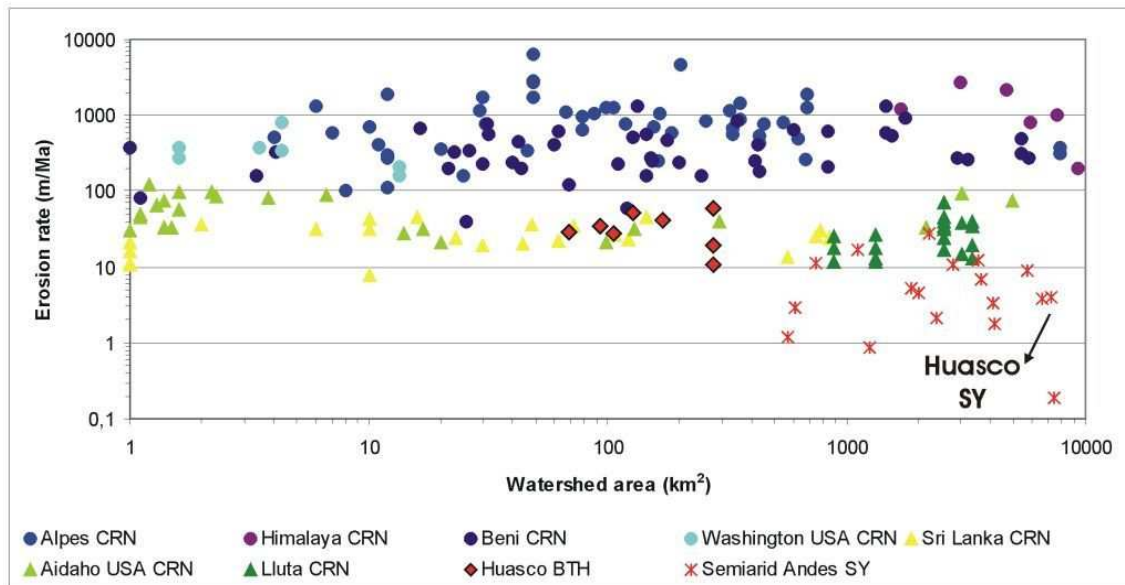


Figura 4.6: Grafico que relaciona valores de tasas de erosión con el área de la cuenca. Se presentan los valores de tasas de erosión calculadas con la función Black Top Hat BTH y otras tasas de erosión estimadas por núclidos cosmogénicos (CRN) en cuencas de los Andes (Lluta Valley, Kober et al., 2009; Beni Valley, Safran et al., 2005) y en otras regiones montañosas: en los Alpes (Wittmann et al., 2009), en el Estado de Washington en USA (Belmont et al., 2007), en el Himalaya (Vance et al., 2003), en Sri Lanka (Von Blanckenburg et al., 2004) y en el Estado de Aidaho en USA (Kirchner et al., 2001). En asteriscos rojos se presentan los valores tasa de erosión calculada por la cuantificación del volumen de sedimentos transportados por el río durante las ultimas décadas en los Andes semiáridos (SY; Pepin et al., en prensa).

Para la región semiárida de la vertiente occidental de los Andes Centrales, tasas de erosión determinadas por núclidos cosmogénicos, han sido documentados en el Valle del Lluta en el Norte de Chile (Kober et al., 2009). Los valores determinados por estos autores son similares a los calculados en el Valle del Huasco. Por otra parte, nuestros datos de tasas de erosión son del orden a 10 veces mayores que las tasas de erosión calculadas a partir de sedimentos en suspensión trasportados actualmente por los ríos de la región semiárida (incluyendo el Valle del Huasco, Pepin et al., en prensa). Diferencias similares han sido documentadas a lo largo del mundo entre las tasas de erosión calculadas a la escala de los milenios y aquellas documentadas a partir del volumen de sedimentos en suspensión a escala de décadas o siglos (e.g. Kirchner et al., 2001). En particular, en el Valle del Lluta de los Andes Centrales, las tasas de erosión calculadas por ^{10}Be para los últimos decenas de miles de años son 10 veces mayores que aquellas documentas por sedimentos en

suspensión. Finalmente, las tasas de erosión del Valle del Huasco son similares a las calculadas también por BTH solo 300 kilómetros al norte, en el extremo sur del Desierto de Atacama. La coherencia de las tasas de erosión calculadas con BTH para el valle del Huasco, con tasas de erosión comparables determinadas por otros métodos, para otras regiones montañosas, y en particular para los Andes Centrales confirma la robustez de nuestras estimaciones. La discusión que se presenta a continuación considera como premisa la validez de nuestras determinaciones.

4.1.3. Respuesta erosiva transitoria asociada al alzamiento de la Cordillera Principal

Las tasas de erosión registradas entre la formación de los sucesivos pedimentos en la Cordillera Principal oriental son similares entre ellas. Sin embargo, estas tasas son 2 a 3 veces menores que los valores de tasas de erosión calculados para los últimos 8 ± 2 Ma (Tabla 4.1). Los valores de las primeras se asocian a la formación de pedimentos en un estado transitorio temprano en respuesta al alzamiento Andino del Cenozoico tardío, i.e., se asocian a un proceso de aplanamiento del relieve que requiere cierta inhibición de la incisión fluvial (Strudley y Murray, 2007). Estas condiciones se darían en relieves con relativamente bajas diferencias de altitudes respecto del nivel de base (Mortimer, 1973; Babault et al., 2005; Farias et al., 2008). Contrariamente, los relativamente altos valores de las segundas se asocian a una incisión vertical que alcanza hasta los 1400 metros, que se produce en un paisaje en estado transitorio más avanzado en respuesta al alzamiento Andino del Cenozoico tardío.

El análisis hipsométrico presentado en el Capítulo 3 muestra que el límite entre la Cordillera Principal y la Cordillera de la Costa pudo haber acomodado un alzamiento relativo de hasta 2.000 metros de la Cordillera Principal, que induce la respuesta erosiva del paisaje llevándolo a su actual estado transitorio. Los remanentes de pedimentos en la Cordillera Principal oriental, y el marcado quiebre de pendiente que presentan las laderas en las

cabeceras de los valles tributarios, marcan la actual posición de la *knickzone* relacionada al retroceso de la red de drenaje. Esta *knickzone* ha venido propagándose aguas arriba, desde el límite occidental de la Cordillera Principal, en respuesta a su alzamiento. Más al sur, a la latitud de Santiago (33°S), la geocronología de marcadores geomorfológicos que permiten reconstruir la historia de propagación de la *knickzone* en la Cordillera Principal indican velocidades de retroceso de 6-19 km/Ma (Farias et al., 2008). Considerando velocidades similares, el inicio de la incisión en el borde occidental de la Cordillera Principal, y consecuentemente el establecimiento del alzamiento, ocurrió entre los 29 y 9 Ma. Equivalentemente, al considerar los 10 km/Ma que han sido calculados para el retroceso de *knickzone* en los valles a la latitud de Arica (18°S; Schlunegger et al., 2006), el establecimiento del alzamiento de la Cordillera Principal en el Valle del Huasco se habría producido hace 18 Ma.

Una estimación independiente de la edad del inicio del alzamiento viene de la historia de exhumación reportada por datos de trazas de fisión en apatito, para el fondo del curso principal de la cuenca del Río Elqui (Cembrano et al., 2003), cuenca similar a la del Río Huasco localizada inmediatamente al sur. La historia de exhumación que es posible plantear de estos datos, sigue un razonamiento similar al propuesto por Shildgen et al. (2007), para la formación de cañones en el sur del Perú, que considera la edad de enfriamiento (U-Th)/He en apatito para muestras obtenidas en el fondo de valle, como una estimación de la edad mínima de la incisión del cañón. Esto porque el movimiento de la isoterma es amortiguado al compararlo con los cambios en la superficies topográficas resultado de la incisión. Si bien, los datos reportados para la cuenca del Río Elqui corresponden a termocronología de alta temperatura, su uso para la estimación de la edad de la incisión se ve justificado porque el modelado de su historia tiempo-Temperatura indica tasas de exhumación de magnitudes muy similares a la que puede atribuirse a la incisión que ha afectado las superficies de pedimentos hasta llegar a formar el valle actual (Cembrano et al., 2003). Así, las edades de trazas de fisión representan una edad mínima para el arribo de la *knickzone* a esa posición del valle. Edades de trazas de fisión de entre 30 y 28 Ma en el borde occidental de la Cordillera Principal indican que la erosión comienza a afectar esta cordillera en ese momento y que, consecuentemente, el alzamiento se establece con

anterioridad. Una edad de 9.65 Ma en el borde occidental de la Cordillera Principal oriental indica que la erosión alcanza esa posición no después de este momento, lo que es consistente con el desarrollo de pedimentos aguas arriba hasta los 6 Ma.

Si bien es una gruesa aproximación, la discusión arriba presentada permite interpretar a la Cordillera Principal de la región de la cuenca del Río Huasco como un paisaje transitorio, que responde a un episodio de alzamiento que pudo haber comenzado tan temprano como el Oligoceno. Lo anterior es consistente con observaciones geológicas realizadas en el extremo sur del Desierto de Atacama, 300 km al norte de la cuenca del Río Huasco, que muestran que no hay grandes movimientos de falla acomodando el alzamiento de la Cordillera de Domeyko durante el Neógeno, y que la mayoría de la altitud de esta cordillera ya había sido alcanzada durante el Oligoceno (Riquelme et al., 2007; Nalpas et al., 2008). Para obtener un paisaje como el de la cuenca del Río Huasco, no es necesario invocar un pulso de alzamiento durante el Neógeno como ha sido documentado en otros lugares de los Andes Centrales (e.g. Farías et al., 2005, 2008; Hoke et al., 2007; 2004; Isacks, 1988; Lamb y Hoke, 1997; Naranjo y Paskoff, 1980; Muñoz y Charrier, 1996; Schlunegger et al., 2006; Victor et al., 2004). Especial cuidado debe ponerse en la interpretación del inicio del alzamiento a partir de edades de comienzo de la incisión. Lo anterior dado que en relieves en estado transitorio estas edades difieren dependiendo de la posición al interior de las cuencas de drenaje. En orden a caracterizar los tiempos de respuesta del paisaje, y estimar la edad del establecimiento del alzamiento, un buen conocimiento de los patrones espaciales y temporales es necesario (e.g. Kirchner et al., 2001; Safran et al., 2005). Las tasas de erosión por nosotros determinadas a la escala de los millones a decena de millones de años, pueden ser usadas para definir patrones espaciales y temporales, al ser comparadas con datos a la escala de los milenios, obtenidas a partir de la concentración de ^{10}Be en sedimentos de ríos, o bien para tasas actuales obtenidas por carga de sedimentos. Estos patrones pueden también ser usados para constreñir modelos geodinámicos que prueben si es posible mantener a los Andes Centrales en alzamiento continuo y relativamente constante desde tan temprano como el Oligoceno.

4.1.4. Eficiencia de la erosión glacial en la Cordillera principal oriental

En el Capítulo 3 se muestra un cambio en la hipsometría de las cuencas entre la Cordillera Principal occidental y la Cordillera Principal oriental, que fue interpretado como el resultado de la distribución homogénea de la altitud de las cuencas tributaria en la Cordillera Principal oriental y que se explicaría por la forma en artesa de los valles glaciales. Mientras la cuenca tributaria presenta un mayor relieve glacial mayor es la homogenización de las altitudes que muestra la hipsometría. La disrupción morfométrica entre la Cordillera Principal occidental y oriental, así como la correlación negativa entre la hipsometría y porcentaje de relieve glacial, sugieren que la erosión glacial ha sido un importante proceso en el modelado del Paisaje de la Cordillera Principal oriental durante el Plio-Cuaternario.

La eficiencia de la erosión glacial también se sugiere de la distribución espacial de la erosión. En efecto, altos valores de área y volumen erodado, de la incisión promedio y de las tasas de erosión se estimaron en cuencas donde el porcentaje de relieve glacial es mayor en relación con las cuencas dominadas por la erosión fluvial. Por ejemplo, las cuencas tributarias Tres Quebradas, Sancarron y Apolinario tienen similar área en relación con la cuenca tributaria Primero, pero el volumen y área erodada en esta última cuenca es el doble en relación con las otras tres. Consecuentemente, la incisión vertical media y las tasas de erosión calculadas en la cuenca Primero son grandes en relación a las cuencas de área equivalente y donde la actividad glacial es menor (Tabla 4.2).

Al revisar la distribución de la erosión en cada cuenca, observamos que en la cuenca Tres Quebradas, la incisión vertical es grande en la parte baja de la cuenca, mientras que aguas arriba de un *knick point* localizado a los 3500 m s.n.m. los valores de incisión disminuyen (Fig. 4.5A). Similar observación se deduce en las cuencas Apolinario y Sancarron, ubicadas íntegramente aguas arriba del *knick point* y donde la incisión es escasa (Fig. 4.5C y D). Escasa evidencia de actividad glacial en estas tres cuencas y la geometría del thalweg sugieren que en estas tres cuencas la erosión es el resultado de la erosión

fluvial, por lo que la incisión máxima se localiza en las zonas más bajas asociada a la erosión fluvial regresiva. Por el contrario, en la cuenca Primero la máxima incisión es localizada aguas arriba, en la confluencia de ocho valles tributarios glaciales coronados por circos (Fig. 4.5B).

La eficiencia de la erosión glacial también se sugiere de la observación de la distribución de la erosión en las cuencas tributarias más grandes. En la cuenca El Medio la erosión glacial ha estado subordinada y es la erosión fluvial la que domina. La máxima incisión en esta cuenca es registrada en el segmento inferior localizado aguas abajo de un knick point a los 3500 m s.n.m. (Fig. 4.5E). En contraste, altos valores de incisión se presentan en dos diferentes posiciones en la cuenca Potrerillos (Fig. 4.5F). En esta cuenca la incisión vertical en el segmento superior es consistente con registros de erosión glacial, mientras que la incisión en el segmento inferior puede ser asociada a la erosión fluvial regresiva. En la cuenca Potrerillos la incisión promedio, la máxima incisión, el área y volumen erosionada y las tasas de erosión son las más grandes determinadas en la zona de estudio (Tabla 4.2).

Además la eficiente erosión glacial puede ser sugerida al comparar las tasas de erosión calculadas en el Huasco durante los últimos 6 Ma, con las calculadas en el Desierto de Atacama (Tabla 4.3), donde el clima es muy árido para permitir el desarrollo de glaciaciones durante el Plio-Cuaternario (Ammann et al., 2001). En efecto, valores de tasas de erosión bajas en relación con las calculadas en la cuenca del Río Huasco han sido calculadas en la Cordillera Occidental en la zona de Arica (18°30' Lat. Sur), donde los valores alcanzan los 15 m/Ma para los últimos 7,5 Ma (Kober et al., 2006). Más al sur, la cuantificación del volumen de sedimentos en la depresión central permitieron calcular tasas de erosión de aproximadamente 7 m/Ma para los últimos 18 Ma en el núcleo del Desierto de Atacama (Scholl et al., 1970). También en el núcleo del Desierto de Atacama, se calcularon tasas de erosión de 9,5 m/Ma para los últimos 9 Ma (Alpers y Brimhall, 1988). En las cuencas del Salado y de San Andrés, en el extremo sur del Desierto de Atacama (26° Lat. Sur), utilizando la función *black top hat*, se calcularon tasas de erosión de entre 6 y 16 m/Ma para los últimos 10 Ma (Riquelme et al., 2008). Luego, la diferencia entre tasas de erosión entre los Andes semiáridos y el desierto de Atacama sugieren

diferencias climáticas a largo plazo entre estas dos segmentos de la vertiente occidental de los Andes y la eficiencia de la erosión glacial en los Andes semiáridos.

°Latitud Sur	Tasa de erosión	Autor	Método	Periodo de tiempo
18	13 m/Ma	Kober et al. (2006)	Volumen sedimentos	Últimos 7,5 Ma
23	7 m/Ma	Scholl et al. (1970)	Volumen sedimentos	Últimos 18 Ma
24	9,5 m/Ma	Alpers y Brimhall (1988)	Micro termometría	Últimos 9 Ma
26	6 y 16 m/Ma	Riquelme et al. 2008	Incisión de pedimentos	Últimos 10 Ma
29	45 – 75 m/Ma	Aguilar et al. (sometido)	Incisión de pedimentos	Últimos 8 ± 2 Ma

Tabla 4.3: Valores de tasas de erosión a escala de millones de años calculadas para la vertiente occidental de los Andes Centrales entre los 18°S y 29°S. La tabla incluye la bibliografía, el método utilizado y el periodo de tiempo que involucra la tasa de erosión calculada.

En la actualidad las mayores tasas de erosión y transporte de sedimentos en los Andes se observan en las cuencas con actividad glacial (Pepin al., en prensa). Por otro lado, estudios indican que durante el Pleistoceno Superior – Holoceno, los procesos glaciales y paraglaciales generan grandes volúmenes de sedimentos que son vaciados en las cuencas hidrográficas luego de la retirada de los hielos (Riquelme et al, en prensa; incluido en Apéndice 2.2). Los resultados presentados en esta tesis indican que la erosión glacial es un importante agente erosivo en los Andes semiáridos, no tan solo durante el Pleistoceno Superior – Holoceno, si no que para un largo periodo de la evolución de los sistemas fluviales durante los últimos millones de años. Así, la erosión glacial durante el Plio-Cuaternario habría jugado un importante rol en la evolución del paisaje y en la denudación de este segmento de Los Andes.

A la latitud del Valle del Huasco, las relativamente bajas tasas de erosión calculadas para el Mioceno en la Cordillera Principal oriental, contrastan con las elevadas tasas de erosión calculadas para el Plio-Cuaternario. La aceleración de la erosión durante la transición del Mioceno al Plioceno, así como el crecimiento del sistema fluvial, habría incidido los pedimentos, que representan un relieve transitorio herencia de un paisaje construido previamente. Esto indica un cambio en el patrón de evolución del paisaje andino en esta latitud, ocurrido aproximadamente a los 8 ± 2 Ma, desde pediplanización a incisión de valles. Sin embargo, a pesar del incremento de la erosión, aun perduran en los interfluvios de las cuencas relictos de pedimentos en los Andes semiáridos, mientras que hacia el norte, en el Desierto de Atacama, las superficies de pedimentos están ampliamente distribuidas en la Cordillera de Domeyko (Riquelme et al., 2007).

La permanencia del relieve transitorio a lo largo de las zonas áridas y semiáridas de los Andes Centrales, indica por un lado que aun no ha finalizado el crecimiento del sistema fluvial y que el paisaje se encuentra en un estado erosivo transitorio. Las dos preguntas que resaltan inmediatamente son: 1. ¿La concurrencia de procesos erosivos por el cual se formaron los valles sigue siendo un mecanismo activo con velocidades de erosión similares a las que se registraron a escala de millones de años, es decir, este mecanismo de erosión es perceptible en escalas de tiempo más pequeñas? 2. ¿Cómo se distribuye las tasas de erosión en la cuenca para permitir la permanencia de un relieve transitorio anciano? Para responder estas fundamentales preguntas se requiere estimar tasas de denudación a escala de tiempo más acotada, ya sea por la estimación de la incisión de relieves transitorios más recientes o el cálculo del volumen de sedimentos transportados y depositados en las cuencas. En la siguiente sección se profundiza en esta problemática en la cuenca del Río Huasco, en base a la comparación de las tasas obtenidas con la función *black top hat*, con nuevas tasas de erosión calculadas a escala de miles de años, por la medición de la concentración de núclidos cosmogénicos en sus sedimentos fluviales.

4.2. Tasas de erosión a escala temporal de los miles de años

Durante las últimas décadas se ha instaurado un método para calcular tasas de erosión promedio a largo plazo ($10^3 - 10^4$ años), por medio de la medición de la concentración de núclidos cosmogénicos en sedimentos fluviales (e.g. Granger et al., 1996; Brown et al., 1995, 1998; Riebe et al., 2000, 2001a, b, 2004; Schaller et al., 2001, 2002, 2004; von Blanckenburg et al., 2004, 2005; Kirchner et al., 2006). Usando este método se calcularon tasas de erosión promedio a escala de decenas de miles de años en la cuenca del Río Huasco. Los detalles de este método se incluyen en la sección 1.4.4. Cabe destacar, que en base a estas tasas de erosión, y a otras que se obtendrán de muestras que se encuentran en etapa de análisis, se prepara un artículo para publicar.

La estimación e interpretación de tasas de erosión por la concentración de núclidos cosmogénicos es compleja, debido a que se asumen supuestos geológicos que gobiernan la distribución de los núclidos en la cuenca (detalles de los supuestos en la sección 1.4.4). Es por este motivo, que en el primer punto de esta sección se aborda una discusión en torno a las variaciones de la concentración de ^{10}Be en los sedimentos fluviales. La metodología para la estimación de las tasas de erosión incluye una previa estimación de la producción de ^{10}Be en la cuenca, es este el segundo punto que se aborda en esta sección. En el tercer punto de la sección se estiman las tasas de erosión derivadas de la concentración de ^{10}Be en los sedimentos y de la producción de ^{10}Be en la cuenca.

4.2.1. Concentración de ^{10}Be en los sedimentos fluviales de la cuenca del Río Huasco

En las muestras de sedimentos recolectadas a lo largo de la cuenca del Río Huasco se cuantificó la concentración de ^{10}Be en la fracción cuarcífera de sedimentos fluviales. Hasta el momento en solo seis de las nueve muestras procesadas en el laboratorio se ha determinado la concentración. Cuatro resultados provienen de las muestras de gravas de diámetro de entre 10 y 8

cm, mientras que en dos de las muestras de arena hay resultados (Fig. 4.7). Cabe recordar que cada muestra de gravas esta compuesta de entre 15 a 30 clastos, mientras que la muestras de arena representan entre 250 y 2000 gramos.

La concentración de ^{10}Be en los sedimentos fluviales varia entre 83 y $22 \cdot 10^4 \text{at} \cdot \text{g}^{-1}$. Aunque los valores se mantienen en el mismo orden de magnitud, existen diferencias en la concentración dependiendo del tamaño de los sedimentos. En efecto, las muestras de arena ($83 - 60 \cdot 10^4 \text{at} \cdot \text{g}^{-1}$) poseen una concentración mayor en relación a las gravas ($33 - 22 \cdot 10^4 \text{at} \cdot \text{g}^{-1}$) (Tabla 4.4 y Fig. 4.7). Si consideramos muestras en la misma posición, la concentración en la arena dobla a la de las gravas. Asumiendo que este patrón es sistemático a lo largo de la cuenca es posible sugerir que la concentración depende del tamaño de los sedimentos, y en particular la arena está enriquecida de ^{10}Be en relación a las gravas, o al contrario, las gravas están empobrecidas. Luego, se puede imaginar que diferentes tamaños de sedimentos poseen una historia particular de erosión, transporte y sedimentación. La problemática es conocer en que etapa de su evolución, la arena acumula más núclidos cosmogénicos en comparación con las gravas.

La concentración de ^{10}Be en los sedimentos fluviales varía en relación a la posición de donde fueron recolectados en la cuenca del Río Huasco (Tabla 4.4). En efecto, la concentración disminuye aguas abajo de la conexión de los dos principales tributarios de la cuenca: Valle del Carmen y Valle del Transito (Fig. 4.7). A pesar, que la historia de erosión, transporte y sedimentación que determina la concentración de ^{10}Be , sería particular para cada tamaño de sedimento, la disminución hacia aguas abajo se observa tanto en gravas como en la arena.

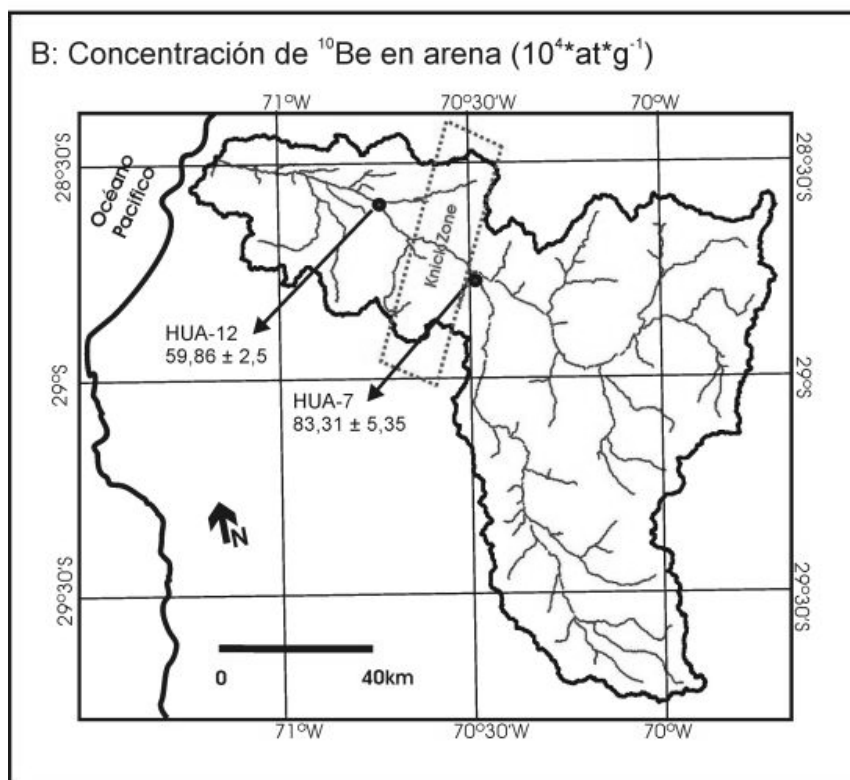
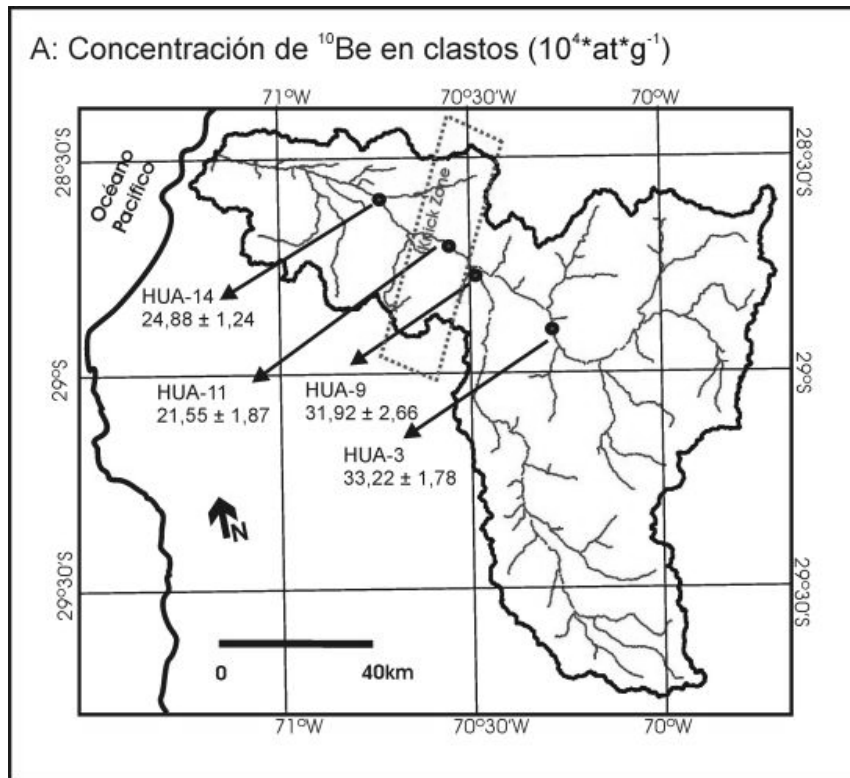


Figura 4.7: Mapas de ubicación de las muestras recolectadas de sedimentos fluviales en la cuenca del Río Huasco: A. Gravas y B. arena. En los mapas se indica la concentración de ^{10}Be en los sedimentos fluviales. Se incluye la zona de knick resultado de la incisión del río en el escarpe que separa la Cordillera de la Costa de la Cordillera Principal.

Muestra	Lat S	Lon W	Altitud muestra (m s.n.m)	Concentración ^{10}Be ($10^4 \text{at} \cdot \text{g}^{-1}$)
HUA-3				$33,22 \pm 1,78$
HUA-4	28,99112	70,27821	873	En prep.
HUA-2*				En prep.
HUA-9	28,7978	70,45794	852	$31,92 \pm 2,66$
HUA-7*				$83,31 \pm 5,35^*$
HUA-11	28,70315	70,55123	658	$21,55 \pm 1,87$
HUA-10*				En prep.
HUA-14	28,59953	70,72772	426	$24,88 \pm 1,24$
HUA-12*				$59,86 \pm 2,5$

Tabla 4.4: Tabla que indica la posición de los puntos de recolección de muestras y la concentración de ^{10}Be en los sedimentos fluviales recolectados en la cuenca del Río Huasco. Las muestras están ordenadas desde aguas arriba hacia aguas abajo. Con asteriscos se indican las muestras de sedimento tamaño arena.

Varios autores muestran la variación de la concentración de ^{10}Be en relación al tamaño y la posición de muestreo de los sedimentos, pero la mayoría por rangos de tamaño de clastos más pequeño que 1 cm (e.g. Brown et al., 1995, 1998; Schaller et al., 2001; Matmon et al., 2003, 2005a, b; Riebe et al., 2003; Belmont et al., 2007). Solo Belmont et al. (2007) demostraron que podían existir diferencias significativas de concentración entre gravas y arena. Esta diferencia puede estar controlada por la diferente historia de erosión, transporte y depositación de los sedimentos, sin embargo resulta difícil dilucidar en que etapa se desarrolla esta diferenciación (Carretier et al., 2009b). Estos autores señalan que el origen de la diferencia en la concentración de núclidos cosmogénicos puede producirse en el proceso de erosión de laderas o durante el transporte o depositación del sedimento en el río.

Aun faltan resultados analíticos que nos entreguen mayores antecedentes sobre la variabilidad de la concentración de ^{10}Be en los sedimentos de la cuenca del Río Huasco (Tabla 4.4), sin embargo, los resultados existentes a la fecha ya muestran algunos patrones de esta distribución. Por otra parte, antes de estimar e interpretar las tasas de erosión derivadas de la concentración de ^{10}Be , es clave discutir su variabilidad en la cuenca, gobernada por los supuestos geológicos que hacen válido el método. En efecto, verificar los supuestos geológicos que permiten las estimaciones de tasas de erosión resulta fundamental para validar e interpretar adecuadamente las tasas de erosión derivadas de la concentración de ^{10}Be en los sedimentos.

4.2.1.1. Variabilidad de concentración de ^{10}Be producto de los procesos erosivos de laderas

Usualmente, la diferencia entre la concentración de ^{10}Be en distintos tamaños de sedimentos, ha sido explicada como el resultado de los procesos de erosión de laderas (e.g. Niemi et al., 2005). La mayor residencia de los bloques de gran envergadura en las laderas, en relación al sedimento fino que tiende a descender rápidamente, tiene como resultado la mayor exposición de los grandes bloques a la radiación cósmica y con ello una mayor concentración de núclidos en comparación con los sedimentos finos. Sin embargo, en la cuenca del Río Huasco la arena está enriquecida en ^{10}Be en relación con las gravas, mostrando resultados contrapuestos a esta situación. Los resultados representan el segundo trabajo en mostrar la mayor concentración de núclidos en la arena en relación con las gravas. Belmont et al. (2007) interpretaron que esta diferencia está controlada por la abrasión de los clastos durante su transporte. A continuación, proponemos una hipótesis alternativa para explicar esta diferencia, la que considera que las gravas que rellena el valle serían el producto de particulares procesos erosivos en las laderas.

La menor concentración en las gravas podría ser explicada al considerar que ellas se originan por procesos erosivos relativamente rápidos que involucran derrumbes, flujos de detritos, o erosión glacial. Estos procesos excavaron profundas trincheras donde la concentración de ^{10}Be es menor dada

su disminución con la profundidad (e.g. Brown et al., 1995, Matmon et al., 2003, Reinhardt et al., 2007; Yanites et al., 2009). La exhumación de profundos bloques tiene como resultado que las gravas resultantes estén empobrecidas en núclidos cosmogénicos. En los Andes semiáridos existen evidencias geomorfológicas de episodios de gran producción de gravas producto de glaciaciones, derrumbes y flujos de detritos ocurridos durante el Pleistoceno Tardío – Holoceno (refiérase al Capítulo 5 y al Apéndice 2.2: Riquelme et al., en prensa). Las gravas que constituyen el relleno sedimentario del valle son el resultado de este tipo de procesos, lo que podría explicar su baja concentración de ^{10}Be en relación a la arena.

La concentración de ^{10}Be en la arena sería mayor al de las gravas, ya que su producción engloba todos los procesos erosivos de la cuenca, incluidos los procesos graduales de desgaste superficial desarrollados en laderas e interfluvios más estables, y que dan origen a suelos y regolitos. Para graficar esto, podemos por ejemplo considerar que parte de la arena que rellena el valle proviene de los pedimentos Miocenos preservados en los interfluvios (refiérase a la sección 4.1), y cuyas superficies están enriquecidas en núclidos cosmogénicos dada las bajas tasas de erosión que han permitido su preservación hasta hoy (Nishiizumi et al., 2005). La inclusión de sedimentos con altas concentraciones de ^{10}Be , puede aumentar considerablemente la concentración de ^{10}Be en la fracción arena en relación a las gravas.

Aguas abajo de la conexión de los dos principales tributarios de la cuenca del Río Huasco (Valle del Carmen y Valle del Transito) la concentración de ^{10}Be disminuye en los sedimentos fluviales, tanto en gravas como en la arena (Fig. 4.7). Estas muestras fueron recolectadas aguas abajo de una zona de *knick*, resultado de la adición de escorrentía luego de la conexión entre los dos principales tributarios y la presencia del escarpe que separa la Cordillera Principal de la Cordillera de la Costa (ver detalles morfométricos en el Capítulo 3). La incorporación de sedimentos de baja concentración de ^{10}Be , derivados de las laderas inestables de esta zona, donde la erosión es mayor y el tiempo de exposición es relativamente menor, podría ser la causa de las menores concentraciones en los sedimentos fluviales recolectados. Sin embargo, las superficies de rocas graníticas y granodioríticas son escasa aguas abajo de la

zona de knick, por lo que la fuente de los sedimentos de esta litología puede provenir de antiguas sucesiones de gravas adosadas a los interfluvios y a las partes altas de las laderas de los valles. Estas sucesiones probablemente evidencian las primeras etapas de formación de la cuenca del Valle del Huasco durante el Mioceno-Plioceno (Riquelme et al., 2010).

Resumiendo, considerando que diferentes tamaños de sedimentos derivan de una combinación diferente de procesos de erosión, se deberían interpretar por separadas las tasas de erosión estimadas de la concentración de ^{10}Be en arena y gravas. Las tasas de erosión que se pueden calcular de la concentración en la arena podrían integrar todos los procesos erosivos de la cuenca, incluyendo velocidades de los procesos de difusión de superficies de laderas e interfluvios relativamente estables, así como los procesos de incisión de valles de las laderas menos estables, mientras que las tasas de erosión calculadas en las gravas solo integran los procesos de incisión de valles, asociados por ejemplo a derrumbes, flujos de detritos y erosión glacial. Por otra parte, las tasas de erosión que proceden de los sedimentos recolectados en la zona de *knick* pueden sobrestimar las tasas de erosión de la cuenca debido a la incorporación local de sedimentos con menor concentración de ^{10}Be .

4.2.1.2. Variabilidad de la concentración de ^{10}Be producto del transporte en los ríos

Autores también han explorado la posibilidad que la diferencia en la concentración de ^{10}Be en diferentes tamaños de sedimentos sea producto de su transporte en los ríos (e.g. Belmont et al., 2007; Nichols et al., 2002, 2005a; Carretier et al., 2009b, Carretier y Regard, en prensa). En efecto la abrasión y la acumulación de ^{10}Be durante el tiempo de transporte pueden generar variaciones en la concentración. La movilidad y los tiempos de permanencia de los sedimentos en el sistema fluvial varían entre sedimentos de distinto tamaño. En general clastos de mayor tamaño son menos móviles y permanecen más tiempo en relación a los más pequeños. Considerando la acumulación de núclidos cosmogénicos durante el transporte, la concentración de ^{10}Be en las gravas debería ser mayor que en la arena. Por otra parte, la producción de ^{10}Be

durante el transporte debería producir un aumento de la concentración en los sedimentos hacia aguas abajo (Nichols et al., 2002, 2005a; Carretier y Regard, en prensa).

Los resultados en la cuenca del Río Huasco sugieren que la producción de núclidos cosmogénicos durante el transporte es insignificante en relación con la producción en las laderas. En efecto, por un lado, es la arena la que presenta mayor concentración en relación a las gravas, y por otro lado no se observa un aumento de la concentración hacia aguas abajo, si no que por el contrario disminuye. Este es un resultado mayor, ya que la acumulación relativamente insignificante de núclidos cosmogénicos durante el transporte es un supuesto básico que valida el método de estimación de tasas de erosión promedio de cuencas por la medición de la concentración de núclidos cosmogénicos y que concuerda con lo determinado por otros autores (e.g. Brown et al., 1995, Matmon et al., 2003, Nichols et al., 2005b; Carretier et al., 2009b; Carretier y Regard, en prensa).

Belmont et al. (2007) sugieren que la diferencia de concentración de ^{10}Be entre gravas y arena se relaciona con los procesos de abrasión de los clastos durante su transporte en los ríos, como resultado de impactos y fricción con otros clastos y con el lecho del río (Kuenen, 1956; Bradley, 1970). La abrasión de las capas superficiales generaría el empobrecimiento de ^{10}Be en los clastos, mientras que el sedimento fino resultante, está enriquecido de núclidos cosmogénicos (Carretier et al., 2009b; Carretier y Regard, en prensa). Estos sedimentos finos pueden estar contenidos en las muestras de arena recolectadas en la cuenca del Río Huasco y ello explicaría la mayor concentración de ^{10}Be en la arena en relación a las gravas, que al perder sus capas superficiales se empobrecen en ^{10}Be . Por otro lado, la abrasión durante el transporte, podría también explicar la disminución de la concentración en los sedimentos hacia aguas abajo.

Un nuevo estudio entrega antecedentes teóricos que permiten proponer otra explicación. Carretier y Regard (en prensa) estudiaron la evolución de la concentración en núclidos cosmogénicos en la superficie de bloques y gravas, desde su exhumación en las laderas, hasta el lugar de muestreo en el río. Un resultado destacable es que la concentración media en la superficie de un bloque ubicado en la ladera no es muy diferente de la

concentración en la arena en ese mismo lugar. Esto sugiere que el sedimento generado por la abrasión fluvial de los bloques no enriquece en ^{10}Be la arena del río. Por otro lado, la abrasión puede disminuir la concentración media en ^{10}Be de las gravas durante su camino a lo largo del río. Este resultado, a pesar de ser teórico, sugiere que la mayor concentración relativa de ^{10}Be en la arena no es el producto de la abrasión de bloques y gravas. Por otra parte, provee una explicación simple y alternativa para explicar la disminución de la concentración de ^{10}Be aguas abajo en la cuenca del río Huasco.

Resumiendo, la mayor concentración de ^{10}Be de la arena en relación a las gravas, así como la disminución de la concentración hacia aguas abajo, puede ser el resultado de la abrasión de los sedimentos durante el transporte en el río. Sin embargo, cabe recordar que en el caso de la cuenca del Río Huasco, tanto la mayor concentración en la arena en relación a las gravas, así como la disminución de la concentración en los sedimentos aguas abajo, pueden ser explicados por las variaciones en las velocidades y en los mecanismos de erosión en las laderas, reflejada en la geomorfología de la cuenca, sin intervención de los procesos de enriquecimiento o empobrecimiento de núclidos cosmogénicos que se pueden generar durante el transporte de los sedimentos en el río.

4.2.2. Cálculo de la tasa de producción teórica de ^{10}Be en la cuenca del Río Huasco

Para conocer las tasas de erosión en la cuenca del Río Huasco, mediante la medición de la concentración de núclidos cosmogénicos en sus sedimentos, primero se debe estimar la producción del núclido en la cuenca. Es específicamente en superficies de granito y granodiorita donde se estimó la producción de ^{10}Be , ya que los sedimentos recolectados provendrían de estas superficies ubicadas aguas arriba de cada punto de muestreo. En efecto, la concentración de ^{10}Be en los sedimentos deriva de la exposición a la radiación cósmica de estas superficies. Utilizando mapas geológicos del Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (Sernageomin, 2003) y modelos de elevación digital, se construyeron histogramas de altitud del área que cubre estas superficies y que están circunscritas a cada una de las cuencas

vertientes que drenan los puntos de recolección de muestras (detalles de metodología en la sección 1.4.4). En base a estos histogramas se calcularon las tasas de producción promedio de ^{10}Be en las superficies graníticas y granodioríticas dependiendo de los puntos de muestreo a lo largo de la cuenca del Río Huasco (Fig. 4.8).

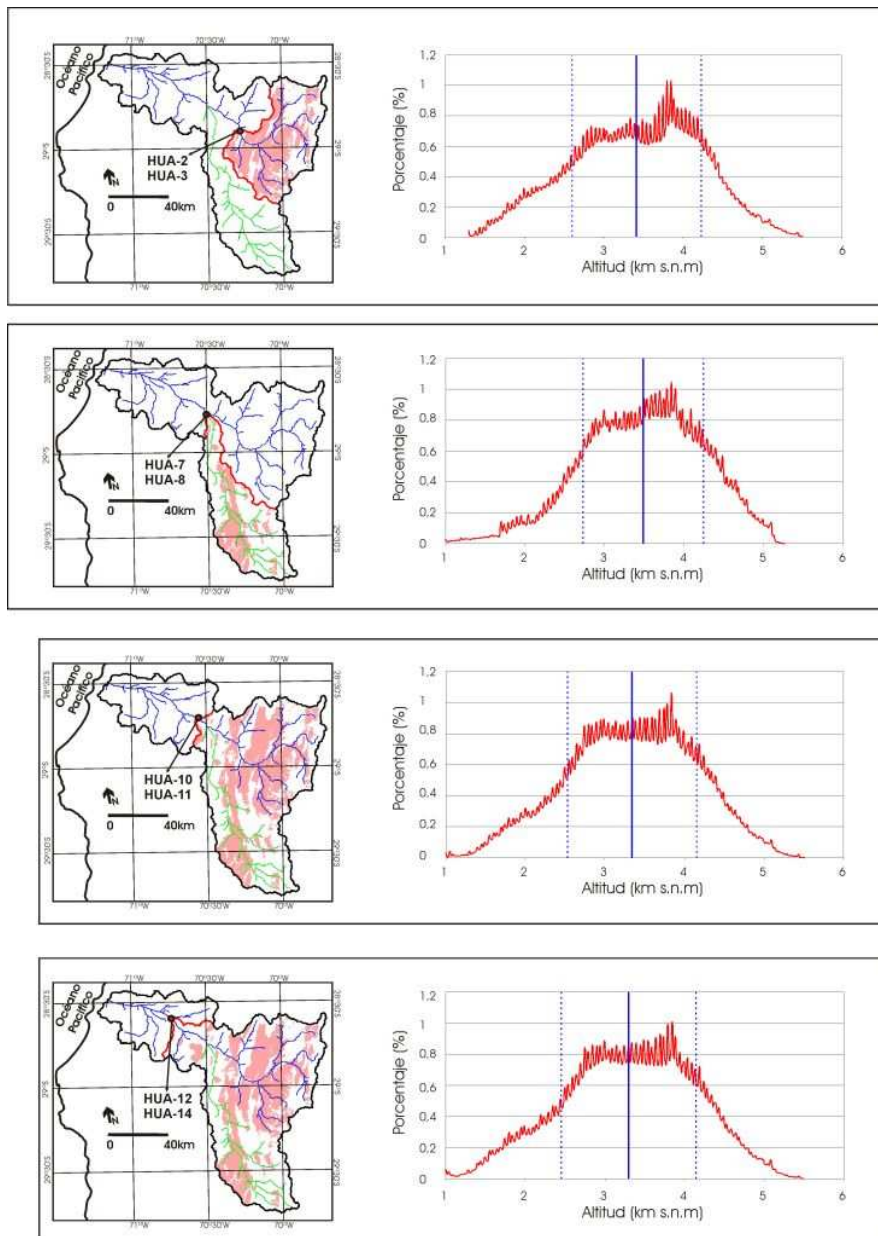


Figura 4.8: Mapas que incluyen la posición de las muestras recolectadas de sedimentos fluviales en la cuenca del Río Huasco. Las áreas coloreadas representan las superficies graníticas ubicadas aguas arriba de cada uno de los puntos de recolección. Los gráficos representan histogramas para cada una de las superficies indicando la distribución de la altitud. En verde se distingue la red de drenaje del Valle del Carmen del resto de la red de drenaje de la cuenca del Río Huasco en azul.

Se recolectaron muestras de sedimentos en los dos principales valles tributarios de la cuenca del Río Huasco: Valle del Transito y Valle del Carmen (Fig. 4.8). Aguas arriba del punto de recolección de las muestras HUA-2, HUA-3 y HUA-4, las superficies graníticas y granodioríticas del Valle del Transito abarcan un área de 1.600 km², representando un 53 % del área de la cuenca vertiente. La altitud promedio de estas superficies es de 3.417 m s.n.m. y la desviación estándar es de 813 m. En el Valle del Carmen el área de las superficies graníticas y granodioríticas aguas arriba de la muestra HUA-7 y HUA-9 es de 911 km², representando el 31 % de la cuenca vertiente. La altitud promedio de estas superficies es de 3.487 m s.n.m. y la desviación estándar es de 761 m.

Aguas abajo de la conjunción de los dos principales tributarios de la cuenca del Río Huasco (Fig. 4.8), se recolectaron muestras de sedimentos fluviales en dos puntos: HUA-14(12) y HUA-11(10). Considerando estos puntos de muestreo, el área de las superficies graníticas y granodioríticas es de 3.100 km², lo que representa aproximadamente el 41 % del área de la cuenca vertiente. La altitud promedio de las superficies varía entre 3.298 y 3.340 m s.n.m. y la desviación estándar es de entre 847 y 812 m. En la Tabla 4.5 se resume la posición de los puntos de muestreo (latitud, longitud y altitud), al área de la cuenca y de las superficies graníticas y granodioríticas aguas arriba de cada punto de recolección y la altitud promedio y desviación estándar en las superficies.

En el cálculo de la producción de ¹⁰Be se considero la latitud (28.9° Lat. Sur) y la densidad invariable (2.700 kg*m⁻³), por lo que las diferencias de tasas de producción son únicamente producto de las variaciones de altitud. La distribución de la altitud de las superficies graníticas y granodioríticas en la cuenca del Río Huasco determinó valores promedios de producción de ¹⁰Be de entre 37,493 y 41,155 at*g⁻¹*a⁻¹ (Tabla 4.5). A medida que se consideran superficies acotadas a las zonas más altas de la cuenca, la tasa de producción promedio de ¹⁰Be aumenta junto con la altitud de las superficies. Esto se debe al incremento de la producción de ¹⁰Be con la altitud. Así por ejemplo en las muestras ubicadas en los Valles del Carmen y del Transito, donde el promedio de altitud de las superficies es más alto, son mayores los valores de producción de ¹⁰Be en relación a aguas abajo (Tabla 4.5).

Muestra	Área cuenca km ²	Área superficies (km ²)	Altitud Prom ±Stdev (m s.n.m.)	Tasa Producción ¹⁰ Be (at*g ⁻¹ a ⁻¹)
HUA-3 HUA-2	3.108	1.642	3417 ±813	40,044
HUA-9 HUA-7	2.936	911	3487 ±761	41,155
HUA-11 HUA-10	7.244	3.057	3340 ±812	38,854
HUA-14 HUA-12	7.835	3.133	3298 ±847	37,493

Tabla 4.5: Tabla que indica el área de la cuenca aguas arriba de cada punto de muestreo, el área de las superficies graníticas circunscritas a la cuenca, las altitud promedio y su desviación estándar, y las tasas de producción de ¹⁰Be en las superficies. Las muestras están ordenadas desde aguas arriba hacia aguas abajo. La producción fue calculada considerando una tasa de producción de 4,5 at*g⁻¹a⁻¹ a nivel del mar y en latitudes altas.

4.2.3. Estimación de tasas de erosión en la cuenca del Río Huasco

Una vez analizada la variación de la concentración de ¹⁰Be en los sedimentos y calculada la producción de ¹⁰Be en las superficies fuente de los sedimentos, se presentan las tasas de erosión promedio estimadas a escala de miles de años para la cuenca del Río Huasco. Estas tasas de erosión consideran la producción teórica de ¹⁰Be en las superficies y la concentración de ¹⁰Be en los sedimentos recolectados. En sección 1.4.4 se exponen los detalles de la metodología, los parámetros utilizados en este estudio y las ecuaciones para el cálculo de tasas de erosión. Cabe destacar que las tasas de erosión calculadas asumen el supuesto que el tiempo de transporte y acumulación de ¹⁰Be durante este periodo, es despreciable en comparación con el tiempo de exposición en las laderas (e.g. von Blanckenburg, 2005).

Las tasas de erosión calculadas en la cuenca del Río Huasco tienen valores de entre 29 y 107 m/Ma, manteniéndose en el mismo orden de magnitud (Tabla 4.6). Considerando todos los resultados, el promedio de tasas de erosión para la cuenca es de 68 m/Ma en la Cordillera Principal. A pesar que tienen el mismo orden de magnitud, el rango de las tasas de erosión calculadas en la arena (29 – 36 m/Ma; Tabla 4.6), es significativamente menor

que el rango de las tasas de erosión calculadas en las gravas (71 - 107 m/Ma). Considerando la discusión previa, en torno a la variación de la concentración de ^{10}Be en los sedimentos, la diferencia en las tasas de erosión estimadas puede ser explicada al imaginar que las gravas son el producto de derrumbes, flujos de detritos y erosión glacial, y las tasas de erosión determinadas en ellas representan procesos particulares localizados a lo largo de la cuenca, mientras que las arenas son en parte, el resultado de la lenta erosión por procesos de difusión de las superficies estables de interfluvios y ladera, y así, ellas representan las tasas de erosión promedio en la cuenca vertiente.

Muestra	Concentración ^{10}Be ($10^4 \text{ at} \cdot \text{g}^{-1}$)	Tasa erosión (m/Ma)
Arena (0,025 - 0,008 cm)		
HUA-7	83,31 ± 5,35	28,97 ± 1,10
HUA-12	59,86 ± 2,5	36,81 ± 0,91
Gravas (~ 5 cm)		
HUA-9	31, 92 ± 2,66	76,10 ± 3,75
Gravas (10 - 8 cm)		
HUA-3	33,22 ± 1,78	71,13 ± 2,26
HUA-11	21,55 ± 1,87	106,52 ± 5,47
HUA-14	24,88 ± 1,24	89,02 ± 2,64

Tabla 4.6: Resultados de medición de la concentración de ^{10}Be y estimación de las tasas de erosión en muestras de sedimentos fluviales recolectadas a lo largo de la cuenca del Río Huasco. La tabla agrupa las muestras en relación al diámetro del sedimento. El error de las tasas de erosión trasciende desde la incertidumbre analítica en la medida de la concentración de ^{10}Be y no son asociados a factores geológicos. Los errores que se derivan de factores geológicos no están expresados, ya que los valores asumen los supuestos que permiten la utilización de este método y que se describen en la metodología (sección 1.4.4). La tasas de erosión fueron calculadas considerando una tasa de producción de $4,5 \text{ at} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$ a nivel del mar y en latitudes altas.

Tanto las tasas de erosión calculadas en las gravas como en la arena, son mayores aguas abajo de la conexión entre los dos principales tributarios de

la cuenca del Río Huasco (Fig. 4.9). Las relativamente mayores tasas de erosión calculadas aguas abajo, podrían ser el resultado de la incorporación local de sedimentos empobrecidos en ^{10}Be , dada la inestabilidad de las laderas y la fuerte incisión del valle en la zona de *knick*. Sin embargo, no podemos descartar que la concentración de ^{10}Be sobrestime las tasas de erosión debido al empobrecimiento de la concentración de ^{10}Be por la abrasión de los clastos durante el transporte en el río (Carretier y Regard, en prensa). En cualquier caso, las tasas de erosión calculadas en las muestras ubicadas aguas arriba de la zona de *knick* (HUA-3, HUA-7, HUA-9) podrían ser una mejor estimación de las tasas de erosión en la Cordillera Principal, en relación a las localizadas aguas abajo donde los sedimentos podrían estar empobrecidos en ^{10}Be por la incorporación local de sedimentos en la zona de *knick* o la abrasión durante el transporte en el río.

Un aspecto importante de destacar es el rango de tiempo en las que las tasas de erosión promedio son válidas (e.g. von Blanckenburg, 2005). Considerando la densidad de las rocas de composición granítica y granodioríticas ($2,7 \text{ g cm}^{-3}$), la acumulación de ^{10}Be se realizaría hasta una profundidad de aproximadamente 0,6 m de la superficie desde donde provendrían los sedimentos recolectados. Según las tasas de erosión calculadas por la concentración de ^{10}Be en las gravas (71 - 107 m/Ma), se necesitan entre 8 y 6 ka para llegar a esta profundidad. El mismo análisis considerando las tasas de erosión sugeridas por la arena (29 - 36 m/Ma), indicarían que son necesarios entre 21 y 16 ka para llegar a una profundidad de 0,6 m. Luego, las tasas de erosión calculadas en los sedimentos fluviales de la cuenca del río Huasco son representativas de periodos de decenas de miles de años.

4.3. Comparación de las tasas de erosión a corto, mediano y largo plazo en la cuenca del Río Huasco

Tanto las tasas de erosión calculadas con la función *black top hat* a escala de millones de años, como las calculadas por la concentración de ^{10}Be en los sedimentos fluviales a escala de decenas de miles de años, consideran el área completa de una cuenca, por lo que ellas representan tasas de erosión

promedio. Al ser un promedio, las tasas calculadas integran las variaciones de denudación a corto plazo y de zonas específicas de la cuenca vertiente considerada, como por ejemplo resultado de un derrumbe. Luego, representan a un periodo de tiempo relativamente extenso de la evolución geomorfológica de la cuenca. Por otro lado al ser un promedio normalizado por el área drenada, las tasas pueden ser comparadas entre si.

La diferente posición geográfica de las estimaciones complica la comparación entre las tasas de erosión calculadas a escala de millones y miles de años en la cuenca del Río Huasco. En efecto, las diferentes escalas de tiempo también implican diferentes posiciones y área drenada de la cuenca, por lo que hacer comparaciones resulta complejo. Mientras que las tasas de erosión para la escala de millones de años están circunscritas a tributarios fluvio-glaciales de la cabecera de la cuenca del Río Huasco de la Cordillera Principal oriental, las tasas de erosión calculadas para un intervalo de tiempo de decenas de miles de años, representan un promedio para un área más amplia de la cuenca vertiente de la Cordillera Principal, que incluye a tributarios sin evidencias de actividad glacial. Sin embargo, según varios estudios las tasas de erosión se mantienen en ordenes de magnitudes similares en otras cuencas de regiones montañosas (Fig. 4.6), independiente del área de la cuenca y de la posición relativa de ella en el sistema fluvial, siempre que se sigan los tributarios de más alto orden de jerarquerización (e.g. Sri Lanka, Von Blanckenburg et al., 2004; Aidaho (USA), Kirchner et al., 2001; Cuenca del Río Beni (Bolivia), Safran et al., 2005; Alpes Suizos, Wittmann et al., 2007).

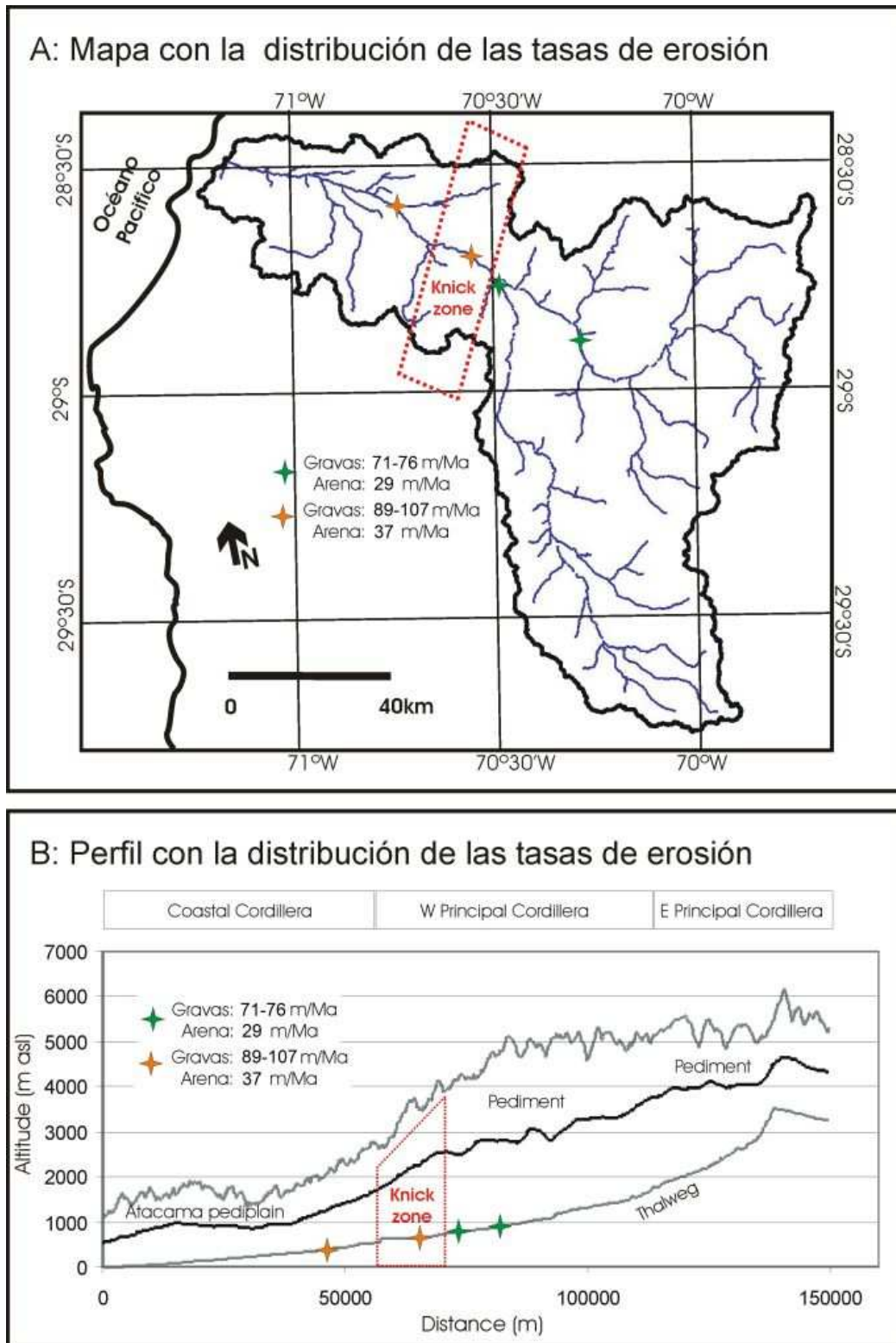


Figura 4.9: Distribución de las tasas de erosión calculadas según la concentración de ^{10}Be en los sedimentos fluviales. A. Mapa de la cuenca del Río Huasco. 2. Perfiles E-W que indican altitud máxima, el promedio y la mínima altitud del cuadrángulo en el que está circunscrita la cuenca del Río Huasco. Se distingue la posición del muestreo de sedimentos fluviales aguas arriba y abajo de la zona de Knick.

Similares valores se obtienen para las tasas de erosión calculadas para los últimos 8 ± 2 Ma ($34 - 57$ m/Ma) en las cuencas tributarias de la Cordillera Principal oriental y las calculadas a escala de decenas de miles de años por la concentración de núclidos cosmogénicos en las arena que rellana los valles ($29 - 36$ m/Ma) (Fig. 4.10). La similitud entre las tasas de erosión sugiere que los mecanismos que aceleraron la erosión hace 8 ± 2 Ma y que excavaron los valles, se registran en las tasas de erosión que consideran intervalos de tiempo inferiores a decenas de miles de años. Luego podemos sugerir que una ventana de tiempo de decenas de miles de años, incluye los mecanismos y velocidades de transferencia de material asociados a la excavación de lo valles y configuración del paisaje de los Andes semiáridos durante el Plio-Cuaternario.

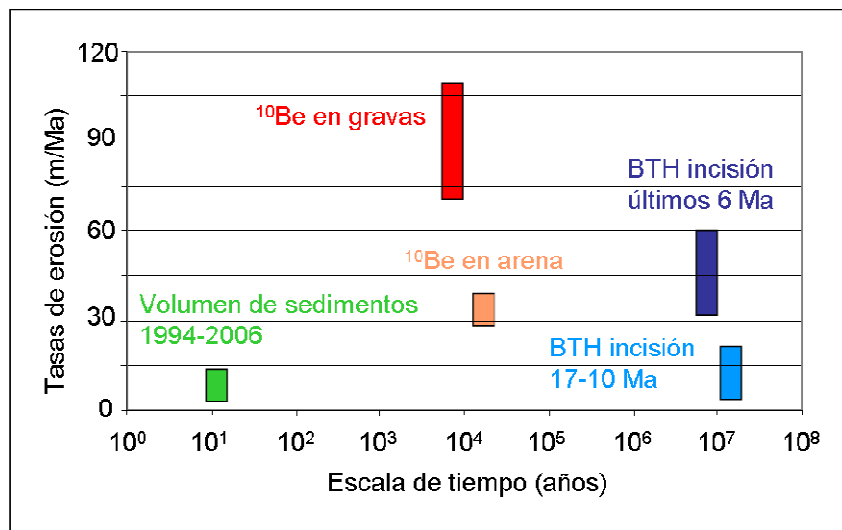


Figura 4.10: Grafico que relaciona la velocidad y la escala de tiempo involucrada en las tasas de erosión en la cuenca del Río Huasco. En tonos azules se indican los rangos de las tasas de erosión calculadas a escala de millones de años con la extracción del volumen erosionado de los valles. En tono oscuro se indican las tasas de erosión durante los últimos 6 Ma y en tono más claro las tasas de erosión del Mioceno (15-10 Ma). En tonos rojos se indican los rangos de tasas de erosión calculadas por la concentración de ¹⁰Be en los sedimentos fluviales. En tono oscuro se indican las tasas de erosión calculadas en las gravas, mientras que en tono más claro se señala el intervalo de tasas de erosión calculadas en la arena. En verde se indica el rango de tasas de erosión calculados por la cuantificación del volumen de sedimentos transportados por el río durante las ultimas décadas (Pepin et al., en prensa). El valor mínimo de este intervalo representa la tasa de erosión calculada al normalizar el flujo de sedimentos por toda el área de la cuenca vertiente, mientras que el máximo valor se calculó considerando la normalización por el área de los tributarios glacio-fluviales de la Cordillera Principal oriental.

Consistencia entre tasas de erosión a escala de miles y millones de años se ha reconocido en otras dos áreas de los Andes Centrales. Recientemente, las tasas de erosión calculadas a escala de decenas de miles de años (12 - 75 m/Ma) en la cuenca del Río Lluta (18° Lat. Sur), mediante la medición de la concentración de núclidos cosmogénicos en sedimentos fluviales (Kober et al., 2009), parecen ser comparables en orden de magnitud a las calculadas a escala de millones para los últimos 7,5 Ma (13 m/Ma; Kober et al., 2006). La incisión derivada de estas tasas de erosión, ha generado profundos cañones en superficies de pedimentos de 7,5 Ma, similar a lo que acontece en la cuenca del Río Huasco durante los últimos 6 Ma.

En la cuenca del Río Beni, en la vertiente oriental de los Andes Tropicales (14 – 17°S), se ha estimado mediante la cuantificación de la concentración de núclidos cosmogénicos en sedimentos fluviales, tasas de erosión de entre 40 – 1350 m/Ma a escala de 15 ka. Este amplio rango de tasas de erosión tienen un promedio de 420 m/Ma y una moda de entre 200 y 400 m/Ma, valores similares a los determinadas por trazas de fisión a escala de millones de años (200 – 600 m/Ma, Safran et al., 2005). Esto sugiere, que al menos en estas tres localidades de los Andes Centrales (cuencas de los ríos Huasco, Lluta y Beni), los procesos de erosión que dominaron la evolución del paisaje y la denudación de la Cordillera de los Andes durante los últimos millones de años, permanecen activos y son perceptibles a escalas de tiempo de decenas de miles de años.

Como ya se menciona mas arriba, las tasas de erosión calculadas entre los 17 y 6 Ma (5 – 31 m/Ma) en la cuenca del Río Huasco son comparables con las documentadas en el Desierto de Atacama (Tabla 4.3), donde la persistencia de un clima hiper-árido permite la presencia de pedimentos activos (e.g. Riquelme et al., 2007). En la cuenca del valle del Huasco se habrían activado los mecanismos de incisión de valles a los 8 ± 2 Ma, incrementando las tasas de erosión hasta valores superiores a 30 m/Ma. Esta observación nos permite distinguir rangos de tasas de erosión diferentes para ambientes dominados por pediplanización del paisaje (<30 m/Ma) y por procesos erosivos de incisión de valles (>30 m/Ma) en los Andes Centrales. El rango de tasas de erosión para ambientes dominados por procesos erosivos de incisión de valles (>30 m/Ma)

están además registradas en las tasas de erosión calculadas en los sedimentos fluviales a escala de decenas de miles de años (29 – 107 m/Ma).

Si asumimos un tiempo de transporte relativamente pequeño, es decir que la acumulación de ^{10}Be se desarrolló en la ladera de los valles y no durante el transporte de los sedimentos, las tasas de erosión calculadas en los sedimentos del Valle del Huasco representan los últimos 21 ka. Este periodo coincide con un contexto de retirada de los hielos después de los 22 ka en los Andes semiáridos (refiérase al Capítulo 5). Luego, es probable que los sedimentos recolectados representen la acumulación de ^{10}Be y la erosión de las laderas en un contexto de desglaciación y que fueron exportados aguas abajo por la actividad paraglacial. Lo anterior sugiere que la alternancia de glaciación - desglaciación, sería un importante factor en la erosión y exportación de sedimentos. A su vez, la similitud entre las tasas de erosión a escala de miles de años y las tasas calculadas para los últimos 8 ± 2 Ma, podría validar esta hipótesis para el Plio-Cuaternario, es decir que el inicio de la alternancia de glaciación – desglaciación habría sido un importante agente de erosión e incisión de valles durante los últimos millones de años.

La importancia de la erosión glacial también se evidencia al comparar las tasas de erosión a escala de millones de años en las cuencas con registros de erosión glacial en relación con las no glaciales, donde en las primeras la tasa de erosión y la incisión de los valles es más importante. Consistentemente, la morfometría, y específicamente la hipsometría, también sugiere la importancia de la actividad glacial en el modelado del paisaje y la incisión de los valles a largo plazo (refiérase al Capítulo 3). Todo lo anterior parece confirmar lo observado en la vecina cuenca del Río Elqui (30°S), donde la morfoestratigrafía cuaternaria sugiere la importancia de la alternancia de glaciación - desglaciación en la denudación de la Cordillera Principal de los Andes semiáridos (Riquelme et al., en prensa; incluido en Apéndice 2.2). En el Capítulo 5 se incluye el estudio morfoestratigráfico de los depósitos sedimentarios del Pleistoceno Tardío – Holoceno en la cuenca del Río Huasco, lo que permite retomar esta discusión con mayores antecedentes.

4.3.1. Comparación con tasas de erosión a escala de décadas

La metodología más común para estimar tasas de erosión en cuencas hidrográficas es la cuantificación del volumen de sedimentos transportados por los sistemas fluviales (e.g. Filizola y Guyot, 2004; Pepin et al., en prensa) y que abarcan periodos de tiempo de décadas a siglos ($10^1 - 10^2$ años). En general los valores de tasas de erosión calculadas a largo plazo ($10^3 - 10^6$ años) son de mayor magnitud que las calculadas a corto plazo ($10^1 - 10^2$ años) en Europa, Norte America y Sudamérica (e.g. Ferrier et al., 2005; Kichner et al., 2001; Kober et al., 2007,2009; Matmon et al., 2003; Meyer et al., 2008; Morel et al., 2003; Schaller et al., 2001, 2002). En Asia, donde el efecto antrópico a aumentado las tasas de erosión durante las ultimas décadas, la relación se invierte y son las tasas de erosión a escala de corto plazo las que son mayores en relación con las de largo plazo (Hewawasam et al., 2003; Von Blanckenburg et al., 2004). Según estos trabajos la inconsistencia entre tasas de erosión a largo y corto plazo indicaría que los cálculos de tasa de erosión a escala de decenas y siglos no representan la velocidad de evolución geomorfológica de los valles y mas bien muestran escenarios de transferencia de materia acotados temporalmente.

Como ya es ampliamente registrado a nivel global, la inconsistencia entre valores de tasas de erosión calculados a escala de décadas en los Andes Centrales, con los calculados a una escala de tiempo mayor, indicaría que la medición de tasa de erosión a escala de siglos y décadas no representa las velocidades y modos involucrados en la conformación del paisaje de las cuencas. En efecto, en la zona de Arica (18°S) tasa s de erosión a escala de 10^4 años (12 - 75 mm/a) son cinco veces mayores que las calculadas a corto plazo (Kober et al., 2009). Indiscutible evidencia de la inconsistencia se observa en el extremo sur del Desierto de Atacama, donde las tasas de erosión calculada con la función *black top hat*, en cuencas esporádicamente activas y donde los mecanismos de erosión de río están prácticamente inactivos, indican valores de entre 6 y 16 m/Ma para la incisión de los valles durante los últimos 10 Ma (Riquelme et al., 2008). Similar observación se hace en la cuenca del Río Huasco, donde las tasas de erosión calculadas para los últimos 8 ± 2 Ma

($45,34 \pm 11,49$ m/Ma; extracción de volúmenes de valles fluvio-glaciales), y las calculadas para decenas de miles de años (entre 29 - 107 m/Ma; concentración de ^{10}Be en clastos fluviales) son un orden de magnitud más grandes que las calculadas para las últimas décadas (4,1 m/Ma; Fig. 4.10), mediante la medición de la concentración de sedimentos en suspensión (Pepin et al., en prensa).

La inconsistencia entre las tasas de erosión a largo y mediano plazo con las de corto plazo en la cuenca del Río Huasco sugiere que las tasas de erosión calculadas en una ventana de tiempo superior a 10^4 años involucran periodos de gran eficiencia de la erosión, en relación a la escasa erosión registrada durante las últimas décadas. Luego, deben haber existido periodos de mayor erosión en comparación a la baja erosión que se observa actualmente. Otra posibilidad que explica esta discrepancia, es que la disponibilidad de sedimentos para transporte este decreciendo luego de varios miles de años transcurridos desde la última desglaciación. Cualquiera que sea la causa de esta diferencia, las tasas de erosión a corto plazo aparentemente no representarían las velocidades y modos involucrados en la conformación de los valles incididos de los Andes semiáridos.

El análisis estacional de la carga de sedimentos en el río a escala de décadas permite proponer otra alternativa para explicar las bajas tasas de erosión en la cuenca del Río Huasco (Fig. 4.11). El análisis estacional indica que es entre septiembre y febrero cuando se desarrolla la mayor parte del transporte de sedimentos. El carácter predominantemente nival, implica que los procesos de transferencia de materia al interior de los sistemas fluviales, estén controlados por los deshielos que comienzan en primavera. En efecto, en la estación fluviométrica Algodones de la cuenca del Río Huasco (750 m s.n.m.), la concentración de carga de sedimentos en suspensión, aumenta desde 8 hasta $45 \text{ t a}^{-1} \text{ km}^{-2}$, entre septiembre diciembre. Luego, la concentración cae a valores menores a $2,2 \text{ t a}^{-1} \text{ km}^{-2}$ entre marzo y agosto. Considerando estos registros, entre septiembre y febrero se desarrolla el 80% del total anual de exportación de sedimento en la cuenca del Río Huasco. Es decir que los sedimentos transportados por el agua provienen de las zonas de deshielo. Esto sugiere que las tasas de erosión a escala de décadas no deben ser calculadas normalizando el flujo de sedimentos por el área de toda la cuenca vertiente de

la estación Algodones (7189 Km²) si no que solo por el área donde se desarrolla la acumulación de nieve durante el invierno.

Según Favier et al. (2009), es sobre los 3000 msnm donde la nieve se acumula durante el invierno, derritiéndose durante los meses estivales. Luego, son las cuencas localizadas sobre esta altura las que sustentan el recurso hídrico durante el verano y que controlan la transferencia de sedimentos hacia aguas abajo. Luego para estimara las tasas de erosión se deben considerar las áreas acotadas a esta actividad. Al normalizar por el área de la cuenca sobre los 3000 msnm (4.895 Km², Fig. 4.12), el valor de la tasa de erosión remonta hasta 6 m/Ma. Sin embargo, el área sobre los 3000 msnm incluye muchas superficies de pedimentos de los interfluvios de la Cordillera Principal, donde su preservación sugiere que están relativamente inactivas en cuanto a las tasas de erosión. Al constreñir el área de normalización a las cuencas fluvio-glaciales de la Cordillera Principal oriental (2.623 Km², Fig. 4.12), el valor de la tasa de erosión llega a 11,2 m/Ma, valor aun muy distante a los calculados a escala de miles por la concentración de ¹⁰Be en la arena (29-107 m/Ma) (Fig. 4.10).

Quizás las tasas de erosión a escala de décadas indiquen el *background* de erosión asociado a los procesos de difusión de laderas y superficies. Este background de erosión estaría más en relación con las tasas de erosión calculadas entre los 17 y 6 Ma (5 – 31 m/Ma) cuando dominaban los procesos de difusión. Luego, podemos imaginar que las actuales tasas de erosión (10¹ años) y las calculadas para le evolución geomorfológicas del paisaje entre los 17 y 6 Ma (10⁶ años) están dominadas por mecanismos de erosión de superficies relativamente estables, y que se desarrollan a tasas de erosión menores a 30 m/Ma (Fig. 4.9). Por el contrario, las tasas de erosión determinadas por la concentración de ¹⁰Be en los sedimentos fluviales (10⁴ años) y las calculadas para la incisión de valles después de los 8 ± 2 Ma (10⁶ años) están dominadas por mecanismos de erosión de laderas inestables, y que se desarrollan ha tasas de erosión de entre 30 y 107 m/Ma (Fig. 4.9). Las tasas de erosión asociadas a la incisión de valles no se registrarían a escala de decenas de años, y solo se registra el *background* de erosión. Sobre este *background* se superponen intermitentes eventos de fuerte erosión y que quizás podrían ser registrados en una serie de tiempo más extensa a la disponible para la cuenca del Río Huasco.

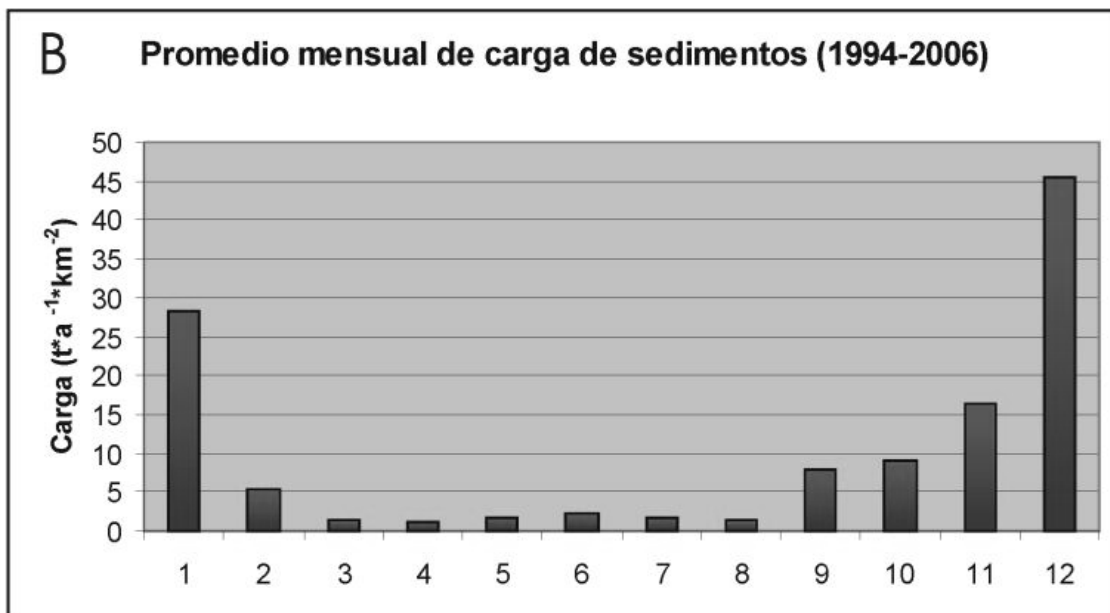
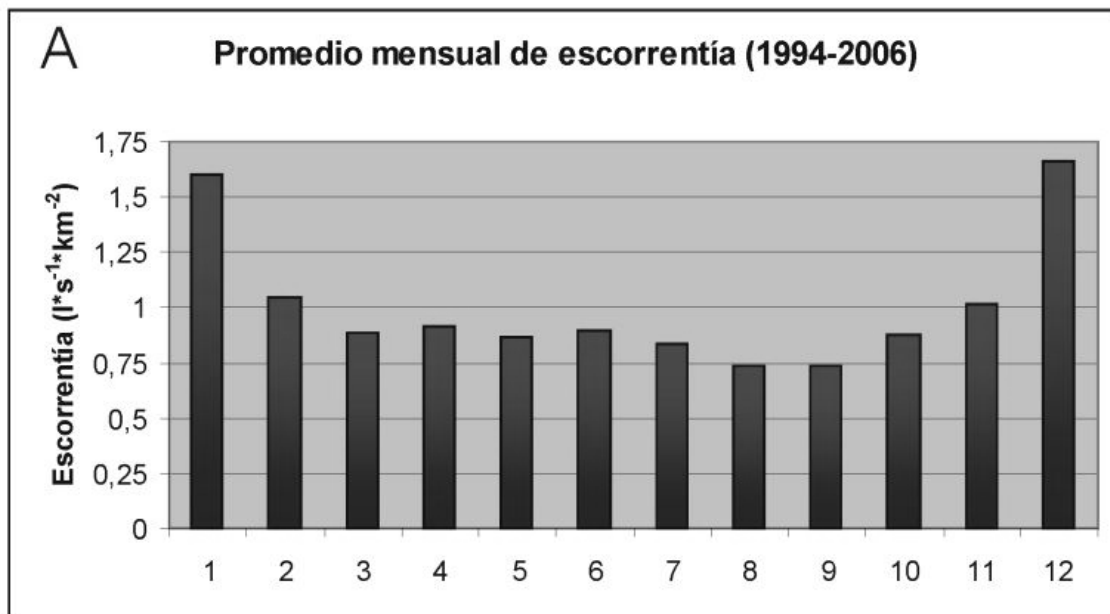


Figura 4.11: Escorrentía y carga de sedimentos en la estación fluviométrica del Río Huasco en Algodones (750 m s.n.m.).

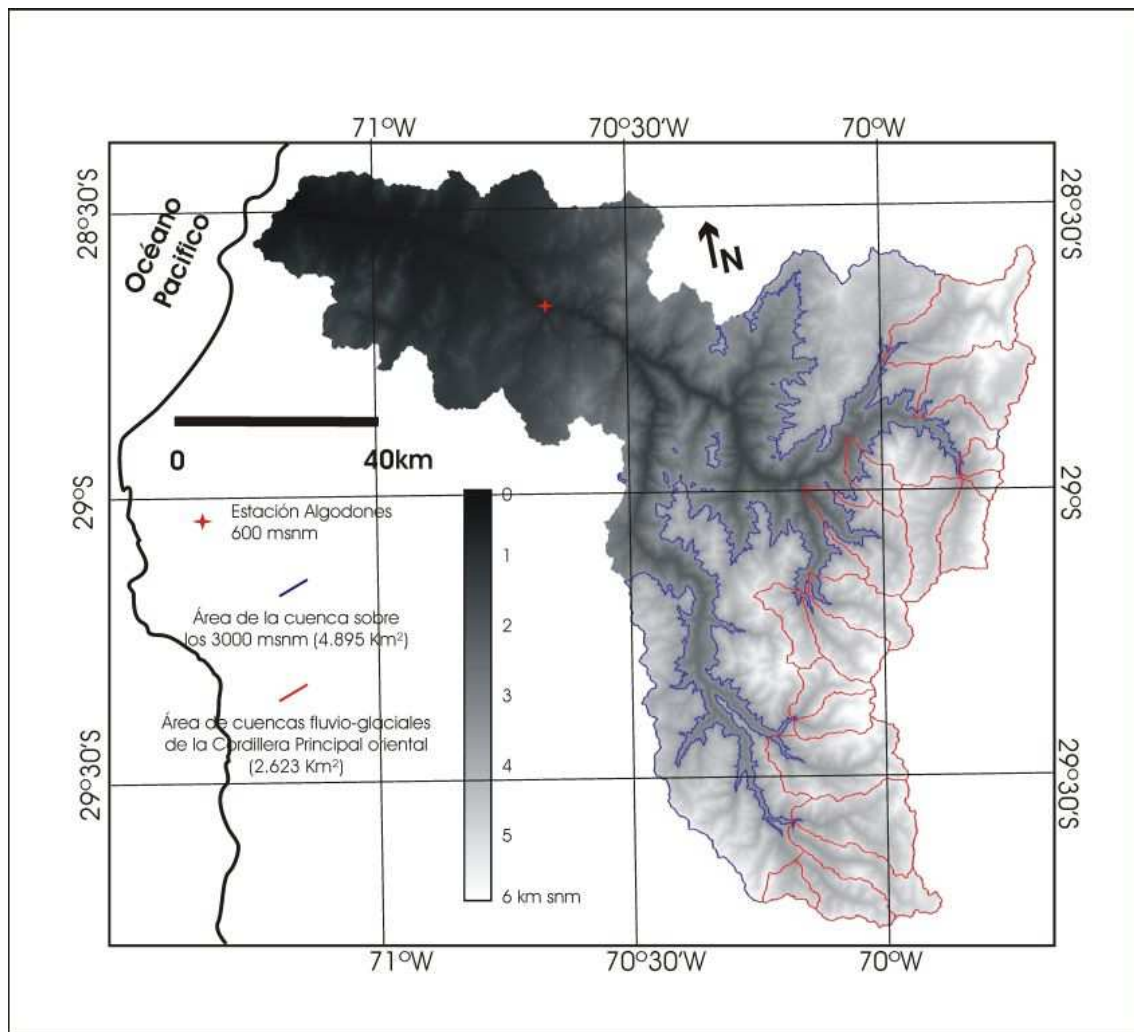


Figura 4.12: Modelo de elevación digital de la cuenca del Río Huasco donde se indica la posición de la estación hídrica Algodones (600 msnm), los límites del área de la cuenca que se encuentra sobre los 3000 msnm (en azul) y del área de las cuencas tributarias fluvio-glaciales (en rojo).

4.4. Comparación con tasas de erosión a nivel regional y global

Tanto las tasas de erosión calculadas en la cuenca del Río Huasco a escala de millones de años, como las calculadas a escala de decenas de miles de años, se pueden comparar con tasas de erosión a nivel global, ya que ellas están normalizadas por el área de la cuenca. La comparación que se presenta a continuación, considera los valores de tasas de erosión obtenidos por la concentración de núclidos cosmogénicos, es decir, a escala de decenas de miles de años, ya que este método ha mostrado ser robusto en el cálculo de

tasas de erosión a escala de cuencas y en diferentes contextos climáticos y tectónicos. La comparación involucra tasas de erosión en cuencas donde los parámetros de temperatura media anual, precipitación y pendiente están disponibles.

El orden de magnitud (10-100 m/Ma) de las tasas de erosión calculadas en la cuenca del Río Huasco es propio de regiones montañosas con diferentes condiciones climáticas (Fig. 4.13). Existen excepciones que escapan a este orden de magnitud, como los relativamente bajos valores en el escarpe de Namibia (Bierman y Caffee, 2001) y en Sri Lanka (Von Blanckenburg et al., 2004), y los altos valores en la vertiente oriental de los Andes Tropicales (Safran et al., 2005). En efecto, a pesar del fuerte contraste en la tasa de precipitación, los valores de tasas de erosión en Namibia y en Sri Lanka son similares entre si, lo que sugiere que son el resultado del similar contexto morfoestructural que existe entre ambas localidades, donde el retroceso de un escarpe a generado el sistema fluvial en un ambiente tectónico pasivo (Von Blanckenburg et al., 2004).

En el contexto de los Andes Centrales, donde las variables tectónicas serian relativamente similares, los valores de tasas de erosión pueden ser muy variable (Fig. 4.13). Los valores de tasas de erosión calculados en la cuenca del Río Huasco (29 – 107 m/Ma) son de similar magnitud que las estimadas en la cuenca del Río Lluta (12 – 75 m/Ma; Kober et al., 2009), ubicada también en la vertiente occidental de los Andes (Fig. 4.13), en el extremo norte del Desierto de Atacama (18°S). Sin embargo, los valores de tasas de erosión calculadas en la vertiente occidental de los Andes, son uno o dos ordenes de magnitud más bajos en relación con aquellos calculados en la cuenca del Río Beni (Fig. 4.13), localizada entre los 14 - 17°S, en la vertiente oriental de los Andes Tropicales (40 - 1350 m/Ma; Safran et al., 2005). En la vertiente oriental de los Andes Tropicales, a la latitud de la cuenca del Río Beni, las precipitaciones pueden alcanzar entre 1500 y 2000 mm/año, asociadas a la influencia de los vientos húmedos del este que provienen del Amazonas y el Océano Atlántico. Por el contrario, en la vertiente occidental de los Andes entre los 18 y 29°S, la combinación entre la permanente posición del Anticiclón del Pacífico Suroriental, la presencia de un biombo climático que representa la Cordillera de los Andes y la corriente fría de Humboldt, que restringe la evaporación en el

Océano Pacífico, determina un clima árido con tasas de precipitación que no superan los 50 mm/año en la costa y 400 mm/a sobre los 4.000 m s.n.m. El fuerte contraste de tasas de precipitaciones, sugiere que las diferencias de tasas de erosión entre ambas regiones están fuertemente controladas por la variabilidad climática.

La influencia del factor clima en las variaciones de tasas de erosión en los Andes Centrales, también se pueden sugerir a partir de los resultados preliminares de variación de la concentración de ^{10}Be en los sedimentos fluviales a lo largo de la vertiente occidental de los Andes (datos no publicados del Proyecto ANR-06-JCJC-0100 ANDES: *Analysing Differences in erosion rate and Sediment discharges over the time in the Andean fore arc region (Perú and Chile)*, Responsable: S. Carretier). El debilitamiento del Anticiclón del Pacífico Suroriental y el paso desde un clima hiper árido a uno más húmedo y templado de latitudes medias, podría explicar la disminución hacia el sur de la concentración de ^{10}Be en los sedimentos fluviales (e.d. mayor erosión en la cuenca vertiente). Luego las tasas de erosión en los Andes Centrales pueden estar fuertemente influenciadas por las variaciones climáticas a lo largo de su extensión de más de 4000 km en dirección aproximadamente Norte – Sur. Luego, aunque a nivel global no se observa una tendencia que indique que las tasas de erosión están controladas por el clima (Fig. 4.13), en los Andes las variaciones climáticas, en un contexto tectónico similar, sería un factor determinante en las variaciones de las tasas de erosión a escala de miles de años.

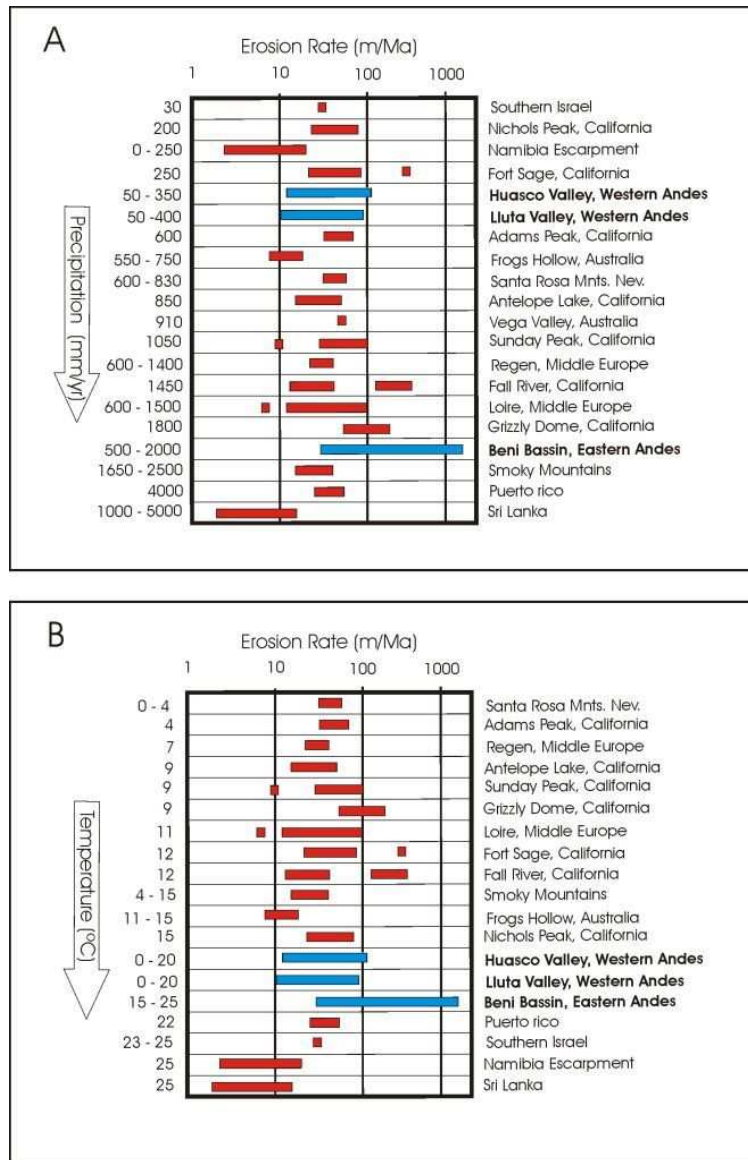


Figura 4.13: Comparación de tasas de erosión a escala global considerando las tasas de precipitaciones medias anuales (A) y las temperaturas medias anuales para cada localidad. Se presentan solo valores de tasas de erosión a escala de miles de años calculadas mediante la concentración de núclidos cosmogénicos. La compilación de tasas de erosión fue tomada de von Blanckenburg et al. (2004). La compilación original presenta valores de Puerto Rico [Brown et al., 1995; Riebe et al., 2003], Bega Valley [Heimsath et al., 2000], Sierra Nevada, California (Antelope Lake, Adams Peak, Fort Sage, Grizzly Dome, Fall River, Sunday Peak, and Nichols Peak) [Riebe et al., 2000; recalculado de acuerdo a Riebe et al., 2003], southern Israel [Clapp et al., 2000], Europa Central (Regen and Loire/Allier) [Schaller, 2001; revisado por Schaller et al., 2002], Namibia [Bierman and Caffee, 2001], Frogs Hollow [Heimsath et al., 2001], Smoky Mountains [Matmon et al., 2003], Santa Rosa Mountains, Nevada [Riebe et al., 2004], Sri Lanka [Hewawasam et al., 2003; Von Blanckenburg et al., 2004]. Se incluyen valores de tasas de erosión para la vertiente oriental de los Andes Tropicales (14-17°S; Safran et al., 2005) y para la vertiente occidental de los Andes en la cuenca del Río Lluta (18°S; Kober et al., 2009) y los nuevos valores aportados para la cuenca del Río Huasco (29°S).

El aumento de las tasas de erosión hacia el sur también se sugiere de la medición del volumen de sedimentos transportados durante las últimas décadas (Fig. 4.14; Pepin et al., en prensa). Tasas de erosión de entre 0,05 y 134,2 m/Ma se midieron en el Desierto de Atacama (18° - 23°S), mientras que en los andes semiáridos (28° - 32°S), que representa una zona de transición climática hacia un clima templado de latitudes medias, las tasas de erosión calculadas para las últimas décadas son de entre 0,2 y 112,6 m/Ma. Finalmente las tasas de erosión son de entre 5,5 y 2124,2 m/Ma en el centro-sur de Chile (32° - 41°S). Así, la comparación de las tasas de erosión calculadas a escala de décadas, puede ser una poderosa herramienta para valorar el efecto de las variaciones climáticas a lo largo de los Andes. Sin embargo, como ya fue mencionado en las anteriores secciones, es usual que los valores de tasas de erosión a escala de décadas muestren inconsistencia con valores de tasas de erosión calculados a una escala de tiempo mayor.

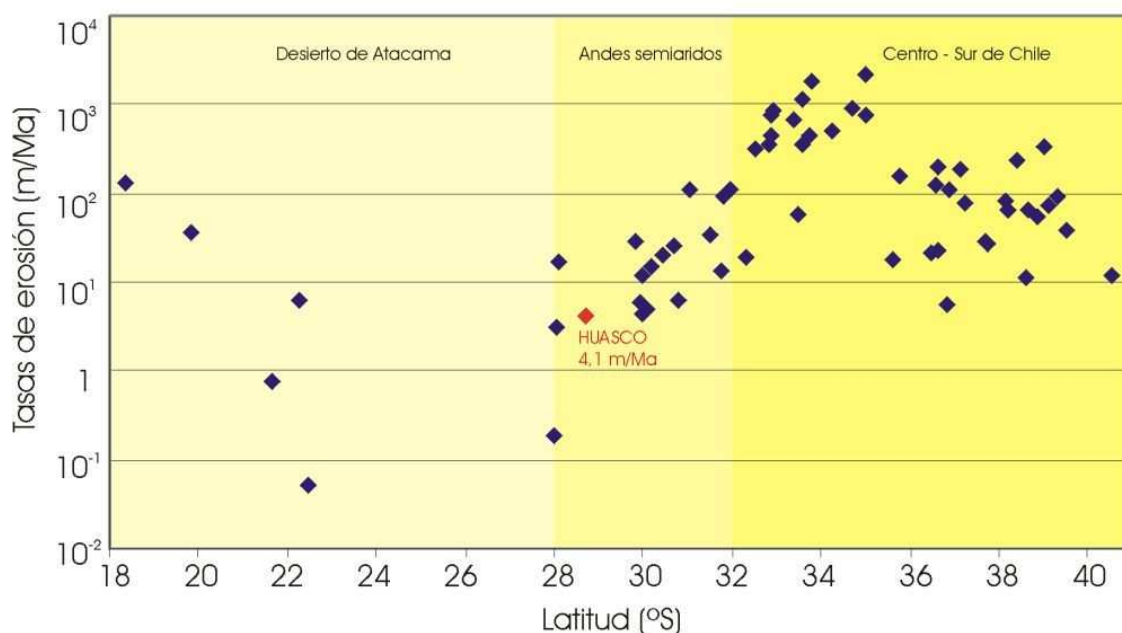


Figura 4.14: Tasas de erosión a escala de décadas en cuencas de la vertiente occidental de los Andes de Chile. Se diferencian tres segmentos: Desierto de Atacama, Andes semiáridos y el Centro – Sur de Chile. En rojo se indica la tasa de erosión de la cuenca del Río Huasco a escala de décadas (datos de entre los años 1994 y 2006). Datos de la Dirección General de Aguas – Chile, tomados de Pepin et al. (en prensa).

No se observa una clara relación entre las tasas de erosión y la pendiente promedio de las cuencas de regiones montañosas (Fig. 4.15). En efecto, la usual magnitud de tasas de erosión (10 - 100 m/Ma) se observa para cuencas con diferente promedio de pendientes. Sin embargo, tasas de erosión inferiores a 10 m/Ma son observadas en cuencas de Sri Lanka y Namibia, donde el promedio de la pendiente es menor a 0,37 m/m (~20°). En estas dos regiones, los estudios indican la ausencia de reciente actividad tectónica (Von Blackenburg et al., 2004; Bierman and Caffee, 2001). Por el contrario, valores sobre 100 m/Ma han sido calculadas en solo algunas cuencas de la Sierra Nevada en California con promedios de pendiente mayores a 0,43 m/m (~23°) y donde cambios de nivel de base pueden haber rejuvenecido el relieve, mientras que otras cuencas ubicadas lejos de estos estímulos las tasas de erosión son más bajas (Riebe et al., 2000). Esta observación sugiere que la presencia de un relieve, no basta por si sola para provocar una aceleración de la tasa de erosión, si no que debe existir un estímulo que gatilla la rejuvenización del relieve.

El promedio de la pendiente de las superficies graníticas y granodioríticas en la cuenca del Río Huasco es de entre 0,51 – 0,53 m/m (27° - 29°), valores similares a cuencas de Puerto Rico y Sierra Nevada, California (Fig. 4.15). Estudios de la concentración de núclidos cosmogénicos en las arenas sugieren que 55 % de estos sedimentos, proviene de la remoción en masa de laderas inestables, mientras que solo el 45 % es atribuido a la movilización desde las superficies más estables de los interfluvios (Brown et al., 1995). Coincidentemente las tasas de erosión determinadas por la concentración de ¹⁰Be en las arenas de la cuenca del Río Huasco, son similares a las determinadas en Puerto Rico. Por el contrario, las tasas de erosión calculadas en las gravas, y que serían el producto de la remoción en masa, derrumbes y flujos de detritos de las laderas, son más altas y serían similares a las calculadas en las cuencas de Sierra Nevada con evidencias de cambios en su nivel de base (Riebe et al., 2000).

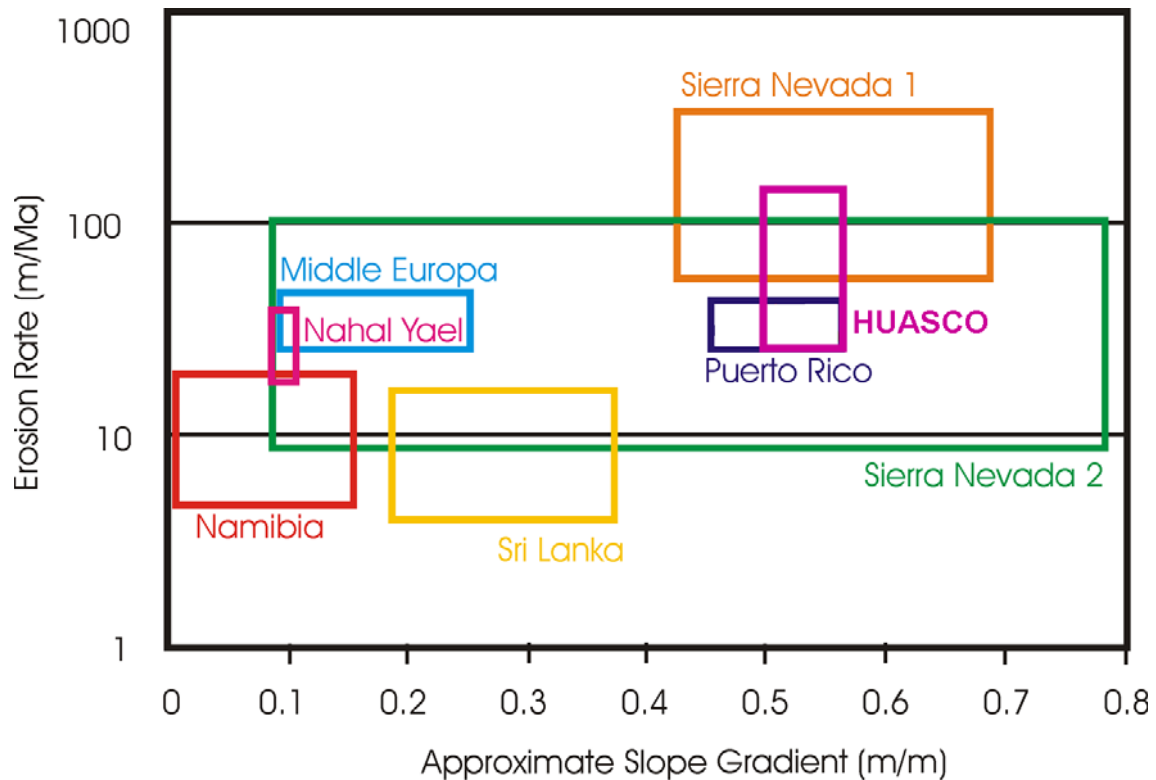


Figura 4.15: Comparación de tasas de erosión a escala global considerando el rango de la pendiente (m/m) para cada localidad. Se presentan solo valores de tasas de erosión a escala de miles de años calculadas mediante la concentración de núclidos cosmogénicos. La compilación de tasas de erosión fue tomada de Von Blanckenburg et al. (2004) que presenta valores de Puerto Rico [Brown et al., 1995; Riebe et al., 2003], Sierra Nevada, California (Antelope Lake, Adams Peak, Fort Sage, Grizzly Dome, Fall River, Sunday Peak, and Nichols Peak) [Riebe et al., 2000; recalculado de acuerdo a Riebe et al., 2003], Desierto de Nahal Yael (Southern Israel; Clapp et al., 2000), Europa Central (Regen and Loire/Allier) [Schaller, 2001; revisado por Schaller et al., 2002], Namibia [Bierman and Caffee, 2001], Sri Lanka [Hewawasam et al., 2003; Von Blanckenburg et al., 2004]. Las tasas de erosión de Sierra Nevada están separadas en dos grupos (Riebe et al., 2000): 1. Cuencas localizadas cerca de evidencias de cambio de nivel de base. 2. Cuencas localizadas lejos de la influencia de cambios recientes de nivel de base. Se incluye el rango de los valores de tasa de erosión aportados por las muestras de sedimentos en la cuenca del Río Huasco.

Finalmente, la comparación de las tasas de erosión de los Andes con otras cordilleras activas, evidencia la gran variabilidad de las tasas de erosión en los Andes en relación a los otros orogénos, donde las tasas son relativamente más homogéneas (Fig. 4.16). Los valores de tasa de erosión en cuencas de la vertiente occidental de los Andes, cuencas del Río Lluta y Río Huasco, son uno o dos órdenes de magnitud más bajos en relación a las cordilleras de México, Nueva Zelanda, Europa e Himalaya. Por el contrario el

rango de la tasa de erosión en la vertiente oriental de los Andes Tropicales (Safran et al., 2005), abarcan órdenes de magnitud similares a las observadas en otras cordilleras activas a nivel global. Las diferencias entre el rango de las tasas de erosión de la cuenca del Río Huasco y Lluta con las determinadas en otras cuencas de orogenos activos y de los Andes Tropicales, puede ser el resultado del clima relativamente más árido en relación a las estimaciones de tasas de erosión en otras cordilleras activas.

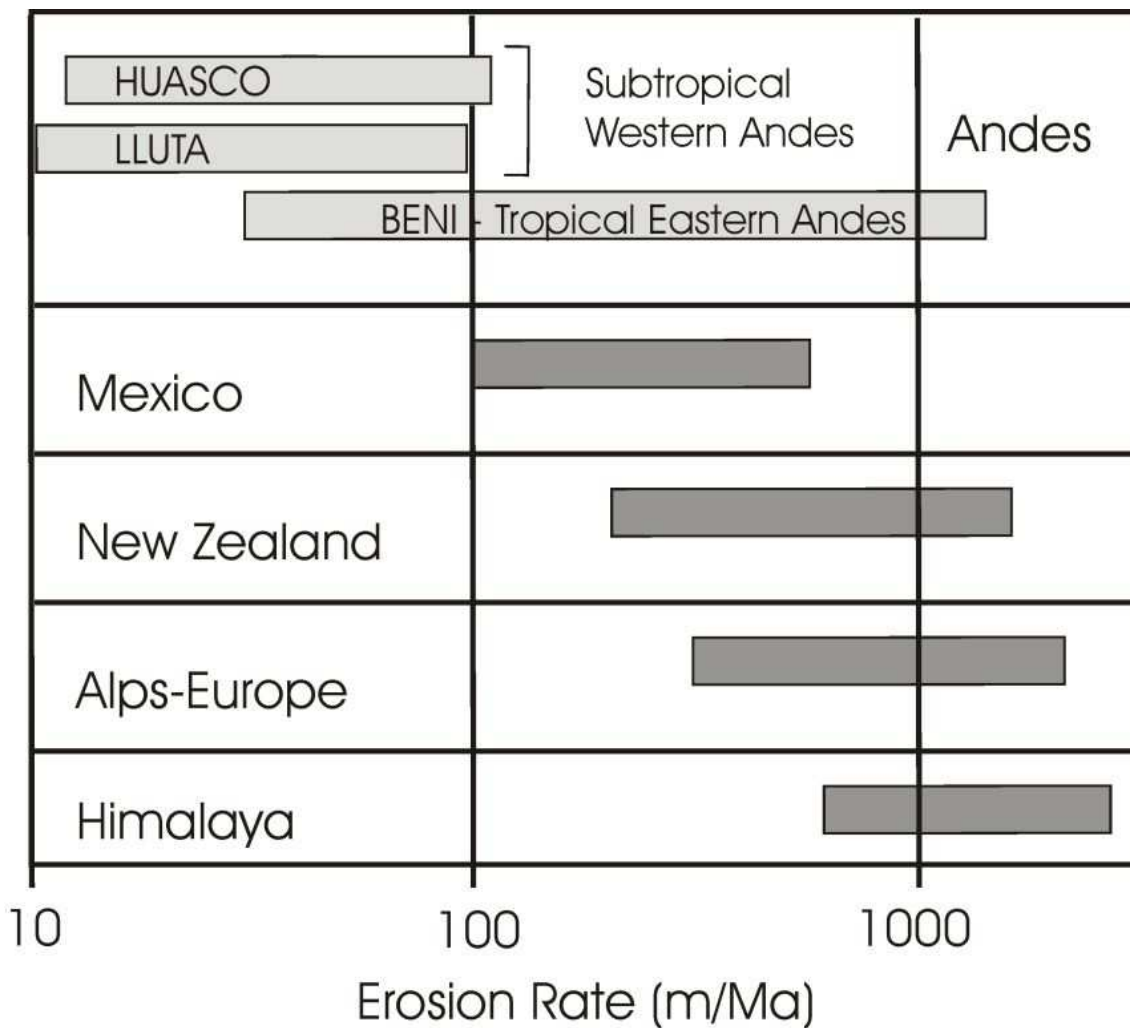


Figura 4.16: Compilación de tasas de erosión calculadas por la concentración núclidos cosmogénicos en sedimentos fluviales de cuencas ubicadas en diferentes orogenos activos. La compilación de los datos de México, Nueva Zelanda, Alpes de Europa e Himalaya (Ramírez-Herraera et al., 2002; Riebe et al., 2003; Vance et al., 2002; Von Blanckenburg et al., 2004) fue realizada por Von Blanckenburg et al. (2004). En la compilación original, se incluyeron los datos de cuencas Andinas: cuencas de los ríos Huasco, Lluta (Kober et al., 2009) y Beni (Safran et al., 2005).

4.5. Síntesis de los principales implicancias del capítulo

En este capítulo se presentaron tasas de erosión en la cuenca del Río Huasco en dos escalas de tiempo, a escala de millones de años, mediante la extracción del volumen erosionado en cuencas por la función *black top hat* y a escala de decenas de miles de años por la concentración de ^{10}Be en los sedimentos fluviales de la cuenca.

Se calcularon tasas de erosión a escala de millones de años, de entre 5 y 30 m/Ma entre los 17 y 6 Ma, y de entre 45 y 75 m/Ma para los últimos 6 Ma para una cuenca fluvio-glacial de la Cordillera Principal oriental. La diferencia de tasas de erosión sugiere que a los 8 ± 2 Ma se produjo una aceleración de la erosión que resultó en un cambio del patrón de evolución geomorfológica desde pediplanización a incisión de valles. Nosotros interpretamos que esta aceleración fue el producto de la llegada de la erosión regresiva hasta esta posición de la Cordillera Principal, y que responde a un alzamiento de la Cordillera Principal con respecto a la Cordillera de la Costa que se puede haber iniciado tan temprano como el Oligoceno. Por otra parte, al considerar otras cinco cuencas tributarias vecinas, la correlación entre los valores de erosión y el porcentaje de relieve glacial sugiere que la erosión glacial fue un efectivo agente erosivo durante el Plio-Cuaternario.

Aun restan superficies de pedimentos en los interfluvios de la Cordillera Principal, lo que sugiere que el relieve se encuentra en una etapa transitoria de su evolución y que aun no se estabiliza geomorfológicamente. La permanencia de un relieve transitorio, sugiere que existen dos dinámicas de erosión en la cuenca, mientras que veloces mecanismos de erosión inciden y rejuvenecen el paisaje formando valles, en las superficies de pedimentos se desarrollan procesos de erosión más lentos que permiten la preservación de un paisaje anciano. En efecto las tasas de erosión calculadas a escala de decenas de miles de años sugieren la presencia de dos velocidades de erosión, una fuerte en las laderas de los valles, que generan bloque y rodados, a tasas de entre 71 y 107 m/Ma, y otra relativamente más moderada en superficies más estable, que generan sedimentos finos, con tasas de erosión de entre 29 y 36 Ma.

Dependiendo del área que se considera para la normalización, las tasas de erosión que se extraen del volumen de sedimentos transportados en el Río Huasco (Pepin et al., en prensa) varían entre 4 y 11 m/Ma. En cualquier caso de normalización, estos valores parecen ser bajos al compararlos con las tasas de erosión calculadas para los mecanismos de incisión de valles y parecen estar más acorde con las tasas determinadas para los procesos más lentos de difusión de laderas y de superficies más estables. Esto sugiere que una escala de tiempo de décadas no se registra los procesos involucrados en la incisión de los valles en los Andes semiáridos.

4.5.1. Síntesis de la evolución del sistema fluvial en la cuenca del Río Huasco

Ciertamente, es aventurado proponer como ha evolucionado el sistema fluvial de la cuenca del Río Huasco durante el Neógeno con el cálculo de la variación de tasas de erosión circunscritas a las cuencas tributarias de la Cordillera Principal y con una caracterización morfométrica del relieve a gran escala. Sin embargo los resultados presentados y antecedentes regionales, parecen sugerir que el paisaje del Valle del Huasco habría evolucionado según el dibujo que se presenta en la Figura 4.17 y que se explica a continuación.

- **Oligoceno - Mioceno Inferior:** En la Cordillera de la Costa se reconoce un relleno de gravas en paleo-valles que habían sido labrados durante el Oligoceno – Mioceno Inferior, y cuyas facies sedimentarias corresponden a las Gravas de Atacama (Mortimer, 1973, Paskoff, 1970; Riquelme et al., 2003, 2007; Sillitoe et al., 1968). Esto indicaría que la Cordillera Principal ya tendría una altura mayor en relación a la Cordillera de la Costa durante este periodo. Esto sugiere que durante este periodo ya se habría producido el inicio del alzamiento. La aridización del clima a partir del Mioceno Inferior restringió la capacidad de incisión y transporte de sedimentos, depositándose así las Gravas de Atacama (Riquelme et al., 2003, 2007; Nalpas et al., 2008).

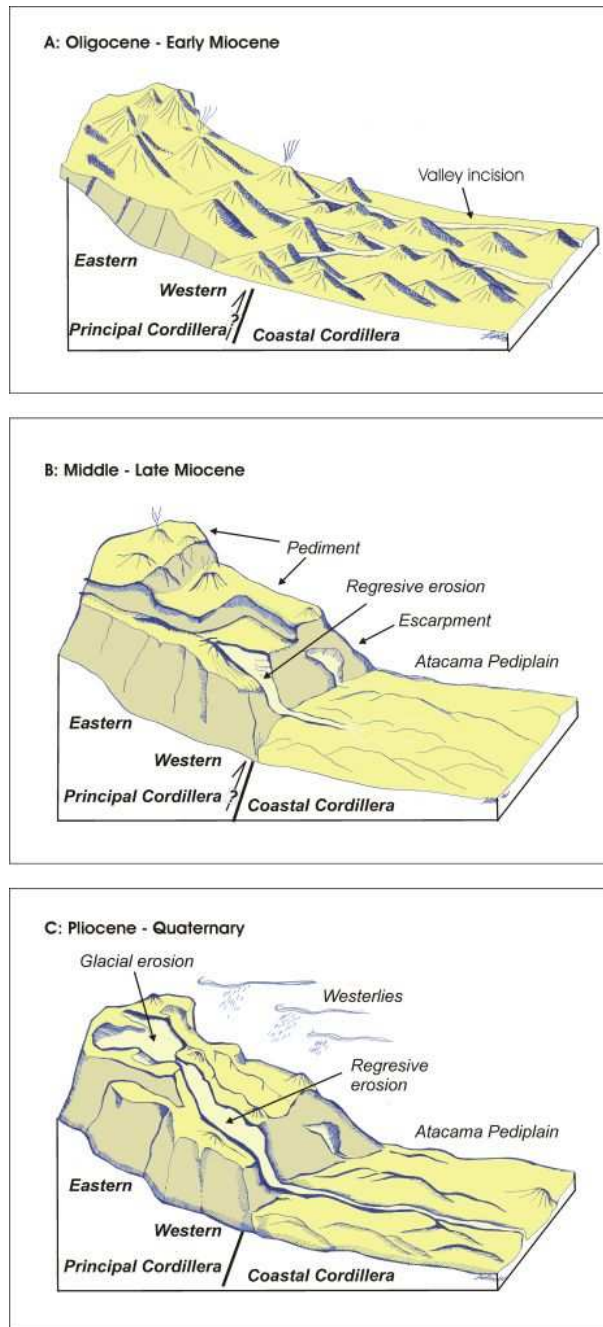


Figura 4.17: Ilustración esquemática que sugiere la evolución geomorfológica del antearco a la latitud del Valle del Huasco. A. Oligoceno – Mioceno Superior: Diferenciación inicial entre Cordillera Principal y Cordillera de la Costa. Incisión de valles en el antearco. B. Mioceno Medio – Superior: Depositación de las Gravas de Atacama que luego de la aridización del clima fueron selladas por el Pediplano de Atacama. Formación de un escarpe y alzamiento de pedimentos resultado del solevantamiento de la Cordillera Principal. Se inicia la erosión regresiva en el escarpe de la Cordillera Principal occidental, mientras en la Cordillera Principal oriental siguen aconteciendo mecanismos de pedimentación. C. Plioceno – Cuaternario: Comienza la erosión glacial producto de la influencia de masas de aire húmedas (*westerlies*) que llegan a la Cordillera Principal oriental. La erosión regresiva alcanza la Cordillera Principal oriental. La erosión fluvial y glacial generan valles que inciden las superficies de pedimentos alzadas y las dejan colgadas en los interfluvios de la cuenca.

- **Mioceno Medio – Superior:** Durante este periodo habría continuado el alzamiento de la Cordillera Principal, y que finalmente resulto en la formación de un escarpe entre la Cordillera Principal y la Cordillera de la Costa. En efecto, según varios autores pulsos de alzamiento Andino estarían documentados durante este periodo (e.g. Farías et al., 2005, 2008; Hoke et al., 2007; 2004; Isacks, 1988; Lamb y Hoke, 1997; Muñoz y Charrier, 1996; Riquelme et al., 2003, 2007; Schlunegger et al., 2006; Victor et al., 2004). A grandes rasgos los pedimentos alzados de la Cordillera Principal serían equivalentes al Pediplano de Atacama, extendido en la Cordillera de la Costa, y que se habría formado durante la progresiva aridización del clima que provoco el cese de la depositación y la preservación de las Gravas de Atacama (Riquelme et al., 2003, 2007; Nalpas et al., 2008). Mientras no llegaba la erosión regresiva a la Cordillera Principal oriental del Valle del Huasco, las moderadas tasas de erosión (<30 m/Ma) durante este periodo, permitieron la permanencia de un régimen de evolución geomorfológica de pediplanización y la preservación de los pedimentos formados previamente. Además, estas bajas tasas de erosión permitieron la preservación de depósitos minerales de gran importancia en la zona de estudio, pero que no se habrían desarrollado sin la excavación parcial de los pedimentos y la formación de un nuevo escalón de pedimentos. En efecto, el descenso del nivel de aguas freáticas asociado a la erosión de los pedimentos permitió el enriquecimiento supérgeno en estos cuerpos mineralizados (Bissig et al., 2002).
- **Plioceno – Cuaternario:** Durante este periodo el arribo de la erosión regresiva a la Cordillera Principal oriental habría generado la aceleración de la erosión hasta valores >30 m/Ma y la incisión de los valles fluvio-glaciales. En este nuevo contexto geomorfológico, dejaron de formarse pedimentos en la Cordillera Principal y el patrón de evolución geomorfológica cambio desde pediplanización a incisión. Los valores calculados para este periodo con la función *black top hat*, sugieren que las tasas de erosión habrían sido de entre 45 – 75 m/Ma en la Cordillera

Principal oriental. Junto al arribo de la erosión regresiva, el inicio de una eficiente erosión glacial habría también sido un agente importante en la excavación de estos valles. El nuevo patrón geomorfológico de incisión, degradó, y continua degradando, un paisaje transitorio generado en etapas previas de pediplanización y que por otro lado ha configurado el paisaje fuertemente incidido por los valles que se observa en los Andes semiáridos.

CAPITULO 5: EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA EN LA CUENCA DEL RÍO HUASCO DURANTE EL CUATERNARIO TARDÍO

En el capítulo precedente se calcularon las velocidades de erosión a distintas escalas temporales y en diferentes secciones de la cuenca del Río Huasco. Las tasas de erosión calculadas son el resultado de la articulación de procesos de erosión, transporte y sedimentación, que en conjunto generan un mecanismo complejo de transferencia de materia al interior del sistema fluvial. Un resultado trascendente de las tasas de erosión calculadas, sugiere que los mecanismos de erosión durante las últimas decenas de miles de años, se produjeron a velocidades comparables con las tasas de erosión calculadas para el excavación de valles durante los últimos millones de años en la Cordillera Principal.

Si las tasas de erosión tienen magnitudes similares a escala de millones y decenas de miles de años, la descripción de los depósitos sedimentarios y de las formas de erosión ocurridos durante las últimas decenas de miles de años, también serían representativas de los mecanismo de erosión que habrían excavado los valles durante los últimos millones de años. Con el objetivo de reconocer los modos y tiempos en que se transfiere la materia al interior de la cuenca del Río Huasco, se analizaron las relaciones morfo-estratigráficas entre las secuencias glaciales, fluviales y aluviales a lo largo de la cuenca del Valle del Transito, uno de los principales tributarios del Río Huasco localizado en la Cordillera Principal (Fig. 5.1).

El análisis morfo-estratigráfico incluye el estudio geomorfológico de los depósitos sedimentarios en los segmentos dominados por la agradación y de las formas erosivas del relieve en los que favorecen la erosión. La morfo-estratigrafía se complemento con nuevas edades de ^{14}C AMS y de exposición ^{10}Be , que indican que las geoformas estudiadas se generaron durante los últimos 30 ka (Cuaternario Tardío). En la primera sección de este capítulo se describe la geomorfología de las cuencas glaciales ubicadas en la Cordillera Principal oriental, específicamente en el Valle el Encierro (Fig. 5.1). En la

segunda sección del capítulo se describe la evolución geomorfológica en los valles troncales ubicados aguas abajo de los frentes glaciales. Finalmente en la última sección se realiza una síntesis de los principales aspectos que aborda este capítulo.

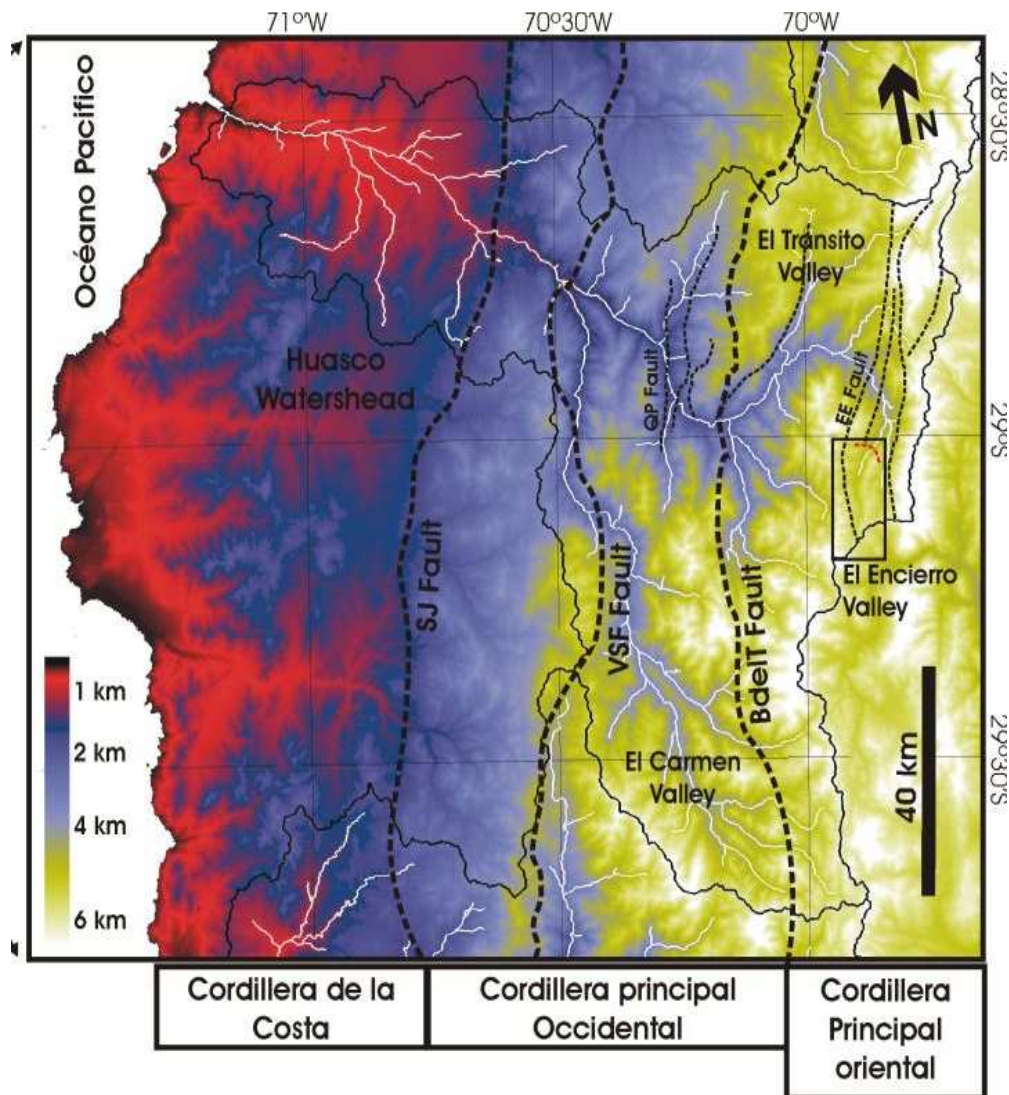


Figura 5.1: Modelo de elevación digital de la cuenca del Río Huasco donde se presenta la segmentación morfoestructural del antearco en estas latitudes. Las líneas negras continuas marcan los límites de las principales cuencas hidrográficas. Las líneas segmentadas gruesas representan la traza de principales fallas (SERNAGEOMIN, 2003): Falla Santa Juana (SJ), Falla Vicuña – San Félix (VSF) y Falla Baños del Toro (BdelT). Las líneas segmentadas finas representan la traza de dos sistemas de fallas locales: Falle Quebrada Pinte (QP) y Falla El Encierro (EE). El cuadrángulo indica la posición del Valle el Encierro y que se amplía en la Figura 5.2. En rojo se señala la posición del frente glacial en el Valle el Encierro.

5.1. Geomorfología glacial de la Cordillera Principal oriental en los Andes semiáridos

En esta sección se describe la evolución geomorfológica de las cuencas glaciales durante el Pleistoceno Superior en los Andes semiáridos. Como caso de estudio, se considera la morfoestratigrafía del Valle el Encierro, uno de los valles donde mejor está preservada la geomorfología glacial en la cuenca del Río Huasco. Este valle se localiza en la Cordillera Principal oriental, cerca de la frontera entre Chile y Argentina (Fig. 5.1). El Valle el Encierro se orienta en dirección SSW-NNE, la altura del *thalweg* varía entre 3.200 y 5.000 m s.n.m., mientras que los interfluvios promedian los 4.500 m s.n.m. La orientación SSW-NNE estaría fuertemente controlada por la presencia del sistema de Falla El Encierro (Fig. 5.1).

La hipsometría de la cuenca evidencia el relieve glacial, con curva hipsométrica cóncava hacia arriba y bajo valor de la integral hipsométrica (44%). La morfometría sugiere la impronta glacial del valle, que posee el 72% de su relieve sobre la altura mínima de erosión glacial (ver detalles morfométricos de la cuenca en el Apéndice 1). En efecto, el valle tiene una forma de artesa, su cabecera y el de sus tributarios de mayor altura presentan circos, aristas y cumbres piramidales, y el valle principal está cubierto por una capa de sedimentos glaciogénicos que forman extensas morrenas que se extienden hasta un punto de cambio de pendiente del *thalweg* ubicado a los 3.627 m s.n.m., a 23 km aguas abajo del circo glacial de la cabecera del valle (Fig. 5.2).

La preservación de depósitos glaciales en el Valle el Encierro ha estimulado la ejecución de varios estudios paleo-climáticos (Veit, 1993, 1996; Jenny y Kammer, 1996, Grosjean et al., 1998; Kull et al., 2002; Zech et al., 2006; Lohse et al., 2010). Estos estudios han indicado al menos cinco avances glaciales entre los 30 y 10 ka AP. El control cronológico en el Valle el Encierro resulta ideal para caracterizar los modos y tiempos en las que se desarrollan los procesos de erosión glacial. Con el objetivo de precisar la historia glacial y erosiva del valle se presenta la descripción morfoestratigráfica y nuevas edades de exposición ^{10}Be aun no publicadas de superficies de morrenas y

verrous. Finalmente se realiza una síntesis de la evolución geomorfológica de las cuencas de la Cordillera Principal oriental, considerando además la evolución geomorfológica del segmento superior del Valle del Turbio, principal cuenca tributaria del Río Elqui, y cuyo estudio se incluye en el artículo presentado como Apéndice 2.2 (Riquelme et al., en prensa).

5.1.1. Descripción de las formas glaciales en el Valle el Encierro

La descripción geomorfológica del Valle el Encierro se presenta en el mapa de la Figura 5.2 (ver detalles en la Memoria de Título de Geólogo de P. Lohse, 2010). Las principales formas depositacionales son morrenas laterales y terminales que se extienden en el valle principal en forma de lenguas a lo largo de aproximadamente 22 km aguas abajo de la cabecera del valle. En general, producto de la mayor erosión fluvial y aluvial, las morrenas están más degradadas en la ladera occidental en comparación con la ladera oriental. Las morrenas están compuestas por tillitas: diamictitas masivas con clastos de tamaño variable entre gravas y bloques, soportados en una matriz de arena media a gruesa.

Las morrenas del valle principal se agrupan en cinco *vallums* morrénicos cuyos tamaños decrecen hacia aguas arriba, y conforman un patrón telescópico a lo largo del valle (Fig. 5.2). Las morrenas se extienden hasta un punto de cambio de pendiente del *thalweg* (~3.500 m s.n.m.), que marca la posición aguas abajo de los frentes glaciares. El origen de este punto de cambio de pendiente parece tener relación con la preservación aguas arriba del *thalweg* glacial plano, en relación a un *thalweg* más escarpado propio de la erosión fluvial aguas abajo. A continuación se describen los *vallums* que se distribuyen en el Valle el Encierro.

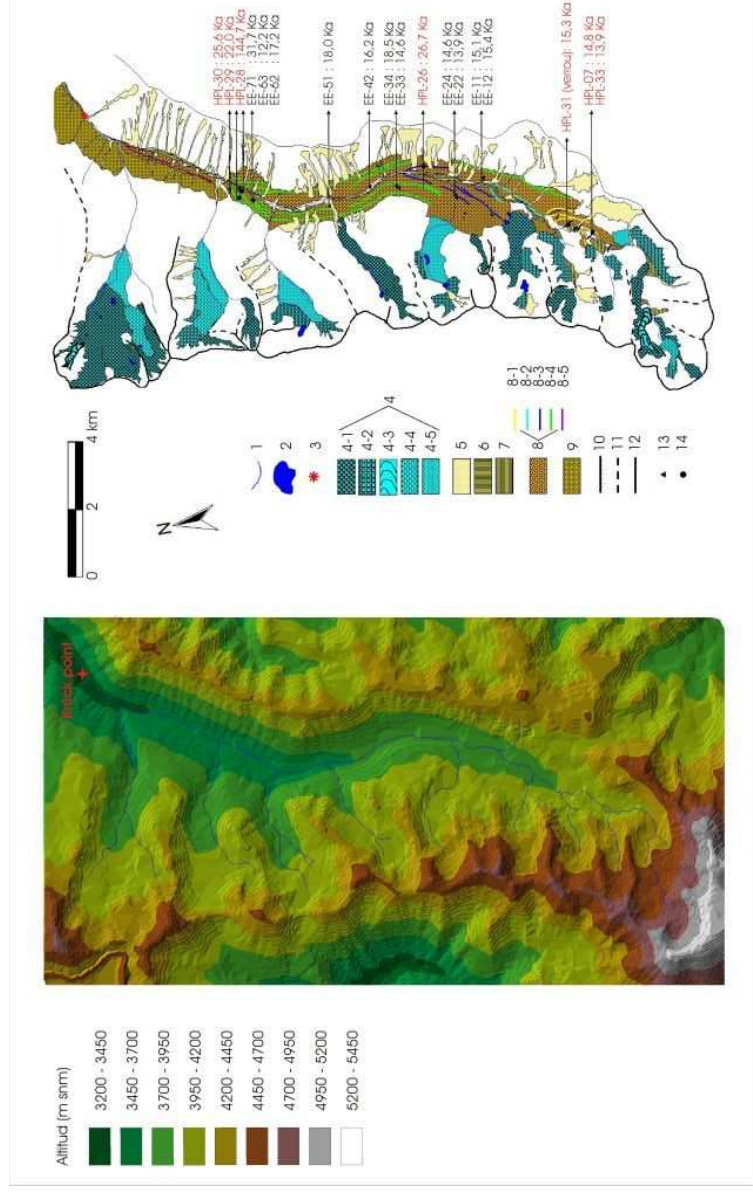


Figura 5.2: Topografía y geomorfología del Valle el Encierro. La ubicación del valle en la cuenca del Río Huasco se presenta en la Figura 5.1. Izquierda: Imagen que indica los rangos de altitud de la cuenca del Valle el Encierro. Derecha: Mapa geomorfológico del Valle el Encierro con la ubicación de la red de drenaje (1), de lagunas del tipo tarn y kettle (2), del knick point (3) y de la geomorfología glacial y paraglacial. Geomorfología paraglacial: glaciares de roca (4); glaciar de roca de talud oleado (4-1), glaciar de roca lobulado de circo (4-2), glaciar de roca de forma de lengua (4-3), glaciar de roca de protalud (4-4) y glaciar de roca inactivo (4-5); depósitos de ladera (5), terrazas fluvio-glaciares (6) y outwash (7). Geomorfología glacial: circos (10), arêtes (11), verrou (12) y morrenas (8); en curvas coloreadas se representan las crestas de las morrenas de los vallums morrenicos 5 (8-1) a 1 (8-5) respectivamente. Se indican las edades de exposición ^{10}Be de Zech et al. (2006) (13) y las nuevas edades expuestas en esta tesis (14). Además se presentan depósitos de gravas más antiguas (9). Tomado y modificado de Lohse (2010).

- **Vallum morrénico 1:** Representado por hombreras y morrenas laterales ubicadas en el flanco occidental del valle, este *vallum* se extiende a lo largo de 10 km, desde aproximadamente los 22 hasta los 12 km de la cabecera del valle. Debido a la escasa preservación de sus formas y la inexistencia de morrenas terminales preservadas, no se pudo determinar con precisión la extensión del *vallum*. Por otro lado, la escasa preservación de las morrenas impide una adecuada estimación de la edad de exposición ^{10}Be para este *vallum*, por lo que no se recolectaron muestras en estas morrenas. Sin embargo, su posición geográfica y morfoestratigráfica, junto con la presencia de clastos meteorizados en una matriz arenosa litificada, indica que este *vallum* es el más antiguo del valle.
- **Vallum morrénico 2:** Representado por la imbricación de tres morrenas terminales dispuestas en patrón telescópico y que a su vez se correlacionan con dos niveles de morrenas laterales (Figura 5.3A), este *vallum* se extiende a lo largo de 8 km, desde aproximadamente los 20 hasta los 12 km de la cabecera del valle. Su posición geográfica y morfoestratigráfica sugiere que la depositación de estas morrenas resulto de un pulso de avance glacial de gran extensión ocurrido durante al Pleistoceno Superior tardío. Se recolectaron cuatro muestras para conocer la edad de exposición ^{10}Be en este *vallum*, las que se suman a las siete edades presentadas por Zech et al. (2006).
- **Vallums morrénico 3 y 4:** Expresado por morrenas terminales simples, que aguas arriba se correlacionan con morrenas laterales (Fig. 5.3A), estos dos *vallums* se extienden a lo largo de 10 y 4 km respectivamente, desde aproximadamente los 15 y 9 km respectivamente hasta 5 km aguas abajo de la cabecera del valle. Las superficies de las morrenas evidencian una fuerte removilización de los sedimentos glaciogénicos, por lo que se descarto la recolección de muestras para estimar la edad de exposición ^{10}Be , ya que las edades podrían indicar la edad de removilización de los bloques de las morrenas, y no así su edad de depositación. Sin embargo Zech et al. (2006) presentan cuatro edades para los bloques ubicados en las superficies de las morrenas del *vallum* 3.

- **Vallum morrénico 5:** Representado por la imbricación de una serie de morrenas terminales y con un patrón telescópico similar al que presenta el *vallum* morrenico 2, este *vallum* se extiende por solo 2 km, entre 8 y 6 km desde la cabecera del valle. Cada serie de morrenas imbricadas, se vincula a un *verrou* ubicado a menos de 1 km detrás de su correspondiente morrena terminal (Fig. 5.3BC). Zech et al. (2006) no considera este *vallum*, ya que, según su interpretación geomorfológica, solo representaría un evento menor de avance glacial ocurrido durante el Holoceno. En este trabajo se recolectaron dos muestras de morrenas y una muestra de una superficie estriada de *verrou*.

El paisaje sugiere que la erosión glacial habría sido un importante agente en la incisión de cárcavas y en la producción de sedimentos glaciogénico. Por otro lado, el patrón telescópico de los distintos *vallums*, sugiere variaciones espaciales y temporales entre los distintos pulsos de avance y retroceso de glaciares. Cada uno de estos pulsos resulto en la erosión, producción de sedimentos y su evacuación hacia aguas abajo, aspecto que es fundamental para conocer los tiempos y modos de erosión en el valle y que pueden ser extrapolados al resto de las cuencas glaciales de la Cordillera Principal oriental de la cuenca del Río Huasco. Para constreñir los tiempos de erosión glacial y removilización de sedimentos glaciogénicos, se presentan a continuación las edades de las geoformas glaciales en base a la cuantificación del núclido cosmogénico ^{10}Be en su superficie.

5.1.2. Edades de las formas glaciales en el Valle el Encierro

En esta sección se presentan nuevas edades de exposición ^{10}Be para bloques ubicados en las superficies estables de las morrenas y de superficies de *verrou* (Fig. 5.2). Estas edades se suman a las ya presentadas por Zech et al. (2006) para el Valle el Encierro. Sin embargo, la gran cantidad de edades presentadas en el trabajo de Zech et al. (2006), carecen de un adecuado control geomorfológico en la recolección de las muestras. Contrariamente, son relativamente pocas las edades aportadas en este trabajo, pero, la recolección

de muestras se efectuó luego de un detallado estudio geomorfológico del valle, que incluye no solo a los procesos glaciales, si no que también los procesos paraglaciales que alteraron las formas glaciales preexistentes. En efecto, los procesos paraglaciales generaron nuevas geoformas en el Valle el Encierro (Fig. 5.2 y Fig. 5.3DEF): depósitos de laderas, outwash y diferentes tipos de glaciares de rocas que son descritos extensamente por Lohse (2010). Esta metodología entrega un alto nivel de confiabilidad geomorfológica de las edades obtenidas en este trabajo.

En la Tabla 5.1 se indica la posición geográfica y geomorfológica de las muestras, la concentración de ^{10}Be en ellas, y la edad estimada de las superficies geomorfológicas. El gráfico de la Figura 5.4 muestra la distribución de las edades. La edad de la muestra HPL-28 (145 ka) sugiere un fuerte efecto de herencia de ^{10}Be por lo que fue descartada en el siguiente análisis. No se recolectaron muestras en el *vallum* 1, dada la escasa preservación de las morrenas. Las edades de las morrenas del *vallum* 2 fluctúan entre 32 y 12 ka AP. Asumiendo que la población de edades de exposición más antiguas pueden ser consideradas como la mejor estimación de la edad de depositación de la morrena (*oldest age model*; Zech et al., 2006), el rango de edad de entre 32 - 22 ka AP puede ser postulado para el avance glacial que origina este *vallum*. Las juveniles edades recalculadas de entre 18 y 12 ka sugiere que las muestras de Zech et al. (2006) serían el resultado de la removilización de bloques, asociado a la degradación y asentamiento de las morrenas. En efecto, las edades de Zech et al (2006) son de morrenas del lado occidental del valle donde las morrenas están afectadas por la actividad fluvio-glacial de los valles tributarios. Luego, se puede sugerir un periodo de removilización y asentamiento de las morrenas entre los 18 y 12 ka en el Valle el Encierro.

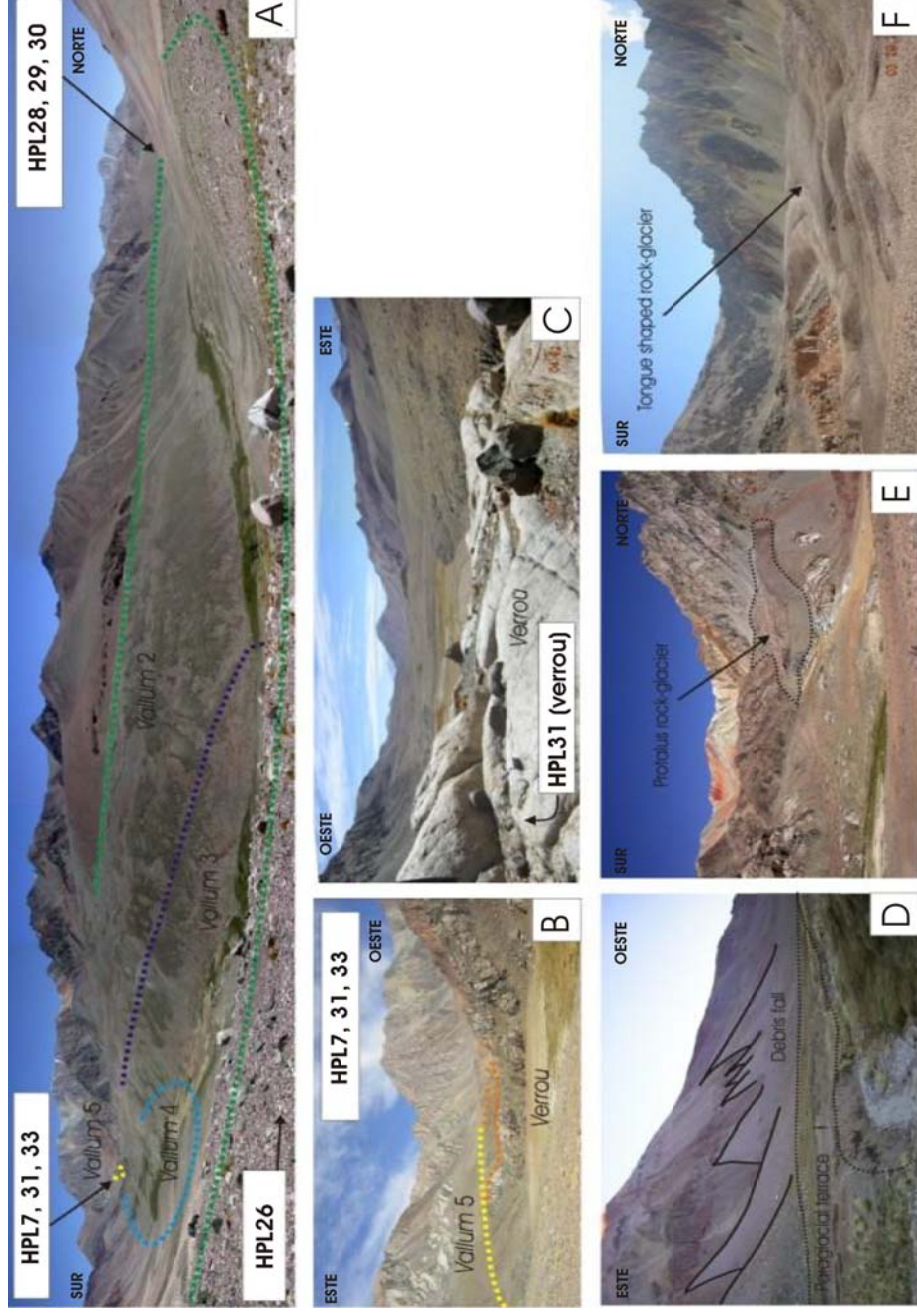


Figura 5.3: Fotografías de geoformas glaciales y paraglaciales del Valle el Encierro. A. En verde y azul se indica la cresta de la morrena lateral del vallum 2 y 3 respectivamente y se muestra la posición relativa de las morrenas de los vallums 4 y 5. También se indica la posición de las muestras recolectadas. B. Verrou y morrenas del vallum 5. C. Acercamiento a la superficie aborregada y estriada del verrou del vallum 5. (D, E y F) Diferentes geoformas paraglaciales presentes en el Valle el Encierro: (D) Escombros de laderas y terrazas paraglaciales; (E) Glaciar de roca de protalud y (F) glaciar de lengua en forma de lengua ubicado en el circo de la cabecera del Valle el Encierro.

No se recolectaron muestras en los *vallums* 4 y 3, dada la escasa preservación de las morrenas. Las edades recalculadas de las aportadas por Zech et al. (2006) sugieren que la depositación de las morrenas del *vallum* 3, habría ocurrido entre 15 y 14 ka AP. Sin embargo Zech et al. (2006) señala que las muestras que presentan mayor edad fueron recolectadas en morrenas rececionales que indicarian los tiempos de desglaciación. En efecto, una fuerte removilización de los sedimentos glaciogénicos en las morrenas sugiere que la edad de los bloques marca el asentamiento y/o degradación de las morrenas, y no así su edad de depositación. Coincidentemente, las edades de exposición están en el rango de las edades más jóvenes (18 - 12 ka) registradas en el *vallum* morrenico 2 y que serian el resultado de la removilización de bloques y asentamiento definitivo de la morrenas.

Las edades de exposición ^{10}Be de la morrena terminal del *vallum* 5, sugieren que su depositación ocurrió entre los 15 y 14 ka AP, edad que correspondería al último avance glacial de importancia en el valle. El hecho que glaciaciones más jóvenes no se extendieron más allá de esta ultima morrena, se ve reforzado por la edad de ~15 ka de la superficie estriada de un *verrou*, y que marca el momento en el que el valle quedo descubierto de hielo aguas abajo. Esta confiable edad, sugiere que la edad minima de cobertura glacial para aguas abajo de la posición del *verrou* es de 15 ka AP, es decir, que a partir de entonces los espesores importantes de hielo se desarrollaron solo aguas arriba del *verrou*.

Sin embargo edades de entre 15 y 14 ka AP han sido documentadas para morrenas localizadas aguas abajo del *vallum* 5. Nosotros interpretamos que estas edades representan la removilización de los bloques debido al asentamiento de las morrenas ante la pérdida del hielo mas que a su depositación. En este punto, hay que recordar que muchas de las edades ^{10}Be obtenidas por Zech et al. (2006) son de morrenas laterales que se extienden en la ladera occidental, y que estan muy degradadas. Luego es muy probable que su edad marque el asentamiento de las morrenas ante la desglaciación y no asi un avance glacial.

Muestras	Latitud (°S)	Longitud (°W)	Altura (msnm)	Geoforma	Factor topografico	Concentración ¹⁰ Be (10 ⁶ *at*g ⁻¹)	AMS sdev (%)	Edad ¹⁰ Be (Años)
Vallum de morrenas 2								
HPL30	29,071433	69,905130	3699	Morrena terminal	0,981	1,162306	1,4	25592 ± 3060
HPL29	29,067830	69,904071	3670	Morrena terminal	0,981	0,964619	1,4	21974 ± 2624
HPL-28	29,068283	69,903818	3696	Morrena terminal	0,981	7,195527	1,4	144664 ± 17814
EE71	29,065366	69,901482	3678	Morrena terminal	0,988	1,472753	4,1	31686 ± 3987 24100 ± 900*
EE63	29,068295	69,902021	3684	Morrena terminal	0,988	0,530162	4,1	12222 ± 1530 9300 ± 400*
EE62	29,067848	69,901503	3688	Morrena terminal	0,988	0,755000	5,2	17177 ± 2223 13100 ± 700*
EE51	29,091730	69,906592	3900	morrena lateral	0,984	0,897528	4,2	18037 ± 2264 13700 ± 500*
EE42	29,102148	69,900774	3955	morrena lateral	0,997	0,838268	4,3	16233 ± 2046 12300 ± 500*
EE34	29,110042	69,901357	4029	morrena lateral	0,997	1,004234	4,8	18466 ± 2362 14000 ± 600*
EE33	29,109368	69,900837	4055	morrena lateral	0,997	0,791946	5,9	14584 ± 1930

HPL26	29,116853	69,894993	3910	Morrena lateral	0,978	1,378281	1,8	10900 ± 700*
Vallums de morrenas 3								
EE24	29,125363	69,904574	3994	morrena lateral	0,997	0,764244	4,2	14565 ± 1830 10900 ± 500*
EE22	29,124915	69,904056	3998	morrena lateral	0,997	0,732037	3,7	13942 ± 1729 10400 ± 400*
EE12	29,132624	69,898470	3971	Morena recession	0,997	0,783229	3,7	15097 ± 1873 11300 ± 400*
EE11	29,132624	69,898470	3971	Morena recession	0,997	0,801054	4,1	15417 ± 1932 11600 ± 500*
Vallum de morrenas 5								
HPL31	29,154861	69,913315	4124	<i>verrou</i>	0,967	0,838520	1,5	15252 ± 1820
HPL7	29,161614	69,915688	4153	morrena terminal	0,967	0,826190	1,6	14808 ± 1769
HPL33	29,161614	69,915688	4153	morrena terminal	0,967	0,776155	1,9	13944 ± 1671

Tabla 5.1: Datos de muestras recolectadas en el Valle el Encierro. Se muestra la ubicación geográfica y morfoestratigráfica de las muestras, el factor de sombra de la topografía circundante, la concentración de ^{10}Be y la desviación estandar de la medición en el espectrometro de masa por aceleración. La edad de exposición fue calculada según la concentración de ^{10}Be y según una tasa de producción de $4,5 \text{ at} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$ (Balco et al., 2008; Nishiizumi et al., 2007). La edad incluye la incertidumbre dada por la desviación estandar de la medición AMS. La tabla combina edades obtenidas en este trabajo (prefijo HPL) con edades recalculadas de Zech et al. (2006) (Prefijo Ee). Con asterisco se presentan las edades calculadas previamente por Zech et al. (2006) según una tasa de producción de $5,25 \text{ at} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$ (Desilets y Zedra, 2003). Las edades se presentan en el orden morfo-estratigrafico prediseñado antes de la obtención de las edades y se agrupan en: vallum 2, vallum 3 y vallum 5.

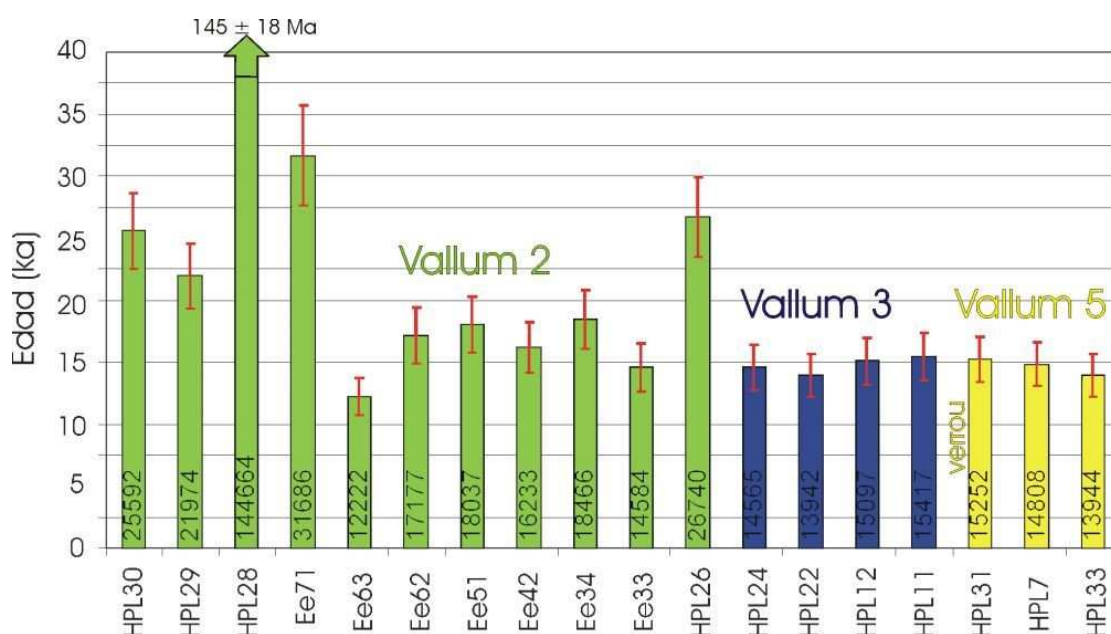


Figura 5.4: Grafico que muestra la distribución de las edades de exposición ^{10}Be de bloques de morrenas y superficies de *verrou* (HPL31) del Valle el Encierro. El grafico combina edades obtenidas en este trabajo (prefijo HPL) con las presentadas por Zech et al., (2006) (Prefijo Ee). Las edades se presentan en el orden morfo-estratigrafico prediseñado antes de la obtención de las edades. Columnas verdes, azules y amarillas indican las edades de las muestras del vallum 2, vallum 3 y vallum 5 respectivamente. En cada una de las columnas se presenta una barra de error que representa la desviación estandar de las mediciones de ^{10}Be en el espectrometro de masa por aceleración.

5.1.1.2. Síntesis de la evolución geomorfológica del Valle el Encierro

La geomorfología glacial del Valle el Encierro sugiere la presencia de cinco *vallums* morrenicos, que fueron el resultado de avances glaciales ocurridos durante el Cuaternario Superior. No se conoce la edad ni la extensión del más antiguo y extenso de estos *vallum*. Sin embargo se habría desarrollado antes de los 32 ka AP. La Figura 5.5 resume la extensión y edad de los *vallums* reconocidos en el valle del Encierro. Los cuatro *vallums* más jóvenes estarían asociados a los avances glaciales ocurridos entre los 32 y 15 ka AP. Un pulso de avance glacial ocurrió entre los 32 y 22 ka, resulto en una extensa área cubierta de hielo, en la erosión de los valles y en la producción de grandes volúmenes de sedimentos glaciogénicos. Con posterioridad, se habrían sucedido tres pulsos de avances de menor extensión hasta los 15 ka.

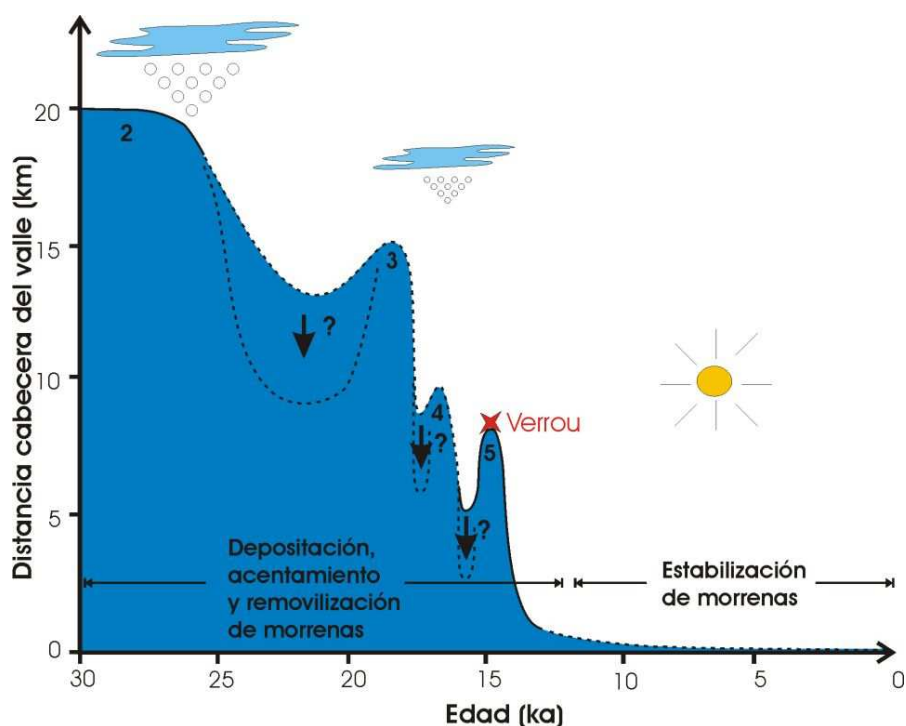


Figura 5.5: Esquema que sintetiza la extensión aguas abajo de la cabecera del valle y la edad de la cobertura de hielo en el Valle del Encierro durante los últimos 30 mil años. En los picos de máxima extensión de hielo se indica el número de cada *vallum* de morrenas y la posición del verrou que marca la definitiva desglaciación del valle aguas abajo. De acuerdo a las observaciones geomorfológicas realizadas, el valle presenta un periodo de deposición, acentamiento y removilización de morrenas entre los 30 y 12 ka, asociado a un clima relativamente más húmedo en relación a los últimos 12 ka, cuando las morrenas se habrían estabilizado geomorfológicamente.

Cada uno de los pulsos de avance glacial en el Valle el Encierro, habría sido de menor envergadura en relación al anterior y no habría superado en extensión al precedente, lo que sugiere un contexto general de desglaciación a escala de decenas de miles de años. El contexto de desglaciación sugiere que disminuyó la erosión glacial y que el aporte de sedimentos glaciogénicos a la cuenca fue cada vez menor. Sin embargo, debido a la progresiva desglaciación del valle y al asentamiento de las morrenas ante las nuevas condiciones de un paisaje desprovisto de cobertura de hielo, los sedimentos glaciogénicos fueron removilizados. Las edades de morrenas recepcionales indican que el rango de tiempo de desglaciación es de entre los 18 y 15 ka. En efecto, una confiable edad de *verrou* indica que el valle quedó desprovisto de una cobertura glacial después de los 15 ka. A partir de los 15 ka, la cobertura glacial se restringió a solo las áreas localizadas aguas arriba de la posición del *vallum* 5 y la producción de sedimentos glaciogénicos habría disminuido considerablemente.

Las evidencias de ausencia de avances glaciales mayores después de los 15 ka en el Valle el Encierro, sugiere que las edades de entre 15 y 12 ka en los bloques de morrenas, son el resultado de la alteración de la superficie de las morrenas y del retrabajo de los sedimentos glaciogénicos. La concentración de las edades de exposición ^{10}Be entre los 14 - 13 ka AP, marcaría el periodo de mayor retrabajo y removilización de los sedimentos en la superficie de las morrenas. La ausencia de edades de exposición ^{10}Be más jóvenes de 12 ka AP indicaría la estabilización definitiva de las morrenas, que podría marcar el comienzo de un clima más árido para la zona.

5.1.2. Glaciaciones y evolución geomorfológica en los Andes semiáridos

Las edades de exposición ^{10}Be sugiere la presencia de un extenso avance glacial ocurrido entre los 32 y 22 ka en los Andes semiáridos, y que representaría el *vallum* de morrenas 2 en el valle el Encierro. Este avance glacial es inmediatamente anterior o podría corresponder a las glaciaciones asociadas al *Last Glacial Maximum* (LGM; 24-18 ka AP; Mix et al., 2001). Aunque tres edades de exposición ^{10}Be de morrenas en el Valle el Encierro

están en el rango del LGM, las observaciones geomorfológicas indican que ellas podrían representar la removilización de los bloques de las morrenas ante su asentamiento como resultado del retroceso glacial después del avance pre-LGM. Varios autores han atribuido la ausencia de avances del LGM en los Andes semiáridos a la escasa humedad durante este periodo (Ammann et al., 2001; Zech et al., 2006, 2007, 2008; Riquelme et al., en prensa). Sin embargo, no podemos descartar que algunos de los avances glaciales en el Valle el Encierro hayan sido contemporáneos al LGM, pero dada la removilización de los bloques en las morrenas no está registrado en las edades de exposición ^{10}Be .

Un avance glacial pre-LGM en los Andes semiáridos, también es registrado en edades de exposición ^{10}Be (35 - 30 ka), en las morrenas del Cordón Doña Rosa, ubicado más al sur a los 31°S (Zech et al., 2007). Zech et al. (2007), especula que este avance glacial se debe a intervalos de baja insolación durante el verano austral que resulta en la expansión de los casquetes de hielo en la Antártida, en la migración hacia el norte de los *westerlies* y en el aumento de las precipitaciones y disminución de las temperaturas en los Andes semiáridos. Más al sur, en los Andes Extratropicales del centro y sur de Chile, está bien documentado un gran avance glacial entre los 24 y los 18 ka A.P., asociado al *Last Glacial Maximum* (LGM), que generó un vasto casco glacial sobre la Cordillera de los Andes (Glaciación Llanquihue, Lowell et al., 1995; Denton et al., 1999). Este avance sería en respuesta al fortalecimiento del sistema de circulación polar y de los *westerlies* en el Pacífico Sur-oriental.

La gran cantidad de edades de exposición ^{10}Be entre los 18 - 14 ka, y específicamente a torno a los ~15 ka, sugiere un avance glacial durante este periodo. Estas edades se correlacionan temporalmente con la Fase Tauca, ocurrida entre 18 - 14 ka AP en los Andes Tropicales. La fase húmeda Tauca es el resultado de la intensificación de los *easterlies* que generó transgresiones lacustres y avances glaciales en los Andes Tropicales (Clapperton et al., 1997; Clayton y Clapperton, 1997; Blard et al., 2009). Varios autores han sugerido la presencia de un avance glacial a los ~15 ka en los Andes semiáridos, como resultado de la influencia hacia el sur de las fases húmedas registradas en los Andes Tropicales (Zech et al., 2006, 2007, 2008; Lohse et al., 2010; Riquelme

et al., en prensa). Nuestros resultados sugieren que de haber existido este avance en el Valle el Encierro, este se habría extendido solo 8 km aguas abajo de la cabecera del valle, y que representaría el vallum de morrenas 5, o que el glaciar retrocedió rápidamente hasta la posición del verrou del *vallum* morrenico 5. En cualquier caso entre los 18 y 14 ka el valle se encontraba en un contexto general de desglaciación. En efecto, similar a lo observado en el Valle el Encierro, los glaciares en el Valle del Turbio, localizado en la cuenca del Río Elqui (30°S), se encontraban en una fase avanzada de desglaciación durante este periodo (Riquelme et al., en prensa).

Ante las evidencias geomorfológicas, sugerimos que las edades de exposición ^{10}Be de entre 18 y 14 ka, ampliamente distribuidas en el Valle el Encierro, representan mayoritariamente la removilización de los sedimentos glaciogénicos en las superficies de las morrenas. Estas modificaciones de las superficies de las morrenas pueden haber sido el resultado de la influencia de dos factores: 1. Al acentuamiento de las morrenas ante la progresiva desglaciación del valle ocurrida entre los 22 y 15 ka. 2. A la ocurrencia de fases húmedas durante este periodo, probablemente la influencia hacia el sur de la fase húmeda Tauca, pero que no habría resultado en avances glaciales mayores. Las edades de exposición de entre 14 y 12 ka sugieren que el retrabajo de los sedimentos glaciogénicos y la alteración de las superficies de las morrenas continuaron después de los 14 ka, lo que sugiere la continuidad en los procesos de acentuamiento de morrenas o la influencia de una nueva fase pluvial. Esta fase pluvial puede correlacionarse temporalmente con la Fase Coipasa ocurrida entre 13 - 11 ka AP resultado de la intensificación de los *easterlies* Tropicales (Clapperton et al., 1997; Clayton y Clapperton, 1997; Blard et al., 2009).

La inexistencia de edades de exposición de ^{10}Be después de los 12 ka sugiere que el paisaje habría alcanzado una condición de equilibrio geomorfológico en relación al periodo precedente. Esto puede ser atribuido a la desglaciación y a la inexistencia de fases pluviales importantes después de los 12 ka. Varios autores han atribuido la progresiva desglaciación y la ausencia de avances glaciales importantes durante el Holoceno en los Andes semiáridos a la escasa humedad debido a la aridización del clima (Zech et al., 2006, 2007, 2008; Riquelme et al., en prensa). Así, la capacidad de exportación de

sedimentos glaciogénicos aguas abajo de los frentes glaciales podría haber disminuido considerablemente a partir de los 12 ka.

Es interesante la consistencia entre el periodo de tiempo de desglaciación (22 – 12 ka), con el periodo de tiempo en que son validas las tasas de erosión calculadas por la concentración de ^{10}Be en los sedimentos fluviales (21 - 14 ka, ver Capítulo 4). Luego, las tasas de erosión calculadas pueden representar la erosión asociada a la respuesta geomorfología del paisaje ante condiciones de ausencia de cobertura glacial, y específicamente, si consideramos despreciable el tiempo de transporte de sedimentos aguas abajo de los frentes glaciales, a la desglaciación ocurrida a partir de los 22 ka. Esto sugiere que la respuesta geomorfológica del paisaje ante la desglaciación, por un lado resulta en la erosión a tasas promedios de entre 29 y 36 mm/ka, y por otro lado en la evacuación y transferencia de sedimentos aguas abajo. Así, la removilización de sedimentos entre los 18 y 12 ka que se registra en las edades de exposición ^{10}Be , puede marcar un periodo de evacuación de grandes volúmenes de sedimentos aguas abajo de los frentes glaciales. Este aspecto es tratado en la siguiente sección al analizar los depósitos fluviales aguas abajo de los frentes glaciales en la cuenca del Río Huasco y Elqui.

5.2. Geomorfología fluvial de la Cordillera Principal en los Andes semiáridos

En esta sección se describe la evolución geomorfológica fluvial desde los frentes glaciales hasta el límite de la Cordillera Principal en la cuenca del Río Huasco. Se considera la descripción morfo-estratigráfica del Valle del Tránsito (Fig. 5.1), principal cuenca tributaria del Río Huasco. La descripción incluye edades ^{14}C no publicadas de materia orgánica intercalada en las capas sedimentarias. Finalmente se realiza un síntesis de la evolución geomorfológica aguas abajo de los frentes glaciales, considerando los resultados del Valle del Tránsito y los del Valle del Turbio, principal tributario de la cuenca del Río Elqui (30°S), y cuyo análisis se presenta en extenso en el artículo incluido en el Apéndice 2.2 (Riquelme et al., en prensa).

5.2.1. Descripción de las formas fluviales en el Valle del Transito

Aguas abajo de los frentes glaciales, la geomorfología de los valles de la cuenca del Río Huasco cambia desde valles glaciales, con su característica forma en artesa, a un valle fluvial en forma de V. Esta transición está marcada por un cambio de pendiente en el *thalweg* que sería el resultado del cambio de erosión glacial a fluvial (Kp4 en Fig. 5.6). Aguas abajo se identificaron tres cambios de pendiente en el *thalweg*, donde las paredes escarpadas suelen colapsar, generando derrumbes que tienden a estabilizar el joven relieve. Por el contrario, en las zonas donde el *thalweg* tiene baja pendiente el valle se amplía generando cubetas, donde las condiciones son más proclives a la depositación de sedimentos. Son en estas cubetas, donde los mecanismos de transferencia de materia pierden intensidad y se acumulan los depósitos sedimentarios.

El cambio de pendiente ubicado más aguas abajo marca el inicio del escarpe y la segmentación entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal (Kp1 en Fig. 5.6). Son varias las hipótesis no excluyentes para explicar la presencia de esta disrupción: **1.** La mayor capacidad erosiva del caudal, luego de la confluencia entre el Valle del Transito y el Valle del Carmen. **2.** Un cambio litológico entre las secuencias volcano-sedimentarias del mesozoico y unidades intrusivas paleozoicas, las últimas con mayor resistencia a la meteorización. **3.** La relativamente reciente actividad del sistema de fallas San Félix. **4.** El retroceso de un *knick point* generado aproximadamente 10 km aguas abajo, por la actividad de la Falla Santa Juana. No se observan evidencias de actividad reciente de las fallas Vicuña - San Félix o Santa Juana, por lo que es probable que el origen de este cambio de pendiente del *thalweg* sea producto de variaciones en las tasas de erosión, en respuesta a un cambio litológico regional en esta zona y/o al mayor caudal resultado de la confluencia de los dos principales tributarios de la cuenca del Río Huasco.

Los dos restantes cambios de pendiente del *thalweg* que se localizan aguas arriba, probablemente evidencian la actividad de fallas menores. El primero (~1.500 m s.n.m.; Kp2 en Fig. 5.6) podría ser controlado por la actividad del sistema de fallas Chollay, que habría generado una perturbación

en el *thalweg*, que ha retrocedido aproximadamente 10 km hasta su posición actual. El segundo (~2.500 m s.n.m.; Kp3 en Fig. 5.6) coincide con la posición de la traza del sistema de fallas el Encierro, lo que probablemente liga su génesis a un factor tectónico. Independiente de la génesis del cambio de pendiente del *thalweg*, en torno a ellos se localizan depósitos coluviales y de derrumbes.

La descripción geomorfológica de los depósitos sedimentarios del Valle del Transito se presenta en el mapa de la Figura 5.6. Aguas abajo de los frentes glaciales, son cuatro los tipos de depósitos de más amplia distribución en el Valle del Transito: **1.** Depósitos aterrazados fluviales, **2.** Depósitos de conos de flujos de detritos, **3.** Depósitos de derrumbes **4.** Depósitos paraglaciales. Localmente se observan depósitos coluviales, secuencias lacustres y abanicos aluviales. A continuación se presenta una síntesis de la descripción morfo-estratigráfica de los depósitos de amplia distribución del Valle del Transito, con el objetivo de precisar y caracterizar los mecanismos involucrados en la erosión, transporte y deposición en esta cuenca.

5.2.1.1. Depósitos aterrazados fluviales

Los depósitos aterrazados representan facies fluviales que se extienden en forma relativamente continua rellenando el fondo del valle. Estos depósitos pierden su continuidad en las zonas donde el valle se estrecha por la presencia de un cambio de pendiente del *thalweg*. La altura de la terraza en relación al actual cauce del río varía de entre 5 a 20 m. Sin embargo, debido a la escasa incisión de las terrazas, no se conoce el espesor de estos depósitos ya que el lecho del río está labrado en los depósitos y no se observa el sustrato basal. Son dos las subfacies que se pueden distinguir en las terrazas: gravas y de sedimentos finos.

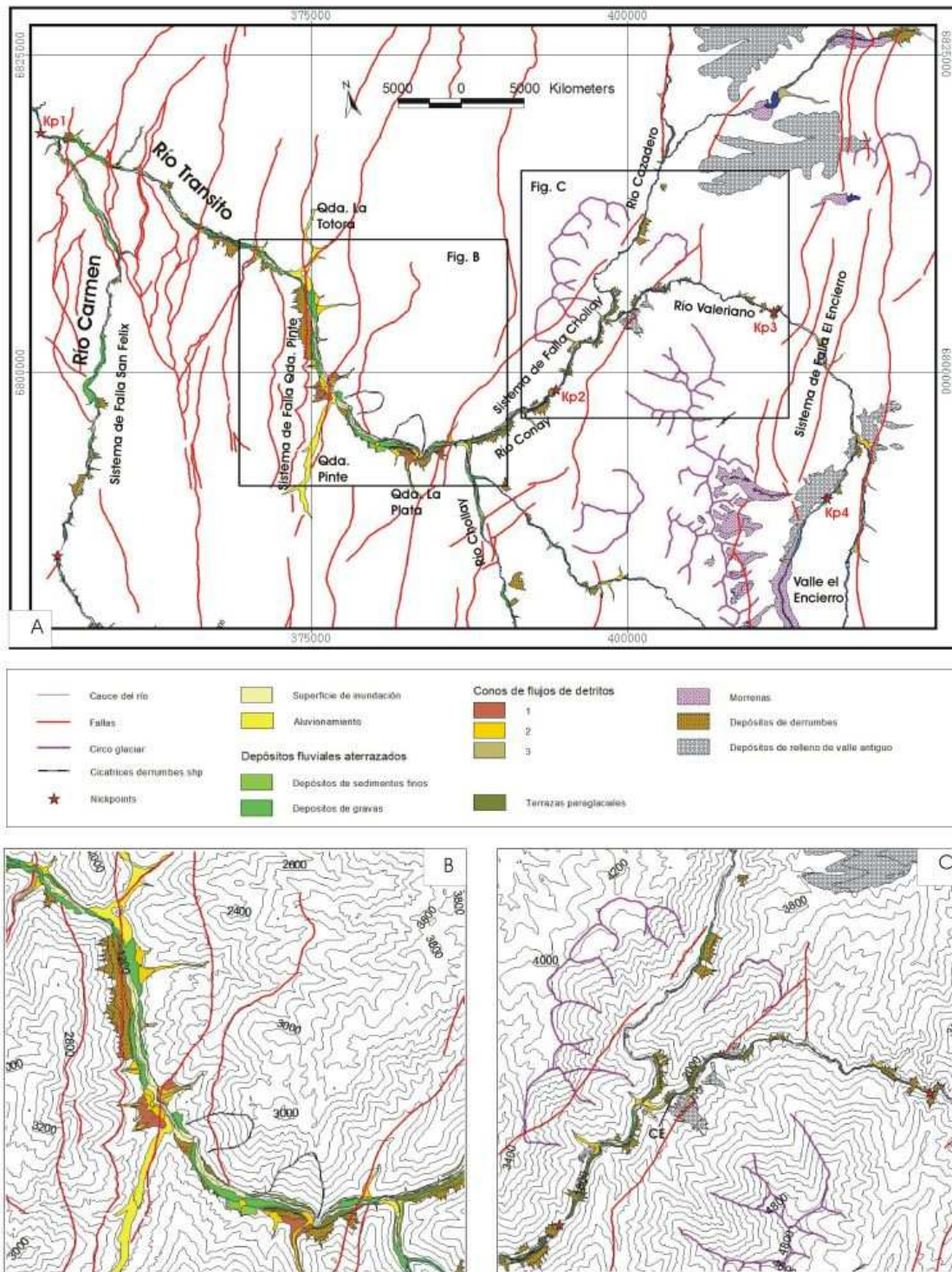


Figura 5.6: Mapa geomorfológico de los depósitos sedimentarios del Valle del Transito.

Las facies de gravas forman terrazas que se encajan directamente en las rocas del sustrato y engranan con las facies de sedimentos finos hacia aguas abajo. De acuerdo a su posición estratigráfica respecto a los sedimentos finos, se definieron dos unidades (Figura 5.7A): gravas fluviales basales y gravas fluviales superiores. Sin embargo ambas unidades presentan características sedimentológicas similares y solo varían en su posición estratigráfica. Usualmente los depósitos de gravas también engranan lateralmente con abanicos aluviales provenientes de las cuencas tributarias de orden Strahler 3 (Figura 5.7B). Estos depósitos, son en general de estratificación masiva y de tonos grises, compuestos por gravas fluviales con clastos bien redondeados de entre 20 y 100 cm de diámetro. Por lo general presentan matriz arenosa, salvo en las zonas próximas a los cambios de pendiente del *thalweg*, donde es escasa la matriz y los clastos tienden a soportarse unos a otros. Se recolectaron cuatro muestras de resto de materia orgánica para datación ^{14}C .



Figura 5.7: Fotografías de terrazas fluviales en la Cordillera Principal occidental.

Los sedimentos finos compuestos por limos y arenas, intercalados con niveles de conglomerados finos (Figura 5.7A). Representan facies fluviales distales que se extienden en la parte baja de la cuenca. En algunos afloramientos se distinguieron gravas fluviales basales, con clastos que llegan a 1,5 m aproximadamente. Hacia el techo, los depósitos revelan dos superficies degradacionales, una encajada en la otra por pocos metros de diferencia, sugiriendo encajamientos del cauce durante su depositación. Otras veces se observan depósitos de gravas encajados en los depósitos de sedimentos finos,

indicando un cambio en el régimen de transporte fluvial o el aporte de gravas desde alguna cuenca tributaria. En efecto, se pueden presentar intercalaciones capas de facies distales de flujos de detritos, que evidencian el engrane entre los depósitos aterrazados con conos de detritos de cuencas tributarias. Se recolectaron tres muestras de resto de materia orgánica para datación ^{14}C .

5.2.1.2. Depósitos de conos de flujos de detritos

Los conos de detritos nacen desde tributarios de jerarquía Strahler 2 o 1, por lo que se distribuyen irregular y esporádicamente dependiendo de la actividad aluvial de las cuencas tributarias. Este tipo de depósitos es más abundante en la ladera Norte del Valle del Transito, revelando una mayor actividad aluvial o la preservación de los depósitos en esa ladera. Se pueden distinguir hasta tres generaciones de conos en un mismo exutorio (Figura 5.8). Las distintas generaciones de conos se encajan unas con respecto a las otras, generando una estructura telescópica. Generalmente, los conos están incisionados ya sea por la erosión del río principal o de la más reciente generación de conos de detritos desde los tributarios. La altura de su superficie con respecto al lecho actual del río puede llegar hasta los 70 m en los conos más antiguos. Su relaciones de contacto son variadas, pudiéndose encontrarse sobreyacentes o subyacentes a los depósitos fluviales, o también evidenciar cambios laterales que engranan con los depósitos aterrazados. Aguas arriba de algunos de los conos se presentan depósitos fluviales aterrazados de sedimentos finos que engranan con los conos de detritos. La presencia local de estos depósitos indica que los conos obstaculizaron esporádicamente el flujo, generando ambientes propicios para la depositación del sedimento fino.

Los conos están compuestos por flujos de detritos (*debris flow*), con capas métricas a centimétricas, cuyas bases generalmente evidencian erosión (Figura 5.8). La escasa estratificación, muestra capas ordenadas caóticamente y en menor medida gradacionalmente, mostrando generalmente una gradación inversa. La gradación caótica o inversa, junto con el alto valor de la pendiente de la superficie del cono, indica la participación de flujos viscosos, movidos por un fuerte componente gravitacional. La mayor definición de las capas, menor

pendiente de su superficie y la presencia de paleo-canales de drenaje, evidencian mayor fluidez en los flujos de detritos más recientes en comparación con los más antiguos. Los clastos varían entre 2 y 50 cm, aunque no es difícil encontrar bloques de más de un metro de diámetro. Los clastos son angulosos a subredondeados y de mala selección, soportados en una matriz arenosa o de gravas finas, la cual puede contener un cemento de materia orgánica. Se recolectaron seis muestras de resto de materia orgánica para datación ^{14}C .

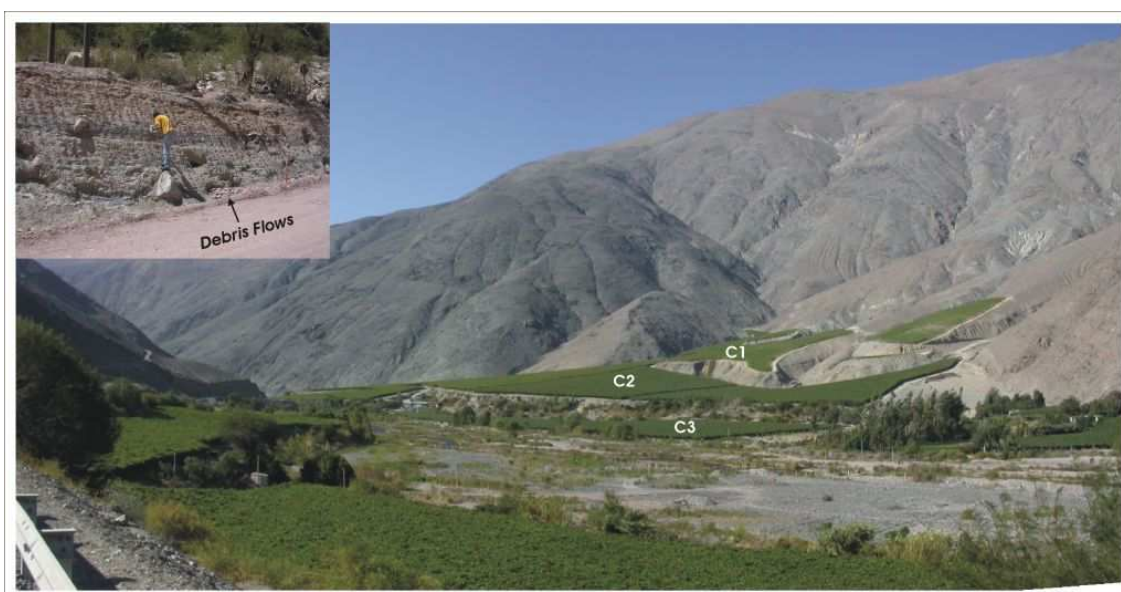


Figura 5.8: Fotografías de conos aluviales en la Cordillera Principal occidental. Se observa un patrón telescópico compuesto por tres generaciones de flujos de detritos.

5.2.1.3. Depósitos de derrumbes

Aunque no son geoformas resultado de procesos fluviales, los derrumbes ampliamente extendidos a lo largo de la cuenca, pueden haber determinado los procesos de transporte y depositación de los sedimentos fluviales. Se individualizaron seis derrumbes de gran extensión (6 - 1 km²) y que afectaron la dinámica hídrica de la cuenca. En efecto, la fotografía de la Figura 5.9A muestra evidencias de como el río al ser bloqueado por uno de los depósitos de derrumbe se curva e incide el sustrato contiguo. Aguas arriba del deposito de derrumbe se reconoció un depósito lacustre generado por el bloqueo del valle como resultado del derrumbe (Figura 5.9B). En la base del depósito lacustre se recolecto restos de materia orgánica para datación ^{14}C . El

derrumbe coincide con la posición de la traza del Sistema de Fallas Quebada Pinte, lo que sugiere un posible control estructural en el origen del colapso de las laderas.

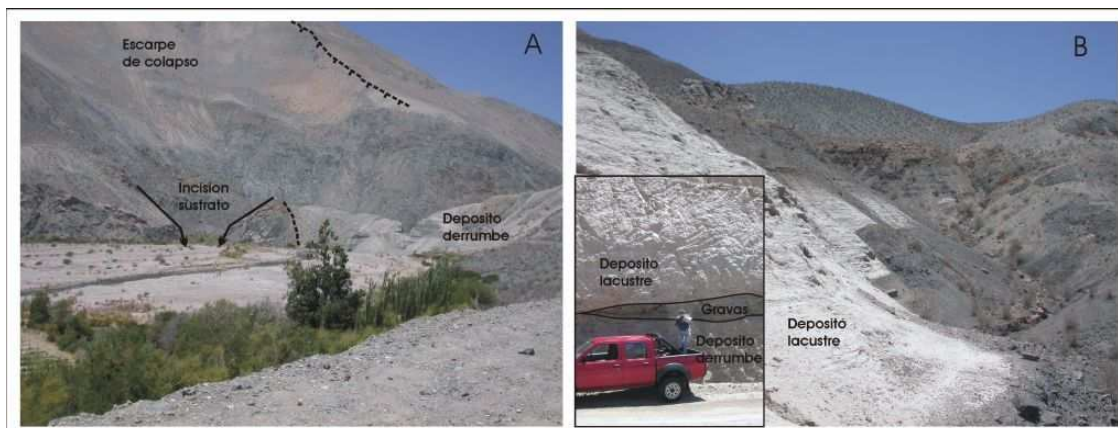


Figura 5.9: Fotografías de un depósito de derrumbe (A) y un depósito lacustre asociado a la obstrucción del sistema fluvial (B).

Cabe señalar, que la influencia de la traza del Sistema de Fallas Quebada Pinte en la dinámica fluvial no solo se limita a la formación de este depósito de derrumbe y el resultante represamiento del río, si no que además la traza N-S de las fallas sugiere un fuerte control estructural en la orientación N-S de este segmento del Valle del Transito, así como de los tributarios que limitan este segmento (Figura 5.6): Quebrada Pinte y Quebrada Tororal. Este control estructural estaría determinando una cubeta tectónica relativamente plana y ancha donde se han acumulado una potente columna de sedimentos fluviales. El valle en este segmento está flanqueado por un extenso depósito de derrumbe (6 km^2) en la ladera occidental. La ineficiente incisión y la gran acumulación de sedimentos en este segmento, impide la incisión del *thalweg* hasta el sustrato, limitando la observación en terreno de las secuencias sedimentarias más antiguas.

Las otras cuatro zonas de derrumbes se encuentran localizados en la cercanía de la Quebrada la Plata, en La Cordillera Principal occidental, y aguas arriba en la posición de dos cambios de pendiente del *thalweg* ubicados en los Rios Conay y Valeriano, en la Cordillera Principal oriental, y donde las paredes escarpadas suelen colapsar para estabilizar el joven relieve. El derrumbe localizado en el Rio Valeriano ($\sim 2.500 \text{ m s.n.m.}$) coincide con la traza de

sistema de Falla el Transito, sistema de fallas que también ejerce un control estructural importante en la orientación de los valles del Encierro y del Arroyo Valeraino. Luego, podemos imaginar un control estructural en el derrumbe.

5.2.1.4. Depósitos Paraglaciales

Los depósitos paraglaciales forman terrazas relativamente continuas a lo largo de la Cordillera Principal oriental. Este tipo de depósitos son el resultado de procesos fluviales que están determinadas por la actividad glacial previa, ya sea por la respuesta geomorfológica a las nuevas condiciones desprovistas de cobertura glacial o por que los sedimentos son de origen glacial. El origen de los depósitos paraglaciales estaría ligado a procesos fluviales o aluviales que exportaron sedimentos glaciogénicos desde los frentes glaciales. Estos depósitos se interrumpen en zonas donde la pendiente del thalweg aumenta y el valle se estrecha. Los depósitos se extienden 45 km aguas abajo de los frentes glaciales y terminan en el Sistema de Fallas Quebada Pinte. No se descarta, que la ausencia de estos depósitos aguas abajo, se deba a que se encuentran cubiertos por sedimentos más recientes asociados a terrazas fluviales y conos de detritos.

En las zonas estrechas del valle se observa que los depósitos aterrazados sobreyacen a las rocas del sustrato, mientras que en las zonas más anchas de los valles donde la incisión es menor, el lecho del río está labrado en los depósitos paraglaciales. Las terrazas pueden llegar a poseer una altura de más de 50 m con respecto al lecho actual, la que disminuye progresivamente hacia aguas abajo. A rasgos generales, la integración y correlación del mapeo geomorfológico y las columnas desarrolladas en terreno, evidencian la depositación de una potente columna de capas que alternan arenas, limos y arcillas, con intercalaciones de capas de gravas fluviales hacia la base. Son habituales los flujos de detritos intercalados en la secuencia y que indican una fuente cercana de aluvios desde algún tributario. Se recolectaron once muestras de resto de materia orgánica para datación ^{14}C .

La columna de la Figura 5.10 representa la estratigrafía representativa de este tipo de depósito. Esta columna fue confeccionada en base a las observaciones de terreno en un afloramiento ubicado en el punto CE de la Fig. 5.6B. El afloramiento es coronado por una terraza, que se eleva 17 m sobre el lecho actual del río. Las capas son de espesores centimétricos (3 - 70 cm), con limos de color pardo amarillento, arcillas verduscas, arenas de tonos amarillo y violeta, que evidencian una alternancia de arenas, limos y arcillas, con intercalaciones de gravas fluviales clastos soportado y de flujos de detritos. Las capas presentan contactos irregulares, con pliegues y ondulaciones, habito lenticular (10 centímetros de ancho), estratificación paralela a base y techo, aunque en ciertas ocasiones se revela estratificación cruzada. Se pueden presentar niveles milimétricos a centimétricos de materia orgánica y de limonitas intercalados en las capas. Tres de las once muestras recolectadas para datación ^{14}C de este tipo de depósito provienen de este afloramiento.

A grandes rasgos los depósitos de gravas, arenas, limos y arcillas, representan la alternancia en el tiempo de facies fluviales de alta y baja energía. Sin embargo el engrane lateral entre facies fluviales de gravas y arena, y estas ultimas con limos y arcillas, sugiere que probablemente la alternancia se deba al movimiento y la bifurcación del cauce del río en una planicie de inundación. La alternancia de facies sugiere que la depositación de estos sedimentos se habría generado en un ambiente donde canales se trasladaban a lo ancho de una planicie de inundación sin llegar a incidir el lecho. En la planicie de inundación contigua a los canales se desarrollaban playas y humedales donde se depositaron limos y arcillas con restos de materia orgánica. Este ambiente sugiere una escasa capacidad de transporte de los sedimentos glacialigenicos provenientes de los tributarios glaciales. Toda esta secuencia se deposita sobre gravas fluviales basales cuyo espesor no se conoce, pero que indicaría relativamente alta energía del sistema fluvial.

5.2.2. Edad de las formas fluviales en el Valle del Transito

En esta sección se presentan 26 edades AMS ^{14}C de la materia orgánica intercalada en los depósitos sedimentarios localizados a lo largo del Valle del

Transito (Tabla 5.2). Las edades ^{14}C se basan en la concentración de este núclido cosmogénico en la materia orgánica y que disminuye con el tiempo debido a su decaimiento radiactivo. Las edades presentadas consideran que la vida media del ^{14}C es de 5568 años (Libby half-life; Libby, 1949) y están corregidas según curvas de calibración que dependen de la producción de este núclido en la atmosfera durante las últimas decenas de miles de años (ver detalles en la Sección 1.4.4.1). El ^{14}C es incorporado en los tejidos orgánicos durante el metabolismo de CO_2 de vegetales y animales. Luego, la concentración de ^{14}C señala la fecha de muerte del tejido orgánico, y es una aproximación a la edad de incorporación de la materia orgánica en los depósitos sedimentarios.

Fueron calculadas edades ^{14}C en los depósitos aterrizados fluviales (gravas y sedimentos finos), en los conos de flujos de detritos, en los depósitos paraglaciales y en gravas basales de un depósito lacustre (Fig. 5.11). En los depósitos aterrizados fluviales de sedimentos finos y en los depósitos paraglaciales la materia orgánica es relativamente abundante, encontrándose en capas y laminas de carbón de espesores variables de entre centímetros a decenas de centímetros. Sin embargo en las gravas y flujos de detritos la materia orgánica es relativamente escasa, distribuyéndose como el cemento carbonoso que aglutina los clastos. De allí la diferencia en el número de muestras de cada tipo de depósito, el que no depende de una mayor extensión o relevancia geomorfológica de uno u otro depósito, si no que de la disponibilidad de materia orgánica en ellos. A pesar del minucioso control geomorfológico que se efectuó en la recolección de muestras, cuatro muestras indican edades recientes (<1000 años). Debido a la probable contaminación con tejidos orgánicos recientes estas muestras no son consideradas en el siguiente análisis.

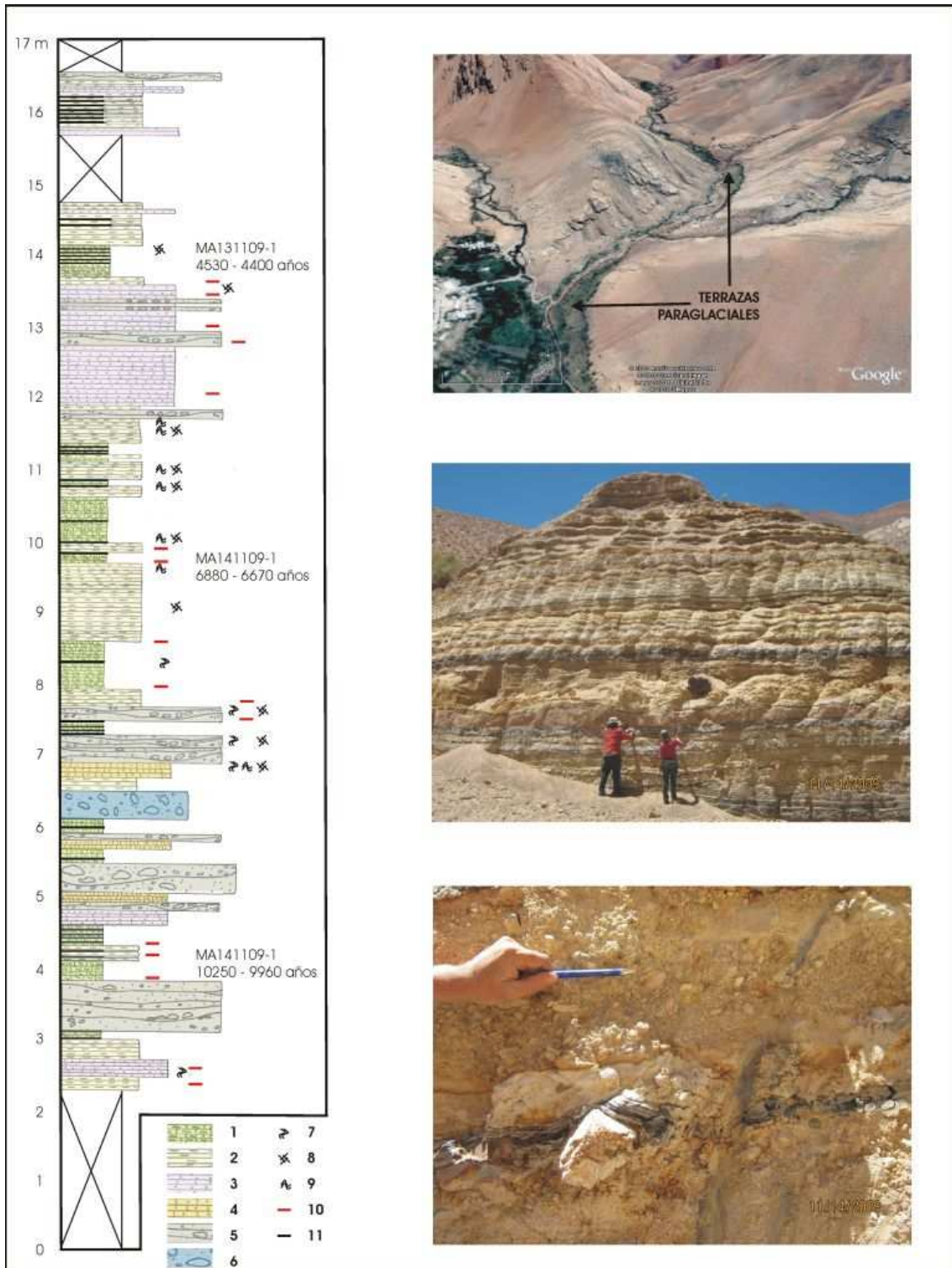


Figura 5.10: Columna estratigráfica y fotografías de terrazas paraglaciales: 1. arcillas verduscas. 2 limos blanquecinos. 3. arenas violetas. 4 arenas amarillentas. 5. conglomerados. 6 flujos de detritos. 7. bioturbaciones. 8. estratificación cruzada. 9. ondulaciones y pliegues. 10 capas de limonitas. 11. capas de carbón.

Las edades ^{14}C sugieren que los depósitos fluviales y aluviales del Valle el Transito tienen edades de entre 14,7 y 2,3 ka (Figura 5.11). La edad más antigua fue obtenida en una capa de gravas con cemento carbonoso que subyace a un depósito lacustre. Esta asociación sugiere la rápida transición desde un ambiente fluvial a uno lacustre como resultado del represamiento de las aguas luego de un derrumbe que se extiende inmediatamente aguas abajo (Figura 5.9). Luego, el rango de edad ^{14}C de entre 14,7 y 14,1 ka representa la edad de colapso e inicio de la depositación de los sedimentos lacustres. El depósito de derrumbe se puede correlacionar con otro extenso depósito de derrumbe localizado aguas abajo. El colapso y la depositación de ambos derrumbes coinciden con la traza del sistema de Falla Quebrada Pinte, por lo que se puede imaginar un control estructural en el colapso. Cabe recordar que los derrumbes pueden causar variaciones en la dinámica fluvial, pero no son el producto de variaciones en la dinámica fluvial y probablemente están ligados a factores sismotectónicos que hacen colapsar las laderas inestables.

Las edades ^{14}C de materia orgánica intercalada en los depósitos paraglaciales de la Cordillera Principal oriental, sugieren una depositación de entre 11,2 y 4,4 ka. Tres edades ^{14}C , de entre 10,3 y 4,4 ka, fueron obtenidas en capas de materia orgánica que se disponen en el afloramiento ubicado en el punto CE del mapa geomorfológico (Figura 5.6). La posición estratigráfica de las edades ^{14}C en la columna estratigráfica (Figura 5.10) sugiere que este depósito involucra a gran parte del período de depositación de los sedimentos paraglaciales. En el punto anterior se describió a grandes rasgos la estratigrafía de este depósito, que combina la alternancia de limos y arcillas, con capas de arenas, conglomerados y flujos de detritos. Cabe señalar, que se está analizando detalladamente la estratigrafía, sedimentología y la susceptibilidad magnética de esta columna, para conocer las variaciones climáticas e hídricas durante este período en la Cordillera Principal oriental (Memoria de Título de Geólogo en preparación de M. Arrieta, Universidad Católica del Norte, Chile).

Muestras	Latitud (S)	Longitud (W)	Altura (msnm)	Geoforma	Edad ¹⁴ C medida (años)	Razon ¹³ C/ ¹² C (‰)	Edad ¹⁴ C convencional (años)	Interseccion curva calibracion	Rango edad calibrada (± 2 sigma)
HPN-021107-1	28,758970	70,480372	883	Cono de detritos	5490 ± 40	24	5510 ± 40	6300	6400 6280
HPN-021107-2	28,777403	70,438165	883	Cono de detritos	950 ± 70	23,9	6970 ± 70	7800	7950 7670
HPN-031107-7	28,794893	70,397682	900	Cono de detritos	4270 ± 40	22,7	4310 ± 40	4860	4960 4830
HPN-130108-4	28,935355	70,275338	1228	Cono de detritos	7020 ± 50	22,7	7060 ± 50	7905	7970 7790
HPN-180108-6	28,864199	69,967866	2140	Cono de detritos	9530 ± 50	23,8	9550 ± 50	10915	11120 10700
HPN-071107-11	28,983585	70,197535	1350	Cono de detritos	680 ± 40	23,2	710 ± 40	670	700 570
HPN-071107-14	28,948635	70,097750	1600	Terraza gravas fluviales	NA	NA	4620 ± 50	5320	5470 5140
HPN-091107-22	28,943926	70,093083	1600	Terraza gravas fluviales	4570 ± 50	21,7	4620 ± 50	5320	5470 5140
HPN-041107-8L	28,819636	70,371502	950	Terraza sedimentos finos	3860 ± 40	24,2	3870 ± 40	4290	4420 4150
HPN-280707-1b	28,756658	70,489587	783	Terraza sedimentos finos	5290 ± 50	24,2	5300 ± 50	6090	6260 5930
HPN-101107-23	28,739212	70,502753	800	Terraza sedimentos	120 ± 40	23,1	150 ± 40	135	290 0

HPN-071107-12	28,977402	70,169917	1400	finos	7490 ± 50	21,5	7550 ± 50	8380	8420	8310
HPN-120108-2	28,938721	70,084985	1700	Terraza Paraglacial	9290 ± 60	20,7	9360 ± 60	10580	10720	10420
HPN-120108-2-AS	28,938721	70,084985	1700	Terraza Paraglacial	9650 ± 50	22,7	9690 ± 50	11170	11220	10870
HPN-081107-16a	28,869556	70,005523	2000	Terraza Paraglacial	9500 ± 50	23,3	9530 ± 50	10760	11090	10680
HPN-081107-16a-AS	28,869556	70,005523	2000	Terraza Paraglacial	9170 ± 50	24,9	9170 ± 50	10270	10490	10230
HPN-081107-16b	28,869556	70,005523	2000	Terraza Paraglacial	5900 ± 40	25,6	5890 ± 40	6720	6790	6640
HPN-081107-17	28,871127	70,016202	1969	Terraza Paraglacial	NA	NA	7740 ± 50	8540	8600	8420
HPN-091107-20	28,888548	70,046520	1850	Terraza gravas fluviales	2430 ± 40	22,2	2480 ± 40	2595	2730	2360
HPN-180108-3	28,875761	69,931911	2333	Terraza gravas fluviales	2390 ± 40	23,7	2410 ± 40	2360	2700	2340
HPN-170108-1-OS	28,982130	69,843379	3067	Terraza Paraglacial	115 ± 1	23,7	114,6 ± 0,6	25		
MA131109-1	28,869556	70,005523	2000	Terraza Paraglacial	3960 ± 40	23,7	3980 ± 40	4430	4530	4400
				Terraza						

MA141109-1	28,869556	70,005523	2000	Paraglacial	5950 ± 40	25,7	5940 ± 40	6750	6880	6670
MA141109-2	28,869556	70,005523	2000	Terraza Paraglacial	9030 ± 60	25,8	9020 ± 60	10210	10250	9960
HPN- 170108-1- PLANT	28,943926	70,093083	1700	Derrumbe	138 ± 1	25,4	138 ± 1	25		
GA140109-1	28,935355	70,275338	1228	Lacustre	12350 ± 80	24,3	12360 ± 80	14210	14720	14050

Tabla 5.2: Datos de las muestras de restos de materia orgánica recolectadas en los depósitos sedimentarios del Valle el Tránsito. Se indica la ubicación geográfica y geomorfológica de la muestra. La edad medida es calculada considerando la concentración de ^{14}C en las muestras y una vida media del ^{14}C de 5568 años (Libby half-life; Libby, 1949). La edad incluye la incertidumbre dada por la desviación estándar de la medición AMS. La edad convencional ^{14}C es el resultado de la corrección de la edad medida por la razón $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (‰). En base a curvas de calibración construidas con la variación de la producción de ^{14}C en la atmósfera se obtiene la edad calibrada. Se indica la edad calibrada central que considera la intersección de la edad convencional con la curva de calibración y el rango de edad calibrada que representa la intersección de la edad convencional ± 2 sigmas. El rango de edad calibrada ± 2 sigmas tiene una probabilidad del 98% de certeza y es la mejor estimación de la edad de la materia orgánica contenida en los depósitos sedimentarios.

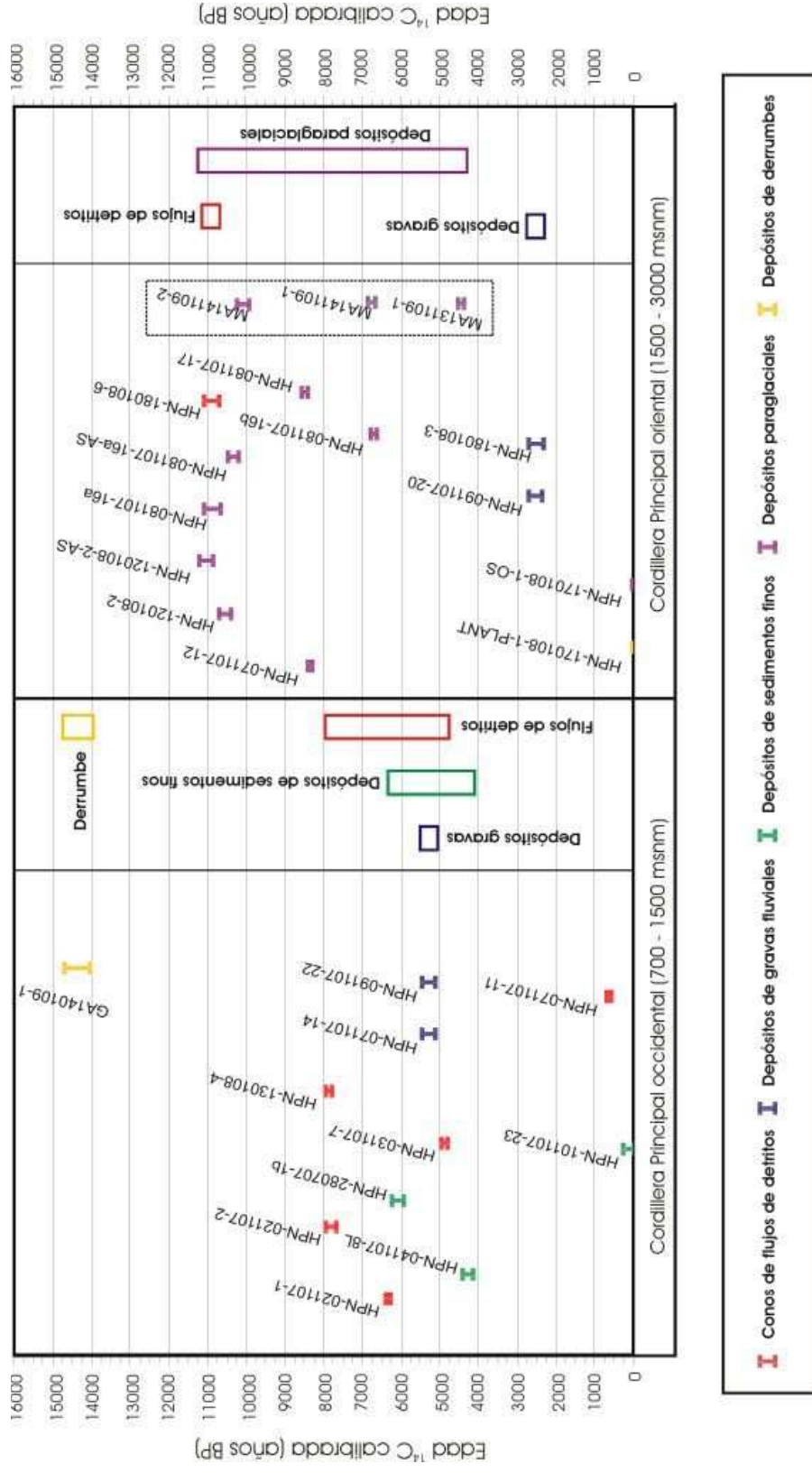


Figura 5.11: Grafico que muestra la distribución del rango de las edades calibradas ^{14}C (± 2 sigmas) de restos de materia orgánica recolectadas en los depósitos sedimentarios del Valle el Tránsito. Las muestras son separadas en recuadros que indican si fueron recolectadas en depósitos sedimentarios de la Cordillera Principal occidental y oriental. En el extremo derecho de cada recuadro se muestra una síntesis del rango de edades calibradas para cada segmento de la Cordillera Principal. El recuadro segmentado en la Cordillera Principal oriental agrupa las edades calibradas obtenidas en capas de materia orgánica que se disponen en un mismo afloramiento de terrazas paraglaciales, y cuyas fotografías y columna estratigráfica se indica en las Figura 5.10.

Las edades ^{14}C de la materia orgánica intercalada en los conos formados por flujos de detritos, sugiere una actividad aluvial de entre 11,1 y 4,8 ka en los tributarios de orden strahler 1 y 2. Sin embargo, en la Cordillera Principal occidental, donde los conos de detritos están ampliamente distribuidos (Figura 5.6), el rango de edad es de entre 8 y 4,8 ka. Luego es posible sugerir una intensa actividad de conos aluviales en los tributarios de la Cordillera Principal occidental entre los 8 y 5 ka aproximadamente. La edad más anciana de conos de detritos (11,1 – 10,7 ka) fue registrada aguas arriba en la Cordillera Principal oriental, lo que sugiere que se relaciona a los procesos paraglaciales activados a partir de los 11 ka.

Las edades ^{14}C de materia orgánica intercalado en los depósitos aterrazado fluviales (incluyendo gravas y sedimentos finos) varían entre 6,3 y 2,3 ka. Estos depósitos fluviales evidencian encajamiento del cauce durante su depositación lo que sugiere una fuerte incisión del cauce entre los 6,2 y 2,3 ka. Las dos edades más jóvenes fueron recolectadas aguas arriba (2,7 – 2,3 ka), en la Cordillera Principal oriental, mientras que aguas abajo en la Cordillera Principal occidental el rango de edad es relativamente más anciano (6,3 – 4,2 ka). Esto podría deberse a que la erosión arriba más tarde a la Cordillera Principal oriental dado el retroceso de la erosión regresiva. La incision durante este periodo tambien se evidencia en la incision de los conos aluviales, en los que se encajan flujos de detritos más recientes y que evidencian flujos menos densos.

5.2.3. Respuesta de los sistemas fluviales ante la desglacion del Pleistoceno Tardío – Holoceno

Las edades ^{14}C en los depósitos fluviales y aluviales localizados aguas abajo de los frentes glaciales, son posteriores a las edades de exposición ^{10}Be de las formas glaciales y de las edades que marcan la desglaciación. La ausencia de depósitos fluviales y aluviales durante los avances glaciales (32 – 22 ka) y durante la desglaciación de finales del Pleistoceno (22 – 15 ka) puede ser interpretado de dos formas: 1. El sistema fluvial no poseía la esorrentía suficiente para evacuar los sedimentos glaciogenicos generados por la

glaciación, mientras que las partes más bajas eran muy áridas para generar escorrentía desde los tributarios no glaciales. 2. El sistema fluvial poseía una escorrentía suficiente para evacuar aguas abajo de la Cordillera Principal, y eventualmente hasta el Océano Pacífico, los sedimentos glaciogénicos y los sedimentos aportados desde tributarios no glaciales.

Es aceptado que dada la altitud (>6.000 m s.n.m.) y condición climática fría de los Andes Centrales, la presencia de la dinámica glacial está condicionada a la disponibilidad de humedad y precipitaciones (e.g. Zech et al., 2008). Esto sugiere que durante las glaciaciones de los Andes semiáridos la tasa de precipitación y la escorrentía habría sido significativamente mayor a la actual. Por otro lado, Lamy et al. (2000) sugieren periodos de fuerte exportación de sedimentos desde la alta cordillera hacia el Océano Pacífico en los Andes semiáridos, los que coinciden con los periodos glaciales y con el aumento de las precipitaciones debido a la expansión de los *westerlies* hacia el norte. Ante estas evidencias, se puede interpretar que la ausencia de depósitos fluviales en la Cordillera Principal entre los 32 y 15 ka, se debe a la intensa escorrentía que evacuó los sedimentos más allá de la Cordillera principal. Esto sugiere que los procesos paraglaciales serían un efectivo y rápido mecanismo de exportación de detritos de origen glacial, fuera de los márgenes de actividad glacial.

El comienzo de la depositación paraglacial de sedimentos glaciogénicos entre los ~11 – 4 ka, podría indicar la disminución de la escorrentía y la aridización del clima a partir del Holoceno. Similar interpretación se sugiere en la cuenca del Río Elqui (30°S), donde sedimentos finos glaciogénicos fueron transportados y depositados entre los 11 y 5 ka, en un sistema fluvial de baja energía que favoreció la formación de ambientes de humedales (Riquelme et al., en prensa; incluido en Apéndice 2.2). Además, durante esta etapa, y en especial entre los 8 y 5 ka, se habría producido la actividad aluvial en los valles tributarios, que depositaron flujos de detritos en los exutorios. La depositación de sedimentos glaciogénicos (terrazas paraglaciales) y de flujos de detritos (conos aluviales) sugieren condiciones climáticas áridas entre los 11 y 4 ka, en relación al periodo precedente. Hay que destacar que los conos de detritos tienen una fuerte componente gravitacional y serían el producto de la activación aluvial durante lluvias esporádicas en un ambiente que en general es árido y

donde la vegetación es escasa (Riquelme et al., en prensa). En efecto, los conos de detritos se depositan en los exutorios de los tributarios, sin embargo la escorrentía no es suficiente para exportar y distribuir los sedimentos hacia aguas abajo.

La presencia de una condición climática más árida durante el Holoceno temprano – medio, también está reportada por la presencia de taxas arbóreas afines con la disminución de las precipitaciones en el Desierto de Atacama, así como por la extinción de la mega-fauna (Villagran y Varela, 1990; Latorre et al., 2003; Maldonado et al., 2005; Maldonado y Villagrán, 2006; Gosjean et al., 1997a). Por otro lado, es durante el Holoceno temprano – medio cuando la cobertura glacial y lacustre sería mínima en los Andes Centrales (Placzek et al., 2006; Zech et al., 2008). Para detalles del paleo climática de la región ver la Tabla 2.1 de la Sección de Antecedentes Paleo climáticos. Luego, la aridización del clima durante el Holoceno temprano y medio podría ser interpretada como el resultado del debilitamiento de los *easterlies* o *westerlies* en relación al pleistoceno tardío. Sea cual sea la causa de la aridización, nosotros sugerimos que durante el Holoceno temprano y medio, los sistemas fluviales de los Andes semiáridos habrían evolucionado a una dinámica de mayor agradación en relación al periodo anterior, dinámica similar a la que se observa en un clima más árido, como el que hoy se registra más al norte en el Desierto de Atacama.

El encajamiento de facies fluviales, la formación de terrazas y la incisión después de los 6 ka, sugiere una reactivación del sistema fluvial. Esto puede ser interpretado como una transición desde un régimen agradacional a uno relativamente más erosivo en el Holoceno tardío. Esto coincide con lo observado en la cuenca del Río Elqui, donde el incremento en la escorrentía y la mayor capacidad de exportación de sedimentos a partir de los 5 ka incidió los depósitos sedimentarios preexistentes y depositó gravas fluviales (Riquelme et al., en prensa). Sin embargo, pueden existir otras explicaciones para la variación de la dinámica fluvial: 1. agotamiento de los sedimentos glaciogénicos, susceptibles a ser transportados y depositados, resultando en el cambio desde agradación a incisión aguas abajo de los frentes glaciales. 2. La ineficiencia del sistema fluvial de exportar este sedimento por la progresiva aridización del clima.

Los antecedentes paleo climáticos del Holoceno tardío son escasos en la zona. Luego, es difícil dilucidar cual es el factor que gatilla el cambio de dinámica fluvial entre el Holoceno medio y tardío. Estudios de suelos desarrollados por Veit (1993,1996), sugieren que es a partir de los 5,1 ka cuando la región semiárida adquiere su actual condición climática, caracterizada por la alternancia de periodos de aridez y humedad debido a la variable influencia de los *westerlies*. Por otra parte, es durante el Holoceno tardío cuando se desarrollan discretas transgresiones lacustres en el altiplano andino y avances glaciares menores en los Andes semiáridos (Grosjean et al., 1997ab, 1998). Luego podemos imaginar que el cambio de la dinámica fluvial, ocurrido entre el Holoceno medio y tardío, se debió al aumento de la influencia de los *westerlies*, que determinaron mayores tasas de precipitaciones y determinaron el clima semiárido que se presenta en la actualidad. Ante estas nuevas condiciones de mayor escorrentía, aumento la capacidad de exportación de sedimentos y de incisión del sistema fluvial.

5.3. Síntesis de la evolución geomorfológica de la cuenca del Río Huasco durante el Cuaternario Tardío

A modo de síntesis en la Figura 5.12 se ilustra la evolución geomorfológica de la cuenca del Río Huasco durante los últimos 32 ka.

- **32 – 22 ka:** Durante este periodo se genero un extenso avance glacial que se extendió más de 20 km desde la cabecera de los valles. La intensa erosión glacial habría generado grandes volúmenes de sedimentos glaciogénicos y que formaron extensas morrenas que se distribuyen sobre los 3000 msnm. La gran capacidad de exportación de sedimentos e incisión durante este periodo restringió la depositación de sedimentos aguas abajo de los frentes glaciales y los sedimentos fueron evacuados fuera de los límites de la Cordillera Principal.

- **22 – 12 ka:** Entre los 22 y 12 ka se habría producido el retroceso glacial, interrumpido por avances glaciales relativamente menores en relación al ocurrido antes de los 22 ka. El último de estos avances glaciales se registra a los ~15 ka, después del cual la cobertura de hielo se restringió solo a la cabecera de los valles (avances glaciares < 8 km). La respuesta geomorfológica del paisaje ante la ausencia de cobertura de hielo, habría generado la removilización de sedimentos glaciogénicos y la alteración de las superficies de las morrenas. Se identificó una fase de fuerte removilización de sedimentos entre los 18 y 12 ka. Aguas abajo de los frentes glaciales continuaron las condiciones de incisión y exportación de sedimentos, solo interrumpidos por el colapso de laderas que bloquearon los ríos esporádicamente y generan la agradación en lagos transitorios.
- **12 – 4 ka:** A los 12 ka se habría producido el asentamiento de las morrenas lo que podría sugerir la estabilización definitiva del relieve glacial. En este contexto habría continuado la exportación de sedimentos glaciogénicos aguas abajo de los frentes glaciales, pero dada la escasa capacidad de transporte, los sedimentos se habrían depositado en los primeros 45 km de transporte fluvial. Así, a pesar de la intensa transferencia de materia durante el Pleistoceno Tardío, los sedimentos glaciogénicos fueron depositados durante el Holoceno temprano y aun se encuentran en la cuenca formando terrazas paraglaciales. En la Cordillera Principal occidental se habría desarrollado la erosión y rápida depositación de flujos de detritos que formaron conos aluviales en los exutorios de tributarios. La baja capacidad de transporte de sedimentos impidió la evacuación de estos depósitos aluviales hacia aguas abajo.
- **< 6 ka:** A los 6 ka la dinámica del sistema fluvial varió progresivamente desde agradación a mayor exportación de sedimentos. Esta transición generó la incisión de los depósitos paraglaciales y de los conos aluviales, formando terrazas suspendidas a alturas de entre 70 y 20 m del actual lecho del río. Se depositan facies fluviales compuestas por gravas en los sectores proximales a sedimento finos en las partes distales. La reincisión y encajamiento de estos depósitos evidencia la dominancia de la incisión. En los depósitos fluviales se intercalan

depósitos de flujos de detritos que representan generación más reciente de actividad aluvial desde los tributarios, cuyas facies muestran mayor fluidez en relaciona los flujos de detritos más antiguos.

El estudio morfoestratigráfico sugiere la alternancia de periodos de agradación y transporte de sedimentos durante los últimos 30 ka. Estas variaciones están asociadas a dos variables en la dinámica fluvial, por un lado a la producción de sedimentos y por otro lado a la capacidad de exportarlos. La producción de sedimentos estaría controlada por la erosión glacial, mientras que en la exportación de los sedimentos jugaría un importante papel los procesos paraglaciales. Este mecanismo de erosión, exportación y depositación de sedimentos estaría controlado por el derretimiento de la nieve y el hielo asociada a las precipitaciones que ocurren en la Cordillera Principal. Luego, es el control orográfico de las precipitaciones el que marca la diferencia entre una dinámica fluvial vigorosa en las cuencas fluvio-glaciales de la Cordillera Principal oriental, en relación al valle troncal y los tributarios aguas abajo. En efecto, en este contexto el valle troncal es la ruta de evacuación de los sedimentos, cuyo transporte o depositación dependerá de la esorrentía y de la estabilidad de laderas del valle, mientras que los valles tributarios no glaciales en los segmentos bajos la actividad aluvial se activa esporádicamente pero la esorrentia no es la suficiente como para exportar los sedimentos mucho más allá de sus exutorios.

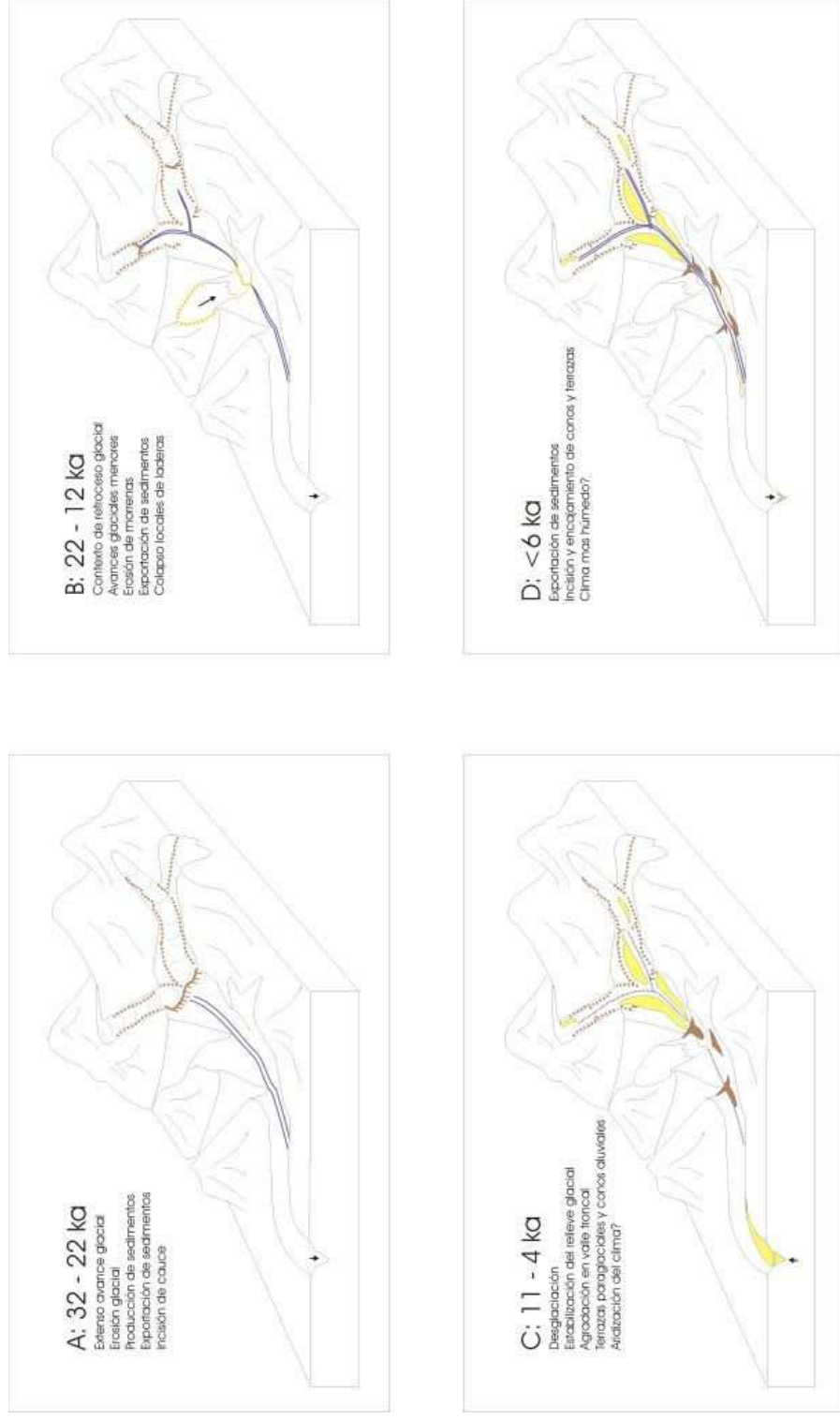


Figura 5.12: Ilustraciones que representan los mecanismos de transferencia de material durante el Pleistoceno Tardío y Holoceno en la cuenca del Río Huaco. A. 32 – 22 ka: extenso avance glacial, incisión de valle troncal, producción de sedimentos glaciogénicos y su exportación fuera de la Cordillera Principal. B: Contexto de retroceso glacial con avances menores, continúa la incisión y exportación de sedimentos, colapsos locales de laderas bloquean esporádicamente el cauce. C: Fin de avances glaciales de importancia, agradación de sedimentos glaciogénicos y de flujos de detritos en la Cordillera Principal. D: Aumento de la incisión y encajamiento de terrazas fluviales.

5.4. Interpretacion de las variaciones climaticas en los Andes Semiáridos

La evolución geomorfológica de la cuenca del Río Huasco puede sugerir a grandes rasgos variaciones climáticas en los Andes semiáridos, y particularmente indicar cualitativamente las variaciones de las precipitaciones durante el Cuaternario tardío (Fig. 5.13). La extensa cobertura glacial entre los 32 – 22 ka sugiere condiciones húmedas que permitieron un extenso avance glacial durante este periodo. La desglaciación, solo interrumpida por avances glaciales relativamente menores en relación al ocurrido anteriormente, sugiere una aridización oscilante del clima entre los 22 y 12 ka. Los avances glaciales, seguidos de fuertes periodos de removilización y exportación de sedimentos glaciogénicos, pueden ser asociados a la ocurrencia de fases húmedas, particularmente entre los 18 y 12 ka. Este periodo puede ser correlacionado temporalmente con las fases húmedas Tauca y Coipasa de los Andes Tropicales.

En base al análisis morfométrico de los depósitos y a la reconstrucción de la cobertura de los glaciares, Lohse et al. (2010) estimaron que la paleo-altitud de la línea de equilibrio glacial varió entre 4.026 ± 88 y 4.462 ± 136 m s.n.m. durante los avances glaciales registrados entre los 32 y 12 ka. Estas paleo-altitudes sugieren que las precipitaciones a los 2500 msnm habrían sido de entre 1200 y 800 mm/año, es decir entre 1000 y 600 mm/año mayores que las actuales (~150 mm/año; DGA, 2007). Estas altas tasas de precipitaciones habrían condicionado los pulsos de avances glaciales durante el Pleistoceno Tardío (Lohse et al., 2010).

Hasta los 12 ka una fuerte actividad glacial y paraglacial ocurrió en la alta cordillera y la escorrentía fue suficiente como para exportar grandes volúmenes de sedimentos fuera de los límites de la Cordillera Principal y generar un periodo de fuerte incisión. Sin embargo, ante la aridización del clima Holoceno y una relativamente menor escorrentía, el sistema fluvial perdió capacidad de transporte y se depositaron los sedimentos glaciogénicos aguas abajo de los frentes glaciales. En particular, entre los 12 y 4 ka, se generaron terrazas paraglaciales en los segmentos medios de la cordillera. La evacuación

de los sedimentos sería el en un contexto. En este escenario arido y de escasa cobertura vegetal, se genero una fuerte actividad aluvional desde las cuencas tributarias producto de la ocurrencia de lluvias torrenciales esporádicas. Finalmente, durante los ultimos 6 ka, un clima más húmedo en relación con el clima árido del Holoceno temprano y medio habria provisto de mayor escorrentia al sistema fluvial, incidiendo los depositos fluvioglaciales generados previamente.

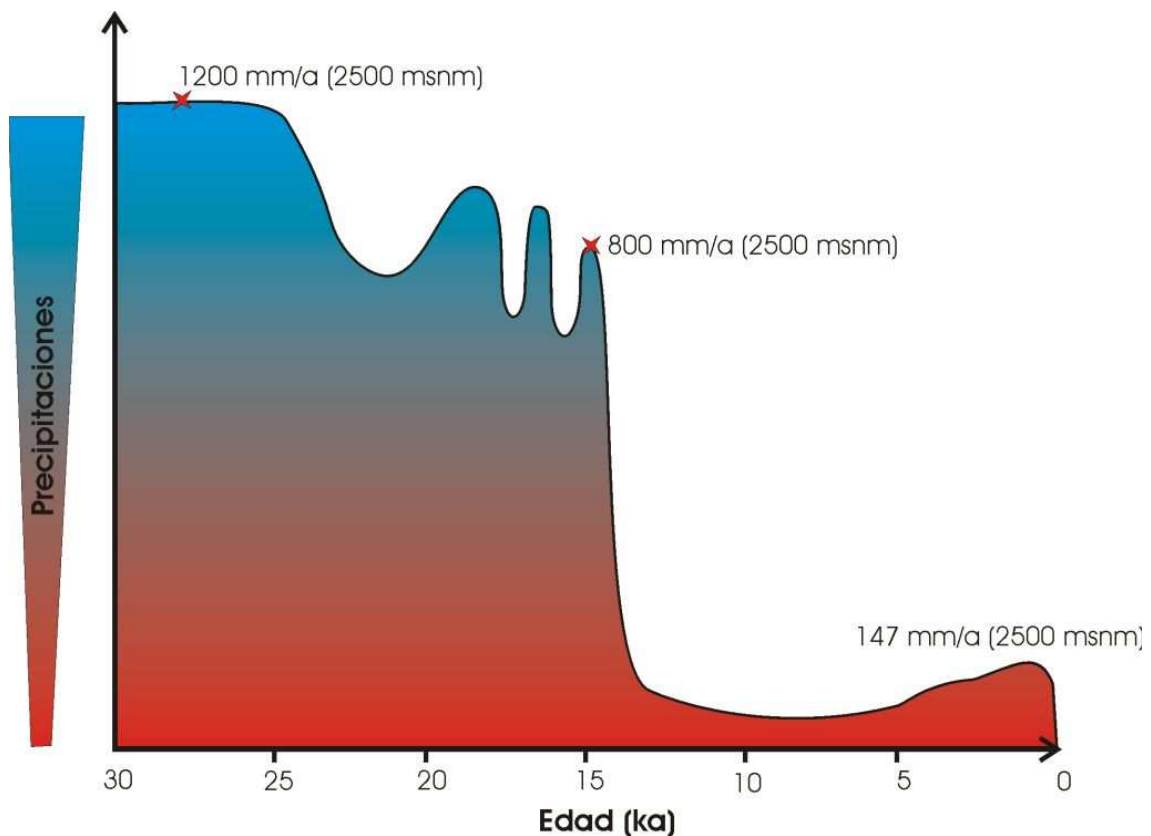


Figura 5.13: Grafico que ilustra la variación de las precipitaciones en la alta cordillera de los Andes semiaridos durante los últimos 30 ka. En estrellas rojas, se incluyen los valores de tasa de precipitación a los 2500 msnm, que representan estimaciones relativas y aproximadas mediante la reconstrucción de la paleoaltitud de la línea de equilibrio glacial para los avances asociados a los vallum morrenicos 2 y 5 en el valle el Encierro (Lohse, 2010). Además se incluye la actual tasa de precipitación a los 2500 msnm (DGA, 2007).

CAPITULO 6: CONCLUSIONES GENERALES

En los Andes semiáridos del Norte de Chile superficies de pedimentos se extienden en los interfluvios de las cuencas que cruzan el antearco, el que está segmentado en dos principales unidades morfoestructurales: la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal. Los pedimentos en la Cordillera de la Costa representan un paisaje maduro constituido por planicies, resultado de la combinación de una condición árida y tectónicamente estable durante el Neógeno. Los pedimentos en la Cordillera Principal son más altos y están fuertemente incididos por los ejes troncales de los sistemas fluviales, los cuales corresponden a cañones que alcanzan 2 km de profundidad. Sin embargo, si obviamos la incisión de los cañones y observamos solo el paisaje de los pedimentos en los interfluvios de la Cordillera Principal, este denota rasgos geomorfológicos equivalentes a las planicies de la Cordillera de la Costa. La presente tesis aborda el estudio de los modos y tiempos de respuesta geomorfológica del paisaje, que habría incidido los pedimentos, excavando los valles de la Cordillera Principal, luego de su alzamiento en relación con la Cordillera de la Costa.

La presencia de los pedimentos en la Cordillera Principal indica que el paisaje se encuentra en un estado transitorio de evolución luego del alzamiento. La cuantificación de las diferencias morfométricas, en particular valores de pendientes e integrales hipsométricas de los tributarios de las principales cuencas hidrográficas, indicó diferencia en el estado de evolución del paisaje entre la Cordillera de la Costa y de la Cordillera Principal: en general un paisaje maduro en la Cordillera de la Costa y uno joven en la Cordillera Principal. La distribución de estos valores indicó la posición de la disrupción morfológica del paisaje entre estas dos unidades morfoestructurales. La posición de la disrupción sugiere que el alzamiento de la Cordillera Principal podría haber sido controlado por fallas de alto ángulo y de vergencia al oeste. En particular, movimientos tan antiguos como de edad Oligoceno de la Falla Vicuña – San Félix pudieron haber iniciado el alzamiento de la Cordillera Principal en relación a la Cordillera de la Costa. Lo anterior sugiere que el estímulo generado por el alzamiento asociado a la activación de fallas, genero la respuesta erosiva y la incisión de valles en la Cordillera Principal.

Para conocer los tiempos y las velocidades de respuesta erosiva ante el alzamiento de la Cordillera Principal, se calculó el volumen erosionado de los valles en la alta cordillera del Río del Huasco, mediante la aplicación de ecuaciones de morfología matemática. Edades Ar-Ar de rocas volcánicas sobre los pedimentos, permitieron estimar las tasas de erosión. La respuesta erosiva ante el alzamiento de la Cordillera Principal arriba a la alta cordillera a los 8 ± 2 Ma, provocando la aceleración de la erosión desde 5-30 m/Ma hasta 45-75 m/Ma, y el cambio de patrón geomorfológico de evolución del paisaje desde pediplanización a incisión de valles. Por otra parte pulsos de alzamiento posteriores o cambios climáticos a escala global generaron condiciones más húmedas en la alta cordillera, y con ello la activación de la erosión glacial. La correlación positiva entre el porcentaje de relieve glacial, bajos valores de las integrales hipsométricas y altos valores de tasas de erosión indicó que la excavación de cárcavas glaciales habría sido un importante agente en el modelado del paisaje de la alta cordillera de los Andes semiáridos durante el Plio-Cuaternario. Por otro lado, las altas tasas de erosión, en relación con las calculadas por otros estudios en el Desierto de Atacama, donde la escasa humedad inhibió la actividad glacial durante este mismo periodo, refuerza esta observación.

La preservación de los pedimentos en los interfluvios de la Cordillera Principal sugiere una escasa erosión que contrasta con la fuerte incisión de los valles contiguos en la cuenca del Río Huasco. Se calcularon tasas de erosión por la concentración de ^{10}Be en arena y en gravas de tamaño de clastos de entre 5 a 8 cm de diámetro. Las concentraciones en ^{10}Be son sistemáticamente más altas en sedimentos finos. Interpretamos esta diferencia de la forma siguiente: concentraciones en arena representan los valores promedio de erosión en la cuenca vertiente (29 – 36 m/Ma), mientras las concentraciones de ^{10}Be en las gravas, que son producto de procesos de incisión en la cuenca del Río Huasco, indican valores más altos de tasas de erosión (71 – 107 m/Ma), sugiriendo que existen modos y velocidades de erosión diferentes entre los procesos de incisión de valles y aquellos que ocurren en superficies más estables de los interfluvios. La escala de tiempo involucrada en estas tasas de erosión es del orden de las últimas decenas de miles de años. Las tasas de erosión calculadas en las arenas son similares a los valores calculados para la

incisión de valles durante los últimos 8 ± 2 Ma. Esto sugiere que los procesos de incisión de valles son relativamente constantes durante los últimos millones de años, y que las velocidades y modos de erosión son perceptibles a escala de decenas de miles de años en los sistemas fluviales de los Andes semiáridos.

Para conocer los tiempos y modos de erosión, transporte y sedimentación que configuraron los sistemas fluviales, se realizó un estudio morfoestratigráfico de los depósitos fluvioglaciales en las cuencas de los ríos Huasco y Elqui, el que incluye la datación de depósitos sedimentarios por ^{14}C y de superficies geomorfológicas expuestas a radiación cósmica por ^{10}Be . Este estudio indicó que la dinámica de transferencia de materia durante los últimos treinta mil años fue controlada por la capacidad de erosión glacial y producción de sedimentos glaciogénicos, y por otra parte por la capacidad de exportar estos sedimentos hacia aguas abajo de los frentes glaciales. Es esta dinámica fluvioglacial, y que está fuertemente influenciada por la alternancia de glaciaciones y desglaciaciones durante el Cuaternario, es decir por los ciclos glaciales y paraglaciales, la que controló en gran parte la erosión y configuración de los sistemas fluviales en los Andes semiáridos. Finalmente, integrando los resultados obtenidos en la tesis, ellos indicaron que fue la respuesta erosiva al alzamiento de la Cordillera Principal, y el establecimiento de la dinámica paraglacial en los Andes semiáridos las que controlaron la denudación de la Cordillera Principal durante los últimos millones de años y que esta se ha mantenido relativamente constante en el tiempo.

CAPITULO 7: REFERENCIAS

- Aceituno P. 1988. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector: part I. Surface climate. *Mon. Weather Rev.* 116: 505–524.
- Aceituno P, Fuenzalida H, Rosenblüth B. 1993. Climate along the extratropical west coast of South America: Earth System Responses to Global Change: Contrasts between North and South America: Academic Press: 61–69.
- Aguilar G, Darrozes J, Riquelme R, Maire E, Martinod J. (Sometido). Pliocene-Quaternary erosion rate acceleration and drainage system configuration in the semiarid Chilean Andes: An example of the impact of orographically controlled rainfall on landscape evolution: *Earth Surf. Process. Landf.*
- Alpers CN, Brimhall GH. 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: Evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geological Society of America Bulletin* 100: 1640-1656.
- Almeyda E, Sáez F. 1958. Recopilación de datos climáticos de Chile y mapas sinópticos respectivos. Ministerio de agricultura, Santiago, Chile.
- Ammann C, Jenny B, Kammer K, Messerli B. 2001. Late Quaternary Glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18-29°S): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 172: 313-326.
- Arabasz WJ. 1971. Geological and geophysical studies of the Atacama Fault Zone in Northern Chile: PhD Thesis, Calif. Inst. Technol., Pasadena, CA: 264 pp.
- Arévalo C., Grocott J., Welkner D. 2003. The Atacama Fault System in the Huasco province, southern Atacama Desert, Chile. X Congreso Geológico Chileno, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.
- Audin L, Hérail G, Riquelme R, Darrozes J, Martinod J, Font E. 2003. Geomorphological markers of faulting and neotectonic activity along the western Andean margin, Northern Chile: *Journal of Quaternary Science* 18: 681–694.

- Babault J, Van Den Driessche J, Bonnet S, Castelltort S, Crave A. 2005. Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain: *Tectonics* 24, TC2010, doi:10.1029/2004TC001697.
- Balco G, Stone J, Lifton N, Dunai T. 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements: *Quaternary Geochronology* 3: 174-195.
- Ballantyne CK. 2002. *Paraglacial Geomorphology: Quaternary Sciences Reviews* 21: 1935-2017
- Barichivich J, Sauchyn DJ, Lara A. 2009. Climate signals in high elevation tree-rings from the semiarid Andes of north-central Chile: Responses to regional and large-scale variability: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281: 320-333.
- Begert M. 1999. *Klimatologische untersuchungen in der weiteren umgebung des Cerro Tapado, Norte Chico, Chile*. Master degree thesis, Univ. of Berne, Berne, Switzerland.
- Belmont P, Pazzaglia F, Gosse J. 2007. Cosmogenic ^{10}Be as a tracer for hillslope and channel sediment dynamics in the Clearwater River, western Washington State: *Earth Planet. Sci. Lett.* 264: 123–135.
- Betancourt JL, Latorre C, Rech JA, Rylander KA, Quade J. 2000. A 22,000-year record of monsoonal precipitation from northern Chile's Atacama Desert: *Science* 289: 1542–1546.
- Bierman PR, Caffee M. 2001. Slow rates of rock surface erosion and sediment production across the Namib Desert and escarpment, southern Africa: *Am. J. Sci.* 301: 326–358.
- Bierman PR, Steig EJ. 1996. Estimating rates of denudation using cosmogenic isotope abundances in sediment: *Earth Surf. Process. Landf.* 21: 125–139.
- Bissig T, Lee JKW, Clark AH, Heather KB. 2001. The Cenozoic History of volcanism and hydrothermal alteration in the Central Andes Flat-Slab Region: New ^{40}Ar - ^{39}Ar constraints from the El Indio-Pascua Au (-Ag, Cu) Belt, 29°20'-30°30'S. *International Geology Review* 43: 1-29.
- Bissig T, Clark AH, Lee JKW, Hodgson CJ. 2002. Miocene landscape evolution in the Chilean flat-slab transect: uplift history and geomorphologic controls on epithermal processes in the El Indio-Pascua Au (-Ag, Cu) belt: *Econ Geol* 97: 971–996.

- Bissig T, Riquelme R. 2009. Contrasting Landscape Evolution and Development of Supergene Enrichment in the El Salvador Porphyry Cu and Potrerillos-El Hueso Cu-Au Districts, Northern Chile. *Economic Geology Special Publication 14*: in press.
- Blard PH, Lave J, Farley KA, Fornari M, Jiménez N, Ramirez V. 2009. Late local glacial maximum in the Central Altiplano triggered by cold and locally-wet conditions during the paleolake Tauca episode (17–15 ka, Heinrich 1): *Quaternary Science Reviews* 28: 3414–3427
- Bradley WC. 1970. Effect of weathering on abrasion of granitic gravel, Colorado River (Texas). *Geol. Soc. Am. Bull.* 81: 61–80.
- Braucher R, Brown ET, Bourlès DL, Colin F. 2003. In situ produced ^{10}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons: *Earth and Planetary Science Letters* 211: 251-258.
- Brenning A, Trombotto D. 2006. Logistic regression modeling of rock glacier and glacier distribution. Topographic and climatic controls in the semi-arid Andes: *Geomorphology* 81: 141-154.
- Brocklehurst SH, Whipple KX. 2004. Hypsometry of glaciated landscape. *Earth Surface Process and Landforms* 29: 907-926.
- Brown ET, Stallard RF, Larsen MC, Raisbeck GM, Yiou F. 1995. Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced ^{10}Be in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico: *Earth Planet. Sci. Lett.* 129: 193-202.
- Brown ET, Stallard RF, Larsen MC, Bourlès DL, Raisbeck GM, Yiou F. 1998. Determination of predevelopment denudation rates of an agricultural watershed (Cayaguás River, Puerto Rico) using in-situ-produced ^{10}Be in river-borne quartz: *Earth Planet. Sci. Lett.* 160: 723-728.
- Brüggen. 1950. *Fundamentos de la Geología de Chile*: Inst. Geogr. Militar, 374p. Santiago.
- Burbank D, Anderson R. 2001. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science, 273 p. Estados Unidos.
- Carretier S, Poisson B, Vassallo R, Pepin E, Farías M. 2009a. Tectonic interpretation of transient stage erosion rates at different spatial scales in an uplifting block. *Journal of geophysical research* 114: F02003, doi: 10.1029/2008JF001080

- Carretier S, Regard V, Soual C. 2009b. Theoretical cosmogenic nuclide concentration in river bed load clasts: Does it depend on clast size?: *Quaternary Geochronology* 4: 108–123
- Carretier S, Regard V. En prensa. Pebble abrasion and velocity in rivers: quantification based on terrestrial cosmogenic nuclide: Theoretical results. *Journal of Geophysical Research*.
- Carter W, Aguirre L. 1965. Structural geology of Aconcagua Province and its relationship to the Central Valley graben: *Geological Society of America Bulletin* 76: 651-664.
- Caviedes C. 1990. Rainfall variation, snowline depression and vegetational shifts in Chile during the Pleistocene: *Climatic Change* 16: 99-114.
- Cembrano J, Zentilli M, Grist A, Yañez G. 2003. Nuevas edades de trazas de fisión para Chile Central (30°-34°S): Implicancias en el alzamiento y exhumación de los Andes desde el Cretácico. 10° Congreso Geológico Chileno, Universidad de Concepción-Chile.
- Charrier R, Bustamante M, Comte D, Elgueta S, Flynn JJ, Iturra N, Muñoz N, Pardo M, Thiele R, Wyss AR. 2005. The Abanico Extensional Basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion, and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abh.* 236 (1-2): 43-77.
- Clapp EM, Bierman PR, Schick AP, Lekach J, Enzel Y, Caffee M. 2000. Sediment yield exceeds sediment production in arid region drainage basins: *Geology* 28: 995– 998.
- Clapperton CM, Clayton JD, Benn DI, Marde CJ, Argollo J. 1997. Late Quaternary glacier advances and paleolake highstands in the Bolivian Altiplano: *Quaternary International* 38(39): 49-59.
- Clayton JD, Clapperton CM, 1997. Broad synchrony of a late glacial glacier advance and the highstand of palaeolake Tauca in the Bolivian Altiplano. *Journal of Quaternary Science* 12: 169 – 182.
- Coira B, Davidson J, Mpodozis C, Ramos V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Sci. Rev.* 18: 303– 332.
- Cornejo P, Mpodozis C, Ramirez CF, Tomlinson AJ. 1993. Estudio geológico de a region de Potrerillos y El Salvador (26°-27° Lat. S): Servicio Nacional de

- Geología y Minería (Chile) – CODELCO: Informe Registrado IR-93-01: 258p. Santiago.
- Cornejo P, Mpodozis C. 1996. Geología de la región de Sierra Exploradora (Cordillera de Domeyko 25° - 26° S): Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile) – CODELCO: Informe Registrado IR-96-09: 330p. Santiago.
- Darwin C. 1846. Geological observations on South America. Smith, Elder and Co.: 279 p. London.
- Denton GH, Lowell TV, Heusser CJ, Schlüchter C, Andersen BG, Heusser LE, Moreno PI, Marchant DR. 1999. Geomorphology, stratigraphy, and radiocarbon chronology of Llanquihue drift in the area of the southern lake district, Seno Reloncaví, and Isla Grande de Chiloé, Chile: *Geografiska Annaler* 81A: 167–229.
- Desilets D, Zreda M. 2003. Spatial and temporal distribution of secondary cosmic-ray nucleon intensities and applications to in-situ cosmogenic dating: *Earth and Planetary Science Letters* 206: 21–42.
- DGA (Dirección General de Aguas), 2007: Evaluación de la Explotación Máxima Sustentable del Acuífero de Huasco. Modelación hidrogeológica del Valle del Río Huasco, Informe técnico. Departamento de administración de recursos hídricos, S.I.T N°131, Santiago, Junio.2007.
- Dietze E, Kleber A, Ginot P, Stichler W, Schotterer U, Schwikowski M. 2008. Response of regional climate and glacier ice proxies to El Niño-Southern Oscillation (ENSO) in the subtropical Andes: *Geophysical Research Abstracts* 10: EGU2008-A-00418.
- Dunai TJ, González GA, Juez-Larre J. 2005. Oligocene–Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology* 33: 321–324. DOI: 10.1130/G21184.1
- Espurt N, Funicello F, Martinod J, Guillaume B, Regard V, Faccenna C, Brusset S. 2008. Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analog modeling: *Tectonics* 27(3).
- Farías M, Charrier R, Carretier S, Martinod J, Fock A, Campbell D, Cáceres J, Comte D. 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of Central Chile (33°-35°S): *Tectonics* 27: TC1005, doi: 10.1029/2006TC002046.

- Fariás M, Charrier R, Comte D, Martinod J, Hérail G. 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S): *Tectonics* 24: TC4001, doi: 10.1029/2004TC001667.
- Favier V, Falvey M, Rabatel A, Praderio E, López D. 2009. Interpreting discrepancies between discharge and precipitation in high-altitude area of Chile's Norte Chico region (26–32°S). *Water Resour. Res.* 45: W02424. DOI: 10.1029/2008WR006802.
- Ferrier KL, Kirchner JW, Finkel RC. 2005. Erosion rates over millennial and decadal timescales at Caspar Creek and Redwood Creek, Northern California Coast Ranges: *Earth Surf. Process. Landforms* 30: 1025–1038.
- Filizola N, Guyot JL. 2004. The use of Doppler technology for suspended sediment discharge determinations in the River Amazon: *Hydrological Sciences Journal*, 49(1): 143-153.
- García M. 2001. Evolucion Oligo-Néogène de l'arc et avant arc des Andes de Arica (18°-19°S). Tectonique, Volcanisme, Sédimentation, Géomorphologie et bilan érosion-sédimentation. Thesis Univ. Joseph Fourier, 178p.
- García M, Hérail G. 2005. Fault-related folding, drainage network evolution and valley incision during the Neogene in the Andean Precordillera of Northern Chile: *Geomorphology* 65: 279– 300
- Garín C. 1987. Inventario de Glaciares de los Andes Chilenos desde los 18° a los 32° de latitud sur. *Revista de Geografía Norte Grande* 14: 35-48
- Garreaud RD, Vuille M, Compagnucci R, Marengo J. 2008. Present-day South American climate. *Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* DOI:10.1016/j.palaeo.2007.10.032
- Geyh MA, Grosjean M, Nuñez L, Shotterer U. 1999. Radiocarbon effect and the timing of the late-glacial/Early Holocene humid phase in the Atacama desert (Northern Chile): *Quaternary Research* 52: 143-153
- Ginot P, Kull C, Schotterer U, Schwikowski M, Gäggeler HW. 2006. Glacier mass balance reconstruction by sublimation induced enrichment of chemical species on Cerro Tapado (Chilean Andes): *Climate of the Past* 2: 21-30.

- González G, Cembrano J, Carrizo D, Macci A, Schneider H. 2003. The link between forearc tectonics and Pliocene–Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 321–342.
- Granger DE, Kirchner JW, Finkel R. 1996. Spatially averaged long-term erosion rates measured from in situ-produced cosmogenic nuclides in alluvial sediment: *J. Geol.* 104: 249– 257.
- Grosjean M. 2001. Mid-Holocene climate in the south-central Andes: Humid or dry?: *Science* 292: 2391a.
- Grosjean M, Geyh MA, Messerli B, Schreier H, Veit H. 1998. A Late Holocene (< 2600 BP) glacial advance in the south-central Andes (29°S), northern Chile: *The Holocene* 8 (4): 473- 479.
- Grosjean M, Nuñez LA, Cartajena I, Messerli B. 1997a. Mid-Holocene climate and Culture Change in the Atacama Desert, northern Chile: *Quaternary Research* 48: 239-246.
- Grosjean M, Valero GB, Geyh M, Messerli B, Schotterer U, Schreier H, Kelts K. 1997b. Mid and late Holocene limnogeology of Laguna del Negro Francisco (South Central Andes, North Chile) and paleoclimatic implications: *The Holocene* 7: 151-159.
- Heimsath AM, Chappell J, Dietrich WE, Nishiizumi K, Finkel RC. 2000. Soil production on a retreating escarpment in southeastern Australia: *Geology* 28: 787–790.
- Heimsath AM, Chappell J, Dietrich WE, Nishiizumi K, Finkel R. 2001. Late Quaternary erosion in southeastern Australia: a field example using cosmogenic nuclides: *Quat. Int.* 83–85: 169– 185.
- Heusser CJ, Heusser LE, Lowell TV. 1999. Paleoecology of the southern Chilean Lake District-Isla Grande de Chiloé during middle-late Llanquihue glaciation and deglaciation: *Geografiska Annaler* 81A: 231-284.
- Hewawasam T, von Blanckenburg F, Schaller M, Kubik W. 2003. Increase of human over natural erosion rates in tropical highlands constrained by cosmogenic nuclides. *Geology* 31: 597–600.
- Hoke GD, Isacks BL, Jordan TE, Yu JS. 2004. Groundwater-sapping origin for the giant quebradas of northern Chile: *Geology* 32: 605–608.

- Hoke GD, Isacks BL, Jordan TE, Blanco N, Tomlinson AJ, Ramezani J. 2007. Geomorphic evidence for post-10 Ma uplift of the western flank of the central Andes 18°30'–22°S: *Tectonics* 26: TC5021, doi: 10.1029/2006TC002082, 2007.
- Holbrook J, Schumm SA. 1999. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings: *Tectonophysics* 305: 287-306.
- Hollingworth SE. 1964. Dating the uplift of the Andes of northern Chile: *Nature* 211 (4914): 17-20.
- Herrera S, Verdejo A. 2009. Evolución geológica Neógeno-Cuaternaria del curso inferior y medio del Valle del Huasco, III Región de Atacama, Chile. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile.
- Isacks BL. 1988. Uplift of the central Andean Plateau and Bending of the Bolivian Orocline: *J. Geophys. Res.* 93: 3211-3231.
- Jenny B, Kammer K. 1996. Climate change in den trockenen Anden. Jungquartäre Vergletscherung. *Geographica Bernensia*. G 46: 1-80
- Kay SM, Abruzzi JM. 1996. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean 'flat-slab' between 30° and 32°S: *Tectonophysics* 259: 5–28.
- Kay SM, Mpodozis C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab: *Journal of South American Earth Sciences* 15: 39-57.
- Kay SM, Mpodozis C, Coira B. 1999. Neogene magmatism, tectonism and mineral deposits of the Central Andes (22°-33°S Latitude): In *Geology and Ore Deposits of the Central Andes* (Skinner, B.J.; editor): Society of Economic Geologists, Special Publication 7: 27-59.
- Kay SM, Godoy E, Kurtz A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes: *Geological Society of America Bulletin* 117: 67-88.
- Kirchner JW, Finkel RC, Riebe CS, Granger DE, Clayton JL, King JG, Megahan WF. 2001. Mountain erosion over 10 yr, 10 k.y., and 10 m.y. time scales. *Geology* 29: 591-594.

- Kirchner J, Riebe C, Ferrier K, Finkel R. 2006. Cosmogenic nuclide methods for measuring long-term rates of physical erosion and chemical weathering: *J. Geochem. Explor.* 88: 296–299.
- Kober F, Schlunegger F, Zeilinger G, Schneider H. 2006. Surface uplift and climate change: the geomorphic evolution of at the Western Escarpment of the Andes of northern Chile between the Miocene and present: In *Tectonics, Climate and Landscape Evolution*, Willet S, Hovius N, Fisher D, Brandon M (eds). Special Paper 398, Geological Society of America: Boulder, CO: 75–86.
- Kober F, Ivy-Ochs S, Schulunegger F, Baur H, Kubik PW, Wieler R. 2007. Denudation rates and a topography-driven rainfall threshold in northern Chile: Multiple cosmogenic nuclide data and sediment budgets. *Geomorphology* 83: 97-120.
- Kober F, Ivy-Ochs S, Zeilinger G, Schulunegger F, Kubik PW, Baur H, Wieler R. 2009. Complex multiple cosmogenic nuclide concentration and histories in the arid Rio Lluta catchment, northern Chile: *Earth Surf. Process. Landforms* 34: 398–412.
- Kuenen PH. 1956. Experimental abrasion of pebbles: 2. Rolling by current. *J. Geol.* 64: 336–368.
- Kull C, Grosjean M. 2000. Late Pleistocene climate conditions in the north Chilean Andes drawn from a climate glacier model: *Journal of Glaciology* 46: 622-632.
- Kull C, Grosjean M, Veit H. 2002. Modeling modern and Late Pleistocene glacio-climatological conditions in the North Chilean Andes (29° - 30°S): *Climatic Change* 52: 359 – 381
- Lal D. 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models: *Earth Planet. Sci. Lett.* 104: 424– 439.
- Lamb S, Hoke L, Kennan L, Dewey J, 1997. Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile: en Burg, J., Ford, M., (eds.), *Orogeny through time*. *J. Geol. Soc. Lond.*, Special Publication 121: 237-264.
- Lamb S, Davis P. 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes: *Nature* 425: 792–797. DOI: 10.1038/nature02049.
- Lamb S, Hoke L. 1997. Origin of the high plateau in the central Andes, Bolivia, South America: *Tectonics* 16: 623 – 649.

- Lamy F, Klump J, Habeln D, Wefer G. 2000. Late Quaternary rapid climate change in northern Chile: *Terra Nova* 12: 8–13.
- Langbein WB. 1947. Topographic characteristics of drainage basins. U.S.G.S. Water Supply Paper 968C:127–157
- Latorre C, Betancourt JL, Arroyo MTK. 2006. Late Quaternary vegetation and climate history of a perennial river canyon in the Rio Salado basin (22°S) of northern Chile: *Quatern. Res* 65: 450–466.
- Latorre C, Betancourt JL, Rylander KA, Quade J, Matthei O. 2003. A 13.5-kyr vegetation history from the arid prepuna of northern Chile (22–23°S): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194, 223–246.
- Leiva JC. 1999. Recent fluctuations of the Argentinian glaciers: *Global Planet. Change* 22 : 169– 177.
- Le Quesne C, Stahle DW, Cleaveland MK, Therrell MD, Aravena JC, Barichivich J. 2006. Ancient austrocedrus tree-ring chronologies used to reconstruct central Chile precipitation variability from a.d. 1200 to 2000: *J. Clim.* 19(22): 5731– 5744.
- Le Roux JP, Gómez C, Venegas C, Fenner J, Middleton H, Marchant M, Buchbinder B, Frassinetti D, Marquardt C, Gregory-Wodzicki KM, Lavenu A. 2005. Neogene–Quaternary coastal and offshore sedimentation in north-central Chile: record of sea level changes and implications for Andean tectonism: *Journal of South American Earth Sciences* 19: 83– 98.
- Le Roux J, Olivares D, Nielsen S, Smith N, Middleton H, Fenner J, Ishman S. 2006. Bay sedimentation as controlled by regional crustal behavior, local tectonics and eustatic sea level changes: Coquimbo Formation (Miocene–Pliocene), Bay of Tongoy, central Chile: *Sedimentary Geology* 184: 133– 153.
- Libby WF. 1955. Radiocarbon dating (2nd ed.). Chicago: University of Chicago Press.
- Lindsay J.B. 2005. The Terrain Analysis System: A tool for hydro-geomorphic applications. *Hydrological Processes* 19(5): 1123-1130.
- LLiboutry L. 1956. Nieves y glaciares de Chile: *Fundamentos de Glaciología*.
- Lohse P. 2010. Análisis geomorfológico y cronología absoluta a partir de edades de exposición de los depósitos glaciales y paraglaciales del Valle el Encierro, Andes semiáridos del Norte de Chile (29°S): *Memoria para*

- optar al título de geólogo. Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile.
- Lowell TV, Heusser CJ, Andersen BG, Moreno PI, Hauser A, Heusser LE, Schluchter C, Marchant DR, Denton GH. 1995. Interhemispheric correlation of Late Pleistocene Glacial Events. *Science* 269: 1541-1549.
- Luebert F, Pliscoff P. 2006. *Sinopsis Bioclimática y Vegetacional de Chile: Editorial Universitaria, Univ. de Chile, Santiago, Chile.*
- Maksaev V, Moscoso R, Mpodozis C, Nasi C. 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29°–31° S): Geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista geológica de Chile* 21: 11–51.
- Maksaev V, Munizaga F, Zentilli M, Charrier R. 2009. Fission track thermochronology of Neogene plutons in the Principal Andean Cordillera of central Chile (33–35°S): Implications for tectonic evolution and porphyry Cu-Mo mineralization. *Andean Geology* 36 (2): 153-171.
- Maksaev V, Zentilli M. 1999. Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile: Implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis: *Explor. Mining. Geol.* 8: 65-89.
- Maldonado A, Betancourt JL, Latorre C, Villagran C. 2005. Pollen analyses from a 50,000-yr rodent midden series in the southern Atacama Desert (25°30' S): *Journal of Quaternary Science* 20: 493–507.
- Maldonado A, Villagran C. 2006. Climate variability over the last 9900 cal yr BP from a swamp forest pollen record along the semiarid coast of Chile: *Quaternary Research* 66: 246-258.
- Marquardt C, Lavenu A, Ortlieb L, Godoy E, Comte D. 2004. Coastal Neotectonics in Southern Central Andes: Uplift Rates and Strain Patterns in the Caldera Area, Northern Chile (27°S): *Tectonophysics* 394 (3-4): 193-219.
- Martin MW, Clavero J, Mpodozis C, Cuitiño L. 1995. Estudio Geológico de la Franja El Indio, Cordillera de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Informe registrado IR-95-6, 1: 1-238. Santiago-Chile.
- Martin MW, Clavero J, Mpodozis C. 1999. Late Paleozoic to Early Jurassic tectonic development of the high Andean Principal Cordillera, El Indio

- region, Chile (29°-30°S): *Journal of South American Earth Sciences* 12: 33-49.
- Matmon A, Bierman PR, Larsen J, Southworth S, Pavich M, Caffee M. 2003. Temporally and spatially uniform rates of erosion in the southern Appalachian Great Smoky Mountains: *Geology* 31: 155– 158.
- Matmon A, Bierman PR, Larsen J, Southworth S, Pavich M, Finkel R, Caffee M. 2005a. Grain size dependency of ^{10}Be concentrations in alluvial sediments in the Great Smoky Mountains: *Geochim. Cosmochim. Acta* 69 (Suppl): A160.
- Matmon A, Schwartz D, Finkel R, Clemmens S, Hanks T. 2005b. Dating offset fans along the Mojave section of the San Andreas Fault using cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be : *Geol. Soc. Am. Bull.* 117: 795–807.
- Melnick D, Echtler HP. 2006. Inversion of forearc basins in south-central Chile caused by rapid glacial age trench fill: *Geology* 34: 709-712.
- Meyer H, Hetzel R, Strauss H. 2008. Erosion rates on different timescales derived from cosmogenic ^{10}Be and river loads: implications for landscape evolution in the Rhenish Massif, Germany: *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* (2010) 99: 395–412, DOI 10.1007/s00531-008-0388-y
- Miller A. 1976. The climate of Chile. In: *Schwerdtfeger, W. (Ed.), World Survey of Climatology. Climates of Central and South America: Elsevier, Amsterdam, The Netherlands: 113–131.*
- Mix AC, Bard E, Schneider R. 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG): *Quaternary Science Reviews* 20: 627–657.
- Molnar P, England P. 1990. Late Cenozoic Uplift of Mountain-Ranges and Global Climate Change - Chicken or Egg: *Nature* 346(6279): 29-34.
- Molnar P. 2004. Late Cenozoic increase in accumulation rates of terrestrial sediment: How might climate change have affected erosion rates?: *Annual Review of Earth and Planetary Science* 32: 67-89. DOI:10.1146/annurev.earth.32.091003.143456.
- Montecinos A, Aceituno P. 2003. Seasonality of the ENSO related rainfall variability in central Chile and associated circulation anomalies: *J. Climate* 16: 281–296.

- Montgomery DR, Balco G, Willett SD. 2001. Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology* 29: 579– 582.
- Morel P, Von Blanckenburg F, Schaller M, Kubik PW, Hinderer M. 2003. Lithology, landscape dissection, and glaciation controls on catchment erosion as determined by cosmogenic nuclides in river sediment (the Wutach Gorge Black Forest): *Terra Nova* 15: 398– 404.
- Mortimer C. 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Journal of Geological Society of London* 129: 505-526.
- Moscoso R, Mpodozis C. 1988. Estilos estructurales en el norte chico de Chile (28-31°S), regiones de Atacama y Coquimbo. *Revista geológica de Chile* 15: 149-164.
- Moscoso R, Nasi C, Salinas P. 1982. Geología de la Hoja Vallenar y parte norte de La Serena: Regiones de Atacama y Coquimbo, escala 1:250.000. SERNAGEOMIN.
- Mpodozis C, Cornejo P. 1986. Carta Geológica de Chile a E. 1 :250.000 no 68, (Pisco Elqui): Servicio Nacional de Geología y Minera, Santiago de Chile, 165 p.
- Mpodozis C, Marinovic C, Smoje I. 1993. Estudio geológico-estructural de la Cordillera de Domeyko entre Sierra Limón Verde y Sierra Mariposas Región de Antofagasta: Serv. Nac. Geol. Min. IR 93-04.
- Muñoz N, Charrier R. 1996. Uplift of the western border of the Altiplano on a west vergent thrust system, northern Chile: *J. S. Am. Earth Sci.* 9: 171 – 181.
- Nalpas T, Dabard M-P, Ruffet G, Vernon A, Mpodozis C, Loi A, Hérail G. 2008. Sedimentation and preservation of the Miocene Atacama Gravels in the Pedernales–Chañaral Area, Northern Chile: Climatic or tectonic control?: *Tectonophysics* 459: 161–173.
- Nalpas T, Hérail G, Mpodozis C, Riquelme R, Clavero J, Dabard MP. 2005. Thermochronological data and denudation history along a transect between Chañaral and Pedernales (≈26° S), north Chilean Andes: orogenic implications: Sixth International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona, Spain, IRD ed., pp. 548–551. Extended abstracts.

- Naranjo JA. 1987. Interpretación de la actividad Cenozoica superior a lo largo de la zona de Falla de Atacama: *Revista Geológica de Chile* 31: 43-55.
- Naranjo JA, Paskoff R. 1980. Evolución geomorfológica del desierto de Atacama, entre los 26° y 33° latitud sur: revisión cronológica: *Revista Geológica de Chile* 10: 85-89.
- Nasi C, Mpodozis C, Cornejo P, Moscoso R, Makshev V. 1985. El batolito Elqui-Limarí (Paleozoico Superior-Triásico). Características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico: *Revista Geológica de Chile* 25-26: 77-111.
- Nasi C, Moscoso R, Makshev V. 1990. Hoja Guanta, Regiones de Atacama y Coquimbo, escala 1:250.000, n°67, SERNAGEOMIN.
- Nichols KK, Bierman PR, Caffee M, Finkel R, Larsen J. 2005a. Cosmogenically enabled sediment budgeting: *Geology* 33: 133– 136.
- Nichols KK, Bierman PR, Hooke RB, Caffee EM, Clappe MW. 2002. Quantifying sediment transport on desert piedmonts using ^{10}Be and ^{26}Al : *Geomorphology* 45 (2): 105–125.
- Nichols KK, Bierman PR, Finkel R, Larsen J. 2005b. Long-term sediment generation rates for the upper Rio Chagres Basin: implications for Panama Canal watershed management. In: Harmon, R. (Ed.), *The Rio Chagres: a Multidisciplinary Profile of a Tropical Watershed*. Springer: 297–313.
- Niemeyer H. 1999. Nuevos datos cinemáticos para la Falla Sierra Castillo en Quebrada del Carrizo, Precordillera de la Región de Atacama, Chile. *Revista Geológica de Chile* 26: 159-174.
- Niemi N, Oskin M, Burbank D, Heimsath A, Gabet E. 2005. Effects of bedrock landslides on cosmogenically determined erosion rates: *Earth Planet. Sci. Lett.* 237: 480–498.
- Nishiizumi K, Caffee M, Finkel RC, Brimhall G, Mote T. 2005. Remnants of a fossil alluvial fan landscape of Miocene age in the Atacama Desert of northern Chile using cosmogenic nuclide exposure age dating. *Earth Planet. Sci. Lett.* 237: 449–507.
- Nishiizumi K, Imamura M, Caffee M, Southon J, Finkel R, McAnich J. 2007. Absolute calibration of ^{10}Be AMS standards: *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 258: 403413.

- Oliva P, Cerda JL. 2009. Uso de herramientas geomáticas para la determinación de la dinámica glacial reciente (últimos 50 años) en los Andes semiáridos del Norte de Chile: Glaciar el Tapado (30°S): Memoria de Titulo de Geologo, Universidad catolica del Norte, Antofagasta, Chile. 117 pp.
- Oncken O, Hindle D, Kley J, Elger K, Victor P. 2006. Deformation of the central Andean upper plate system: Facts, fiction, and constraints for plateau models, in Oncken, O., et al., eds., *The Andes: Active subduction orogeny*. *Frontiers in Earth Sciences*: London, Springer Verlag, 3–28.
- Ortlieb L, Zazo C, Goy J, Hillaire-Marcel C, Ghaleb B, Cournoyers L. 1996. Coastal Deformation and Sea-Level Changes in the Northern Chile Subduction Area (23°S) during the last 330 Ky: *Quaternary Science Reviews* 15: 819-831.
- Pardo-Casas F, Molnar P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time: *Tectonics* 6: 233-248.
- Pardo M, Comte D, Monfret T. 2002. Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone: *Journal of South American Earth sciences* 15: 11 – 22.
- Paskoff R. 1970. *Le Chili semi-aride, recherches géomorphologiques*. Biscaye Frères, 420 p., Bordeaux.
- Peizhen Z, Molnar P, Downs WR. 2001. Increased sedimentation rates and grain sizes 2–4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates: *Nature* 410: 891– 897. doi: 10.1038/35073504.
- Pelletier JD, Malamud BD, Blodgett T, Turcotte DL. 1997. Scale-invariance of soil moisture variability and its implications for the frequency-size distribution of landslides, *Eng: Geol. Amsterdam* 48: 255–268, doi: 10.1016/S0013-7952(97)00041-0.
- Pepin E, Carretier S., Guyot JL, Escobar F. En prensa. Specific suspended sediment yields of the Andean rivers of Chile and their relationship to climate, slope and vegetation. *Hydrological Sciences Journal*.
- Pilger RH Jr. 1984: Cenozoic platekinematics, subduction and magmatism: *South American Andes: Jour. Geol. Soc. London* 141: 793-802.

- Placzek C, Quade J, Patchett PJ. 2006. Geochronology and stratigraphy of late Pleistocene lake cycles on the southern Bolivian Altiplano: Implications for causes of tropical climate change: *Bull. Geol. Soc. Amer* 118: 515–532.
- Quezada J, Gonzalez G, Dunai T, Jensen A, Juez-Larre J. 2007. Pleistocene littoral uplift of northern Chile: ^{21}Ne age of the upper marine terrace of Caldera–Bahia Inglesa area: *Revista Geológica De Chile* 34: 81–96.
- Randall DE, Tomlinson AJ, Taylor GK. 2001. Paleomagnetically defined rotations from the Precordillera of northern Chile: *Tectonics* 20: 235-254.
- Rauld, R.; Vargas, G.; Armijo, R.; Ormeño, A.; Valderas, C; Campos, J. 2006. Cuantificación de escarpes de falla y deformación reciente en el frente cordillerano de Santiago. En Congreso Geológico Chileno, No. 11, Actas 2: 447-450. Antofagasta.
- Ramirez-Herraera T, Riebe CS, Kirchner JW, Finkel RC. 2002. Long-term rates of erosion and relief growth along the converging southern Mexican margin, inferred from ^{10}Be in sediment and regolith: *Eos Trans. AGU*, 83(47), Fall Meet. Suppl.: Abstract H12B-0921.
- Raymo ME, Ruddiman WF. 1992. Tectonic forcing of Late Cenozoic climate: *Nature* 359: 117–122.
- Rech J, Quade J, Betancourt J. 2002. Late Quaternary paleohydrology of the central Atacama Desert (22–24°S), Chile: *Geological Society of America Bulletin* 114: 334–348.
- Rech J, Pigati J, Quade J, Betancourt JL. 2003. Re-evaluation of mid-Holocene deposits at Quebrada Puripica, northern Chile: *Palaeoecology, Palaeogeography, Palaeoclimatology* 194: 207–222.
- Reutter K. 1974. Entwicklung und bauplan der Chilenischen hochkordillere im bereich 29 suedlicher breite: *n. jahrb. geol. palaeont. abh. bd. 146*: 153-178.
- Reutter K-J, Scheuber E, Helmcke D. 1991. Structural evidence of orogen-parallel strike slip displacements in the Precordillera of Northern Chile: *Geologische Rundschau* 80: 135-153.
- Reinhardt LJ, Hoey TB, Barrows TT, Dempster TJ, Bishop P, Fifield K. 2007. Interpreting erosion rates from cosmogenic radionuclide concentrations measured in rapidly eroding terrain: *Earth Surface Processes and Landforms* 32: 390–406.

- Riebe CS, Kirchner JW, Granger DE, Finkel RC. 2000. Erosional equilibrium and disequilibrium in the Sierra Nevada, inferred from cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in alluvial sediment: *Geology* 28: 803– 806.
- Riebe CS, Kirchner JW, Granger DE. 2001b. Quantifying quartz enrichment and its consequences for cosmogenic measurements of erosion rates from alluvial sediment and regolith: *Geomorphology* 40: 15– 19.
- Riebe CS, Kirchner JW, Granger DE, Finkel RC. 2001a. Minimal climatic control on erosion rates in the Sierra Nevada, California: *Geology* 29: 447–450.
- Riebe CS, Kirchner JW, Finkel RC. 2004. Erosional and climatic effects in long-term chemical weathering rates in granitic landscapes spanning diverse climate regimes: *Earth Planet. Sci. Lett.* 224: 547-562.
- Riebe CS, Kirchner JW, Finkel RC. 2003. Long-term rates of chemical weathering and physical erosion from cosmogenic nuclides and geochemical mass balance: *Geochim. Cosmochim. Acta* 67: 4411 –4427.
- Rinaldo A, Dietrich WE, Vogel GK, Rigon R, Rodriguez-Iturbe I. 1995. Geomorphological signatures of varying climate: *Nature* 374: 632-636.
- Riquelme R, Darrozes J, Maire E, Hérail G, Soula JC. 2008. Long-term denudation rates from the Central Andes (Chile) estimated from a Digital Elevation Model using the Black Top Hat function and Inverse Distance Weighting: implications for the Neogene climate of the Atacama Desert: *Revista geológica de Chile* 35 (1): 105-121.
- Riquelme R, Hérail G, Martinod J, Charrier R, Darrozes J, 2007. Late Cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert (26 degrees S-28 degrees S): *Geomorphology* 86: 283-306.
- Riquelme R, Martinod J, Hérail G, Darrozes J, Charrier R. 2003. A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama): *Tectonophysics* 361: 255-275.
- Riquelme R, Rojas C, Aguilar G, Flores P. En prensa. Paraglacial response to late Pleistocene-Holocene glacial retreat in the semiarid Chilean Andes, the Turbio valley case study (30° S Lat). *Quaternary Research*.
- Riquelme R, Aguilar G, Jensen A, Verdejo J, Herrera S, Riveros K, Navarrete P. 2010. Evaluación hidrogeológica de la Cuenca del Río Huasco, con

- énfasis en la cuantificación de los recursos hídricos superficiales y subterráneos (geomorfología, dinámica fluvial reciente y relleno de la cuenca): Informe Innova Chile, CORFO, Gobierno de Chile, vol. 5, 140 p.
- Ritter DF, Kochel RC, Miller JR. 2002. *Process geomorphology*. McGraw Hill, Boston
- Rivera A, Acuña C, Casassa G, Bown F. 2002. Contribution of Chilean glaciers to eustatic sea-level rise: *Annals of Glaciology* 34: 367-372.
- Rodríguez F, Maire E, Courjault-Radé P, Darrozes J. 2002. The Black Top Hat Function applied to a DEM: A tool estimate recent incision in a mountain watershed (Estiber Watershed, Central Pyrenees). *Geophysical Research Letters* 29. DOI: 10.1029/2001GL014412.
- Safran EB, Bierman PR, Aalto R, Dunne T, Whipple K, Caffee M. 2005. Erosion rates driven by channel network incision in the Bolivian Andes: *Earth Surface Processes Landforms* 30: 1007–1024.
- Saillard M, Hall SR, Audin L, Farber DL, Hérail G, Martinod J, Regard V, Finkel RC, Bondoux F. 2009. Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from ^{10}Be dating: *Earth Planet. Sci. Lett.* 277 (2009) 50–63.
- Santibañez F. 1997. Tendencias seculares de la precipitación en Chile, in *Diagnóstico Climático de la Desertificación en Chile*: Edited by G. Soto and F. Ulloa, CONAF, La Serena, Chile.
- Schaller M, von Blanckenburg F, Hovius N, Kubik PW. 2001. Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments: *Earth Planet. Sci. Lett.* 188: 441– 458.
- Schaller M, von Blanckenburg F, Veldkamp A, Tebbens LA, Hovius N, Kubik PW. 2002. A 30,000 yr record of erosion rates from cosmogenic ^{10}Be in Middle European river terraces, *Earth Planet. Sci. Lett.* 204 (2002) 309–322.
- Schaller M, von Blanckenburg F, Hovius N, Veldkamp A, van der Berg MW, Kubik PW. 2004. Paleo-erosion rates from cosmogenic ^{10}Be in a 1.3 Ma terrace sequence: response of the River Meuse to changes in climate and rock uplift rate: *J. Geol.* 112: 127–144.

- Schlunegger F, Zeilinger G, Kounov A, Kober F, Husser B. 2006. Scale of relief growth in the forearc of the Andes of Northern Chile (Arica latitude, 18 degrees S): *Terra Nova* 18: 217–223.
- Scholl DW, Christensen MN, von Huene R, Marlow MS. 1970. Peru–Chile trench sediments and sea-floor spreading: *Geological Society of America Bulletin* 81: 1339–1360.
- Schumm SA, Dumont JF, Holbrook JM. 2000. *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge University Press, UK. 276 p.
- Schwerdtfeger, W. 1976. *Climates of Central and South America*. Amsterdam, Netherlands: Elsevier Scientific. Publishing Company. 532 p.
- Schildgen TF, Hodges KV, Whipple KX, Reiners PW, Pringle MS. 2007. Uplift of the western margin of the Andean plateau revealed from canyon incision history, southern Peru: *Geology* 35 (no. 6): 523–526.
- SERNAGEOMIN 2003. *Mapa Geológico de Chile: versión digital*. Servicio Nacional de Geología y Minería, *Publicación Geológica Digital*, No. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.
- Serra J. 1988. *Image analysis and mathematical morphology. Theoretical advances*. Academic Press: 411 p. London.
- Sillitoe RH, Mortimer C, Clark AH. 1968. A chronology of landform evolution and supergene mineral alteration, Southern Atacama Desert, Chile. *Institute of Mining and Metallurgy Transactions (Section B)* 27: 166–169.
- Smith JA, Finkel RC, Farber DL, Rodbell DT, Seltzer GO. 2005a. Moraine preservation and boulder erosion in the tropical Andes: interpreting old surface exposure ages in glaciated valleys: *Journal of Quaternary Science* 20: 735–758.
- Smith JA, Seltzer GO, Farber DL, Rodbell DT, Finkel RC. 2005b. Early local Last Glacial Maximum in the tropical Andes: *Science* 308: 678–681.
- Smith JA, Seltzer GO, Rodbell DT, Klein AG. 2005c. Regional synthesis of last glacial maximum snowlines in the tropical Andes, South America: *Quaternary International* 138–139: 145–167.
- Starck D, Anzótegui LM. 2001. The late Miocene climate change: Persistence of climate signal through the orogenic stratigraphic record in northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 763–774. DOI: 10.1016/S0895-9811(01)00066-9.

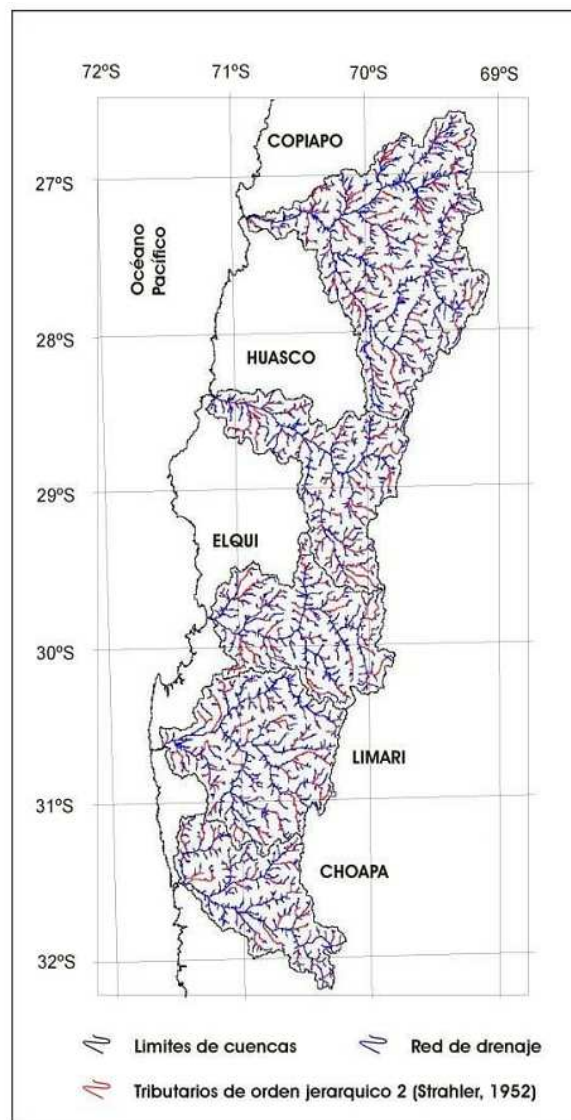
- Stone JO. (2000). Air pressure and cosmogenic isotope production: *J. Geophys. Res.* 105 (B10): 23753– 23759.
- Strahler AN. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin* 63(11): 1117-1142.
- Strahler AN. 1960. *Physical Geography*. New York: John Wiley & Sons.
- Strecker MR, Alonso RN, Bookhagen B, Carrapa B, Hilley GE, Sobel ER, Trauth MH. 2007. Tectonics and climate of the southern central Andes: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 35: 747–787. DOI:10.1146/annurev.earth.35.031306.140158.
- Strudley MW, Murray AB, Haff PK. 2006. Emergence of pediments, tors and piedmont junctions from a bedrock weathering-regolith thickness feedback: *Geology* 43: 805-808.
- Summerfield MA, Hulton NJ. 1994. Natural controls of fluvial denudation rate in major world drainage basins: *J. Geophys. Res.* 99: 13871–13883.
- Tomlinson A, Mpodozis C, Cornejo P, Ramirez CF, Dumitri T. 1994. El sistema de fallas Sierra de Castillo-Agua Amarga: Transpresion sinistral eocena en la Precordillera de Potrerillos-El Salvador: En 7th Congreso Geológico Chileno, Concepción, Vol. 2, p. 1459-1463.
- Tomlinson A, Cornejo P, Mpodozis C. 1999. Hoja Potrerillos, Región de Atacama: Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Mapas Geológicos 1:100.000, N° 14, 33 p.
- Tosdal RM, Clark AH, Farrar E. 1984. Cenozoic polyphase landscape and tectonic evolution of the Cordillera Occidental, southernmost Peru: *Geological Society of America Bulletin* 95: 1318–1332.
- Vance D, Bickle M, Ivy-Ochs S, Kubik PW. 2002. Erosion and exhumation in the Himalaya from cosmogenic isotope inventories of river sediments: *earth Planet. Sci. Lett.* 206: 273– 288.
- van Husen C. 1967. Klimagliederung in Chile auf der Basis von Häufigkeitsverteilungen der Niederschlagssummen: *Freibg. Geogr. Hefte* 4: 1–113.
- Veit H. 1993. Upper Quaternary landscape and climate evolution in the North Chico (Northern Chile): An overview: *Mountain Research and development* 13(2): 139-144.

- Veit H. 1996. Southern Westerlies during the Holocene deduced from Geomorphological and Pedological Studies in the Norte Chico, Northern Chile (27-33°S): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 123: 107-119.
- Victor P, Oncken O, Glodny J. 2004. Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21° S (northern Chile): *Tectonics* 23: TC4004. DOI: 10.1029/2003TC001519.
- Villagrán C, Varela J. 1990. Palynological evidence for increased aridity on the Central Chilean Coast during the Holocene: *Quaternary Research* 34: 198-207.
- von Blanckenburg F. 2005. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment: *Earth Planet. Sci. Lett.* 237: 462–479.
- von Blanckenburg F, Hewawasam T, Kubik P. 2004. Cosmogenic nuclide evidence for low weathering and denudation in the wet tropical Highlands of Sri Lanka: *J. Geophys. Res.* 109: F03008, doi: 10.1029/2003JF000049.
- Vuille M, Ammann C. 1997. Regional Snowfall Patterns in the High, Arid Andes (South America): *Climate Change* 36: 413–123.
- Vuille M, Keimig F. 2004. Interannual variability of summertime convective cloudiness and precipitation in the central Andes derived from ISCCP-B3 data: *J. Clim.* 17: 3334– 3348.
- Weissel JK, Pratson LF, Malinverno A. 1994. The length-scaling properties of topography: *J Geophys Res* 99: 13997–14012.
- Welkner D, Arévalo C, Godoy E. 2006. Geología de la carta Freirina-El Morado, región de Atacama, Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, serie geología básica, 44, Informe Inédito.
- Wilson JP, Gallant JC. 2000. Secondary Topographic Attributes. *Terrain Analysis: Principles and Applications*: J. P. Wilson, Gallant, J. C. New York, John Wiley and Sons: 87-131.
- Wittmann, H., F. von Blanckenbug, T. Kruesmann, K. P. Norton, and P. W. Kubik (2007), Relation between rock uplift and denudation from cosmogenic nuclides in river sediment in the Central Alps of Switzerland, *J. Geophys. Res.*, 112, F04010, doi: 10.1029/2006JF000729.

- Wortel MJR. 1984. Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone. - *Jour. Geol. Soc. London* 141: 783-791.
- Yanites BJ, Tucker GE, Anderson RS. 2009. Numerical and analytical models of cosmogenic radionuclide dynamics in landslide-dominated drainage basins: *Journal of geophysical research* 114: F01007, doi: 10.1029/2008JF001088
- Yáñez G, Ranero C, Von Huene R, Díaz J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin: *Journal of Geophysical Research* 106 (B4): 6325-6345.
- Yáñez G, Cembrano J, Pardo M, Ranero C, Selles D. 2002. The Challenger–Juan Fernández–Maipo major tectonic transition of the Nazca–Andean subduction system at 33–34°S: geodynamic evidence and implications: *Journal of South American Earth Sciences* 15: 23– 38.
- Zech R, Kull C, Kubik PW, Veit H. 2007. Exposure dating of the Late Glacial and pre-LGM moraines in the Cordon de Doña Rosa, Northern/Central Chile (~31°S): *Climate of the Past Discussions* 2: 847-878.
- Zech R, Kull C, Veit H. 2006. Late Quaternary glacial history in the Encierro Valley, northern Chile (29°S), deduced from ¹⁰Be surface exposure dating: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 234: 277-286.
- Zech R, May JH, Kull C, Ilgner J, Kubik PW, Veit H. 2008. Timing of the late Quaternary glaciation in the Andes from ~15 to 40°S: *Journal of Quaternary Science* 23, 635–647.
- Zhang P, Molnar P, Downs WR. 2001. Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Ma ago due to the influence of climate change on erosion rates: *Nature* 410: 891-897. DOI: 10.1038/35073504.

Apéndice 1

Datos morfométricos de 378 cuencas de orden jerárquico 2 (Strahler, 1952) de las principales cuencas hidrográficas de los Andes semiáridos: Copiapó, Huasco, Elqui, Limarí y Choapa.



Mapa de distribución de las cinco grandes cuencas que cruzan el ante-arco de los Andes semiáridos y de la red de drenaje inscrita en estas cuencas. En color rojo se distinguen los tributarios de orden Strahler 2.

CUENCA COPIAPO	Lat S	Lon W	min alt (msnm)	max alt (msnm)	prom. alt (msnm)	stdv. alt (msnm)	relieve (m)	area (km ²)	pendiente (°)	hipsometria
Cordillera de la Costa										
copiapo1	27,40	70,81	35	370	203	57	335	85,20	2	0,51
copiapo2	27,33	70,69	104	727	272	112	623	58,77	6	0,27
copiapo20	27,41	70,58	165	829	325	147	664	59,94	8	0,24
copiapo19	27,45	70,62	167	632	285	76	465	39,62	6	0,25
copiapo59	27,31	70,57	183	1050	414	190	867	70,70	10	0,27
copiapo3	27,28	70,49	253	1141	600	227	888	46,82	13	0,40
copiapo4	27,21	70,34	266	1793	938	388	1527	333,26	9	0,45
copiapo5	27,44	70,43	286	1337	726	191	1051	237,56	11	0,42
copiapo6	27,28	70,26	326	1770	935	257	1444	100,90	12	0,43
copiapo8	27,54	70,30	339	1429	837	164	1090	39,33	11	0,37
copiapo7	27,43	70,35	378	1322	717	177	944	49,82	13	0,36
copiapo71	27,49	70,29	494	1232	774	139	738	25,13	12	0,38
copiapo21	27,34	70,22	510	1137	777	130	627	26,07	10	0,41
copiapo9	27,61	70,31	550	1635	1046	206	1085	104,24	14	0,46
copiapo22	27,38	70,09	571	2159	1112	311	1588	53,52	8	0,35
copiapo23	27,27	70,20	611	1789	1046	233	1178	85,19	10	0,37
copiapo10	27,66	70,28	621	1593	1104	189	972	39,49	13	0,50
copiapo61	27,48	70,04	689	2399	1436	326	1710	165,31	11	0,44
copiapo60	27,46	70,14	690	2185	1090	200	1495	74,33	6	0,27
copiapo11	27,69	70,13	725	2592	1462	340	1867	50,57	17	0,40
copiapo52	27,28	70,08	729	1369	988	131	640	35,50	4	0,41
copiapo53	27,23	70,02	819	1893	1281	199	1074	54,94	6	0,43
copiapo12	27,74	70,09	821	2573	1707	305	1752	38,07	20	0,51
copiapo72	27,54	70,11	825	2392	1424	309	1567	45,45	15	0,39
copiapo54	27,21	70,18	868	1637	1184	168	769	52,65	9	0,42
copiapo55	27,17	70,00	895	2413	1568	317	1518	141,46	10	0,45
copiapo56	27,19	70,07	932	1982	1211	194	1050	39,83	6	0,27
copiapo76	27,83	70,20	958	2054	1398	203	1096	80,06	8	0,40

copiapo75	27,81	70,27	961	2055	1399	182	1094	88,57	8	0,41
copiapo57	27,11	70,06	988	2391	1440	254	1403	90,37	8	0,32
copiapo58	27,12	70,16	988	1829	1340	184	841	120,03	8	0,42
								prom ±stdv	10 ±4	0,39 ±0,08

Cordillera Principal										
copiapo13	27,87	70,14	912	2035	1608	135	1123	54,93	9	0,62
copiapo14	27,82	69,97	952	3930	2262	584	2978	208,87	17	0,45
copiapo63	27,34	69,85	990	3869	2152	561	2879	150,77	16	0,41
copiapo83	27,86	70,00	999	2995	1760	369	1996	24,79	21	0,39
copiapo84	27,92	69,88	1059	3763	2444	458	2704	141,77	19	0,52
copiapo24	27,24	69,83	1068	2802	1943	355	1734	62,42	18	0,51
copiapo64	27,46	69,93	1170	2768	1889	266	1598	130,21	13	0,45
copiapo25	27,21	69,76	1198	3926	2416	544	2728	82,85	20	0,45
copiapo74	27,94	70,12	1202	2426	1842	181	1224	93,24	11	0,51
copiapo82	28,02	70,05	1230	3061	2115	348	1831	118,46	16	0,49
copiapo77	27,58	69,90	1332	3114	2061	343	1782	43,24	14	0,41
copiapo73	27,55	69,95	1333	2655	1815	221	1322	66,26	11	0,37
copiapo122	28,22	69,90	1366	4134	2713	665	2768	138,84	20	0,49
copiapo65	27,36	69,69	1397	4392	2796	548	2995	242,35	17	0,47
copiapo66	27,43	69,76	1470	3554	2445	442	2084	80,60	16	0,47
copiapo85	28,07	69,80	1483	3855	3061	415	2372	85,19	24	0,67
copiapo67	27,57	69,77	1587	4098	2546	480	2511	262,47	15	0,39
copiapo79	27,78	69,91	1590	3431	2342	379	1841	100,33	15	0,41
copiapo78	27,73	70,00	1592	2556	1858	128	964	31,54	8	0,28
copiapo26	27,17	69,68	1619	3552	2423	359	1933	28,89	19	0,42
copiapo48	27,04	69,92	1634	2230	1796	112	596	44,24	8	0,27
copiapo86	28,01	69,77	1655	3922	3010	471	2267	37,18	25	0,60
copiapo80	27,68	69,75	1679	4235	2967	540	2556	251,08	18	0,51
copiapo81	27,75	69,82	1680	3862	2655	394	2182	130,00	18	0,45
copiapo15	28,42	69,76	1685	5787	4072	890	4102	413,73	27	0,59
copiapo49	27,04	69,79	1687	2973	2226	321	1286	41,69	11	0,42

copiapo50	26,97	69,77	1770	3476	2397	436	1706	55,65	8	0,37
copiapo62	26,89	69,79	1819	3689	2535	409	1870	165,71	8	0,39
copiapo51	26,95	69,77	1822	3231	2336	270	1409	59,46	7	0,37
copiapo123	28,26	70,00	1947	3835	2982	397	1888	23,51	19	0,55
copiapo88	27,87	69,66	1989	4037	3149	423	2048	37,34	22	0,57
copiapo116	28,05	69,55	2055	4815	3251	603	2760	150,81	21	0,42
copiapo16	28,24	69,65	2055	4815	3251	603	2760	115,47	19	0,44
copiapo33	27,24	69,48	2113	4632	3160	527	2519	101,04	19	0,42
copiapo34	27,31	69,53	2179	4313	3148	469	2134	60,60	21	0,46
copiapo117	28,07	69,64	2227	4176	3224	367	1949	60,92	18	0,52
copiapo124	28,31	69,88	2228	4132	3325	445	1904	62,69	17	0,57
copiapo37	26,95	69,63	2267	3749	2969	284	1482	84,30	16	0,48
copiapo35	27,36	69,56	2277	4526	3347	495	2249	148,86	20	0,48
copiapo36	27,28	69,66	2279	3938	3066	319	1659	32,12	17	0,48
copiapo125	28,33	70,00	2309	4232	3422	403	1923	32,04	18	0,58
copiapo129	28,37	69,89	2333	4491	3468	542	2158	99,15	19	0,53
copiapo32	27,20	69,42	2438	4746	3528	510	2308	43,72	20	0,48
copiapo31	27,15	69,40	2442	4476	3414	431	2034	104,20	18	0,48
copiapo38	27,01	69,51	2552	3888	3128	282	1336	42,88	16	0,43
copiapo89	27,79	69,54	2578	4113	3376	290	1535	80,00	18	0,52
copiapo119	28,24	69,53	2605	5518	4174	612	2913	222,87	26	0,54
copiapo118	28,14	69,57	2610	4881	3665	466	2271	64,53	27	0,47
copiapo90	27,73	69,40	2630	4950	3735	437	2320	69,77	21	0,48
copiapo120	28,33	69,69	2639	5034	3790	606	2395	31,03	27	0,49
copiapo121	28,34	69,74	2642	4940	3623	482	2298	44,15	21	0,43
copiapo39	26,97	69,43	2643	4538	3398	321	1895	89,38	16	0,40
copiapo126	28,47	69,85	2670	4951	3852	489	2281	116,19	22	0,52
copiapo91	27,66	69,56	2687	4396	3661	360	1709	54,76	19	0,57
copiapo115	27,98	69,56	2737	4387	3589	340	1650	90,97	20	0,52
copiapo68	27,46	69,57	2741	4692	3707	385	1951	92,76	20	0,50
copiapo40	26,92	69,43	2742	4523	3411	365	1781	53,34	14	0,38
copiapo41	26,84	69,51	2796	4085	3281	240	1289	30,14	15	0,38
copiapo44	26,82	69,38	2852	4730	3600	332	1878	98,63	13	0,40

copiapo45	26,78	69,47	2904	4248	3466	267	1344	76,85	15	0,42
copiapo69	27,58	69,60	2925	4474	3585	313	1549	97,93	17	0,43
copiapo70	27,53	69,54	2934	4687	3739	343	1753	61,82	19	0,46
copiapo28	27,02	69,30	3016	4911	3825	419	1895	48,92	17	0,43
copiapo27	26,98	69,32	3017	4863	3849	344	1846	99,15	17	0,45
copiapo30	27,14	69,28	3041	4907	4022	350	1866	87,84	17	0,53
copiapo29	27,07	69,24	3047	4978	3914	422	1931	87,29	18	0,45
copiapo96	27,53	69,47	3055	4652	3924	276	1597	54,82	19	0,55
copiapo114	27,85	69,55	3057	4182	3604	250	1125	42,87	16	0,49
copiapo113	27,90	69,51	3066	4281	3752	223	1215	47,77	17	0,57
copiapo112	27,97	69,40	3156	4352	3707	241	1196	54,42	16	0,46
copiapo97	27,44	69,31	3198	4929	4150	447	1731	86,34	18	0,56
copiapo98	27,45	69,46	3221	4531	3807	334	1310	40,89	21	0,45
copiapo99	27,37	69,46	3272	4324	3652	264	1052	47,51	14	0,37
copiapo110	28,08	69,30	3277	5023	4041	383	1746	232,11	16	0,44
copiapo43	26,84	69,25	3281	4857	4110	340	1576	106,11	16	0,53
copiapo42	26,91	69,24	3283	4954	4012	300	1671	159,91	16	0,44
copiapo100	27,36	69,33	3326	4844	3825	338	1518	69,43	16	0,33
copiapo101	27,30	69,41	3334	4749	3698	282	1415	50,07	15	0,26
copiapo18	28,35	69,63	3337	5757	4559	444	2420	47,56	28	0,51
copiapo17	28,33	69,57	3369	5750	4621	492	2381	62,17	26	0,53
copiapo107	27,80	69,26	3445	5738	4246	417	2293	163,51	17	0,35
copiapo102	27,33	69,25	3456	5281	4336	356	1825	85,90	14	0,49
copiapo104	27,25	69,36	3489	4742	3970	281	1253	34,26	18	0,39
copiapo103	27,27	69,23	3493	5430	4193	376	1937	73,94	15	0,37
copiapo47	26,70	69,33	3501	5282	3984	283	1781	46,12	18	0,28
copiapo46	26,74	69,28	3507	5298	4121	365	1791	62,08	18	0,35
copiapo92	27,76	69,33	3542	5473	4450	373	1931	52,93	21	0,48
copiapo127	28,56	69,76	3551	5680	4405	519	2129	117,42	21	0,38
copiapo128	28,63	69,76	3551	5599	4805	465	2048	30,04	26	0,60
copiapo93	27,71	69,28	3556	5862	4600	471	2306	88,39	17	0,46
copiapo87	28,11	69,37	3596	5180	4210	309	1584	113,82	20	0,39
copiapo95	27,57	69,30	3601	5023	4267	249	1422	57,77	14	0,47

copiapo111	28,16	69,44	3606	5509	4505	399	1903	75,77	22	0,48
copiapo94	27,63	69,25	3617	5406	4313	310	1789	89,03	13	0,39
copiapo109	27,89	69,14	3618	5465	4514	320	1847	160,41	16	0,49
copiapo108	27,78	69,17	3619	5866	4676	410	2247	197,27	16	0,48
copiapo105	27,24	69,19	3751	5984	4359	311	2233	114,91	14	0,28
copiapo106	27,20	69,32	3754	4747	4085	150	993	52,87	14	0,34
								prom ±stdv	18 ±4	0,46 ±0,08

CUENCA HUACO	Lat S	Lon W	min alt (msnm)	max alt (msnm)	prom. alt (msnm)	stdv. alt (msnm)	relieve (m)	area (km2)	pendiente (°)	hipsometria
Cordillera de la Costa										
huasco1	28,56	71,15	34	1236	456	219	1202	76	13	0,36
huasco2	28,47	70,98	106	1208	450	212	1102	38	12	0,32
huasco3	28,60	71,02	109	1410	604	269	1301	86	13	0,39
huasco4	28,49	70,91	153	1213	498	205	1060	47	12	0,33
huasco5	28,60	70,94	193	1484	641	282	1291	74	14	0,35
huasco6	28,50	70,82	211	1151	553	170	940	92	10	0,37
huasco7	28,70	70,94	335	1666	887	293	1331	255	14	0,42
huasco8	28,73	70,83	335	1416	804	230	1081	290	10	0,44
huasco9	28,63	70,76	280	1148	591	147	868	72	6	0,36
huasco10	28,48	70,69	463	1149	702	115	686	92	5	0,35
huasco11	28,52	70,62	463	1736	935	267	1273	44	11	0,38
huasco12	28,56	70,69	348	1237	652	144	889	42	4	0,35
huasco13	28,54	70,51	711	2822	1678	436	2111	208	18	0,46
huasco14	28,61	70,56	715	2324	1292	321	1609	58	15	0,36
huasco15	28,76	70,58	617	2676	1442	375	2059	93	16	0,41
huasco16	28,84	70,62	1156	2614	1673	306	1458	60	15	0,36
huasco17	28,89	70,64	1157	2205	1632	236	1048	41	14	0,46
								prom ±stdv	12 ± 4	0,38 ± 0,04

Cordillera Principal occidental										
huasco18	28,70	70,44	747	2788	1993	381	2041	41	20	0,62
huasco19	28,85	70,51	797	2822	2009	325	2025	97	20	0,60
huasco20	29,56	70,29	2609	5114	3905	473	2505	124	25	0,52
huasco21	29,20	70,44	1658	4275	3345	561	2617	59	23	0,65
huasco22	29,11	70,33	1751	4142	3239	486	2391	38	27	0,63
huasco23	29,21	70,25	2804	4948	3960	424	2144	34	23	0,54
huasco24	29,26	70,21	2791	5319	4129	462	2528	114	28	0,53

huasco25	29,26	70,42	2088	4216	3643	374	2128	42	19	0,74	
huasco26	29,31	70,38	2130	4108	3145	431	1978	25	25	0,52	
huasco27	29,34	70,40	2170	4201	3400	364	2031	50	23	0,61	
huasco28	29,38	70,39	2189	4161	3372	266	1972	34	22	0,60	
huasco29	29,35	70,22	2417	4932	3923	543	2515	32	28	0,60	
huasco33	29,45	70,37	2282	4930	3580	456	2648	186	24	0,49	
huasco34	29,61	70,25	2859	5139	4170	426	2280	57	23	0,58	
huasco39	28,72	70,36	849	3323	2215	402	2474	127	20	0,56	
huasco40	28,78	70,32	924	3312	2416	391	2388	33	22	0,63	
huasco41	28,79	70,10	1481	4262	3262	588	2781	157	22	0,65	
huasco42	28,72	70,25	1662	3315	2656	291	1653	41	20	0,61	
huasco43	28,74	70,14	1884	3888	3010	371	2004	42	20	0,57	
huasco44	28,67	70,16	1889	4537	3205	452	2648	186	19	0,50	
huasco45	28,88	70,18	1106	3896	2699	628	2790	60	25	0,58	
huasco46	29,03	70,34	1583	4118	2965	463	2535	64	25	0,55	
huasco47	29,11	70,25	1586	4879	3197	659	3293	146	28	0,49	
huasco54	28,70	70,03	3055	4510	3910	165	1455	42	11	0,59	
huasco56	28,65	70,02	3472	4531	4010	198	1059	28	13	0,51	
huasco57	28,61	69,96	3462	4468	3928	174	1006	66	13	0,47	
									prom ±stdv	22 ± 4	0,57 ± 0,06

Cordillera Principal oriental										
huasco30	29,47	70,11	2665	5471	4055	513	2806	278	26	0,50
huasco31	29,33	70,10	2949	5392	4212	487	2443	83	30	0,52
huasco32	29,39	70,06	2952	5466	4458	573	2514	93	26	0,60
huasco35	29,68	70,16	3187	5144	4061	409	1957	51	22	0,45
huasco36	29,70	70,06	3179	5029	4036	366	1850	127	26	0,47
huasco37	29,64	70,05	2933	5044	4038	420	2111	169	24	0,53
huasco38	29,58	70,03	2941	5054	4048	390	2113	249	23	0,53
huasco48	29,07	70,01	1493	5259	3512	739	3766	217	29	0,54
huasco49	29,19	70,03	2361	5471	4066	543	3110	161	28	0,55
huasco50	29,25	70,07	2682	5587	4223	571	2905	133	27	0,54

huasco51	29,22	70,15	2686	5296	4021	467	2610	92	26	0,52
huasco52	28,97	69,99	1782	5067	3568	755	3285	80	29	0,55
huasco53	28,71	69,82	2713	5592	4237	614	2879	316	22	0,53
huasco55	28,99	69,77	3081	5630	4441	613	2549	24	29	0,54
huasco58	28,81	69,77	2327	5460	4176	521	3133	224	21	0,60
huasco59	28,95	69,78	2838	5783	4124	663	2945	41	28	0,44
huasco60	29,05	69,89	3025	5480	4117	363	2455	162	22	0,45
huasco61	29,08	69,81	3063	6142	4354	603	3079	123	25	0,42
								prom ±stdv	26 ± 3	0,52 ± 0,05

CUENCA ELQUI	Lat S	Lon W	min alt (msnm)	max alt (msnm)	prom. alt (msnm)	stdv. alt (msnm)	relieve (m)	area (km2)	pendiente (°)	hipsometria
Cordillera de la Costa										
elqui1	29,74	71,10	313	1499	735	228	1186	113,68	13	0,36
elqui2	29,81	70,95	420	1694	1232	193	1274	84,50	14	0,64
elqui3	29,69	70,85	412	2579	1422	339	2167	303,60	14	0,47
elqui4	29,64	71,00	511	1882	1165	271	1371	87,29	20	0,48
elqui5	29,62	70,91	505	1819	1162	191	1314	172,82	13	0,50
elqui6	30,03	71,09	147	1238	562	212	1091	64,86	15	0,39
elqui7	29,94	70,99	227	1118	732	188	891	38,60	16	0,57
elqui8	30,09	71,05	238	1501	738	240	1263	87,10	14	0,40
elqui9	30,14	70,97	337	1546	958	247	1209	274,91	17	0,52
elqui10	30,14	70,87	333	2258	1221	343	1925	244,25	19	0,47
elqui11	29,89	70,95	472	1406	882	188	934	26,60	17	0,44
elqui12	29,92	70,77	974	3331	1936	501	2357	72,87	18	0,41
elqui13	29,88	70,77	972	1908	1521	189	936	32,14	16	0,59
elqui14	29,83	70,87	870	1689	1351	123	819	33,13	12	0,59
elqui15	29,75	70,80	926	2373	1582	279	1447	103,32	12	0,46
elqui16	29,83	70,66	1122	3360	2293	527	2238	59,71	23	0,53
elqui17	29,78	70,63	1411	3533	2525	514	2122	50,93	22	0,53
elqui18	29,73	70,62	1556	3737	2571	538	2181	39,03	21	0,47
elqui19	29,71	70,69	1556	3539	2260	350	1983	32,48	19	0,36
elqui20	29,96	70,82	434	1824	1034	256	1390	43,72	18	0,44
elqui21	30,09	70,83	623	1481	1004	178	858	38,92	18	0,45
elqui22	30,22	70,72	1040	2720	1915	411	1680	60,84	22	0,53
elqui23	30,20	70,63	1039	3551	2175	571	2512	97,35	25	0,46
elqui24	30,12	70,71	517	3480	1360	545	2963	132,19	21	0,29
elqui25	29,92	70,68	520	3421	1614	619	2901	100,59	22	0,38
elqui26	29,98	70,68	632	3197	1495	552	2565	49,99	22	0,34
elqui27	30,09	70,56	736	3567	2191	706	2831	98,36	30	0,52

		prom ± stdv		18 ±4		0,47 ±0,08	
Cordillera Principal occidental							
elqui28	30,03	70,40	929	4658	3103	837	3729
elqui29	30,25	70,42	1597	4506	3208	662	2909
elqui30	30,40	70,38	2083	5535	3713	491	3452
elqui31	30,33	70,40	2093	4485	3602	492	2392
elqui32	30,30	70,37	2397	4450	3796	423	2053
elqui35	29,92	70,56	924	3410	2116	603	2486
elqui36	29,87	70,57	991	3482	2330	572	2491
elqui37	29,94	70,42	995	4353	3078	736	3358
elqui38	29,81	70,54	1092	3483	2481	624	2391
elqui39	29,78	70,42	1415	3970	2760	555	2555
elqui40	29,69	70,29	3160	5201	4271	412	2041
elqui41	29,63	70,35	3182	5114	4177	386	1932
elqui42	29,66	70,52	2008	3537	2943	323	1529
elqui43	29,48	70,47	2580	4735	3456	343	2155
elqui44	29,59	70,39	2583	5114	4023	487	2531
elqui45	29,90	70,39	1116	4307	3027	692	3191
elqui46	29,74	70,28	2251	5214	3910	572	2963
elqui47	30,16	70,30	1714	4532	3324	649	2818
elqui48	29,76	70,19	2236	5623	3989	501	3387
elqui49	29,83	70,17	1281	5631	3684	794	4350
elqui50	30,11	70,24	1975	4727	3786	491	2752
elqui51	30,18	70,17	2892	4715	3937	293	1823
elqui53	29,91	70,16	1877	4829	3519	688	2952
				prom ±stdv		27 ±4	
						0,57 ±0,06	

Cordillera Principal oriental							
elqui33	30,43	70,16	2996	5260	3969	367	2264
elqui34	30,33	70,18	3020	5141	4067	398	2121
elqui52	30,27	70,14	2879	5275	4071	404	2396
						22	
						25	
						25	
						0,43	
						0,50	
						0,50	

elqui54	29,98	70,02	2241	4029	3188	382	1788	33,02	19	0,53
elqui55	29,89	69,92	2568	6130	4265	478	3562	207,06	20	0,48
elqui56	29,80	70,00	2576	5596	4007	484	3020	156,46	25	0,48
elqui57	30,03	69,97	2225	6115	3882	659	3890	181,66	24	0,43
elqui58	30,12	69,96	2470	5527	4162	584	3057	83,94	29	0,56
elqui59	30,36	69,94	3405	5917	4251	391	2512	58,81	27	0,34
elqui60	30,21	69,90	3175	6214	4477	557	3039	278,76	28	0,43
elqui61	30,33	70,07	3329	5254	4201	328	1925	60,89	26	0,46
elqui62	30,37	70,01	3418	5170	4231	349	1752	46,20	28	0,47
								Prom ±stdv	25 ±3	0,47 ±0,06

CUENCA LIMARI	Lat S	Lon W	min alt (msnm)	max alt (msnm)	prom. alt (msnm)	s tdv. alt (msnm)	relieve (m)	area (km2)	pendiente (°)	hipsometria
Cordillera de la Costa										
limari1	30,63	71,57	61	612	310	104	551	46,58	7	0,33
limari2	30,62	71,52	42	353	212	48	311	38,08	5	0,27
limari3	30,81	71,51	102	687	350	96	585	119,15	7	0,36
limari4	30,85	71,44	103	847	434	150	744	119,90	10	0,40
limari5	30,70	71,40	74	348	209	48	274	73,85	3	0,27
limari6	30,71	71,33	104	360	238	26	256	38,01	2	0,37
limari7	30,82	71,33	138	862	365	162	724	63,76	10	0,29
limari8	30,73	71,20	155	1097	503	261	942	196,52	9	0,37
limari9	30,87	71,13	230	1436	780	212	1206	73,77	13	0,46
limari10	30,91	71,28	254	1086	651	155	832	46,52	14	0,48
limari11	31,01	71,19	541	1236	829	132	695	84,44	9	0,42
limari12	30,93	71,14	540	1353	751	121	813	101,07	8	0,26
limari13	30,52	71,30	234	1239	521	176	1005	63,27	13	0,29
limari14	30,49	71,24	234	1093	506	169	859	126,33	11	0,32
limari15	30,66	71,21	154	1088	311	180	934	28,15	6	0,16
limari16	30,48	71,14	191	1314	536	188	1123	265,07	10	0,31
limari17	30,32	71,14	488	1529	823	172	1041	126,29	14	0,31
limari18	30,31	71,03	488	1525	1056	209	1037	74,72	15	0,55
limari19	30,52	70,99	431	1669	1017	296	1238	56,48	18	0,48
limari20	30,48	70,96	470	1669	967	240	1199	29,46	17	0,42
limari21	30,26	70,96	783	1475	1067	148	692	31,65	14	0,42
limari22	30,28	70,86	783	2089	1351	309	1306	89,52	15	0,44
limari23	30,46	70,89	600	1713	1301	249	1113	59,02	18	0,64
limari24	30,46	70,83	722	1834	1339	196	1112	84,94	19	0,56
limari25	30,46	70,66	939	3475	1971	519	2536	132,23	21	0,41
limari26	30,50	70,77	1189	2425	1568	201	1236	30,84	16	0,31
limari27	30,49	70,73	1193	2888	1954	376	1695	32,18	22	0,45

limari33	30,58	70,97	445	1937	1068	338	1492	122,91	17	0,42	
limari34	30,63	71,00	448	1084	790	122	636	25,45	14	0,54	
limari35	30,63	70,92	424	1809	908	261	1385	92,06	16	0,34	
limari40	30,69	70,79	695	2984	1416	493	2289	39,17	24	0,26	
limari53	30,77	71,03	359	1163	620	171	804	61,13	12	0,30	
limari54	30,84	71,05	437	1406	850	134	969	80,51	12	0,43	
limari55	30,89	70,87	589	2505	1459	430	1916	51,00	24	0,46	
limari56	30,97	70,84	713	2618	1388	312	1905	65,67	18	0,36	
limari57	31,00	70,91	714	2079	1169	275	1365	65,49	16	0,34	
limari58	30,94	71,09	528	1402	810	166	874	29,96	12	0,32	
limari59	31,13	71,14	753	1396	955	139	643	52,42	8	0,31	
limari60	31,16	71,23	802	1486	985	111	684	73,37	7	0,27	
limari61	31,15	71,19	803	1542	994	150	739	27,52	8	0,26	
limari62	31,13	70,93	795	2840	1180	348	2045	48,09	12	0,19	
limari63	31,06	70,86	800	2800	1635	433	2000	64,85	20	0,42	
limari66	31,17	71,12	716	1415	1014	127	699	55,47	9	0,43	
limari69	31,24	71,07	851	1500	1044	139	649	42,77	10	0,30	
									prom ±stdv	13 ±5	0,37 ±0,1

Cordillera Principal										
limari28	30,45	70,44	2152	4642	3681	481	2490	55,91	28	0,62
limari29	30,59	70,38	2552	4414	3690	329	1862	70,81	25	0,62
limari30	30,48	70,35	2578	5108	3818	406	2530	93,85	26	0,49
limari31	30,63	70,31	3395	4461	3884	226	1066	43,59	19	0,46
limari32	30,67	70,27	3399	4698	4004	252	1299	39,95	23	0,47
limari36	30,56	70,81	973	1945	1471	175	972	35,40	19	0,52
limari37	30,63	70,74	1068	3250	2168	538	2182	56,81	24	0,51
limari38	30,53	70,64	1366	4053	2601	614	2687	112,14	22	0,46
limari39	30,60	70,64	1364	4086	2740	566	2722	160,57	21	0,51
limari41	30,68	70,69	847	3764	2303	669	2917	107,24	22	0,49
limari42	30,66	70,51	1216	4582	3235	659	3366	245,30	26	0,61
limari43	30,69	70,34	2958	4565	3823	285	1607	33,33	23	0,54

limari44	30,73	70,29	2958	4817	3792	304	1859	66,74	22	0,45
limari45	30,91	70,62	845	3793	2180	654	2948	139,29	28	0,46
limari46	30,79	70,40	1267	4393	3178	735	3126	263,79	26	0,62
limari47	30,86	70,52	1268	4263	2864	671	2995	128,92	27	0,54
limari48	31,09	70,68	1124	3554	2398	534	2430	120,80	27	0,53
limari49	31,16	70,55	1230	3843	2892	564	2613	240,51	24	0,64
limari50	31,08	70,50	1377	3958	2720	613	2581	132,79	27	0,53
limari51	30,90	70,39	1886	4332	3398	452	2446	119,26	24	0,62
limari52	31,03	70,36	1881	4360	3224	461	2479	312,49	25	0,55
limari64	31,19	70,68	1215	4090	2826	629	2875	319,81	24	0,57
limari65	31,20	70,79	1218	3828	2521	632	2610	91,25	26	0,50
limari67	31,29	70,76	1546	4047	3033	593	2501	81,45	23	0,60
limari68	31,33	70,81	1544	4058	2866	610	2514	69,43	22	0,53
limari70	31,30	70,94	892	3919	2157	843	3027	179,58	17	0,42
limari71	31,31	71,04	893	2120	1441	254	1227	86,97	17	0,45
limari72	30,53	70,22	3118	5539	4238	394	2421	84,38	25	0,47
								prom ±stdv	24 ±3	0,53 ±0,06

CUENCA CHOAPA	Lat S	Lon W	min alt (msnm)	max alt (msnm)	prom. alt (msnm)	stdev. alt (msnm)	relieve (m)	area (km2)	pendiente (°)	hipsometria
Cordillera de la Costa										
choapa1	31,52	71,35	52	1372	589	261	1320	127,19	17	0,41
choapa2	31,46	71,41	254	919	524	124	665	36,49	11	0,41
choapa3	31,27	71,42	289	1548	805	211	1259	274,18	14	0,41
choapa4	31,43	71,33	360	1243	722	159	883	37,89	17	0,41
choapa5	31,30	71,33	537	1415	1006	159	878	42,33	16	0,54
choapa6	31,23	71,29	526	1518	1018	155	992	114,52	15	0,50
choapa7	31,39	71,18	521	1818	1044	235	1297	91,25	18	0,41
choapa8	31,26	71,22	579	1532	962	179	953	78,53	14	0,41
choapa9	31,25	71,15	652	1524	1023	168	872	69,26	14	0,43
choapa10	31,32	71,11	654	2056	1338	303	1402	55,19	19	0,49
choapa11	31,57	71,25	52	1440	727	287	1388	199,24	16	0,49
choapa12	31,66	71,07	327	1577	865	252	1250	87,29	18	0,44
choapa13	31,49	71,14	524	1480	987	166	956	73,69	15	0,49
choapa14	31,39	71,10	676	2057	1243	305	1381	64,15	18	0,42
choapa15	31,42	71,07	678	1893	1114	262	1215	39,82	15	0,36
choapa16	31,46	70,96	762	3670	1661	616	2908	59,07	21	0,31
choapa17	31,42	70,92	945	3494	1870	595	2549	39,39	22	0,37
choapa18	31,37	70,94	942	3537	1545	490	2595	73,77	18	0,24
choapa19	31,63	70,97	484	2401	1337	400	1917	89,69	23	0,45
choapa20	31,53	70,96	619	1912	1319	299	1293	49,63	19	0,55
choapa21	31,49	70,87	674	3790	1714	629	3116	89,38	19	0,34
choapa28	31,76	71,26	192	1231	578	204	1039	77,77	14	0,38
choapa29	31,84	71,19	418	1234	677	153	816	32,24	11	0,32
choapa30	31,86	71,12	420	1558	879	243	1138	58,06	16	0,41
choapa31	31,73	71,00	355	2031	910	342	1676	80,35	18	0,34
choapa32	31,85	71,06	405	1575	976	286	1170	48,22	19	0,49
choapa33	31,92	70,97	594	1624	1120	216	1030	32,88	18	0,51
choapa34	32,02	70,90	692	3104	1607	455	2412	182,93	19	0,37

choapa35	31,97	70,83	703	2414	1383	346	1711	75,65	18	0,39
								prom ±stdv	17 ±3	0,42 ±0,07
Cordillera Principal										
choapa22	31,62	70,81	1043	2788	2133	342	1745	28,80	20	0,63
choapa23	31,60	70,70	1042	4259	2632	768	3217	132,95	26	0,50
choapa24	31,49	70,62	1463	4233	3251	506	2770	179,91	26	0,65
choapa25	31,40	70,75	1600	4118	3213	500	2518	43,86	28	0,65
choapa26	31,36	70,61	2493	4106	3276	315	1613	95,12	20	0,49
choapa27	31,38	70,56	2495	4240	3450	362	1745	74,38	23	0,55
choapa36	31,68	70,85	762	2792	1763	456	2030	47,38	23	0,50
choapa37	31,77	70,77	960	2799	1924	392	1839	31,33	28	0,53
choapa38	31,65	70,74	1158	2788	1965	360	1630	54,55	23	0,50
choapa39	31,58	70,58	2279	4420	3458	427	2141	65,00	25	0,56
choapa40	31,65	70,55	2301	4325	3499	377	2024	78,12	22	0,60
choapa41	31,99	70,75	684	3310	2025	737	2626	150,28	20	0,52
choapa42	31,81	70,67	849	3811	2064	610	2962	205,41	23	0,42
choapa43	31,89	70,52	1060	4281	2629	777	3221	90,71	25	0,49
choapa44	31,75	70,55	1483	4156	3024	633	2673	73,64	22	0,58
choapa45	31,73	70,48	1895	4501	3426	460	2606	74,92	27	0,59
choapa46	31,81	70,47	1910	4534	3424	510	2624	45,54	29	0,58
choapa47	32,08	70,57	1280	3575	2506	532	2295	189,01	21	0,54
choapa48	31,93	70,47	1569	4159	3068	494	2590	58,63	26	0,58
choapa49	31,93	70,28	3157	5010	3978	348	1853	71,29	25	0,45
choapa50	32,03	70,29	3151	5050	3819	301	1899	128,98	19	0,36
choapa51	32,09	70,39	1996	4272	3305	456	2276	118,27	27	0,58
choapa52	32,16	70,47	2402	3705	3314	183	1303	29,39	16	0,70
choapa53	32,20	70,32	2952	4249	3538	221	1297	71,10	20	0,46
choapa54	32,25	70,38	2954	4269	3542	222	1315	75,78	18	0,45
								prom ±stdv	23 ±3	0,54 ±0,08

Apéndice 2:

Descripción de figuras y tablas en lengua francesa.

Figures

Figure 1.1 : Carte des cinq grands bassin-versants qui traversent l'avant-arc des Andes semi-arides et du réseau de drainage dans ces bassin-versants. La couleur rouge indique les tributaires de 2^{ème} ordre selon la terminologie de Strahler.

Figura 1.2: (A) Esquema que señala los parámetros en la construcción de curvas hipsométricas. (B) Variación de la geometría de curvas hipsométricas para diferentes grados de erosión fluvial (izquierda) y glacial (derecha) de un paisaje.

Figure 1.3 : Carte indiquant, en vert, la zone dont les structures géomorphologiques ont été cartographiées ; en jaune, les zones appartenant au bassin-versant de la vallée du Transito. Le carré violet indique la couverture aéro-photographique de la Vallée de El Encierro. Les points de couleur rouge montrent la localisation des échantillons prélevés pour datation par la méthode du ¹⁴C et les points de couleur bleu clair celle des échantillons prélevés pour datation par concentration de ¹⁰Be.

Figure 1.4 : (A) Schéma qui représente la dilatation et l'érosion postérieure de la section transversale d'un MNT (Modèle Numérique de Terrain) en considérant une largeur de vallée (λ) de L pixels. (B) Schéma qui représente la fonction BTH (Black Top Hat) avec soustraction entre l'image de fermeture du modèle d'élévation et celle du modèle initial. Le choix d'une valeur umbrel (u) permet d'éliminer les artefacts générés par le bruit topographique du modèle d'élévation initial. Modifié de Riquelme et al. (2008).

Figure 1.5 : Carte montrant, en jaune, la zone du bassin versant du fleuve Huasco où le taux d'érosion a été calculé par la méthode Black Top Hat. La ligne de couleur verte différencie le réseau de drainage du bassin-versant de la Vallée du Rio Carmen de celui de la Vallée du Transito.

Figure 1.6 : Dessin montrant comment les sédiments récoltés dans différentes positions du système fluvial représentent un ensemble de particules issues des surfaces (S) situées en amont. La concentration (C) en nucléides cosmogéniques dans les sédiments dépend du taux de production (P), de la profondeur

d'absorption (Z), de la désintégration radioactive (λ) et de l'érosion des surfaces (ϵ), comme est décrit dans l'équation 5. Si le flux entrant par production dans les différentes surfaces égale le flux sortant résultant des processus d'érosion dM/dt (exprimé en $kg.a^{-1}$), le bassin se trouve dans un état isotopique stable. Divisant ce flux par la surface (A) et la densité de la roche qui compose cette surface, on obtient le taux d'érosion moyen pour les surfaces situées en amont du point échantillonné.

Figure 1.7 : Carte montrant la position des échantillons de sédiments fluviatiles prélevés dans le bassin-versant du fleuve Huasco. Les lignes rouges indiquent les limites des bassin-versants drainés à l'amont de chaque échantillon. Les surfaces rouges correspondent aux zones granitiques et granodioritiques des bassin-versants.

Figure 1.8 : Courbe de calibration entre 10750 et 10400 années BP ("Before Present"). Comme exemple de calibration, nous considérons un des échantillons prélevés dans la vallée du fleuve Huasco (HPN-120108-2), dont l'âge mesuré est de 9260 ± 60 ans BP. A la suite de la correction du rapport $^{13}C/^{12}C$, on obtient un âge conventionnel de 9360 ± 60 ans BP. En tenant compte d'une incertitude égale à 2 sigmas, la calibration indique un âge pouvant varier entre 10720 et 10240 ans BP, considéré comme une valeur valable à 95% de confiance de l'âge du carbone contenu dans l'échantillon.

Figure 2.1 : (A) Principales structures tectoniques et segmentation des Andes dans notre zone d'étude. (B) Carte géologique régionale des Andes semi-arides, simplifiée de la carte du Sernageomin (2003). La carte indique la position du système de Failles d'Atacama (SFA), de la faille Vicuña – San Félix (FVSF), de la Faille Baños del Toro – El Encierro (FBTE), ainsi que les limites des 5 principaux bassin-versants qui recouvrent l'avant-arc andin.

Figure 2.2 : Cadre géologique régional de la partie inférieure du bassin du fleuve Huasco. Les trois systèmes principaux de failles orientés NNE-SSW sont reportés, d'après Arévalo et al. (2003) : zone de Cisaillement d'Infiernillo, système chevauchant de Los Colorados, et zone de cisaillement d'Algarrobo. Géologie et structures simplifiées à partir des travaux de Moscoso et al. (1982) et de Welkner et al. (2006).

Figure 2.3 : (A) segmentation climatique et principaux facteurs qui contrôlent le climat des Andes centrales. (B) gradient N-S de précipitations dans les Andes semi-arides. Les courbes en mm/an ont été obtenues par krigeage des mesures des stations météorologiques sur la période 1964-1990 (d'après Barichivich et al., 2008). On a reporté la segmentation morpho-structurale décrite dans le chapitre précédent.

Figure 2.4 : Mesures pluviométriques mesurées par la Direction Générale des Eaux du Chili pour les vallées des fleuves Huasco et Elqui. (A) Précipitations moyennes annuelles et (B) mensuelles mesurées entre 1995 et 2006 dans le bassin du fleuve Huasco. (C) Précipitations moyennes annuelles dans le bassin du fleuve Elqui, d'après Favier et al. (2009).

Figure 2.5 : Débit et charge sédimentaire mesurés à la station fluviométrique du fleuve Huasco à Algodones (750 mètres d'altitude).

Figure 3.1 : Carte de pentes en degrés. On a reporté les limites des bassins-versants (fines lignes noires), les principaux réseaux de drainage (rouge) et les limites des principales unités morpho-structurales (lignes noires épaisses). La carte a été obtenue à partir d'un modèle numérique de terrain de ~90 mètres de résolution horizontale. On a appliqué un filtre de valeur moyenne appliqué sur une fenêtre de 15 pixels (voir détails en chapitre 1). Les zones correspondant à des surfaces planes ($<4^\circ$) peu incisées apparaissent en blanc. Les zones de thalwegs (pentes entre 4 et 35°) apparaissent en bleu, et les pentes plus fortes apparaissent en jaune.

Figure 3.2 : Relation entre la pente moyenne et l'altitude de l'exutoire des bassins tributaires d'ordre Strahler 2 pour les cinq bassins-versants principaux de l'avant-arc des Andes semi-arides : (A) fleuve Copiapo, (B) Huasco, (C) Elqui, (D) Limari et (E) Choapa. Losanges bleus : bassins de la Cordillère de la Côte ; Bassins de la Cordillère Principale occidentale : losanges rouges ; Bassins de la Cordillère Principale orientale : losanges verts. Les lignes tiretées indiquent la pente moyenne calculée pour l'ensemble des bassins de la Cordillère de la Côte, de la Cordillère principale occidentale et orientale.

Figure 3.3 : Courbes hypsométriques des cinq bassin-versants considérés et de leurs bassins tributaires d'ordre 2 selon la terminologie de Strahler. Du nord au sud, les bassins considérés sont ceux des fleuves (A) Copiapo, (B) Huasco, (C) Elqui, (D) Limari et (E) Choapa. De gauche à droite, on présente pour chaque

bassin : la courbe et l'intégrale hypsométrique globale, les courbes et intégrales hypsométriques des tributaires d'ordre 2, la moyenne des courbes hypsométriques des tributaires. On différencie les courbes de la Cordillère de la Côte (courbes bleues), de la Cordillère principale occidentale (rouges) et orientale (vertes).

Figure 3.4 : (A) Carte des bassins tributaires d'ordre 2 des cinq bassins-versants principaux de l'avant-arc des Andes semi-arides. Les couleurs vertes-bleues indiquent la valeur de leur intégrale hypsométrique. On a reporté les limites des principales unités morpho-structurales. (B) Valeurs d'intégrales hypsométriques en fonction de l'altitude de l'exutoire des bassins-versants tributaires d'ordre 2. Cordillère de la Côte : losanges rouges ; Cordillère Principale occidentale : losanges rouges ; Cordillère Principale orientale : losanges verts. Les lignes horizontales montrent la moyenne des valeurs d'intégrales hypsométriques pour chaque unité structurale. La courbe noire correspond à la parabole qui reproduit le mieux la tendance pour chaque bassin-versant principale, et la ligne pointillée verticale montre l'altitude correspondant au maximum de cette parabole.

Figure 3.5: Profils topographiques indiquant l'altitude minimale, moyenne et maximale sur une bande E-W de 145 km de largeur au niveau du fleuve Huasco. L'altitude minimale correspond au thalweg des cours d'eaux principaux. Elle se situe moins de 1 km sous la courbe correspondant à l'altitude moyenne dans la Cordillère de la Côte, et 2 km dans la Cordillère principale. L'altitude moyenne correspond aux surfaces de pédiments perchées au niveau des interfluves (voir Figure 4.2, Chapitre 4). Alors que les pédiments se situent vers 1000 mètres d'altitude dans la Cordillère de la Côte, on les trouve vers 3000 ± 500 mètres dans la Cordillère principale occidentale, et vers 4000 mètres dans la Cordillère principale orientale. La différence d'altitude entre les pédiments de la Cordillère de la Côte et ceux de la Cordillère principale suggère un soulèvement de 2000 mètres. La ligne rouge correspond à la position de la Faille de Vicuña-San Félix.

Figure 3.6 : (A) Courbes hypsométriques des bassins fluvio-glaciaires de la vallée du fleuve Huasco. (B) Valeur d'intégrale hypsométrique en fonction du pourcentage de relief glaciaire. Pour chaque graphique, on reporte en rouge et vert les bassins dont le pourcentage de relief glaciaire est inférieur, et supérieur à 70%, respectivement. On observe que les courbes sont concaves vers le haut

avec de faibles valeurs d'intégrales hypsométriques lorsque le relief glaciaire excède 70%.

Figure 3.7 : Profils topographiques indiquant l'altitude maximale parallèlement à la Cordillère principale. Noter la diminution d'altitude maximale entre 30°30' et 31°45' de latitude sud. Dans ce secteur, peu de sommets dépassent l'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire (ALE) (modifiée de Lliboutry, 1956 par Pepin et al., accepté). Figure modifiée de Pepin et al. (accepté).

Figure 4.1 : MNT montrant les principales unités morpho-structurales des Andes semi-arides. Les lignes noires correspondent aux limites des bassins hydrographiques. Les lignes pointillées montrent le tracé des principales failles (Sernageomin, 2003) : Faille Santa Juana (SJ), Faille de Vicuña-San Félix (VSF) et de Baños del Toro (BdelT). Le rectangle montre la région détaillée en Figure 4.4A où nous avons calculé des taux d'érosion.

Figure 4.2 : Histogramme de distribution des altitudes de la Cordillère Principale orientale du bassin du Huasco. Le pourcentage maximum de surfaces se situe vers 4000 mètres d'altitude, il correspond aux surfaces de pédiments préservées dans les interfluves des systèmes fluviaux. Les intervalles d'altitude coloriés correspondent aux altitudes des pédiments de Los Rios (LR), Azufrera-Torta (AT) et Frontera-Deidad (FD) (Bissig et al., 2002 ; Aguilar et al., soumis).

Figure 4.3 : (A) Image Google Earth du bassin du Rio Potrerillos (29°30'S-70°W; ~4000 m d'altitude), montrant un paysage dominé par des surfaces de pédiment perchées dans les interfluves, incisées par une érosion fluvio-glaciaire ultérieure. (B) Photographie montrant deux niveaux de pédiments (PS) : pédiment de Azufrera-Torta et de Frontera-Deidad. (C) Photographie montrant des ignimbrites déposées sur la surface de pédiment de Los Rios.

Figure 4.4 : (A) Carte géomorphologique schématique des six vallées où nous avons calculé des taux d'érosion à l'aide de la méthode Black top Hat : Tres Quebrada (TQ), Potrerillos (PO), Apolinario (AP), Sancarron (SA), El Medio (EM) et Primero (PR). Les zones colorisées en vert indiquent la présence de pédiments : (1) Los Ríos, (2) Azufrera-Torta et (3) Frontera-Deidad. (4) : Thalwegs des vallées principales ; (5) ruptures de pentes des profils longitudinaux de rivières ("knick-points") ; (6) : Cirques glaciaires. (B) Détail de la carte géomorphologique montrant le bassin du rio Potrerillos. Le rectangle jaune en (A) indique sa position.

(C) Coupe topographique montrant l'étendue des pédiments. La ligne pointillée en (B) montre la position du profil.

Figure 4.5 : Cartes montrant l'incision verticale de la surface de pédiment de los Rios, et profils longitudinaux des thalwegs principaux des six bassins : (A) Tres Quebradas, (B) Primero, (C) Apolinario, (D) Sancarron, (E) El Medio et (F) Potrerillos. Les cartes d'incision ont été obtenues à l'aide de la méthode Black Top Hat. Lignes noires : position des cirques glaciaires ; Etoiles : knick-points.

Figure 4.6 : Graphiques indiquant les valeurs de taux d'érosion en fonction de la surface des bassins. Nous avons regroupé des valeurs calculées à l'aide de la fonction Black Top Hat et des taux d'érosion estimés à partir de mesures par isotopie cosmogénique dans d'autres parties des Andes (Vallée de Lluta d'après Kober et al. (2009) ; Vallée du Beni d'après Safran et al. (2005)) et dans d'autres régions du monde (Alpes : Wittmann et al. (2009) ; Etat de Washington : Belmont et al. (2007); Himalaya : Vance et al. (2003) ; Sri Lanka : Von Blanckenburg et al. (2004); Idaho : Kirchner et al. (2001)). Les astérisques rouges indiquent les valeurs estimés à partir du calcul des sédiments transportés dans les rivières au cours des dernières dizaines d'années –SY ; Pépin et al., accepté).

Figure 4.7 : Carte montrant la localisation des échantillons de sédiments de rivière prélevés dans le bassin du fleuve Huasco : A : galets ; B : sables. La carte indique la concentration en ^{10}Be dans ces sédiments. La rupture de pente résultant de l'incision du fleuve au niveau de l'escarpement qui sépare la Cordillère de la Côte de la Cordillère principale est indiquée.

Figure 4.8 : Carte montrant la localisation des échantillons de sédiments de rivière prélevés dans le bassin du fleuve Huasco. Les zones de couleur correspondent aux surfaces granitiques situées à l'amont de chaque point de prélèvement. On a représenté les histogrammes d'altitudes de chacune de ces surfaces. Réseau de drainage de la vallée du Carmen en vert, réseau de la vallée du Huasco en bleu.

Figure 4.9 : Taux d'érosion calculés à partir de la concentration en ^{10}Be dans les sédiments de rivières. (A) : carte du bassin du Huasco. (B) : profils E-W indiquant l'altitude maximale, moyenne et minimale du rectangle dans lequel se situe le bassin du Huasco. On a différencié la position d'échantillonnage des sédiments fluviaux situés à l'amont et à l'aval de la rupture de pente majeure.

Figure 4.10 : Vitesse d'érosion en fonction de la période de temps considérée. En bleu : valeurs obtenues à partir de l'analyse de la forme des vallées, en bleu foncé pour les 6 derniers millions d'années, en bleu clair pour les périodes antérieures (15-10 Ma). En rouge : vitesses d'érosion calculées à partir de la concentration en ^{10}Be dans les sédiments de rivière, en rouge sombre celles obtenues à partir de l'analyse des galets, et en rouge clair celles obtenues à partir des sables. En vert : vitesses d'érosion déduites des quantités de sédiments transportées par le fleuve au cours des dernières décennies (Pépin et al., accepté). La valeur minimale correspond à celle obtenue en divisant par l'aire drainée totale, et la valeur maximale celle obtenue en divisant par la partie de l'aire drainée située dans la Cordillère principale orientale affectée de processus d'érosion fluvio-glaciaire.

Figure 4.11 : Débit et charge sédimentaire mesurés à la station fluviométrique d'Algodones, sur le fleuve Huasco (750 mètres d'altitude).

Figure 4.12 : MNT du bassin du Huasco montrant la position de la station d'Algodones, les régions situées au dessus de 3000 mètres d'altitude (en bleu) et les bassins tributaires fluvio-glaciaires (en rouge).

Figure 4.13 : comparaison de vitesses d'érosion obtenues sur l'ensemble du globe, en fonction des précipitations annuelles moyennes (A) et des températures moyennes annuelles. On a reporté uniquement des vitesses calculées à l'aide de concentrations en isotopes cosmogéniques, qui représentent des valeurs moyennes sur plusieurs milliers d'années. D'après von Blanckenburg et al. (2004). La compilation d'origine comprend des données de Porto Rico [Brown et al., 1995; Riebe et al., 2003], Vallée de Bega [Heimsath et al., 2000], Sierra Nevada, Californie (Antelope Lake, Adams Peak, Fort Sage, Grizzly Dome, Fall River, Sunday Peak, et Nichols Peak) [Riebe et al., 2000; recalculé selon Riebe et al., 2003], Israël [Clapp et al., 2000], Europe centrale (Regen et Loire/Allier) [Schaller, 2001; révisé par Schaller et al., 2002], Namibie [Bierman and Caffee, 2001], Frogs Hollow [Heimsath et al., 2001], Smoky Mountains [Matmon et al., 2003], Santa Rosa Mountains, Nevada [Riebe et al., 2004], Sri Lanka [Hewawasam et al., 2003; Von Blanckenburg et al., 2004]. On a rajouté des valeurs obtenues sur le versant oriental des Andes tropicales (14-17°S; Safran et al., 2005), sur le versant occidental des Andes (Vallée de Lluta, 18°S, Kober et al., 2009), ainsi que nos données obtenues dans le fleuve Huasco.

Figure 4.14 : Vitesses d'érosion calculées pour une durée de quelques décennies obtenues sur le versant occidental de la Cordillère des Andes. 3 secteurs sont différenciés : Désert d'Atacama, Andes semi-arides et centre-sud du Chili. Les vitesses d'érosion calculées sur le fleuve Huasco apparaissent en rouge. Données de la Direction générale des eaux du Chili, d'après Pépin et al. (accepté).

Figure 4.15 : Comparaison de vitesses d'érosion obtenues sur l'ensemble du globe, en fonction des pentes moyennes de chaque bassin versant. On a reporté uniquement des vitesses calculées à l'aide de concentrations en isotopes cosmogéniques, qui représentent des valeurs moyennes sur plusieurs milliers d'années. D'après von Blanckenburg et al. (2004). La compilation d'origine comprend des données de Porto Rico [Brown et al., 1995; Riebe et al., 2003], Sierra Nevada, Californie (Antelope Lake, Adams Peak, Fort Sage, Grizzly Dome, Fall River, Sunday Peak, et Nichols Peak) [Riebe et al., 2000; recalculé selon Riebe et al., 2003], Israël [Clapp et al., 2000], Europe centrale (Regen et Loire/Allier) [Schaller, 2001; révisé par Schaller et al., 2002], Namibie [Bierman and Caffee, 2001], Sri Lanka [Hewawasam et al., 2003; Von Blanckenburg et al., 2004]. Les vitesses calculées dans la sierra Nevada ont été séparées en deux groupes (riebe et al., 2000) : 1. Bassin-versants affectés par des changements récents de leur niveau de base ; 2. Bassin-versants avec un niveau de base stable. On a rajouté les valeurs obtenues dans le fleuve Huasco.

Figure 4.16 : Comparaison de vitesses d'érosion obtenues sur l'ensemble du globe à l'aide de concentrations en isotopes cosmogéniques pour des bassins-versants situés au niveau d'orogènes actifs. La compilation de données du Mexique, de Nouvelle Zélande, des Alpes européennes et de l'Himalaya (Ramírez-Herraera et al., 2002; Riebe et al., 2003; Vance et al., 2002; Von Blanckenburg et al., 2004) a été réalisée par von Blanckenburg et al. (2004). A cette compilation ont été rajoutées des données de bassins andins : vallée du Huasco, de Lluta (Kober et al., 2009) et du Beni (Safran et al., 2005).

Figure 4.17 : Evolution géomorphologique de l'avant-arc à la latitude du fleuve Huasco. (A) : Oligocène – Miocène inférieur : Soulèvement de la Cordillère principale. Début de l'incision des vallées dans la Cordillère principale. (B) Miocène moyen-supérieur : dépôt des graves d'Atacama, suivi par la formation des pédiments. Formation d'un escarpement et soulèvement des pédiments de la Cordillère principale. Erosion régressive dans la cordillère principale occidentale.

(C) Pliocène-Quaternaire : début de l'érosion glaciaire dans la Cordillère principale orientale.

Figure 5.1 : MNT du bassin du Huasco montrant la segmentation morpho-structurale de l'avant-arc andin. Les lignes noires continues limitent les principaux bassins hydrographiques. Les lignes pointillées épaisses correspondent aux principales failles (Sernageomin, 2003) : Faille Santa Juana (SJ), Faille de Vicuña – San Félix (VSF) et Faille de Baños del Toro (BdelT). Les lignes pointillées fines correspondent à deux segments de failles locales : Faille Quebrada Pinte (QP) et Faille El Encierro (EE). Le rectangle indique la position de la vallée del Encierro qui est détaillée en figure 5.2. En rouge, on a reporté la position du front glaciaire dans la vallée de El Encierro.

Figure 5.2 : Topographie et Géomorphologie de la vallée de El Encierro. Voir localisation en Figure 5.1. Gauche : altitudes de la vallée de El Encierro. Droite : carte géomorphologique avec (1) : localisation du réseau de drainage ; (2) lacs de type "tarn" et "kettle" ; (3) rupture de pente. (4) : géomorphologie glaciaire et paraglaciaire ; (4-1) glaciers rocheux ; (4-2) glaciers rocheux de cirque ; (4-3) langues de glaciers rocheux ; (4-4) glaciers rocheux ; (4-5) glaciers rocheux inactifs ; (5) : dépôts de pentes ; (6) : terrasses fluvio-glaciaires ; (7) : outwash ; (8) géomorphologie glaciaire ; (8-1) à (8-5) : les courbes de couleur montrent les principaux vallums morainiques, et les âges ^{10}Be de Zech et al. (2006) (13) et obtenues dans le cadre de cette thèse (14) ont été reportés ; (9) : dépôts anciens de graves. Modifié d'après Lohse (2010).

Figure 5.3 : Photos des formes glaciaires et paraglaciaires de la vallée de El Encierro. (A) : en vert et bleu, on a souligné la crête de la moraine latérale des vallums 2 et 3, respectivement. On montre aussi la position relative des moraines de vallums 4 et 5, ainsi que la position des échantillons prélevés. (B) : Verrou et moraines du vallum 5. (C) surface moutonnée du verrou du vallum 5. (D, E, et F) : différentes formes paraglaciaires présentes dans la vallée : (D) : débris de pentes et terrasses paraglaciaires ; (E et F) glaciers rocheux.

Figure 5.4 : Ages d'exposition ^{10}Be de blocs erratiques et de surfaces moutonnées (HPL31) de la vallée d'El Encierro. La figure contient des âges obtenus dans le cadre de cette thèse (préfixes HPL) et ceux obtenus par Zech et al. (2006) (préfixe Ee). Les âges sont reportés en fonction de la position morpho-stratigraphique des échantillons. Les colonnes vertes, bleues et jaunes indiquent les âges des

échantillons issus des vallums 2, 3 et 5, respectivement. La barre d'erreur correspond à l'écart-type des mesures de ^{10}Be dans le spectromètre de masse par accélération.

Figure 5.5 : Longueur du glacier principal de la vallée d'El Encierro lors des derniers 30 000 ans. On a indiqué le numéro de chaque vallum correspondant à un maximum relatif d'extension glaciaire, et la position du verrou qui marque la déglaciation définitive de la vallée. Les observations montrent une période de dépôts, de*** et de remobilisation des dépôts de moraines entre 30 et 12 ka, associée à un climat plus humide que celui survenu ultérieurement. Les 12 derniers milliers d'années sont marqués par une stabilisation des moraines.

Figure 5.6 : Carte géomorphologique des dépôts sédimentaires de la vallée du Transito.

Figure 5.7 : Photos de terrasses fluviales dans la Cordillère principale occidentale.

Figure 5.8 : Photos de cônes alluviaux dans la Cordillère principale occidentale. On observe un patron télescopique des cônes, qui marque trois générations de flux de débris.

Figure 5.9: Photos de dépôts résultant d'un éboulement (A), et des dépôts lacustres résultant de l'obstruction de la vallée par l'éboulement (B).

Figure 5.10: Colonne stratigraphique et photos de terrasses paraglaciales. (1) : argiles vertes ; (2) : limons blanchâtres ; (3) : arènes violettes ; (4) : arènes jaunes ; (5) : conglomérats ; (6) : flux de débris ; (7) : bioturbations ; (8) : stratification entrecroisée ; (9) : ondulations et plis ; (10) : couche de limons ; (11) : couches de charbon.

Figure 5.11: Distribution des âges ^{14}C (+ 2 sigmas) de restes de matière organique prélevés dans les sédiments de la vallée du Transito. Les échantillons ont été regroupés dans des cadres qui correspondent à la Cordillère principale occidentale ou orientale. A l'extrême droite de chaque cadre, on a indiqué une synthèse des âges obtenus pour chaque segment de la Cordillère. Le petit cadre dans les échantillons de la Cordillère principale orientale regroupe des échantillons prélevés sur un même affleurement, dont la photographie est présentée en figure 5.10.

Figure 5.12: Illustration des mécanismes de transfert de matière au cours du Pléistocène tardif et de l'Holocène dans la vallée du fleuve Huasco. (A) : 32-22 ka : avancée glaciaire maximale, incision de vallée, production de sédiments

glacigéniques et exportation d'une partie de ces sédiments hors de la cordillère principale. (B) contexte de recul glaciaire et de ré-avancées mineures. L'incision de la vallée et l'exportation des sédiments hors de la Cordillère principale se poursuit. Des éboulements locaux de parois bloquent le cours d'eau de façon sporadique. (C) : fin des avancées glaciaires importantes, aggradation des sédiments glacigéniques et de flux de débris au long du cours d'eau majeur dans la Cordillère principale. (D) : augmentation de l'incision et ré-incision des terrasses fluviales.

Figure 5.13: Variation des précipitations dans la partie sommitale de la Cordillère des Andes semi-arides au cours des 30 000 dernières années. Les étoiles rouges indiquent les valeurs de précipitations à 2500 mètres d'altitude, déduites de la reconstruction de la paléo-altitude de la ligne d'équilibre glaciaire pour les avancées glaciaires correspondant aux vallums morainiques 2 et 5 dans la vallée d'El Encierro (Lohse, 2010). Les précipitations moyennes actuelles à 2500 mètres d'altitude ont aussi été reportées (DGA, 2007).

Tables

Table 2.1 : Résumé des principales caractéristiques paléo-climatiques du versant ouest des Andes centrales au cours du Pléistocène tardif – Holocène.

Table 3.1 : Valeur moyenne de la pente et pourcentage de la surface des bassin-versants d'ordre 2 selon la terminologie de Strahler dans trois gammes de pentes : plaines peu incisées (pentes < 4°), pentes intermédiaires (4-35°) et fortes pentes (>35°). On a distingué les bassins en fonction de l'unité morpho-structurale dans laquelle ils se trouvent : Cordillère de la Côte, cordillère principale occidentale ou orientale. Voir l'annexe 1 pour les détails de la morphométrie de chaque bassin-versant.

Table 3.2 : Valeur moyenne et écart type des intégrales hypsométriques des bassin-versants d'ordre 2 de la Cordillère de la Côte, cordillère principale occidentale et orientale. On a indiqué le nombre de bassin dans chaque unité morpho-structurale. Voir l'annexe 1 pour les détails de la morphométrie de chaque bassin-versant.

Table 4.1 : Valeurs d'érosion des surfaces de pédiment Los Rios (10-6 Ma), Azufrera-Torta (14-12.5 Ma) et Frontera-Deidad (17-15 Ma), calculées en utilisant

la méthode "Black Top Hat" dans le bassin-versant d'ordre 2 de Potrerillos, située dans la Cordillère principale orientale (voir localisation en figure 4.4B).

Table 4.2 : Valeurs d'érosion de la surface de pédiment Los Rios (10-6 Ma), calculées en utilisant la méthode "Black Top Hat" dans six bassin-versants d'ordre 2 situés dans la Cordillère principale orientale du bassin du fleuve Huasco (Localisation figure 4.1.B).

Table 4.3 : Valeurs d'érosion moyenne sur plusieurs millions d'années calculées pour le versant occidental des Andes centrales entre 18 et 29°S. La table donne les références bibliographiques, les méthodes utilisées et la période de temps pour laquelle l'érosion a été calculée.

Table 4.4 : Localisation des échantillons prélevés et concentration en ^{10}Be dans les sédiments du fleuve Huasco. Les échantillons sont classés d'amont en aval. Les astérisques indiquent les échantillons de sables.

Table 4.5: Surfaces du bassin, surface granitiques, l'altitude moyen et les taxes de production de ^{10}Be sur les surfaces situées à l'amont de chaque point de prélèvement. La production ont été calculées en considérant un taux de production de 4,5 atomes par gramme par année au niveau de la mer et à de fortes latitudes.

Table 4.6 : Concentrations en ^{10}Be et taux d'érosion correspondant pour les sédiments du fleuve Huasco. Les échantillons ont été regroupés en fonction de leur taille (sables ou galets). Les barres d'erreur ne traduisent que les incertitudes analytiques, pas celles liées aux interprétations géologiques. Les vitesses d'érosion ont été calculées en considérant un taux de production de 4,5 atomes par gramme par année au niveau de la mer et à de fortes latitudes.

Table 5.1: Echantillons prélevés dans la vallée du Huasco : Localisation géographique et morpho-stratigraphique, écrantage par la topographie environnante, concentration en ^{10}Be et incertitude analytique associée. Les âges d'exposition ont été calculées en considérant un taux de production de 4,5 atomes par gramme par année au niveau de la mer et à de fortes latitudes (Balco et al., 2008; Nishiizumi et al., 2007). Ce tableau comprend les âges obtenus dans le cadre de cette thèse (préfixe HPL) et ceux recalculés à partir des données de Zech et al. (2006) en considérant un taux de production de $5,25 \text{ atome.g}^{-1}.\text{a}^{-1}$ (Desilets y Zedra, 2003). Les âges ont été regroupés en fonction de la position morphologique des échantillons, prélevés dans les vallums morainiques 2, 3 et 5.

Table 5.2 : Données obtenues à partir d'échantillons de matière organique prélevés dans les dépôts sédimentaires de la vallée du Transito : Position géographique et géomorphologique de chaque échantillon. Age moyen calculé en considérant une durée de demi-vie du ^{14}C de 5568 ans (Libby, 1949). Les incertitudes indiquées sont celles résultant de la mesure AMS. L'âge conventionnel ^{14}C tient compte des corrections dépendant du rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. L'âge calibré central correspond à l'intersection de l'âge conventionnel avec la courbe de calibration, et l'incertitude correspond à l'intersection de l'âge conventionnel ± 2 sigmas, ce qui donne un intervalle valable à 98% de confiance.

Apéndice 3: Artículos

Apéndice 3.1. Artículo sometido a la revista *Earth Surface Processes and Landforms* en el que se calcularon tasas de erosión para los últimos 17 Ma en cuencas fluvio-glaciales de la Cuenca del Río Huasco: *Erosion rates variability on landscape's transience state in the semiarid Chilean Andes*.

Erosion rates variability on landscape's transience state in the semiarid Chilean Andes

Germán Aguilar^{1,2}, Rodrigo Riquelme², Joseph Martinod¹, José Darrozes¹, Eric Maire³

(1) Laboratoire des Mécanismes et Transfert en Géologie, Université de Toulouse, 14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France (aguilar@lmtg.obs-mip.fr, darrozes@lmtg.obs-mip.fr, martinod@lmtg.obs-mip.fr).

(2) Departamento de Ciencias Geológicas, Fac. de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Avenida Angamos 0610, Antofagasta, Chile (gaguilar@ucn.cl, rriquelme@ucn.cl).

(3) Laboratoire Géographie de l'Environnement, Université de Toulouse, 5 Allée Antonio Machado, 31058 Toulouse, France (eric.maire@univ-tlse2.fr)

Abstract

We quantify erosion rates in the higher sectors of the Huasco Valley, in the Main Cordillera of the semiarid Andes of Chile, using elevation differences between three successive geomorphic surface-markers (pediments and paleo-valleys) and the present day valley. We use available Ar-Ar ages of pediments to estimate the mean erosion rates for the different periods (between 16 and 13 My, 13 and 8 My, and following 8 My). The landscape of the Huasco valley is in a transient state, as indicated by well-preserved pediment surfaces in interfluves, valleys deeply dissected by fluvial and glacial erosion and scarped head-valleys that represent the current knickzones. Higher values of erosion rates (45-75 m/My) are calculated for the more recent period (<8 My) during which deep incision developed, than for previous periods (6-31 m/My). Moreover, the quantitative data indicate that glaciers had a much higher erosional capability than fluvial systems in the higher sectors of the Main Cordillera. Comparison with erosion rates calculated in other drainage basins of the Chilean Andes suggests that the variability of erosion rates depends on the landscape's transience erosive state. The state of landscape evolution responding to the uplift of the Main Cordillera is marked by knickzone retreat, whose velocity depends on precipitation rate pattern modulated by glacial erosion.

Key words: erosion rate; semiarid Andes; pediment; knickzone; landscape's transience state; glacial erosion.

Introduction

The quantification of erosion rates variations allows visualizing the effects of the interaction between tectonics, climate and erosion on the landscapes configuration (e.g. Hurtrez et al., 1999; Lavé and Avouac, 2001; Pazzaglia and Brandon, 2001). Knowing long-term erosion rates (10^4 to 10^8 years) and understanding the factors that control them allow describing the nature and rates of the geomorphologic processes operating on landscape evolution at orogenic scales (e.g. Pazzaglia et al., 1998; Rahl et al., 2007). Quantitative landscape evolution models explore these geomorphologic processes and the interaction between tectonic and subaerial processes (Howard, 1994; Kooi and Beaumont, 1996; Whipple and Tucker, 1999; van der Beek et al., 2002; Tucker and Whipple, 2002; Carretier and Lucazeau, 2005; Gasparini et al., 2006; Carretier et al., 2009). These models need accurate estimations of long-term erosion rates to calibrate the different parameters involved in their formulation. They permit to reconstruct time-dependent erosion rates curves. These curves highlight the delay between mountain uplift and the steady-state evolution of the relief. This transient period that may last several Millions years (My) is characterized by large variations in erosion rates of drainage basins (Gasparini et al., 2007; Carretier et al., 2009).

The Andean uplift and its imprint on the landscape has been the topic of many papers focused on the Central Andes (e.g., Schildgen et al., 2007; Schlunegger et al., 2006, Gacía and Hérail, 2005; Hoke et al., 2007). Although agreement exist on the fact that the Central Andes represent a transient state landscape in response to late Cenozoic uplift, disagreement exists on the age of the onset of this uplift episode (e.g. Gregory-Wodzicki, 2000; Lamb and Hoke, 1997; Victor et al., 2004; Farías et al., 2005; Garzzone et al., 2008). This controversy could in part be explained because the onset of uplift has sometimes been estimated from the incision of geomorphologic markers of different ages without considering their position in the context of a transient landscape. Thus, a fundamental aspect allowing the understanding of timing and rates of Andean uplift is the determination of erosion rates at different periods and positions in the chain. In order to quantify denudation rates different methods have been applied in the Andes, including: thermochronology (e.g., Maksaev et al., 2009), concentrations of cosmogenic nuclides in fluvial sediments (e.g., Kober et al., 2009), and determination of sediment and solute yields

in a drainage basin (e.g., Pepin et al., 2010). However, erosion rates that can be correlated with geological records of uplift are even scarce in the western Andean slope.

The semiarid Chilean Andes landscape (27 - 32°S) exposes conspicuous pediment remnants extensively preserved in the Main Cordillera interfluvies (e.g. Paskoff, 1970; Mortimer 1973; Riquelme et al., 2007). This offers a favorable scenario to determine eroded volumes following pediment incision. In this way, the Black Top Hat (BTH) function has been applied in order to estimate the incised volume in a river valley after (Rodríguez *et al.*, 2002; Riquelme et al., 2008). When geomorphological markers ages are available, erosion rates can be estimated. The purpose of this paper is to estimate Neogene erosion rates using three preserved and dated pediment in the semiarid Andes (16 ± 1 , 13.2 ± 0.8 , and 8 ± 2 My; Bissig et al., 2002). Then, we compare the estimated erosion rates with estimations from different methodologies in order to characterize the transient state of the Andean relief.

Large-scale geomorphological setting

The semiarid Andes (27 - 32°S) consist of two main longitudinal geomorphic units: the Coastal Cordillera to the west, and the Main Cordillera to the east (Figure 1). The Coastal Cordillera is mainly composed of Cretaceous volcano-sedimentary and granitic rocks, and exhibits a fold and thrust structure with a thin-skinned style. Tributary watersheds located in the Coastal Cordillera expose concave-up hypsometric curves (Figure 2A) and low hypsometric integrals (39 ± 7 %; Figure 2B) that are typically recorded in smooth and mature landscapes (Strahler, 1952). This mature landscape probably corresponds to the southern prolongation of the Atacama Pediplain (Sillitoe et al., 1968; Mortimer, 1973), that results from a long-term Neogene history of alluvial fan deposition, hillslope retreat and erosion in an arid climate condition (Riquelme et al., 2003). Maximum and mean altitudes of the Coastal Cordillera are 1000 and 2000 m above sea level (asl) respectively (Figure 2C).

The Main Cordillera is mainly composed of granitic rocks from a Paleozoic intrusive-metamorphic complex, partly covered by Mesozoic-Cenozoic volcano-sedimentary successions with a predominance of andesitic rocks (Martin et al., 1995; Bissig et al., 2001). The structure displays a thick-skinned style conformed by approximately NS oriented faults (Allmendinger et al., 1990). However, these faults are not expressed in the

morphology of thalwegs. Hypsometric curves of fluvial tributary watersheds located in the Main Cordillera expose convex-up to plateau-like geometry (Figure 2A) and high hypsometric integrals (60 ± 13 %; Figure 2B) that are characteristic of young immature landscapes (Strahler, 1952). The current drainage system deeply incises (~ 2000 m, Figure 2C) relict pediment surfaces highly hanged in the interfluves. Average altitude of pediment is 4000 m asl, rising eastward up to 5300 m asl in the higher Main Cordillera. Abrupt changes in hypsometric curves from concave to convex and larger hypsometric integrals (Figure 2A and B) suggest that the Main Cordillera uplifted with respect to the Coastal Cordillera.

The boundary between the Coastal and the Main Cordillera corresponds to the N-S trending Santa Juana Fault (Figure 1 and 2C; Maksaev et al., 1984; SERNAGEOMIN, 2003). However, the Main Cordillera piedmont is a very sinuous and rather degraded mountain front. This, and the absence of knick point and the independence of the slope with the distance along the thalweg of the main trunk valley (Figure 2C), suggest that the uplift of the Main Cordillera is ancient and evidence a transient state evolved. Therefore, the current knickzones are probably the abrupt walls that limit the interfluves of pediments in the high Main Cordillera.

We focused our analysis on six glacial-fluvial watersheds of the high Main Cordillera (Figure 3) for the estimation of erosion rates. These watersheds, with areas ranging between 69 and 278 km², represent the headwaters of the Huasco Valley (29°S) and have similar tectonic and lithologic conditions. Their valley interfluves are dominated by remnants of three once-continuous planar surfaces, each other vertically separated by only ~ 200 -400 meters. The higher surface corresponds to a pediment surface marks the drainage divide with the Argentinean Andes (Figure 1). The other two were originally defined by Bissig et al., (2002) as two successive pediment surfaces. Because they are entrenched within the higher pediment surface and define the geometry of the current drainage basin we consider that corresponds to ancient pediment pass or fluvial terraces. These three surfaces have been differentiated and dated based on Ar-Ar ages of volcanic rocks (Bissig et al., 2002). Generally, the bracketing ages of the surfaces are given by the age of the youngest unit truncated by the surface and that of the oldest covering the surface: the Frontera-Deidad Surface (16 ± 1 My, 4.6 - 5.3 km asl), Azufrera-Torta Surface (13.2 ± 0.8 My; 4.3 - 4.6 km asl) and Los Ríos Surface (8 ± 2 My, 3.8 - 4.3 km asl).

Therefore, the former is a Miocene pediment surface whereas the others two are remnant of paleo-valleys constructed by successive stage of Miocene incision.

Methodology

Erosion rates estimations

We calculated eroded volumes following the formation of pediment and paleo-valley surface, using the Black Top Hat (BTH) function. This function is a mathematical algorithm allowing valley extraction in a 1 or 2 dimensional signal (Serra, 1988), that has yielded good estimates of eroded volume of valley when paleo-surfaces can be reconstructed (e.g. Rodriguez et al., 2002; Riquelme et al., 2008).

Application of the BTH function is based on the selection of valley width (λ in Figure 4), which in our case corresponds to large separations between geomorphic surface-markers on both interfluves. Selection of points belonging to the surface to be reconstructed was made in two steps. First, we mapped the surface on Landsat TM+ images. Afterwards we have selected surface portions with slopes smaller than 10°. This has been considered as a conservative value for the maximum slope of ancient geomorphologic surfaces in the Central Andes of the Atacama Desert (Riquelme et al., 2008). See Figure 4 and Appendix 1 for the illustration and the explanation of mathematical formalisms of BTH function.

The three surface levels defined by Bissig et al. (2002) were extrapolated to the studied area considering elevations and relative positions (Figure 3). The good preservation of the younger Los Rios surface allowed the application of the BTH function in the six watersheds (Figure 5A and B). In order to characterize the erosional landscape that appeared after the formation of this level, the map of vertical incision distribution obtained using the BTH function has been correlated with the longitudinal profile of the thalweg of the six watersheds (Figure 5C). In contrast, remnants of the Frontera-Deidad and Azufrera-Torta surfaces are only preserved on both sides of the valley in the Potrerillos watershed. Thus estimations of the eroded volumes after the formation of these older levels were only possible in this watershed.

The eroded volume extraction by BTH function is based on a DEM with 25 meters horizontal resolution and a vertical error range of ± 10 meters generated by interpolation of digitized contour lines of 1:50000 topographic maps (digital topography of the *Instituto*

Geografico Militar-Chile). Two sources of uncertainty in the eroded volume estimates are considered: 1. the inaccuracy of the altitude contours of the topographic maps (± 10 m) and 2. the uncertainty in the estimation of the width of valleys incised within the surfaces in cases a precise determination of the valley width is not possible due to the difficulty of identifying the inflection lines that separate the Miocene surface from the more recent valley slopes. In order to estimate these uncertainties we applied the procedures used by Riquelme et al. (2008) (see Appendix 1).

We assess minimum and maximum erosion rates considering the age of geomorphic surface-markers reported by Bissig et al. (2002). The maximum and minimum erosion rates calculated consider the minimum and maximum time spans respectively between the successive formations of surfaces and the current incised valleys. In order to compare our estimations with others reported in the Andes or other regions, we normalized the erosion rates by the area of each tributary watershed, i.e. calculating the mean erosion rates of watershed.

Glacial relief percentage estimations

In the glacial-fluvial tributary watersheds located in the eastern Principal Cordillera we mapped erosional glacial features in Landsat TM+ image and we estimated the minimum altitude of glacial erosion on 25 meters horizontal DEM resolution. To evaluate the degree of glacial erosion we identified the normalized percentage of glacial relief over the minimum altitude of glacial erosion, hereafter called glacial relief percentage. The normalized percentage of glacial relief is plotted in the hypsometric curve and is compared to the hypsometric integral of each watershed (Brocklehurst and Whipple, 2004).

Results

Neogene erosion rates in the Main Cordillera of the semiarid Andes

An appropriate application of the BTH function to estimate eroded volumes and erosion rates for the three different time spans defined by the bracketing ages of geomorphic surface-markers can be performed only in the Potrerillos watershed (PO in Figure 3 and 5). Table 1 shows the eroded volumes in the Potrerillos watershed between the formation of the three surface levels and the present-day valley. These estimates

consider the uncertainties previously explained. Ages of surface levels are a major source of uncertainty in the calculation of incision rates.

The incision subsequent to the oldest Frontera-Deidad pediment surface (14 ± 1 My) was interrupted between 13.2 ± 0.8 My with the formation of the Azufrera-Torta paleo-valley surface. The eroded volume between these two surfaces is 8.36 ± 0.39 km³. To calculate the corresponding erosion rate, we consider the maximum ($17-12.5 = 4.5$ My) and minimum ($15-14 = 1$ My) time span yielding an average rate of 18.95 ± 12.56 m/My. Subsequently, a new episode of entrenchment affected the Azufrera-Torta paleo-valley surface, resulting in the formation of the younger Los Rios paleo-valley surface, with an age range of 8 ± 2 My. The corresponding eroded volume is 11.07 ± 0.36 km³ and the erosion rate is 10.65 ± 5.65 m/My. Finally, the eroded volume of the more recent incision period that affects the Los Rios surface paleo-valley has been estimated to 123.24 ± 0.31 km³, i.e. one order of magnitude larger than the volume corresponding to the two previous erosion periods. The incision of the Los Rios paleo-valley surface resulted in the present-day Potrerillos watershed topography, with average rates of 59.21 ± 14.94 m/My (Table 1).

Table 2 shows the maximum and mean vertical incision, the eroded area and volume following the Los Rios paleo-valley surface formation (8 ± 2 My), in the six glacio-fluvial tributary watersheds (Figure 3). The mean vertical incision varies between 211 and 445 m in the six different tributary watersheds. Corresponding erosion rates vary between 35 and 74 m/My considering the minimum age of the Los Rios paleo-valley surface (6 My), and between 21 and 44 m/My considering its maximum age (10 My). The mean vertical incision for the six watersheds is 339.8 ± 1.2 m, and the corresponding erosion rate is 45.3 ± 11.5 m/My.

The correlation between the geometry of the longitudinal profile of the thalwegs and the incision distribution in watersheds of the eastern Principal Cordillera suggests that two major processes eroded the Los Rios paleo valley surface (Figure 5A and B); 1. regressive fluvial erosion is inferred from the concave-up longitudinal profiles and the existence of knick-points, generally located close to 3500 m asl and 2. glacial erosion concentrated in the upper part of the Primero and Potrerillos watersheds is evidenced by U-shaped valleys with flatter and more rectilinear longitudinal profiles. This may suggest a feedback relationship between glacial processes near the headwaters and fluvial processes in the lower portions. Nevertheless, glacial erosion is responsible for the higher values of vertical

incision along the longitudinal profiles. In fact, watersheds of similar area, those affected by glacial erosion exhibit the larger eroded area, eroded volume and mean incision values.

Glacial relief percentage in the Main Cordillera of the semiarid Andes

Glacial erosive features observed in the region include U shape valleys, cirques, “*arêtes*”, horns, truncated spurs, waterfall and hanging valleys. These features are concentrated in discrete and isolated areas at the head of the main river drainages and do not extend over more than 100 km² (Figure 3). Lower altitudes reached by glacial erosive features (3900 ± 300 masl) define the minimum Quaternary Equilibrium-Line-Altitude in the Huasco Valley (ELA, Ammann et al., 2001). The percentage of the relief over the minimum altitude of erosion in the fluvio-glacial tributary drainage basins is between 36 - 81 %. Glacial-climatic models realized in this region indicate that during the last maximum glacial advanced the ELA is 4300 m asl, which implies a late Pleistocene ELA depression of 1000 m if compared with the modern ELA (Kull et al., 2002).

The upstream transition from fluvial to glacial valleys is indicated by a change in hypsometric curves from convex to concave and a decrease in the hypsometric integral values (Figure 6A). The glacial watersheds with concave hypsometric curves and lower hypsometric integrals correspond to watersheds having most of their surface above the minimum altitude of glacial erosion that is controlled by minimum Quaternary ELA (Figure 6B). In contrast, drainage basins poorly affected by glacial erosion exhibit more inclined sigmoid or linear to slightly concave-up hypsometric curves and higher hypsometric integrals. This negative correlation between hypsometry and glacial relief percentage suggests that the Plio-Quaternary erosion was larger in tributary watersheds with major glacial activity.

Discussion

Erosion rates and transient landscape response

The erosion rates were calculated considering the total volume of rock removed by erosion from the valleys, following the incision of successive geomorphic surface-markers. Under the supposition that the erosion on the surfaces is negligible, these erosion rates consider slope erosion and river incision. Considering the aridity context and high altitude,

these erosion rates basically corresponds to mechanical erosion; they are comparable with rates of erosion estimated by other methods as the estimated ones for concentration of cosmogenic nuclides of fluvial sediments and sediments volumes evacuated from a drainage basin. The range of erosion rate values here calculated is comparable to those estimated in other mountainous regions using cosmogenic nuclides in fluvial sediments (e.g. Kirchner et al., 2001; Vance et al., 2003; Safran et al., 2005; Von Blanckenburg et al., 2005; Wittmann et al., 2007; Belmont et al., 2007; Kober et al., 2009.). With the aim to characterize erosion processes in the semiarid Andes of Chile, we compare the erosion rates estimated with values documented in other drainage basins of the Central Andes (Figure 7A).

The successive Miocene surfaces we reconstructed using preserved remnants covered most of the study area. Immediately to the north of this area, the Atacama Desert landscape consists in Miocene pediments scarcely dissected and disconnected from the base-level of the ocean (Figure 7A). There, the preservation of pediment described by Mortimer (1973), Nishisumi et al. (2005), or Riquelme et al. (2007) has been favored by the persistence of a hyper-arid climate from the middle Miocene (Alpers and Brimhall, 1988; Hartley and Chong, 2002; Dunai et al., 2005). Erosion rates calculated in the Atacama Desert (26°S, Riquelme et al., 2008; 24°S, Scholl et al., 1970; 23°S, Alpers y Brimhall, 1988; 18°S, Kober et al., 2006) are comparables those calculated for the Miocene in the Huasco Valley (<31 m/My; Figure 7A). For example, similar rates have been calculated immediately to the north of the study area, in drainage basins where the knick zone has not reached the high Cordillera yet, and where endorreic drainage basins still exist (Riquelme et al., 2008). We interpret the similitude between erosion rates in the southern Atacama Desert and Miocene erosion rates in the Huasco Valley as resulting from similar transient states of erosion.

The current knick zones in the semiarid Andes correspond to the abrupt walls that limit preserved pediment in the high Main Cordillera (see Large-scale geomorphological setting section). The knick zone has propagated from the edge between the Coastal Cordillera and the Main Cordillera, in response of relative uplift of the latter geomorphic units. The semiarid Andes landscape evidences a more evolved transient state compared to that of the Atacama Desert, where the knick zone has not reached the high Cordillera yet (Figure 7A) and the pediment surfaces are much better preserved. We calculated larger erosion rates for the last 8 My in high Cordillera of the Huasco valley (45-75 m/My)

compared to that those calculated for the previous periods in the Huasco Valley and in the Atacama Desert (<31 m/My; Figure 7A). In contrast, these larger erosion rates are comparable to Holocene erosion rates calculated using cosmogenic nuclides concentrations in fluvial sediments in the Lluta Valley located in the western Andes slope, where the regressive erosion has already reached the higher parts of the Andes (Figure 7A).

Theoretical models show a progressively increase of erosion rates following the onset of uplift, during the transient period of landscape adaptation (e.g. Carretier et al., 2009). We interpret the increase of erosion rates at 8 My in the Huasco Valley as evidence of different landscape transient states. The moderate erosion rates calculated between 16 and 8 My (6 - 31 m/My) mark an early response to an uplift event that occurred before 16 My, whereas the high erosion rates calculated for the last 8 My (45 - 75 m/My) indicate the arrival of regressive erosion to the considered region. The knick zone has propagated from the edge between the Coastal Cordillera and the Main Cordillera, in response of relative uplift of the latter geomorphic units. Considering velocities of knick zone retreat documented in drainage basins of the Central Andes (10 km/My; 18°S; Schlunegger et al., 2006; 6 - 19 km/My 34°S; Farias et al., 2008), the Main Cordillera uplift would have begun during the early-middle Miocene, which agree with uplift age documented elsewhere in the Central Andes (e.g. Lamb and Hoke, 1997; Victor et al., 2004; Farias et al., 2005, 2008).

Thus, we propose that the spatial and temporal variations of erosion rates mark differences in landscape's transient state, in response to variable interactions between Andes uplift, knick zone retreat and precipitation rate pattern. During the phase of adjustment to uplift, erosion evolves at different rates along the catchment, so that parts of the system may have reached a dynamic equilibrium while other parts of the system have not (Whipple and Tucker, 1999). In this way, the long duration of erosive response to Andean uplift must be considered to interpret the age of geomorphologic markers in terms of tectonics (Carretier et al., 2009), since the age of abandon of these markers differs depending on their position within drainage basins, more even considering the strong latitudinal contrast of landscape's transient state on the Andes (Montgomery et al., 2001; Rehak et al., 2010).

Efficiency of glacial erosion

The efficiency of glacial activity in erosion and landscape evolution is evidenced by the higher values of eroded area, eroded volume, mean vertical incision and erosion rate in tributary watersheds affected by glacial erosion in relation with watersheds dominated by fluvial erosion. For example, the Tres Quebradas, the Sancarron and the Apolinario watersheds have a similar area that Primero watershed (Figure 5), but the eroded area and volume in the latter is double that of the others watersheds and consequently the mean vertical incision and erosion rate is also greater in the Primero watershed (Table 2).

In the Tres Quebradas watershed, vertical incision is larger in the lower part of the watershed (Figure 5A). Lack of evidence for glacial activity and the concave-up geometry of thalweg (Figure 5C), suggest that vertical incision in this valley is the result of fluvial erosion; the maximum vertical incision can be related to regressive fluvial erosion. In contrast, in the Primero watershed, with a relatively flat thalweg geometry (Figure 5C), the maximum vertical incision is located upstream (Figure 5A), at the confluence of eight tributary glacial valleys crowned by cirques. Thus incision into the Los Rios paleo-valley in this watershed is mostly controlled by glacial erosion.

The efficiency of glacial erosion is also evidenced comparing greater watersheds (Table 2): in the El Medio watershed, glacial erosion has been subordinate and the mean incision is small (~305 m). The maximum incision (1129 m) is recorded from the rectilinear lower segment (Figure 5A and C). In contrast, high values of vertical incision are located on two different positions in the Potrerillos watershed (Figure 5A and C). Vertical incision in the upper part of the watershed is consistent with glacial erosion, whereas incision in the lower portion is the result of regressive fluvial erosion. In the Potrerillos watershed the mean (444 m) and maximum (1408 m) vertical incision are the largest determined of the all studied watersheds (Table 2).

The negative correlation between hypsometry and glacial relief percentage in the Huasco Valley suggest that glaciers were effective erosive agents in the semiarid Andes during the Quaternary (Figure 6). In view of large-scale geomorphologic observation Rehak et al (2010) suggest a significant contribution of glacial erosion on the landscape evolution during the Quaternary in the semiarid Andes in relation to the Atacama Desert. In fact, the Atacama Desert remained too arid for glaciations at this time and there are only weak glacial features between 23 - 27°S (Ammann et al., 2001; Zech et al., 2008). North to 23°S

and south to 27°S precipitation rates increased rapidly and glacial features appear in several glaciated mountains (Ammann et al., 2001). The precipitation rate pattern is reflected by latitudinally varying erosion rates determined from sediment yield (Figure 7B; Pepin et al., 2010), which can be interpreted like a strong latitudinal contrast of landscape's transient state. In the Lluta and Huasco Valleys short-term erosion rates are one order of magnitude smaller than long-term erosion rates reflecting a common situation which is related to undersampling of major erosion events or climate-driven variations in the short-term estimations (e.g. Kirchner et al., 2001; von Blanckenburg, 2005).

Long-term latitudinal differences of precipitation rate pattern can explain large values of Plio-Quaternary erosion rate calculated in the studied zone in relation with those calculated for the same period and method gave rise to the incision of the principal valleys in the Atacama Desert (e.g. at 26°S; Riquelme et al., 2008). Therefore, the difference in the Plio-Quaternary erosion rates between the Atacama Desert and the semiarid Andes indicates long-term climatic differences between these two latitudes modulated by efficient glacial erosion in the latter. These climatic differences can explain different velocities of landscape response to the Andes uplift that controlled the landscape's transient state along the western Andes slope.

Conclusions

The distribution of three successive geomorphic surface-markers in the high Main Cordillera permits determination of the long-term erosion rates related to each erosional episode by applying the BTH function. The erosion rates estimated for the two older Middle Miocene episodes (6 - 31 m/My) are smaller than the erosion rates estimated for the Plio-Quaternary deep incision resulting in the current drainage system (45 - 75 m/My). The erosion rates calculated represent the landscape response to the Middle-Upper Miocene Andean uplift and erosion rate differences respond to the landscape's transient state and the positions of knickzone in the drainage basins during each erosional episode. Velocities of knickzone retreat in the western Andes slope depend on precipitation rate pattern modulated by glacial erosion. The applicability of the BTH function to other areas for knowing differences of landscape's transient state in the Andes is agreed where data on the age of well preserved geomorphic surface-markers are available.

Acknowledgements

This research was supported by a Chilean government project: INNOVA-CORFO. G. Aguilar's PhD study at the Universidad Católica del Norte and Université de Toulouse 3 Paul Sabatier has been supported by the Eiffel, CONICYT and UCN scholarships. The hypsometric analyses were made using TAS-GIS (Lindsay, 2005) and digital topography of the *Instituto Geografico Militar-Chile*. We thank to C. Rojas for the collaboration and essential help in the recompilation and development of geographical information systems. We thank undergraduate students P. Lohse, P. Navarrete and P. Oliva for valuable help during fieldwork. We thank: T. Bissig, V. Regard, S. Carretier, G. Gonzalez and M. Farias for many useful discussion.

References

- Allmendinger RW, Figueroa D, Snyder D, Beer J, Mpodozis C, Isacks BL. 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude. *Tectonics* 9: 789–809.
- Alpers CN, Brimhall GH. 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: Evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geological Society of America Bulletin* 100: 1640-1656.
- Ammann C, Jenny B, Kammer K, Messerli B. 2001. Late Quaternary Glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18-29°S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 172: 313-326.
- Bissig T, Lee JKW, Clark AH, Heather KB. 2001. The Cenozoic History of volcanism and hydrothermal alteration in the Central Andes Flat-Slab Region: New ⁴⁰Ar-³⁹Ar constraints from the El Indio-Pascua Au (-Ag, Cu) Belt, 29°20'-30°30'S. *International Geology Review* 43: 1-29.
- Bissig T, Clark AH, Lee JKW, Hodgson CJ. 2002. Miocene landscape evolution in the Chilean flat-slab transect: uplift history and geomorphologic controls on epithermal processes in the El Indio-Pascua Au (-Ag, Cu) belt. *Econ Geol* 97: 971–996.
- Brocklehurst SH, Whipple KX. 2004. Hypsometry of glaciated landscape. *Earth Surface Process and Landforms* 29: 907-926.

- Carretier S, Lucazeau F. 2005. How does alluvial sedimentation at range fronts modify the erosional dynamics of mountain catchments?, *Basin Res.*, 17, 361– 381, doi:10.1111/j.1365-2117.2005.00270.x.
- Carretier S, Poisson B, Vassallo R, Pepin E, Farías M. 2009. Tectonic interpretation of transient stage erosion rates at different spatial scales in an uplifting block. *Journal of geophysical research* 114: F02003, doi: 10.1029/2008JF001080
- Dunai TJ, González GA, Juez-Larre J. 2005. Oligocene–Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology* 33: 321–324. DOI: 10.1130/G21184.1
- Farías M, Charrier R, Comte D, Martinod J, Hérail G. 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S): *Tectonics* 24: TC4001, doi: 10.1029/2004TC001667.
- Farías M, Charrier R, Carretier S, Martinod J, Fock A, Campbell D, Cáceres J, Comte D. 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of Central Chile (33°-35°S). *Tectonics* 27: TC1005. DOI: 10.1029/2006TC002046.
- García M, Hérail G. 2005. Fault-related folding, drainage network evolution and valley incision during the Neogene in the Andean Precordillera of Northern Chile: *Geomorphology* 65: 279– 300
- Garzzone C, et al. 2008. Rise of the Andes. *Science* 320, 1304–1307.
- Gasparini NM, Bras RL, Whipple KX. 2006, Numerical modeling of non– steady-state river profile evolution using a sediment-flux-dependent incision model, in *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution*, edited by S. Willet, N. Hovius, M. Brandon, and D. Fisher, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 398, 127– 141, doi:10.1130/2006.2398(08).
- Gasparini NM, Whipple KX, Bras RL. 2007, Predictions of steady state and transient landscape morphology using sediment-flux-dependent river incision models, *J. Geophys. Res.*, 112, F03S09, doi:10.1029/2006JF000567.
- Gregory-Wodzicki KM. 2000. Uplift history of the Central and Northern Andes: a review. *Bull. Geol. Soc. Am.* 112, 1091–1105.

- Hartley AJ, Chong G. 2002. Late Pliocene age for the Atacama Desert: Implications for the desertification of western South America. *Geology* 30: 43–46. DOI: 10.1130/0091-7613(2002) 0302.0.CO;2.
- Hoke GD, Isacks BL, Jordan TE, Blanco N, Tomlinson AJ, Ramezani J. 2007. Geomorphic evidence for post-10 Ma uplift of the western flank of the central Andes 18_300–22_S. *TECTONICS*, VOL. 26, TC5021, doi:10.1029/2006TC002082, 2007
- Howard AD, Dietrich WE, Seidl MA. 1994. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales, *J. Geophys. Res.*, 99, 13,971–13,986, doi:10.1029/94JB00744.
- Hurtrez J-E, Lucazeau F, Lavé J, Avouac J-P. 1999. Investigation of the relationships between basin morphology, tectonic uplift, and denudation from the study of an active fold belt in the Silawik hills, central Nepal, *J. Geophys. Res.*, 104(B6), 12,779– 12,796.
- Kirchner JW, Finkel RC, Riebe CS, Granger DE, Clayton JL, King JG, Megahan WF. 2001. Mountain erosion over 10 yr, 10 k.y., and 10 m.y. time scales. *Geology* 29: 591-594.
- Kober F, Schlunegger F, Zeilinger G, Schneider H. 2006. Surface uplift and climate change: the geomorphic evolution of at the Western Escarpment of the Andes of northern Chile between the Miocene and present: In *Tectonics, Climate and Landscape Evolution*, Willet S, Hovius N, Fisher D, Brandon M (eds). Special Paper 398, Geological Society of America: Boulder, CO: 75–86.
- Kober F, Ivy-Ochs S, Zeilinger G, Schulunegger F, Kubik PW, Baur H, Wieler R. 2009. Complex multiple cosmogenic nuclide concentration and histories in the arid Rio Lluta catchment, northern Chile: *Earth Surf. Process. Landforms* 34: 398–412.
- Kooi H, Beaumont C. 1996. Large-scale geomorphology: Classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model, *J. Geophys. Res.*, 101(B2), 3361– 3386.
- Kull C, Grosjean M, Veit H. 2002. Modeling modern and Late Pleistocene glacio-climatological conditions in the North Chilean Andes (29° - 30°S): *Climatic Change* 52: 359 – 381
- Lamb S, Hoke L. 1997. Origin of the high plateau in the central Andes, Bolivia, South America: *Tectonics* 16: 623 – 649.

- Lavé J, Avouac JP. 2001. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal, *J. Geophys. Res.*, 106(B11), 26,561–26,591.
- Lindsay J.B. 2005. The Terrain Analysis System: A tool for hydro-geomorphic applications. *Hydrological Processes* 19(5): 1123-1130.
- Maksaev V, Moscoso R, Mpodozis C, Nasi C. 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29°–31° S): Geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista geológica de Chile* 21: 11–51.
- Maksaev V, Munizaga F, Zentilli M, Charrier R. 2009. Fission track thermochronology of Neogene plutons in the Principal Andean Cordillera of central Chile (33-35°S): Implications for tectonic evolution and porphyry Cu-Mo mineralization. *Andean Geology* 36 (2): 153-171.
- Martin MW, Clavero J, Mpodozis C, Cuitiño L. 1995. Estudio Geológico de la Franja El Indio, Cordillera de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Informe registrado IR-95-6, 1: 1-238. Santiago-Chile.
- Montgomery DR, Balco G, Willett SD. 2001. Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology* 29: 579– 582.
- Mortimer C. 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Journal of Geological Society of London* 129: 505-526.
- Nishiizumi K, Caffee M, Finkel RC, Brimhall G, Mote T. 2005. Remnants of a fossil alluvial fan landscape of Miocene age in the Atacama Desert of northern Chile using cosmogenic nuclide exposure age dating. *Earth Planet. Sci. Lett.* 237: 449–507.
- Paskoff R. 1970. Le Chili semi-aride, recherches géomorphologiques. Biscaye Frères, 420 p., Bordeaux.
- Pazzaglia FJ, Brandon MT. 2001. A fluvial record of long-term steady-state uplift and erosion across the Cascadia forearc high, western Washington State, *Am. J. Sci.*, 301, 385–431.
- Pazzaglia FJ, Gardner FJ, Merritts DJ. 1998. Bedrock fluvial incision and longitudinal profile development over geologic time scales determined by fluvial terraces, in *Rivers Over Rock*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 107, edited by K. Tinkler and E. Wohl, pp. 207–235, AGU, Washington, D. C.

- Pepin E, Carretier S., Guyot JL, Escobar F. 2010. Specific suspended sediment yields of the Andean rivers of Chile and their relationship to climate, slope and vegetation. *Hydrological Sciences Journal* 55: 7, 1190-1205.
- Rahl JM, Ehlers TA, van der Pluijm BA. 2007. Quantifying transient erosion of orogens with detrital thermochronology from syntectonic basin deposits. *Earth and Planetary Science Letters* 256: 147–161.
- Riquelme R, Martinod J, Hérail G, Darrozes J, Charrier R. 2003. A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics* 361: 255-275.
- Rehak K, Bookhagen B, Strecker MR, Echtler HP. 2010. The topographic imprint of a transient climate episode: the western Andean flank between 15·5° and 41·5°S
- Riquelme R, Herail G, Martinod J, Charrier R, Darrozes J, 2007. Late Cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert (26 degrees S-28 degrees S): *Geomorphology* 86: 283-306.
- Riquelme R, Darrozes J, Maire E, Hérail G, Soula JC. 2008. Long-term denudation rates from the Central Andes (Chile) estimated from a Digital Elevation Model using the Black Top Hat function and Inverse Distance Weighting: implications for the Neogene climate of the Atacama Desert. *Revista geológica de Chile* 35 (1): 105-121.
- Rodríguez F, Maire E, Courjault-Radé P, Darrozes J. 2002. The Black Top Hat Function applied to a DEM: A tool estimate recent incision in a mountain watershed (Estiber Watershed, Central Pyrenees). *Geophysical Research Letters* 29. DOI: 10.1029/2001GL014412.
- Safran EB, Bierman PR, Aalto R, Dunne T, Whipple K, Caffee M. 2005. Erosion rates driven by channel network incision in the Bolivian Andes: *Earth Surface Processes Landforms* 30: 1007–1024.
- Schildgen TF, Hodges KV, Whipple KX, Reiners PW, Pringle MS. 2007. Uplift of the western margin of the Andean plateau revealed from canyon incision history, southern Peru: *Geology* 35 (no. 6): 523–526.

- Schlunegger F, Zeilinger G, Kounov A, Kober F, Husser B. 2006. Scale of relief growth in the forearc of the Andes of Northern Chile (Arica latitude, 18 degrees S): *Terra Nova* 18: 217–223.
- Scholl DW, Christensen MN, von Huene R, Marlow MS. 1970. Peru–Chile trench sediments and sea-floor spreading: *Geological Society of America Bulletin* 81: 1339–1360.
- SERNAGEOMIN 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.
- Serra J. 1988. Image analysis and mathematical morphology. Theoretical advances. Academic Press: 411 p. London.
- Sillitoe RH, Mortimer C, Clark AH. 1968. A chronology of landform evolution and supergene mineral alteration, Southern Atacama Desert, Chile. *Institute of Mining and Metallurgy Transactions (Section B)* 27: 166-169.
- Strahler AN. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin* 63(11): 1117-1142.
- Tosdal RM, Clark AH, Farrar E. 1984. Cenozoic polyphase landscape and tectonic evolution of the Cordillera Occidental, southernmost Peru: *Geological Society of America Bulletin* 95: 1318–1332.
- Tucker GE, Whipple KX. 2002. Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparison, *J. Geophys. Res.*, 107(B9), 2179, doi:10.1029/2001JB000162.
- van der Beek P, Bishop P. 2003. Cenozoic river profile development in the Upper Lachlan catchment (SE Australia) as a test of quantitative fluvial incision models, *J. Geophys. Res.*, 108(B6), 2309, doi:10.1029/2002JB002125.
- Victor P, Oncken O, Glodny J. 2004. Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21° S (northern Chile). *Tectonics* 23: TC4004. DOI: 10.1029/2003TC001519.
- von Blanckenburg F. 2005. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment: *Earth Planet. Sci. Lett.* 237: 462–479.

- Whipple KX, Tucker GE. 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs, *J. Geophys. Res.*,104(B8), 17,661– 17,674
- Zech R, May JH, Kull C, Illgner J, Kubik PW, Veit H. 2008. Timing of the late Quaternary glaciation in the Andes from ~15 to 40°S : *Journal of Quaternary Science* 23, 635–647.

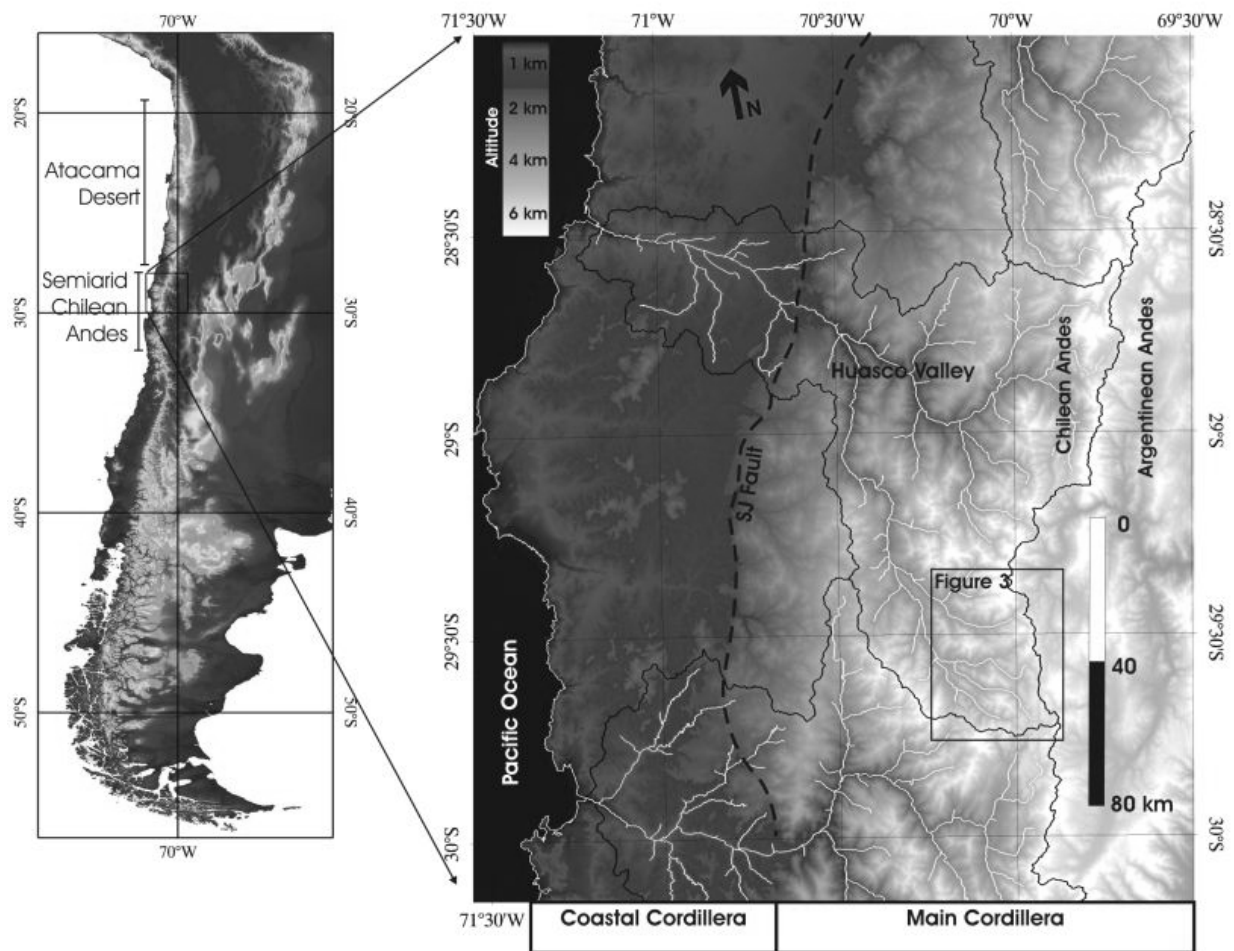


Figure 1: Digital elevation model showing the geomorphic units of the semi-arid Chilean Andes: Coastal Cordillera and Main Cordillera. The black lines mark the boundary of the main drainage basins. The Santa Juana (SJ) fault has been reported from SERNAGEOMIN (2003).

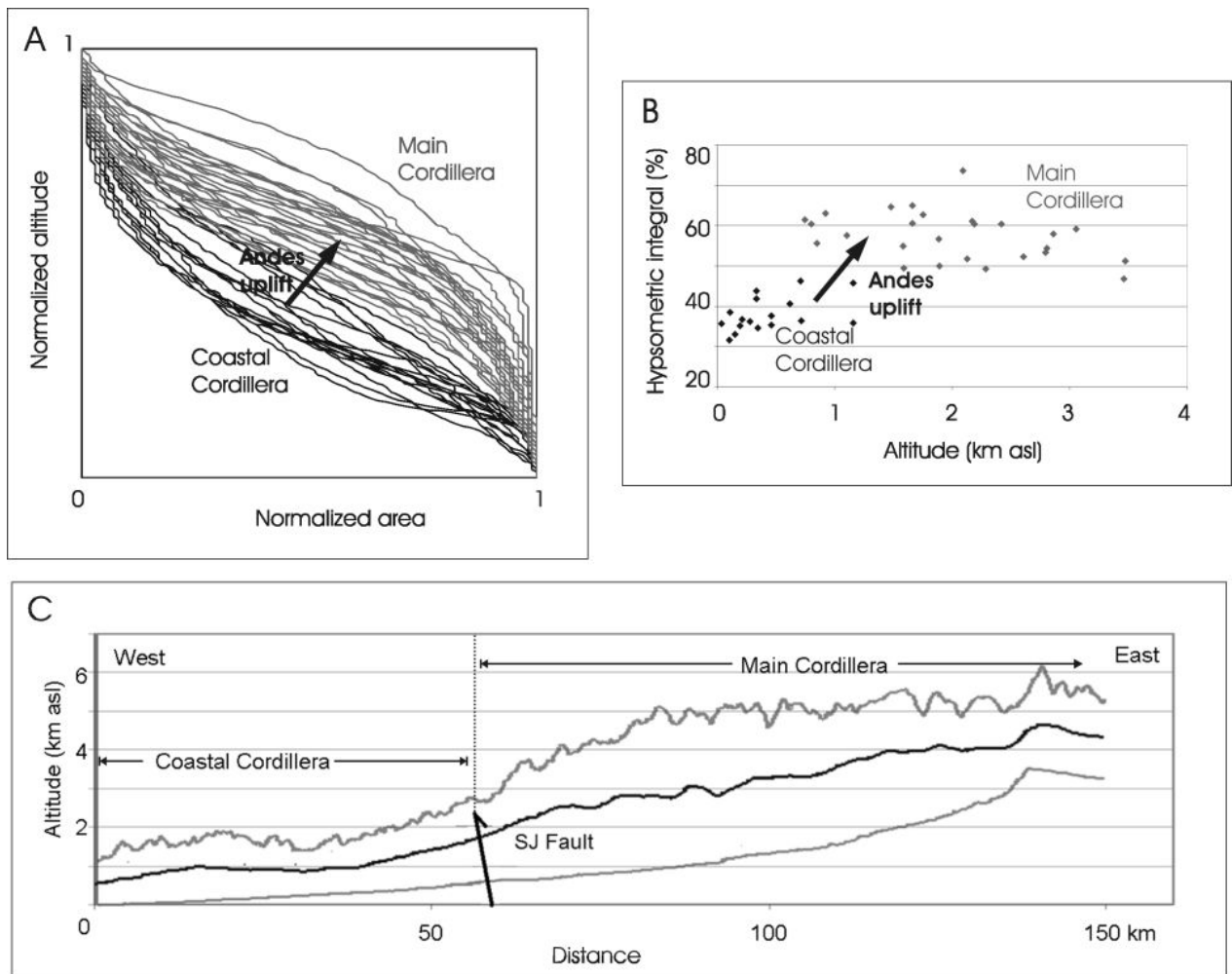


Figure 2: Morphometric parameters of the Huasco Valley watershed. A: Normalized hypsometric curves (normalized percentage of altitude vs. normalized percentage of area) of Stralher order 2 tributary watersheds. B: Hypsometric integrals vs. the minimum altitude of tributary watersheds. Watersheds of the Coastal Cordillera are showed in black and for the Main Cordillera in gray. C: Minimum, mean and maximum altitude of Andean forearc at the Husco Valley latitude (localization in Figure 1). Maximum and minimum altitudes show the mountain peak and thalweg of trunk valley. The topographic profile includes location of Santa Juana (SJ) fault that divide the Coastal Cordillera and Main Cordillera.

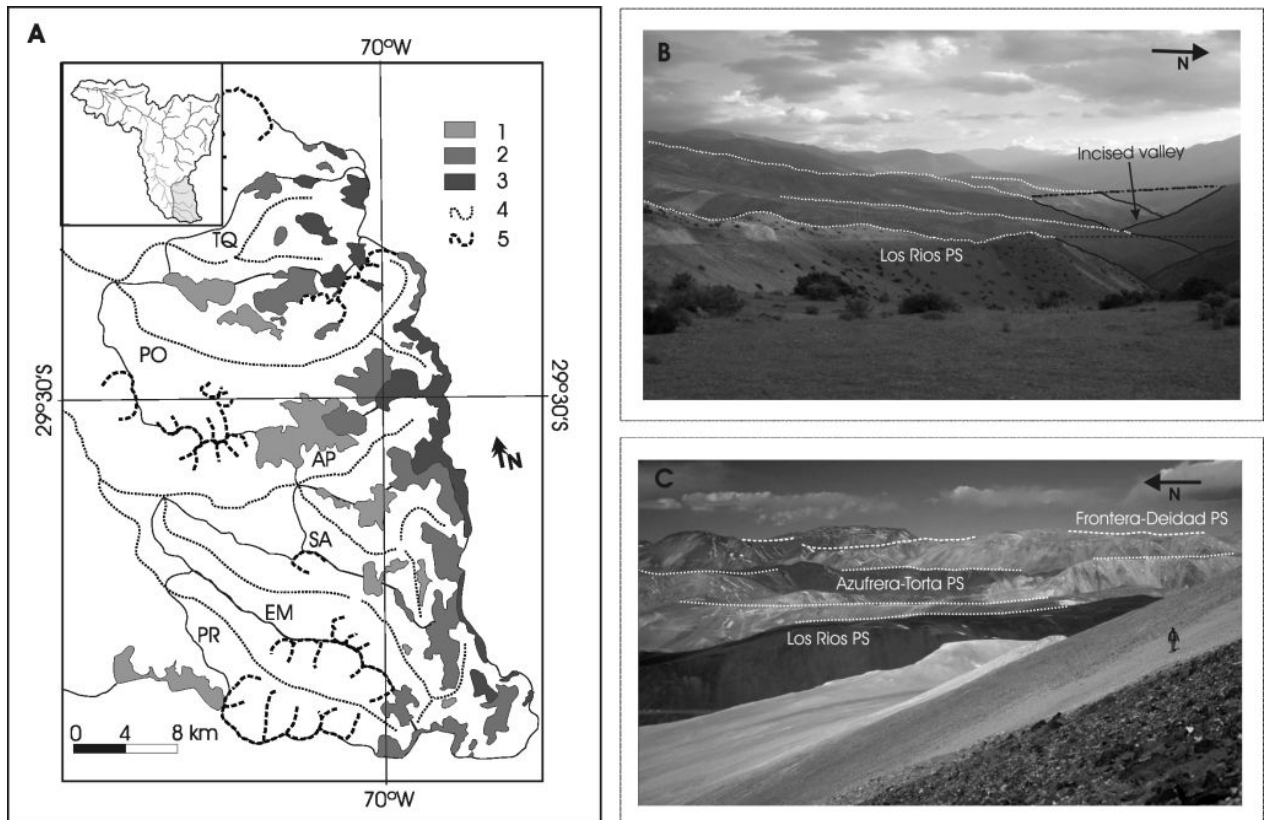


Figure 3: A. Schematic geomorphological map of the studied zone of the Huasco Valley (colored zone in the upper map; localization in Figure 1). Are present the strahler order 2 tributary watershed: Tres Quebrada (TQ), Potrerillos (PO), Apolinario (AP), Sancarron (SA), El Medio (EM) and Primero (PR). Colored areas show the relicts of Miocene geomorphologic surfaces: (1) Los Rios, (2) Azufrera-Torta and (3) Frontera-Deidad. Map showing the thalweg of valley (4) and glacial cirques (5). B. Photography showing relicts of Miocene sub-planar landscape assigned to Los Rios Pediment Surface (PS) and incised valley. C. Three levels of high pediments surfaces (PS) assigned to Los Rios, Azufrera-Torta and Frontera-Deidad.

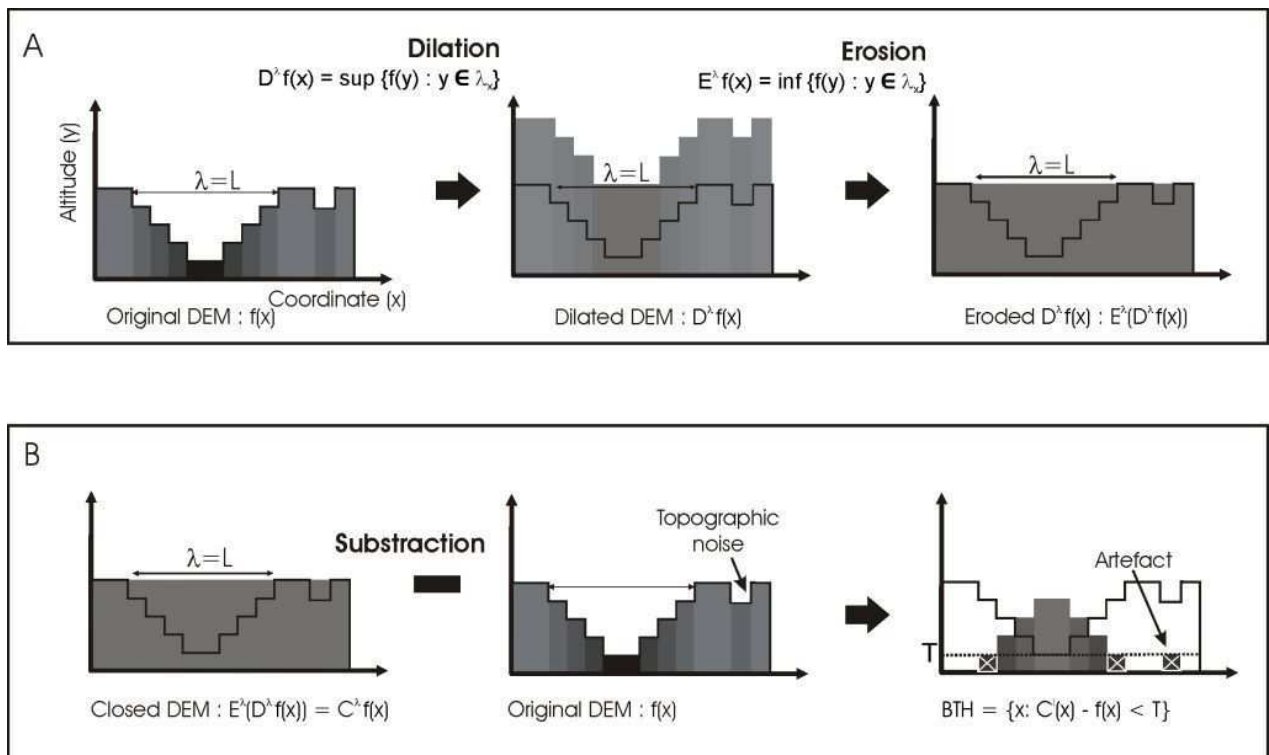


Figure 4: Determination of the eroded rock volume by the BTH function to a 1-Dimension DEM profile. A. Dilatation and erosion of original DEM for a length $\lambda = L$. During the dilatation of the DEM main valleys are closed and peaks elevations increase. During the erosion of dilated DEM, peaks elevations decreases without modifying the valley zones. The result is a closing DEM where only the valley which width is $< L$ are closed without modifying the rest of the image. B. Subtraction of closing DEM (e.d. Dilated and eroded DEM) with the original DEM, that represent the BTH function, gives the eroded volume of the valleys. The threshold value T is choices in order to exclude the noise of original DEM (artefacts on DEM). Figure modified from Riquelme et al. (2008).

Incision stage	Minimum time span (My)	Maximum time span (My)	Eroded area (km ²)	Eroded volume (km ³)	Mean vertical incision (m)*	Erosion rate (m/My)*
Incision Los Rios (8 ± 2 My)	6	10	199.82 ± 0.37	123.24 ± 0.31	443.82 ± 1.12	59.21 ± 14.94
Incision Azufrera-Torta (13.2 ± 0.8 My)	12.5	8	206.49 ± 0.33	11.07 ± 0.36	39.89 ± 1.3	10.65 ± 5.65
Incision Frontera Deidad (16 ± 1 My)	1	4.5	212.58 ± 0.39	8.36 ± 0.39	30.12 ± 1.39	18.95 ± 12.56

* Mean vertical incision and erosion rates were calculated represent normalized values by the watersheds area (277.7 km²)

Table 1: Quantitative results from the application of Black Top Hat function in the Potrerillos watershed. The function considering the valley incised associated to Los Rios, Azufrera-Torta and Frontera-Deidad surface (Bissig et al., 2002). The result is the eroded area and volume, the mean vertical incision and the erosion rates during the three stages. Calculations, including the uncertainties, the procedures used by Riquelme et al. (2008) have been applied (see Appendix 1).

Watersheds	Watershed area (km ²)	Eroded area (km ²)	Eroded volume (km ³)	Maximum vertical incision (m)	Mean vertical incision (m)*	Erosion rate (m/My)*
Tres Quebradas	93.533	48.69 ± 0.12	24.26 ± 0.1	1049.5 ± 0.5	259.36 ± 1.09	34.62 ± 8.79
Primero	128.152	97.27 ± 0.13	50.29 ± 0.17	1167.5 ± 3.5	392.42 ± 1.32	52.37 ± 13.26
Apolinario	69.248	36.91 ± 0.08	14.94 ± 0.25	751 ± 4	215.82 ± 3.65	28.9 ± 7.68
Sancarron	105.895	52.05 ± 0.13	22.41 ± 0.07	795 ± 0	211.58 ± 0.65	28.23 ± 7.14
El Medio	169.871	105.41 ± 0.16	51.76 ± 0.12	1129 ± 0	304.69 ± 0.7	40.65 ± 10.25
Potrerosillos	277.691	199.82 ± 0.37	123.24 ± 0.31	1408 ± 0	443.82 ± 1.12	59.21 ± 14.94
Whole watersheds	844.39	540.1 ± 0.99	286.9 ± 1.02	1408 ± 0	339.77 ± 1.21	45.34 ± 11.49
* Mean vertical incision and erosion rates were calculated represent normalized values by the watersheds area (277.7 km ²)						

Table 2: Erosion following the formation of the Los Rios surface (8 ± 2 My) calculated using the Black Top Hat function in six Strahler order 2 watersheds located. Calculations, including the uncertainties, the procedures used by Riquelme et al. (2008) have been applied (see Appendix 1).

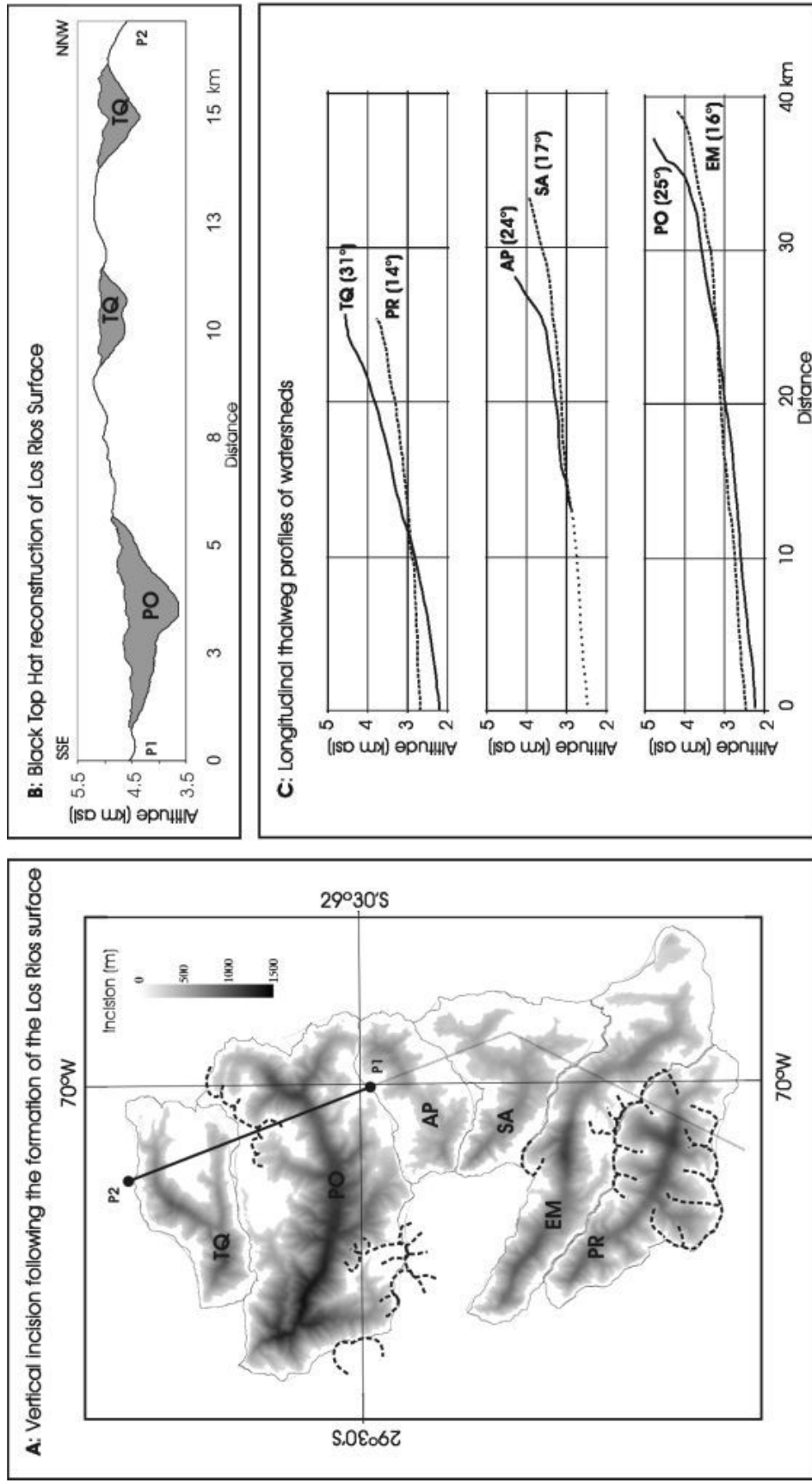


Figure 5: A. vertical incision following the formation of the Los Rios surface (8 ± 2 My) calculated using the Black Top Hat function. The segmented black lines mark the position of glacial cirques. B. Profile (P1-P2 in A) showing the DEM topography (white area) and the Black Top Hat reconstruction (gray area). C. Longitudinal thalweg profiles of watersheds. Are including mean slope of thalweg. (TQ) Tres Quebradas, (PR) Primero, (AP) Apolinario, (SA) Sancarron, (EM) El Medio and (PO) Potrerillos.

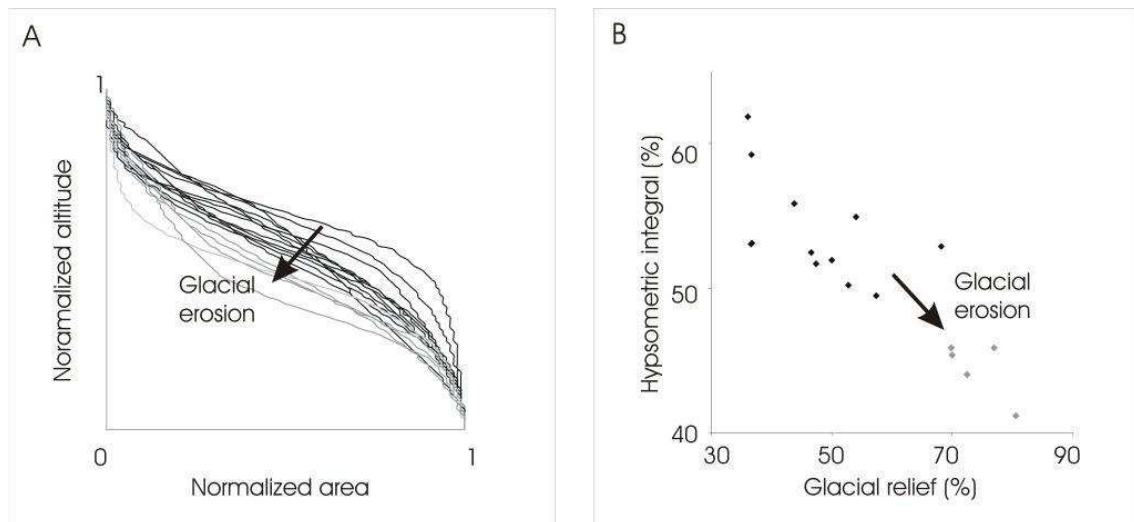


Figure 6: (A) Normalized hypsometric curves of the fluvial-glacial watershed of the Huasco Valley. In watersheds with glacial relief percentage >70% the geometry of the normalized hypsometric curves is concave (gray), whereas in watersheds with low glacial relief percentage the geometry of normalized hypsometric curves is sigmoid. (B) Normalized hypsometric integral vs. glacial relief percentage of the fluvial-glacial watersheds. Hypsometric integrals decrease with the increase of glacial relief.

Figure 7: A. Long-term erosion rates in function with latitude of the western Andes slope (18 - 30°S). (1) Erosion rates calculated for concentration of cosmogenic nuclides of fluvial sediment in the Lluta Valley (Kober et al., 2009). (2) Erosion rate calculated for eroded volume of last 7.5 My in the Lluta Valley (Kober et al., 2006). (3) Erosion rate calculated for sediments volume of last 18 My in the Central Depression (Scholl et al., 1970). (4) Erosion rate calculated for geobarometry of Neogene supergene mineralization in the Escondida Miner District (Alpers and Brimhall, 1988). (5) Erosion rate calculated for black top hat function in San Andres and El Salado Valleys during the last 10 My (Riquelme et al., 2008). (6) Erosion rate calculated for sediments volume of last 18 My in the Central depression (Scholl et al., 1970). Are includes the erosion rate calculated in the Huasco Valley: (7) between 16 to 8 My in the Potrerillo watershed and (8) during the last 8 My in the six considered watersheds. B. Short-term erosion rates in function with latitude of the western Andes slope (18 - 40°S) from present day sediment yields (Pepin et al., 2010).

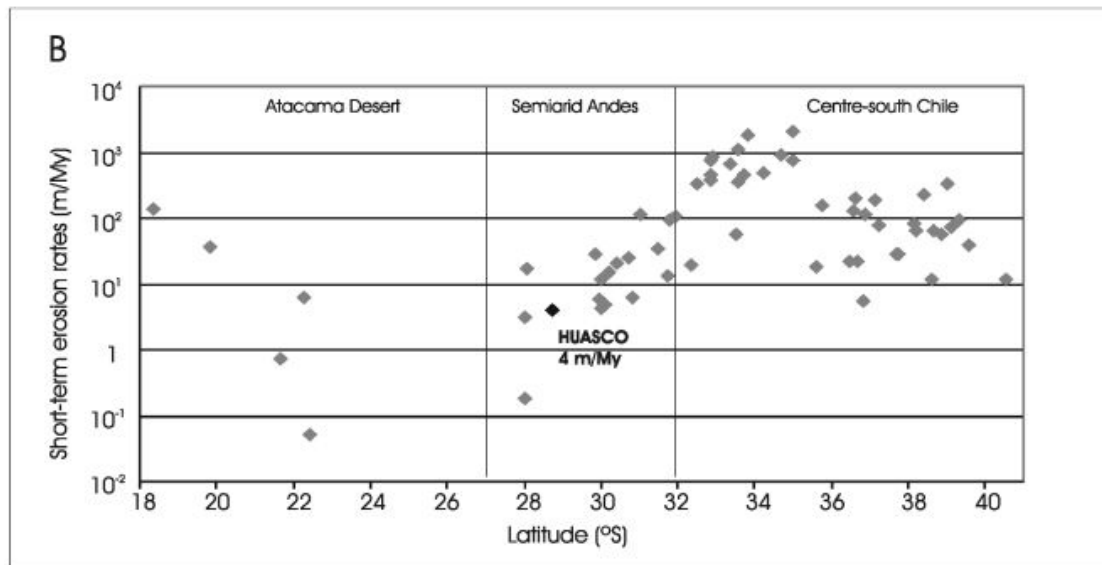
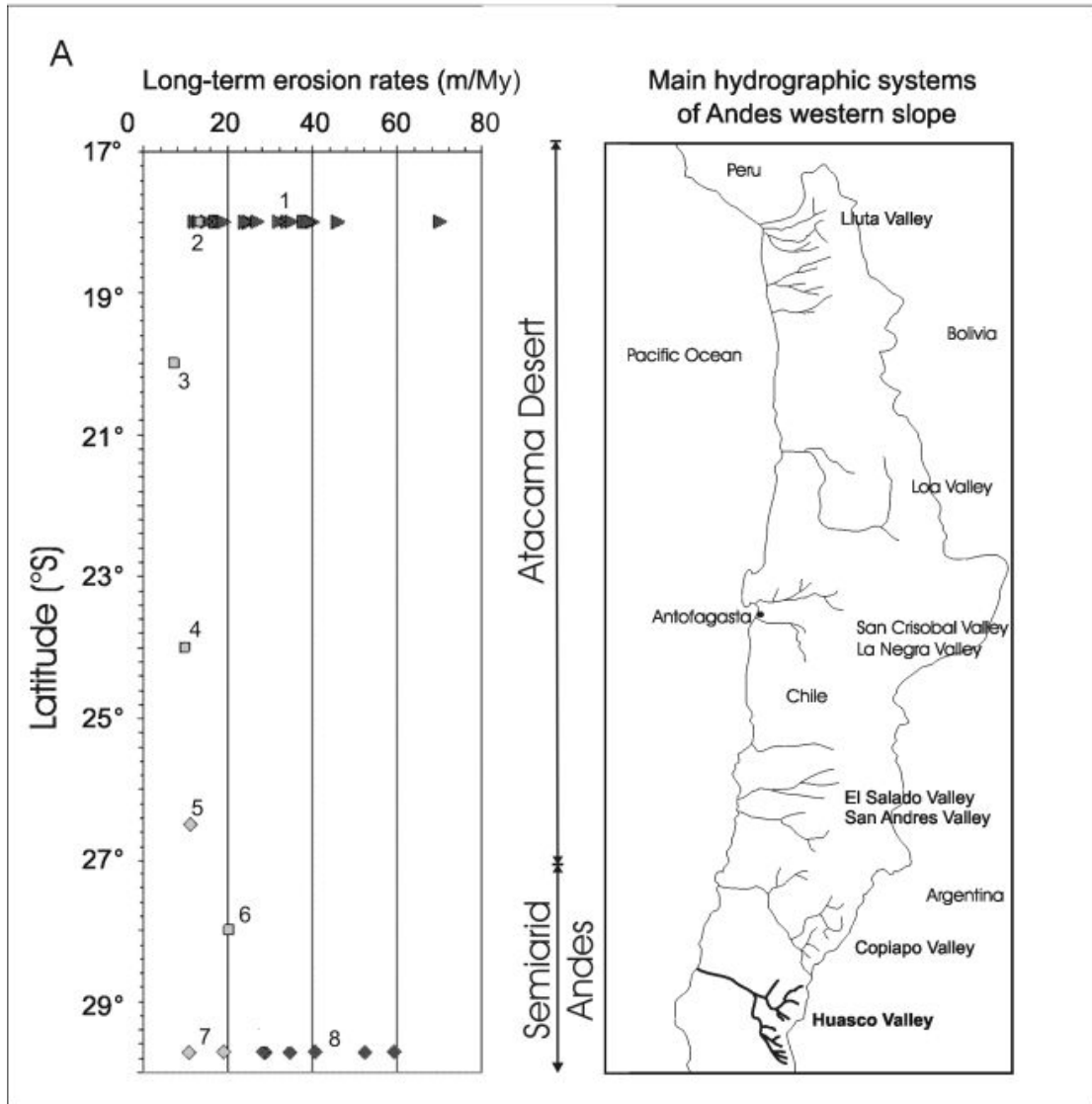


Figure 7

APPENDIX A: Mathematical morphology concepts (extracted from Riquelme et al.; 2008)

Set operation: The two basic operations in mathematical morphology are *dilatation* and *erosion* (Serra, 1988). These operations involve the interaction between a set A representing the image under study and a set λ , called the *structuring element*, used to probe the image A . Let A and λ be subsets of a 2D plane.

The *translation* of A by x is defined as $A_x = \{c: c = a+x, \text{ for } a \in A\}$ (A1)

The *reflection* of λ is defined as $[\lambda] = \{x: x = -b, \text{ for } b \in \lambda\}$ (A2)

Dilation of the image A by the structuring element λ is given by

$$\delta_{\lambda}(A) = \{x: [\lambda]_x \cap A \neq \emptyset\} \text{ (A3)}$$

Erosion of the object A by a structuring element B is given by

$$\varepsilon_{\lambda}(A) = \{x: \lambda_x A\} \text{ (A4)}$$

The image A and structuring element B need not be restricted to sets in the 2D plane, but could be defined in 1, 2, 3 or higher dimensions. On the other hand, B could be any shape. However, in order to simplify our explanation we consider the example where A is a rectangle and λ is a disc of radius R centred on the origin (Fig. A1). (Note that in this case λ is symmetric and $[\lambda] = \lambda$). Thus, the definitions become very intuitive: dilation expands an image object (Figure A1a) and erosion shrinks it (Figure A1b).

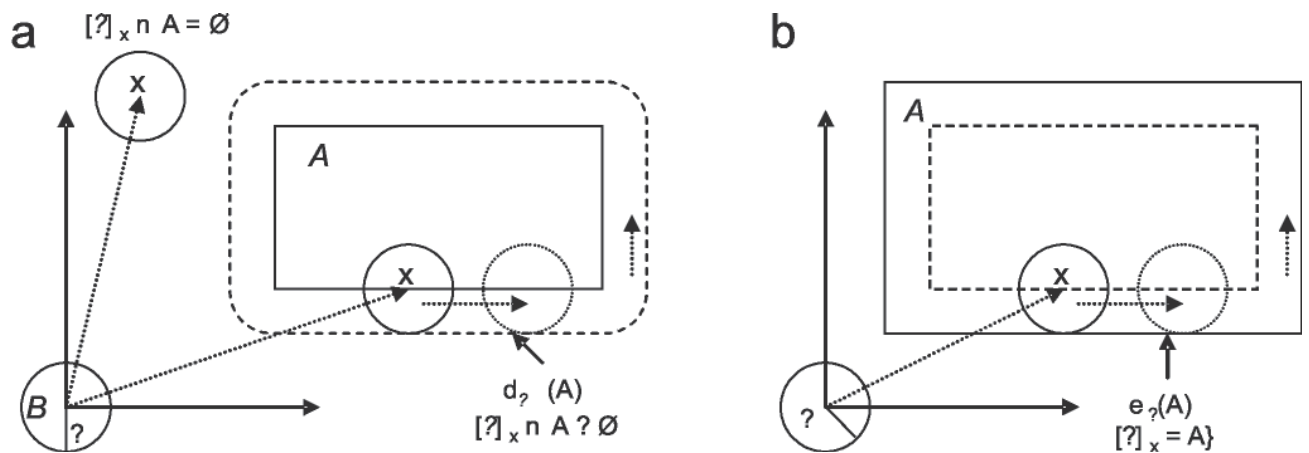


Figure A1: **a.** The opening (dark dashed lines) of A (solid lines). The internal dashed structure is A eroded by λ . **b.** The closing (dark dashed lines) of A (solid line) by the structuring element. The external dashed structure is A dilated by λ . In both cases λ is a disc.

Applications of morphological transformations: Dilation and erosion can be used in series to define two images transformations: *closing* and *opening*. The closing of A by λ is given by the dilation by λ , followed by the erosion by λ . Conversely, the opening is reduced by the erosion of A by λ , followed by the dilation by λ . That is

$$C_\lambda(A) = \varepsilon_\lambda(\delta_\lambda(A)) \text{ - closing - (A5)}$$

$$O_\lambda(A) = \delta_\lambda(\varepsilon_\lambda(A)) \text{ - opening - (A6)}$$

Opening smooths a contour in an image, breaking narrow isthmuses and eliminating thin protrusions. It is obtained by taking the union of all translates of λ that fit inside A . Parts of A that are smaller than λ are removed ((Figure A2b). Closing tends to narrow smooth sections of contours, fusing narrow breaks and long thin gulfs, eliminating small holes, and filling gaps in contours (Figure A2b).

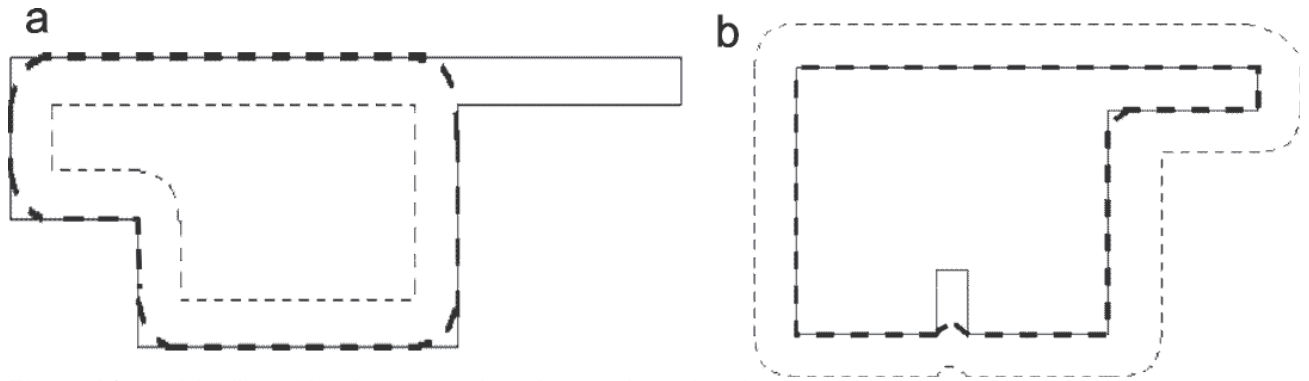


Figure A2: **a.** A is dilated by the structuring element λ to give the external dashed shape; **b.** A is eroded by the structuring element λ to give the internal dashed shape.

Equivalence between Sets and Functions: A function can be viewed as a stack of decreasing sets. Each set is the intersection between the umbra of the function and a horizontal plane h .

$$X_h(f) = \{x: f(x) \geq h\} \quad f(x) = \sup\{h: x \in X_h(f)\} \quad (A7)$$

Dilation and Erosion by a fl at structuring Element: The dilation (erosion) of a function by a fl at structuring element λ is introduced as the dilation (erosion) of each set $X_h(f)$ by λ . This definition leads to the following formulae:

$$\delta_\lambda f(X) = \sup \{f(x-y), y \in B\} \text{ - dilation- (A8)}$$

$$\varepsilon_\lambda f(X) = \inf \{f(x-y), y \in B\} \text{ -erosion- (A9)}$$

Erosion shrinks positive peaks. Peaks thinner than the structuring element disappears. It also expands the valleys and the sinks. Dilation produces dual effects.

3.2. Artículo aceptado a la revista *Quaternary Research* que concierne a la evolución fluvial y glacial Holocena en la Alta Cordillera de la cuenca del Río Elqui: *Late Pleistocene–Early Holocene paraglacial and fluvial sediment history in the Turbio valley, semiarid Chilean Andes.*



Contents lists available at ScienceDirect

Quaternary Research

journal homepage: www.elsevier.com/locate/yqres

Late Pleistocene–Early Holocene paraglacial and fluvial sediment history in the Turbio valley, semiarid Chilean Andes

Rodrigo Riquelme^{a,*}, Constanza Rojas^a, Germán Aguilar^{a,b}, Pablo Flores^{a,1}

^a Departamento de Ciencias Geológicas, Fac. de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Avenida Angamos 0610, Antofagasta, Chile

^b Laboratoire des Mécanismes et Transfert en Géologie, Université de Toulouse, 14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 10 November 2009

Available online xxx

Keywords:

Semiarid Andes

Late Pleistocene glacial advance

Paraglacial geomorphology

Holocene climatic changes

ABSTRACT

The transitional character of climatic conditions confers great relevance to paleoclimate studies in the semiarid region where glacial and Holocene geomorphologic records are scarce. Here we present the paraglacial and fluvial evolution of the Turbio valley (30°S) using both field observations and ¹⁴C AMS chronology. Two key sites at the uppermost Turbio valley show glacial margins which likely formed during the 17–12 ka Central Andean Pluvial Event and earlier 37–27 ka episodes associated with glacial advances reported elsewhere in the semiarid Andes. Likewise, two episodes of subsequent paraglacial response are identified: a first episode corresponds to early Holocene fine-grained deposits (~11,500–7800 cal yr BP) extending far downstream (>40 km) from the glacial margins. These deposits and coeval debris cones (~11,000–5500 cal yr BP) are the result of arid conditions with occasional runoffs that were unable to export sediments along the trunk valley. The second episode corresponds to disconformably overlying fluvial gravels extending ~70 km downstream from the glacial margin, indicative of an increase in the fluvial transport capacity occurring not long after 5500 cal yr BP. Fluvial transport increase resulted from a late Holocene shift to wetter climate conditions, representing a forcing factor which enhanced the paraglacial response.

© 2010 University of Washington. Published by Elsevier Inc. All rights reserved.

Introduction

During the last decade there has been a growing interest in the study of late Quaternary climatic changes (last glacial–interglacial cycles) and the glaciation history of the Central Andes (15°–30°S) (e.g. Veit, 1993, 1996; Grosjean et al., 1998; Kull and Grosjean, 2000; Ammann et al., 2001; Kull et al., 2002; Zech et al., 2006, 2007, 2008). In particular, last major glacial advances have been recorded and are relatively well dated (Zech et al., 2006, 2007, 2008). However, apart from the comprehensive regional work carried out by Paskoff in the early 70s (Paskoff, 1970) and the geomorphologic and paleopedologic work by Veit (1993, 1996), the documentation of both glacial and Holocene geomorphologic records from the semiarid region remains scarce.

The study area is located just south of the Arid Diagonal (Fig. 1A): a transitional zone where – to the north – precipitations occur during the summer and associated with the tropical monsoon season, whereas to the south rainfall concentrates mainly in the winter,

associated with the westerlies. Therefore the transitional character of climate conditions in this region confers great relevance to paleoclimatic studies, because we can predict a greater sensibility to past changes in climate records as a result of latitudinal shifting or changes in intensity of these rainfall regimes (Maldonado and Villagrán, 2006).

In this paper, we address the nature of the relationship between late Quaternary glaciations and the fluvial evolution of the Turbio valley using both field observations and ¹⁴C AMS chronology. Our goal is twofold: (1) to provide records of landscape changes during the late Pleistocene–Holocene and (2) to relate our results with paleoclimatic conditions currently under debate in the context of the semiarid Central Andes.

Methodology

Our study is based on detailed geomorphologic mapping which included Landsat ETM+ image and aerial photograph analysis of erosive and depositional glacial, glaciofluvial and fluvial landforms. A 30-day field survey allowed us to define the nature and main sedimentologic characteristics of these features and to identify their spatial and temporal relations.

Nine ¹⁴C samples were collected from carbon-rich layers within the observed landforms, constraining the chronology of the landscape evolution. Field samples were taken avoiding contamination with young carbon, and packed in aluminum foil packets. Standard procedures were

* Corresponding author. Fax: +56 55 355977.

E-mail addresses: rriquelme@ucn.cl (R. Riquelme), corojas@ucn.cl (C. Rojas), gaguilar@ucn.cl (G. Aguilar), pfc002@hotmail.com (P. Flores).

¹ Present address: Sociedad Minera Isla Riesco, Avenida El Bosque Norte 500, piso 19, Las Condes, Santiago, Chile.

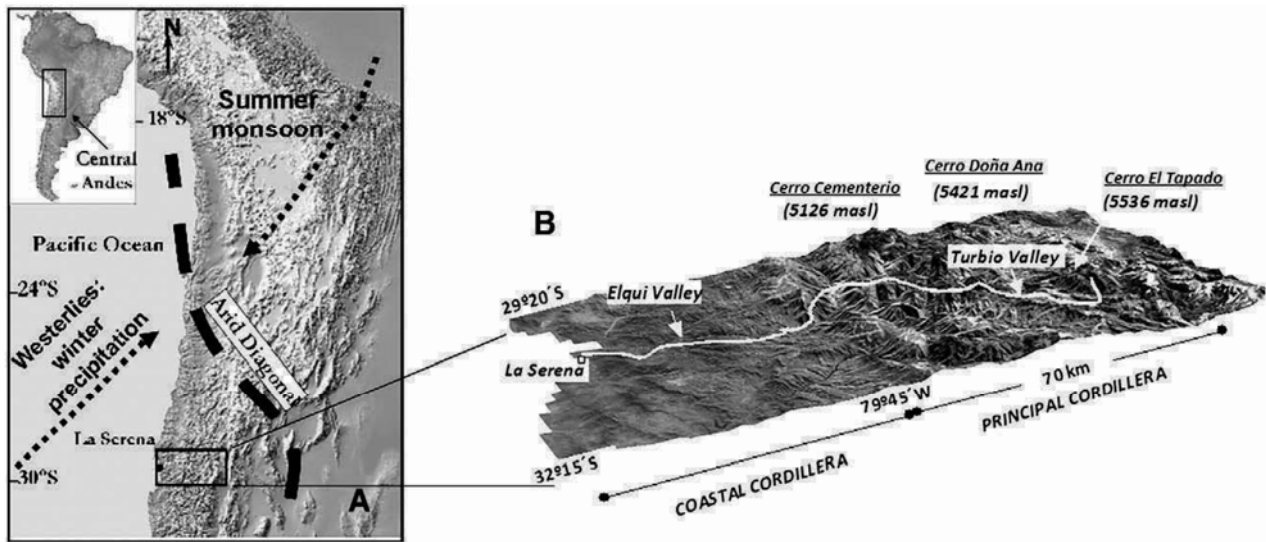


Fig. 1. A – Location of the study area. Main atmospheric circulation systems providing moisture to the arid and semiarid Andes are shown with dashed arrows. Thick black dashed line indicates the current Arid Diagonal position. B–Block diagram of a Landsat TM image draped over a DEM (vertical exaggeration 4X, NE-view) showing the two main physiographic units of the semiarid Andes separated by the Vicuña reverse fault. Solid white line shows the Turbio and Elqui valleys. White square indicates the city of La Serena at the coast.

carried out at the Beta Analytics Radiocarbon Dating Laboratory (Miami, USA). All collected samples correspond to bulk organic sediment and were acid washed. Peat and charcoal fractions were analyzed separately for two of the samples. Calibrated radiocarbon ages were determined with the calibration procedure published by Stuiver and Reimer (1993; version 5.0) and use the INTCAL98 dataset (Stuiver et al., 1998). Resulting calibrated ages are presented as 2 sigma ranges in Table 1. Ages ranges discussed in the text are the '100%-probable' age ranges.

Geomorphologic and climatic setting

The study region encompasses the ~6000 km² Turbio valley (29°20'S–32°15'S), one of the two main tributaries of the Elqui river at the Principal Cordillera of the semiarid Central Andes (Fig. 1B). Average summits in the area range between 4000 and 4500 masl, higher ones – >5000 masl – are located to the east (Co. Doña Ana, Co.

Cementerio) and along the Chile–Argentine drainage divide (e.g. Co. El Tapado) (Fig. 1B) whereas lower summits (~3500 masl) are restricted to the western side of the Principal Cordillera. Old pediment surfaces crowning the higher interfluvies have been widely described in this part of the Principal Cordillera and are considered as the relics of a Tertiary “matureland” (Paskoff, 1970). The youngest of these pediment surfaces is sealed by a 5.8 Ma K–Ar ash level (Nasi et al., 1990) defining a maximum age for the fluvial vertical incision onset that forms the current Turbio valley. Younger landscape features recognized in the area reflect a late Quaternary geomorphologic evolution driven by glaciations which is the main focus of this study.

Present-day climate conditions in the area are mainly controlled by the westerly regime related to the Southern Pacific anticyclonic circulation system (Garreaud et al., 2008) with precipitations dominantly occurring in winter (between May and September). Annual precipitations are strongly orography-dependent and range

Table 1
Radiocarbon dates from the study.

Sample #	Material	13 C/12 C ratio	¹⁴ C yr BP	s.d.	(2 σ) cal age ranges	Relative area under distribution
VE1-171204-2	Organic sediment	–19,7	13,710	90	16,770–15,930	1
VE1-171204-3	Peat	–13,1	13,250	90	16,140–15,300	1
VE1-171204-3	Organic sediment	–17,7	12,890	80	15,550–14,950	1
VE1-191204-4(a)	Organic sediment	–26,2	9470	70	11,080–10,920 10,890–10,550 10,530–10,520	0.24 0.75 0.01
VE1-191204-4(b)	Charred material	–24,7	8990	60	10,240–10,110 10,090–9920	0.61 0.39
VE1-211204-1	Organic sediment	–25,4	8840	60	10,170–9700	1
VE1-211204-2	Organic sediment	–26,4	8430	60	9530–9370 9360–9300	0.86 0.14
VE3-170106-2	Organic sediment	–26,8	7310	60	8300–8260 8250–8240 8210–8000	0.05 0.01 0.94
VE3-170106-3	Organic sediment	–22	5080	50	5920–5710 5670–5660	0.99 0.01
VE3-210106-1	Organic sediment	–24	6850	60	7820–7810 7800–7580	0.02 0.98
VE3-210106-2	Organic sediment	–25	9820	70	11,590–11,560 11,400–11,090	0.01 0.99

Calibrated calendar dates and their associated probabilities were obtained using the CALIB (version 5.0) program (Stuiver and Reimer, 1993) available at <http://calib.qub.ac.uk/calib/> and the INTCAL98 dataset (Stuiver et al., 1998).

Please cite this article as: Riquelme, R., et al., Late Pleistocene–Early Holocene paraglacial and fluvial sediment history in the Turbio valley, semiarid Chilean Andes, *Quat. Res.* (2010), doi:10.1016/j.yqres.2010.10.001

between only 25 mm/year in coastal areas to ca. 300 mm/year in the cordillera (Favier et al., 2009). In the high Principal Cordillera, air is extremely dry with a <40% relative humidity and cloud free conditions most of the year. Mean annual temperatures reach -0.4°C and daily temperatures range between -12 and 10°C (4200 masl) at the El Tapado glacier (Kull et al., 2002).

Results

Glacial features

Alpine glacial landscape features are recognized in the Turbio valley at La Laguna and El Tapado areas (Fig. 2). Intersections of glacial

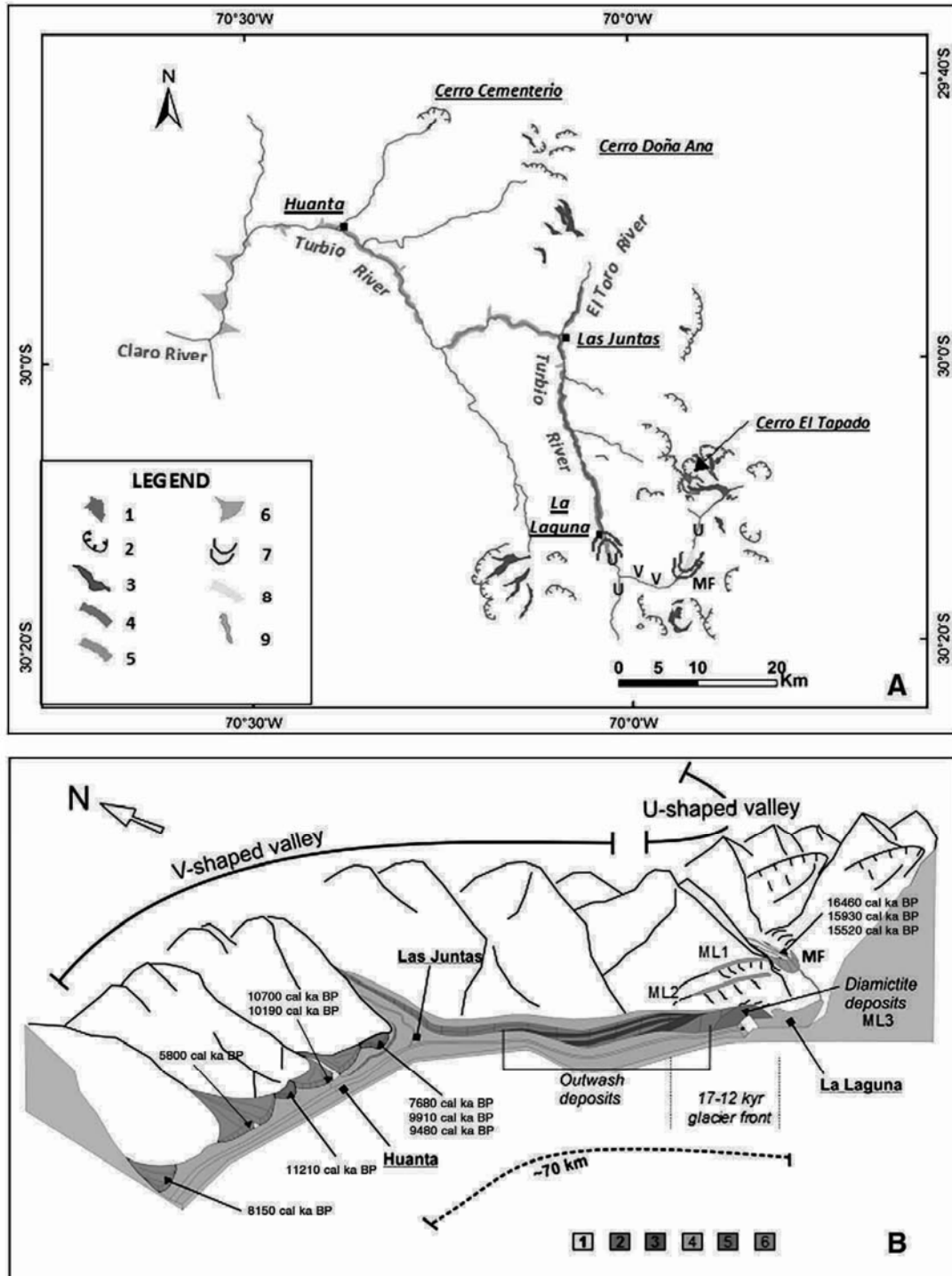


Fig. 2. A – Geomorphologic map of the Turbio valley. Solid black squares indicate the main localities. 1 – El Tapado glacier, 2 – cirque, 3 – diamicite deposits, 4 – outwash and gravel deposits, 5 – fine-grained deposits, 6 – debris cones, 7 – ancient glacial margins, 8 – lacustrine deposits, 9 – La Laguna reservoir. Units 4, 5, 6 and 7 have been exaggerated with respect to the map scale. At La Laguna tributary small U, V symbols indicate U-shaped and V-shaped valleys. B – Block diagram sketch showing the glacial and paraglacial landforms at the Turbio valley in a NE-view (out of scale). Landforms from the uppermost part downstream include: (1) lacustrine succession enclosed by the frontal moraine (MF) placed 8 km downstream of El Tapado Glacier. (2) Lateral moraines (ML1, ML2) and (3) ML3 diamicite deposits that form the La Laguna former glacier front. (4) Outwash deposits overlain by fluviually reworked gravel infill. (5) Fine-grained infill and (6) debris cones. It includes main localities referred to in the text and sites of radiocarbon dating.

Please cite this article as: Riquelme, R., et al., Late Pleistocene–Early Holocene paraglacial and fluvial sediment history in the Turbio valley, semiarid Chilean Andes, *Quat. Res.* (2010), doi:10.1016/j.yqres.2010.10.001

cirques define semicircular (e.g. Cerro El Tapado) to linear saw-toothed divides that are up to 10-km-long (Fig. 2). Breached divides located between convex peaks indicate that the ice cap development was sufficient to generate diversion in some pre-glacial valleys but not enough to generate sharp pyramidal peaks in all the higher mountains. Ice-faceted spurs aligned between lateral hanging troughs can be clearly recognized downstream from Cerro El Tapado and upstream from La Laguna. At present, the Turbio valley hosts only one single, small, 1.5 km², cirque glacier (El Tapado glacier, Fig. 2).

Two key sites exposing moraine systems associated with ancient glacial margins, located more than 20 km apart, are recognized along the Turbio valley (Figs. 2 and 3). The first site, in the most upstream position (3700 masl), is located ~8 km downstream from Cerro El Tapado. There, a single frontal moraine reaching more than 50 m above the current river floor, extends ~0.5 km along-valley and occurs as a 0.6-km-long lateral moraine up-valley (frontal moraine MF in Figs. 2 and 3A). An up to 15-m-thick, light-brown coloured, fine-grained succession overlies the moraine and is recognized for ~1.5 km upstream. It consists of up to 10-cm-thick clay and silt beds deposited in a lake dammed by the downstream frontal moraine. Three ¹⁴C AMS dates were obtained from this lacustrine succession: a date of 13,710 ± 90 ¹⁴C yr BP (sample VE1-171204-2; Table 1) from an organic mat interbedded in the middle part of the succession, and two dates (sample VE1-171204-3), from peat (13,250 ± 90 ¹⁴C yr BP) and organic sediment fractions (12,890 ± 80 ¹⁴C yr BP) of an organic mat located 200 m down-valley and several meters up-sequence the previous sample (Figs. 2 and 3A). These two samples, although located 200 m apart, have similar ¹⁴C dates and calibrated ages overlap at 2 sigma. Additionally, peat and organic sediment fractions dates for sample VE1-171204-3 also overlap at 2 sigma; the former considered – after an acid-base treatment – as the primary age of deposition; whereas the latter may also include secondary carbon related to ¹⁴C hard water effects (Broecker and Walton, 1959). Agreement among these three dates indicates they represent the timing of lacustrine deposition.

The second site is located farther downstream at La Laguna (3150 masl; Fig. 2) and comprises three glacial features. Two lateral

moraine arcs are present at the western slope of the valley. The highest moraine arc (ML1 in Fig. 3C) develops for 1 km along the valley with its top surface reaching ~250 m above the valley floor and located ~80 m above the top surface of the second moraine arc (ML2 in Fig. 3C). This latter moraine arc is inset into the former and extends for 1.5 km along the valley having a wedge-shaped geometry that thins downward. Non-stratified non-sorted diamictite deposits with a hummocky surface morphology are inset into the second moraine arc and are recognized for 0.8 km from La Laguna down-valley (drift in Fig. 3C). These deposits contain striated rounded clasts indicative of a till deposit without significant reworking. In cross-section they show a downstream-oriented wedge-shape geometry, which Paskoff (1970) interpreted as the frontal talus of a moraine (Fig. 3C). The diamictite's position coincides with a marked change in the valley morphology: upstream, the valley is wider and has a relatively smooth U-shaped morphology whereas downstream a V-shaped morphology with a deep river gorge. Note that the diamictites were described by Abele (1984) as reworked till deposited by a landslide that occurred after ice retreat. The geomorphologic setting and the sedimentologic properties, however, corroborate that they are remnants of a hummocky, frontal moraine (ML3 Fig. 2B) younger than ML1 and ML2 (Bloom, 1998 p. 162). The current river incision into the diamictites reaches 90 m deep, and a small lake remained just upstream until historical times. However, early last century the river was artificially dammed to form the current La Laguna water reservoir.

No previous geochronologic data is available for the glacial landforms at the Turbio valley, although evidence for late Quaternary glacial advances in the semiarid Andes has been recognized north and south of the study region. Immediately to the north, at the Encierro valley (29°S), ¹⁰Be exposure ages on moraine clasts indicate that major glacial advances occurred between 16 and 12 ka and eventually as far back as ~27 ka (Zech et al., 2006, 2008). Younger glacial advances (~3000 ¹⁴C yr BP) have been described in this valley (Grosjean et al., 1998); however they typically extend only a few kilometres downstream from the glacial cirques and correspond to

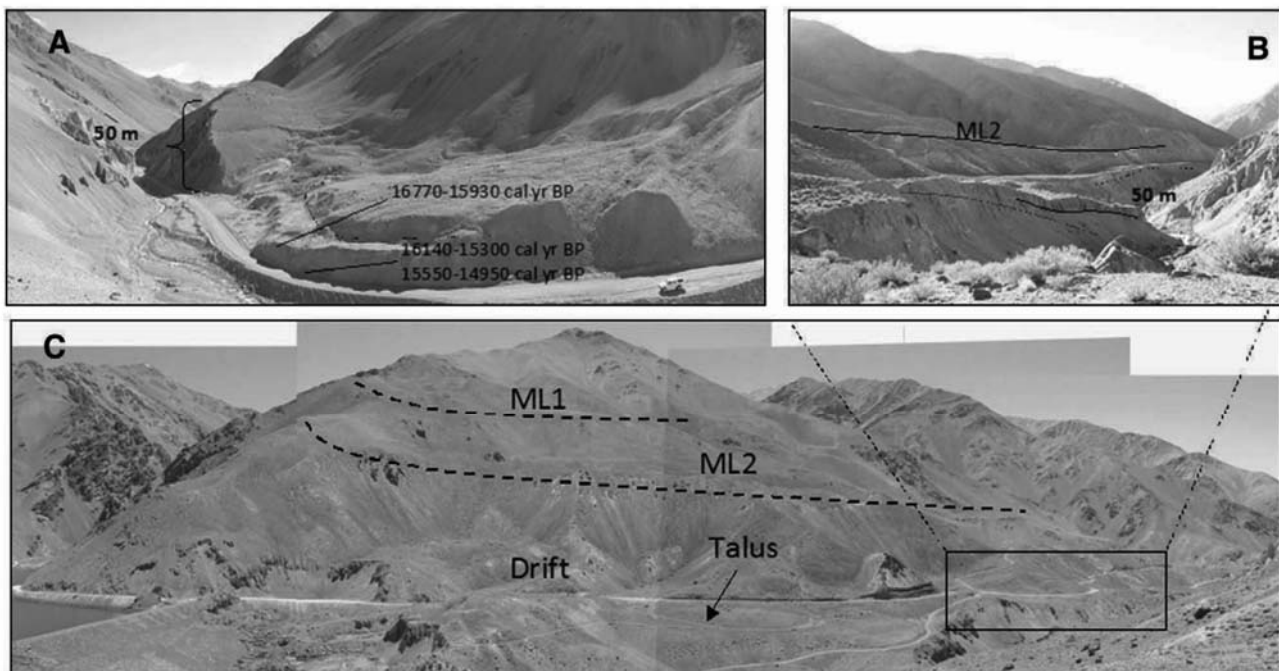


Fig. 3. A – Frontal moraine located ~8 km downstream from El Tapado glacier, at the upper part of La Laguna tributary. The moraine encloses a lacustrine succession where three ¹⁴C AMS ages were obtained (VE1-171204-2, VE1-171204-3 respectively, and Table 1) and is overlain by an alluvial cone. B – View of the La Laguna glacial margin at the western slope of the river, with ML1 and ML2 representing the higher and lower moraine arcs. Glacial drift just downstream from the La Laguna water reservoir probably representing a hummocky ground moraine. Glacial drift inset against ML2 forming a downstream dipping talus. Rectangle on the right side indicates the transition between drift and outwash deposits detailed on photograph C. C – Outwash deposits showing crude stratification and overlapping the glacial drift. Thickness increases abruptly downstream.

recessional moraines much smaller than those observed at the Turbio valley. South of the study area, at the Cordon Doña Rosa (~31°S), exposure ages evidence several glacial advances which occurred between 16.8 ± 1.7 and 13.4 ± 1.4 ka, whereas a much more extensive glaciation was dated at 37 ± 3 ka (Zech et al., 2007, 2008).

Taking into account the oldest and youngest ages, a range of 17 to 15 ka is assumed for the lacustrine deposits. Consequently an age slightly older than 17 cal ka BP can be assigned to the frontal moraine (MF) located at the uppermost site, showing agreement with the last glacial advance pointed out by Zech. At La Laguna site, the size, distance and distribution of the ML1 and ML2 moraines with respect to the nearest glacial cirques are comparable to those described for older (37 or 27 ka) recessional systems at the Encierro and Cordon de Doña Rosa areas (Zech et al., 2006, 2007, 2008). On the other hand the age of moraine ML3 is arguable. However, our field observations indicate that the uppermost Turbio valley includes two main NS oriented U-shaped valleys (upstream of MF and at La Laguna, respectively) joined by a 4-km-long, EW-oriented V-shape incised segment (Fig. 2A). Distances of frontal moraines MF and ML3 to respective glacial cirques are similar ~14 km. Additionally, frontal moraine ML3 gives way to valley infill sedimentary associations deposited not much later than the 17–12 glaciations suggesting they are the result of an active front. Based on these criteria, we propose that the age of frontal moraine ML3 is similar to that of the MF frontal moraine i.e. 17–12 ka.

Outwash deposits

The hummocky ML3 deposits grade downstream to onlapping debris flow deposits showing increasing thickness, abruptly reaching at least 50 m only 200 m down-valley. They exhibit crude stratification and steep dips of 5° which gradually turn horizontal downstream (Fig. 3B). Deposits comprise massive and non-sorted diamictos that quickly grade down-valley to a slightly normal-graded series consisting of granule-to-boulder very-angular diamictos occasionally with up to 1-m-diameter clasts. These diamictos are non-sorted, mainly matrix-supported, and form 10-m-wide and 10 to 50-cm thick non-erosive to gently erosive-based open lenses. The matrix is mainly formed by fine sand, clay and minor amounts of coarse sand.

Based on their geometry and proximity to a former ice-glacier margin Paskoff (1970) interpreted these deposits as sediments released from ice, probably by melting. Bedding and sedimentary facies indicate they are the result of repeated debris flow-transported diamicton. Thus they can be interpreted as a valley outwash train (valley sandar), a landform frequently considered as formed not much later after the initiation of ice-glacier retreat (Bloom, 1998).

Fine-grained infill

A poorly cohesive fine-grained succession is recognized for a ~40 km stretch from Las Juntas downstream (Figs. 2 and 4). These fine-grained deposits include silt, fine sand, clay and organic mats to the base with coarse sand to pebble gravel lenses dominantly to the top. Occasionally contorted bedding indicative of wet-sediment deformation and important erosion is observed prior to the overlying gravel infill deposition. At Huanta, a 7-m-high terrace of fine-grained sediments intertongues with the basal levels of a 15-m-high debris cone toe section (see two following sections).

The succession is best exposed approximately 3 km downstream from Las Juntas where it reaches >10-m-thick and is directly deposited over bedrock ~5 m above the present river floor (Fig. 4A). The upper third consists of five 30-to-60 m-thick gravel beds with lensoid cross-sections indicating deposition in a fluvial channel. The lower two thirds of the sequence consist mainly of alternating silt and fine sand layers. Beds are 5 to 50 cm thick horizontally laminated and laterally continuous, showing sheet-like geometries with planar non-

erosive to very gently erosive basal surfaces with abundant branching rootlets (Fig. 4A). Two horizons of alternating 3-to-10-cm thick clay beds and organic mats reaching up to 2-m-thick occur at the bottom and top. Clay horizons locally exhibit blocky structures probably indicating desiccation events. Thin section 10–40× reflected and transmitted light microscope analysis of clay and silt levels indicates that main composition is clay minerals, quartz, feldspars and minor lithic fragments with no reaction to 30% HCl, and absence of diatoms.

Sheet-like geometries and planar non-erosive to very gently erosive basal surfaces in silt and fine sand beds suggest they are the result of over-bank deposition. Over-bank deposits are interpreted as sheet flows by overtopping of banks during flood stages (e.g. Miall, 1985) where fine lamination can result from relatively rapid deposition (Smith, 1990). Silt and fine-sand interbedding could be interpreted as the result of periodic variation in fluvial discharge (Fielding, 1986) whereas preservation of root traces implies occasional colonization by vegetation between flood events. The dominant occurrence of over-bank deposits indicates prolonged vertical accretion on the floodplain by a suspended-load dominated river (Gao Cunhai, 2004). On the other hand the dominantly gravel character suggests that increasing fluvial transport capacity characterizes the depositional environment of the uppermost part of these deposits.

Sample (VE3-210106; 6850 ± 60 ^{14}C yr BP; Table 1) belongs to the uppermost horizon of alternating clay and organic mats, immediately under the dominantly gravel beds at the best exposed site (Fig. 4A). Samples VE1-211204-1 (8840 ± 60 ^{14}C yr BP; Fig. 4C) and VE1-211204-2 (8430 ± 60 ^{14}C yr BP), correspond to organic horizons from the base, located ~4 and ~6 km downstream from Las Juntas, respectively. Farther downstream, a ^{14}C AMS date of 9820 ± 70 ^{14}C yr BP (sample VE3-210106-2; Table 1; Fig. 4B) was obtained from an organic mat at the base of a 5-m-thick section perched on the valley flanks, ~10 m above the current river channel. These dates are consistent with our stratigraphic observations and no inversions are observed at 2 sigma, therefore they are considered reliable and representative of the deposition ages. Thus, an age of ~11,500 cal yr BP can be considered for the near base of the fine-grained and ~7800 cal yr BP for the shift from over-bank to dominantly gravel deposition.

Debris cones

The Turbio valley, from Las Juntas downstream to its junction with the Claro tributary, is flanked by outwashed bedrock locally showing a thin hillwash cover at the mountain foothills. However, eleven moderately steep (10–12°) debris cones at the outlet of intermediate and small tributary catchments are recognized along this segment (Fig. 2). Two of these debris cones are fed by tributaries with drainage areas of 140 km² and 270 km², respectively, and with basin reliefs higher than 2900 m. These catchments have glacial cirques at their upper parts with U-shaped valleys extending for 30 km (Fig. 2). In contrast, the other nine debris cones are fed by rather small tributary catchments showing a morphology for which glacial erosion can be ruled out. Drainage areas range between 11 and 80 km² with basin reliefs ranging between 1150 and 2550 m, and with linear to simple-concave-upward fluvially eroded longitudinal channels having lengths from 6 to 21 km.

All debris cones show both, fan-head trenching and toe vertical incisions that can reach ca. 30 m deep. Debris-cone toe sections range from 0.5 to 2 km wide and exhibit poorly sorted, mainly matrix-supported, pebble–cobble size, locally boulder size gravels (up to 70-cm in diameter). Deposits are crudely bedded, massive to weakly inversely graded, and form planar-stratified non-erosive to gently erosive-based beds up to 3-m-thick and several tens of meters wide. Interbedded within the gravel beds, coarse-grained sand levels up to 2 m thick, commonly planar laminated, are recognized in some places. No channel-fill features are recognized within the debris-cone

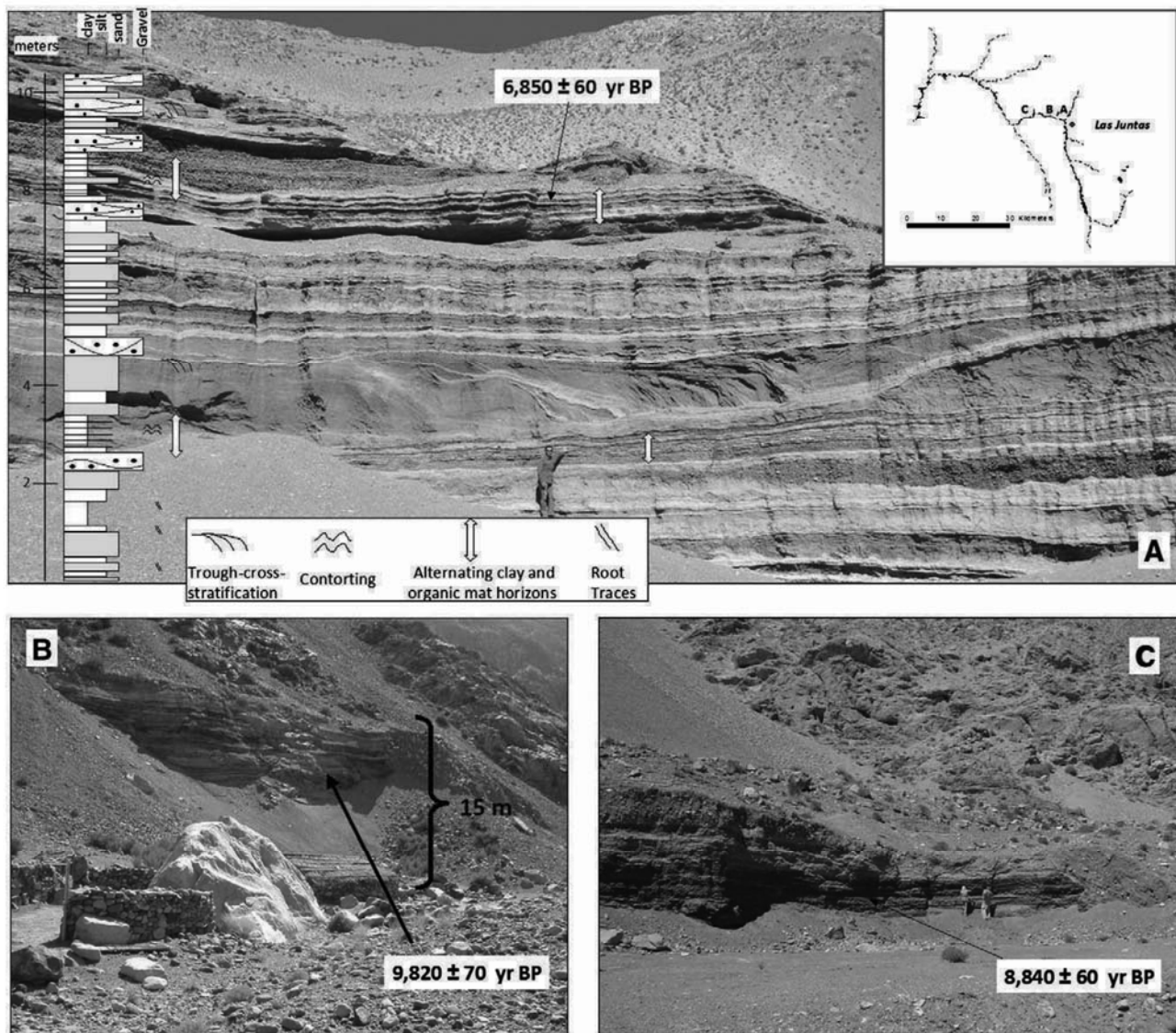


Fig. 4. A – Photograph showing the fine-grained stratigraphic section where best exposed. Upper third is mainly conformed by clast-supported gravels, horizontally stratified with well-rounded clasts. A bed exposed at the middle part of the section, reaches up to 2 m thick and >20 m wide, and comprises massive to horizontally laminated coarse gravels that grade vertically and horizontally to trough-cross-stratified granule-to-pebble gravels. Lower two thirds correspond to silt and fine sand layers. Silt beds are 5 to 30 cm thick, white or yellow and finely and horizontally laminated. Fine sand beds are reddish gray, 10 to 50 cm thick, massive or horizontally laminated. B and C photographs of fine-grained deposits downstream from Las Juntas indicating the sites of the radiocarbon dating. Upper right: Turbio river scheme showing locations of A, B, and C with respect to Las Juntas.

sections indicating they are exclusively the result of repeated debris flow deposition.

Organic horizons within three debris cones fed by small catchments yielded four ^{14}C AMS ages (Table 1). At Huanta, the basal levels of a 15-m-high debris-cone toe section intertongues with the fine-grained infill. Two dates from this site are almost identical (VE1-191204-4a and b; 9470 ± 70 ^{14}C yr BP and 8990 ± 60 ^{14}C yr BP, respectively). 15 km downstream, an age of 5080 ± 50 ^{14}C yr BP was obtained 6 m down-section of a 20-m-high debris cone toe incision (sample VE3-170106-3), whereas close to the Turbio and Claro river junction, sample (VE3-170106-2) from the upper third of a 30-m-thick debris-cone section yielded an age of 7310 ± 60 ^{14}C yr BP. Therefore a date of 11,080–10,520 cal yr BP (VE1-191204-4a) can be postulated near the base of the debris-cone deposition, and a date of 5920–5660 cal yr BP for near the top of these deposits.

Fluvially reworked gravel infill

The outwash deposits of La Laguna grade to gravel infill deposits that can be followed downstream for more than 70 km (Figs. 2 and 5).

Approximately 4 km down-valley the infill forms a 25-m-high valley-side terrace consisting of unsorted crudely stratified, granule-to-cobble size, angular gravels reflecting debris flow material probably belonging to a distal part of the outwash. These deposits are overlain by up to 2-m-thick strictly fluvial deposits represented by single storey, concave-up, erosive-based 3-m-wide and 10-cm thick channel-fill sub-rounded gravels (Fig. 5A). A gradual increase of fluvial gravels with respect to debris flow deposits is observed downstream. Two valley-side terrace levels with elevations varying between 5 and 10 m-high are identified farther down-valley from Las Juntas, and for ~14 km downstream. They consist of fluvial deposits with minor amounts of debris flow deposits (Fig. 5B). Terrace heights decrease steadily downstream approaching the current river bed, where they form only a 2-m-high terrace at Huanta (Figs. 2 and 5C).

The gravel infill deposits derive from the erosion of Tertiary volcanic rocks outcropping in the upper glaciated La Laguna basin. Down-valley, the blue-grey color of these deposits strikingly contrasts with the white landscape background as they cross the granitic Paleozoic substratum. These deposits represent a progradating sedimentary succession resulting from fluvially reworked glacial

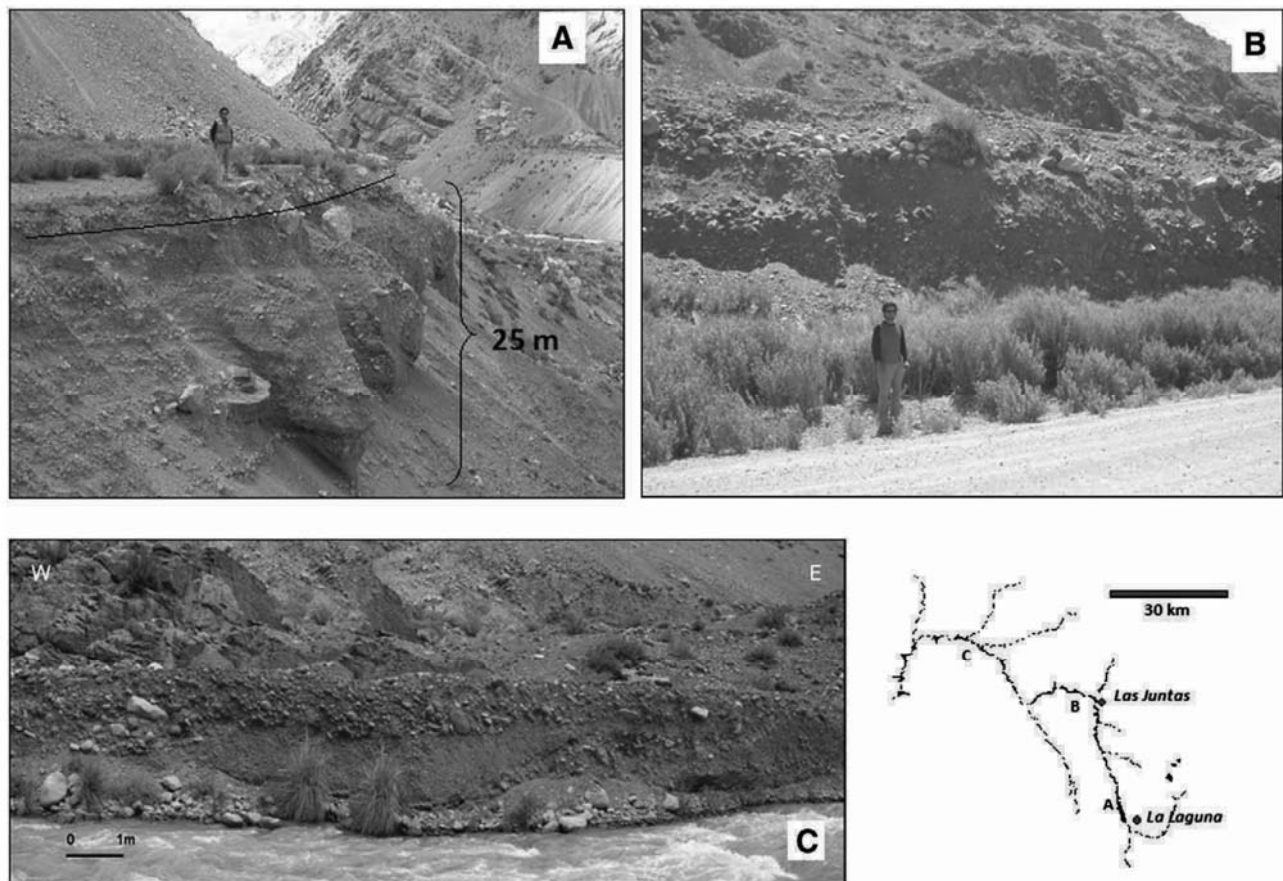


Fig. 5. Fluvial terraces formed on the Holocene gravel infill along the Turbio valley. A – Glacigenic sediments near La Laguna: the deposits consist, from the base to ~15 m upward, of crudely stratified pebble-to-cobble angular gravels, moderately to well sorted and commonly clast-supported. They grade upwards to interbedded pebble sandstones (with clasts up to 5 cm in diameter) to granule gravels and coarse sand occurring as 10 to 70-cm thick beds. Beds are 2 to 7 m wide and have a sheet-like to thin lenticular cross-section shape. Inverse grading, parallel and cross-lamination, along with alternating coarse-grained (granule gravels) and fine-grained (coarse sand) are commonly visible. The uppermost ~2 m correspond to pebble-to-boulder size (up to 50-cm diameter clasts) channel-fill sub-rounded gravels. B and C – Fluvially reworked glacigenic sediments: fluvial sedimentary facies commonly correspond to channel-fill well-rounded gravels interbedded with coarse sand beds. Channel fill comprises pebble-to-cobble grade, clast-supported and well-rounded gravels, 0.5 to 1 m thick and up to 10 m wide, exposing imbrication and normal grading. Coarse-grained sand beds are laminated to thin bedded (up to 10 cm thick), some cross-laminated, and reach up to 50 cm thick. Bottom right: Turbio river scheme showing locations of A, B and C with respect to La Laguna and Las Juntas.

sediments progressively younger downstream: close to La Laguna they probably deposited not much later than the outwash deposition. Few kilometers down-valley from Las Juntas, they disconformably overlie the fine-grained deposits; consequently are younger than > 7820–7580 cal yr BP whereas at Huanta they are inset again the debris cone deposits (>5920–5660 cal yr BP).

Discussion

Valley infill in the context of the paraglacial cycle

A general model accounting for Pleistocene to Holocene aggradation–incision cycles and changes in river styles following climatic changes has been developed for a wide range of basins around the world (see Fuller et al., 1998; Rose et al., 1999, for a synthesis, Macklin et al., 2002; Gao Cunhai, 2004; Raj, 2007). Although the model was conceived for areas with an important vegetation cover, it holds that the overall pattern of river aggradation–incision is primarily controlled by variations in runoff and sediment supply; tectonics, high relief or glaciated basins play a secondary role favouring the creation and preservation of high-resolution record of river response to climate changes (Macklin et al., 2002). In this model river aggradation phases occur during cool dry periods when forests are replaced by steppe vegetation favouring hillslope erosion and resulting in increased rates of sediment delivery to the river trunk. Conversely, in warm, wet periods, the return of tree cover in response to

increasing temperatures reduces hillslope runoff resulting in a decline of sediment delivery to the river trunk and precipitating channel bed incision.

At present, the Turbio valley exposes bedrock incision with minor coarse colluvium and alluvium deposition. Vegetation cover is almost absent above 2000 masl and was probably even less abundant during the early Holocene, considering the drier climatic conditions at that time (e.g. Villagrán and Varela, 1990; Veit, 1996; Grosjean, 2001; Maldonado et al., 2005; Maldonado and Villagrán, 2006). Thus, the Holocene aggradation–incision evolution for the Turbio valley and the location of the fine-grained deposits requires an alternative sediment source: upstream fine-grained sediments from former glaciations generated from the exposure of fresh and poorly consolidated deposits to non-glacial subaerial conditions (e.g. Church and Slaymaker, 1989; Ashmore, 1993). Sediment composition indicates they derived from the fluvial erosion and transport of volcanic rocks at the glaciated basin facilitated by the availability of meltwater with 14 AMC ages confirming such early glacial retreat period.

The later incision of the fine-grained deposits should result from either a reduction in sediment supply rate and/or a climatically induced increase in stream discharge. Reduction of sediment supply can result from a decreasing availability of glacigenic sediments from the upper glacial basin. However, erosion of the fine-grained deposits was accompanied by gravel deposition – gravels coming from fluvial reworking of coarse glacigenic sediments – suggestive rather of a fluvial transport capacity increase. Therefore, a shift to wetter climatic

conditions with subsequent increase of fluvial transport capacity must have occurred at ~7.8 cal ka BP. Consequently the fine-grained and the subsequent fluvially reworked gravel infill represent two successive episodes of the Turbio paraglacial fluvial evolution.

A paraglacial process is a term coined by Church and Ryder (1972) and later referred to by numerous authors (see Ballantyne, 2002 for a review). The term refers to all non-glacial processes that are directly conditioned by glaciations, including fluvial processes occurring down-valley. The dominant component of paraglacial fluvially reworked sediments may shift from primary glacial sources such as till to secondary sources comprising already reworked glacial sediments located down-valley. This shifting protracts the paraglacial cycle long after the initiation of the ice-glacier retreat and paraglacial fluvial reworking is likely to continue for as long as glacial sediments are accessible to fluvial transport (Church and Ryder, 1972).

Comparison of paleoclimatic records

Glacial margins

The glacial margin of the frontal moraine MF and probably that of the ML3 hummocky frontal moraine at La Laguna, likely formed during the 17–12 ka glacial advance episode reported for the semiarid Andes (Zech et al., 2006, 2007, 2008). Chronologic and palaeohydrological records available for the entire Central Andes indicate that this glacial advance episode resulted from a period of increased precipitation that was synchronous with lake transgression phases in the Bolivian Altiplano north of the Arid Diagonal (Tauca: 14–18 ka, and Coipasa: 11–13 ka, e.g. Sylvestre et al., 1999; Placzeck et al., 2006). During approximately this same time span (16.2 and 10 cal ka BP) wetter conditions have also been inferred from fossil midden records and paleowetlands studies along the Atacama Desert as south as 25.5°S (Betancourt et al., 2000; Rech et al., 2002; Maldonado et al., 2005; Latorre et al., 2006; Quade et al., 2008; Fig. 6). The wide-

regional synchronicity of this wetter episode points to a period of strengthening of the South American Monsoon known as the “Central Andean Pluvial Event” (CAPE, Quade et al., 2008). New ¹⁴C ages presented here (Fig. 3) support the 17–12 ka glacial advance previously proposed from cosmogenic exposure dates in the semiarid Andes (Zech et al., 2006, 2007, 2008). Our geomorphologic observations highlight the supraregional nature of the CAPE, which apparently reached as far south as 30°S having important consequences in the later Holocene landscape evolution.

Valley infill and debris cones

Early Holocene valley infill features such as the fine-grained deposits with organic-rich layers, similar ¹⁴C ages, on equivalent positions with respect to the 15–11 ka glacial margins, and overlying gravel deposits, have been documented elsewhere in the semiarid region ~300 to 400 km to the north (Veit, 1996; Riquelme et al., 2010). Thus, paleoclimatic conditions inferred from these infill episodes apply to the entire region.

As previously suggested fine-grained deposition occurs during the early Holocene (11,500–7800 cal yr BP) as a result of increased sediment supply but also from reduced stream discharges compared to those controlling the subsequent Holocene valley evolution; such stream discharges induced by climatic changes. Reduced discharges are consistent with late Pleistocene to early Holocene drier conditions reported for the Central Andes between the Bolivian Altiplano and south-central Chile (e.g. Villagrán and Varela, 1990; Veit, 1996; Grosjean, 2001; Maldonado et al., 2005; Maldonado and Villagrán, 2006). In the Atacama Desert – where the summertime rainfall regime prevails – early Holocene drier conditions are evidenced by relatively reduced vegetation abundance and deeper water tables (Fig. 6; Betancourt et al., 2000; Rech et al., 2003; Latorre et al., 2002, 2006). Although paleoclimate records from the Salar de Punta Negra region suggest the CAPE began at ca. 17 ka – but may have terminated as late as 8 ka (Quade et al., 2008) – our data supports a change to dryer

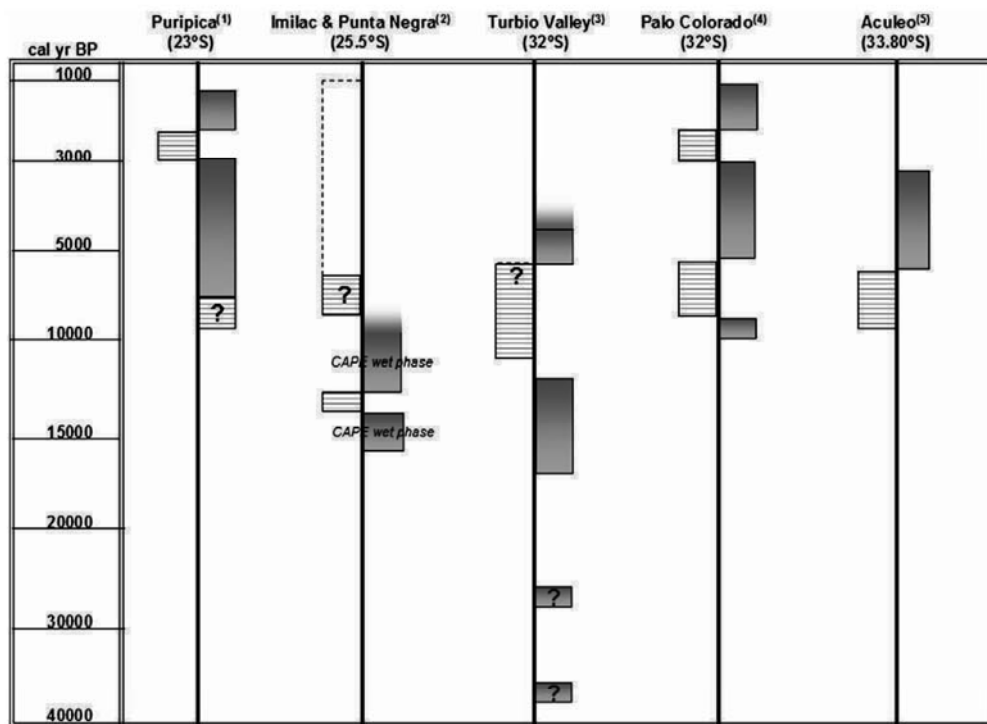


Fig. 6. Overview of climate changes for sites currently under summertime (Puripica and Salar de Punta Negra) and wintertime (Palo Colorado and Aculeo) rainfall regimes. At the centre: summary for the Turbio valley as described in the text. Horizontal hatch indicates periods of arid conditions whereas solid grey indicates wet conditions. Vertical scale is expressed in arbitrary units of time. (1) Rech et al., 2003; (2) Quade et al., 2008; (3) This study; (4) Maldonado and Villagrán, 2006; (5) Jenny et al., 2002.

conditions at ~11 ka for the semiarid region. Similar dry conditions are recorded to the south at Palo Colorado and Laguna Aculeo some 1–2 ka later (Fig. 6; Maldonado and Villagrán, 2006). In fact, south of the Arid Diagonal, at ~34°S Lat., Aculeo low lake levels during the early and mid-Holocene also indicate a pronounced aridity which is reflected in pollen records (Fig. 6; Heusser, 1990; Jenny et al., 2002).

Late Pleistocene to early Holocene drier conditions can also account for down-valley debris-cone deposition at the outlets of tributary catchments, far from the influence of former glaciations. They are product of repeated debris flows and sporadic heavy rain events (Cooke et al., 1993, chapter 12) where runoff was capable to transport sediments to the tributary catchment outlets; although unable to transport them all along the trunk valley. Such episodes are frequent in arid climates as recorded today >400 km northward, in the Atacama Desert.

Incision and gravel infill

As previously stated, ending of fine-grained deposition and beginning of incision and gravel infill occurs somewhere ~7.8 cal ka BP. This age agrees with the onset of soil development in the semiarid region (Veit, 1996) and is equivalent with ¹⁴C ages recently obtained from the top of similar fine-grained deposits outcropping ~300 km northward, at the El Transito valley (Riquelme et al., 2010). Interestingly, this age concurs with a change in climatic conditions along the Atacama Desert where different interpretations exist. Several authors (Wirrmann and Mourguiart, 1995; Valero-Garces et al., 1996; Grosjean et al., 1997a) agree that a change to drier climatic conditions is evidenced by mid-Holocene low level lakes in the Altiplano between 16° and 24°S. Droughts and reduced stream flows result in recurrent episodic debris flows that dam the ephemeral rivers and allow mid-Holocene (7000–3000 ¹⁴C yr BP) fine-grained deposition in the high Andes (Grosjean et al., 1997a, 2001). In contrast, Rech et al. (2003) reinterpret these deposits as formed in a wetlands environment as the result of rising water tables during wetter – not dryer – climatic conditions. Wetter climate conditions at that time are also supported by fossil rodent middens (Betancourt et al., 2000; Latorre et al., 2002, 2003).

Our interpretation on the key factors controlling the incision of fine-grained deposits and subsequent gravel deposition supports a change to wetter climate conditions during the mid-Holocene; however, it also suggests that the Turbio valley was under the summer rainfall regime at that time. In fact, as currently occurs in the Atacama Desert, the summer rainfall regime probably provided moisture only to the trunk valleys draining the higher cordilleran basins, whereas sporadic heavy rains associated with dry conditions continued to affect the tributary basins at lower altitudes. Thus, arid conditions probably continued during the mid-Holocene, after ~5.5 cal ka BP, as suggested by the younger ages from the lower altitude debris cone deposits.

Subsequent debris cone incision resulted from significant increase in runoff allowing sediment exportation along the trunk valley. South of the current Arid Diagonal, multiproxy palaeoclimate records from lake sediments at 33.9°S, provide detailed evidence for precipitation increase at ~5700 cal yr BP, and the onset of modern humid conditions at ~3200 cal yr BP (Fig. 6, Jenny et al., 2002). Similar shifting to more humid conditions in the late Holocene is also evidenced in pollen records between ~32.5° and ~34.5°S (Heusser, 1990; Villagrán and Varela, 1990; Villa-Martinez and Villagrán, 1997). Such shift probably associated with strengthening and northward incursion of the Westerlies (Jenny et al., 2002). Although further age constrains are required, our data suggests that at ~5.5 cal ka BP the Turbio valley must have transitioned into the current winter rainfall regime.

Conclusions

The Turbio valley includes two key sites exposing moraines associated with ancient glacial margins. At La Laguna site, lateral moraines ML1 and

ML2 formed during older, more extensive glaciations reported for the semiarid Andes (37 or 27 ka), whereas frontal moraine ML3 likely formed during the 17–12 ka glacial advance. At the uppermost El Tapado site, ¹⁴C ages on a lacustrine sequence dammed by the frontal moraine MF confirm a similar age of glacial advance along the Turbio valley and suggests a supraregional nature of the CAPE, which reached as far as 30°S.

Paraglacial valley infill response occurred immediately after the onset of glacier retreat where two distinctive episodes are identified. A first episode is documented by fine-grained and partly coeval debris cone deposits with early Holocene ages (~11,550–7800 cal yr BP). Deposits are indicative of dryer climate conditions than the previous late Pleistocene period and ages are consistent with the early Holocene shift to similar conditions widely reported for the Central Andes. Erosion and subsequent deposition of coarse glacial sediments represents the second paraglacial episode that occurs after ~7.8 cal ka BP – but most likely later than 5.5 cal ka BP – as recorded by ages of debris cones located at the lower altitudes. This episode is characterized by an increase in the fluvial transport capacity and reflects a change towards wetter wintertime rainfall conditions. Transition from summertime to winter rainfall regime occurs between mid and late Holocene and is probably best recorded by the incision onset of the lower altitude debris cones.

The Holocene fluvial evolution at the Turbio valley documents landscape response to the late Pleistocene deglaciation and subsequent paraglacial cycle. In this cycle, shifting from drier to wetter conditions acted as a forcing factor enhancing such response. The effects of this cycle extend for several millennia after the glacial retreat, and may even be taking place now. Further research along the semiarid Andes is needed in order to test the regional validity of our interpretations.

Acknowledgments

This research was funded by the Fundación Andes grant (Inicio de Jóvenes Investigadores N° C-13960/46) to R.R. We are grateful to Roland Zech and an anonymous reviewer, as well as to Associate Editor Jaime Urrutia and to J. Cembrano for numerous suggestions that greatly improved the manuscript.

References

- Abele, G., 1984. Derrumbes de montaña y morrenas en los Andes chilenos. *Revista de Geografía Norte Grande* 11, 17–30.
- Ammann, C., Bettina, J., Kammer, K., Messerli, B., 2001. Late Quaternary Glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18°–29°S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 172, 313–326.
- Ashmore, P., 1993. Contemporary erosion of the Canadian landscape. *Progress in Physical Geography* 17, 190–204.
- Ballantyne, C.K., 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21, 1935–2017.
- Betancourt, J.L., Latorre, C., Rech, J.A., Rylander, K.A., Quade, J., 2000. A 22, 000-year record of monsoonal precipitation from northern Chile's Atacama Desert. *Science* 289, 1542–1546.
- Bloom, A.L., 1998. *Geomorphology: a systematic analysis of Late Cenozoic landforms*, third Edition. Prentice Hall. (494 pp.).
- Broecker, W.S., Walton, A.F., 1959. The geochemistry of ¹⁴C in freshwater systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 16, 15–38.
- Church, M., Ryder, J.M., 1972. Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America Bulletin* 83, 3059–3071.
- Church, M., Slaymaker, O., 1989. Disequilibrium of Holocene sediment yield in glaciated British Columbia. *Nature* 337, 452–454.
- Cooke, R., Warren, A., Goudie, A., 1993. *Desert geomorphology*. UCL Press, London. (526 pp.).
- Gao Cunhai, 2004. Sedimentary facies changes and climate-tectonic control in a foreland basin, the Urumqi River, Tian Shan, northwest China. *Sedimentary Geology* 169, 29–46.
- Favier, V., Falvey, M., Rabatel, A., Praderio, E., López, D., 2009. Interpreting discrepancies between discharge and precipitation in high-altitude area of Chile's Norte Chico region (26–32°S). *Water Resources Research* 45, W02424. doi:10.1029/2008WR006802.
- Fielding, C.R., 1986. Fluvial channel and overbank deposits from the Westphalian of the Durham coalfield NE England. *Journal of Sedimentology* 33, 119–140.
- Fuller, I.C., Macklin, M.G., Lewin, J., Passmore, D.g., Wintle, A.G., 1998. River response to high frequency climate oscillations in southern Europe over the past 200 ka. *Geology* 26, 275–278.

- Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J., 2008. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. doi:10.1016/j.palaeo.2007.10.032.
- Grosjean, M., 2001. Mid-Holocene climate in the south-central Andes: humid or dry? *Science* 292, 2391a.
- Grosjean, M., Nuñez, L.A., Cartajena, I., Messerli, B., 1997a. Mid-Holocene climate and Culture change in the Atacama Desert, northern Chile. *Quaternary Research* 48, 239–246.
- Grosjean, M., Geyh, M.A., Messerly, B., Schreier, H., Veit, H., 1998. A late Holocene (<2600 BP) glacial advance in the south central Andes (29°S), northern Chile. *Holocene* 8 (4), 473–479.
- Heusser, C.J., 1990. Ice age vegetation and climate of subtropical Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 80, 107–127.
- Jenny, B., Valero-Garcés, B., Villa-Martínez, R., Urrutia, R., Geyh, M., Veit, H., 2002. Early to mid-Holocene aridity in central Chile and the southern westerlies: the Laguna de Aculeo record (34°S). *Quaternary Research* 58, 160–170.
- Kull, C., Grosjean, M., 2000. Late Pleistocene climate conditions in the north Chilean Andes drawn from a climate glacier model. *Journal of Glaciology* 46, 622–632.
- Kull, C., Grosjean, M., Veit, H., 2002. Modelling modern and late Pleistocene glacioclimatological Conditions in the North Chilean Andes (29–30°S). *Climatic Change* 52, 359–381.
- Latorre, C., Betancourt, J.L., Rylander, K.A., Quade, J., 2002. Vegetation invasions into the absolute desert: a 45,000 yr rodent midden record from the Calama–Salar de Atacama basins, northern Chile (lat 22°–24°S). *Geological Society of America Bulletin* 114 (3), 349–366.
- Latorre, C., Betancourt, J.L., Rylander, K.A., Quade, J., Matthei, O., 2003. A 13.5-kyr vegetation history from the arid prepuna of northern Chile (22–23°S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 194, 223–246.
- Latorre, C., Betancourt, J.L., Arroyo, M.T.K., 2006. Late Quaternary vegetation and climate history of a perennial river canyon in the Rio Salado basin (22°S) of northern Chile. *Quaternary Research* 65, 450–466.
- Macklin, M.G., Fuller, I.C., Lewin, J., Maas, G.S., Passmore, D.G., Rose, J., Woodward, J.C., Black, S., Hamlin, R.H.B., Rowan, J.S., 2002. Correlation of fluvial sequences in the Mediterranean basin over the last 200 ka and their relationship to climate change. *Quaternary Science Reviews* 21, 1633–1641.
- Maldonado, A., Villagrán, C., 2006. Climate variability over the last 9900 cal yr BP from a swampy forest pollen record along the semiarid coast of Chile. *Quaternary Research* 66, 246–258.
- Maldonado, A., Betancourt, J.L., Latorre, C., Villagrán, C., 2005. Pollen analyses from a 50,000-yr rodent midden series in the southern Atacama Desert (25°30'S). *Journal of Quaternary Science* 20, 493–507.
- Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews* 22, 261–308.
- Nasi, C., Moscoso, R., Maksae, V., 1990. Hoja Guanta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 67, 163 p., escala 1:250.000. Santiago, Chile.
- Paskoff, R., 1970. Le Chili semi-aride, recherches géomorphologiques. Biscaye, Bordeaux. (420 p.).
- Placzek, C., Quade, J., Patchett, P.J., 2006. Geochronology and stratigraphy of late Pleistocene lake cycles on the southern Bolivian Altiplano: implications for causes of tropical climate change. *Geological Society of America Bulletin* 118 (5), 515–532.
- Quade, J., Rech, J.A., Betancourt, J.L., Latorre, C., Quade, B., Rylander, K.A., Fisher, T., 2008. Paleowetlands and regional climate change in the central Atacama Desert, northern Chile. *Quaternary Research* 69, 343–360.
- Raj, Rachna, 2007. Late Pleistocene fluvial sedimentary facies, the Dhadhar River basin, Western India. *Quaternary International* 159, 93–101.
- Rech, J., Quade, J., Betancourt, J., 2002. Late Quaternary paleohydrology of the central Atacama Desert (22–24°S), Chile. *Geological Society of America Bulletin* 114, 334–348.
- Rech, J., Pigati, J., Quade, J., Betancourt, J.L., 2003. Re-evaluation of mid-Holocene deposits at Quebrada Puripica, northern Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194, 207–222.
- Riquelme R., Aguilar G., Jensen A., Verdejo J., Herrera S., Riveros K., Navarrete P., 2010. Evaluación hidrogeológica de la Cuenca del Río Huasco, con énfasis en la cuantificación de los recursos hídricos superficiales y subterráneos (geomorfológica, dinámica fluvial reciente y relleno de la cuenca): Informe Innova Chile, CORFO, Gobierno de Chile, vol. 5, 140 p.
- Rose, J., Meng, X.M., Watson, C., 1999. Palaeoclimate and palaeoenvironmental responses in the western Mediterranean over the last 140 ka; evidence from Mallorca, Spain. *Journal of the Geological Society of London* 156, 435–448.
- Smith, R.H.M., 1990. Alluvial palaeosols and pedofacies sequences in the Permian lower Beaufort of the southwestern Karoo basin, South Africa. *Journal of Sedimentary Petrology* 60, 258–276.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended ¹⁴C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon* 35, 215–230.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J., Spurk, M., 1998. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000–0 cal BP. *Radiocarbon* 40, 1041–1084.
- Sylvestre, F., Servant, M., Servant-Vildary, S., Causse, C., Fournier, M., Ybert, J.P., 1999. Lake-level chronology on the southern Bolivian Altiplano (18–23°S) during late-Glacial time and the early Holocene. *Quaternary Research* 51, 281–300.
- Valero-Garcés, B., Grosjean, M., Schwalb, A., Geyh, M.A., Messerli, B., Kelts, K., 1996. Late Holocene environmental change in the Atacama Altiplano: limnogeology of Laguna Miscanti, Chile. *Journal of Paleolimnology* 16, 1–21.
- Veit, H., 1993. Upper Quaternary landscape and climate evolution in the Norte Chico (Northern Chile). An overview. *Mountain Research Development*, vol. 13, pp. 139–144.
- Veit, H., 1996. Southern westerlies during the Holocene deduced from geomorphological and pedological Studies in the Norte Chico, Northern Chile (27–33°S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 123, 107–119.
- Villagrán, C., Varela, J., 1990. Palynological evidence for increased aridity on the Central Chilean coast during the Holocene. *Quaternary Research* 34, 198–207.
- Villa-Martínez, R., Villagrán, C., 1997. Historia de la vegetación de bosques pantanosos de la costa de Chile central durante el Holoceno medio y tardío. *Revista Chilena de Historia Natural* 70, 391–401.
- Wirmann, D., Mourguiart, P., 1995. Late quaternary spatio-temporal limnological variation in the Altiplano of Bolivia and Peru. *Quaternary Research* 34, 198–207.
- Zech, R., Kull, C., Veit, H., 2006. Late Quaternary glacial history in the Encierro valley, northern Chile (29°S), deduced from ¹⁰Be surface exposure dating. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 243, 277–286.
- Zech, R., Kull, R., Kubik, P.W., Veit, H., 2007. Exposure dating of Late Glacial and pre-LGM moraines in the Cordón de Doña Rosa, Northern/Central Chile (31°S). *Climate of the Past Discussions* 3, 1–14.
- Zech, R., May, J.-H., Kull, C., Ilgner, J., Kubik, P.W., Veit, H., 2008. Timing of the late Quaternary glaciations in the Andes from 15 to 40°S. *Journal of Quaternary Science* 23 (6–7), 635–647.