

Tesis Doctoral

Modelado de las interacciones entre procesos de erosión y sedimentación fluvial y el crecimiento de estructuras neotectónicas

García, Víctor Hugo

2010

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

García, Víctor Hugo. (2010). Modelado de las interacciones entre procesos de erosión y sedimentación fluvial y el crecimiento de estructuras neotectónicas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:

García, Víctor Hugo. "Modelado de las interacciones entre procesos de erosión y sedimentación fluvial y el crecimiento de estructuras neotectónicas". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2010.

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires



Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas

MODELADO DE LAS INTERACCIONES ENTRE PROCESOS DE EROSIÓN Y SEDIMENTACIÓN FLUVIAL Y EL CRECIMIENTO DE ESTRUCTURAS NEOTECTÓNICAS

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la
Universidad de Buenos Aires en el área Ciencias Geológicas

Víctor Hugo García

Director de tesis: Dr. Ernesto O. Cristallini

Consejero de estudios: Dr. Ernesto O. Cristallini

Lugar de trabajo:

- Laboratorio de Modelado Geológico, Departamento de Ciencias Geológicas
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires
Pabellón 2, Ciudad Universitaria, CP 1428, Buenos Aires, Argentina

Buenos Aires, 2010

A mi familia

ÍNDICE

RESUMEN	5
ABSTRACT	6
CAPÍTULO 1.	
INTRODUCCIÓN GENERAL	7
1.1. Interacciones en ambientes pedemontanos	7
1.1. Tema de investigación y objetivos	9
1.2. Metodología de trabajo	9
1.3. Etapas de la investigación	10
CAPÍTULO 2.	
INTERACCIÓN DE PROCESOS EN AMBIENTES PEDEMONTANOS	11
2.1. Ambiente pedemontano	11
a. Definición	11
b. Tectónica	11
c. Erosión	12
d. Sedimentación	12
2.2. Procesos de deformación en el piedemonte	13
a. Plegamiento	13
b. Fallamiento	15
2.3. Procesos de erosión y sedimentación en el piedemonte	16
a. La cuenca de drenaje	17
b. Procesos fluviales	21
c. Interfluvios	35
2.4. Marcadores de las interacciones Tectónica-Erosión-Sedimentación	39
a. Marcadores morfotectónicos	39
b. Marcadores estratigráficos	52
c. Cuantificación de las interacciones Tectónica-Erosión-Sedimentación	55
2.5. Interacciones Tectónica-Erosión-Sedimentación-Clima	59
a. Influencia de la Tectónica sobre el Clima	59
b. Influencia de la Tectónica sobre la Erosión	60
c. Influencia de la Tectónica sobre la Sedimentación	65

d. Influencia de la Erosión sobre la Tectónica	66
e. Influencia de la Erosión sobre la Sedimentación	73
f. Influencia de la Erosión sobre el Clima	74
g. Influencia de la Sedimentación sobre la Tectónica	74
h. Influencia de la Sedimentación sobre la Erosión	74
i. Influencia de la Sedimentación sobre el Clima	75
j. Influencia del Clima sobre la Erosión/Sedimentación	75
k. Influencia del Clima sobre la Tectónica	77
l. Síntesis de las interacciones Tectónica-Erosión-Sedimentación-Clima	79
2.6. Modelado numérico de las interacciones en el piedemonte	80
a. Metodologías	82
b. Procesos interactuantes a modelar	84
c. Estrategias de modelado	84
2.7. Modelado análogo de las interacciones en el piedemonte	86
a. Modelado de procesos superficiales	87
b. Modelos de deformación del material y procesos superficiales	87
CAPÍTULO 3.	
PLATAFORMA DE MODELADO NUMÉRICO DE PROCESOS SUPERFICIALES Y DEFORMACIÓN NEOTECTÓNICA (ERSEDE)	89
3.1. Determinación de parámetros morfológicos	89
a. Pendiente máxima	89
b. Depresiones	90
c. Dirección de pendiente máxima	94
d. Área y conectividad de la red de drenaje	99
3.2. Subrutina de cálculo de erosión-transporte-sedimentación	104
a. Poder de la corriente	104
b. Umbral mínimo de erosión y transporte	105
c. Capacidad efectiva de transporte	106
d. Capacidad efectiva de erosión	106
e. Sedimentación	109
3.3. Subrutina de deformación	111
a. Intervalo de recurrencia	111
b. Modelo de deformación	111

CAPÍTULO 4.	
EVOLUCIÓN MORFOLÓGICA DE UN PLIEGUE DE CRECIMIENTO PEDEMONTANO	114
4.1. Modelado numérico	114
a. Síntesis geológica	114
b. Parámetros de modelado	118
c. Resultados	119
4.2. Modelado análogo	147
a. Introducción y Objetivos	147
b. Metodología	147
c. Resultados	149
CAPÍTULO 5.	
DISCUSIÓN, CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS	152
5.1. Problema metodológico	152
5.2. Ventajas, limitaciones y posibles mejoras	153
a. Ventajas	153
b. Limitaciones	155
c. Posibles mejoras	156
5.3. Interacciones entre erosión, sedimentación y tectónica en un pliegue de crecimiento pedemontano	157
5.4. Perspectivas	160
AGRADECIMIENTOS	162
LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO	164
APÉNDICES	183
Apéndice I: Deducción de unidades	183
Apéndice II: Ejemplo detallado de funcionamiento de la subrutina de erosión-transporte-sedimentación en ERSEDE	183

Resumen

La evoluci3n del paisaje es el resultado de las interacciones entre las fuerzas que participan en la construcci3n de los relieves (tect3nicas) y los procesos que contribuyen a su destrucci3n (erosi3n). Durante esta tesis, se analizaron estas interacciones en ambientes pedemontanos, que son regiones muy activas tanto desde el punto de vista tect3nico como del de los procesos de erosi3n-transporte-sedimentaci3n. Esta actividad genera distintos tipos de marcadores (morfol3gicos, estructurales y estratigr3ficos), que pueden preservarse en el registro geol3gico y estudiarse *in situ*. Su an3lisis es primordial ya que proporciona informaci3n importante acerca de la evoluci3n din3mica del paisaje y en particular de su historia tect3nica y clim3tica.

Dado que resulta imposible estudiar directamente la evoluci3n din3mica del paisaje (debido a constantes de tiempo que sobrepasan varias veces la escala humana), se desarroll3 una plataforma de modelado num3rico original para simular las interacciones entre los procesos involucrados. Esta metodoloǵa permite modelar simult3neamente los procesos de deformaci3n tect3nica (formaci3n de fallas y pliegues) y los procesos de erosi3n-transporte-sedimentaci3n (formaci3n de ŕos, cuencas de drenaje, abanicos aluviales, pedimentos).

Los resultados obtenidos muestran que la herramienta desarrollada es ́til para mejorar el entendimiento acerca de las interacciones que ocurren en los ambientes pedemontanos. Por otra parte, se considera que la plataforma de modelado puede ser el punto de partida de nuevas ĺneas de investigaci3n en el 3mbito de la geomorfoloǵa tect3nica.

Palabras clave: Modelado num3rico, erosi3n, sedimentaci3n, neotect3nica, piedemonte, geomorfoloǵa tect3nica.

Abstract

The evolution of the landscape is consequence of the interactions between the forces that construct the reliefs (tectonics) and processes contributing for the destruction of them (erosion). Piedmont environments are characterized by the interplay of active tectonics and fluvial processes. Many types of markers (morphologic, structural and stratigraphic) are produced by that interplay. These markers can be preserved as geological features and studied in the field. The analysis of this kind of features gives important information about the dynamics of landscape evolution, and its tectonic and climatic history.

The direct study of the dynamics of landscape evolution is imposible (because time constants are many times major than human scale). In this thesis, an original numerical modeling platform was developed to simulate the interactions between the involved processes. This methodology allows to model simultaneously tectonic processes (faults and folds formation) and surficial processes (river incision and sedimentation).

The results show that the developed tool is useful to improve the understanding about the interactions occurring in piedmont environments. It can be the starting point of new lines of research in tectonic geomorphology.

Keywords: Numerical modeling, erosion, sedimentation, neotectonics, piedmont, tectonic geomorphology.

1

Introducción General

1.1. Interacciones en ambientes pedemontanos

Los ambientes pedemontanos asociados a frentes montañosos activos son un laboratorio natural para entender los procesos involucrados en la formación de montañas, dado que concentran la mayor parte de la actividad sismotectónica y morfogenética (Avouac, 2003). Su evolución está controlada por fuertes interacciones entre procesos de deformación cortical (fallamiento, plegamiento, subsidencia flexural, rebote isostático), procesos superficiales (erosión, sedimentación) y clima (precipitaciones, ciclos glaciales-interglaciales) (Burbank y Anderson, 2000). Dichas interacciones ocurren a diferentes escalas de tiempo y espacio, y producen numerosos ciclos de retroalimentación entre los procesos actuantes (*feedbacks*) (Figura 1.1). Por ejemplo, la actividad tectónica produce el relieve que controla los procesos superficiales influenciando los patrones de erosión, el desarrollo de las redes de drenaje, el crecimiento de cuencas sedimentarias y el clima local (Koons, 1989; van der Beek *et al.*, 2002). Por otro lado, los procesos de erosión, transporte y sedimentación promueven la transferencia de grandes cantidades de material a través de la cadena montañosa que modifica el equilibrio dinámico de las cuñas orogénicas induciendo *feedbacks* mecánicos (fallamiento fuera de secuencia, formación de *duplexes*, curvaturas de los corrimientos) (Willett *et al.*, 1993; Mugnier *et al.*, 1997; Hilley *et al.*, 2004; Persson *et al.*, 2004; García *et al.*, 2006).

Estudiar este tipo de interacciones en el campo supone el análisis geométrico y datación de marcadores estructurales y geomórficos tales como fallas, pliegues, terrazas, abanicos aluviales (Burbank y Anderson, 2000; Lavé y Avouac, 2000) estudios paleoambientales, y el análisis de la sedimentación sintectónica (Puigdefàbregas y Souquet, 1986; Suppe *et al.*, 1992; Vergés *et al.*, 2002). Esos datos pueden documentar las fases principales del crecimiento de las montañas y su historia climática, aunque con frecuencia son escasos para constreñir la dinámica de los procesos que controlan su evolución morfológica. Para entender mejor la relación entre tasas tectónicas y de denudación, es crucial comprender como los marcadores geomórficos se forman, evolucionan y registran deformación.

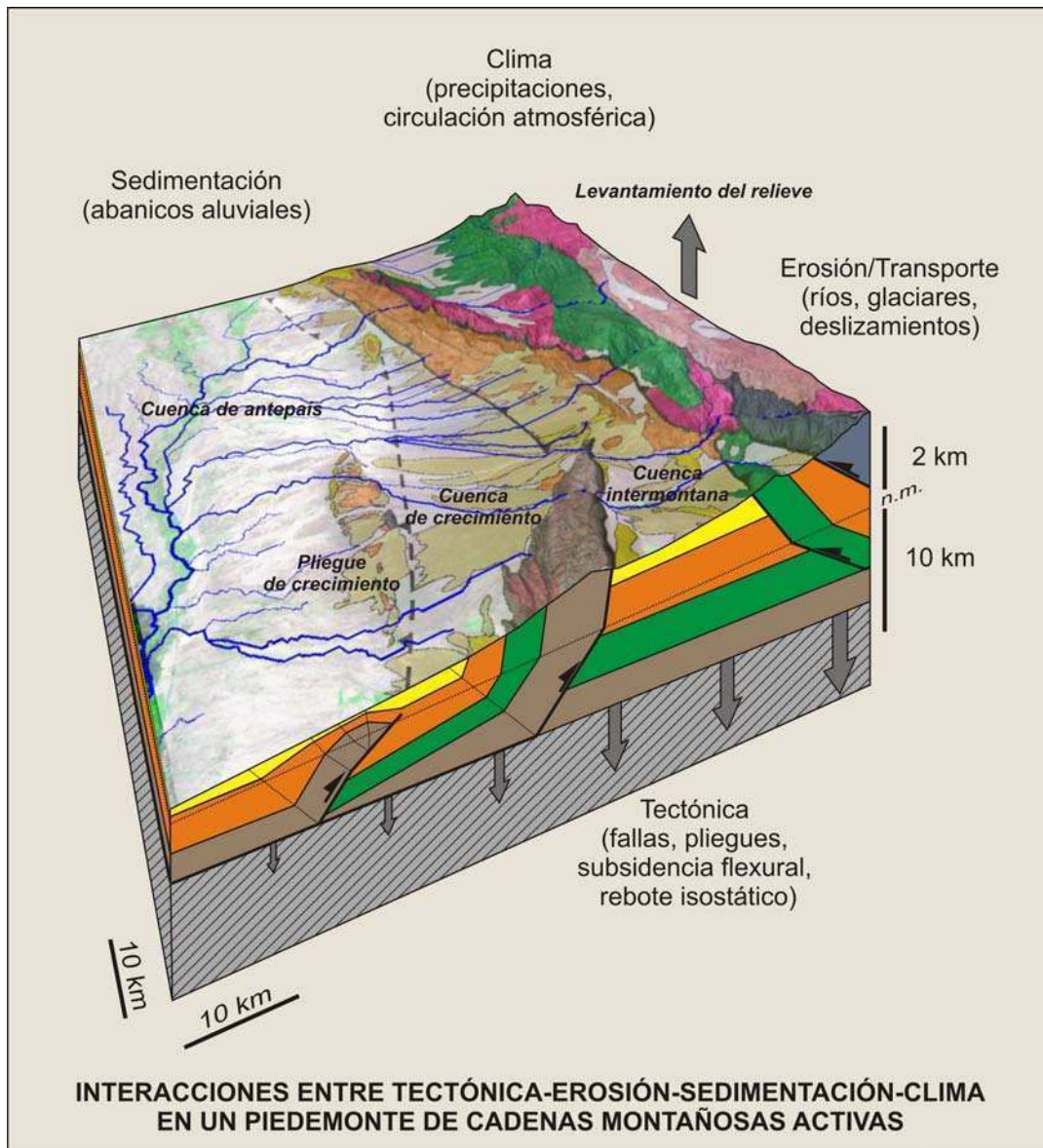


Figura 1.1: Bloque diagrama que muestra los procesos tectónicos y superficiales que interactúan en un piedemonte de cadenas montañosas activas.

Varios modelos numéricos y análogos han sido empleados para estudiar los mecanismos de interacción que vinculan tectónica y erosión con morfología. Por ejemplo, trabajos previos muestran como la precipitación orográfica modifica el estilo estructural de las cadenas montañosas (Koons, 1989; Willett *et al.*, 1993) y como los procesos tectónicos controlan el desarrollo de las redes de drenaje (van der Beek *et al.*, 2002). Otros modelos remarcan el impacto de la erosión y sedimentación sobre la estructura y evolución de las cuñas orogénicas (Mugnier *et al.*, 1997) o el rol de la tectónica y el clima sobre la máxima elevación de la topografía (Bonnet y Crave, 2003; Lague *et al.*, 2003).

1.2. Tema de investigación y objetivos

El tema de investigación propuesto para la presente tesis es el análisis de las interacciones entre procesos de erosión y sedimentación fluvial y procesos de deformación en el piedemonte de cadenas montañosas activas.

El objetivo principal fue desarrollar herramientas de modelado numérico originales que permitan efectuar un análisis en tiempo y espacio de dichas interacciones. Una vez desarrollados y calibrados los simuladores, se realizaron algunos experimentos para comparar los resultados con la naturaleza y con modelos producidos por otros grupos de investigación.

Dado que la deformación es inducida en los modelos, esta es perfectamente conocida y, por lo tanto, la hipótesis principal ha sido comprobar la eficiencia de los procesos neotectónicos en el control del diseño de las redes de drenaje pedemontanas, en la localización de los focos de erosión y sedimentación fluvial y en la geometría de los estratos de crecimiento resultantes.

1.3. Metodología de trabajo

Para contribuir al conocimiento de la evolución morfoestructural del sistema frente montañoso-piedemonte se ha desarrollado en esta tesis una plataforma de modelado numérico original (ERSEDE) con la capacidad de simular tanto procesos de erosión y sedimentación fluvial en ambientes montañosos y pedemontanos, como el crecimiento simultáneo de estructuras neotectónicas. El modelo puede trabajar con grillas topográficas artificiales y con modelos de elevación digital (DEM's) reales.

Paralelamente, se diseñó un dispositivo experimental de modelado que, utilizando materiales análogos específicos, permite estudiar este tipo de interacciones a escala de laboratorio. Durante el presente estudio se realizaron algunas pruebas piloto con este dispositivo que fueron comparadas con simulaciones realizadas con ERSEDE y con ejemplos de la naturaleza.

Los resultados obtenidos con el modelo numérico se contrastaron con ejemplos reales, lo que permitió encontrar nuevos elementos de análisis y controles para mejorar las condiciones de contorno de los modelos. Asimismo, las observaciones realizadas sobre la evolución temporal-espacial de los modelos brindan nuevas herramientas de análisis de las morfoestructuras que se encuentran en la naturaleza.

1.4. Etapas de la investigación

- 1) Recopilación bibliográfica sobre procesos de deformación, erosión y sedimentación en ambientes pedemontanos y cadenas montañosas activas. Búsqueda de trabajos previos sobre modelado análogo y numérico de procesos superficiales. Evaluación del estado del arte de esta problemática (Capítulo 2).
- 2) Aprendizaje en técnicas de programación y desarrollo del modelo numérico de simulación de procesos superficiales y tectónicos (ERSEDE). Calibración de los procesos de erosión y sedimentación fluvial utilizando datos de tasas de denudación a diferentes escalas de tiempo (Capítulo 3).
- 3) Realización de experimentos y análisis de los resultados. Los modelos se concentraron en la simulación del crecimiento de estructuras neotectónicas en ambientes pedemontanos y el control que ejercen sobre los procesos superficiales (Capítulo 4).
- 4) Diseño y montaje del dispositivo de modelado análogo de procesos superficiales y realización de pruebas piloto para su contraste con ejemplos naturales y con resultados de las simulaciones numéricas (Capítulo 4).
- 5) Análisis de todos los resultados obtenidos y comparación con otros modelos publicados en la bibliografía (Capítulo 5).

2

Interacción de procesos en ambientes pedemontanos

En esta sección se presenta un resumen del estado de los conocimientos acerca de los procesos interactuantes en ambientes pedemontanos. En la primer parte se expone una introducción teórica sobre cada uno de los procesos (deformación, erosión, transporte, sedimentación y clima). A continuación se resumen cada una de las interacciones posibles entre dichos procesos. Por último, se describen las principales características y aspectos teóricos del modelado numérico y análogo de este tipo de procesos, y se explican las ventajas y límites de cada uno.

2.1. Ambiente pedemontano

a. Definición

El término “pedemonte”, en zonas orogénicas activas, se utiliza para caracterizar la zona de transición entre el frente montañoso y la cuenca de antepaís no deformada, coincidiendo con la cuenca de tope de cuña (*wedge top basin*, DeCelles y Giles, 1996) cuando la misma se desarrolla. Ambientes similares pueden encontrarse vinculados en las cuencas intermontanas.

El frente montañoso hace referencia al límite topográfico entre los altos relieves de la cadena orogénica y los relieves bajos del antepaís. Desde un punto de vista estructural un pedemonte está compuesto por pliegues y corrimientos. Estas estructuras se orientan, por lo general, en forma paralela a la dirección principal de la cadena montañosa.

b. Tectónica

Los datos de sismicidad instrumental e histórica demuestran que el pedemonte de zonas orogénicas activas concentra buena parte de las deformaciones asociadas a terremotos. La mayoría de los epicentros de los sismos históricos e instrumentales de importancia en la Argentina han sido registrados en el pedemonte andino, principalmente entre las provincias de Mendoza y Jujuy (Araujo *et al.*, 1999; www.inpres.gov.ar). Estos terremotos están asociados a numerosas estructuras tectónicas activas (fallas, pliegues) que contribuyen a la formación de nuevos relieves

y que acomodan una gran parte del acortamiento en la cadena andina (véase Costa *et al.*, 2006 para una síntesis).

c. Erosión

Los ríos que drenan los relieves de las cadenas montañosas escurren sus aguas hacia el antepaís, atravesando el piedemonte. La actividad tectónica en el piedemonte eleva el fondo de los valles y fuerza a los ríos a incidir su lecho. De la misma forma, las fluctuaciones climáticas a la escala de cadenas montañosas pueden variar los aportes de caudal y carga sedimentaria de los ríos y modificar su capacidad de transporte, de incisión, y de erosión lateral (Graveleau, 2008).

Por lo tanto, las mediciones de tasas de incisión en estos ambientes son muy importantes. Por ejemplo: 0,2-2 mm/año en el piedemonte mendocino (Baker *et al.*, 2009), 0,2-1,3 mm/año en el antearco de Perú (de La Ruppelle *et al.*, 2008; Hall *et al.*, 2008), 1-4 mm/año en el Tian Shan (Poisson y Avouac, 2004), 7-16 mm/año en el piedemonte oeste de Taiwán (Dadson *et al.*, 2003; Simoès *et al.*, 2007b), 10-15 mm/año en los Siwaliks del Himalaya (Lavé y Avouac, 2000). Estas tasas demuestran que en los piedemontes de cadenas orogénicas activas existe una erosión importante que contribuye a la evolución continua de su morfología.

d. Sedimentación

En el piedemonte se deposita una porción importante de los productos de erosión de la cadena montañosa. Los ríos que drenan los relieves descargan la carga aluvial que transportan en las cuencas sedimentarias del piedemonte. La naturaleza de los sedimentos (facies, composición) y la disposición geométrica de los estratos (estratonomia), registran en conjunto los datos de la historia tectónica y/o climática de los relieves (Graveleau, 2008).

Los estudios magnetoestratigráficos permiten calcular las tasas de acumulación sedimentaria y evaluar indirectamente la intensidad de la erosión o de la tectónica. Esos estudios permiten identificar las principales fases de construcción de un orógeno (por ejemplo, Echavarría *et al.*, 2003).

El análisis de la geometría de los estratos de crecimiento dentro de las cuencas transportadas (*piggy back basins*) permite reconstruir la evolución de los pliegues en el antepaís (Suppe *et al.*, 1992). Este tipo de estudios permitió caracterizar la topografía y la paleohidrografía en el piedemonte de los Pirineos (Burbank y Vergés,

1994; Vergés *et al.*, 1996), o bien reconstruir la historia de plegamiento del Tian Shan (Daëron *et al.*, 2007), de Taiwán (Simoès *et al.*, 2007b) o de los Andes (Vergés *et al.*, 2007).

Por otro lado, los análisis de procedencia de las rocas sedimentarias en los piedemontes aportan datos sobre la dinámica de exposición de las fuentes litológicas, permitiendo reconstruir la historia de exhumación (*unroofing*) de las rocas en las cuencas de drenaje (por ejemplo: Pérez, 2001).

2.2. Procesos de deformación en el piedemonte

Los esfuerzos tectónicos desplazan las rocas hacia arriba o abajo con respecto al geoide. Estos desplazamientos modifican la elevación y la pendiente local de la superficie terrestre, afectan las tasas geomórficas, el desarrollo de las redes de drenaje, el crecimiento de cuencas sedimentarias, y el clima local (Koons, 1989; Burbank y Anderson, 2000; van der Beek *et al.*, 2002) (Figura 1.1).

A la escala de un piedemonte, los procesos de primer orden de magnitud por los cuales la superficie de la corteza superior se deforma se resumen a plegamiento y fallamiento; en segundo orden de magnitud, a escala de una cadena montañosa y su cuenca de antepaís, se deben incluir los mecanismos de subsidencia por flexura cortical y levantamiento por rebote isostático, entre otros. En esta tesis se estudia el efecto de los primeros por ser los de mayor importancia en la generación de relieves en ambientes pedemontanos y a escala de tiempo neotectónica.

Típicamente, el plegamiento produce el basculamiento de la cobertura sedimentaria del antepaís, mientras que el fallamiento genera discontinuidades de tamaños y magnitudes de desplazamientos variables. Estos modos de deformación están genéticamente vinculados (Dahlstrom, 1969) y sus relaciones geométricas y cinemáticas se estudian desde hace mucho tiempo (Rich, 1934; Fail, 1973). El incremento de desplazamiento de cualquiera de esos tipos de deformación puede ser suave y distribuido en el tiempo (mecanismo de *creeping*) o abrupto e instantáneo (mecanismo sísmico).

a. Plegamiento

En un orógeno el plegamiento existe en varios órdenes de magnitud y de escalas espaciales. En los niveles reológicos superficiales, representa un estado precoz de deformación que precede a la ruptura frágil (fallamiento). En el piedemonte el

plegamiento está esencialmente vinculado a la propagación de la deformación hacia el antepaís, afectando grandes espesores de sedimentos alojados en las cuencas flexurales. En general, los pliegues presentan superficies axiales subparalelas al rumbo principal de la cadena montañosa. Los tipos de plegamiento pueden ser analizados mediante diferentes modelos cinemáticos que describen las relaciones geométricas entre los pliegues y las fallas.

- **Pliegues de flexión de falla** (*fault bend folds*): son los pliegues que se desarrollan por encima de un corrimiento no planar. La geometría de plegamiento puede ser predicha si se conserva el espesor de los estratos, si se conoce la geometría de la falla y las longitudes y espesores de los bancos (Suppe, 1983). Las superficies axiales del pliegue quedan definidas entre bandas kink (*kink bands*). Entre dichas superficies, los estratos permanecen paralelos unos con otros. Existen otros modelos cinemáticos que intentan reproducir la geometría de estos pliegues como, por ejemplo, flujo paralelo a la falla (*fault parallel flow*, Savage y Cooke, 2003).
- 1. Pliegues de terminación de falla (*fault tip folds*): son pliegues que se desarrollan en la terminación de una falla durante la migración de la deformación. No existe ruptura superficial. El desplazamiento es variable a lo largo del plano de falla, siendo máximo en la base y nulo en la terminación. Estos pliegues pueden dividirse en dos categorías en función del estado de la propagación de la terminación hacia la superficie (Burbank y Anderson, 2000). Si la falla es horizontal, se denominan **pliegues de despegue** (*detachment folds*; Jamison, 1987; Dahlstrom, 1990; Mitra, 2003). Esos pliegues deforman las rocas en una amplia zona sobre la terminación de una falla que es paralela a las capas. La longitud de las capas y las áreas son variables. Si la falla se propaga hacia la superficie, se habla de **pliegues de propagación de falla** (*fault propagation folds*; Suppe y Medwedeff, 1990). Si la terminación de la falla no se propaga, se clasifican como **pliegues de gradiente de desplazamiento** (*displacement gradient folds*; Wickham, 1995). Estos dos últimos tipos de pliegues pueden ser etapas evolucionadas de un pliegue de despegue. Si la falla alcanza a la superficie, el pliegue pasa a denominarse corrimiento.
- Un tipo particular de pliegue de propagación de falla se forma cuando la deformación se distribuye en una zona alrededor de la terminación de la falla.

Esa zona tiene geometría aproximadamente triangular y por ello se denomina a este tipo como **pliegues de cizalla triangular** o *trishear* (Erslev, 1991; Hardy y Ford, 1997; Allmendinger, 1998; Cristallini y Allmendinger, 2001). Dentro de esta zona triangular los vectores de desplazamiento de las partículas varían al mismo tiempo en orientación y magnitud. En el segmento superior, la magnitud de los desplazamientos es máxima y su orientación casi paralela a la falla. Hacia abajo, la magnitud decrece y la orientación rota (Erslev, 1991). Se trata de un modelo que conserva las áreas en 2D y los volúmenes en 3D (Cristallini y Allmendinger, 2001).

b. Fallamiento

Existen diferentes tipos de fallas: las fallas inversas (*thrust faults*), las fallas normales (*normal faults*), las fallas de desplazamiento de rumbo (*strike-slip faults*) y las fallas oblicuas (*oblique faults*). Su presencia en la corteza terrestre se explica por el régimen de esfuerzos actuantes y en particular por la orientación de los esfuerzos principales. En dominios litosféricos isótropos reológicamente, las fallas se forman por la ruptura de la roca después de que el límite máximo de resistencia a la rotura ha sido superado (criterio de Mohr-Coulomb). En sectores dominados por anisotropías previas (estratificación, clivaje, etc.) la reactivación de superficies favorablemente orientadas puede ser el mecanismo dominante.

Aquí se describen solamente las fallas inversas dado que representan la mayoría de las estructuras activas en los piedemontes y, por lo tanto, las que resultan de interés para ser modeladas experimentalmente. Las fallas pedemontanas son elementos estructurales bien documentados y estudiados ya que, a pequeña escala de tiempo, son la fuente de los sismos que amenazan las poblaciones instaladas en los frentes montañosos. A una escala de tiempo mayor controlan la deformación de las rocas del piedemonte y producen el crecimiento de la cadena montañosa. Dada la escala de tiempo representada en los modelos realizados, se analizarán las fallas como fuente de deformación permanente en la corteza.

En general, las fallas y corrimientos activos son observables al pie de las cadenas orogénicas. Como los pliegues, estas estructuras son paralelas al rumbo principal del orógeno. En corte tienen una geometría imbricada donde cada una nace a partir de un nivel de despegue principal en común. La inclinación no es siempre constante ya que pueden presentar partes paralelas a la estratificación de las capas

(planos) y partes que cortan las capas (rampas). Los corrimientos no poseen la misma edad de formación, siendo, por lo común, los más internos de la cadena más viejos que los frontales. De esta forma, se habla a menudo de secuencia “normal” de propagación de la deformación cuando las nuevas estructuras se forman hacia el antepaís no deformado. A la inversa, un episodio de secuencia inversa (o fuera de secuencia) caracteriza una propagación retrógrada de los corrimientos. Si existen anisotropías como sistemas de *rift* previos y/o fábricas de basamento favorablemente orientadas éstas pueden reactivarse durante la migración de la deformación dando un aspecto heterogéneo a la misma. En ausencia de procesos superficiales o anisotropías previas, la actividad de los cabalgamientos se efectúa en secuencia normal hacia el antepaís (Graveleau, 2008).

En la presente tesis se simulan los procesos de deformación utilizando el modelo de flujo paralelo a la falla (*fault parallel flow*). Para simular corrimientos, el plano de despegue superior es colocado sobre la superficie del terreno. Para más detalles consultar la sección 3.3 del capítulo siguiente.

2.3. Procesos de erosión y sedimentación en el piedemonte

Los procesos de erosión, transporte y sedimentación promueven la transferencia de grandes cantidades de material a través de la cadena montañosa y modifican el equilibrio dinámico de las cuñas orogénicas provocando respuestas (*feedbacks*) mecánicas (fallamientos fuera de secuencia, formación de duplexes, curvaturas de los corrimientos, etc.) (Willett *et al.*, 1993; Mugnier *et al.*, 1997; Hilley *et al.*, 2004; Persson *et al.*, 2004; Simpson, 2004c; García *et al.*, 2006; Simpson, 2006) (Figura 1.1).

Los procesos superficiales controlan las etapas sucesivas de erosión-transporte-sedimentación del ciclo de las rocas, en el cual los clastos de roca son arrancados de los relieves (erosión), transferidos mediante una red de drenaje (transporte) y depositados en las cuencas sedimentarias (sedimentación). Analizar la dinámica de los procesos elementales de erosión-transporte-sedimentación es esencial para comprender como los paisajes de un orógeno responden a las perturbaciones externas (clima, tectónica) y como la sedimentación registra esa historia. Caracterizar las leyes físicas involucradas y comprender como reaccionan a las variaciones externas es el objeto de estudio actual de la geomorfología cuantitativa. Entre los avances más destacados en esta disciplina se pueden citar el análisis de datos cada vez

más preciso (topografía digital, tasas de erosión, tasas de incisión, tasas de denudación, tasas de precipitación, tasas de sedimentación, etc.), la producción de modelos analíticos (leyes de erosión-transporte) y el desarrollo de modelos numéricos y experimentales que permiten testear diversas hipótesis de evolución topográfica (Graveleau, 2008).

a. La cuenca de drenaje

Generalmente, el estudio de los procesos superficiales se basa en el análisis de una unidad morfológica de base, la cuenca de drenaje (*drainage basin, watershed catchment*). Esta se define como una región en la cual el conjunto de las aguas caídas en su superficie convergen hacia un único río colector. Se delimita de sus cuencas vecinas por una línea divisoria de aguas, y se pueden distinguir tres sectores de erosión-transporte diferentes: los ríos, los interfluvios y las cumbres, que pueden estar englazadas o no.

La importancia relativa de cada uno de esos dominios depende en gran parte del clima y de la posición latitudinal de la cadena montañosa. Las cumbres englazadas y los ríos ocupan pequeños porcentajes (5-10%) del área drenada, sin embargo, su rol es muy significativo en la dinámica de los relieves. En efecto, la erosión glacial puede representar un mecanismo de destrucción de los relieves importante según la naturaleza de los glaciares (Hallet *et al.*, 1996). Para una cadena montañosa localizada en latitudes entre los 20 y 35°, como los ejemplos estudiados en esta tesis, esos procesos se limitan solamente a muy altas altitudes. Su impacto a nivel del piedemonte se considera escaso, por lo que no se incluye como factor en el presente trabajo.

Por otra parte, los ríos cumplen un papel principal en la dinámica de los relieves ya que sus perfiles longitudinales fijan el nivel de base de los canales tributarios y en consecuencia las condiciones límite a los procesos de remoción en masa de los interfluvios (Burbank *et al.*, 1996a). Implícitamente, ellos constituyen el mecanismo principal de transmisión de una perturbación externa (climática, tectónica, nivel de base regional) a toda la cuenca de drenaje (Howard, 1994, 1998; Tucker y Slingerland, 1997; Sklar y Dietrich, 1998; Whipple y Tucker, 2002; Whipple, 2004).

Morfológicamente, las cuencas de drenaje pueden ser caracterizadas mediante un gran número de herramientas estadísticas denominadas “descriptores morfométricos”. Esas fórmulas han sido desarrolladas en simultáneo con los

progresos realizados en el ámbito de las mediciones topográficas del terreno (modelos de elevación digital cada vez más precisos y accesibles) y con los avances en el tratamiento informático de esos datos (Sistemas de Información Geográfica, GIS). Se presentan a continuación los descriptores utilizados con mayor frecuencia.

A escala de un río

- La **ley de Hack** (*Hack's law*; Hack, 1960; Rigon *et al.*, 1996): relaciona la longitud del río principal (L) con el área de drenaje (A). Se trata de una ley exponencial de la forma:

$$L = C_i \cdot A^h \quad \text{Ec. 2.1}$$

donde C_i y h son constantes, h es denominado exponente de Hack. Esta relación puede usarse para comparar las dimensiones de varias cuencas de drenaje (Montgomery y Dietrich, 1992; Rigon *et al.*, 1996). Para estudiar un solo río, la longitud del canal principal se mide desde la desembocadura hasta la divisoria de aguas. El área de la cuenca corresponde a la superficie total drenada. El exponente de Hack (h) es frecuentemente menor que 0,6 (Rigon *et al.*, 1996). En el caso de comparación de varias cuencas, la longitud entre la desembocadura y un punto del canal principal se relaciona con el área drenada hasta ese punto (Crave y Davy, 1997). La relevancia de esta ley, comprobada en muchas cuencas, aún genera debate hoy en día.

- La **ley de Flint** (*Flint's law*; Flint, 1974; Lague y Davy, 2003): relaciona la pendiente local del canal (S) con el área drenada aguas arriba (A). Se trata también de una ley exponencial:

$$S = k \cdot A^{-\theta} \quad \text{Ec. 2.2}$$

siendo k el índice de gradiente de la pendiente (*slope steepness index*) y θ un exponente positivo llamado índice de concavidad (*concavity index*). Este último toma valores generalmente entre 0,4 y 0,7 con algunos raros extremos en torno a 0,2 ó 1 (Lague y Davy, 2003). Así como para la ley de Hack, esta relación puede usarse para comparar varias cuencas de drenaje o para una sola

cuenca (Montgomery y Foufoula-Georgiou, 1993; Ijjasz-Vasquez y Bras, 1995; Lague *et al.*, 2000). En ese caso, las variaciones de la pendiente de la correlaci3n (que refleja el ́ndice θ) pueden interpretarse como evidencias de procesos de erosi3n-transporte diferentes.

Para la red de drenaje:

- La **jerarquizaci3n de Strahler** (*Strahler stream order*; Strahler, 1957): indica el grado de ramificaci3n de los canales de la red de drenaje. Los segmentos m1s incipientes son de orden 1 mientras que el segmento fluvial principal puede alcanzar 3rdenes en torno a 10 (12 para el Amazonas, 10 para Mississippi).

En el modelo num3rico presentado en esta tesis se utiliza una jerarquizaci3n de Strahler modificada. Por ejemplo, un ŕo que capta dos tributarios de orden 2 tendr1 orden igual a 4, y aś sucesivamente. Este tipo de jerarquizaci3n se emplea para determinar el orden de recorrido de los canales de la grilla. Consultar secci3n 3.1 del capítulo siguiente para m1s detalles.

- Las **leyes de Horton** (*Horton's laws*; Horton, 1945; Flint, 1974; Heitor Reis, 2006): entre las principales, se distinguen las leyes de Horton para la longitud, la cantidad y la pendiente de los canales (respectivamente *Horton laws for stream lengths, number and slope*). La primera relaciona la longitud media de los canales de un determinado orden de jerarquizaci3n L_i a la longitud del orden inferior L_{i-1} .

$$\frac{L_i}{L_{i-1}} = R_L \quad \text{Ec. 2.3}$$

donde R_L toma valores de entre 1,5 y 3,5 para las cuencas hidrogr1ficas naturales (Rodŕguez-Iturbe y Rinaldo, 1997).

La segunda ley relaciona la cantidad de canales de un determinado orden de jerarquizaci3n N_i con el orden inferior N_{i-1} .

$$\frac{N_i}{N_{i-1}} = R_B \quad \text{Ec. 2.4}$$

con R_B brindando valores entre 3 y 5 en para las cuencas hidrográficas naturales (Rodríguez-Iturbe y Rinaldo, 1997).

La tercera ley relaciona la pendiente de un determinado orden de jerarquización S_i con la pendiente media del río de orden máximo S_ω .

$$\frac{S_i}{S_\omega} = R_s \quad \text{Ec. 2.5}$$

- La **frecuencia de la red** (*drainage frequency*): Se trata de la relación entre la cantidad de canales N y el área de drenaje A .

$$f = \frac{N}{A} \quad \text{Ec. 2.6}$$

- La **densidad de drenaje** (*drainage density*): Es la relación entre la longitud acumulada de los canales de la red hidrográfica L_T y el área drenada A .

$$d = \frac{L_T}{A} \quad \text{Ec. 2.7}$$

Estos dos últimos descriptores representan la porción del ámbito canalizado de una cuenca de drenaje. Brindan información sobre la modalidad y la intensidad de la disección de un relieve.

Para la cuenca de drenaje:

- El **gradiente del relieve** (*relief ratio* o *stream gradient*): es la relación entre el desnivel total de la cuenca y su longitud. Indica la pendiente media de la cuenca de drenaje. El **relieve local** (*local relief*) es el equivalente medido sobre un área más limitada de la cuenca.
- La **relación de forma** (*basin axial ratio*): cuantifica la elongación planar de una cuenca de drenaje (Hurtrez *et al.*, 1999; Delcaillau, 2004).
- la **hipsometría** (*hypsometry*): es la proporción de la superficie de la cuenca situada bajo una altitud dada (Hurtrez *et al.*, 1999; Delcaillau, 2004). Esta

puede ser expresada tanto en 2D por una curva hipsométrica o en 1D por la integral hipsométrica. Según Strahler (1957), la integral hipsométrica expresa el grado de madurez de las cuencas. Si es elevada, la cuenca es inmadura. Si es baja, la cuenca es al contrario muy evolucionada. La integral hipsométrica puede también interpretarse en términos de proceso de erosión sobre las vertientes y de levantamiento tectónico (Delcaillau *et al.*, 1998).

Estos distintos descriptores morfológicos son muy útiles para caracterizar cuantitativamente la morfología de los paisajes ya que son fácilmente calculables y comparables de un relieve a otro. Suministran relaciones interesantes entre las características topográficas de las cuencas de drenaje y pueden ponerse en perspectiva con otros parámetros morfológicos como las tasas de erosión, de exhumación, de levantamiento, etc. (Hurtrez *et al.*, 1999).

b. Procesos fluviales

Los ríos se organizan en forma de una red hidrográfica jerarquizada cuya función principal es la transferencia del agua producto de las precipitaciones desde las zonas receptoras hacia los océanos. Este transporte se efectúa generalmente sobre largas distancias equivalentes a varias decenas, centenas o incluso miles de kilómetros. En función del poder de la corriente de agua que atraviesa los valles, los ríos pueden transportar los sedimentos resultantes de la erosión de las vertientes, incidir su lecho o depositar su carga. En las regiones orogénicas, existen principalmente dos categorías extremas de ríos que se diferencian por las características del lecho activo y la carga de fondo (Howard, 1980, 1987, 1998; Howard *et al.*, 1994; Knighton, 1987).

- Los **ríos de sustrato rocoso** (o ríos de lecho rocoso: *bedrock rivers*)

Poseen un espesor de carga sólida tan bajo que el sustrato aflora con frecuencia. La cantidad de material en transporte es inferior a la capacidad de transporte. El factor que limita su evolución está dado por la capacidad del río para erosionar su lecho (incisión). Esta es la razón por la que estos ríos se califican de “limitados por la incisión” (*detachment limited rivers*).

- Los **ríos aluviales** (*alluvial rivers*)

Poseen una carga sedimentaria importante (bloques, gravas y arenas) que cubre permanentemente el sustrato. La cantidad de material en transporte es superior a la capacidad de transporte de los ríos. El factor que limita su evolución es el transporte. Se habla entonces de ríos “limitados por el transporte” (*transport-limited rivers*).

El primer tipo de ríos se observa generalmente en las partes de bajo orden jerárquico de las cuencas de drenaje (allí donde las pendientes son más fuertes) mientras que el segundo es más común en el piedemonte y en las planicies aluviales (Wohl, 1993; Montgomery *et al.*, 1996; Hovius *et al.*, 1997). Sin embargo, muchos ríos se sitúan en el medio de los dos extremos y se los denomina semialuviales y/o semirocosos (*mixed bedrock-alluvial channels*; Seidl y Dietrich, 1992; Wohl, 1992, 1993; Howard *et al.*, 1994; Howard, 1998; Snyder *et al.*, 2000). Por otra parte, un río puede cambiar de categoría durante su historia, según las condiciones hidrológicas, tectónicas o climáticas (Lavé, 1997; Whipple y Tucker, 2002).

Transporte

El transporte de los clastos o partículas en un curso fluvial se efectúa según tres grandes mecanismos (Yalin, 1980), 1) como carga de fondo (*bedload transport*); 2) en suspensión (*suspended load transport*); 3) como carga disuelta (*dissolved load transport*).

Se detallarán solamente los dos primeros modos de transporte ya que son responsables de la mayor parte de los flujos de materiales erosionados, siendo la relación entre flujo-sólido (carga en suspensión + carga de fondo) y flujos disueltos cercana a 5/1 (Campy y Macaire, 2003). No obstante, es necesario tener en cuenta que este valor no se encuentra aún bien definido. Las medidas de flujos sólidos y flujos disueltos no se realizan siempre con precisión debido a las dificultades para efectuar mediciones fiables que den cuenta de los flujos medios de los ríos (medidas efectuadas en período de crecida) y debido a las dificultades técnicas para medir la carga de fondo en particular. Además, estos cocientes entre los distintos tipos de carga dependen de los contextos orogénicos y climáticos (Graveleau, 2008).

Los modos de transporte de la carga sólida describen cómo, para un tamaño de grano dado, las condiciones hidráulicas del curso fluvial son capaces de movilizar y

transportar las part́culas. De manera simple, la capacidad de transporte de las part́culas est́ controlada por el poder hidŕulico de la corriente (Ω , *stream power*). De manera anaĺtica, este poder hidŕulico traduce la ṕrdida de enerǵa potencial de una masa de agua entre una altitud inicial y una altitud final. Se puede expresar bajo la siguiente forma (v́ase Burbank y Anderson (2000) para una demostraci3n detallada):

$$\Omega = Q \cdot \rho_{agua} \cdot g \cdot S \quad \text{Ec. 2.8}$$

con Q equivalente al caudal, ρ_{agua} la densidad del agua, g la aceleraci3n de la gravedad y S la pendiente. Cuando es normalizada por el ancho del lecho del ŕo, se obtiene el poder espećfico de la corriente (ω , *unit/specific stream power*):

$$\omega = \tau_b \cdot V \quad \text{Ec. 2.9}$$

siendo V igual a la velocidad media del curso fluvial y τ_b el esfuerzo de cizalla basal ejercido por el fluido sobre el lecho del ŕo (*bed/basal shear stress*). Este esfuerzo de cizalla basal se expresa simplemente:

$$\tau_b = \rho_{agua} \cdot g \cdot h_{agua} \cdot S \quad \text{Ec. 2.10}$$

con h_{agua} igual a la altura de agua desde el lecho del ŕo hasta la superficie libre.

Para transportar una part́cula, este esfuerzo de cizalla basal debe exceder un ĺmite cŕtico de puesta en movimiento τ_c (*critical shear stress*). Este valor cŕtico depende naturalmente de la litoloǵa de los granos (densidad) y de su tamaño. Para un tamaño de part́culas dado, no hay transporte si $\tau_b < \tau_c$. Cuando τ_b sobrepasa el ĺmite cŕtico, las part́culas inicialmente son transportadas sobre el fondo (por rodamiento, deslizamiento, saltaci3n) luego se ponen progresivamente en suspensi3n. Las relaciones entre el diámetro de las part́culas y el ĺmite ḿximo de transporte fueron formalizadas por Shields (1936). Por eso, es necesario definir el cizallamiento de Shields τ^* (*Shields stress*) y el ńmero de Reynolds de las part́culas Re^* (*grain Reynolds number*):

Cizallamiento de Shields

$$\tau^* = \frac{\tau_b}{(\rho_{sed} - \rho_{agua}) \cdot g \cdot D} \quad \text{Ec. 2.11}$$

con ρ_{sed} y D siendo la densidad y el diámetro de la partícula respectivamente. Este parámetro sin dimensión brinda una idea de la relación entre las fuerzas de cizallamiento del agua sobre la partícula y el peso efectivo de esta partícula.

Número de Reynolds de la partícula

$$Re^* = \frac{u^* \cdot D}{\nu} \quad \text{Ec. 2.12}$$

con u^* representando la velocidad de cizallamiento del fluido y ν la viscosidad cinemática. Este número sin dimensión representa las fuerzas de inercia sobre las fuerzas de viscosidad en las proximidades del grano. La velocidad de cizallamiento del fluido se expresa como:

$$u^* = \left(\frac{\tau_b}{\rho_{agua}} \right)^{1/2} = (g \cdot h_{agua} \cdot S)^{1/2} \quad \text{Ec. 2.13}$$

En un diagrama $\tau^* = f(Re^*)$ (el diagrama de Shields), es posible imaginar el límite máximo de transporte de las partículas τ_c^* en función del hidrodinamismo del curso fluvial (Figura 2.1).

Cuando la fuerza ejercida por el fluido sobre la partícula aumenta, ésta puede ser sucesivamente transportada como carga de fondo y como carga en suspensión. Existe un número sin dimensiones que permite establecer la transición entre estos dos modos de transporte: el número de Rouse (R_o). Este número da una idea de la relación entre la velocidad de sedimentación de la partícula (velocidad de Stokes, V_s) y la velocidad de cizallamiento del fluido (u^*):

$$R_o = \frac{V_s}{k \cdot u^*} \quad \text{Ec. 2.14}$$

siendo k una constante (constante de Von Karman). Así (según la síntesis bibliográfica de Meunier, 2004), el transporte por rodamiento y deslizamiento domina

cuando $R_o > 2,5$; por saltación (carga mixta) para $1 < R_o < 2,5$; en suspensión para $R_o < 1$.

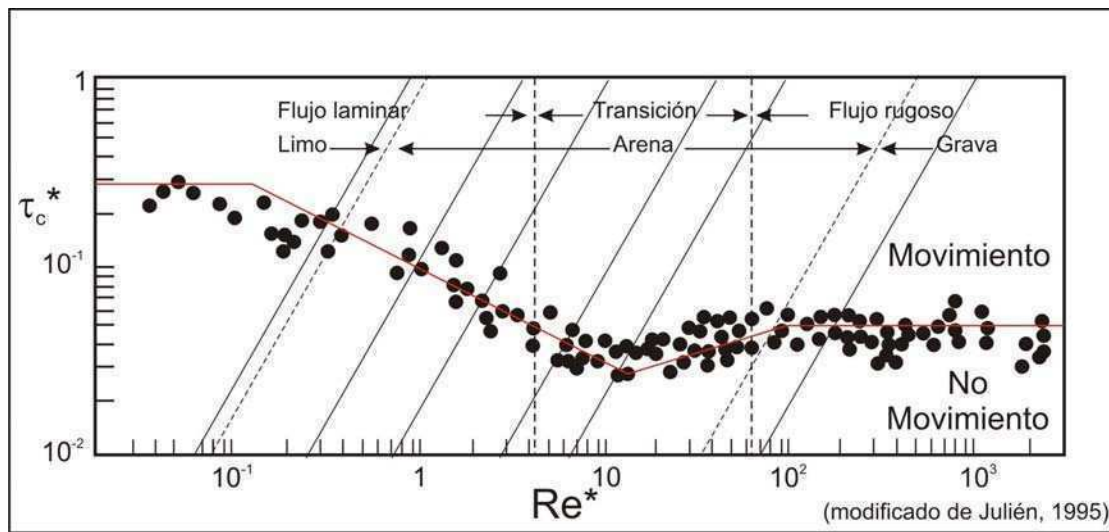


Figura 2.1: Diagrama de Shields (según Julien, 1995). En abscisas, el número de Reynolds Re^* caracteriza el transporte de las partículas en función de su tamaño. En ordenadas, el cizallamiento de Shields τ_c^* cuantifica la capacidad de transporte del curso fluvial en función del peso de la partícula. La línea roja indica el umbral mínimo del poder de la corriente necesario para poner en movimiento una partícula (tomado de Graveleau, 2008).

Modelado del transporte

La capacidad de transporte de un río Q_c puede expresarse en función del esfuerzo de cizallamiento basal ejercido por el fluido sobre el lecho del mismo (τ_b), por unidad de longitud (Howard, 1994):

$$Q_c = K_a \cdot (\tau - \tau_c)^v \quad ; \quad \text{Ec. 2.15}$$

al normalizar los esfuerzos de cizalla del fluido por el cizallamiento de Shields, se obtiene:

$$Q_c = K_h \cdot (\tau^* - \tau_c^*)^v \quad \text{Ec. 2.16}$$

siendo K_h un coeficiente de transporte.

Utilizando algunas relaciones geométricas de conservación de la masa de agua (proporcionalidad entre el flujo Q_w y el ancho del lecho W ; Leopold y Maddock, 1953), algunas fórmulas de hidrología de las cuencas de drenaje (proporcionalidad

entre el flujo de agua Q_w y el área de drenaje A), la expresión se simplifica (Howard *et al.*, 1994)

$$Q_c = K_t \cdot A^m \cdot S^n \quad \text{Ec. 2.17}$$

con A representando el área de drenaje y S la pendiente local. m y n son constantes positivas y K_t el coeficiente de transporte sedimentario. Lo interesante de esta expresión es que representa la capacidad de transporte de un río a partir de los parámetros morfométricos de las cuencas de drenaje (el área de drenaje y la pendiente local). Estos parámetros son mensurables *in situ* (en particular en los DEM's) y pueden servir para predecir la capacidad de transporte de un río en un relieve cualquiera. La ecuación 2.17 será utilizada en el modelo numérico (ERSEDE) presentado en esta tesis para determinar si un curso fluvial es capaz o no de transportar la carga sedimentaria proveniente de aguas arriba. Para más detalles consultar la sección 3.2 del capítulo siguiente.

Incisión

Es la excavación que experimenta el lecho rocoso por la acción mecánica de la cobertura fluida en movimiento sobre la superficie (agua + carga sólida). La velocidad de esta excavación (la tasa de incisión) es una respuesta compleja del río a distintos factores. Cuando no hay ninguna perturbación de origen tectónico (levantamiento, variación del nivel de base) o climática, se observa que un río tiende hacia un perfil longitudinal en equilibrio (Figura 2.2 A). Este perfil de equilibrio posee una forma levemente cóncava en la que la velocidad de incisión depende de la litología del sustrato (erodabilidad) y del flujo de agua que circula en la red de drenaje. En el caso de modificaciones externas (tectónica, clima), el río adapta su perfil incidiendo o depositando localmente su carga de manera más o menos intensa (Figura 2.2 B). Esta respuesta no es uniforme ya que el río posee distintos parámetros para reaccionar a las modificaciones externas. Puede ser el mecanismo de erosión o transporte, la pendiente del lecho, el ancho del lecho, la sinuosidad, etc.

Las tasas de incisión pueden calcularse *in situ* midiendo el desfasaje vertical entre niveles de terrazas datadas y el lecho actual (Burbank *et al.*, 1996a; Lavé y Avouac, 2001). Los valores medidos sobre ríos relacionados a orógenos activos oscilan en el orden de algunos mm/año. Algunos estudios recientes han intentado

medir directamente a escala de tiempo humano la tasa de incisi3n de algunos ŕos actuales sobre periodos de entre 5 y 30 ańos (Stock *et al.*, 2005). Los valores medidos exceden sistemáticamente en varios cm/ańo las medidas regionales a largo plazo. Estas divergencias pueden explicarse por el hecho de que el tipo de incisi3n a largo término representa el descenso del fondo del valle (incisi3n en 2D) mientras que la medida realizada representa una incisi3n específica (tipo en 1D).

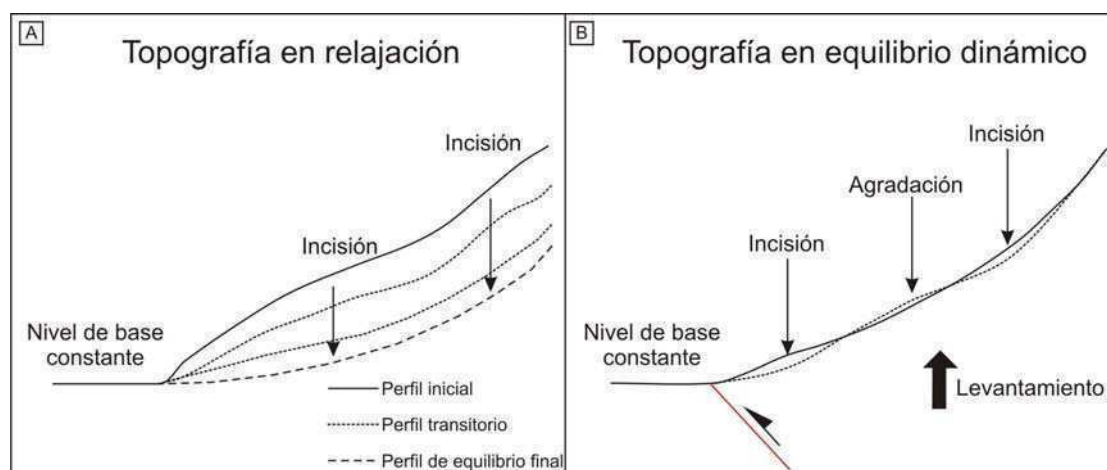


Figura 2.2: Perfiles longitudinales de ríos. A) Caso modelo de una topografía en relajaci3n (no hay levantamiento). B) Caso de una topografía en equilibrio dinámico (levantamiento = incisi3n). En el caso de una topografía en relajaci3n, la erosi3n progresiva de los relieves por incisi3n del lecho del río hace tender el perfil del mismo hacia una curva de forma exponencial. Si la incisi3n es compensada con un levantamiento global del macizo, el perfil del río sigue siendo más o menos estacionario. Sin embargo, este perfil se ajusta localmente agradando, incidiendo o sufriendo levantamiento (tomado de Gravelleau, 2008).

Mecanismos de incisi3n

La incisi3n del lecho rocoso de un río puede producirse bajo el efecto de distintos mecanismos que se combinan complejamente a lo largo del trazado del curso fluvial (Hancock *et al.*, 1998; Whipple *et al.*, 2000). La frecuencia de cada uno de estos procesos depende de las condiciones hidráulicas (corriente, carga) y de la resistencia mecánica del sustrato (Figura 2.3).

- **Abrasi3n mecánica** (*abrasion*): se observa generalmente en rocas homogéneas y resistentes y se caracteriza por el pulido y el desgaste progresivo de las rocas bajo la acci3n abrasiva del fluido (agua + carga de fondo + carga en suspensi3n). Las partículas producidas son típicamente tamaño arena fina.
- **Arranque mecánico** (*plucking*): domina cuando las rocas presentan zonas de debilidad (fracturas, diaclasas, esquistosidad, etc). Los choques repetidos de

las partículas contra la superficie del sustrato así como la apertura progresiva de las fracturas por el efecto de cuña de las partículas más finas terminan por separar bloques. El tamaño de los bloques puede variar de algunos centímetros a varios decímetros, o incluso metros.

- **Disolución** (*solution*): se produce en el caso de rocas solubles que se disuelven bajo el efecto del agua.
- **Alteración físicoquímica** (*weathering*): se produce principalmente cuando el lecho es seco. Los procesos de alteración física (termoclastía, crioclastía, hidroclastía) o química (hidrólisis, oxido-reducción), así como eventualmente la vegetación, destruyen la roca y la preparan para ser erosionada en la próxima crecida.
- **Cavitación** (*cavitation*): caracterizada por la creación de burbujas de aire microscópicas en la dinámica turbulenta del flujo y su rápida implosión que generan ondas de choque que martillan la roca y la debilitan.

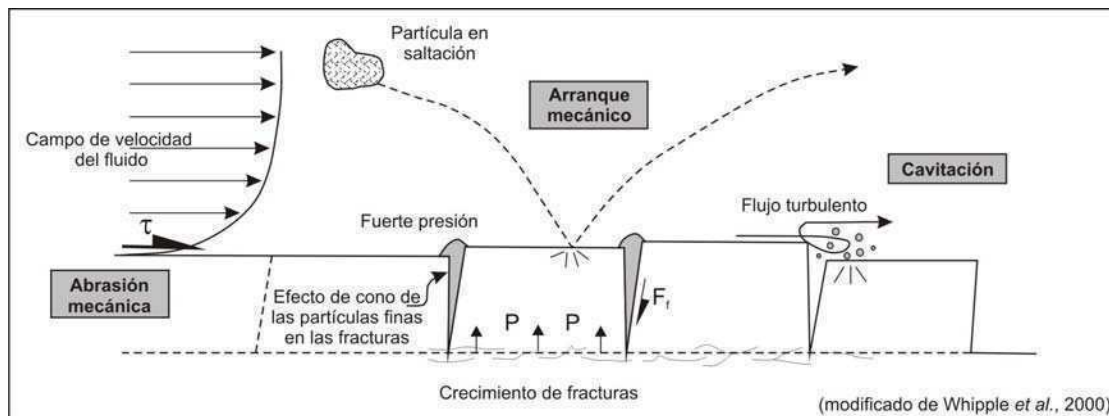


Figura 2.3: Mecanismos de incisión fluvial (según Whipple *et al.*, 2000). El flujo cargado con partículas (carga de fondo o carga en suspensión) ejerce un esfuerzo de cizalla basal que actúa directamente sobre la superficie del lecho rocoso y es responsable de su abrasión mecánica. El rebote de los granos en saltación transmite esfuerzos al lecho que favorecen el crecimiento de las fracturas verticales y horizontales y el arranque mecánico de bloques enteros. La apertura de fracturas, por otra parte, es favorecida por el relleno progresivo de las partículas finas (efecto de cuña) y por la implosión de microburbujas de aire generadas por flujo turbulento (cavitación).

Lo poco que se conoce acerca de los tres últimos procesos a llevado a pensar la incisión fluvial como controlada esencialmente por abrasión y arranque mecánico (Whipple *et al.*, 2000; Snyder *et al.*, 2003). Típicamente, un río incide su lecho si arrastra suficientes partículas abrasivas capaces de raspar el fondo y arrancar partículas o bloques (Sklar y Dietrich, 1998; Whipple *et al.*, 2000). Este tipo de incisión es el típico en el caso de los ríos de sustrato rocoso pero no resulta tan claro

como mecanismo erosivo en los ríos aluviales. Experiencias recientes ponen de manifiesto que la tasa de erosión de un sustrato cubierto por una carga de fondo espesa no es nula (Sklar y Dietrich, 2001). Estos autores postulan la posible puesta en movimiento del conjunto de la columna sedimentaria y/o la transmisión de energía por los granos de la superficie a los granos en profundidad durante las crecidas excepcionales.

Modelado de la incisión

Las propiedades físicas y geométricas que caracterizan los distintos agentes de incisión son, por categoría:

- Las **propiedades hidráulicas**: flujo de agua (Q_w), geometría del flujo (altura h , ancho W), química del agua.
- Las **propiedades de las partículas transportadas**: granulometría, cantidad, naturaleza litológica, modo de transporte (saltación, suspensión).
- Las **propiedades del sustrato**: naturaleza litológica (erodabilidad), pendiente local (S), tasa de levantamiento.

Los primeros modelos de incisión fluvial publicados proponen que la tasa de incisión E del sustrato es directamente proporcional a la intensidad del flujo de agua que pasa por su superficie (Howard y Kerby, 1983)

$$E = K_e (\Psi - \Psi_c)^\xi \quad \text{Ec. 2.18}$$

con K_e la erodabilidad del sustrato, Ψ la intensidad del flujo de agua, Ψ_c un umbral de erosión crítico y ξ una constante. El valor del umbral de erosión es el esfuerzo de cizalla basal necesario para comenzar la incisión del sustrato. Este parámetro no debe confundirse con el umbral de transporte de una partícula ya depositada sobre el fondo (τ_c). K_e representa la influencia de la naturaleza de la roca sobre la tasa de erosión (Stock y Montgomery, 1999).

De forma similar a la ley de transporte, utilizando algunas relaciones geométricas de conservación de la masa de agua (Leopold y Maddock, 1953), algunas fórmulas de hidrología de las cuencas de drenaje y descartando el límite crítico de

incisión, Howard *et al.* (1994) obtuvieron la muy difundida expresión del modelo de poder de la corriente para la incisión fluvial (*stream-power model*):

$$E = K_e \cdot A^m \cdot S^n \quad \text{Ec. 2.19}$$

donde A es el área de drenaje aguas arriba del punto del lecho estudiado, S es la pendiente local y m y n son constantes positivas. Estas constantes son dos exponentes que describen la hidrología de la cuenca de drenaje, la geometría del río y los procesos de erosión. Su calibración sobre sistemas naturales suministra valores que varían entre 0-2 y 0,1-0,5 respectivamente (Seidl y Dietrich, 1992; Hancock *et al.*, 1998; Stock y Montgomery, 1999; Whipple *et al.*, 2000; Snyder *et al.*, 2000; Hilley *et al.*, 2004). Estos amplios rangos de valores reflejan ciertamente la influencia de las condiciones hidrológicas, litológicas, climáticas y tectónicas locales. Algunos autores interpretan los cambios del índice de concavidad m/n (*concavity index*; Snyder *et al.*, 2000) como el resultado de procesos de erosión diferentes (erosión fluvial vs. flujo de detritos, Seidl y Dietrich, 1992). La erodabilidad K_e incluye, por su parte, los efectos de los cambios de geometría del río, y la resistencia de la roca a la incisión fluvial (Whipple y Tucker, 1999). El valor K_e disminuye cuando la resistencia a la erosión del sustrato aumenta (Stock y Montgomery, 1999).

Este modelo de incisión fluvial (con algunas modificaciones) ha sido incorporado al modelo numérico ERSEDE presentado en el capítulo 3 de esta tesis. Para más detalles consultar la sección 3.2.

Recientemente, Sklar y Dietrich (1998, 2001, 2004) propusieron una teoría mecánica general que tiene en cuenta la influencia de los depósitos sedimentarios y del tamaño de los granos sobre la incisión en los diferentes tipos de ríos (ríos de sustrato rocoso vs. ríos aluviales). Según esta teoría, se supone que:

- La incisión en el sustrato se produce principalmente por la abrasión de las partículas de carga de fondo en saltación sobre la superficie del lecho fluvial (Figura 2.4 A).
- La tasa “de desgaste” de las rocas depende proporcionalmente del flujo de energía cinético de las partículas que afectan el lecho y de la fracción de la superficie del fondo que no está cubierto por depósitos aluviales transitorios (Figura 2.4 A). Esta cobertura parcial del lecho depende de la relación entre la

presencia de sedimentos gruesos y la capacidad de transporte como carga de fondo. La velocidad de impacto de las partículas depende, por su parte, de la frecuencia de los impactos y de las trayectorias de saltación que son parametrizadas por funciones empíricas del esfuerzo de cizalla efectivo (*excess shear stress*).

Los autores de esta teoría pusieron de manifiesto experimentalmente que los depósitos sedimentarios disponibles sobre el fondo de un río influyen directamente sobre la tasa de erosión del sustrato (Figuras 2.4 B y C; Sklar y Dietrich, 2001, 2004). Para los casos de poca o mucha cantidad de sedimentos, la abrasión del lecho rocoso es poco importante. Para una carga sólida intermedia, en cambio, es máxima. Esto se debe al hecho de que el aumento de los depósitos sedimentarios produce dos efectos contrapuestos. Por una parte, al proporcionar “herramientas” para la abrasión, los sedimentos favorecen la incisión del sustrato. Por otra parte, al limitar la extensión de la superficie de exposición del lecho rocoso, los sedimentos lo protegen de la erosión. De hecho, para poca cantidad de sedimentos, la incisión es limitada por la falta de “herramientas” de abrasión mientras que para mucha cantidad, es limitada por el enterramiento parcial del sustrato bajo una cobertura de depósitos transitorios (Figura 2.4 B).

Dichos autores pronen además que la distribución del tamaño de los sedimentos debe influir sobre las tasas de incisión. En efecto, solamente la fracción gruesa de los sedimentos es capaz de formar una cobertura aluvial que se desplaza en deslizamiento-saltación sobre el lecho rocoso. Las partículas más finas (arenas), al contrario, se transportan generalmente en suspensión y raramente afectan el sustrato rocoso. Así pues, los autores ponen de manifiesto que la tasa de incisión de un lecho rocoso es máxima para una granulometría intermedia entre partículas finas y gruesas. Los datos experimentales coinciden con las formulaciones analíticas de su teoría (Figura 2.4 D). Ellas pueden ser resumidas por la siguiente expresión (ver Dietrich *et al.*, 2003 para una síntesis):

$$E = \frac{\left(1 - \left(\frac{u^*}{V_s}\right)^2\right)^{1.5}}{\epsilon_V} \left(k_1 \cdot \frac{q_s}{\left(\frac{\tau^*}{(\tau_c^* - 1)}\right)^{0.5}} - k_2 \cdot \frac{q_s^2}{D_s^{1.5} \cdot \frac{\tau^*}{(\tau_c^* - 1)^2}} \right) \quad \text{Ec. 2.20}$$

con u^* siendo la velocidad de cizallamiento del fluido, V_s la velocidad de sedimentación de la partícula que depende esencialmente de su tamaño D_s , ϵ_V un coeficiente de resistencia de la roca, q_s el flujo de sedimento por unidad de ancho, τ^* es el cizallamiento de Shields, τ_c^* el cizallamiento crítico de Shields y k_1 y k_2 constantes controladas esencialmente por la densidad de las partículas.

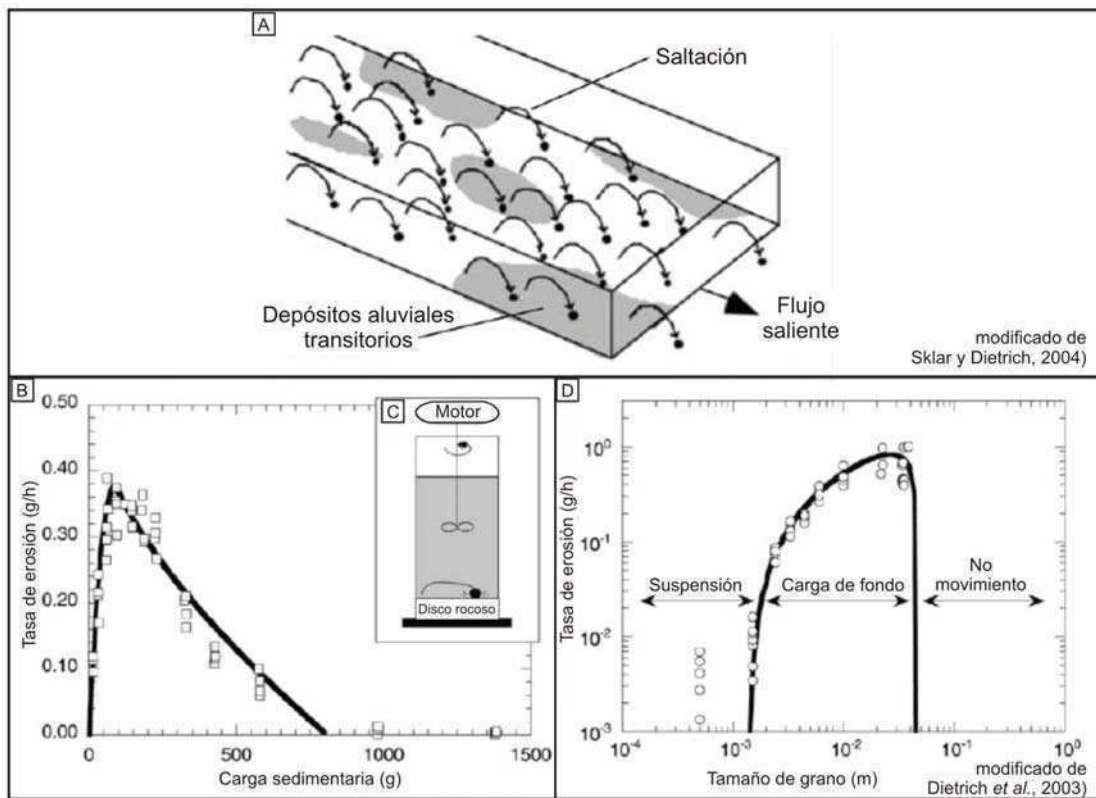


Figura 2.4: Modelo de saltación-abrasión (según Dietrich *et al.*, 2003; Sklar y Dietrich, 2004). A) Esquema de un canal de sección rectangular idealizado siendo erosionado por los impactos de la carga de fondo en saltación. B) Resultados experimentales obtenidos con el equipo. C) Este se trata de un “molino” motorizado que impulsa partículas sólidas sobre un disco rocoso. Estos resultados ponen de manifiesto que la erosión del disco depende de la cantidad de sedimento disponible. D) Efecto del tamaño de los granos sobre la tasa de erosión del sustrato. Los círculos representan los datos experimentales. La curva gruesa representa el modelo analítico. Las variaciones observadas ilustran los modos de transporte de las distintas granulometrías (suspensión, carga de fondo) (tomado de Gravelleau, 2008).

Aunque la ecuación 2.20 parece compleja, se puede observar que el primer factor es el cociente entre un equivalente del número de Rouse (modo de transporte) y la resistencia de la roca, que determina el tipo del transporte de las partículas. El segundo término relaciona la dinámica de puesta en transporte de las partículas (umbral de transporte) en función de su tamaño y su naturaleza (k_1 y k_2).

Si bien resulta posible incorporar este modelo de incisión fluvial a la plataforma de simulación ERSEDE, esto escapa al objetivo de esta tesis. Por lo tanto, la comparación entre el modelo de poder de la corriente tradicional y el presentado por Sklar y Dietrich (2001, 2004) será tema de trabajo a futuro.

Sedimentación

La sedimentación de las partículas detríticas transportadas por un río se produce cuando la corriente no posee la energía suficiente para transportar toda su carga. La caída de la capacidad de transporte puede vincularse con la evolución de distintos parámetros característicos de la corriente. Según la expresión del poder hidráulico de la corriente (Ecuación 2.8), puede tratarse de una disminución de la pendiente local o de una disminución de la cantidad de agua. En un contexto orogénico, un levantamiento localizado puede también influir sobre la capacidad de transporte de un río. En efecto, éste utiliza una parte importante de su energía para erosionar el fondo del lecho que se eleva y deposita una parte de su carga aguas arriba de la zona en levantamiento (Jorgensen *et al.*, 1993).

Sedimentación en la cuenca de drenaje

Representan los depósitos transitorios descritos por Sklar y Dietrich (2001) en su modelo de incisión y también los depósitos preservados en terrazas fluviales. El tiempo de residencia de estos sedimentos es muy variable y depende de la dinámica de erosión del río durante acontecimientos excepcionales (movilización de la carga aluvial almacenada sobre el lecho rocoso) y su historia morfológica (desplazamiento de los brazos activos del río, preservación de las terrazas por levantamiento tectónico, implantación de vegetación, etc). Según algunos autores, este tiempo característico de residencia sería del orden del año a varios centenares de años (Campy y Macaire, 2003).

Sedimentación en las cuencas de crecimiento (*growth basins*)

La sedimentación en cuencas de crecimiento se produce en los espacios localizados detrás o sobre una estructura tectónica en formación, en el centro de la cadena montañosa (cuencas intermontanas) o en el piedemonte (cuencas transportadas; *piggy back basins*; Ori y Friend, 1984).

Sedimentación en las cuencas de antepaís (*foreland basins*; Price, 1973; Jordan, 1981; Beaumont, 1981)

Las cuencas de antepaís se forman en la planicie aluvial al frente de las cadenas montañosas activas, cuyo espacio de acomodación se incrementa progresivamente por la subsidencia flexural de la litósfera producida por la carga tectónica de la cadena montañosa. El depocentro de este tipo de cuencas se ubica muy cercano al frente de corrimientos y generalmente forma parte del piedemonte. La migración hacia el antepaís del foco de sedimentación y la canibalización de las partes proximales de sus depósitos como consecuencia de la propagación de la deformación son algunas de sus principales características.

Conclusiones sobre los procesos fluviales

Las fórmulas descriptas para los procesos fluviales de erosión-transporte-sedimentación fueron, en gran medida, postuladas durante estos 20 últimos años. Son un avance significativo para la geomorfología cuantitativa que permite modelar los numerosos y complejos procesos superficiales. La puesta a punto de estas ecuaciones, o “leyes de erosión” es una tarea que se encuentra en ejecución. La reciente aparición del modelo de “saltación-abrasión” (Sklar y Dietrich, 2004) constituye un nuevo avance en relación al desarrollo de las ecuaciones de tipo “poder de la corriente” (Howard y Kerby, 1983; Howard, 1994).

Estas expresiones analíticas son las utilizadas en los modelos numéricos de evolución del paisaje (Dietrich *et al.*, 2003; Clevis *et al.*, 2003; Pazzaglia, 2003) y permiten probar la influencia de los procesos superficiales sobre el desarrollo y la evolución del paisaje. Las mismas están basadas en un riguroso formulismo de los procesos físicos de incisión y transporte (esfuerzo de cizalla basal ejercido por el fluido sobre el sustrato rocoso o las partículas del lecho aluvial) y son permanentemente comparadas con numerosas mediciones y observaciones de campo. Sin embargo, continúan siendo empíricas; en particular, en la relación entre el ancho

del río y el caudal. El ancho del canal W a menudo se supone como proporcional al flujo de agua Q_w . Esta simplificación se realiza debido a que se trata de un dato difícil de adquirir a partir de los modelos de elevación digital (insuficiente resolución a menudo) o *in situ* (trabajo delicado en el hueco de las gargantas activas). En el modelado del transporte y la incisión, el modelo de poder de la corriente utiliza una relación simple de tipo potencia positiva menor que uno ($W \propto Q_w^b$; Leopold y Maddock, 1953). Se toma al exponente b a menudo como igual a 0,3-0,5 (véase Montgomery y Gran, 2001, para una síntesis). Ahora bien, existe un debate actualmente con respecto a la influencia de este factor “ancho de río” en la dinámica de respuesta de un canal a una modificación tectónica o climática (Whipple, 2004; Finnegan *et al.*, 2005; Stark, 2006). Varios trabajos *in situ* pusieron de manifiesto que un río puede cambiar el ancho de su lecho a la misma velocidad que una estructura tectónica activa (Harbor, 1998; Lavé y Avouac, 2001; Montgomery y Gran, 2001; Amos y Burbank, 2007) o de un cambio litológico (Duvall *et al.*, 2004; Whittaker *et al.*, 2007). Por ello, parece que el ancho del lecho no depende solamente del flujo, sino también de la pendiente, la litología y las condiciones tectónicas.

En el modelo numérico desarrollado durante la tesis (ERSEDE), descrito en el capítulo 3, los procesos fluviales de erosión y transporte son simulados utilizando las ecuaciones descriptas en este apartado. La capacidad de transporte del río es modelada utilizando una fórmula similar a la ecuación 2.17 (Howard *et al.*, 1994). Para el caso de la incisión fluvial, se utiliza como base el modelo de poder de la corriente (*stream power*, Ecuación 2.19) de Howard *et al.* (1994). No obstante, se considera que el modelo de Sklar y Dietrich (2004) deberá ser incluido como una alternativa en el modelo en futuras mejoras del mismo. Para la sedimentación, en tanto, se aplica un límite máximo de depósito regido por la pendiente entre los puntos analizados (para más detalles consultar el apartado 3.2 del siguiente capítulo).

c. Interfluvios

Los interfluvios son los sectores de las cuencas de drenaje poco canalizadas que abarcan desde la línea divisoria de aguas hasta el lecho de cada afluente. Numerosos mecanismos de alteración y transporte se producen en estos sectores abasteciendo al río de material (carga sólida y carga disuelta). Dado que los modelos presentados en esta tesis intentan simular procesos en climas semi-áridos, se

describirá solamente la producción de sedimentos a partir de la erosión mecánica, dejando de lado los procesos de alteración química (disolución, oxido-reducción, hidrólisis, etc) que en condiciones climáticas húmedas pueden producir cantidades muy importantes de materiales (Galy y France-Lanord, 2001).

Procesos gravitatorios

Sobre la base de los distintos tipos de movimientos (caída, avalanchas, deslizamiento, cabeceos, flujos) y distintos tipos de materiales implicados (arcilla, detritos, rocas), Varnes (1978) definió una clasificación sistemática de los procesos gravitatorios (caída de bloques/detritos, avalanchas de rocas/detritos, deslizamientos, flujos de detritos/barro, etc.). Estos procesos se producen principalmente por la acción de la gravedad y su dinámica está caracterizada por umbrales que responden a las mismas leyes mecánicas que la corteza terrestre (criterio de ruptura de Mohr Coulomb, resistencia a la fricción sobre superficies de discontinuidad preexistentes). Sin embargo, los fluidos, el agua en particular, desempeñan un papel preponderante en la dinámica de iniciación de estos procesos.

Las magnitudes de transporte de estos procesos son muy variables. En términos de distancia, el transporte puede involucrar desde algunas decenas o centenas de metros para las caídas y los deslizamientos hasta varios kilómetros para los flujos y avalanchas. En términos de tiempo, estos movimientos pueden ser del orden de segundos o minutos (caídas, avalanchas, flujos de detritos) o de varios centenares de años (deslizamiento lento).

Procesos glaciales

Se trata del conjunto de los procesos de producción de sedimentos que hacen intervenir el agua bajo forma sólida (hielo). Eso incluye los fenómenos criogénicos (criolcastía, crioexpulsión, geliflujión, etc.) y la abrasión vinculada a los flujos de glaciares. Estos últimos procesos son agentes de erosión que pueden ser muy eficaces y generar una gran cantidad de material sedimentario (Hallet *et al.*, 1996).

Procesos de interacción entre la lluvia y la superficie rocosa

Con esta expresión, se agrupan los procesos teniendo en cuenta las interacciones entre las gotas de lluvia (y su dispersión) y la superficie rocosa (cubierta o no de un suelo). Se trata tanto de la interacción directa entre una gota de lluvia y el

suelo (*rainsplash*), como de la circulación ocasional de agua (*runoff*) en zanjas (*rills*) o gargantas (*gullies*). El primer proceso puede trasladar partículas sedimentarias de un suelo debido a la transmisión de la energía cinética del impacto de la gota sobre las partículas del suelo. El segundo proceso se produce cuando el suelo es incapaz de absorber la totalidad de las precipitaciones que caen sobre la superficie. El exceso de agua (*overland flow*) se transforma sucesivamente a una capa (*sheet flow*) antes de canalizarse (*surface runoff*) para formar zanjas y gargantas. Estos flujos responden a una mecánica de los fluidos muy similares a las de los ríos (Nord, 2006). Por último, otra parte del flujo se efectúa en el suelo (*throughflow*), el agua se filtra a través de poros del suelo y puede alimentar el flujo de superficie. Este tipo de flujo interno se somete a la dinámica de los fluidos en los medios porosos (ley de Darcy). Las distancias de transporte características para cada uno de estos procesos son variables: del orden del centímetro para el *rainsplash* a la decena o incluso centenar de metros para la circulación ocasional.

Modelado del transporte en los interfluvios

Los procesos de interfluvios a menudo se agrupan bajo una sola ecuación que contabiliza el flujo de material que se transfiere hacia la red de drenaje. Se trata de una simple ecuación de difusión lineal entre el volumen de flujo de sedimento Q_s y la pendiente local S (Culling, 1960)

$$Q_s = K \cdot S \quad \text{Ec. 2.21}$$

con K siendo el coeficiente de difusividad de la vertiente. Esta formulación resulta especialmente útil para los suelos de poca pendiente o las vertientes cubiertas de regolito (capa superficial del suelo compuesto de roca alterada), pero no es aplicable para zonas con fuertes pendientes (Dietrich y Montgomery, 1998). En tales zonas los deslizamientos de terreno son muy frecuentes incrementando significativamente los flujos sedimentarios. A fin de dar cuenta de eso, se incorporó un umbral de pendiente crítico S_c (correspondiendo al ángulo de fricción interno del interfluvio) a la ecuación de difusión lineal (Roering *et al.*, 1999) dando

$$Q_s = \frac{K.S}{1 - \left(\frac{S}{S_c}\right)^2} \quad \text{Ec. 2.22}$$

para las pendientes bajas ($S \ll S_c$), esta ley es equivalente a la de difusión lineal (Ecuación 2.21). Para pendientes que se acercan al umbral crítico, el flujo sedimentario aumenta exponencialmente. Finalmente, es posible también introducir un término de erosión (E_0) atribuible a la disolución y a la alteración de la roca fresca (Montgomery y Brandon, 2002).

$$Q_s = E_0 + \frac{K.S}{1 - \left(\frac{S}{S_c}\right)^2} \quad \text{Ec. 2.23}$$

Conclusiones sobre los procesos de interfluvios

La diversidad de procesos que ocurren en los interfluvios y, en particular, lo variable de sus velocidades de desplazamiento limitan el desarrollo de modelos precisos para cada uno de ellos. A pesar de que existen algunas expresiones que describen la erosión inducida por el flujo de los glaciares (Braun *et al.*, 1999; McGregor *et al.*, 2000) o el transporte por los deslizamientos de terreno (Schmidt y Montgomery, 1995; Tucker y Bras, 1998; ver Dietrich *et al.*, 2003 para una síntesis), los procesos de interfluvios frecuentemente se agrupan en ecuaciones relativamente simples. Estas expresiones son en parte aproximadas ya que raramente hacen intervenir los mecanismos físicos que originan los flujos sobre las vertientes. Estos mecanismos se resumen en relaciones simples (ley de difusión lineal), a veces corregidas por el efecto del umbral de pendiente (ley de difusión no lineal). En cualquier caso, estas ecuaciones parecen explicar de manera satisfactoria los flujos medidos sobre los interfluvios (Roering *et al.*, 2001), siendo empleados frecuentemente en los modelos numéricos de evolución del paisaje.

En la plataforma de modelado presentada en esta tesis los procesos de interfluvios se modelan como si estuvieran controlados totalmente por mecanismos de erosión y transporte fluvial. La causa principal de esto es el interés particular en

modelar la interacci3n de los procesos fluviales con la deformaci3n neotect3nica. No obstante, cabe destacar que para futuras mejoras del modelo se tiene programado incluir los procesos gravitatorios y glaciales.

2.4. Marcadores de las interacciones Tect3nica-Erosi3n-Sedimentaci3n

Durante la evoluci3n topogr3fica de un piedemonte con actividad tect3nica algunos objetos morfol3gicos son eliminados total o parcialmente, mientras que otros son creados. Estos objetos poseen tiempos de preservaci3n muy variables (desde varios centenares a algunos millones de a~os), y resultan importantes elementos de estudio para entender la historia tect3nica y clim3tica de una regi3n. La geomorfoloǵa tect3nica es la disciplina de las Ciencias de Tierra que estudia las interacciones entre la actividad de las estructuras tect3nicas y la erosi3n en la evoluci3n del paisaje. El an3lisis morfotect3nico se basa en el reconocimiento de los marcadores que registran la evoluci3n geodin3mica reciente de los paisajes, y la decodificaci3n de las se~ales tect3nicas, clim3ticas o sedimentarias que los producen (Burbank y Anderson, 2000).

a. Marcadores morfotect3nicos

En geomorfoloǵa tect3nica, es com3n estudiar diferentes marcadores (*markers*) capaces de registrar en su geometŕa la evoluci3n del relieve. En un piedemonte, estos marcadores est3n representados esencialmente por las terrazas fluviales, los abanicos aluviales y los marcadores de la red de drenaje (puntos de quiebre del perfil longitudinal de un ŕo o *knickpoints*, abras de viento, abras de agua).

Terrazas fluviales

Una terraza fluvial (*river / stream terrace*) es una paleo-superficie de flujo del curso de agua (antiguo cauce) que se abandon3 por alguna causa autoćclica o aloćclica. Existen dos tipos de terrazas:

Terrazas de relleno (o terrazas de agradaci3n: *aggradational / constructional/fill terraces*): son el resultado de una primera etapa de relleno de un canal seguidas de una segunda etapa de incisi3n (Figuras 2.5 A.1 y 2.6). El relleno se produce cuando la carga sedimentaria no puede ser transportada íntegramente por el ŕo (condiciones limitadas por el transporte), siendo la superficie superior del relleno

el equivalente a la terraza. La incisión acontece a continuación debido a variaciones en el régimen de flujo del río. Se denominan a menudo estas terrazas como “terrazas encajonadas” ya que, en sección transversal, se insertan las más jóvenes en las más antiguas. Estas terrazas son muy comunes en el ambiente pedemontano (Polanski, 1963).

Terrazas erosivas (o terrazas de abrasión/ablación: *degradational / erosional / cut / strath terraces*): se forman a partir de la incisión directa del sustrato por el río. Según la estabilidad y la dinámica del curso fluvial (en particular, la sinuosidad), pueden encontrarse a ambos lados del valle (terrazas uniformes; Figura 2.5 A.2) o estar escalonadas sobre las dos orillas (terrazas impares; Figura 2.5 A.3). En cualquier caso, se generan bajo una dinámica de incisión continua que deja las terrazas más viejas en las partes más altas del valle y las más jóvenes sobre el lecho actual. Puede desarrollarse un corto episodio aluvional entre la fase de incisión del sustrato y la fase de abandono de la terraza. Eso deja entonces un depósito de sedimentos de poco espesor por encima de la superficie de incisión (del orden de algunos metros). Esta superficie de incisión se llama comúnmente en inglés *strath* (véase Wegmann y Pazzaglia (2002) para una síntesis de la definición). Este tipo de terrazas es muy común en las cuencas de drenaje de las cadenas montañosas influenciadas por actividad tectónica.

Origen y tiempo característico de formación

Una gran parte de las preguntas actuales relativas a las terrazas tienen que ver con su formación y por el tiempo característico que describe su dinámica, siendo objeto de estudios de campo desde hace tiempo. Su análisis mediante experiencias numéricas o analógicas es relativamente reciente (Mizutani, 1998; Hancock y Anderson, 2002).

El origen de las terrazas fluviales permanece en discusión ya que depende en gran medida de los contextos orogénicos y climáticos actuantes. Con frecuencia, los estudios de campo asignan la formación de las terrazas a variaciones climáticas, con escasa o nula participación de la tectónica que en cambio favorecería su preservación. No obstante, la naturaleza de los episodios climáticos desencadenantes es bastante variable. Mientras que algunos correlacionan las terrazas con los picos de avance de los glaciares (Molnar *et al.*, 1994; Pinter *et al.*, 1994; Hancock *et al.*, 1999) otros las

asocian con las fases de deglaciación (Figura 2.5 C; Formento-Trigilio *et al.*, 2003; Pan *et al.*, 2003; Poisson y Avouac, 2004; Vassallo *et al.*, 2007). En este último caso, se propone que los picos glaciales señalan un período de fuerte producción sedimentaria en los interfluvios, con escasas precipitaciones en forma de lluvia, y ríos con muy poco caudal que no pueden transportar estos sedimentos (Poisson, 2002; Vassallo *et al.*, 2007). Los clastos se almacenan entonces en los interfluvios mientras dura la era glaciár. Cuando la deglaciación comienza, la fundición de los glaciares y la reanudación de las precipitaciones líquidas incrementan el poder de erosión y transporte de los ríos, transfiriendo una gran parte de los volúmenes sedimentarios almacenados en la red de drenaje hacia el piedemonte, donde son depositados. Una vez que la carga sedimentaria disponible para transportar se vuelve muy escasa, los ríos inciden en los depósitos recientemente depositados, formándose las terrazas.

En períodos interglaciales, la formación de terrazas puede vincularse con los ciclos de intensificación de las lluvias (caso monzones del Himalaya; Figura 2.5 B; Pratt *et al.*, 2002). En este caso, se propone que las precipitaciones que caen sobre los relieves aumentan la presión de fluidos de las rocas de las vertientes y favorecen los deslizamientos de terreno. El valle se llena de sedimentos (*aggradation*) ya que los ríos no tienen la capacidad de evacuar el exceso de sedimentos. Una vez que las vertientes son “purgadas”, los ríos reanudan la incisión y cavan gargantas produciendo terrazas.

En ambientes orogénicos activos, el aumento de la carga sólida procedente de los interfluvios puede vincularse con los importantes volúmenes sedimentarios aportados por los deslizamientos y avalanchas. Estos movimientos en masa a menudo son activados por las fuertes aceleraciones del suelo causadas por sismos importantes (Hovius, 1996; Dadson *et al.*, 2004; Hermanns y Schellenberger, 2007; Strecker *et al.*, 2007).

Por otro lado, la formación de algunas terrazas fluviales cercanas a los márgenes oceánicos parece estar vinculada con las variaciones del nivel absoluto de los océanos (eustatismo) relacionados a los cambios climáticos neógenos y cuaternarios, y a los movimientos globales de subsidencia/levantamiento de los márgenes pasivos y dorsales centro-oceánicas (Pazzaglia y Gardner, 1993; Pazzaglia y Brandon, 2001).

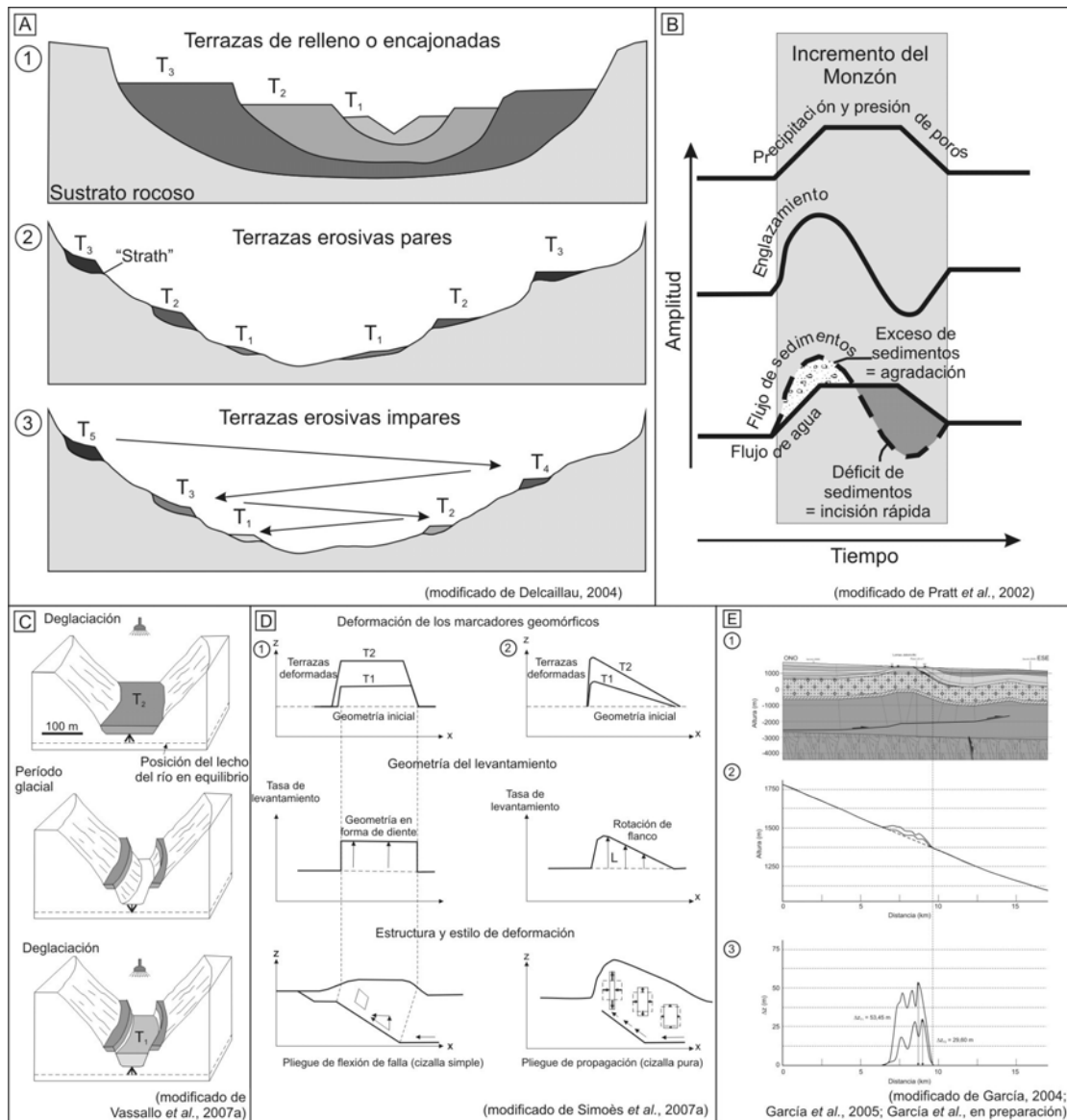


Figura 2.5: A) Las terrazas fluviales se clasifican en dos categorías (Delcaillau, 2004): (1) las terrazas de relleno y (2 y 3) las terrazas erosivas. Estas últimas pueden ser pares o impares según cómo se dispongan las superficies de uno y otro lado del valle. B) Ejemplo de formación de terrazas en el caso de una intensificación del monzón (Himalayas; Pratt *et al.*, 2002). C) Ejemplo de formación de terrazas durante una deglaciación (Vassallo *et al.*, 2007). D) Deformación de los marcadores geomórficos en un pliegue de antepaís (1 - un pliegue de flexión; 2- un pliegue de propagación; según Simoès *et al.*, 2007a). Según el estilo estructural del pliegue, los campos de levantamiento y por lo tanto la deformación finita de las terrazas son diferentes. E) Aplicación de la deformación de las terrazas fluviales al estudio del pliegue de Lomas Jaboncillo (piedemonte sureste del Cordón del Plata; según García, 2004; García *et al.*, 2005; García *et al.*, en preparación). 1) Sección estructural del pliegue. 2) Perfiles topográficos del lecho de río y las terrazas proyectadas sobre el rumbo del corte estructural. 3) Perfiles de plegamiento de las terrazas obtenidos suponiendo plano el perfil del lecho del río actual.

Para algunos ejemplos naturales, el levantamiento tectónico se propone como la principal causa del origen de las terrazas (Bull, 1991; Nicol y Campbell, 2001). Por ejemplo, para terrazas extremadamente jóvenes de Nueva Zelanda (edades inferiores a 2000 años), los fuertes desniveles entre terrazas preservadas y el lecho actual (hasta

55 m) sugieren que la incisión es la consecuencia en gran parte de un fuerte levantamiento tectónico por plegamiento activo (Nicol y Campbell, 2001).

En todos los casos, los mecanismos de formación de las terrazas pueden ser representados por un balance fluvial que hace intervenir los distintos grados de libertad del río (ancho, pendiente, capacidad de transporte, carga sólida, producción líquida, etc., Chorley *et al.*, 1984; Bull, 1991). El pasaje de condiciones de agradación a condiciones de incisión puede ser la consecuencia de un aumento de la producción líquida, de un aumento de la pendiente del curso, de una disminución de la carga sólida o de una disminución de la dimensión de los granos transportados. Al considerar los ríos en el umbral crítico de capacidad de transporte, las variaciones de las tasas de incisión laterales y verticales pueden vincularse con las variaciones temporales de los flujos sólidos procedentes de las vertientes. Cuando la carga sedimentaria es importante, la incisión lateral se ve favorecida. Al contrario, una disminución de la carga sólida (y un aumento relativo de la producción líquida) fuerzan al río a reducir su lecho e incidir verticalmente.

En lo que respecta al tiempo característico de formación de las terrazas, los estudios de terreno indican generalmente que se trata de un proceso diacrónico a lo largo del río (Weldon, 1986). Por ejemplo, dataciones precisas de las fases de agradación e incisión de una terraza de California indican diferencias, entre las fases de altura y las bajas, de cerca de 4.000 años para la edad del agradación y 7.000 años para el abandono de la terraza. Se observa también esta diferencia de edad de varios miles de años para una terraza del Gobi Altay en Mongolia (Vassallo *et al.*, 2007). Las terrazas comenzarían a formarse en las zonas bajas y posteriormente se propagarían aguas arriba. Cuando se estudian terrazas pleistocenas, esta diferencia de edad es poco significativa sobre los cálculos de la dinámica de los ríos (tasa de incisión, tasa de levantamiento, etc.). En cambio, debe ser considerada cuando se trata de terrazas holocenas (Burbank y Anderson, 2000).

Mizutani (1998) estudió mediante técnicas experimentales la formación de terrazas de agradación en la superficie de un cono aluvial, con producción líquida y nivel de base constantes, y sin adicionar sedimento al canal. Los resultados ponen de manifiesto que las terrazas se forman a raíz del desplazamiento lateral intermitente del canal causado por el crecimiento (en amplitud y longitud de onda) de meandros. En el mismo artículo, se muestra un modelo numérico donde se llegan a generar terrazas similares gracias a un modelo de formación de meandros (función simple sinusoidal).

En este trabajo, todo indica que las terrazas pueden formarse en respuesta a cambios autocíclicos en la geometría de la red de drenaje controlados por la dinámica propia de un curso meandriforme y por las condiciones iniciales.

En otra simulación numérica, Hancock y Anderson (2002) analizaron la formación de terrazas erosivas en respuesta a oscilaciones de los factores climáticos (variaciones temporales de la carga sedimentaria, la producción líquida y el tamaño de los granos). Para eso, efectuaron dos pruebas: la primera generando oscilaciones de las contribuciones de sedimentos; la segunda duplicando la producción líquida. Su modelo incorpora una ley de transporte de los sedimentos de tipo potencial, una ley de incisión vertical del sustrato rocoso limitada por el espesor de la cobertura aluvial, y una ley de erosión lateral. El tamaño de los granos transportados se mantiene uniforme. Las pruebas realizadas ponen de manifiesto que la formación de las terrazas erosivas requiere variaciones de los parámetros de carga sólida y líquida con el fin de modular las tasas de erosión vertical y horizontal. Una fuerte contribución sedimentaria favorece la erosión lateral y la formación de amplios valles. Una escasa contribución sedimentaria y una fuerte producción líquida favorecen la incisión de la planicie aluvial y el abandono de terrazas. Por último se observa también que la formación de un mismo nivel de terraza no es sincrónica sobre toda su longitud, desplazándose en relación al acontecimiento climático que pudo haberlo generado (desfasaje “t”). Este diacronismo es del orden de varios millares de años, confirmando las observaciones de campo de Weldon (1986) y Vassallo *et al.* (2007).



Figura 2.6: Terrazas de relleno del Pleistoceno superior-Holoceno en el río de Las Tunas (piedemonte sureste del Cordón del Plata, Mendoza). A simple vista se pueden diferenciar hasta tres niveles de terrazas. La incisión del río en las terrazas más antiguas resulta de la interacción entre levantamiento del frente orogénico y cambios en las condiciones hidro-sedimentarias del río (glaciaciones-deglaciaciones).

Análisis morfotectónico

Numerosos trabajos de campo utilizan las terrazas como marcadores de la deformación y la erosión de los relieves. La datación de los niveles de terrazas y su desnivel con respecto al lecho actual permiten determinar tasas de incisión de ríos (Burbank *et al.*, 1996a; Lavé y Avouac, 2001; García *et al.*, 2005). Estas tasas de incisión pueden interpretarse como la suma de varios componentes: un componente de orden climático (variación de los parámetros hidrológicos y sedimentarios del río, variación del nivel de base), un componente tectónico (levantamiento del lecho del río en un pliegue o por isostasia) y otro vinculado al crecimiento de la red de drenaje (Vassallo *et al.*, 2007).

Un ejemplo de aplicación práctico de las terrazas aluviales puede ser ilustrado por su utilización como marcador de la deformación. Las terrazas que se forman sobre un corrimiento o un pliegue activo se deforman y evidencian el crecimiento de la estructura tectónica (Figura 2.5 D y E). Haciendo algunas hipótesis sobre la geometría inicial de la terraza (a menudo dada como similar al perfil del lecho del río actual), sobre la estructura tectónica (buzamiento del plano de falla y las capas, estilo de plegamiento) y sobre las variaciones del nivel de base, es posible reconstruir la historia cinemática de la estructura y estimar tasas de levantamiento y acortamiento durante el Cuaternario (Molnar *et al.*, 1994; van Der Woerd *et al.*, 2000, 2001; Lavé y Avouac, 2001; Benedetti *et al.*, 2003; Poisson y Avouac, 2004; García *et al.*, 2005; Daëron *et al.*, 2007; Hubbert-Ferrari *et al.*, 2007; Simoès *et al.*, 2007b; García *et al.*, en preparación).

Abanicos aluviales

Un abanico aluvial es un objeto morfológico y sedimentario “que presenta una forma semicónica compuesta que se desarrolla desde un punto fuente (ápice) y que marca la transición entre la cuenca de drenaje y la cuenca sedimentaria” (Rohais, 2007). El ángulo de apertura puede alcanzar los 180° y la superficie extenderse desde algunos km² hasta varias decenas de miles de km². Las pendientes son muy variables de 0,1° a cerca de 20°. Hacia los sectores elevados su tamaño decrece y se incrementa su pendiente. En el piedemonte, se trata de un objeto morfo-sedimentario observable a todas las escalas de la topografía: desde el más grande correspondiente a la desembocadura de un río que drena relieves montañosos hasta el más pequeño correspondiente, por ejemplo, a la confluencia de un tributario con un canal principal.

Sus características geométricas (pendiente, área) dependen del tamaño de la cuenca de drenaje. Existe una relación exponencial directamente proporcional entre la superficie de un abanico aluvial A_C y la superficie de su cuenca de drenaje A_{CD} (Bull, 1962, 1977)

$$A_C = c \cdot A_{CD}^n \quad \text{Ec. 2.24}$$

siendo “ c ” una constante que varía en función del contexto climático, tectónico, litológico e incluso de la edad del abanico, tomando valores entre 0,1 y 2,4 (Bull, 1964; Hooke, 1968; Whipple y Trayler, 1996; Harvey, 1997). Por su parte, “ n ” es un exponente con valores de entre 0,7 y 1,1 (Harvey, 1997).

También existe una relación exponencial inversamente proporcional entre la pendiente del abanico aluvial S y el área de su cuenca de drenaje A_{CD} (Bull, 1962, 1964, 1977; Rohais, 2007)

$$S = a \cdot A_{CD}^{-b} \quad \text{Ec. 2.25}$$

con “ a ” y “ b ” constantes que toman valores de entre 0,03 y 0,17 y 0,15 y 0,35 respectivamente. Ambas son dependientes de los procesos hidráulicos, de la granulometría y el contexto tectónico. En cambio, parecen ser independientes del contexto climático (Bull, 1964).

Al combinar las dos expresiones exponenciales, es posible observar una correlación entre la pendiente media de los abanicos aluviales y su superficie. Se trata de nuevo de una relación exponencial con un exponente negativo (Saito y Oguchi, 2005). La pendiente media del abanico se correlaciona también a la pendiente promedio de la cuenca de drenaje (Saito y Oguchi, 2005)

Origen

Los procesos sedimentarios y la morfología de un abanico aluvial están influenciados por las características de la cuenca de drenaje (superficie drenada, relieve, litología) que controlan los flujos de agua y sedimentos. Eso se traduce en distintos procesos que construyen el cuerpo sedimentario y otros que redistribuyen los sedimentos en su superficie. Los principales procesos de alimentación de un abanico aluvial son las avalanchas y caídas de bloques (*rock falls/avalanches*), los flujos de

detritos (*debris flows*), los flujos laminares de crecidas (*sheetflood*) y los flujos canalizados (*stream flows*). Según el proceso dominante, es posible definir una clasificación de abanicos aluviales y explicar sus morfologías:

- **Abanicos aluviales dominados por caídas de bloques:** son muy pequeños y se encuentran directamente al pie de fuertes relieves. Sus pendientes corresponden al ángulo de inclinación natural de los materiales o sea entre 20° y 30°. Se los puede asimilar a los conos de deyección.
- **Abanicos aluviales dominados por flujos de detritos:** son generalmente pequeños (1 - 400 km²) y están localizados a la desembocadura de pequeñas cuencas de drenaje. Son muy inclinados (5° a 15°) y están cubiertos de sedimentos gruesos.
- **Abanicos aluviales dominados por flujos laminares:** son de tamaño medio (algunos km² a 5000 km²). Presentan pendientes intermedias (1° a 5°) y una granulometría media.
- **Abanicos aluviales dominados por flujos canalizados:** corresponden a los objetos morfológicos más grandes sobre la Tierra y se relacionan con grandes ríos que captan el drenaje de vastas regiones montañosas. Su superficie abarca desde cientos de km² hasta varias decenas de miles de km². Presentan bajas pendientes ($\ll 1^\circ$) y están conformados por sedimentos finos.

Los flujos depositan su carga sedimentaria en un abanico aluvial debido a la brusca disminución de la capacidad de transporte en la desembocadura. Esta caída de la capacidad de transporte resulta de la combinación entre el repentino aumento del ancho del canal (el flujo deja de estar confinado) y la disminución de la pendiente.

Análisis morfotectónico

Al igual que las terrazas aluviales, las superficies de los abanicos aluviales son objetos morfotectónicos interesantes ya que pueden registrar en su geometría las deformaciones tectónicas del piedemonte. Por ejemplo, los abanicos aluviales a menudo son deformados por fallamiento y plegamiento (Avouac *et al.*, 1993; Avouac y Peltzer, 1993; García *et al.*, 2005; Vassallo *et al.*, 2005). Simplemente con algunas hipótesis sobre la geometría inicial del cono y la geometría de la falla, los perfiles de

una escarpa de falla suministran valiosas estimaciones sobre las tasas de desplazamiento de las estructuras.

Knickpoints

Esta palabra tiene su origen en el alemán “*Knick punkt*” que significa “punto de inflexión - punto de flexión”, un *knickpoint* es una particularidad del perfil longitudinal de un río donde la pendiente del lecho rocoso cambia bruscamente (Figura 2.7). Representan una inestabilidad de incisión cuyo origen puede explicarse por distintos mecanismos (Delcaillau, 2004):

- **Variación en la carga transportada por el río:** en la confluencia de dos tributarios o debido a variaciones de la intensidad de las precipitaciones (clima) (Figura 2.7 A).
- **Contraste litológico:** variaciones de resistencia entre distintas unidades geológicas inducen contrastes de erodabilidad que pueden generar discontinuidades en el perfil del río (Figura 2.7 B).
- **Variación tectónica o eustática del nivel de base:** un descenso del nivel marino o un levantamiento del macizo rocoso introduce un desequilibrio de la antigua red de drenaje frente a las nuevas condiciones (Figuras 2.7 C y D). En particular, una falla activa en un piedemonte puede generar un *knickpoint*.

Un *knickpoint* puede aparecer tanto en la desembocadura de la cuenca de drenaje como en el seno de la misma. Con frecuencia, la inestabilidad se propaga en la red de drenaje por erosión retrocedente (Figura 2.7 C). Muchos trabajos consideran que esta retrogradación permite transmitir la señal a toda la cuenca de drenaje y caracteriza el régimen de transición sufrido por la cuenca hidrográfica en respuesta a las fuerzas externas (Wolman, 1987; Seidl y Dietrich, 1992; Wohl, 1993; Seidl *et al.*, 1994; Weissel y Seidl, 1998; Stock y Montgomery, 1999; Zaprowsky *et al.*, 2001; Hayakawa y Matsukura, 2005; Bishop *et al.*, 2005).

Los mecanismos de iniciación, migración y morfogénesis de los *knickpoints* han sido analizados tanto numéricamente (Howard y Kerby, 1983; Seidl *et al.*, 1994; Weissel y Seidl, 1998; Stock y Montgomery, 1999) como experimentalmente (Brush y Wolman, 1960; Holland y Pickup, 1976; Gardner, 1983; Hasbargen y Paola, 2000; Stein y LaTray, 2002; Frankel *et al.*, 2007). Estos últimos muestran cómo las

propiedades mecánicas del sustrato (estructuración, resistencia, buzamiento de las capas) pueden influir sobre el gradiente de pendiente del *knickpoint* durante su migración. Los trabajos numéricos, en tanto, se enfocaron en la evolución temporal de la respuesta de corto plazo (*transient*), en evaluar la influencia de distintas ecuaciones (ley de incisión, ley de transporte) y medir la velocidad de migración de los *knickpoints* (Rosenbloom y Anderson, 1994; Weissel y Seidl, 1998; Whipple y Tucker, 1999). Por otro lado, un reciente estudio de campo indica que es necesario analizar los *knickpoints* en función de la superficie drenada (Crosby y Whipple, 2004). Cabe destacar que un *knickpoint* puede ser estacionario si se produce en un contraste litológico muy marcado (Crosby y Whipple, 2004) o si el levantamiento tectónico local es compensado con erosión (Zeitler *et al.*, 2001).

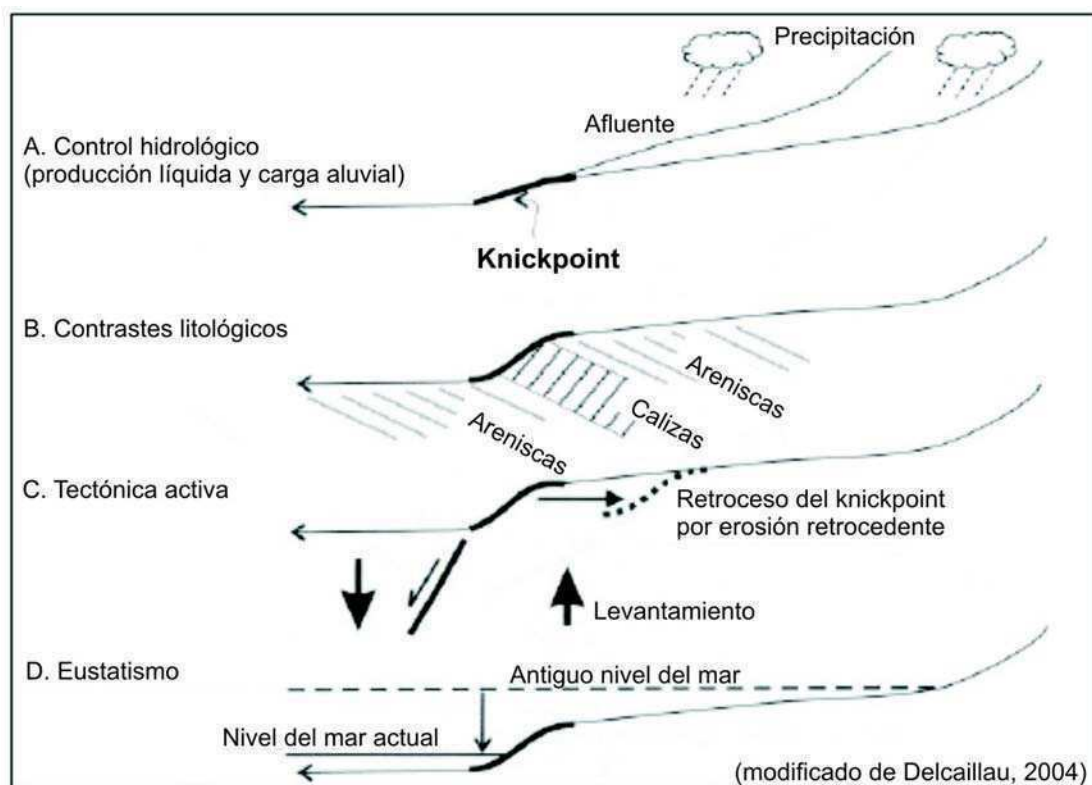


Figura 2.7: Origen de los quiebres del perfil longitudinal de los ríos (*knickpoints*) según Delcaillau (2004). A) Un *knickpoint* puede aparecer en la red hidrográfica a raíz de variaciones del flujo hidráulico que transita en su lecho. B) Al pasar por una roca más resistente, el río marca la diferencia de erodabilidad mediante un salto en su perfil. C y D) Variaciones del nivel de base de origen tectónico o eustático pueden también contribuir a la formación de un *knickpoint* que se propaga en la red hidrográfica por erosión retrocedente.

Superficies de erosión

Una superficie de erosión (pedimentos, peniplanicie; *erosional surface/peneplain*) se produce por la erosión prolongada de los relieves (Davis, 1922).

Es una superficie relativamente plana, horizontal o levemente inclinada, que puede estar deformada en función de los movimientos tectónicos posteriores a su formación y marcan sistemáticamente un hiato en el registro del tiempo geológico. Hutton (1788) fué el primero en interpretar las discordancias estratigráficas como superficies de erosión. Como ejemplos de discordancias estratigráficas muy conocidas, se puede citar la gran discordancia de la serie de Gran Cañón (*The Great Unconformity*) o el de “Siccar Point” (Escocia) donde Hutton describió por primera vez este marcador geológico.

En el ámbito del antepaís fragmentado de las Sierras Pampeanas se encuentran preservadas varias superficies de erosión que coinciden con las altas cumbres de los diferentes macizos (Beltramone, 2007). Estas superficies se habrían formado con anterioridad al Jurásico, y se encuentran cubiertas por depósitos cretácicos y/o terciarios en varios sectores. La mayoría de los autores coinciden en clasificarlas como una peneplanicie en el sentido de Davis (1922) (Beder, 1916; Rassmuss, 1916; Schmieder, 1921; Rimann, 1926; González Díaz, 1981), generada a baja altura (*applanation*). Estas superficies han sido exhumadas entre el Mioceno superior y el Plioceno, continuando su levantamiento hasta la actualidad (Costa, 2005). Cabe destacar el caso de la sierra de Pie de Palo, donde la peneplanicie ha sido plegada en forma sincrónica al levantamiento de la sierra (Figura 2.8).

Origen

Las superficies de erosión son objetos morfológicos notables ya que las evidencias de terreno parecen indicar que podrían formarse a una elevada altitud (Babault *et al.*, 2005) o a baja altitud (Calvet, 1996; Jolivet *et al.*, 2007; Beltramone, 2007). Se ignoran aún muchas cosas sobre los distintos mecanismos que permiten formar estas superficies de erosión y preservarlas por mucho tiempo. Sin embargo, las señales morfológicas que representan constituyen excelentes marcadores de la evolución de los paisajes que permiten cuantificar la evolución de los relieves (tasas de levantamiento, tasas de erosión, etc), proporcionando una superficie de referencia de edad y forma conocida que puede ser comparada con la situación actual.

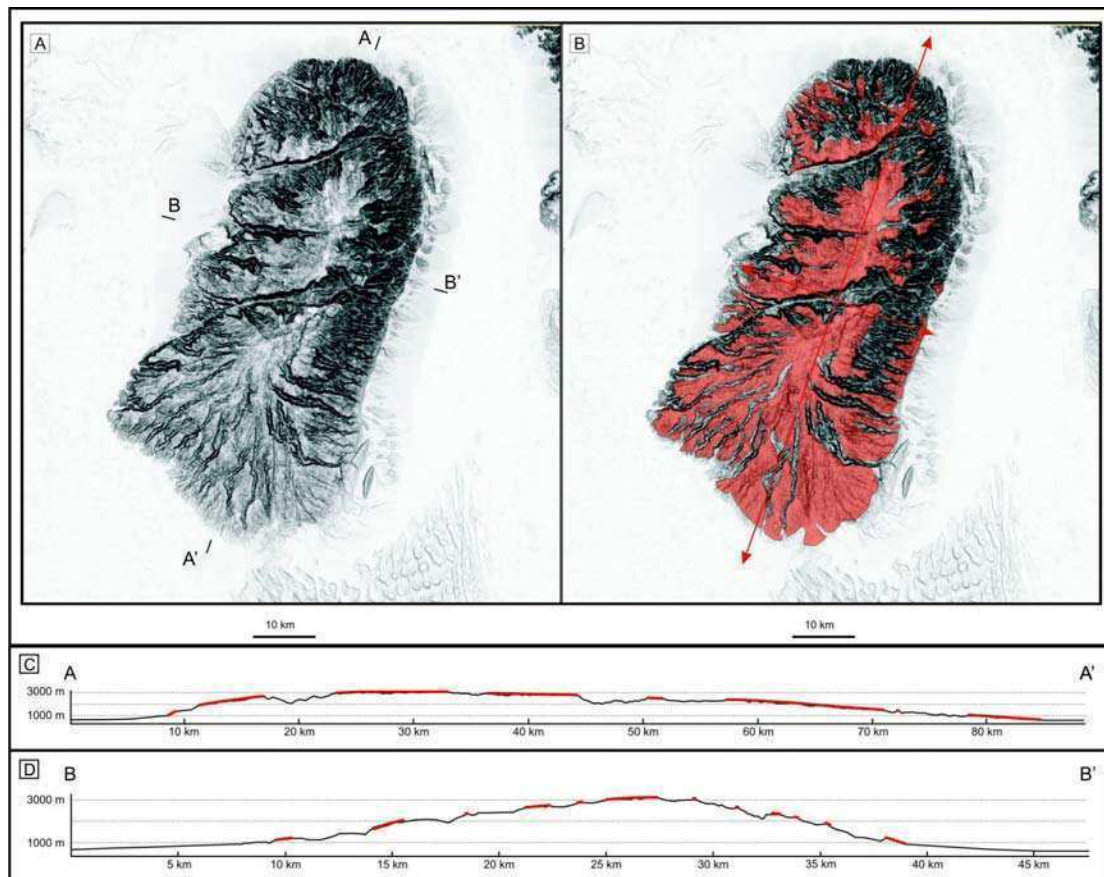


Figura 2.8: Ejemplo de superficies de erosión o pedimentos. A) Imagen de pendientes de la sierra de Pie de Palo (provincia de San Juan, Argentina) basado en el modelo de elevación digital SRTM de 90 metros de resolución espacial. B) Mapa de la superficie de erosión pre-miocena interpretada en base a la imagen de pendientes. Las rastras de rumbo e inclinación corresponden a la actitud estructural de la superficie. Estos datos indican que el pedimento se encuentra plegado según un eje de rumbo N20°E. C) Perfil topográfico paralelo al eje de plegamiento. En rojo se destacan los sectores con remanentes de la superficie de erosión. D) Perfil topográfico perpendicular al eje de plegamiento. Observando ambos perfiles puede identificarse el doble buzamiento del eje del pliegue y una asimetría de los limbos siendo el oriental el más empinado.

Abras de viento / abras de agua

Un abra de viento (*wind gap*) es un valle abandonado por donde pasaba un curso de agua. Se forman a partir del desvío de un curso fluvial bajo la acción de distintos mecanismos hidrológicos que pueden ser resultado de un control tectónico, litológico u otro. Un ejemplo de control tectónico sobre la formación de los abras de viento puede ser ilustrado por el crecimiento de una estructura frontal. En el caso del pliegue Wheeler (cuenca de San Joaquin, California; Burbank *et al.*, 1996b; Mueller y Talling, 1997; Figura 2.9 A), la propagación hacia el este del anticlinal levantó progresivamente el lecho de los ríos que circulaban hacia el norte. Mientras los ríos tuvieron el poder hidráulico para erosionar el sustrato en levantamiento, el flujo lo atravesó (abras de agua; *water gaps*). Pero cuando la tasa de incisión del río no

alcanzó para compensar la tasa de levantamiento topográfico, el río abandonó su lecho y su curso fue desviado.

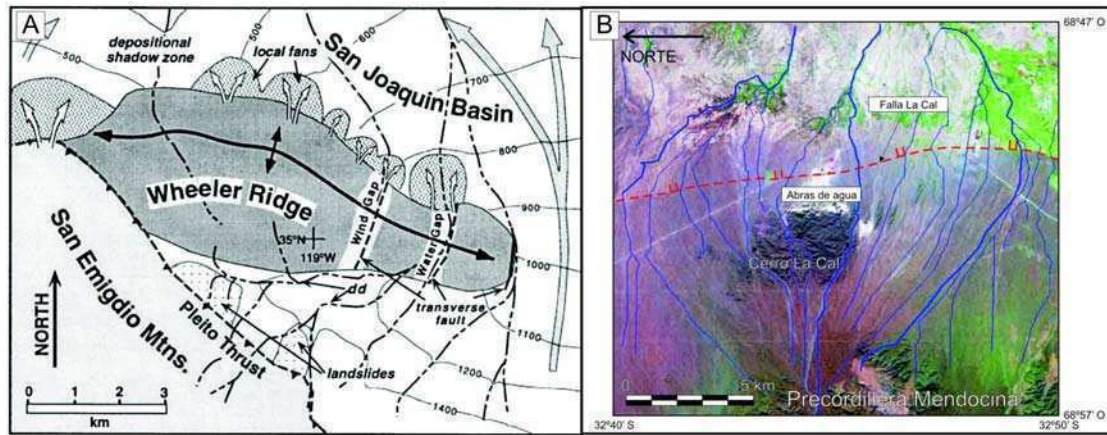


Figura 2.9: A) Abras de viento (*wind gaps*) y abras de agua (*water gaps*) labradas en el anticlinal de Wheeler Ridge (California). El incremento progresivo del rechazo en la parte central y la propagación hacia el este de la estructura controlaron el desvío de los cursos fluviales (tomado de Burbank *et al.*, 1996b). B) Abras de agua cortando el Cerro La Cal (provincia de Mendoza). La red de drenaje representada ha sido obtenida utilizando el modelo ERSEDE. En este caso la tasa de levantamiento asociada a la falla La Cal no ha superado a la tasa de incisión de los ríos que cortan la estructura.

En el piedemonte de la Precordillera mendocina, el cerro La Cal es una estructura en crecimiento relacionada a la actividad neotectónica de la falla La Cal (Mingorance, 2006; Figura 2.9 B). Los ríos que drenan los altos relieves de la Precordillera discurren sobre el piedemonte hacia el este atravesando la estructura. En este caso los cursos fluviales poseen suficiente energía como para incidir el sustrato en levantamiento dando origen a abras de agua. Sin embargo, se observa una modificación local de la red de drenaje asociada a la exhumación de dicha estructura (Figura 2.9 B).

b. Marcadores estratigráficos

Comprenden otra categoría de marcadores geológicos útiles para establecer información sobre la dinámica de los piedemontes y registrar las interacciones entre la tectónica, la erosión y la sedimentación. Éstos forman parte del registro sedimentario pedemontano, y documentan en sus facies, en su estratinomía y en la geometría de sus capas la información sobre la naturaleza y la magnitud de los flujos de material procedente de la erosión de los relieves. La información que suministran es de naturaleza variada según la escala a la cual se estudian. Se pueden diferenciar los estudios que se interesan por el relleno sedimentario a la escala del antepaís (cuenca

flexural, *flexural basins*) de los que se concentran sobre el relleno cerca de una estructura tectónica particular (cuencas de crecimiento, *growth basins*).

Estratigrafía de las cuencas flexurales

Las cuencas flexurales de antepaís se estudian desde hace varias décadas mediante datos sísmicos, datos de campo y simulaciones numéricas. Los primeros modelos numéricos se interesaron en el origen de estas cuencas y en los mecanismos que vinculan la reología de la litosfera, la historia tectónica, y el desarrollo de las cuencas sedimentarias (consultar Flemings y Jordan (1989) para una síntesis bibliográfica de estos primeros modelos). Estos trabajos demuestran que la profundidad y el ancho de la cuenca flexural dependen de la masa y la geometría de la carga orogénica, de la carga de sedimentos depositados y de la rigidez flexural de la litosfera. La parte de la estratigrafía de la cuenca que no reproducen estos modelos (en particular, las discordancias, las migraciones de facies, el efecto de las litologías), se incorpora en los trabajos siguientes utilizando procesos de erosión/transporte (ley de difusión lineal y ley de incisión/transporte), procesos sedimentarios y acortamiento cortical (modelo de cuña crítica de Coulomb). Esta segunda generación de simulaciones fue iniciada por los modelos estratigráficos de Flemings y Jordan (1989, 1990) y de Sinclair *et al.* (1991), abriendo vías a simulaciones que integran mecanismos de deformación y erosión cada vez más complejos. Se pueden citar como ejemplos los modelos que integran: la propagación de la deformación mediante la instauración de sistemas de corrimientos (Toth *et al.*, 1996), las reologías corticales heterogéneas lateralmente y en profundidad (García-Castellanos *et al.*, 1997) o una gran diversidad de procesos superficiales (modelo 3D integral de los procesos de interfluvios y fluviales, de los procesos de sedimentación marina y el eustatismo, una red de drenaje transversal y longitudinal; Clevis *et al.*, 2003).

Estos modelos permiten estudiar las relaciones entre la erosión de los relieves (el clima), el levantamiento (la tectónica), la respuesta isostática de la litosfera y el registro estratigráfico de las cuencas de antepaís. Los principales resultados indican que:

- La estratigrafía de las cuencas de antepaís (cuencas hambrientas y colmatadas) está condicionada por la magnitud de la flexura litosférica, las velocidades de levantamiento y la eficacia del transporte sedimentario (Jordan, 1981; Beaumont, 1981; Flemings y Jordan, 1989).

- La activación de un cabalgamiento se registra como una retrogradación de facies (Flemings y Jordan, 1989).
- Las secuencias de apilamiento estratigráfico marcan el equilibrio entre los aportes sedimentarios y la acomodación flexural (Clevis *et al.*, 2004). Asimismo, en función de la rigidez flexural de la litósfera y la tasa de aporte sedimentario depositado en los sistemas de drenaje longitudinales (planicie de inundación) y transversales (abanicos aluviales), la actividad tectónica puede reflejarse en retrogradaciones o progradaciones rápidas de los sistemas deposicionales.
- La geometría de facies deposicionales (proximales y distales) y la geometría de la red de drenaje pueden aportar datos acerca del régimen de subsidencia de las cuencas de antepaís (Figura 2.10; Heller *et al.*, 1988; Burbank, 1992). Dado que el prisma orogénico está en construcción, la carga tectónica flexiona la placa cabalgada (Figura 2.10 A). La subsidencia es asimétrica y genera unidades sedimentarias de espesores desiguales siendo más espesas cerca de la cadena y más delgadas hacia el antepaís. Al nivel de la red de drenaje, los ríos transversales son cortos y se juntan en un río longitudinal cercano al frente montañoso (Figura 2.10 C). Dado que el prisma al mismo tiempo está siendo erosionado, la descarga litológica produce un rebote isostático que tiende a reducir el efecto de la subsidencia flexural y esto se traduce en unidades sedimentarias de antepaís amplias y tabulares (Figura 2.10 B). La red de drenaje transversal se hace más extensa y se reagrupa en un canal longitudinal localizado a gran distancia de los relieves (Figura 2.10 D). Las facies sedimentarias progradan hacia el antepaís.

Estratos de crecimiento

Los sedimentos depositados a la escala de una estructura frontal (pliegue, cabalgamiento) en el piedemonte forman las unidades sedimentarias sintectónicas denominadas “estratos de crecimiento” (*growth strata*; Suppe *et al.*, 1992). Su evolución resulta de interacciones entre la sedimentación, la erosión y la deformación. Esas unidades presentan variaciones de inclinación, de facies y de espesores que le brindan geometrías acuñadas (Figura 2.11). Estas variaciones indican la deformación de la estructura formando discordancias locales (discordancias progresivas, Riba, 1976). Como la geometría inicial es relativamente bien conocida (los bancos son

depositados horizontales), la geometría final es un indicador importante para entender la evolución cinemática de la estructura (Suppe *et al.*, 1992; Vergés *et al.*, 2002; Vergés *et al.*, 2007). En los modelos realizados con ERSEDE durante el desarrollo de esta tesis se puso especial atención a la interacción entre erosión, sedimentación y tectónica en las proximidades de un pliegue de crecimiento. Para más detalles sobre los resultados obtenidos consultar el apartado c de la sección 4.1.

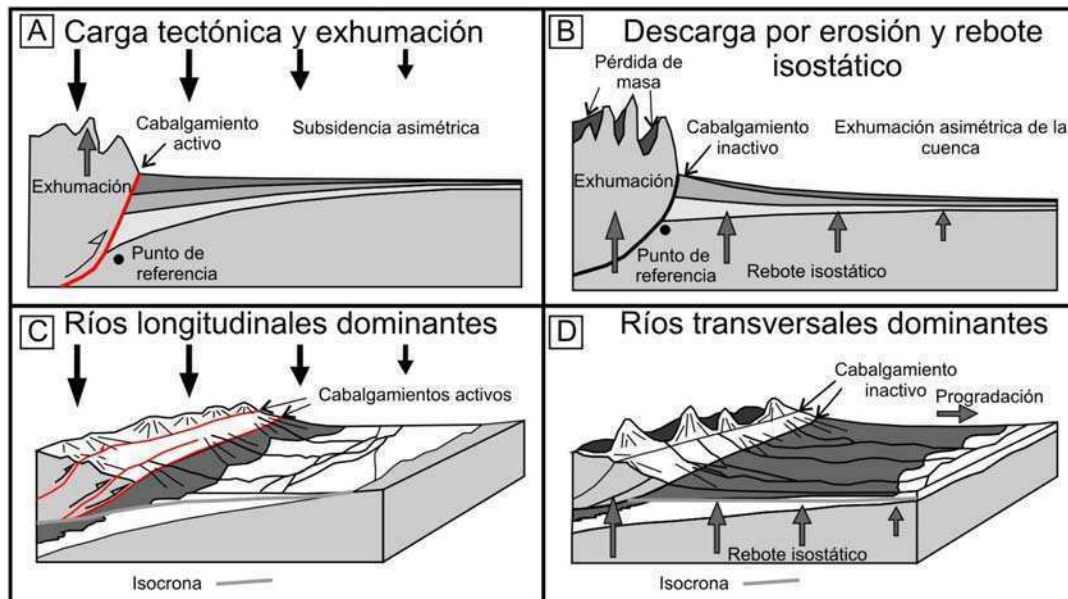


Figura 2.10: Contraste de subsidencias en las cuencas de antepaís (basado en Burbank, 1992). A) Carga tectónica y C) red fluvial asociada. El levantamiento de origen tectónico carga la litosfera produciendo flexura. La subsidencia es asimétrica y genera unidades estratigráficas acuñaadas. La mayor parte de la sedimentación ocurre al pie de las montañas donde la acomodación es máxima. Los ríos transversales son cortos y se juntan en un río longitudinal cercano al frente activo. B) Descarga por erosión y D) red fluvial asociada. La erosión descarga los relieves (pérdida de masa) y genera un levantamiento topográfico por respuesta isostática. La parte proximal de la cuenca flexural presenta un levantamiento más importante que las partes distales. Esto favorece una progradación de las facies proximales y una sedimentación de espesor homogéneo (formación de unidades tabulares). Los ríos transversales son largos y se reúnen con un río longitudinal a una larga distancia del frente topográfico de la cadena.

c. Cuantificación de las interacciones Tectónica-Erosión-Sedimentación

La cuantificación de las interacciones tectónica - erosión - sedimentación en los piedemontes montañosos requiere la realización de dos tipos de mediciones: medidas espaciales, con el fin de caracterizar la geometría del objeto estudiado; y dataciones, para determinar su edad. En esta sección, se resumen las principales técnicas de medición morfométricas y geocronológicas más utilizadas.

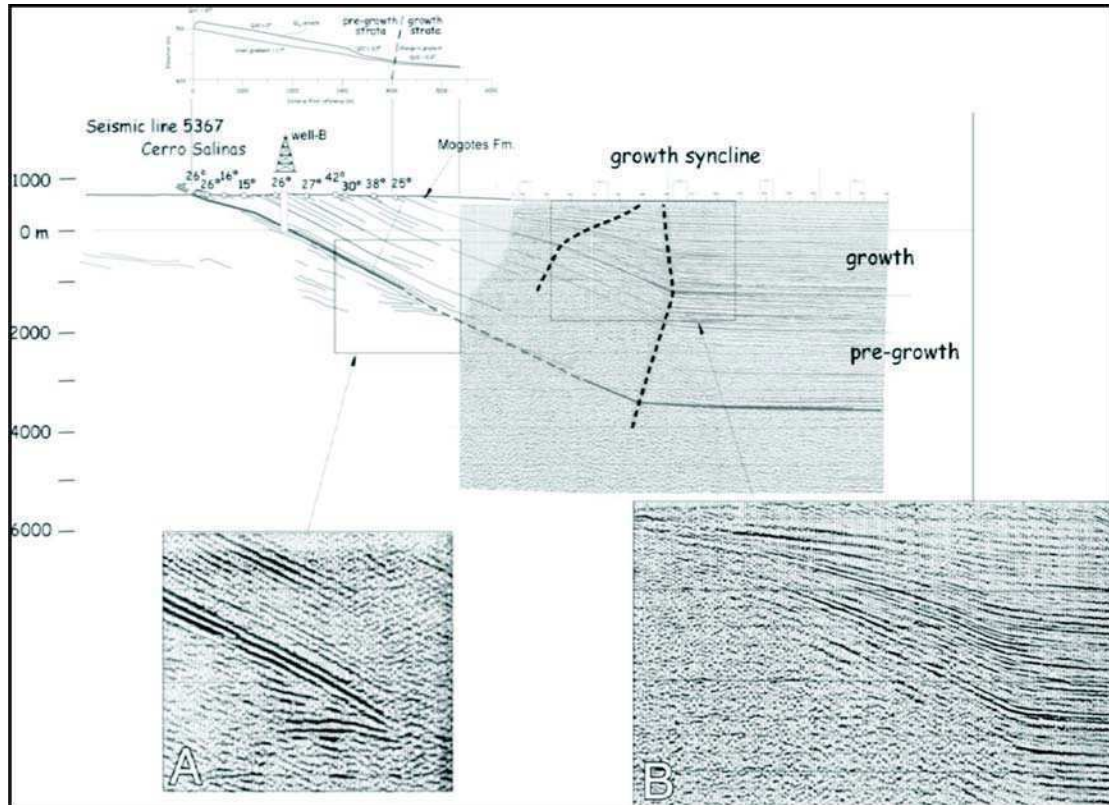


Figura 2.11: Estratos de crecimiento en el flanco oriental (dorsal) del anticlinal Salinas (piedemonte de la Precordillera Oriental sanjuanina; según Vergés *et al.*, 2007). A y B) Visualización de las geometrías de crecimiento en secciones sísmicas 2D.

Mediciones morfométricas

Una primera medida fundamental en la cuantificación de los marcadores morfotectónicos es la caracterización de sus dimensiones (anchura, altura, longitud). En los últimos tiempos, estas determinaciones se beneficiaron con el desarrollo de las técnicas de telemetría y teledetección aerotransportada (LIDAR, estereoscopia) o transportadas sobre satélites (interferometría radar, estereoscopia). Por ejemplo, basta con comparar los datos del USGS (GTOPO30 de 1 km de Resolución, 1993), los datos radar de la NASA (SRTM de 90 m, 2000), los datos del CNES (MNT SPOT de 10-20 m; 2000) o también los datos aerotransportados LIDAR (resolución en X, Y, Z del orden de algunos metros, 2005) para constatar la mejora continua de la calidad y la precisión de los datos topográficos.

A pesar de lo mencionado, estos datos aún no poseen la resolución espacial suficiente como para estudiar “a escala de laboratorio” los objetos morfotectónicos de pequeñas dimensiones (escarpas de falla, terrazas, red hidrográfica local, etc.). Técnicas de campo con precisiones centimétricas permiten resolver este problema (teodolitos, GPS diferencial o estaciones telemétricas láser, etc.). A partir de los datos

levantados en el campo se pueden producir “Modelos Numéricos del Terreno” - MNT (*Digital Elevation Models: DEM's*) utilizando programas de computación relativamente comunes. Con los programas informáticos especializados (GIS), es posible analizar las topografías a distintas escalas (desde la escala de la montaña hasta la escala de la terraza o el abanico aluvial) y extraer información variada sobre las cuencas de drenaje (red de drenaje, formas de las vertientes, perfiles de río, etc.).

Por último, los progresos de las técnicas de medición espacial de la topografía fueron acompañadas por el desarrollo de las imágenes satelitales, en particular en el ámbito del espectro visible. Eso permitió obtener fotografías de alta definición que mejoran el análisis detallado de las morfologías naturales. Durante esta tesis, se usaron datos topográficos disponibles en Internet (datos SRTM de la NASA) imágenes satelitales puestas a disposición por el organismo Landsat (www.landsat.org), así como imágenes tomadas de GoogleEarth©.

Geocronología

Una segunda determinación fundamental para la cuantificación de los procesos morfogenéticos es la estimación de la edad de los diferentes marcadores. Para determinar las velocidades de evolución de una geoforma o de un marcador morfotectónico es esencial establecer edades de formación o de sus etapas de su evolución. Estas velocidades pueden estar vinculadas con la tectónica (velocidad de levantamiento, velocidad de acortamiento), con la erosión (velocidad de denudación, velocidad de exhumación) o con las dos (velocidad de incisión). Además, suministran información sobre la dinámica de los procesos morfogenéticos y sobre la dinámica de los marcadores morfotectónicos.

En el ambiente pedemontano, los depósitos sedimentarios son frecuentemente muy pobres en fósiles. Es posible encontrar algunos restos de mamíferos, peces, reptiles o vegetales (polen), pero su presencia es escasa. Esta es la razón por la que distintos métodos geocronológicos, basados esencialmente en la radioactividad de las rocas y el paleomagnetismo han sido desarrollados durante los últimos 10-20 años. Sus gamas de aplicación son variables y son complementarios. Para sintetizar, se los puede clasificar en dos categorías de acuerdo a los rangos temporales de aplicabilidad.

Para la datación de geoformas “recientes”, es decir edades de algunas decenas de miles o incluso centenares de miles de años, se utilizan técnicas radiocronológicas de cortos períodos. Se tratan de los métodos basados en la medida de isótopos

cosmogénicos que permiten medir la edad de exposición de una superficie (^{10}Be , ^{36}Cl , ^{26}Al , etc.) y de los métodos radioisotópicos que permiten medir la edad de depósito y enterramiento de un sedimento (^{14}C ; Termoluminiscencia: TL; Luminescencia de estimulación óptica: OSL). Para información detallada sobre el principio de funcionamiento de cada método se recomienda consultar bibliografía especializada (Aitken, 1985, 1994, 1998; Burbank y Anderson, 2000; Gosse y Phillips, 2001; Poisson, 2002; Vassallo, 2006).

Para edades más antiguas, es imposible por el momento datar una superficie *marker* con técnicas similares a las anteriores. Las constantes de desintegración de esos sistemas radioisotópicos son inadecuadas para estos rangos temporales. No obstante, en ambientes continentales de antepaís, los depósitos sedimentarios pueden datarse gracias a la magnetoestratigrafía (ver Echavarría *et al.*, 2003 como ejemplo de aplicación). El reconocimiento de las fases normales y reversas del campo magnético terrestre en el registro sedimentario, y su correlación con una columna paleomagnética de referencia permite asignar una edad absoluta a las distintas formaciones. Cuando el espesor sedimentario analizado es suficientemente importante, es posible observar la evolución de las tasas de sedimentación en el antepaís (Echavarría *et al.*, 2003). Más concretamente, estas tasas corresponden a tasas de preservación sedimentaria junto a la subsidencia de la litosfera ante el peso de la cadena en construcción.

Del mismo modo, las tasas de erosión a largo plazo (o tasas de denudación) de un macizo rocoso pueden medirse gracias a técnicas radiométricas. Estos métodos se basan en el análisis de distintos pares radioactivos (Ar/Ar , K/Ar , Rb/Sr , $\text{U}/\text{Th}/\text{Pb}$) en minerales susceptibles (los anfíboles, las micas, los zircones, las apatitas, etc; Burbank y Anderson, 2000) y en la interpretación del incremento en las relaciones hacia la superficie (trayectoria de exhumación). Cada sistema posee una “temperatura de cierre” (*closure temperature*) por encima de la cual no se produce el decaimiento radioactivo, por lo tanto cada técnica posee un límite de profundidad (temperatura). Sobre esta temperatura, los elementos generados por descomposición radioactiva se difunden naturalmente fuera de la estructura cristalina y salen del sistema (sistema abierto). Por debajo de esta temperatura, permanecen atrapados (sistema cerrado). La datación de la edad radiocronológica es entonces la edad del sobrepaso de la temperatura de cierre (es el “desencadenamiento” del radiocronómetro). En el caso de las “trazas de fisión” (*fission tracks* sobre apatita, zircón, etc.), la temperatura de

cierre corresponde a la temperatura por debajo de la cual la desintegración del Uranio 238 deja “marcas” irreversibles en el mineral. Al analizar estas trazas (longitud, número), es posible calcular una edad de sobrepaso de la temperatura de cierre y brindar información acerca de la historia térmica de exhumación de la roca (consultar Reiners y Brandon (2006) para mayores detalles).

Dado que el principal objetivo de la presente tesis ha sido el desarrollo de modelos para simular la interacción de procesos de erosión-sedimentación-tectónica, no se han realizado dataciones de morfoestructuras. Sin embargo, se considera necesario incrementar el número de determinaciones de este tipo sobre los marcadores morfológicos y estratigráficos en estructuras pedemontanas para entender mejor su formación y evolución.

2.5. Interacciones Tectónica-Erosión-Sedimentación-Clima

En esta síntesis se resumen las posibles interacciones entre la tectónica, la erosión, la sedimentación y el clima a la escala de una cadena montañosa y del piedemonte (Figuras 2.12 A y B).

a. Influencia de la Tectónica sobre el Clima

Si la altura de la topografía generada por la tectónica es suficiente, ella puede permitir el emplazamiento de una cobertura permanente de nieve y glaciares en las cumbres. En consecuencia, la reflexión de los rayos solares sobre esas superficies (el albedo) es modificado. Esas modificaciones del balance energético de la Tierra perturban las temperaturas superficiales y las circulaciones atmosféricas (Fluteau, 2005).

Las cadenas montañosas pueden actuar como barreras que perturban la circulación de aire y la estratificación vertical de la atmósfera (Barros y Lettenmaier, 1994). El ascenso forzado de las corrientes atmosféricas cargadas de humedad favorece la condensación y acentúa las precipitaciones. Ese fenómeno, denominado “barrera orográfica” (ver Roe, 2005 para una síntesis sobre los mecanismos), se traduce en una fuerte asimetría de las precipitaciones sobre los flancos del orógeno. La vertiente que captura las corrientes atmosféricas húmedas presenta mayores precipitaciones que la vertiente “protegida”. Las diferencias en las precipitaciones anuales pueden alcanzar hasta más de un metro (Barros y Lettenmaier, 1994; Strecker *et al.*, 2007). Ese fenómeno se observa en numerosas cadenas montañosas: los Alpes

del Sud de Nueva Zelanda (Roe, 2005), los Andes (Masek *et al.*, 1994; Montgomery *et al.*, 2001; Strecker *et al.*, 2007), los Himalayas (Fielding, 1996; Burbank *et al.*, 2003; Bookhagen *et al.*, 2005; Bookhagen y Burbank, 2006) o las montañas Olímpicas en Estados Unidos (Barros y Lettenmaier, 1994; Reiners *et al.*, 2003; Anders *et al.*, 2004). En un contexto mundial de circulación atmosférica, esa perturbación también produce una influencia significativa sobre el clima de los relieves vecinos (Ruddiman *et al.*, 1989; Ruddiman y Kutzach, 1989; Kutzbach *et al.*, 1989). Por ejemplo, analizando la construcción de los Himalayas y del plateau Tibetano durante el Neógeno, ésta perturbó la circulación de Hadley e instauró el régimen de mozones, tuvo influencia sobre la evolución del clima de Asia Central, y especialmente sobre el de cadenas montañosas como el Tian Shan o Altai (Ruddiman, 1997; Zhisheng *et al.*, 2001; Fluteau *et al.*, 2007).

b. Influencia de la Tectónica sobre la Erosión

La tectónica es un parámetro de primer orden que influye sobre la erosión generando los relieves y las pendientes que serán expuestos a los agentes erosivos (ríos, glaciares, gravedad). La dependencia de la erosión con la pendiente se ha traducido analíticamente en las ecuaciones de incisión fluvial (Ecuación 2.19) y de procesos de interfluvios (Ecuación 2.21).

Es posible explicar el vínculo entre la tectónica y la erosión desde un punto de vista “energético” (Burbank y Anderson, 2000). El calor de la Tierra es el motor principal de la convección del manto y la tectónica de placas. Una parte de esta energía es disipada por el flujo de calor terrestre y el vulcanismo, otra parte es transformada en trabajo tectónico por acoplamiento mecánico entre el astenósfera y la litósfera. Por medio de la orogénesis, este trabajo tectónico se convierte en potencial gravitatorio que se traduce en desniveles (el relieve) y pendientes. Este potencial finalmente es disipado por la erosión (flujo e incisión de los ríos; deslizamientos sobre las vertientes).

Escala global

Varios trabajos de campo demostraron la correlación positiva que existe entre la topografía terrestre y las tasas de erosión. Cuando las topografías están tectónicamente “fossilizadas”, esta relación es lineal y se observa tanto entre las tasas de denudación y la altitud media (Pinet y Souriau, 1988) como con respecto al relieve

medio (Ahnert, 1970; Schaller *et al.*, 2001; Vance *et al.*, 2003). Cuando las topografías son tectónicamente “activas”, esta relación no es lineal (Montgomery y Brandon, 2002). Al contrario, las tasas de erosión observadas en las Montañas Olímpicas (OMM), en Taiwán (T), en Nueva Zelanda (NZ) o en Himalaya (H, NP), se sitúan muy por encima de la relación lineal definida por Ahnert (1970). Según los autores, eso evidencia dos regímenes de retroalimentación entre el relieve y la erosión. En ámbito tectónicamente inactivo, las tasas de erosión se relacionan linealmente al relieve (y a la pendiente) ya que los procesos de interfluvios de baja pendiente imponen el ritmo (Ecuación 2.21). Al contrario, en ámbito tectónico activo, las tasas de erosión están controladas por los deslizamientos de terreno cuyo nivel de base es impuesto principalmente por la incisión de los ríos de sustrato rocoso (Ecuación 2.19).

Varios estudios midieron los flujos sedimentarios arrastrados por los principales ríos terrestres (Milliman y Meade, 1983; Milliman y Syvitski, 1992; Summerfield y Hulton, 1994; Ludwig y Probst, 1998). Los mismos indican de forma clara cuánto estos flujos, y las tasas de denudación que se pueden deducir, dependen de la topografía de las cuencas de drenaje que los generan. Así pues, los flujos de sedimentos más importantes están en la desembocadura de los ríos que drenan los relieves de Sudeste asiático (Himalayas, Taiwán, etc), los Andes y las Rocky Mountains (Norteamérica), es decir, los orógenos más activos recientemente.

Escala del piedemonte

En el piedemonte el efecto de la tectónica sobre la erosión se caracteriza esencialmente por su influencia en la formación y la evolución de la red de drenaje. Eso se explica por mecanismos simples: el crecimiento de una topografía en el piedemonte (un anticlinal por ejemplo) modifica las pendientes locales e influye sobre las posibilidades de conexión de los flujos de superficie (un flujo utiliza sistemáticamente la dirección de mayor pendiente). Si un vector de erosión está disponible (el flujo de las precipitaciones que caen sobre la estructura o el flujo de un curso de agua que viene de la cuenca alta), la intensidad de la incisión local puede modificarse. Y eso se produce de dos maneras: (1) las precipitaciones que caen sobre el relieve en crecimiento permiten la instauración de una red de drenaje local (iniciación de la erosión); (2) la aparición del relieve en el piedemonte desvía el flujo

de los ríos que drenan la cadena (modificación de las trayectorias de los agentes de incisión).

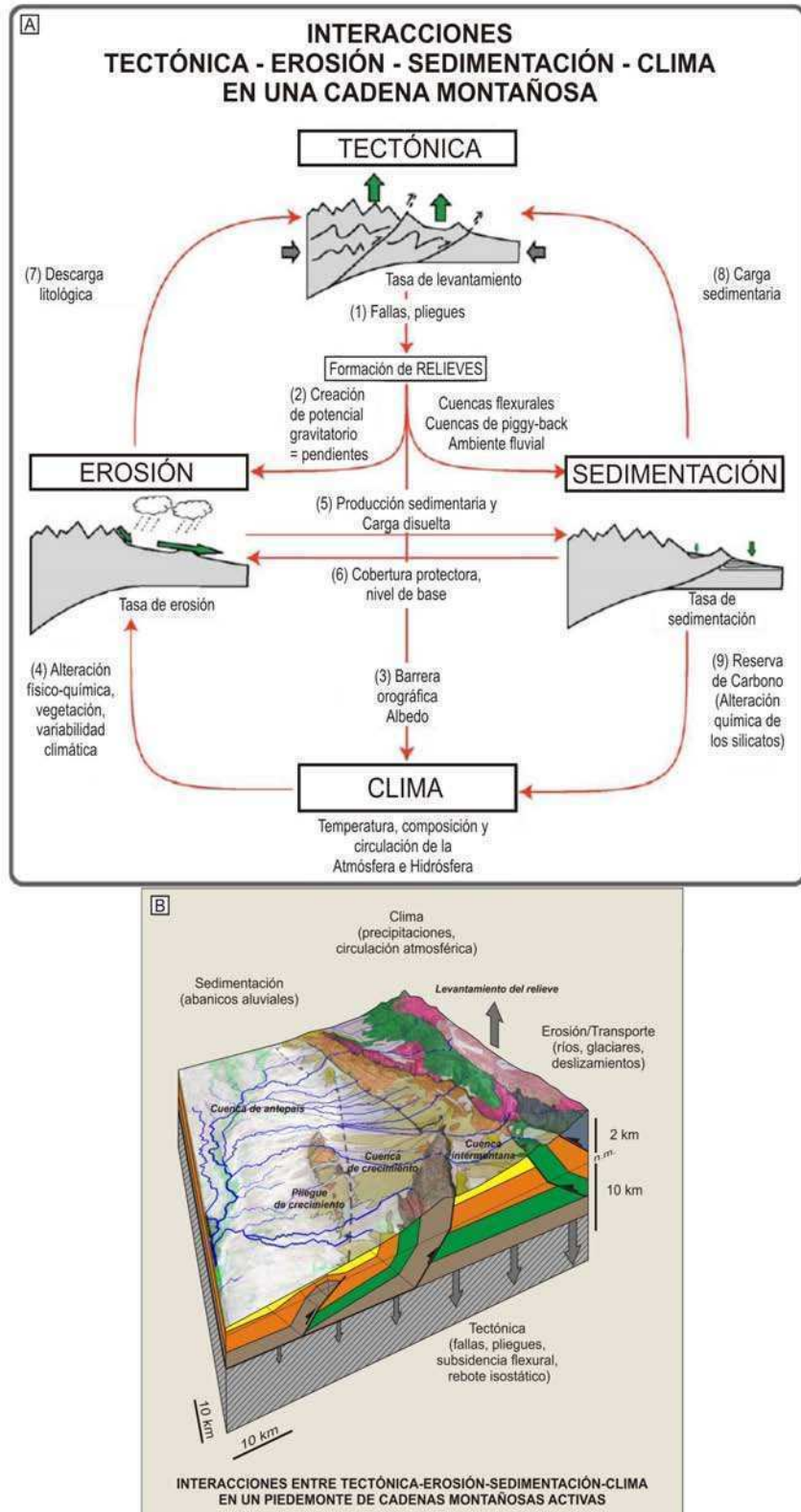


Figura 2.12.: Interacciones tectónica-erosión-sedimentación y clima a la escala de cadenas montañosas (A, modificado de Graveleau, 2008) y a escala del piedemonte (B).

En el primer caso, la generación de un nuevo relieve en el antepaís aumenta localmente la pendiente. La incisión comienza sobre esta estructura si el flujo superficial adquiere suficiente energía y posee un esfuerzo de cizalla basal suficiente para superar el umbral de incisión del material. Al nivel de una escarpa de falla activa o de un pliegue de crecimiento, la red de drenaje toma la forma de esorrentía local que crece en forma arborescente (Jackson *et al.*, 1996; Talling *et al.*, 1997; Delcaillau, 2001; Delcaillau *et al.*, 1998; 2006). Por ejemplo, este tipo de red de drenaje se observa muy bien en el pliegue de Pakuashan en el piedemonte occidental de Taiwán (Figura 2.13 A y A'; Delcaillau *et al.*, 1998; Delcaillau, 2001; Sung y Chen, 2004), y en las Lomas de Medeiros en el valle de Lerma, provincia de Salta (Figura 2.13 B, B' y B'').

El estudio detallado de los caracteres morfométricos de la red de drenaje en un pliegue permite aportar información sobre su estructura y su evolución cinemática (Delcaillau, 2001, 2004; Delcaillau *et al.*, 1998, 2006). Por ejemplo, el grado de evolución de la red de drenaje permite determinar el sentido de propagación de la deformación. Las cuencas de drenaje muy ramificadas son más viejas que aquellas vecinas que tienen geometrías arborescentes menos desarrolladas (Keller y Pinter, 2002). Además, la asimetría de las cuencas de uno y otro flanco de un pliegue puede permitir precisar su estilo estructural. Un pliegue de flexión de falla posee una red de drenaje más simétrica con respecto a su eje que un pliegue de propagación (Delcaillau, 2004).

En el caso de la modificación de la trayectoria de ríos pedemontados, el crecimiento de una estructura (sobre todo los pliegues) influye sobre la parte de la red hidrográfica que la atraviesa, ya que constituye un obstáculo al flujo de los ríos (Gupta, 1997). En primer instancia, el posible desvío de la red de drenaje depende de la relación entre el levantamiento (formación de relieve y depositación de material aguas arriba) y la erosión (destrucción de los relieves y transferencia de material hacia el antepaís). La erosión (incisión) depende de las características hidrológicas del flujo (pendiente local, producción líquida, carga sólida) y de la existencia o no de anisotropías de mayor erodabilidad transversales a la estructura (*tear faults*, zonas de cizalla). Si el río dispone de un poder hidráulico importante con relación al crecimiento del pliegue (típicamente si posee de una elevada producción líquida o una pendiente local importante), entonces llega a incidir regularmente su lecho y mantiene su curso a través de la estructura. Por otro lado, si el río no llega a compensar el

levantamiento del lecho (producción baja, levantamiento rápido), entonces abandona su curso y se desvía (Gupta, 1997). Se forma entonces un abra de viento en el sitio de la antigua trayectoria del río (Figura 2.13 A y C'). El curso de agua desviado puede entonces juntarse con otros ríos transversales y formar un curso de agua más importante con el poder suficiente para erosionar la estructura en levantamiento (Gupta, 1997; Tomkin y Braun, 1999; Burbank y Anderson, 2000).

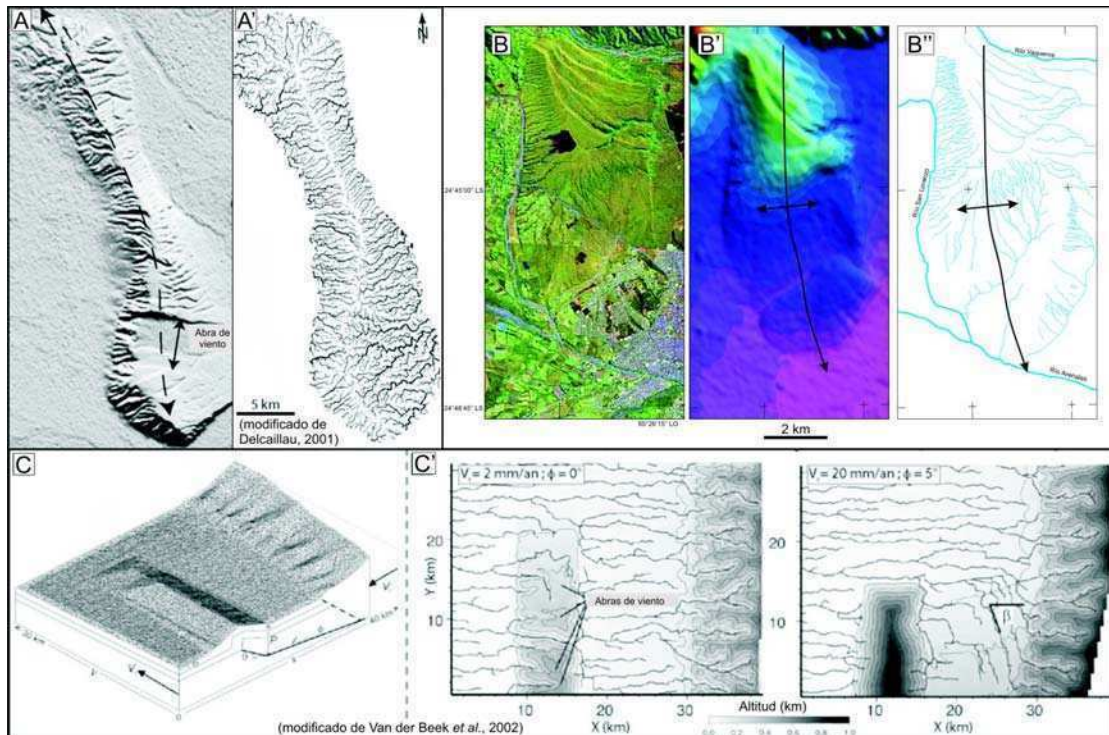


Figura 2.13: Influencia de la tectónica sobre la red de drenaje a la escala de un anticlinal de antepaís. A y A') Pliegue de Pakuashan, piedemonte oeste de Taiwán (según Delcailleau, 2001). B, B' y B'') Lomas de Medeiros, cuenca intermontana del valle de Lerma, Cordillera Oriental, provincia de Salta. Nótese la aparición de una red de drenaje local únicamente sobre la estructura en formación. C) Modelado numérico testeando la influencia de la pendiente del nivel de despegue de un pliegue de propagación sobre la red de drenaje (tomado de van der Beek *et al.*, 2002). C') En el caso de una baja tasa de convergencia y una pendiente del despegue igual a cero, los ríos que inicialmente cortaban el pliegue abandonan su lecho uniéndose a otros para cortar la estructura (formación de abras de viento). Con una velocidad de acortamiento diez veces mayor y una pendiente del despegue de 5°, ningún río consigue cortar la estructura, desviándose con un ángulo β .

Modelos numéricos recientes indican que la relación entre la tasa de levantamiento y la tasa de incisión en un pliegue depende de numerosos factores. En particular, la carga sedimentaria transportada por el río ejerce un control significativo sobre la capacidad de mantenimiento del curso de agua (Humphrey y Konrad, 2000). Del mismo modo, la inclinación del despegue basal de un pliegue y las velocidades de propagación lateral de la estructura parecen controlar el desarrollo de la red de drenaje

y el espaciado de los valles transversales (Champel *et al.*, 2002; van der Beek, *et al.*, 2002; Duffait-Champel, 2004). Cuando el nivel de despegue es horizontal (caso de los pliegues de despegue), el caso de concentración de los flujos para incrementar la capacidad de incisión puede aplicarse (Figura 2.13 C), formándose valles transversales y abras de viento regularmente espaciados (van Der Beek *et al.*, 2002). Cuando el despegue es inclinado, ningún río alcanza a cruzar el pliegue y se desvían con un ángulo β que depende de la relación entre la velocidad de propagación lateral del pliegue y la velocidad de acortamiento (Figura 2.13 C').

c. Influencia de la Tectónica sobre la Sedimentación

A gran escala, la tectónica construye relieves por engrosamiento cortical. Al frente de la cadena montañosa, el peso que ejerce la misma sobre la placa litosférica hace que se flexure y crea un espacio que puede alojar los sedimentos procedentes de la erosión de los relieves. Esta cuenca puede medir varios centenares de kilómetros de longitud (en función de las dimensiones de la cadena), algunos centenares de kilómetros de ancho y llenarse con varios miles de metros de sedimentos. Se observan estas cuencas al pie de casi todos los orógenos.

Trabajos de modelado pusieron de manifiesto que los parámetros principales que condicionan la geometría de las cuencas flexurales de antepaís son la magnitud de la carga cortical ejercida sobre la litosfera cabalgada y las propiedades reológicas y mecánicas de la misma (Beaumont, 1981; Jordan, 1981). Por lo tanto, las cuencas de antepaís son más estrechas y más profundas cuando la carga orogénica es importante y localizada, y la resistencia de la litosfera (la rigidez flexural) es baja (Beaumont, 1981). El comportamiento mecánico de largo plazo de esta placa es también muy importante. Según se trate de una litosfera elástica (Jordan, 1981; Flemings y Jordan, 1989) o viscoelástica (Beaumont, 1981), la respuesta va a ser significativamente diferente. En el primer caso, la respuesta es casi instantánea a escala del tiempo geológico. En el segundo, se retarda la respuesta, y la intensidad de la deformación varía en función del tiempo.

A escala del piedemonte, la tectónica crea barreras topográficas (pliegues anticlinales, fallas) que suponen un obstáculo al flujo de los ríos que drenan las montañas. Ellos pierden capacidad de transporte y depositan parte de su carga sedimentaria. Estos depósitos se producen generalmente en cuencas intramontanas

transportadas (cuencas de *piggy-back*). Además, la tectónica puede modificar la localización de la erosión en el piedemonte desviando el flujo de los ríos con la propagación de la deformación. Este cambio de la hidrografía de los ríos se traduce naturalmente en modificaciones de las zonas de depositación. Según algunos trabajos, la propagación de la deformación y las capturas sucesivas de los ríos influyen el espaciado de las desembocaduras de los ríos orogénicos y los depósitos de abanicos aluviales del piedemonte. Este mecanismo se postula, en particular, para explicar la existencia de los mega-abanicos aluviales al pie de algunos orógenos (*megafans*; Figura 2.14 A; Gohain y Parkash, 1990; DeCelles y Cavazza, 1999; Horton y DeCelles, 2001; Jones, 2004).

También la tectónica influye sobre la sedimentación local en la red hidrográfica modificando el estilo fluvial de los ríos. Se puede citar aquí como ejemplo el caso del río Indus en Pakistán (Figura 2.14 B; Jorgensen *et al.*, 1993). En este estudio, se constata claramente el cambio del estilo fluvial en función de la deformación impuesta en el lecho del río. Previo a la zona de levantamiento central, el río se anastomosa y deposita una parte de su carga en una cuenca sedimentaria transitoria. En el eje de la zona de levantamiento, su trazado se vuelve más sinuoso (meandriforme) y abandona algunas terrazas. Este cambio de estilo fluvial se explica a la vez por la disminución de la carga sólida que debe transportarse y por el aumento de la pendiente local. Esto permite al río concentrar su energía sobre la erosión del sustrato en levantamiento.

d. Influencia de la Erosión sobre la Tectónica

Escala global

A escala de una cadena montañosa, la isostasia es un proceso fundamental que regula el equilibrio mecánico de los relieves. Según este concepto, el peso de las rocas corticales sobre una determinada profundidad (la profundidad de compensación isostática) es por todas partes el mismo, cualquiera sea la amplitud de los relieves. Es por este principio que se explica la formación de una raíz cortical en los orógenos. La erosión, al quitar material de la superficie, perturba el equilibrio isostático del relieve y desencadena una respuesta propia elevando la superficie topográfica (*isostatic uplift*; England y Molnar, 1990; Molnar y England, 1990).

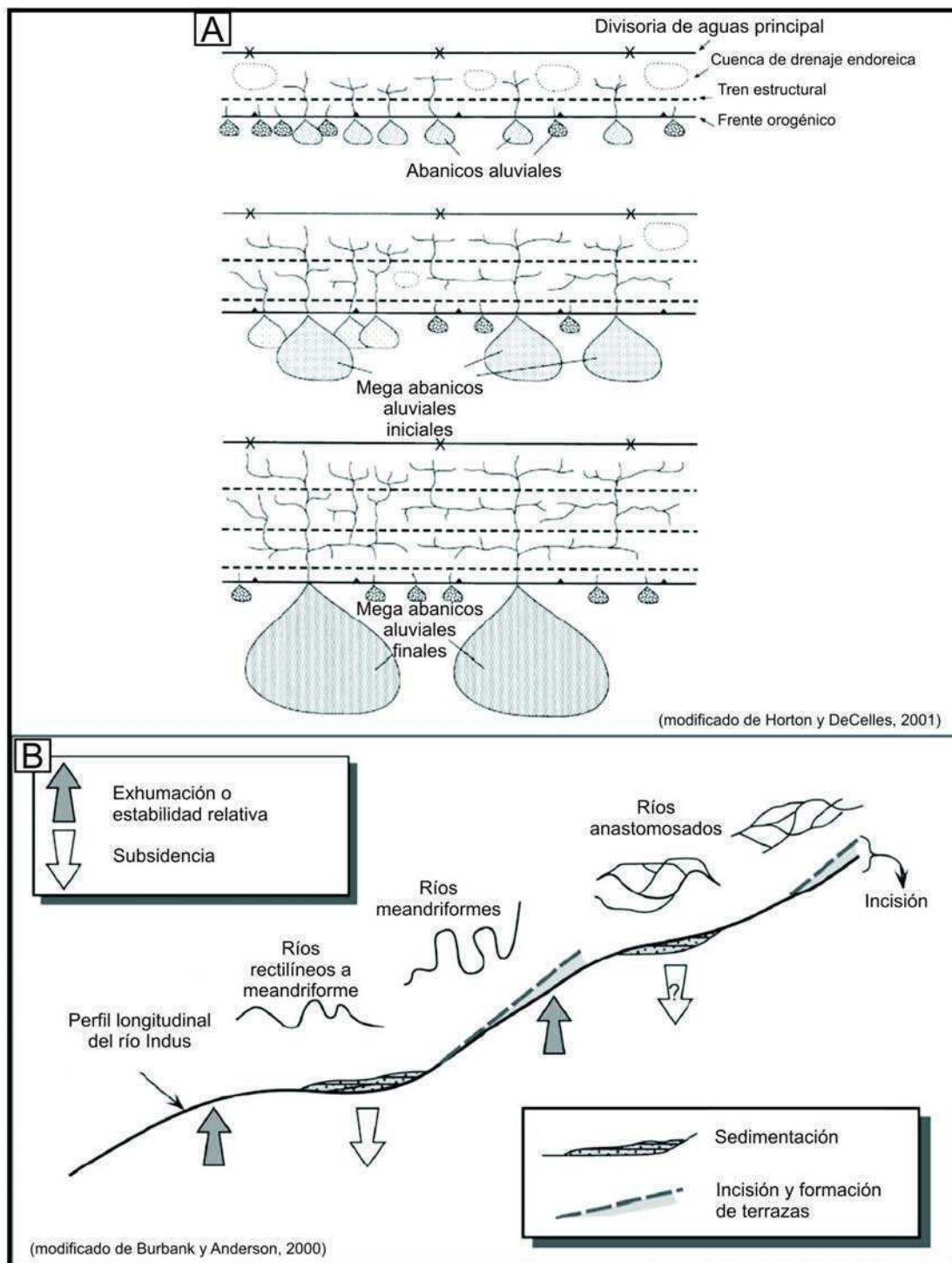


Figura 2.14: Influencia de la tectónica sobre la sedimentación. A) Modelo de formación de los mega-abanicos aluviales por la ampliación de una cadena montañosa (según Horton y DeCelles, 2001). Cuando el frente de cadena se propaga hacia el antepaís, las redes de drenaje con abanicos aluviales pequeños coalescen. Forman mayores cuencas de drenaje que recogen aún más agua y sedimentos y forman por lo tanto abanicos aluviales más importantes. B) Cambio del estilo fluvial del río Indus durante su trayecto en función de los movimientos tectónicos de levantamiento o subsidencia (según Burbank y Anderson, 2000). Previo a las zonas en levantamiento, el río se anastomosa ya que la carga aluvial sobre el lecho es importante. Al pasar la zona en levantamiento, el río pasa a meandriiforme en respuesta al aumento de la pendiente y a la concentración del flujo.

Con el fin de exponer las principales relaciones que deben tenerse en cuenta y los órdenes de magnitud de este efecto, se detalla a continuación el ejemplo estudiado por Godard *et al.* (2006) de una cadena montañosa de altitud h y de raíz R . La densidad de la corteza ρ_c es de cerca de 2800 kg/m^3 y la densidad del manto ρ_m es de cerca de 3300 kg/m^3 . Una erosión que retira un espesor Δe homogéneo de corteza es compensada con un levantamiento equivalente de $0,85 \Delta e$ de la base de la raíz y un descenso efectivo de la topografía media de $0,15 \Delta e$. En otras palabras, si se quiere reducir una topografía de una altura de 1 km, es necesario erosionar un espesor de roca de más 6 km. No obstante, esta relación sólo es válida solamente si la erosión elimina un espesor continuo de materia (ablación de una meseta). Ahora bien, se sabe que la erosión se produce principalmente en valles, al considerar una geometría simple con picos y valles triangulares, se obtendrá que la erosión de una cantidad Δe (diferencia entre los picos y los valles) se traduce en un descenso de la altitud media de los relieves de cerca de $0,08 \Delta e$ y un levantamiento de los picos de $0,42 \Delta e$. Dicho de otra forma, una incisión de 1 km de una meseta (diferencia entre los picos y los valles) conduce la altitud media a reducirse 80 m y la altitud máxima elevarse 420 m.

Esta compensación isostática de la erosión es reconocida desde hace tiempo y generalmente se ilustra mediante la analogía con un cubo de hielo (equivalente de la corteza continental) en un vaso de agua (equivalente al manto) sujeto a una fusión (erosión) local (Figura 2.15 A; Burbank y Anderson, 2000; Pazzaglia, 2003). La fusión de una parte del hielo (masa erosionada) reduce la altitud media del relieve (la cadena se erosiona) pero acentúa los contrastes topográficos (Molnar y England, 1990; Burbank, 1992; Montgomery, 1994; Avouac y Burov, 1996; Stern *et al.*, 2005; Champagnac *et al.*, 2007). Con el fin de mantener este equilibrio, los flujos de superficie debidos a la erosión de los relieves (y la sedimentación en las cuencas flexurales) serían compensados por flujos en la corteza inferior (Avouac y Burov, 1996).

Los trabajos numéricos que acoplan en sección un modelo de deformación de tipo “prisma de acreción” con procesos superficiales ponen de manifiesto que la topografía y la dinámica interna de las cadenas de montañas dependen de la intensidad y la distribución de la erosión (precipitaciones). Más concretamente, la asimetría de las precipitaciones dada por fenómenos orográficos influye sobre el estilo tectónico y topográfico del orógeno concentrando la erosión y la exhumación tectónica de materia

(Beaumont *et al.*, 1992; Willett *et al.*, 1993). En estos modelos las trayectorias de los materiales en el prisma se correlacionan con la distribución de la erosión (Figura 2.15 B; Beaumont *et al.*, 1992; Willett *et al.*, 1993; Willett, 1999). Cuando la erosión se concentra sobre la vertiente dorsal del prisma (*retrowedge*), las rocas se exhuman sobre esta misma vertiente y se aproximan las isogradas de metamorfismo (Figura 2.15 B.1). Las rocas de más alta presión y temperatura se encuentran en el retrocabalgamiento principal. Se observa una correlación similar entre precipitaciones y tasa de exhumación en los Alpes del Sur de Nueva Zelanda (Koons, 1989; Norris *et al.*, 1990) y en las montañas Olímpicas de los Estados Unidos (Reiners *et al.*, 2003). Al contrario, cuando la erosión se concentra sobre la vertiente frontal (*pro wedge*), las trayectorias de los materiales descenden y surgen en el centro del prisma, sobre el *pro wedge* (Figura 2.15 B.2). En conclusión, la erosión puede controlar las trayectorias internas P-T-t de un orógeno y determinar las características espaciales y la distribución de la deformación.

Los procesos superficiales conducen a una reorganización de gran amplitud de las masas del orógeno. Con el fin de mantener el equilibrio mecánico del prisma, el campo de velocidad se ajusta a las condiciones de flujo de superficie con el fin de sustituir a los materiales erosionados por materiales procedentes del interior del prisma. En el caso de un prisma de acreción en estado crítico, la deformación interna se ajusta instantáneamente con el fin de sustituir al material erosionado. De hecho, las zonas que experimentan fuertes tasas de erosión manifiestan las mayores tasas de exhumación (Beaumont *et al.*, 1992).

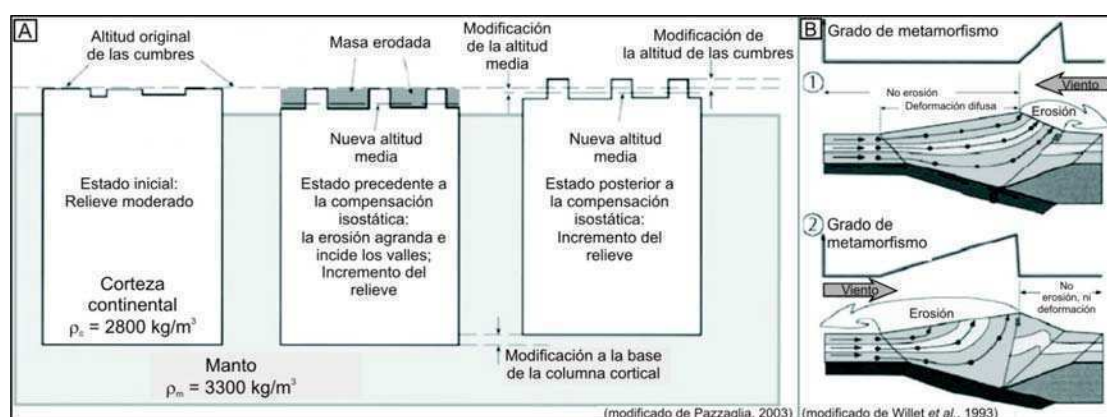


Figura 2.15: Influencia de la erosión sobre la Tectónica a escala de las cadenas montañosas. A) Levantamiento isostático (según Pazzaglia, 2003). Ver el texto para más detalles. B) Efecto de la dirección de los vientos dominantes (y en consecuencia de las precipitaciones) sobre la distribución de la deformación y las trayectorias de las partículas en el prisma orogénico (según Willett *et al.*, 1993). La focalización de la erosión sobre uno de los lados del prisma localiza la exhumación de las rocas.

Este resultado se comprobó también mediante modelado análogo (Konstantinovskaia y Malavieille, 2005) y en modelado numérico utilizando la teoría del “trabajo mínimo” (Masek y Duncan, 1998). En este último se demuestra cómo las precipitaciones concentradas sobre una vertiente del prisma orogénico influyen sobre la actividad de los corrimientos y la propagación de la deformación. En la experiencia sin erosión, la actividad de los corrimientos indica que la deformación sobre los dos piedemontes funcionó mucho tiempo antes de migrar hacia los antepaíses respectivos, siendo el emplazamiento de la deformación simétrico de uno y otro lado de la cadena y generando topografías idénticas. En la experiencia con erosión, la topografía sobre la vertiente que recibe las precipitaciones es menos elevada ya que es continuamente erosionada y concentra la deformación mediante una única falla.

Beaumont *et al.* (2001) proponen, por otro lado, que la localización de la erosión sobre un borde del orógeno permite localizar la exhumación debido a la modificación de la dinámica de flujo de la corteza media (*channel flow*). El engrosamiento cortical posterior a una colisión continental modifica la estructura térmica de la litosfera y su reología. La erosión controla estos dos parámetros retirando la materia fría en superficie y favoreciendo su sustitución en profundidad por material caliente (Koons, 1989; Royden, 1993; Batt y Braun, 1997; Cattin y Avouac, 2000). Se debe tener en cuenta que este aumento de la temperatura del prisma es mínimo en superficie pero puede ser muy importante en los ámbitos internos (Royden, 1993). Bajo ciertas condiciones de temperatura y reología cortical, puede formarse un flujo de material en medio de la corteza (*channel flow*; Beaumont *et al.*, 2001). La erosión concentrada sobre los bordes de la cadena puede modificar este flujo y permitir su exhumación y exposición en la superficie. De esta forma se explicaría la instauración de gneisses y migmatitas en el Alto Himalaya (Beaumont *et al.*, 2001).

Escala del piedemonte

Según lo expuesto anteriormente, el efecto de la erosión a escala de una cadena montañosa está bien documentado por numerosos estudios de campo y trabajos de modelado, pero no se conoce aún hasta qué escala es evidente (Simpson, 2004a). En el piedemonte la corteza puede ser “débil” (debido a su reología plástica) y en consecuencia podría responder instantáneamente ante la incisión del río (Davis *et al.*, 1983; Koons, 1994); o “resistente” (debido a su rigidez) y en consecuencia ser

insensible a la incisión de los grandes ríos montañosos (Turcotte y Schubert, 2002). Para abordar esta cuestión, algunos trabajos de modelado estudiaron el efecto de la erosión a la escala de una estructura singular en el piedemonte.

La erosión quita material al techo de los corrimientos y descarga peso litostático. Esta disminución de las resistencias de origen gravitatorio sobre las fallas del prisma orogénico prolonga el tiempo de actividad de los corrimientos activos y puede reactivar fallas fósiles, impide la propagación de la deformación y disminuye el ancho del prisma. Estos mecanismos se usan para explicar las fuertes diferencias morfológicas y estructurales entre el norte y el sur del piedemonte oriental de los Andes centrales bolivianos (Horton, 1999). Mientras que en el norte el piedemonte es estrecho (200 km), muy inclinado (3°), recibe una alta tasa de precipitaciones (1,4 - 2,4 m/año) y presenta varios corrimientos activos muy cercanos que forman una zona de concentración de la deformación; el piedemonte sur es mucho más amplio (350 km), claramente menos inclinado ($0,8^\circ$), recibe precipitaciones más escasas (0,2 - 1,1 m/año) y es tectónicamente activo mediante un único corrimiento frontal que se propaga pulsatoriamente hacia el antepaís. La diferencia en las precipitaciones sería la causa de un fuerte gradiente de erosión y el origen del contraste tectónico observado. La parte septentrional estaría en un estado subcrítico mientras que la parte meridional estaría en un estado crítico. En un modelo numérico que utiliza una deformación controlada por el concepto de “trabajo mínimo” y un modelo de erosión basado en la ecuación de difusión lineal, Hardy *et al.* (1998) demuestran que un antiguo cabalgamiento (el cabalgamiento 3) se reactiva en fuera secuencia a causa de la erosión y que su actividad depende de la intensidad de la erosión (Figura 2.16 A).

A escala de una estructura de antepaís (un pliegue o un corrimiento), el efecto de la erosión sobre la tectónica se traduce esencialmente en la incisión de los ríos que drenan los relieves. Una simulación numérica realizada por Simpson (2004b) se focalizó en estudiar el hecho que en varios piedemontes los ríos transversales cortan los anticlinales en su punto culminante (Pirineos, Alpes de Europa, Zagros, Himalaya, Andes, etc). Según el autor, este resultado es la consecuencia de un mecanismo donde la incisión fluvial localiza y amplía la deformación (Figura 2.16 C; Simpson, 2004a, b, c). En efecto, al incidir a través de la estructura activa, el río descarga la corteza continental y reduce la influencia de la gravedad. Los pliegues así formados son doblemente buzantes y sus puntos más altos coinciden con el sector erosionado. Este control sólo es eficaz si la incisión es contemporánea con la deformación (Simpson,

2004c), si la pendiente regional es fuerte (2%) y/o si los procesos de superficie compensan eficazmente la deformación impuesta (tiempo característico de la erosión muy superior al tiempo característico de la deformación; Simpson, 2004a).

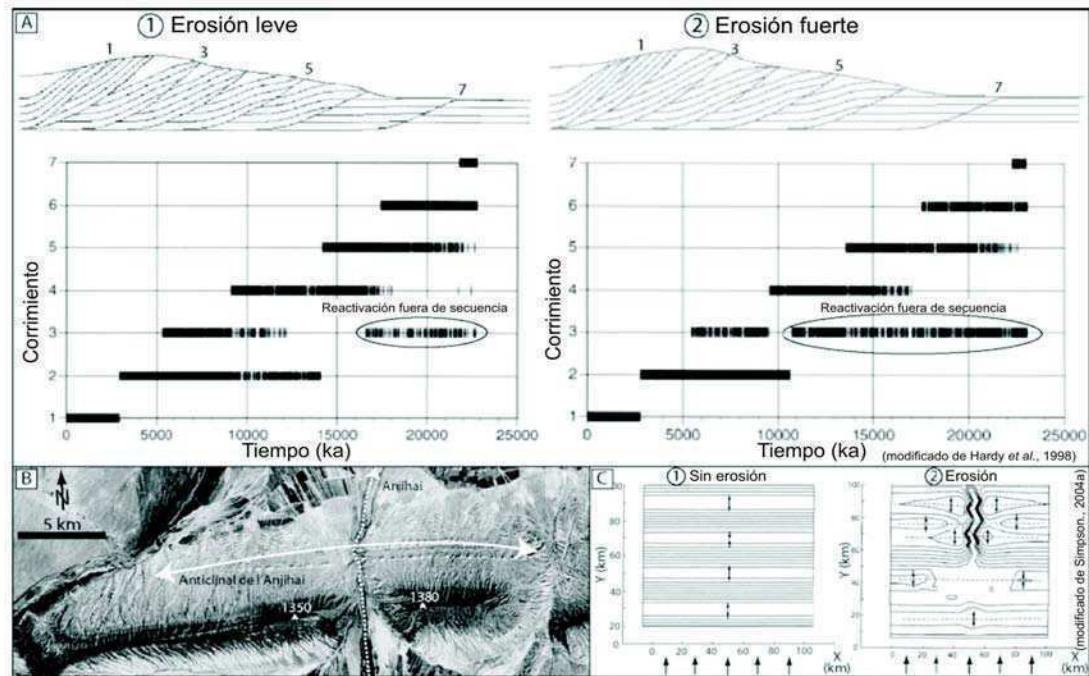


Figura 2.16: Influencia de la erosión sobre la Tectónica a escala del piedemonte. A) Efecto de la erosión sobre la actividad de los corrimientos de un prisma de acreción (Hardy *et al.*, 1998). La erosión causa la reactivación fuera de secuencia de antiguos corrimientos (el n° 3). Este efecto se amplía cuando la erosión aumenta. B) Río Anjihai (piedemonte Noreste del Tian Shan, China) cruzando el pliegue del mismo nombre. Tener en cuenta el paso del río en el centro de la estructura y las altitudes máximas localizadas de uno y otro lado el río. C) Modelo numérico que simula el efecto de la incisión de un río sobre la formación de un pliegue de crecimiento (según Simpson, 2004c). 1) Sin erosión, la corteza continental se deforma formando pliegues perfectamente cilíndricos y espaciados de cerca de 40 km. 2) Con la erosión, los pliegues no son ya cilíndricos y poseen puntos culminantes de uno y otro lado del río.

Durante la formación de una faja plegada y corrida epidérmica en el antepaís, la erosión modifica la geometría, la cantidad, el período de actividad y la vergencia dominante de los corrimientos. Modelos análogos han demostrado que la descarga de material producida por incisión fluvial produce geometrías curvadas de los corrimientos y reducción de la cantidad de fallas activas en ese sector, concentrando la deformación en una zona más estrecha (Figura 2.17, García *et al.*, 2006).

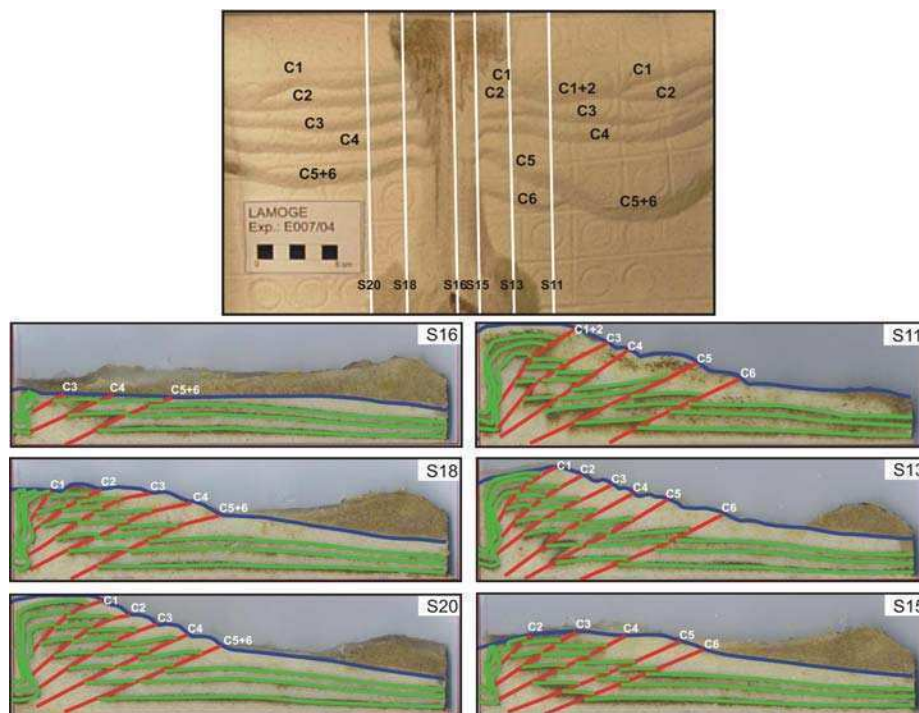


Figura 2.17: Vista en planta y secciones escaneadas y digitalizadas de un modelo análogo. En este modelo se observa como varía la cantidad y geometría de los corrimientos en el sector central del mismo debido a la erosión perpendicular impuesta (tomado de García *et al.*, 2006).

e. Influencia de la Erosión sobre la Sedimentación

El principal control es obvio ya que resulta de una simple conservación de la masa. La erosión de un relieve genera un volumen sedimentario que debe ser transportado mediante las redes de drenaje, siendo depositado en cuencas sedimentarias. Un incremento de la erosión se traduce en un aumento de la sedimentación. Es necesario tener en cuenta que esta relación volumétrica directa no se traduce necesariamente en un aumento de las tasas (velocidades). La condición para que esta relación se conserve es que la superficie de relieve erosionado y la superficie de depositación de los sedimentos sigan la misma evolución. Un aumento de la erosión puede no traducirse en un aumento de las tasas de sedimentación si la superficie sobre la cual las partículas se sedimentan esta en crecimiento. Del mismo modo, un aumento de las tasas de sedimentación no se conecta necesariamente con un aumento de las tasas de erosión cuando nuevos relieves aparecen (propagación de la deformación, reactivación de antiguas estructuras).

No obstante se considera a menudo que las superficies de relieve erosionado y las superficies de depósito varían poco en las escalas de tiempo analizadas. De esta forma, se interpreta un aumento de las tasas de sedimentación a menudo como un aumento de las tasas de erosión en los relieves de la cuenca alta. Por ello varios

autores interpretan los incrementos de las tasas de sedimentación en las cuencas sedimentarias peri-orogénicas durante los 4 últimos millones de años como una intensificación de la erosión (Peizhen *et al.*, 2001; Molnar, 2004).

f. Influencia de la Erosión sobre el Clima

La influencia de la erosión sobre el clima es un proceso de escala global que no ejerce modificaciones directas a escala de la cadena montañosa y menos aún en el piedemonte. El mecanismo de influencia postulado consiste en la extracción de CO₂ atmosférico y en su almacenamiento como carbonatos (Berner *et al.*, 1983; Gaillardet *et al.*, 1999). Esta modificación del contenido en CO₂ de la atmósfera afecta al efecto invernadero, a las temperaturas de superficie terrestre y en consecuencia a las circulaciones atmosféricas. Para sintetizar este fenómeno, tres etapas de procesos químicos elementales pueden definirse (Godard *et al.*, 2006). Se trata de la disolución del CO₂ atmosférico en el agua, de la alteración química de los silicatos y de la precipitación de los carbonatos.

g. Influencia de la Sedimentación sobre la Tectónica

La sedimentación en las cuencas pedemontanas (cuencas de antepaís) o en depresiones entre los relieves (cuencas intramontanas, cuencas de crecimiento) sobrecarga el techo de los corrimientos activos. Al aumentar la carga normal sobre las fallas activas frontales, la sedimentación impide la activación de esos corrimientos en beneficio de los más internos (fallas fuera de secuencia). Estos mecanismos se documentaron especialmente bien gracias a los trabajos de modelado análogo. La sedimentación modifica las características del prisma (la pendiente crítica se alcanza más rápidamente y es más baja). La deformación se propaga más difícilmente y se concentra en menor cantidad de corrimientos, más inclinados y localizados en la parte interna del prisma.

h. Influencia de la Sedimentación sobre la Erosión

Los efectos de la sedimentación pedemontana sobre la erosión se observan a dos escalas. En primer lugar, a escala del río, el depósito transitorio de la carga sedimentaria transportada por el flujo constituye una cobertura de protección contra la incisión. Como anteriormente se mencionó en la sección sobre el modelado de procesos fluviales, este efecto protector depende del espesor del depósito transitorio y

no induce necesariamente una erosión nula sobre el lecho (Figura 2.4). A escala del piedemonte, la sedimentación (*aggradation*) al pie de los relieves eleva el límite entre erosión y sedimentación en las cuencas de drenaje (nivel de base; Babault, 2004). De hecho, la topografía se eleva con una tasa de levantamiento relativa que corresponde a la tasa de levantamiento litológico menos la tasa de agradación en el ápice del cuerpo sedimentario (abanico aluvial). Según Babault *et al.* (2005) este mecanismo podría permitir la formación de superficies de erosión en altitud (en particular, en los Pirineos).

i. Influencia de la Sedimentación sobre el Clima

Como con la erosión, el efecto de la sedimentación sobre el clima se observa a escala global, siendo poco importante a escala de una cadena montañosa y de un piedemonte. Esta influencia se efectúa mediante el almacenamiento de carbono en los carbonatos y la materia orgánica de los sedimentos terrígenos. Este depósito afecta al ciclo del carbono, al efecto invernadero y a la temperatura de superficie terrestre. Este efecto de la sedimentación sobre el clima está pues muy vinculado a la alteración de los silicatos y al desarrollo de la vegetación.

j. Influencia del Clima sobre la Erosión-Sedimentación

El clima de la Tierra se caracteriza por variaciones que pueden ser la consecuencia de mecanismos astronómicos (ciclos de Milankovitch), geoquímicos (efecto de la biósfera, alteración de las rocas) o geodinámicos (distribución de los continentes, geometría de las corrientes oceánicas). Las principales modificaciones que genera se refieren a la temperatura, y a la composición y circulación de los fluidos externos de la Tierra (la Atmósfera y la Hidrósfera). Por ejemplo, una modificación principal del clima se basa en la instauración de períodos de bajas temperaturas (las eras glaciales) y períodos más calientes (los períodos interglaciales) que se asocian a menudo a las variaciones de los parámetros orbitales de la Tierra (ciclos de Milankovitch). Durante cada uno de estos períodos, el agente de erosión “agua” controla los procesos de erosión/transporte esencialmente bajo sus dos formas más comunes: sólida (hielo) en era glacial y líquida en período interglacial. Durante una era glacial, los mecanismos de erosión que se producen en las cadenas montañosas se resumen principalmente a las alternancias de fases de hielo y deshielo (la crioclastía) así como a la abrasión debida al flujo de los glaciares. Se considera también que el

clima, más árido, se asocia a una pluviometría escasa. Al contrario, durante los periodos interglaciales, las temperaturas son más elevadas y se traducen en mecanismos de erosión/transporte que hace intervenir el flujo de agua en los ríos. La pluviometría es más importante. A eso, es necesario añadir también la vegetación que responde a las variaciones climáticas por migraciones de especies e implantaciones diferentes de la cobertura vegetal. Eso se traduce en variaciones de la vulnerabilidad de los suelos, de la alteración del sustrato y en consecuencia de la erodabilidad de las rocas.

Trabajos sobre los glaciares actuales ponen de manifiesto que los tipos de erosión vinculados a los glaciares orogénicos son muy importantes (aproximadamente de 10 a 100 mm/año; Hallet *et al.*, 1996; Montgomery, 2002). No obstante, las capacidades de transferencia de material de estos procesos son limitadas. Su efecto principal es la producción de sedimentos que se almacenan en los interfluvios. Cuando un agente de transporte eficaz está disponible (el agua líquida generalmente), por ejemplo durante una deglaciación y un período interglacial, el transporte del material erosionado puede efectuarse y descargar los relieves. Según algunos autores, las alternancias repetidas de ciclos glaciales/interglaciales son muy eficaces para erosionar relieves (Molnar, 2001, 2004; Peizhen *et al.*, 2001). Durante estos periodos, los procesos de erosión nunca alcanzan un equilibrio con la topografía en evolución (Peizhen *et al.*, 2001), pues se somete a una “tensión” de erosión muy importante que aumenta considerablemente la producción y los flujos de materiales.

En lo que se refiere a la relación entre la tasa de precipitaciones y la tasa de erosión, una serie de estudios recientes resultan contradictorios (véase Molnar, 2003, para una síntesis crítica de algunos de estos trabajos). Mientras que algunos parecen indicar que las dos medidas se correlacionan positivamente (Milliman y Syvitski, 1992; Ludwig y Probst, 1998; Montgomery *et al.*, 2001; Reiners *et al.*, 2003; Wobus *et al.*, 2003; Thiede *et al.*, 2004; Gabet *et al.*, 2008), otros tienden a mostrar lo contrario (Riebe *et al.*, 2001; Burbank *et al.*, 2003; Aalto *et al.*, 2006). En este último caso, proponen que la tasa de erosión no esta controlada por las precipitaciones sino más bien por la tectónica y los relieves asociados (Montgomery y Brandon, 2002; Vance *et al.*, 2003). Estas divergencias de resultados proceden en parte de la incompatibilidad de las escalas de tiempo estudiadas y, por otra parte, de los contextos topográficos y climáticos estudiados. Las medidas de pluviometría disponibles son generalmente muy recientes (algunas decenas de años), mientras que las tasas de

erosión se extienden sobre varias escalas temporales. Las mediciones de erosión pueden efectuarse directamente en la desembocadura de los ríos (medida de la carga en suspensión y de la carga sólida) y representan solo algunos años (Aalto *et al.*, 2006; Gabet *et al.*, 2008). Pueden también medirse sobre varias decenas de miles de años (isótopos cosmogénicos) o sobre varios millones de años (trazas de fisión sobre apatita). Se plantea entonces el problema de la representatividad del registro pluviométrico actual (en período interglacial) y de su comparación con medidas de tipo de erosión efectuadas sobre períodos mucho más largos que pueden incluir numerosos ciclos climáticos. Cuando las escalas de tiempo de las medidas son comparables, las correlaciones son a menudo buenas (Gabet *et al.*, 2008). Sobre varios millones de años, las correlaciones son menos buenas y tienden a indicar que las tasas de erosión son independientes de la pluviometría (Burbank *et al.*, 2003). En esos casos más bien estarían controladas por la tectónica a largo plazo que controla la erosión producida por los glaciares de altitud y las eras glaciales y que controla también los flujos de los deslizamientos de terreno (Gabet *et al.*, 2004a, b, 2008).

Nota: Durante los últimos 2,5 - 3 millones de años, las tasas de acumulación sedimentaria se incrementaron en un gran número de cuencas sedimentarias del mundo (Molnar, 2004). Durante este mismo período, las temperaturas globales del planeta han caído, la variabilidad climática aumentó y el clima se volvió globalmente más árido (Molnar, 2004). Como la erosión glacial no puede explicar por sí sola este aumento de los flujos sedimentarios, algunos adjudican el aumento de la incisión de los ríos a crecidas episódicas excepcionales (Molnar, 2001). Según este mecanismo, en la transición de un período húmedo hacia un período árido aumenta la amplitud de las inundaciones excepcionales o la frecuencia de las inundaciones importantes (Molnar, 2001). Estos acontecimientos catastróficos desarrollarían capacidades de erosión muy importantes que podrían dar cuenta de los flujos observados.

k. Influencia del Clima sobre la Tectónica

Argumentos físicos simples así como modelos análogos y numéricos sugieren que la dinámica interna de las cadenas montañosas activas están influenciadas por el clima. Sin embargo, las evidencias de campo concluyentes acerca del impacto del clima sobre la construcción de montañas aún son muy pocas. Las correlaciones espaciales entre precipitaciones o glaciaciones intensas y zonas de rápida exhumación han sido, de hecho, documentadas en numerosos orógenos activos, y son consistentes

con las predicciones de los modelos. Evidencias más concretas, tales como cambios tectónicos en respuesta a (más que coincidentes con) cambio climático, han sido raramente documentados. Disparados por un incremento en la tasa de erosión influido por el clima, es esperable que los orógenos dominados por procesos friccionales muestren una cierta catidad de respuestas simultáneas: disminución del ancho, incremento temporal del aporte de sedimentos, persistente aumento en la tasa de exhumación y reducción en la tasa de subsidencia de las cuencas aledañas. Las evidencias de campo más convincentes para tales respuestas coordinadas frente al cambio climático han sido obtenidas en los Alpes y en las montañas St Elías en Alaska (Whipple, 2009).

Según Whipple (2009), los esfuerzos para testear las predicciones de los modelos deben tener en cuenta varios factores complejizantes. Por ejemplo, una respuesta isostática a la erosión es esperable aún si ninguno de los mecanismos de retroalimentación propuestos operan en la naturaleza, como un balance entre tasas de exhumación y erosión. La amplificación orográfica de las precipitaciones puede producir correlaciones espaciales entre levantamiento rápido y altas tasas de lluvias, aún en ausencia de cualquier influencia erosiva sobre la tectónica. También es esperable que los orógenos fósiles y los activos respondan diferencialmente ante el cambio climático. Finalmente, las escalas de tiempo sobre las que operan el cambio climático y la tectónica son muy diferentes, no siendo la variabilidad en la deformación a corta escala de tiempo necesariamente un resultado de la influencia del cambio climático.

Las relaciones entre parámetros climáticos mensurables y la eficiencia erosiva deben ser estudiados. Los modelos acoplados de procesos tectónicos y superficiales predicen que la evolución tectónica y estructural de las cadenas montañosas es sensible a las variaciones temporales y espaciales de la eficiencia erosiva. Generalmente se asume que la eficiencia erosiva se incrementa monotónicamente con las precipitaciones, sin embargo esto no ha sido demostrado cuantitativamente. Solo cuando esta relación ha sido cuantitativamente establecida se puede establecer más allá de la especulación la correlación espacial entre tasas climáticas y de deformación.

Los esfuerzos de investigación deberían enfocarse sobre las posibles reconfiguraciones de estructuras activas y tasas de deformación en respuesta a cambio climático durante el Cenozoico tardío que se interpreta como efectivamente ocurrido. Los modelos son abstracciones muy simplificadas y sus predicciones deben ser

consideradas solamente como guías útiles para la exploración de esas ideas (Whipple, 2009).

Una combinación de las respuestas esperables debe ser evidente y su sincronismo demostrado. La aceleración sostenida del levantamiento por períodos de tiempo más largos que dos veces el tiempo de respuesta del sistema (de 2 a 10 Ma) es requerido para descartar un rebote isostático si datos de tasas de exhumación son considerados aisladamente. Mucho trabajo es requerido para sintetizar una serie de hipótesis testeables para guiar los estudios de campo sobre el rol potencial del clima y la erosión en el modelado de la evolución de tales sistemas.

En la actualidad numerosos estudios analizan las relaciones entre las precipitaciones, la erosión, la tectónica y la exhumación (Thiede *et al.*, 2004, 2005; Bookhagen *et al.*, 2005; Burbank *et al.*, 2003; Hodges *et al.*, 2004; Vannay *et al.*, 2004; Wobus *et al.*, 2003, 2005; Godard *et al.*, 2006; Blythe *et al.*, 2007; Strecker *et al.*, 2007; Whipp *et al.*, 2007; Craddock *et al.*, 2007; Whipple, 2009).

1. Síntesis de las interacciones Tectónica-Erosión-Sedimentación-Clima

La enumeración de las principales interacciones entre la tectónica, la erosión, la sedimentación y el clima muestra hasta qué punto la evolución dinámica de las cadenas montañosas y los piedemontes resulta un tema complejo alimentado de numerosas retroalimentaciones e intercambios positivos y/o negativos (Figura 2.12 A). La importancia relativa de cada una de las interacciones es difícil de cuantificar teniendo en cuenta las escalas de tiempo y espacio variables que caracterizan los distintos procesos. Además, el sistema geomorfológico montañoso no es un sistema lineal que responde instantánea y/o proporcionalmente a una tensión cualquiera (levantamiento topográfico, cambio climático). Al contrario, los procesos actuantes en este sistema se caracterizan por distintos umbrales y tiempos característicos de respuesta.

Los umbrales

La descripción de los distintos procesos morfogenéticos pone de manifiesto que se tratan de “procesos controlados por umbrales”. Eso significa que su activación es dependiente de un valor mínimo que es necesario superar. Por ejemplo, para los procesos de deformación, una determinada fuerza debe ejercerse sobre el material antes de que se rompa. Este umbral, el límite máximo de ruptura, corresponde al valor

mínimo que es necesario ejercer sobre el material para superar sus fuerzas de resistencia friccional y su cohesión. Del mismo modo, los procesos de erosión en los ríos o sobre las vertientes poseen también umbrales de iniciación del movimiento de las partículas. Para los ríos, se trata del límite máximo de incisión (Ecuación 2.18) y el límite máximo de puesta en transporte de una partícula (Ecuación 2.14) bajo la acción de la cizalla del fluido. Para los procesos de interfluvios, se trata de la pendiente crítica S_c (Ecuaciones 2.21 y 2.22) que corresponde al valor de activación de los deslizamientos de terreno.

El tiempo característico de respuesta

Existen distintos tipos de tiempos característicos: 1) de reacción, 2) de respuesta, 3) de relajación, y 4) de persistencia. El primero caracteriza el tiempo necesario para que el sistema morfológico reaccione ante una tensión impuesta (movimiento tectónico, cambio climático). Es el tiempo durante el cual el sistema ignora los cambios que lo afectan. El segundo corresponde a la duración de la reacción del sistema geomorfológico ante la perturbación. El tercero caracteriza el tiempo durante el cual el sistema geomorfológico sigue evolucionando desde que la tensión dejó de actuar e indica el tiempo de re-equilibrio. El de persistencia corresponde al tiempo durante el cual la dinámica del sistema morfológico es muy reducida. No evoluciona y ninguna tensión es impuesta.

2.6. Modelado numérico de las interacciones en el piedemonte

A medida que las computadoras incrementan su velocidad y memoria los modelos numéricos tienen cada vez más capacidad de manipular la complejidad del mundo real discretizando espacio y tiempo en celdas más pequeñas y en ciclos más breves. Este tipo de modelos apuntan a entender en un sentido cuantitativo las conexiones entre los procesos interactuantes. Una serie de gráficos resultantes permiten visualizar cómo una sierra o una escarpa o un canal evolucionan bajo una serie de reglas preestablecidas. Dado que los resultados obtenidos deben ser comparados con mediciones en la naturaleza, los modelos han impulsado la determinación de tasas de los procesos actuantes en el terreno, y han instalado preguntas que generan nuevas líneas de investigación y nuevos métodos de datación. Por otra parte, al introducir el conocimiento previo acerca de procesos superficiales y

tectónicos para analizar un modelo, se puede determinar dónde el entendimiento sobre estos procesos es defectuoso o débil, y hacia qué tópico deberían enfocarse nuevos esfuerzos de investigación (Burbank y Anderson, 2000).

Algunos modelos están diseñados para ilustrar o reproducir la evolución de escarpas de falla individuales, mientras que otros están pensados a escalas de orógenos. Cada uno requerirá entonces de una serie diferente de presuposiciones que hagan al problema manejable, dados los recursos informáticos al momento que el modelo fue generado. No obstante, los objetivos de tales modelos están dirigidos a incrementar la capacidad de generar ideas dentro de la interacción de la multiplicidad de procesos que actúan para generar relieves tectónicos (Burbank y Anderson, 2000).

A raíz de los trabajos teóricos sobre la mecánica de los prismas de acreción (Chapple, 1978; Stockmal, 1983; Davis *et al.*, 1983; Dahlen, 1984), fueron desarrollados modelos numéricos que estudiaron la influencia de los procesos de erosión-transporte sobre los campos de velocidad y trayectorias de exhumación de las partículas en las cuñas orogénicas (Dahlen y Suppe, 1988; Dahlen y Barr, 1989; Barr y Dahlen, 1989; Jamieson y Beaumont, 1988; Koons, 1989). Todos los modelos citados son secciones en 2D e incorporan un modelo de deformación y un modelo de procesos superficiales. Para la deformación, las reologías empleadas pueden ser rígidas-plásticas y uniformes a escala de la corteza continental (Beaumont *et al.*, 1992; Willett, 1992, 1999), laminadas a escala de la litosfera (Avouac y Burov, 1996; Cattin y Avouac, 2000; Godard *et al.*, 2004, 2006) o laminadas a la escala de la corteza (Beaumont *et al.*, 1996, 2001). La reología de la corteza superior es modelada de acuerdo al comportamiento friccional de Coulomb, mientras que para la corteza inferior se aplica una ley de deformación dúctil. Al manto también se lo considera dúctil, pero con parámetros diferentes a la corteza inferior (Avouac y Burov, 1996).

Los modelos de erosión-transporte utilizados son variados, algunos trabajos utilizan una única ecuación. Puede tratarse de una ecuación de difusión lineal (Ecuación 2.21; Koons, 1989; Avouac y Burov, 1996; Cattin y Avouac, 2000; Beaumont *et al.*, 2001), de una ecuación de difusión no lineal (Ecuaciones 2.22 y 2.23; Pysklywec, 2006) o de una ley de incisión fluvial (Ecuación 2.19; Willett, 1999; Hilley *et al.*, 2004). Otros trabajos combinan varios mecanismos (Beaumont *et al.*, 1992, 1996; Kooi y Beaumont, 1996; Godard *et al.*, 2004, 2006).

Los modelos diseñados para simulaciones de grandes escalas de tiempo y espacio están forzados a dejar de lado la descripción de procesos de transporte a

pequeña escala dada la escasa información sobre paleohidráulica de detalle y el limitado poder computacional.

Los trabajos de modelado numérico realizados hasta el momento muestran cómo la precipitación orográfica modifica el estilo estructural de las cadenas montañosas (Koons, 1989; Willett *et al.*, 1993), cómo los procesos tectónicos controlan el desarrollo de las redes de drenaje (van der Beek *et al.*, 2002; García y Cristallini, 2008), y remarcan el impacto de la erosión y/o la sedimentación sobre la estructura y evolución de cuñas orogénicas (Mugnier *et al.*, 1997; Simpson, 2004 a, b, c, 2006).

a. Metodologías

El método de modelado numérico a utilizar depende de las preguntas a resolver acerca del paisaje. ¿Es el objetivo deducir el registro paleosísmico? ¿Resolver cambios a largo término en las tasas de desplazamiento sobre una falla? ¿Es un estudio general en el cual un tipo de formas de relieve está siendo estudiado? ¿O es específico del sitio, en el cual los atributos de una localidad particular están siendo usados para establecer el ajuste de un modelo en particular?

Los modelos numéricos resuelven ecuaciones sobre una grilla de puntos. A pesar que éstos son más comunes en la era informática, cabe destacar que son representaciones de ecuaciones diferenciales de procesos físicos. En ciertos casos, restringidos pero importantes, estas ecuaciones pueden resolverse manualmente, lo cual permite un rápido entendimiento sobre la dependencia de la solución del modelo sobre uno u otro proceso o tasa. Estas soluciones analíticas también son importantes pruebas para los códigos numéricos. Sin embargo, como el mundo real es complejo dadas las siguientes características: 1) varios procesos actúan simultáneamente; 2) algunos de estos procesos son no lineares; 3) las fuerzas tectónicas y climáticas no son uniformes en espacio y tiempo; y 4) los límites geomórficos de los elementos son complejos. En general, estas complejidades conspiran en contra de las soluciones analíticas de los problemas, y requieren el uso de computadoras para resolverlos.

Modelos de diferencia finita (finite difference models FDM)

Los modelos de diferencia finita operan en un espacio discretizado, y resuelven en función del cambio en alguna propiedad de cada celda en el espacio (por

ejemplo, su altura) aproximando la ecuaci3n diferencial a pasos temporales finitos. Por ejemplo, la ecuaci3n diferencial

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \frac{\partial z}{\partial x} \quad \text{Ec. 2.24}$$

puede escribirse como

$$\frac{z_i^{n+1} - z_i^n}{\Delta t} = \frac{(z_i^n - z_{i-1}^n)}{\Delta x} \quad \text{Ec. 2.25}$$

donde Δx es el espacio entre nodos en la direcci3n x , Δt es el tiempo del paso, i es el ́ndice de la celda y n es el paso de modelado. El cambio en la elevaci3n del nodo (Δz_i) es calculado, y entonces la nueva elevaci3n puede obtenerse sumando a las elevaciones antiguas los cambios en elevaci3n.

Modelos de elementos de borde (boundary elements model BEM)

Los modelos de elementos de borde tienen ventaja comparativa en el tratamiento de problemas externos, no acotados, problemas con singularidades o discontinuidades, o problemas con frontera libre o m3vil. Por otra parte, resultan poco pr3cticos para simular estados reol3gicos y termales complejos.

Modelos de elementos finitos (finite elements model FEM)

En el m3todo de elementos finitos usualmente se encuentran soluciones aproximadas en subespacios de dimensi3n finita de polinomios a trozos. Los elementos finitos son extremadamente 3tiles para manejar contornos irregulares del dominio bajo an3lisis.

Estos dos 3ltimos m3todos son generalmente utilizados para modelar interacciones entre procesos a escala litosf3rica en los que el estado t3rmico y reol3gico resulta importante simular. El m3todo de diferencia finita es m3s adecuado para representar procesos superficiales a escala del piedemonte y, por lo tanto, ha sido el escogido durante la presente tesis.

b. Procesos interactuantes a modelar

Los modelos numéricos tienen en cuenta una determinada cantidad de procesos tectónicos y superficiales. La complejidad y el tiempo de cálculo para cada paso del modelo será función de dicha cantidad. A continuación se detallan algunos de los procesos que pueden ser incluidos en los modelos, y se resaltan aquellos incorporados en ERSEDE:

Procesos tectónicos

- **Deformación (fallas, pliegues)**
- Flexura cortical
- Compensación isostática

Procesos superficiales

- **Incisión fluvial**
- **Transporte fluvial**
- **Sedimentación aluvial**
- Erosión glacial
- Transporte glacial
- Procesos de interfluvios

Para una caracterización teórica de cada uno de estos procesos consultar las secciones 2.2 y 2.3.

c. Estrategias de modelado

La selección de la escala temporal y espacial en un modelo numérico depende de los objetivos del estudio. Se debe decidir si el objeto de estudio es lo suficientemente simple como para caracterizarlo en una dimensión, o si el modelo requiere dos dimensiones.

Las estrategias de modelado consisten generalmente en: establecer el problema, introducir en el código las ecuaciones diferenciales de los procesos a ser modelados (todos los cuales tienen parámetros libres tales como la difusividad o la tasa de generación de regolito o de deslizamiento de la falla), y ejecutar una serie de corridas con el modelo para explorar la dependencia de los resultados finales con: 1)

las condiciones iniciales, 2) las condiciones de borde, y 3) los parámetros de modelado que establecen la importancia relativa de uno u otro proceso. La complejidad y requerimientos computacionales aumentan exponencialmente a medida que se incorporan más variables y se aumenta el número de dimensiones. Esto limita el grado al que un parámetro particular puede ser explorado, requiriendo muchas corridas del modelo para estudiarlo (Burbank y Anderson, 2000).

Por ejemplo, podemos discriminar claramente entre modelos cuyo objetivo es analizar la degradación de una escarpa de falla simple, de aquellos que estudian una cadena montañosa. Las escalas geométricas para la primera podrían ser de 1-100 metros, mientras que para la segunda podrán variar entre 10-100 kilómetros. Los detalles de la falla pueden ser tratados en el modelo más pequeño, mientras que algunas decisiones deben tomarse acerca de cómo tratar las numerosas fallas y su complejidad geométrica modelando a escala del cordón montañoso. Dadas las limitaciones computacionales, se podría requerir que el modelo de escarpa de falla sea capaz de resolver metros. A pesar de que esto pareciera un simple problema de escalado, es claro que la menor resolución del modelo a escala de sierra limita el detalle con que ciertos procesos serán tratados, y requiere que otros procesos sean ignorados o sean parametrizados de alguna forma en el modelo.

Para contribuir al entendimiento de la evolución morfoestructural del sistema frente orogénico-piedemonte se ha desarrollado una herramienta de modelado numérico totalmente original con la capacidad de simular procesos de erosión y sedimentación fluvial en ambientes montañosos y pedemontanos, y el crecimiento simultáneo de estructuras neotectónicas (fallas y pliegues). El modelo trabaja utilizando el concepto de diferencia finita, y permite trabajar tanto con grillas topográficas artificiales como con modelos digitales de elevación (*digital elevation models*, DEM's). La escala de modelado es función del tamaño de la estructura neotectónica analizada. En general, este tipo de estructuras posee una longitud que oscila entre algunos miles de metros hasta cerca de 100 km. Por lo tanto, la resolución espacial de la grilla dependerá directamente del tamaño de la estructura analizada, dado que el tamaño máximo en píxeles (limitado por la capacidad de procesamiento de una computadora de escritorio) es de aproximadamente 200 x 200.

2.7. Modelado análogo de las interacciones en el piedemonte

Si bien el estado de conocimiento actual acerca de la interacción entre procesos tectónicos y superficiales proviene fundamentalmente de estudios teóricos de campo y modelos numéricos, existen aún pocos controles para validar evoluciones a gran escala, y las características de las topografías modeladas (Lague *et al.*, 2003).

El modelado análogo es una herramienta interesante para estudiar tal complejidad de procesos, ya que en ellos las condiciones de borde pueden ser perfectamente controladas y las variaciones de la topografía ser continuamente medidas. En comparación con otros ámbitos de las Ciencias de la Tierra, los modelos físicos siguen siendo poco comunes para estudiar la dinámica de los sistemas geomórficos (Schumm *et al.*, 1987). En teoría, es posible reproducir sistemas naturales de gran escala con experimentos de laboratorio, con la condición de que la reducción en longitud y en tiempo preserve las relaciones originales.

Como para muchos procesos naturales, lo poco que conocemos acerca de la dinámica de los procesos geomórficos hasta el momento indica que las condiciones naturales de gran escala no pueden ser perfectamente escaladas en laboratorio. Un problema específico para sistemas de erosión controlados hidráulicamente es la coexistencia de escalas de tiempo de corto y largo plazo (procesos superficiales y tectónicos respectivamente), dando que un escalado perfecto de toda una sierra sea casi imposible

Por eso es que muchos estudios se han enfocado en la dinámica de un proceso elemental, tratando de mantener un alto grado de similitud entre el sistema natural y el laboratorio: dinámica del canal (Sheperd y Schumm, 1974; Holland y Pickup, 1976; Gardner, 1983), experimentos de lecho rocoso (Thompson y Wohl, 1998), mecánica de transporte de sedimentos (Paola *et al.*, 1992), formación de terrazas (Mizutani, 1998), evolución de meandros (Smith, 1998), evolución de pendientes (Densmore *et al.*, 1997; Roering *et al.*, 2001), dinámica de planicies de inundación (Ashmore, 1982; Wood *et al.*, 1993) o formación de abanicos aluviales (Whipple *et al.*, 1998).

Por el contrario, otros autores eligen estudiar sistemas que no son análogos perfectos pero que exhiben una dinámica cualitativamente similar a las interacciones entre los canales y los movimientos en masa experimentales. Esos estudios incluyen el estudio del desarrollo de redes de drenaje (Flint, 1973; Schumm *et al.*, 1987), las propiedades fractales de la topografía en evolución (Wittmann *et al.*, 1991; Czirok *et*

al., 1993), el desarrollo de paisajes en relajación (Crave *et al.*, 2000; Hancock y Willgoose, 2001) o bajo tasas de levantamiento y precipitaciones constantes (Hasbargen y Paola, 2000, Lague *et al.*, 2003).

a. Modelado de procesos superficiales

Desde los primeros trabajos de modelado experimental, muchos reconocieron la importancia de los procesos de erosión y sedimentación sobre la evolución del relieve de una cadena montañosa. Sin embargo, al principio los esfuerzos de modelado se concentraron en la simulación de los procesos tectónicos ya que es el parámetro de primer orden en la generación de relieves.

Las primeras técnicas de modelado de procesos superficiales utilizaban las propiedades de avalancha de los materiales granulares, y/o efectuaban manualmente las transferencias de material. Estas técnicas sirvieron para simular los flujos superficiales de materia y estudiar los efectos sobre el prisma orogénico (descarga litológica del orógeno y carga sedimentaria en el antepaís). El transporte y los mecanismos de erosión y sedimentación no eran representados.

En los últimos años han sido desarrolladas otras técnicas de modelado de los procesos superficiales que han supuesto mucha experimentación con nuevos materiales que simulen bajo la acción del agua el desarrollo de paisajes similares a los de la naturaleza (Flint, 1973; Holland y Pickup, 1976; Gardner, 1983; Schumm *et al.*, 1987; Phillips y Schumm, 1987; Wittmann *et al.*, 1991; Czirok *et al.*, 1993; Crave *et al.*, 2000; Hasbargen y Paola, 2000; Hancock y Willgoose, 2001; Lague *et al.*, 2003; Frankel *et al.*, 2007).

b. Modelos de deformación del material y procesos superficiales

Las experiencias morfológicas que combinan deformación del material con procesos superficiales son escasas en la literatura. La mayoría consisten en dispositivos del tipo “canal”. En estos modelos, se deforma físicamente una parte del trazado del canal con el fin de estudiar el comportamiento del río a través de la estructura tectónica (fallas, pliegues). Los movimientos tectónicos modelados pueden ser verticales (levantamiento y subsidencia: Ouchi, 1985; Jin y Schumm, 1987; Douglass y Schmeckle, 2007) o de rumbo (Ouchi, 2004). Escencialmente, el material se encuentra no deformado previo al inicio del experimento. Los resultados obtenidos

en los modelos con movimientos verticales muestran que la respuesta de un río aluvial depende de la tasa de deformación (levantamiento, subsidencia) y del estilo fluvial.

Recientemente, Graveleau (2008) ha desarrollado una nueva metodología de modelado de la interacción de procesos superficiales y tectónicos. Combinando varios tipos de los materiales análogos estudiados hasta el momento, obtuvo una mezcla que además de reproducir el desarrollo de paisajes naturales simula el comportamiento reológico de la corteza superior. Mediante una serie de experiencias demostró la potencialidad del método para estudiar los procesos que ocurren en un piedemonte (Figura 2.18).

Durante esta tesis se diseñó un dispositivo experimental de modelado que utiliza materiales análogos específicos similares a los usados por Graveleau (2008) y que permite estudiar interacciones tectónica-erosión-sedimentación a escala de laboratorio.

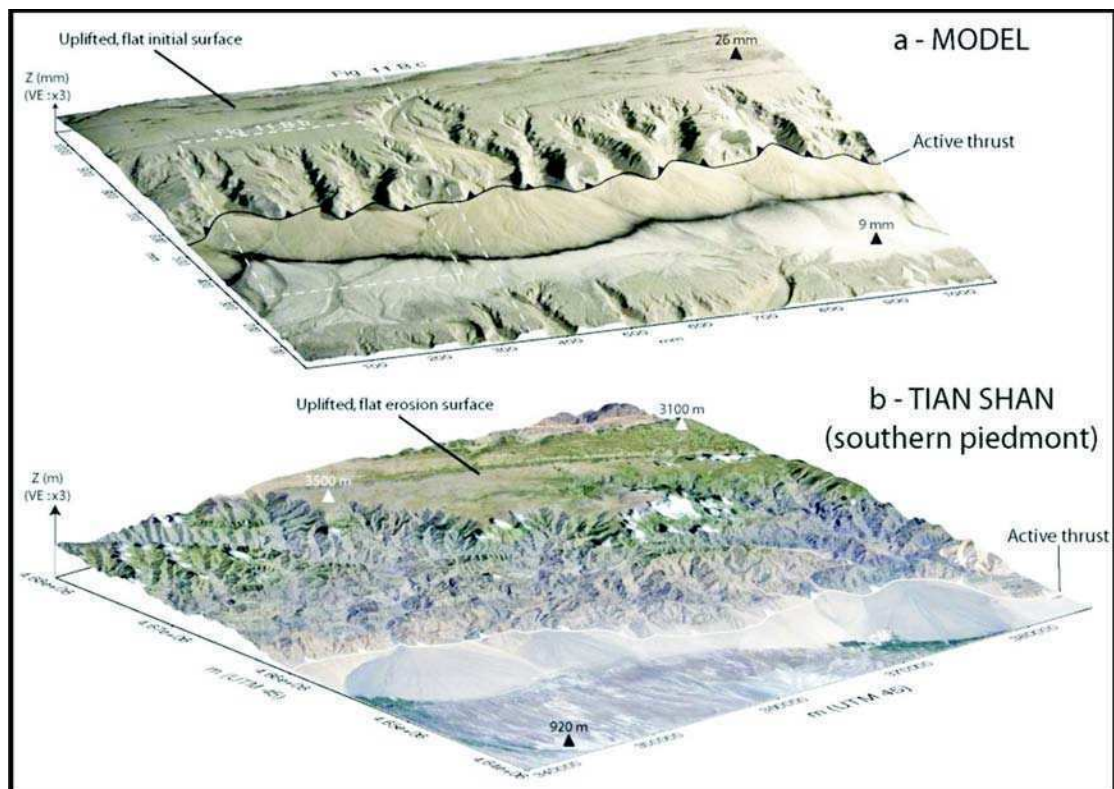


Figura 2.18: Comparación morfológica 3D entre un modelo (a) y un piedemonte natural (b). Para el modelo una fotografía digital ha sido sobreimpuesta a un modelo de elevación digital obtenido con un dispositivo de interferometría láser. El ejemplo natural corresponde al piedemonte sur del Tian Shan. Una imagen satelital Landsat 7 ha sido sobreimpuesta al modelo de elevación digital SRTM de 90 metros (obtenido de Graveleau, 2008)

3

Plataforma de modelado numérico de procesos superficiales y deformación neotectónica (ERSEDE)

En este capítulo se describen las rutinas de procesamiento de la plataforma de modelado numérico (ERSEDE) desarrollada durante la presente tesis. Esta plataforma ha sido diseñada para poder simular procesos de erosión, sedimentación y deformación neotectónica en ambientes montañosos y pedemontanos. Una grilla de puntos representa la topografía de una región que está siendo deformada en determinados sectores. Simultáneamente, esa red de puntos es “sometida” a procesos de erosión y sedimentación. La combinación de ambos procesos controla la evolución del paisaje resultante.

En primera instancia se detallan los procedimientos para la determinación de parámetros morfológicos de la grilla (pendientes, lagos, área de drenaje, etc.) y a continuación se describen los pasos que realiza el programa para determinar si una celda debe ser erosionada o debe acumular sedimentos, así como la magnitud de dichos eventos de erosión o sedimentación. Por último, se describe el algoritmo de deformación aplicado a la grilla.

3.1. Determinación de parámetros morfológicos

Los parámetros morfológicos más relevantes que deben ser establecidos para el modelado del paisaje incluyen las depresiones existentes y su forma, la dirección de la pendiente máxima de cada punto de la grilla y su magnitud, el área de drenaje de cada punto de la grilla, y la conectividad hidrológica entre cada punto.

a. Pendiente máxima

Para calcular la pendiente máxima de cada punto de la grilla se debe recorrer una a una las celdas calculando en primera instancia la pendiente con respecto a las celdas vecinas utilizando la siguiente ecuación (Figura 3.1):

$$\pi = \Delta z / (\Delta x^2 + \Delta y^2)^{1/2} \quad \text{Ec. 3.1}$$

donde, π es el valor angular de la pendiente expresada como la tangente del ángulo formado por la diferencia de altura entre las celdas (Δz) como cateto opuesto, y la distancia horizontal entre las mismas ($(\Delta x^2 + \Delta y^2)^{1/2}$), como cateto adyacente.

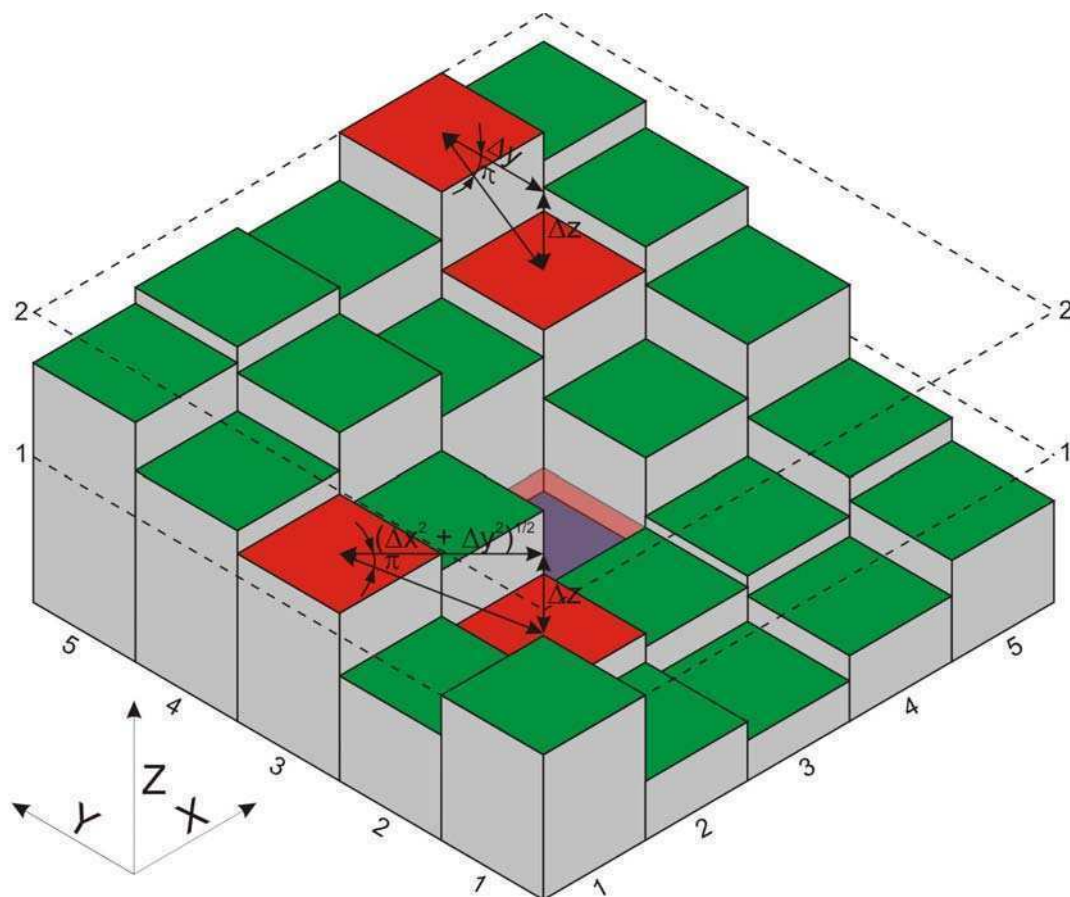


Figura 3.1: Diagrama indicando cómo se calculan las pendientes para celdas normales y diagonales.

Luego se determina por comparación entre las 8 celdas vecinas cuál es el máximo valor de pendiente para la celda analizada, y se asigna a una variable de forma $slope(x, y)$.

b. Depresiones

La formación de lagos y lagunas en la naturaleza es un proceso frecuente. Particularmente, el crecimiento de estructuras neotectónicas en ambientes pedemontanos puede favorecer el desarrollo de zonas mal drenadas aguas arriba de las mismas. Estas depresiones serán focos de sedimentación y eventualmente pueden ser registro de la actividad neotectónica como estratos de crecimiento.

Dado que los modelos numéricos desarrollados hasta el momento no se han concentraron en la actividad neotectónica, las depresiones eran resueltas “rellenando” artificialmente las depresiones que se formaban durante las experiencias.

En la plataforma presentada en esta tesis se aborda el problema de otra forma, considerando a las depresiones como una posibilidad durante la evolución de un paisaje. Para identificar correctamente las depresiones se deberán conocer parámetros tales como: forma, tamaño, espacio de acomodación, y cantidad y ubicación de salidas.

Detección de depresiones de una sola celda

En esta subrutina el programa recorre toda la grilla buscando celdas cuya altura sea inferior a la de las celdas vecinas. Estas celdas son depresiones o “lagos” del tamaño de un píxel. Cuando el programa detecta una celda con estas características, la identifica como una depresión ($lago(x, y) = contador_lago$) e incrementa su altura provisoriamente hasta la de la celda vecina más baja (Figura 3.2). El objetivo de este procedimiento es que no existan celdas con pendiente máxima negativa. Este es el paso inicial para el mapeo de depresiones, dado que las mismas que abarquen más de una celda podrán ser reconocidas inicialmente por poseer pendiente máxima igual a cero.

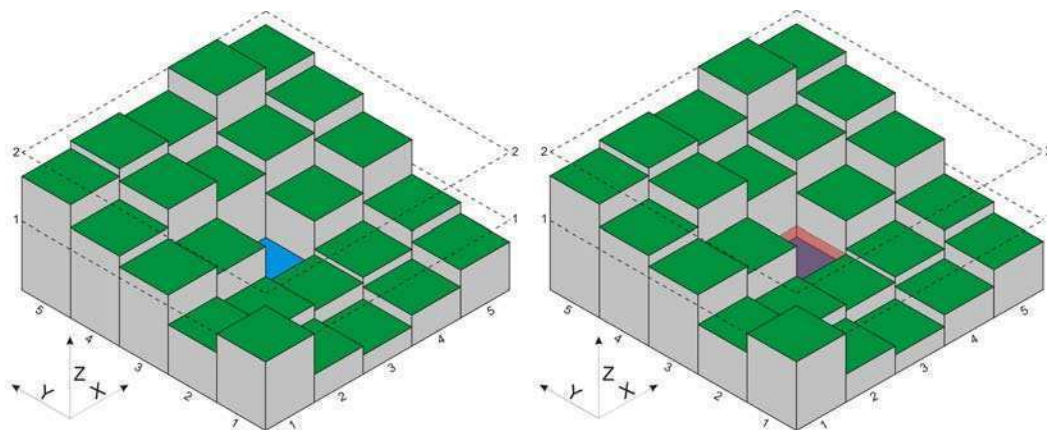


Figura 3.2: Esquema que muestra una grilla conteniendo una depresión del tamaño de una celda única y cómo el programa modifica su altura para que no existan celdas con pendiente negativa.

Mapeo de depresiones

Todas aquellas celdas que posean pendiente máxima igual a cero son analizadas en esta subrutina ya que pueden ser depresiones en la grilla. Al recorrer la

grilla el programa busca celdas con pendiente igual a cero ($slope(x, y) = 0$) y que no hayan sido reconocidas en el paso previo. Una vez encontrada una celda con estas características, se busca en las celdas vecinas si alguna ya fue revisada. Si es verdadero se le asigna el mismo número de marca ($bandera(x, y) = bandera(x_n, y_m)$) que a la identificada previamente. Si es falso se le asigna un nuevo número de marca ($bandera(x, y) = contador_bandera$).

Una vez finalizada la identificación de celdas con $slope(x, y) = 0$ y la numeración respectiva, se realiza un mapeo de las celdas-borde de cada posible depresión. Luego se recorren las celdas-borde identificadas para constatar si dentro de las mismas existe alguna con altura menor a las celdas que forman la posible depresión. Si la altura es menor, la posible depresión no es un lago. Si la altura es mayor, la celda es efectivamente un borde (Figura 3.3).

Luego de recorrer todas las celdas-borde de la posible depresión quedan dos opciones:

- 1) Que ninguna celda-borde haya sido de menor altura que el tope de altura de la posible depresión. Entonces, se identifica a las celdas de la posible depresión como un lago efectivamente, asignándole un número de lago

$$lago(x, y) = h$$

y se eleva provisoriamente la altura de todas sus celdas a la de la celda-borde más baja.

$$topo(x, y) = topo_borde(h)$$

- 2) Que alguna celda-borde haya sido de menor altura que el tope de altura de la posible depresión. Entonces, se marcan a la/las celdas-borde de menor altura como salidas de la depresión y se culmina el mapeo de depresiones para las celdas en cuestión.

Este proceso se realiza para todas las posibles depresiones identificadas y luego se realiza nuevamente el reconocimiento de pendientes para cada celda de la grilla. Una vez reconocidas las nuevas pendientes (debido a la modificación en altura

de las celdas que forman lagos), se vuelve a comenzar con la subrutina de mapeo de depresiones en un ciclo o *loop* que continúa hasta que no se incorporen nuevas celdas como lagos en toda la grilla.

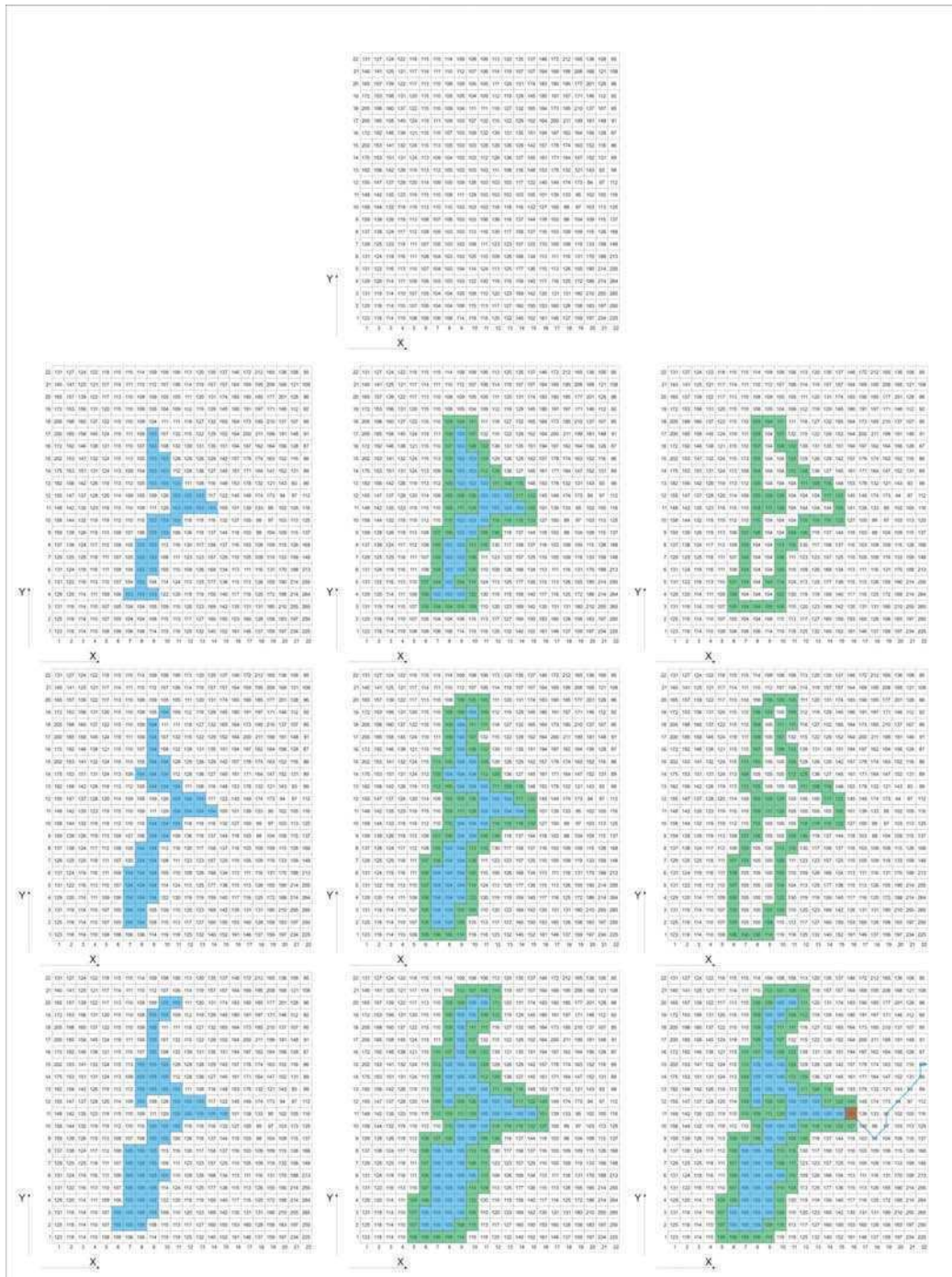


Figura 3.3: Esquema que muestra los pasos que sigue el programa para la identificación de depresiones en la grilla. Primero identifica un posible lago formado por las celdas con pendiente máxima igual a 0. Luego recorre las celdas-borde de dicha depresión buscando celdas con alturas menores. Si no encuentra celdas-borde con altura menor, entonces identifica la celda-borde de menor altura e incrementa la altura de las celdas de la depresión hasta ese valor. Se vuelve a repetir la rutina hasta que se encuentra una celda-borde de altura menor a la de la del tope de la depresión. Una vez hallada dicha celda, se la marca como celda de salida del lago.

Antes de finalizar la rutina de detección de depresiones se calcula el espacio de acomodación de cada celda que compone un lago. Este cálculo se realiza mediante la siguiente ecuación:

$$espacio(x, y) = tope_lago(h) - topoant(x, y) \quad \text{Ec. 3.2}$$

donde, $espacio(x,y)$ es el espacio de acomodación de la celda (x, y) , $tope_lago(h)$ representa la altura de la superficie del lago h , y $topoant(x, y)$ es la altura de la celda al iniciar el paso de modelado.

Una vez detectadas e identificadas todas las depresiones de la grilla se recalcula la pendiente máxima de cada celda utilizando la rutina descrita en el apartado previo. En la misma subrutina se determina la superficie que abarca cada lago y se almacena en una variable $area_lago(x, y, h)$, donde h representa al número de lago.

c. Dirección de pendiente máxima

Un problema bastante común que puede aparecer durante el proceso de detección de la pendiente máxima es que exista más de una dirección con igual valor numérico. En tal caso se debe hacer un reconocimiento morfológico en una zona más amplia alrededor del punto de interés para determinar en que dirección se encuentra el mínimo local. La ubicación de este mínimo será fundamental para elegir la dirección de pendiente máxima correcta (Figura 3.4).

En la figura 3.5 se muestra una grilla de puntos donde se resaltan aquellas celdas con más de una dirección de pendiente máxima. El radio de búsqueda del mínimo local será función del promedio de las pendientes máximas en un radio de 5 celdas alrededor del punto evaluado, siendo a mayor pendiente promedio menor el radio de búsqueda. En la misma figura se ilustra el rango de celdas utilizado por el programa para cada celda para calcular la pendiente promedio en cada caso.

$$\pi_p = \sum \pi_{(x, y)} / n \quad \text{Ec. 3.3}$$

siendo, π_p la pendiente promedio, $\pi_{(x, y)}$ el valor de la pendiente máxima para cada celda dentro del área de cálculo y n la cantidad de celdas dentro de dicha área. Cabe

destacar que las celdas de los bordes de la grilla no cuentan para el cálculo de la pendiente promedio, dado que representan el límite del modelo.

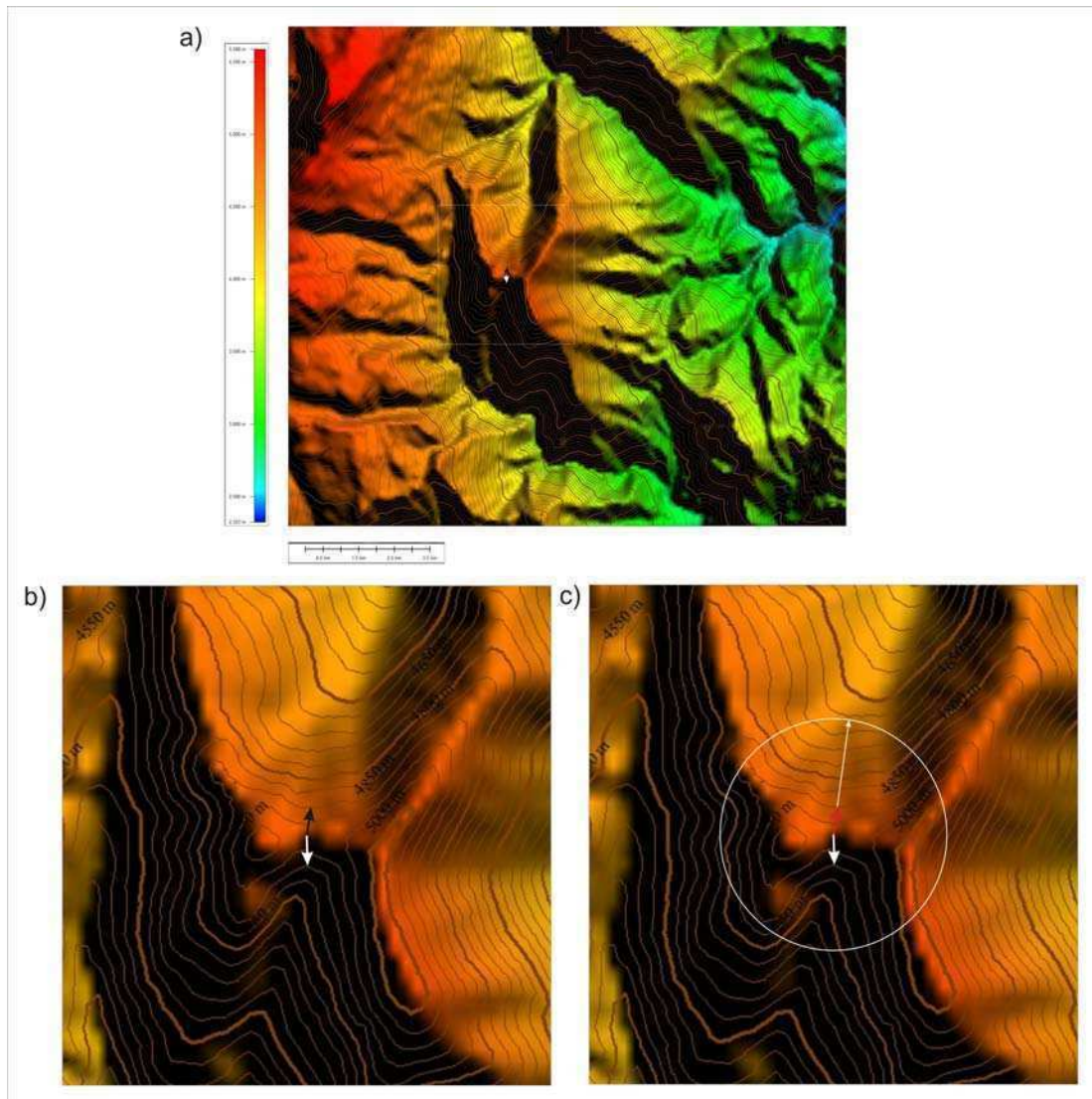


Figura 3.4: a) Modelo de elevación digital (DEM) de una zona montañosa de los Andes centrales. b) Detalle del recuadro indicado en a). Obsérvese que para un punto sobre un filo puede darse el caso de que existan dos direcciones con pendientes iguales. c) Para seleccionar alguna de las direcciones se puede realizar una búsqueda de la menor altura en un radio amplio. La flecha blanca mayor muestra la ubicación del mínimo local dentro del radio de búsqueda. La flecha roja indica la dirección seleccionada.

Utilizando la ecuación 3.3 se pueden calcular las pendientes promedio para las celdas resaltadas en la figura 3.6. Los valores obtenidos son:

$$\pi_{p1} = 0,041$$

$$\pi_{p2} = 0,094$$

siendo, π_{p1} la pendiente promedio de la celda de la izquierda y π_{p2} la de la derecha. Para determinar los radios de búsqueda de mínimos locales en el programa se deben tener en cuenta los rangos de pendientes promedio detalladas en la tabla 3.1. Los rangos son arbitrarios y están basados en la experiencia obtenida durante los distintos experimentos realizados.

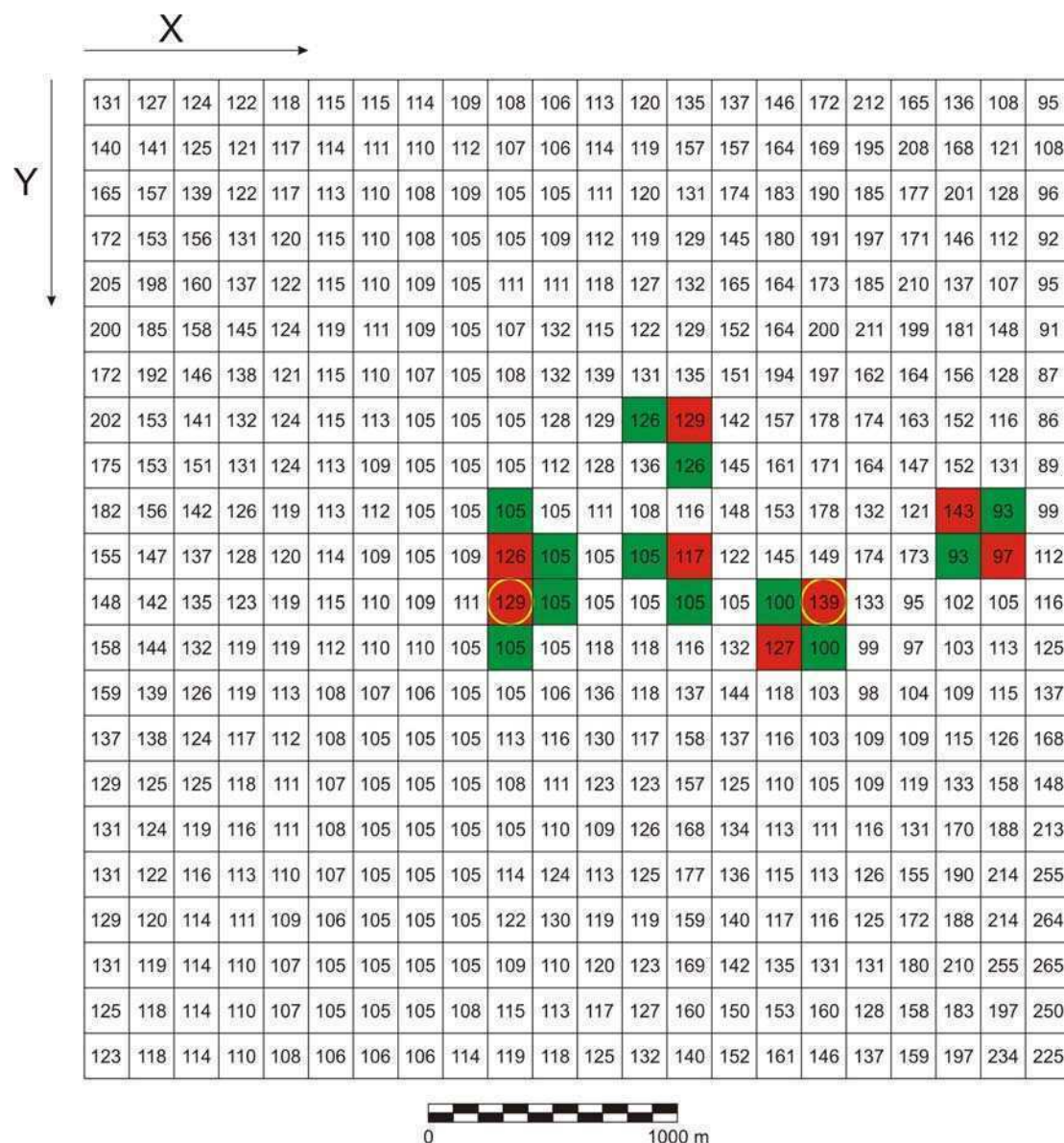


Figura 3.5: Grilla de puntos con indicación de altura. En rojo se resaltan aquellas celdas que poseen más de una dirección de pendiente máxima. En verde se destacan las celdas vecinas con respecto a las cuales se determina la pendiente máxima. Las celdas con círculo amarillo serán utilizadas para ejemplificar la resolución de la indeterminación de la dirección de pendiente máxima.



Figura 3.6: Grilla de puntos donde se indica el valor de la pendiente máxima (π) para cada celda. En rojo se muestran las celdas para las que se ha calculado la pendiente promedio en un radio de 5 celdas (verde con límite rojo). Obsérvese que el área de la celda de la derecha incluye el borde de la grilla. Las celdas del borde poseen pendiente máxima igual a 0 y no se toman en cuenta para el cálculo de la ecuación 3.3.

Pendiente promedio de la celda		Radio de búsqueda (celdas)
π	Valor angular (°)	
Menor a 0,2	Menor a 11,3	10
Entre 0,2 y 0,35	Entre 11,3 y 19,3	5
Entre 0,35 y 0,45	Entre 19,3 y 24,2	3
Mayor a 0,45	Mayor a 24,2	2

Tabla 3.1: Tabla que detalla los radios de búsqueda de mínimos locales en función de las pendientes promedio alrededor de la celda analizada.

De acuerdo con la tabla 3.1 los radios de búsqueda para las celdas de la figura 3.5 serían en ambos casos de 10 celdas (Figura 3.7). En la figura 3.7 se indican las áreas de búsqueda de mínimos locales correspondientes a los puntos seleccionados,

así como la resolución de la indeterminación de la dirección de pendiente máxima para cada caso. Obsérvese que en ambos casos las áreas de búsqueda exceden las dimensiones de la grilla y, por lo tanto, la resolución del problema se encuentra acotada por efecto de borde.

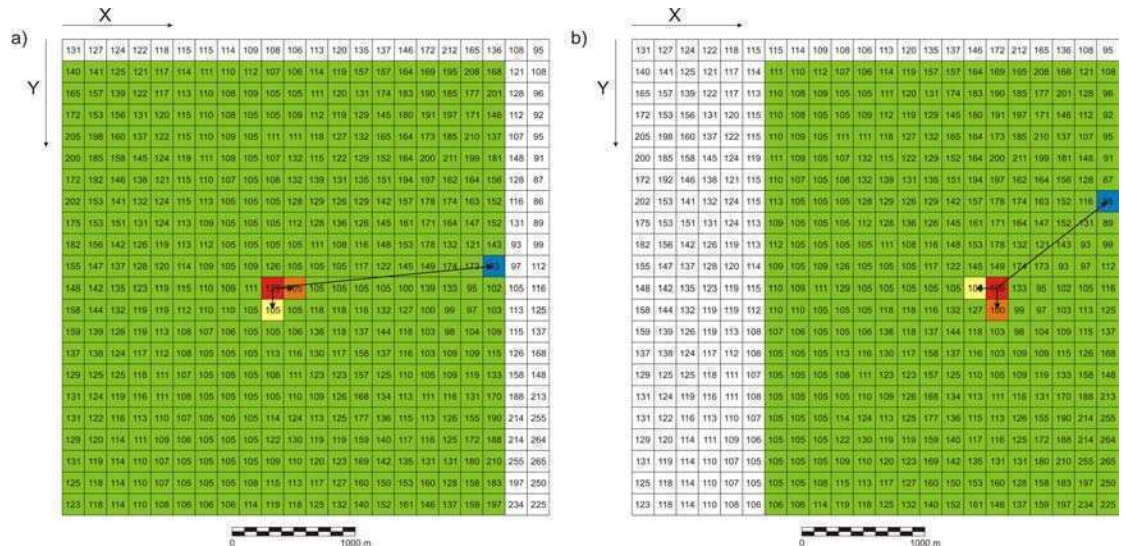


Figura 3.7: Grilla de puntos donde se indica el valor de la altura para cada celda, las áreas de búsqueda de mínimos locales (verde) y las celdas con más de una dirección de pendiente máxima (rojo). En azul se muestran los mínimos locales determinados para cada caso. La celda seleccionada se identifica en naranja, mientras que la descartada en amarillo. a) La dirección del mínimo local coincide prácticamente con la dirección de una de las pendientes máximas. b) En este caso, la dirección del mínimo local no es similar a ninguna de las pendientes máximas. Ver figura 3.8 para una ampliación sobre este último caso.

Cabe destacar el caso de la celda de la derecha (Figura 3.7 B). En esta situación, la dirección del mínimo local no coincide con ninguna de las pendientes máximas. Para resolver esta indefinición se toma como criterio de selección de la dirección de pendiente máxima a aquella que forme menor valor angular con respecto a la dirección del mínimo local (Figura 3.8).

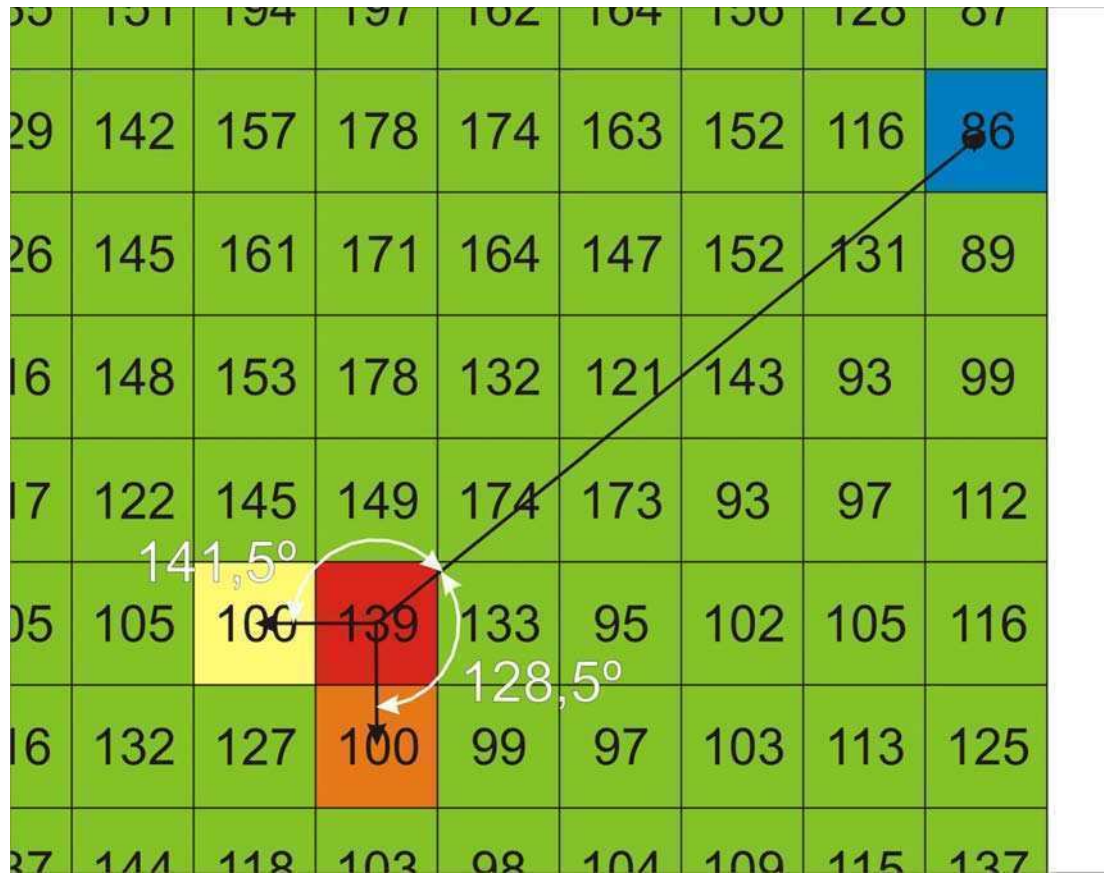


Figura 3.8: Resolución de la indeterminación de la dirección de pendiente máxima para el caso de la figura 3.7b. El programa mide los ángulos entre la dirección del mínimo local y las direcciones de pendiente máxima existentes. La dirección seleccionada será aquella de menor valor angular.

d. Área y conectividad de la red de drenaje

Como se desprende de la ecuación del poder de la corriente (*stream power*), tanto la pendiente local como el área de drenaje de cada punto de un paisaje deben ser conocidos para determinar la capacidad de erosión y transporte de los mismos. El área de drenaje en un punto cualquiera del paisaje corresponde a la superficie aguas arriba que los flujos recorren hasta llegar a ese punto (Figura 3.9). Para determinar esto en el programa es necesario conocer la dirección de máxima pendiente en cada punto, y tener “mapeadas” las depresiones conociendo sobre todo la o las salidas de las mismas para obtener la conectividad entre los cursos fluviales.

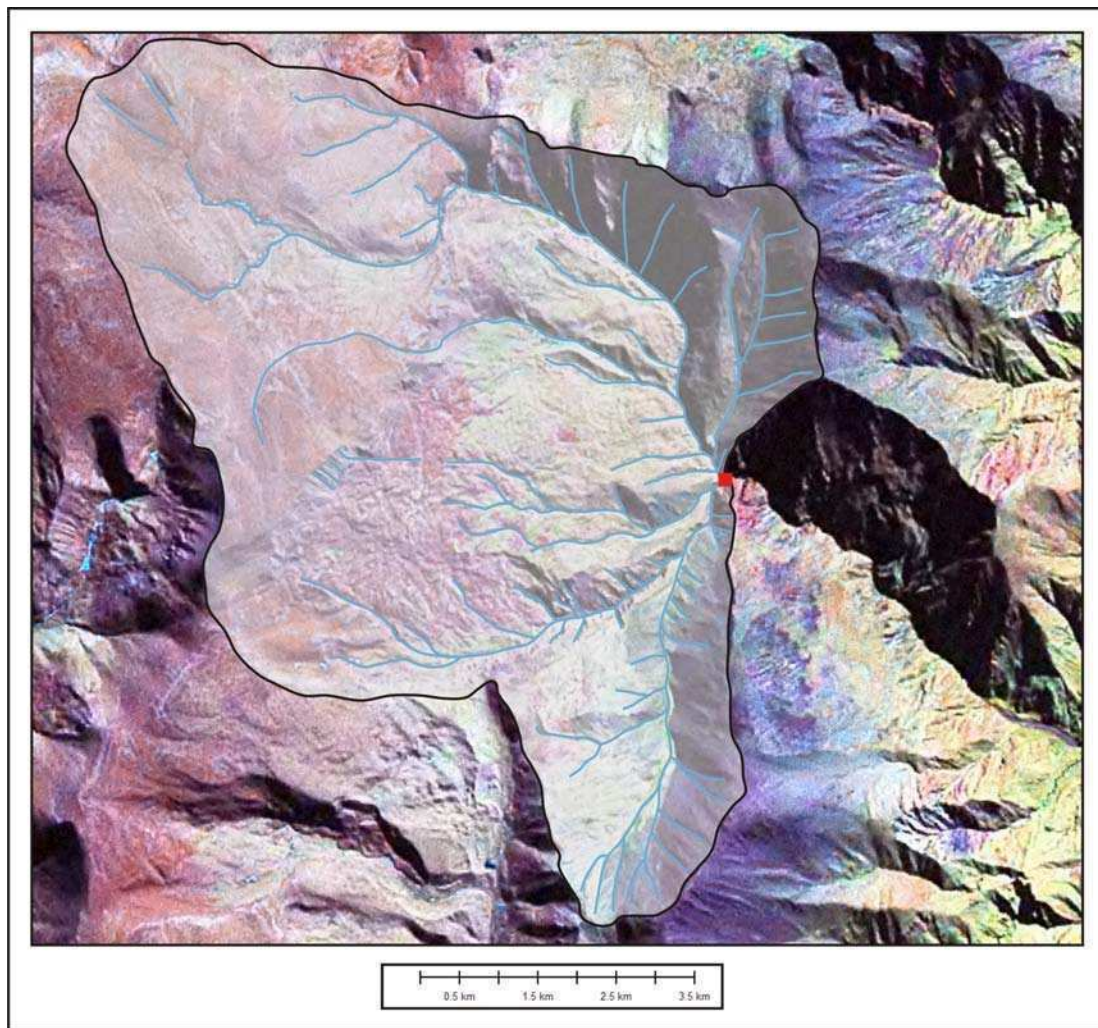


Figura 3.9: Imagen satelital Landsat TM de un sector de los Andes centrales. Sobre la misma se ha dibujado el ́rea de drenaje y la red hidrológica correspondientes al punto rojo.

Una vez realizadas las rutinas de detección de la direcci3n de ḿxima pendiente y de mapeo de depresiones, el sistema ya posee los datos necesarios para recorrer la red de drenaje y determinar el ́rea de drenaje de cada celda (Figura 3.10). El procedimiento de conteo del ́rea de drenaje consiste en simular el recorrido del agua a partir de celdas que no reciban agua de alguna otra celda (es decir, que sean el inicio del recorrido) y que no hayan sido evaluadas hasta ese momento (Figura 3.11). Desde una celda dada el agua pasa a la celda vecina determinada por la direcci3n de ḿxima pendiente. El ́rea de drenaje se incrementa en 1 cada vez que el agua alcanza una celda nueva y se almacena en una variable del tipo $area(x, y)$. Por otra parte, el recorrido del agua terminar ́ cuando la misma llegue a alguno de los bordes de la grilla, finalizando tambi3n el conteo del ́rea. En el caso de las depresiones, cuando el agua alcanza alguna por primera vez, se suma la superficie de la misma ($area_lago(x, y, h)$) al ́rea de drenaje de la celda de salida del mismo (Figura 3.11 A).

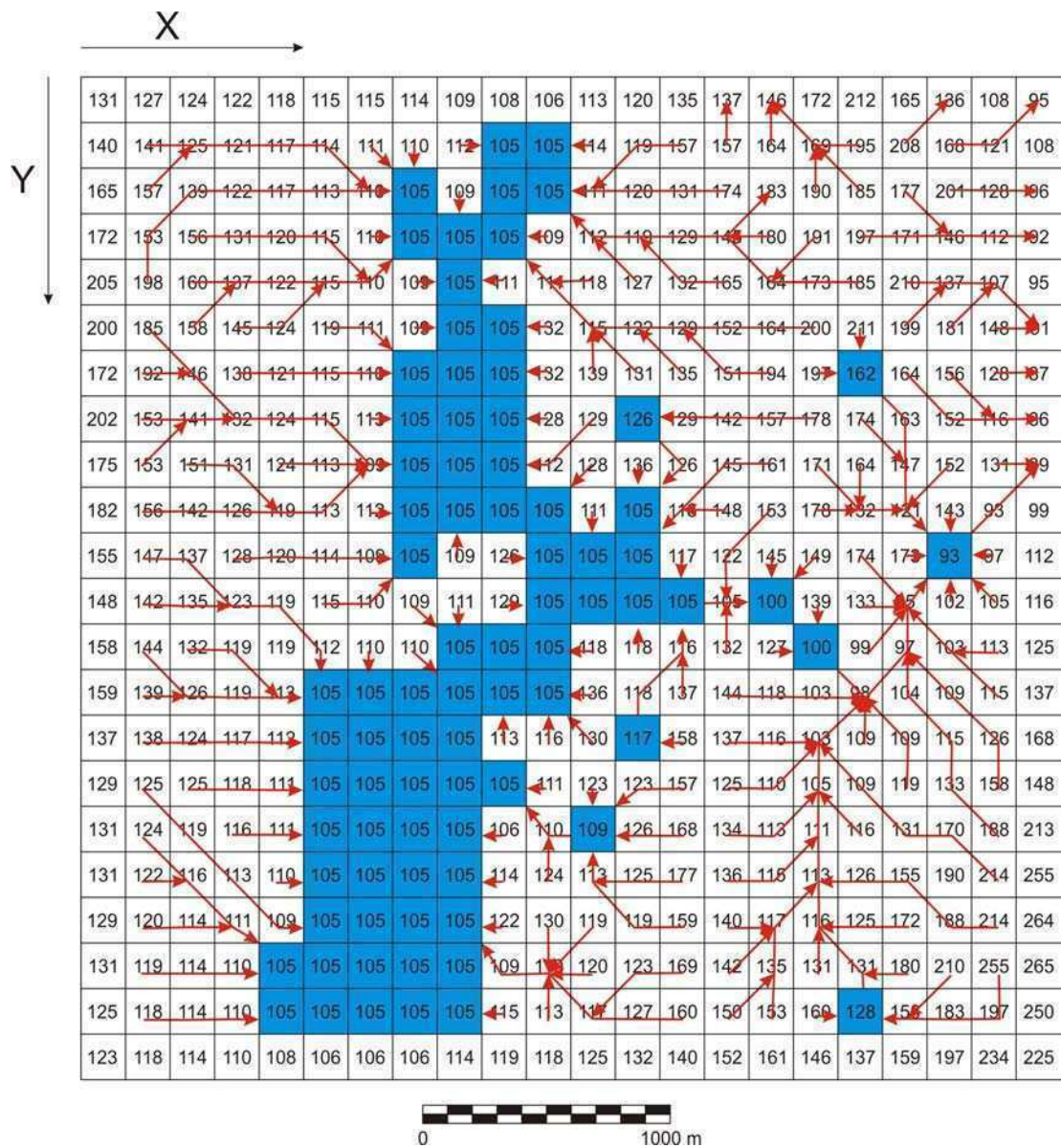


Figura 3.10: Grilla de puntos con indicación de la altura de cada celda. En azul se muestran las celdas correspondientes a depresiones. Las flechas rojas indican la dirección del flujo de agua en cada celda.

En forma simultánea al cálculo del área de drenaje de cada punto, se determina el “número de orden” de los ríos. Este número se utiliza para clasificar el tamaño o la importancia relativa de los cursos fluviales (Horton, 1945; Strahler, 1957) y será utilizado durante la rutina de erosión-sedimentación para recorrer la grilla. En el modelo, los ríos sin afluentes serán de orden 1, mientras que los ríos que tengan afluentes deberán su orden a la suma de los ordenes de los ríos afluentes (por ejemplo, si un punto recibe dos afluentes de orden 1 y un afluente de orden 2, el número de orden correspondiente será 4).

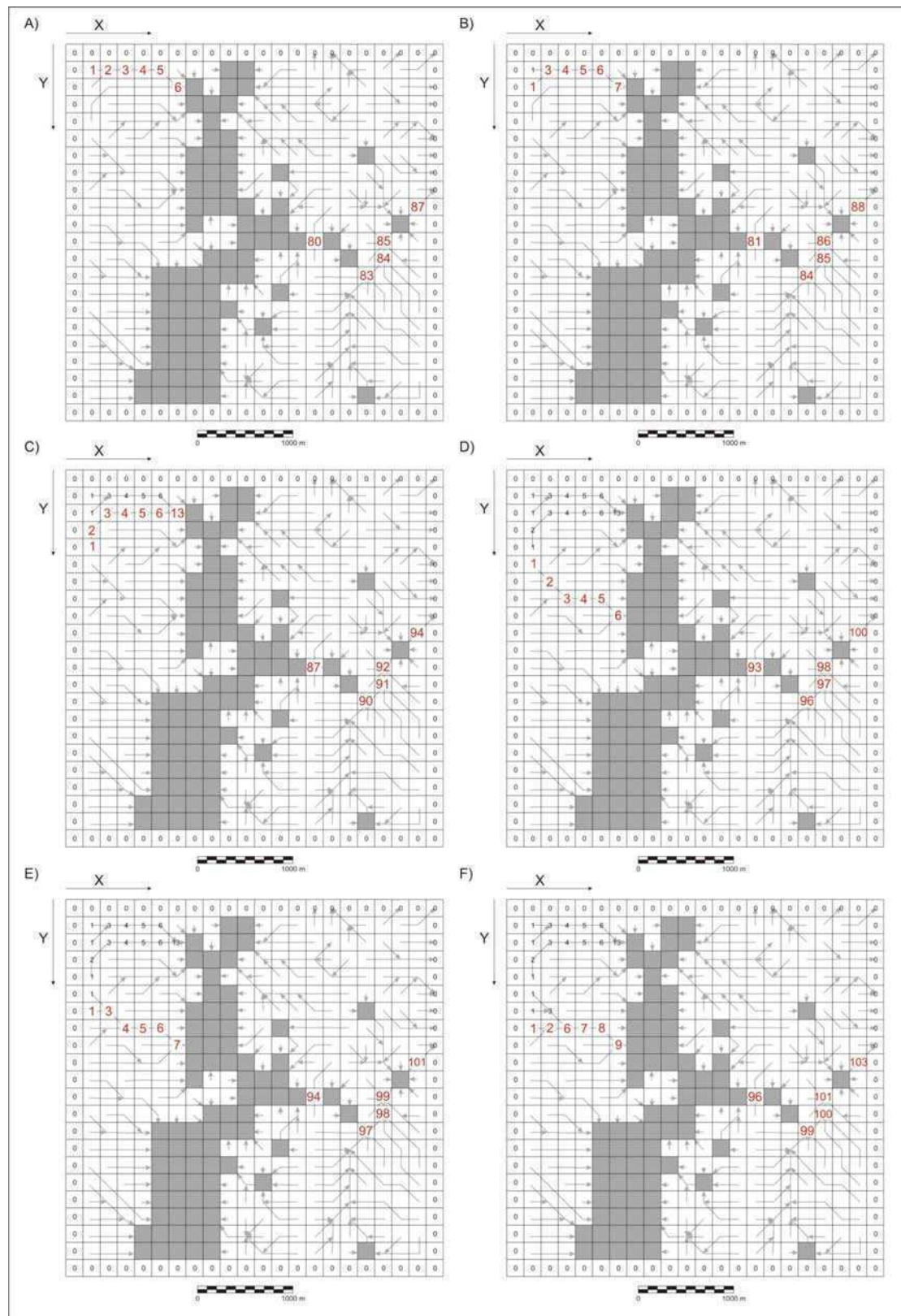


Figura 3.11: Procedimiento de conteo del área de drenaje para las celdas de la grilla de la figura 3.10. Los números indican el área de drenaje expresado en cantidad de celdas. En rojo se muestran las celdas para las cuales se actualiza el área de drenaje en cada paso.

Aquellas celdas que no reciban agua de otra celda y aquellas otras que sean la confluencia entre dos o más ríos serán marcadas como puntos de inicio para la subrutina de erosión-sedimentación ($inicio(x, y) = verdadero$). En la figura 3.12 se puede apreciar el resultado de la rutina de determinación de parámetros morfológicos para el cordón del Plata, en la provincia de Mendoza.

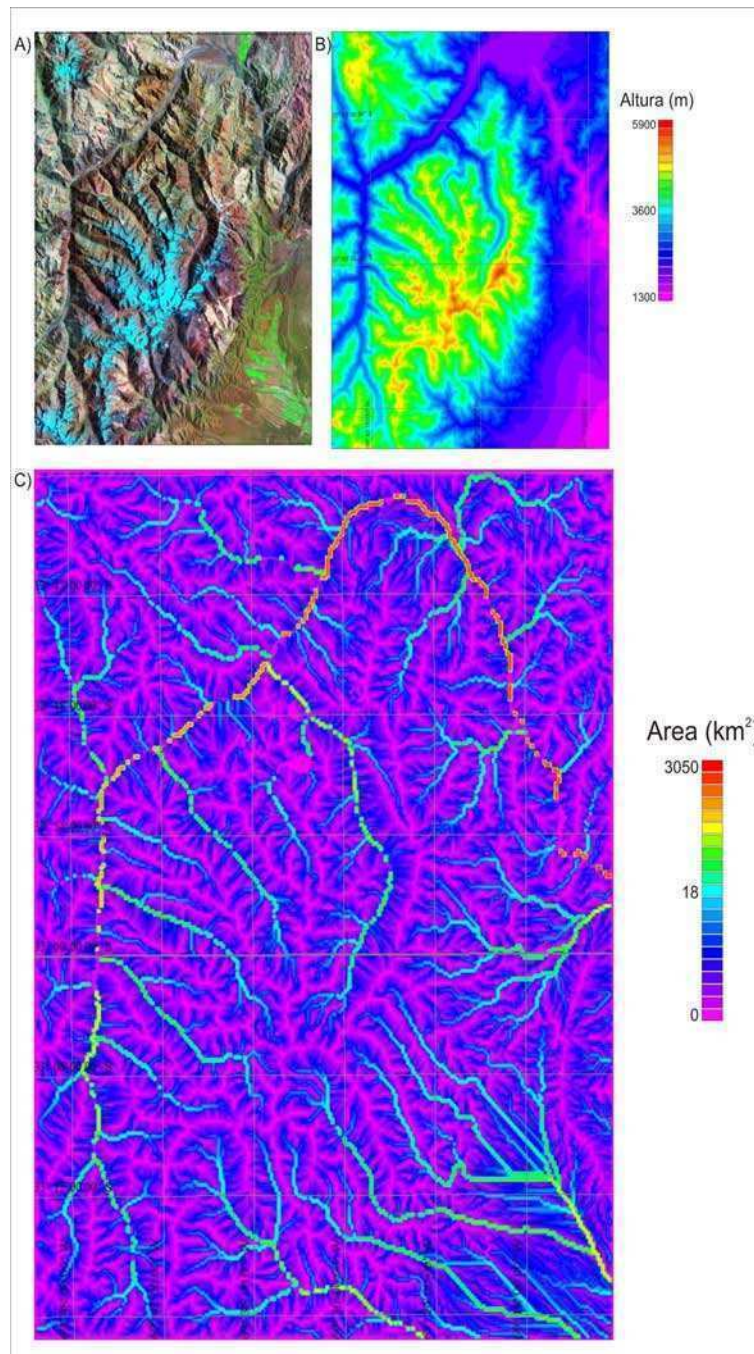


Figura 3.12: A) Imagen satelital Landsat TM del cordón del Plata, Cordillera Frontal, provincia de Mendoza. B) Modelo de elevación digital (DEM) de la misma zona remuestreada a una resolución espacial de 250 metros a partir de un SRTM DEM. C) Área y red de drenaje del Cordón del Plata obtenidos con ERSEDE.

3.2. Subrutina de cálculo de erosión-transporte-sedimentación

a. Poder de la corriente

Para calcular la capacidad de erosión y/o transporte de cada celda de la grilla, el modelo recorre la misma de acuerdo al número de orden asignado durante la rutina de determinación del área de drenaje. Primero buscará dentro del grupo de celdas de orden 1 aquellas que sean puntos de inicio ($inicio(x, y) = verdadero$). Una vez encontrada una celda que cumpla con ambas condiciones, el sistema determina el poder de la corriente (SP) para esa posición

$$SP = (slope(x, y)^n) \cdot ((area(x, y) \cdot (precip(x, y)^h)^m) \quad \text{Ec. 3.4}$$

el área de drenaje ($area(x, y)$) multiplicada por las precipitaciones ($precip(x, y)$), representan la descarga del río. Esta aproximación se justifica porque sobre grandes escalas de tiempo, la descarga de agua es dominada por grandes inundaciones y no por variaciones en las precipitaciones a corto plazo (Slingerland *et al.*, 1993). Los exponentes de la pendiente (n) y de la descarga (m) son valores positivos adimensionales. En el presente estudio, estos exponentes son 0,66 y 0,33, respectivamente, determinando que la tasa de erosión sea proporcional al esfuerzo de cizalla basal (Howard, 1994).

$precip(x, y)$ expresa la cantidad de agua caída durante un año en forma de precipitaciones en cada punto de la grilla. Como se deduce de la ecuación, SP depende directamente de la morfología de la cuenca de drenaje, y del agua disponible en el sistema. El exponente h ha sido deducido a partir de datos de tasas de denudación para diferentes cuencas de drenaje de los Andes Centrales y los Himalayas (Aalto *et al.*, 2006; Gabet *et al.*, 2008). Los datos provienen de estaciones de aforo, abarcando entre 3 y 50 años de registro, de 47 cuencas de drenaje de la vertiente oriental de los Andes bolivianos y 10 cuencas de los Altos Himalayas de Nepal. En la figura 3.13 puede observarse la relación entre las precipitaciones y la tasa de denudación para la totalidad de estaciones. Mediante la regresión lineal calculada de estos datos se obtiene una recta de pendiente igual a $3,8 \times 10^{-4}$. Se debe tener en cuenta que el coeficiente de correlación de la regresión lineal evidentemente no evidencia un buen ajuste.

En el modelo se obtuvo el mejor ajuste de la influencia de las precipitaciones sobre las tasas de denudación afectando a las mismas por un exponente $h = 0,65$, y ubicando este factor dentro de la ecuación del poder de corriente (SP) multiplicando al área de drenaje (Ecuación 3.4) para obtener la descarga efectiva del río. Cabe destacar que los valores utilizados pueden modificarse en el futuro en función de datos más precisos acerca de la influencia de las precipitaciones sobre la tasa de denudación.

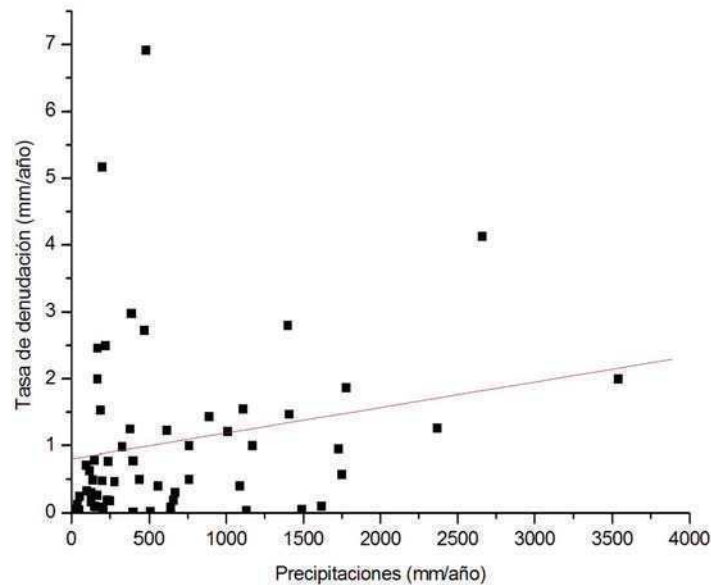


Figura 3.13: Gráfico que muestra la relación entre las precipitaciones anuales y la tasa de denudación para 47 cuencas de drenaje estudiadas por Aalto *et al.* (2006) y 10 cuencas analizadas por Gabet *et al.* (2008). Obsérvese la dispersión de los datos. Mediante regresión lineal para este set de datos se obtiene una recta de forma $y = 3,8 \times 10^{-4} x + 0,81$.

b. Umbral mínimo de erosión y transporte

El umbral mínimo (U_{min}) para que se produzca la erosión y/o el transporte se relaciona con la inercia que debe vencer cualquier proceso físico para comenzar a actuar, y se puede pensar como un esfuerzo de cizalla límite que debe ser producido por el agua sobre el fondo del lecho para generar movimiento o erosionar el sustrato. En la naturaleza el agua circula por sobre la superficie sin efectuar ningún tipo de erosión hasta que posee un determinado poder igual al U_{min} para vencer esa inercia. Cuando el SP sea mayor a este valor la corriente dispondrá de capacidad suficiente para transportar parte o toda su carga de sedimentos y/o para erosionar su sustrato. En ERSEDE, el valor de U_{min} es dependiente de la resolución espacial de la grilla.

c. Capacidad efectiva de transporte

Una vez determinado el poder de la corriente, el sistema debe evaluar que tipo de material posee la celda analizada para asignar el factor de erodabilidad correspondiente. Si la celda posee carga de sedimentos (Q_s) provenientes de otros puntos aguas arriba de la cuenca de drenaje, entonces se debe determinar la **capacidad efectiva de transporte** (SP_{eff}) del río

$$SP_{eff} = (SP - U_{min}) \cdot K_{et} \quad \text{Ec. 3.5}$$

siendo K_{et} un coeficiente de eficiencia de transporte que indica la facilidad o dificultad que tendrá la corriente para derivar su carga aguas abajo. Este coeficiente depende del clima, la rugosidad del lecho del río y de la granulometría y porosidad del sedimento. Su rango de valores ha sido obtenido de trabajos previos (Tucker y Slingerland, 1997). En la tesis se utiliza un $K_{et} = 0,02 \text{ m}^{0,1255}$, porque según Clevis *et al.* (2003) con el mismo se obtienen tasas de denudación realistas para los intervalos de tiempo modelados y las resoluciones espaciales utilizadas.

Si SP_{eff} es negativo significa que el poder de la corriente no ha superado el umbral para iniciar el movimiento de las partículas. En este caso, toda la carga de sedimentos que existe en este punto debe ser depositada, teniendo en cuenta el límite máximo de sedimentación descrito en la figura 3.14.

Si SP_{eff} resulta positivo, entonces el río posee capacidad suficiente como transportar toda o, al menos, parte de su carga hacia el siguiente punto. El eventual excedente de energía (SP_{exl}) será utilizado para erosionar el sustrato rocoso o el lecho aluvial.

$$SP_{exl} = SP_{eff} - Q_s \quad \text{Ec. 3.6}$$

d. Capacidad efectiva de erosión

La **capacidad efectiva de erosión** que tiene un río depende, además del poder de la corriente y el umbral mínimo de erosión, de un conjunto de parámetros que se agrupan en un término denominado **erodabilidad** (K_e). Estos parámetros incluyen: tipos de litologías aflorantes, grado de meteorización, índice de cobertura vegetal, etc. Cada uno de estos parámetros modifica el poder erosivo de la corriente y se pueden expresar matemáticamente de la siguiente forma:

$$K_e = (a \cdot \text{litología}) \cdot (b \cdot \text{meteorización}) \cdot (c \cdot \text{vegetación}) \cdot \dots \quad \text{Ec. 3.7}$$

Estos factores se miden en números relativos adimensionales que indican la mayor o menor dureza de las rocas, tasa de producción de regolito o porcentaje y tipo de cobertura vegetal. Los índices *a*, *b*, *c* son factores empíricos que representan el impacto de cada factor sobre la erodabilidad y en definitiva sobre la denudación. En los modelos presentados en esta tesis solamente se ha tenido en cuenta el tipo de litología aflorante, dado que los ejemplos de campo utilizados se encuentran en zonas semi-áridas con escasa meteorización química y cobertura vegetal.

Para obtener los factores correspondientes a las distintas litologías se utilizaron como base empírica los datos publicados por Aalto *et al.* (2006). Estos autores realizaron mediciones *in situ* de la dureza absoluta de las rocas aflorantes utilizando un martillo Schmidt tipo N, obteniendo los valores detallados en la tabla 3.2. Simultáneamente, utilizando mapas geológicos regionales, asignaron a cada cuenca analizada un tipo litológico dominante y un índice de tasa relativa de erosión (PLI) (Aalto *et al.*, 2006).

Tipo de roca		Resistencia a la compresión (n mm ⁻²)	PLI asignado
Igneas	Granito	80 ± 14	1
	Ignimbrita	51	2
Metasedimentarias	Cuarcita	83 ± 7	4
	Pizarra	77 ± 4	4
	Esquisto	63 ± 14	4
Sedimentarias consolidadas	Arenisca masiva	51 ± 10	4
	Grauvaca masiva	54 ± 9	4
Sedimentarias poco consolidadas	Grauvaca	19 ± 6	10
	Filita	23 ± 5	10
	Arenisca meteorizada	7 ± 2	10
No consolidadas	Coluvio y aluvio	0	40

Tabla 3.2: Mediciones *in situ* de la resistencia de las rocas a la compresión con martillo Schmidt tipo N, en 51 sitios de los Andes bolivianos. Esta medición brinda información acerca de la resistencia a escala local de muestras de rocas frescas no fracturadas. El índice PLI representa la tasa relativa de erosión observada para cada tipo de roca (Probst, 1990) y ha sido asignado a cada tipo litológico mayor, agrupando los tipos de rocas metasedimentarias con las sedimentarias consolidadas. Extraído de Aalto *et al.* (2006).

Para asignar los factores de erosión para cada tipo litológico en ERSEDE se realizaron simulaciones sobre algunas de las cuencas estudiadas por Aalto *et al.* (2006) utilizando modelos de elevación digital de 90 metros de resolución espacial

(SRTM DEM). El procedimiento consistió en utilizar los parámetros conocidos (área, pendiente, precipitaciones, y, sobre todo, tasa de denudación) para encontrar por inversión los valores de los factores de erosión para los diferentes tipos litológicos. Los resultados obtenidos se detallan en la tabla 3.3.

Cuenca	Área (km ²)	Precipitaciones (mm/año)	Litología	Índice PLI	Tasa de denudación (mm/año)	K _e (RE 10 ⁻⁷ m ^{1-(h+2)m} /año)
VBA	1900	1110	Igneas	3.8	1.55	350
ICO	2300	1780	Metasedimentarias	5.1	1.87	510
CAJ	6500	480	Sedimentarias poco consolidadas	14.0	6.91	1560
ACH	38	170	Sedimentarias poco consolidadas	34.0	2.00	5000
			Coluvio – aluvio	40		50000

Tabla 3.3: Valores de factor de erosión obtenidos con ERSEDE para algunas de las cuencas estudiadas por Aalto *et al.* (2006) en los Andes bolivianos. En la tabla se muestran los mejores ajustes alcanzados luego de una serie de simulaciones para cada cuenca. RE es la resolución espacial de la grilla en metros.

La capacidad efectiva de erosión de la corriente (SP_{ef}) resulta de multiplicar el excedente de energía calculado (Ecuación 3.6) por la razón entre la erodabilidad y el coeficiente de eficiencia de transporte

$$SP_{efl} = SP_{ex1} \cdot K_e / K_{et} \tag{Ec. 3.8}$$

Si la celda analizada posee cobertura aluvial (C_a), entonces el sistema deberá calcular la capacidad efectiva de erosión utilizando la erodabilidad del coluvio-aluvio (K_{ea}) (ver tabla 3.3). Si la cantidad de cobertura aluvial es mayor al poder erosivo, la celda será parcialmente erosionada y el material retirado será enviado hacia la siguiente celda del recorrido del río. Si, por el contrario la capacidad de erosión es mayor a la cantidad de aluvio presente, existirá un resto de energía (SP_{ex2}) utilizable para erosionar el sustrato “rocoso”.

$$SP_{ex2} = SP_{ef} - C_a \tag{Ec. 3.9}$$

Para determinar la cantidad de sustrato rocoso a remover se debe recalculer el poder erosivo de la corriente, afectando al SP_{ex2} por la razón entre las erodabilidades de la roca (K_e) y del aluvio (K_{ea})

$$SP_{ef2} = SP_{ex2} \cdot K_e / K_{ea} \quad \text{Ec. 3.10}$$

De esta forma la cantidad de “roca” removida en este sector será agregada a la carga de sedimentos (Q_s) de la siguiente celda en el recorrido del río.

e. Sedimentación

Cuando la capacidad de transporte (SP_{eft}) no supera a la carga de sedimentos (Q_s), el río debe depositar la diferencia entre ambos (Q_d) para recuperar el equilibrio.

$$Q_d = Q_s - SP_{eft} \quad \text{Ec. 3.11}$$

La cantidad de material a depositar en la celda analizada estará limitada por la pendiente existente entre la altura actualizada del punto anterior en el recorrido del río y la altura del punto siguiente del mismo (Figura 3.13). Si la cantidad de material a depositar supera este límite (Δz_{max}), entonces el excedente será agregado a la carga de sedimentos del siguiente punto en el recorrido del flujo.

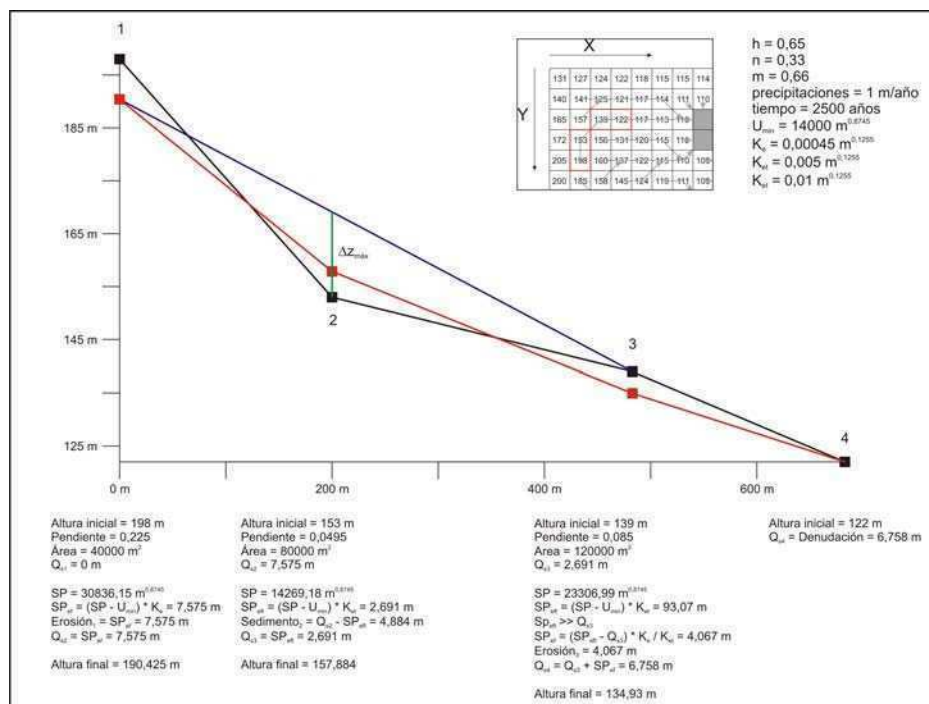


Figura 3.13: Esquema detallado de los procesos de erosión y sedimentación en las cuatro celdas resaltadas en A). La línea negra representa el perfil topográfico inicial. La línea roja es la topografía al finalizar los cálculos de erosión y sedimentación. La línea azul es la pendiente entre la altura actualizada del punto 1 y la altura inicial del punto 3, que el programa calcula para determinar el límite de sedimentación del punto 2, marcado por la línea verde (Δz_{max}). Exageración vertical 5x.

En la tabla 3.4 se resumen todas las posibilidades de erosión, transporte y sedimentación para una celda determinada dependiendo de la carga de sedimentos (Q_s), el espesor de material aluvial (C_a), la capacidad específica de transporte (SP_{ef1}) y el poder específico de erosión (SP_{ef}).

En el Apéndice II se ejemplifica cómo computa ERSEDE las cantidades de erosión, transporte y sedimentación para cuatro celdas de una de las cuencas de drenaje de la grilla de la figura 3.5.

Q_s	SP_{eff}	Acción	Aluvio (C_a)	SP_{ef1}	Acción	Carga de la siguiente celda del recorrido
>0	<0	Deposita toda la carga	-	-	-	-
	$<Q_s$	Deposita una carga equivalente a $Q_s - SP_{eff}$	>0	$<C_a$	Erosiona el aluvio en una cantidad SP_{ef1} .	$SP_{eff} + SP_{ef1}$
				$>C_a$	Erosiona todo el aluvio y una cantidad SP_{ef2} del sustrato	$SP_{eff} + SP_{ef1} + SP_{ef2}$
			-	-	Erosiona el sustrato una cantidad SP_{ef2}	$SP_{eff} + SP_{ef2}$
	$>Q_s$	Transporta toda la carga hacia el siguiente punto del recorrido.	>0	$<C_a$	Erosiona el aluvio en una cantidad SP_{ef1} .	$Q_s + SP_{ef1}$
				$>C_a$	Erosiona todo el aluvio y una cantidad SP_{ef2} del sustrato	$Q_s + SP_{ef1} + SP_{ef2}$
			-	-	Erosiona el sustrato una cantidad SP_{ef2}	$Q_s + SP_{ef2}$
	-	-	-	>0	$<C_a$	Erosiona el aluvio en una cantidad SP_{ef1} .
$>C_a$					Erosiona todo el aluvio y una cantidad SP_{ef2} del sustrato	$SP_{ef1} + SP_{ef2}$
-				-	Erosiona el sustrato una cantidad SP_{ef2}	SP_{ef2}

Tabla 3.4: Resumen de las posibilidades de erosión, transporte y sedimentación en ERSEDE en función de las relaciones entre el poder específico de la corriente (SP_{ef}) y la carga de sedimentos (Q_s). Para el caso de la depositación existe un límite ($\Delta z_{máx}$) descrito en la figura 3.4.

3.3. Subrutina de deformación de la grilla

a. Intervalo de recurrencia

El intervalo de recurrencia es uno de los parámetros más importantes para estudiar la influencia de los procesos de deformación sobre el modelado del paisaje. Como regla general, y como primera aproximación, se puede establecer que a mayor tamaño de estructura neotectónica mayor el intervalo de recurrencia de los terremotos. Por ejemplo, en estructuras de piel gruesa, como las que se encuentran en el antepaís fragmentado (Sierras Pampeanas) las fallas que levantan los bloques de basamento poseen decenas y hasta algunas centenas de kilómetros de extensión, su número está acotado a la cantidad de grandes bloques serranos existentes y las evidencias de deformación activa son difusas por la acción de los procesos superficiales. Por otro lado, las estructuras activas de piel fina y mixtas que se ubican en el frente de deformación de la Precordillera de Cuyo, poseen como mucho entre 20 y 30 km de extensión, siendo muy numerosas y con gran cantidad de evidencias de deformación cuaternaria.

Según Costa (2005) el potencial sismogénico de las estructuras de piel gruesa podría ser mayor que el supuesto debido al probablemente mayor intervalo de recurrencia de las fallas asociadas ($10^3 - 10^5$ años). Este lapso de tiempo supera ampliamente el registro histórico e instrumental de los terremotos.

En este trabajo, se ha optado por realizar simulaciones de estructuras de piel finas de unas pocas decenas de kilómetros de longitud e intervalos de recurrencia relativamente cortos ($10^2 - 10^4$ años).

b. Modelo de deformación

Cada n pasos, dependiendo del intervalo de recurrencia estimado para la estructura neotectónica modelada, el sistema aplica un algoritmo geométrico para deformar la grilla. Para la presente tesis, se ha puesto especial énfasis en el modelado de pliegues en el piedemonte andino. El crecimiento de los mismos es controlado por el algoritmo de flujo paralelo a la falla (*fault parallel flow*), donde el material ubicado por encima de una falla de geometría plano-rampa-plano se desplaza en forma paralela a la misma (Figura 3.14). Las tasas de acortamiento aplicadas en los modelos estudiados se ubican en un rango de entre 0,5 y 5 mm/año.

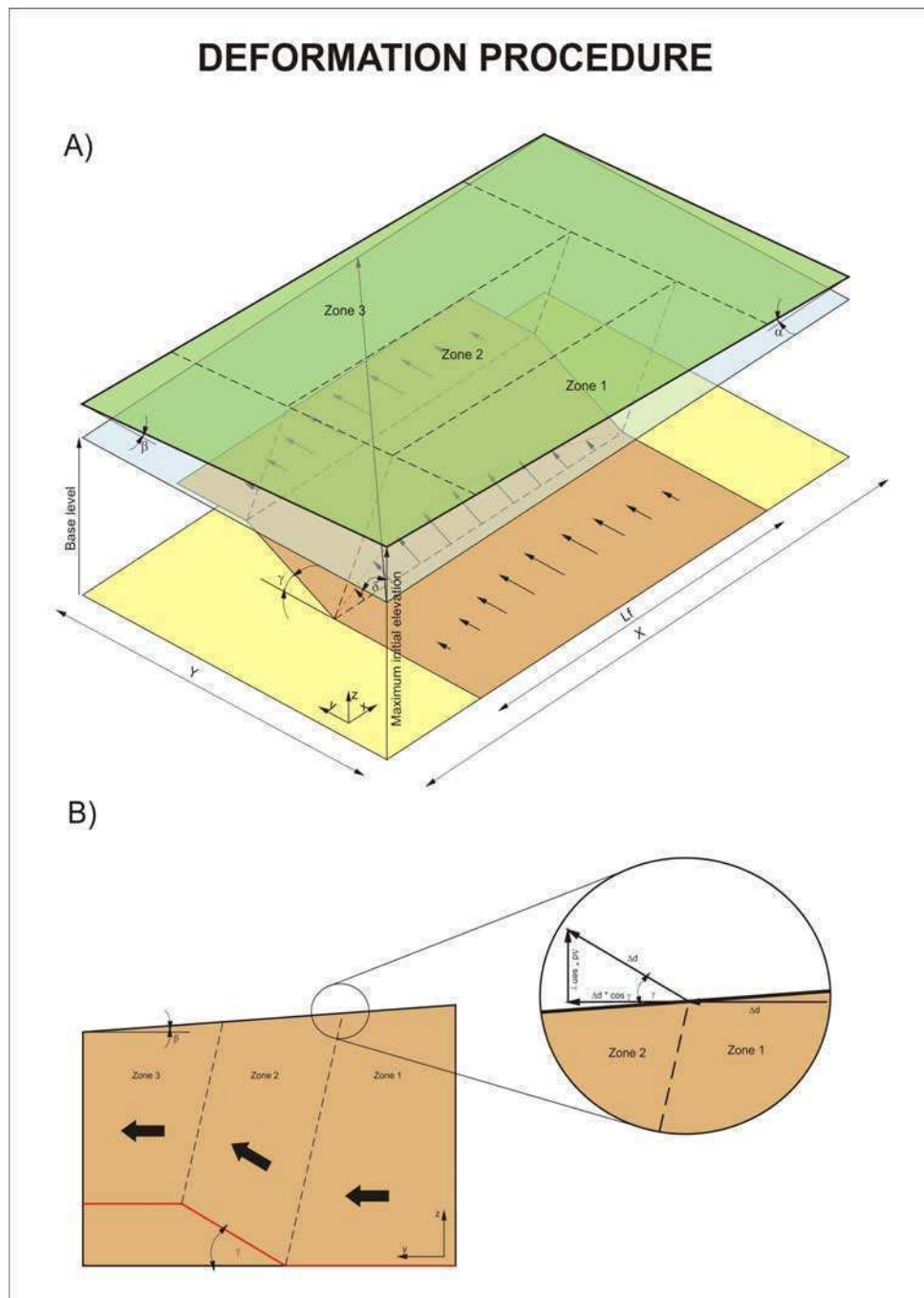


Figura 3.14: A) Esquema que ilustra la geometría del algoritmo de flujo paralelo a la falla aplicado para deformar la grilla. Observar el diferencial de acortamiento aplicado sobre el plano de falla para simular el buzamiento del eje en superficie. B) Detalle de las zonas de deformación y del desplazamiento que experimentan los puntos ubicados en cada una de ellas.

Dado que en la naturaleza los pliegues neotectónicos poseen ejes frecuentemente buzantes, para obtener en superficie este tipo de geometrías, se aplica un diferencial de acortamiento siendo máximo en el centro de la falla o en algunos de los extremos de la misma, decreciendo como una función coseno o linealmente hacia los extremos (Figura 3.14 A).

La geometría de plano-rampa-plano genera que sobre la superficie se delinien 3 zonas de deformación (Figura 3.14 B). Durante cada episodio de deformación, las celdas correspondientes a las zonas 1 y 3 modifican su posición horizontal desplazándose paralelamente a los planos de la falla. Los puntos localizados sobre la zona 2, en tanto, experimentarán desplazamiento tanto horizontal como vertical dado que se desplazarán paralelos a la rampa.

1

Evolución morfológica de un pliegue de crecimiento pedemontano

Con el fin de ilustrar el funcionamiento y las potencialidades de la plataforma de modelado numérico ERSEDE se exponen en la primera parte del presente apartado los resultados obtenidos de la simulación del crecimiento de un pliegue en el piedemonte de un relieve natural. Para la realización de las experiencias se escogió un sector pedemontano del valle de Lerma, en la provincia de Salta. Como grilla base se utilizó el modelo de elevación digital SRTM de 90 metros de resolución espacial.

En la segunda parte de esta sección se muestran los resultados preliminares obtenidos utilizando un dispositivo de modelado análogo para estudiar interacciones entre erosión, sedimentación y deformación.

4.1. Modelado numérico

a. Síntesis geológica

El valle de Lerma es una depresión tectónica intermontana localizada aproximadamente entre los paralelos 24°40' y 25°45' de latitud sur. Presenta una forma elongada en sentido norte-sur, forma parte de la provincia geológica de la Cordillera Oriental, y se encuentra limitada al este y oeste por bloques de basamento (Monaldi *et al.*, 1996; Mon *et al.*, 2005). Según Monaldi *et al.* (1996) el levantamiento de estos bloques se habría producido entre el Mioceno tardío y el Plio-Pleistoceno, controlando la depositación del Subgrupo Jujuy y de las unidades cuaternarias.

El extremo norte del valle de Lerma se encuentra flanqueado al este por la sierra de Mojotoro, al oeste por la sierra de Lesser y al norte por la sierra de Vaqueros. Las lomas de Medeiros (Figura 4.1) serían la expresión geomórfica de un pliegue de crecimiento neotectónico y la prolongación hacia el sur del eje estructural de la sierra de Vaqueros. En estas lomas, materiales pedemontanos cuaternarios correlacionables con la Formación Calvimonte (300 Ka; Malamud *et al.*, 1996) están levantados al menos 200 metros con respecto a la ubicación del tope de la misma unidad en pozos de agua perforados en la zona central del valle (Baudino, 1996).

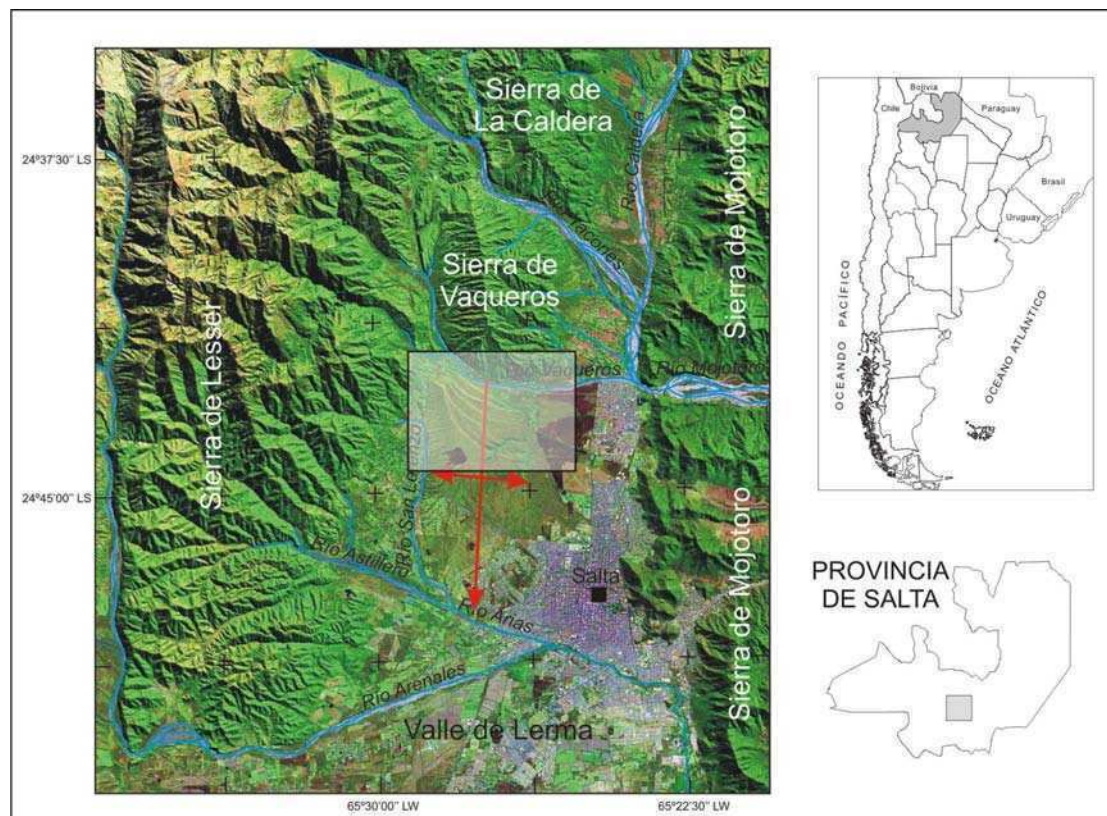


Figura 4.1: Mapa de ubicación de las lomas de Medeiros en el extremo norte del valle de Lerma, provincia de Salta. En rojo se indica la ubicación del pliegue de crecimiento simulado en el experimento. El recuadro gris muestra el sector ampliado en la figura 4.2.

El patrón de terrazas erosivas labradas en el sector septentrional de las lomas (Figura 4.2) podría indicar la migración hacia el norte del curso del río Vaqueros durante eventos deformacionales recientes (Georgieff y González Bonorino, 2005; González Bonorino y Abascal, 2008). En la figura 4.2 se indican las trazas de los perfiles topográficos medidos sobre los 6 niveles de terrazas y el lecho actual del río Vaqueros. La identificación de las terrazas se realizó utilizando imágenes satelitales Landsat y GoogleEarth. La base topográfica empleada para obtener los perfiles ha sido el modelo de elevación digital SRTM de 90 metros de resolución espacial.

Teniendo en cuenta que han sido reconocidos 6 niveles de terrazas, suponiendo que cada uno responde a un evento de levantamiento en el pliegue y sabiendo que el nivel más antiguo posee una edad no mayor a 300 Ka, se puede establecer, a priori, un intervalo de recurrencia de alrededor de 50 Ka para la actividad de esta estructura. Este valor es algo elevado en comparación con estructuras similares en los Andes Centrales (Costa, 2005). La realización de estudios detallados y dataciones sobre las superficies es imprescindible para acotar mejor este parámetro.

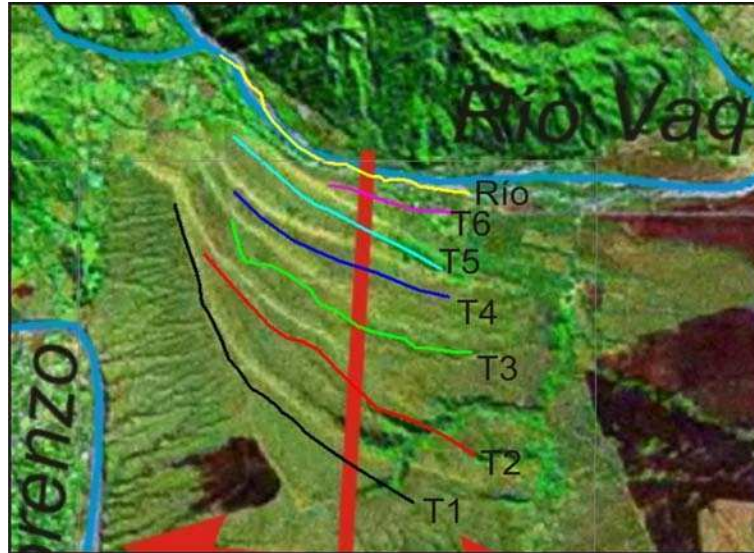


Figura 4.2: Detalle del sector norte de las lomas de Medeiros. Se observa el patrón de terrazas fluviales y se ilustran las trazas de los perfiles topográficos medidos en el SRTM DEM de 90 metros.

Los perfiles topográficos indicados en la figura 4.2 han sido re-proyectados en una línea E-O para analizar la posible influencia de la deformación en la geometría de las terrazas. El curso del río Vaqueros es prácticamente perpendicular a las lomas de Medeiros y posee un perfil topográfico cóncavo hacia arriba indicando que los procesos de erosión y sedimentación están equilibrando su cauce (Figura 4.3). Las terrazas fluviales, por el contrario, presentan perfiles con formas convexas hacia arriba evidenciando que han sido afectadas por plegamiento.

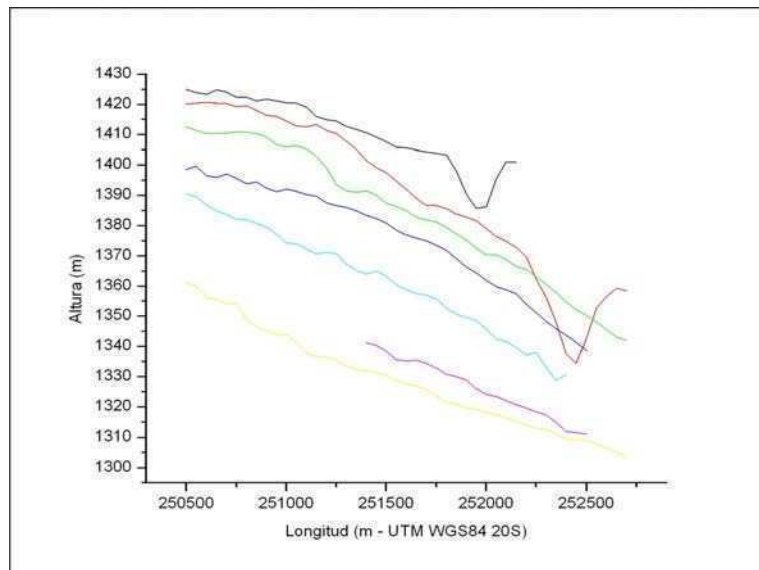


Figura 4.3: Perfiles topográficos del río Vaqueros y de las terrazas fluviales del sector norte de las lomas de Medeiros. Los mismos han sido re-proyectados sobre una línea E-O, perpendicular al eje del pliegue.

Para analizar en forma detallada la intensidad de la deformación para cada una de las terrazas se ha representado la diferencia de altura entre las mismas y el lecho actual del río Vaqueros (Figura 4.4). Como se indicó en el capítulo 2 (Figura 2.5 D), el patrón de deformación que presentan los marcadores geomórficos (en este caso las terrazas fluviales) pueden indicar qué tipo de pliegue generó la estructura. Analizando el patrón resultante de la figura 4.4 se observa que los sectores centrales de las terrazas son los que acumulan mayor cantidad de levantamiento, como ocurre teóricamente en los pliegues de flexión de falla. Se puede interpretar, por lo tanto, que la deformación en las lomas de Medeiros ha estado controlada por el crecimiento de un pliegue por flexión de falla.

Los perfiles de las terrazas más antiguas (T1, T2 y T3) presentan un diseño irregular en la mitad este, esto podría ser consecuencia de la acción de procesos erosivos en esa porción de las terrazas. Las superficies T4 y T5 muestran alto grado de preservación y sus perfiles indican claramente el plegamiento experimentado. La terraza T6 es muy reciente y de escasa extensión areal, y su perfil puede ser medido en un sector limitado, no obstante también presenta signos de deformación.

Teniendo en cuenta la parte occidental de los perfiles T1 y T2 se observa que la diferencia de altura entre las terrazas más antiguas es de aproximadamente 5 metros, indicando que el primer pulso de levantamiento fue relativamente de poca magnitud. La separación vertical de la terraza T3 con respecto a la T2 es de algo menos de 10 metros, representando un incremento en la cantidad de levantamiento. Entre la T4 y la T3 la diferencia alcanza los 15 metros, mientras que entre las terrazas T6, T5 y T4 la máxima diferencia es de 20 metros en la parte central de las mismas. Entre el lecho actual del río y la T6 el Δz alcanza los 10 metros.

Utilizando el intervalo de recurrencia de 50 Ka calculado con anterioridad, las diferencias de altura medidas indicarían una aceleración de la tasa de levantamiento de unos 0,1 mm/año (T1-T2) a 0,4 mm/año (T4-T5-T6). La diferencia de altura entre el lecho actual y la T6 no puede utilizarse como parámetro de cálculo dado que el río Vaqueros probablemente esté incidiendo su cauce debido al último evento de deformación.

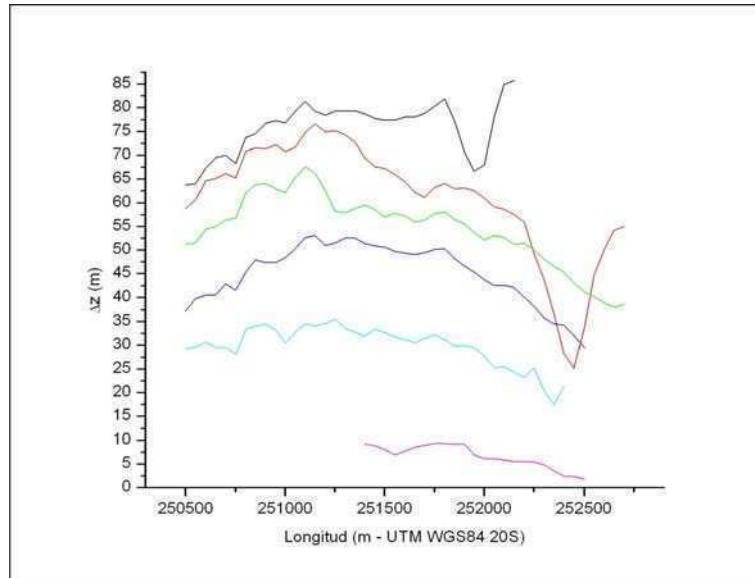


Figura 4.4: Perfiles de diferencia topográfica entre el lecho actual del río Vaqueros y las terrazas fluviales del sector norte de las lomas de Medeiros. Los mismos han sido re-proyectados sobre una línea E-O, perpendicular al eje del pliegue.

b. Parámetros de modelado

Si bien se desconoce la geometría profunda de esta estructura, de acuerdo con las mediciones realizadas sobre las terrazas, puede interpretarse como un pliegue por flexión de falla. El mismo estaría asociado a una rampa, posiblemente aflorante en el flanco oriental, de rumbo norte-sur que inclina 45° hacia el oeste, cuyo despegue basal se localizaría 1 km por debajo del nivel del mar. Topográficamente la estructura pierde relieve de norte a sur, indicando una disminución del acortamiento hacia el sector austral. De acuerdo con el desnivel topográfico registrado para el tope de la formación Calvimonte, se puede estimar una tasa mínima de levantamiento de 0,6 mm/año para el lapso Pleistoceno superior-Holoceno.

Teniendo en cuenta los parámetros detallados en la tabla 4.1, se realizó un experimento de modelado a futuro de la zona de estudio. Utilizando una tasa de desplazamiento de 1 mm/año, la tasa de levantamiento resultante es de 0,7 mm/año en el sector norte del pliegue de crecimiento. El acortamiento aplicado es variable sobre el plano de la falla siendo máximo en el extremo norte y disminuyendo linealmente hacia el sur. Por otra parte, se estableció una tasa de propagación lateral hacia el sur de la estructura de 15 mm/año (Figura 4.5). Estas últimas características permiten obtener en superficie un pliegue con un eje buzante en sentido austral. Para modelar el limbo frontal del pliegue se optó por fijar la falla en la línea donde corta la superficie.

De esta forma los puntos ubicados al este de esta línea no sufren deformación, mientras que los que se encuentran al oeste si experimentan movimiento.

El tiempo total simulado fue de 300 Ka discretizados en pasos de 100 años y el intervalo de recurrencia aplicado fue de 10 Ka (100 pasos) siendo coherente para eventos de intraplaca en este tipo de estructuras. La resolución espacial del modelo de elevación digital fue remuestreada a 200 metros para reducir el tamaño de la grilla a 20824 puntos (137 x 152 celdas).

Parámetro	Valor
Tiempo modelado (Ka)	300
Tasa de acortamiento (mm/año)	1
Tasa de propagación lateral (mm/año)	15
Intervalo de recurrencia (Ka)	10
Erodabilidad del sustrato ($m^{1-(h+2)}$ m/año)	$5 \cdot 10^{-4}$
Erodabilidad de los sedimentos ($m^{1-(h+2)}$ m/año)	$1 \cdot 10^{-2}$
Tiempo de cada paso (años)	100
Precipitaciones (mm/año)	1000
Ángulo de la rampa (°)	45
Profundidad del despegue basal (m.b.n.m)	1000
Resolución espacial de la grilla (m)	200
Tamaño de la grilla (x, y)	137, 152

Tabla 4.1: Parámetros utilizados en el modelo.

c. Resultados

A continuación se enumeran una serie de resultados obtenidos a partir del modelo, se describen las principales observaciones realizadas sobre cada uno de ellos y se adelantan algunas posibles interpretaciones acerca de los controles sobre la evolución del paisaje. Tanto en el texto como en las figuras el tiempo de modelado está expresado en pasos, para convertir estos valores en años se deben multiplicar por cien.

Red de drenaje

Inicialmente la red de drenaje en esta región se encuentra controlada por la disposición de las sierras, de rumbo predominante norte-sur, siendo destacable el

control que ejerce la sierra de Lesser sobre el río Arenales y la sierra de Mojotoro sobre el río Caldera (Figuras 4.1 y 4.6). Este patrón indica que estos cordones serranos habrían sido levantados hace relativamente poco tiempo (González Bonorino y Abascal, 2008). En este sentido, el levantamiento de las lomas de Medeiros durante los últimos 300 Ka seguramente ha modificado el curso de los ríos San Lorenzo y Vaqueros.

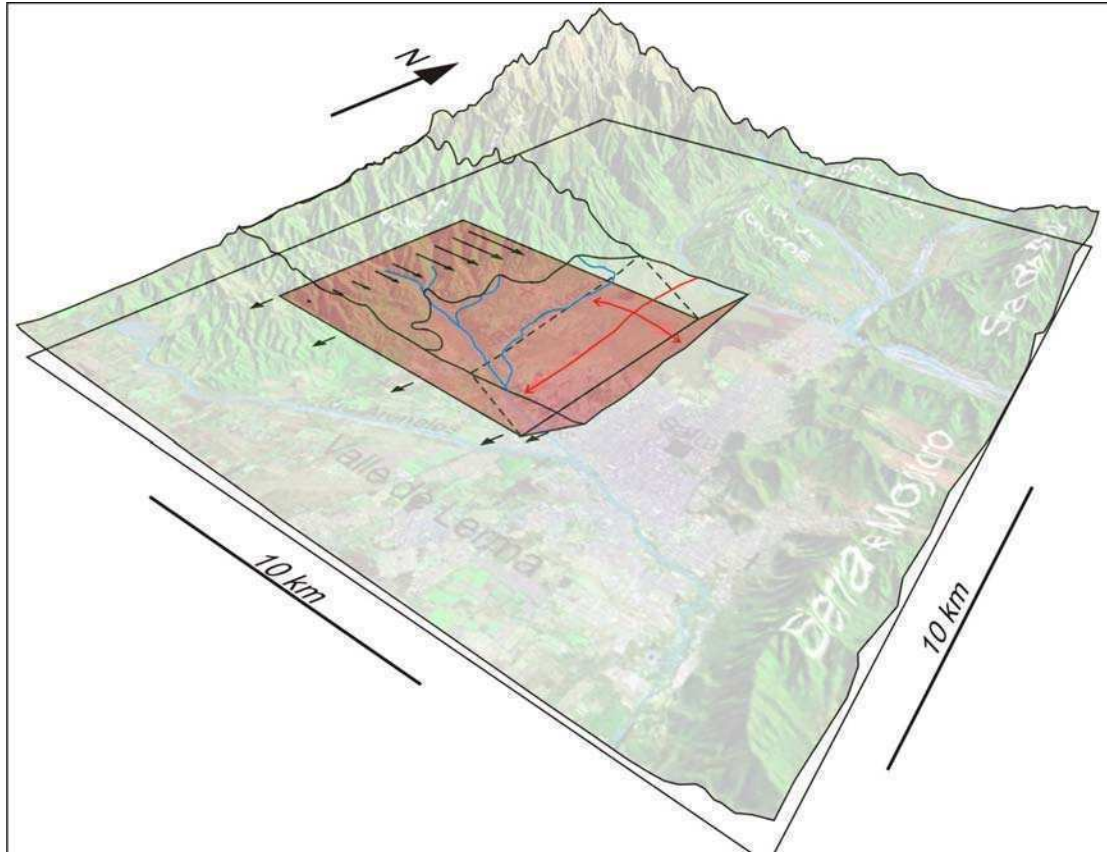


Figura 4.5: Vista tridimensional hacia el NO de la zona de interés donde se destaca la geometría de la falla utilizada para simular el crecimiento del pliegue en superficie. Las flechas de tamaño decreciente dibujadas sobre el nivel de despegue indican la disminución del acortamiento hacia el sur de la estructura. Las flechas que apuntan en sentido austral representan la propagación lateral del pliegue.

Los procesos superficiales de erosión y sedimentación producen sobre el modelo la modificación de la topografía y en consecuencia la alteración del patrón de drenaje. Dado que la erodabilidad asignada al sustrato rocoso ha sido alta (simulando rocas sedimentarias poco consolidadas), la tasa de erosión de los ríos sobre las zonas de fuertes pendientes ha resultado muy alta, y la capacidad de transporte ha superado la tasa de levantamiento en el sector de las lomas de Medeiros durante al menos los primeros 2800 pasos. Por otra parte, la gran cantidad de sedimentos producidos en las partes altas y transportados por los ríos son depositados en el valle cubriendo parcial o

totalmente las lomas de Medeiros. En ese lapso de tiempo la red de drenaje modificó su diseño de uno controlado por la estructura a otro radial-dispersivo de rumbo entre SSE y ESE en sentido de los bajos topográficos locales (Figura. 4.6 y Animación 4.1)

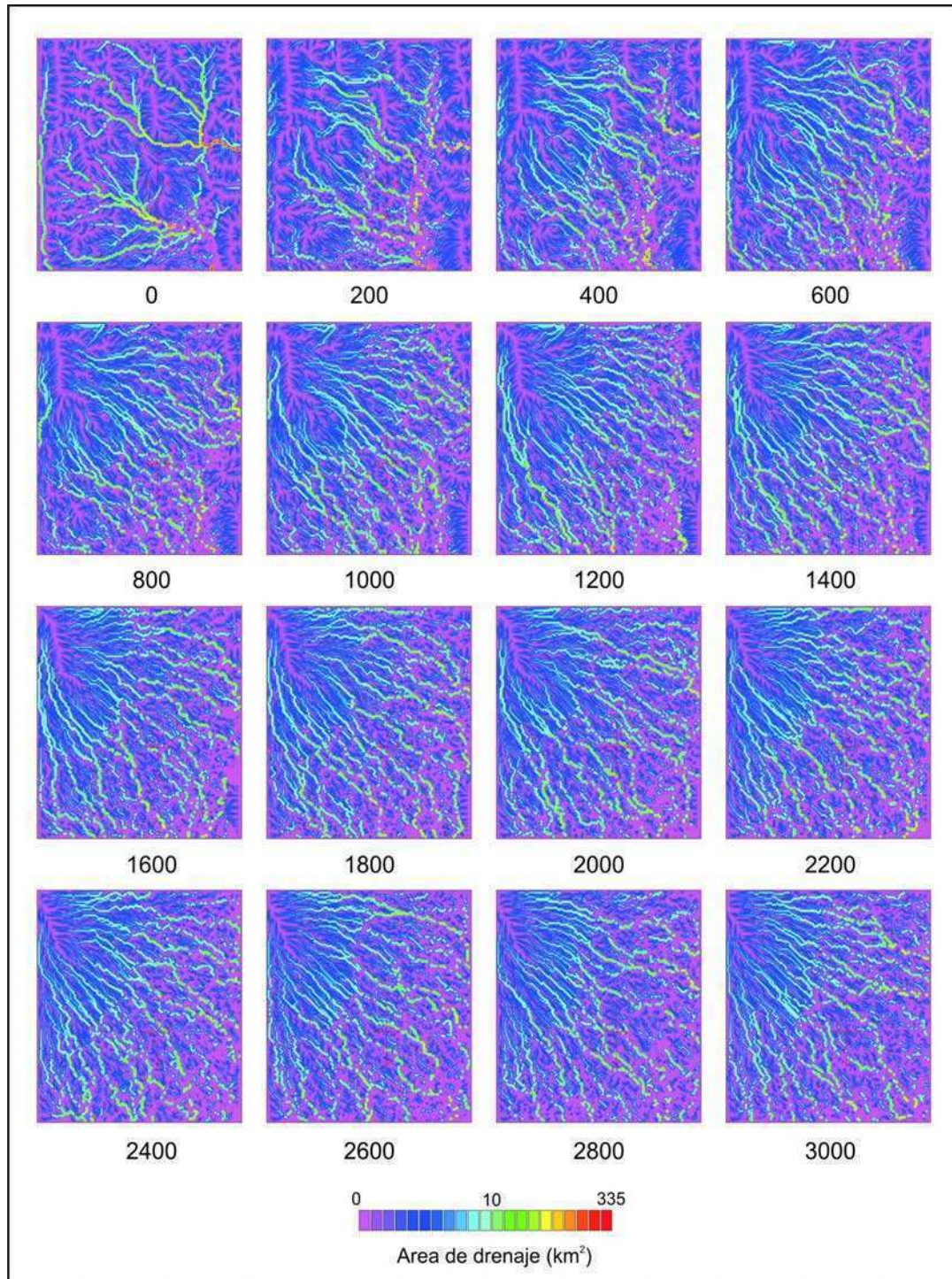


Figura 4.6: Evolución de la red de drenaje del modelo representada con el área de drenaje. Se indica la posición del pliegue de crecimiento. Obsérvese como el patrón de drenaje varía de controlado por la estructura a radial-dispersivo en sentido de los bajos topográficos. Hacia el final puede apreciarse como el crecimiento de la estructura produce el desvío de algunos cursos hacia el sur.

Solamente a partir de los 2800 pasos se insinúa un leve control del crecimiento de la estructura de las lomas de Medeiros sobre el patrón de drenaje, desviando algunos de los ríos que las atravesaban por la parte central hacia el sur (Figuras 4.6 y 4.7).

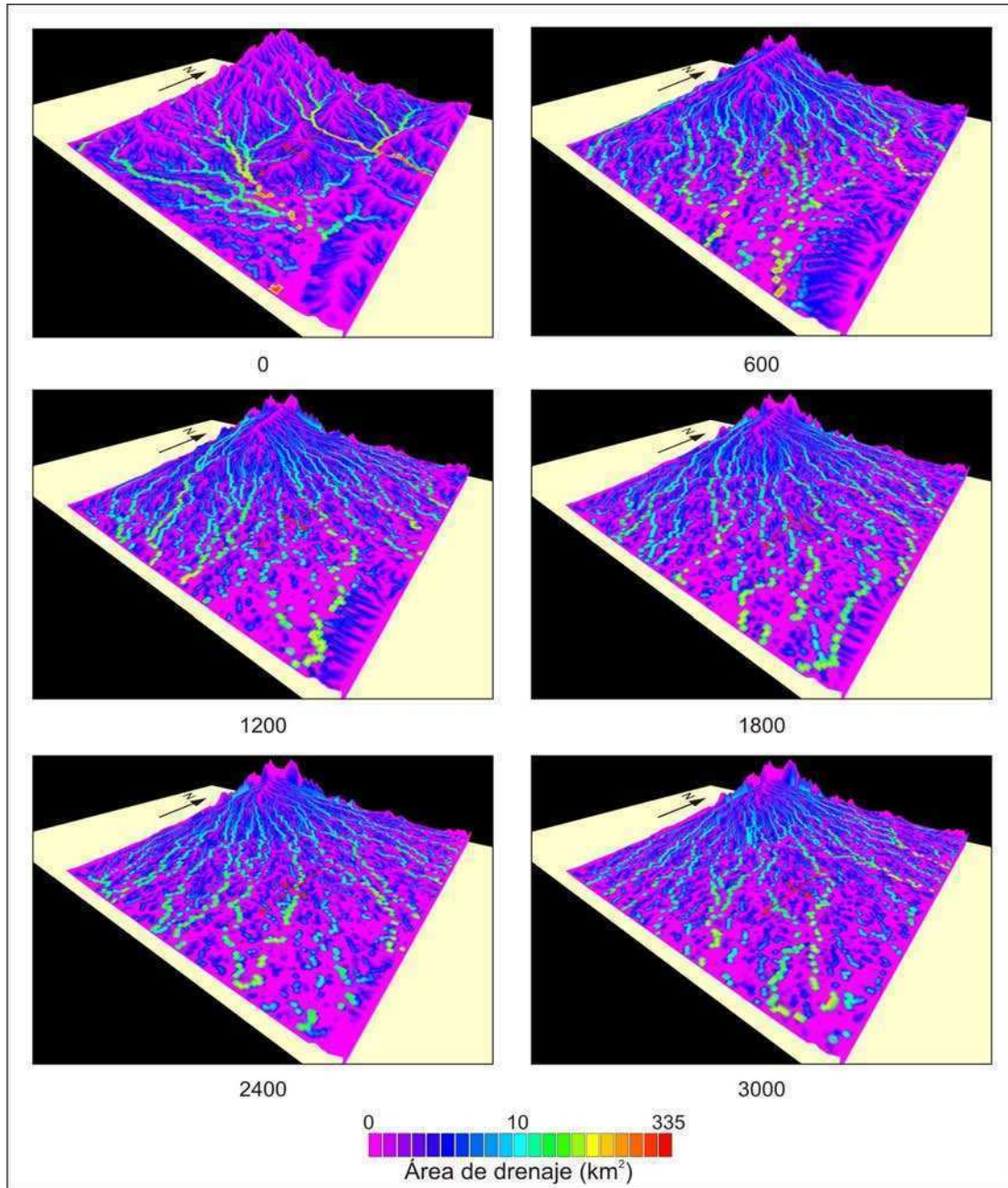


Figura 4.7: Vista tridimensional de la evolución de la red de drenaje del modelo representada con el área de drenaje. Se indica la posición del pliegue de crecimiento.

Topografía

La evolución topográfica de la región se encuentra controlada por los procesos superficiales. Las sierras son rápidamente erosionadas reduciendo su altura

en hasta casi 1400 metros en el sector más alto de la sierra de Lesser, dando una tasa de erosión máxima de aproximadamente 4 mm/año. Simultáneamente, las zonas relativamente bajas del valle son cubiertas en forma progresiva por los sedimentos derivados de la erosión de las zonas montañosas. En conjunto estos procesos producen una topografía suavizada con una pendiente regional hacia el SSE-ESE (Figura 4.8 y Animación 4.2).

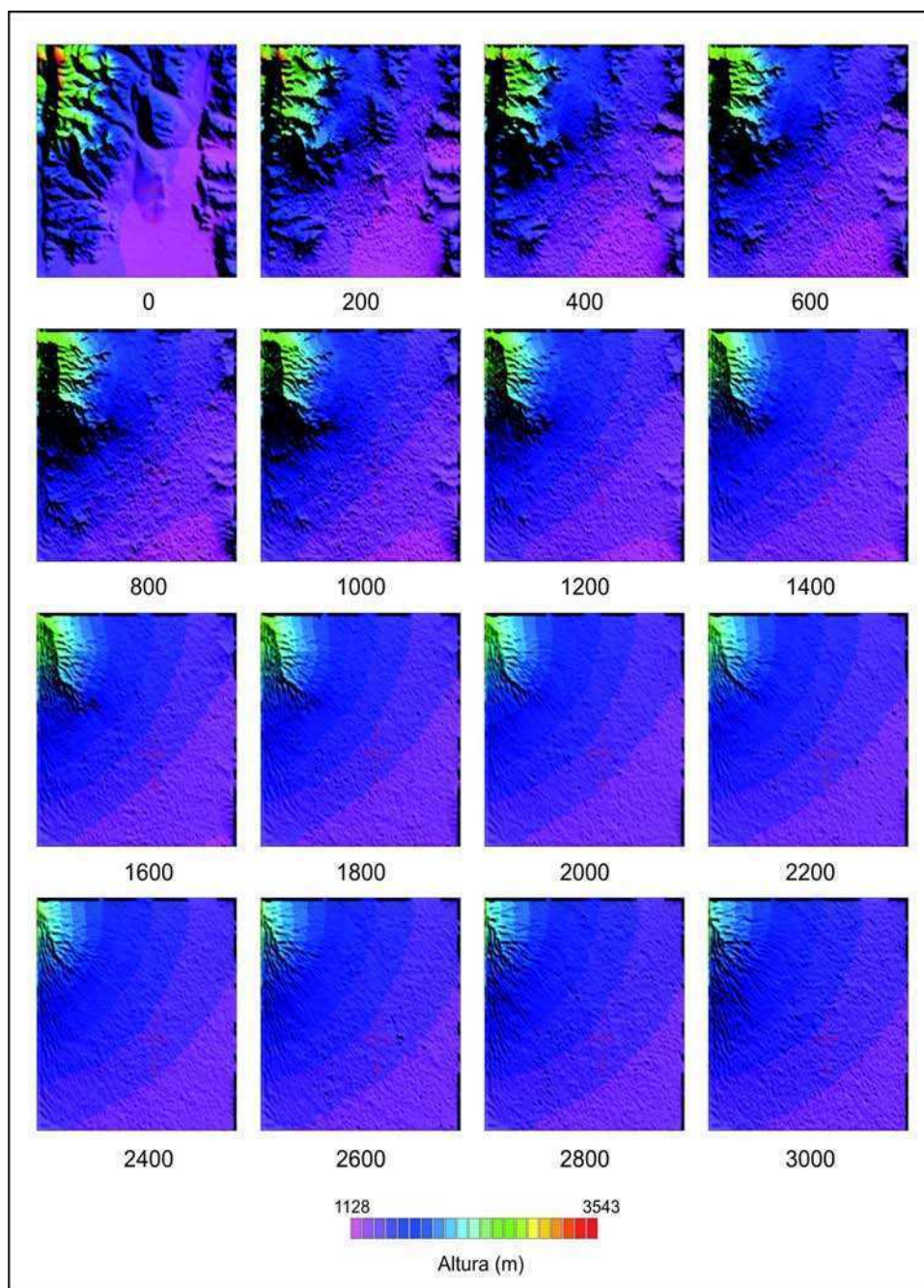


Figura 4.8: Evolución de la topografía del modelo representada con tintas hipsométricas. Se indica la posición del pliegue de crecimiento. Obsérvese la suavización progresiva de la topografía controlada principalmente por los procesos superficiales. Hacia el final (2800 pasos) se insinúa levemente la expresión superficial de la estructura en crecimiento.

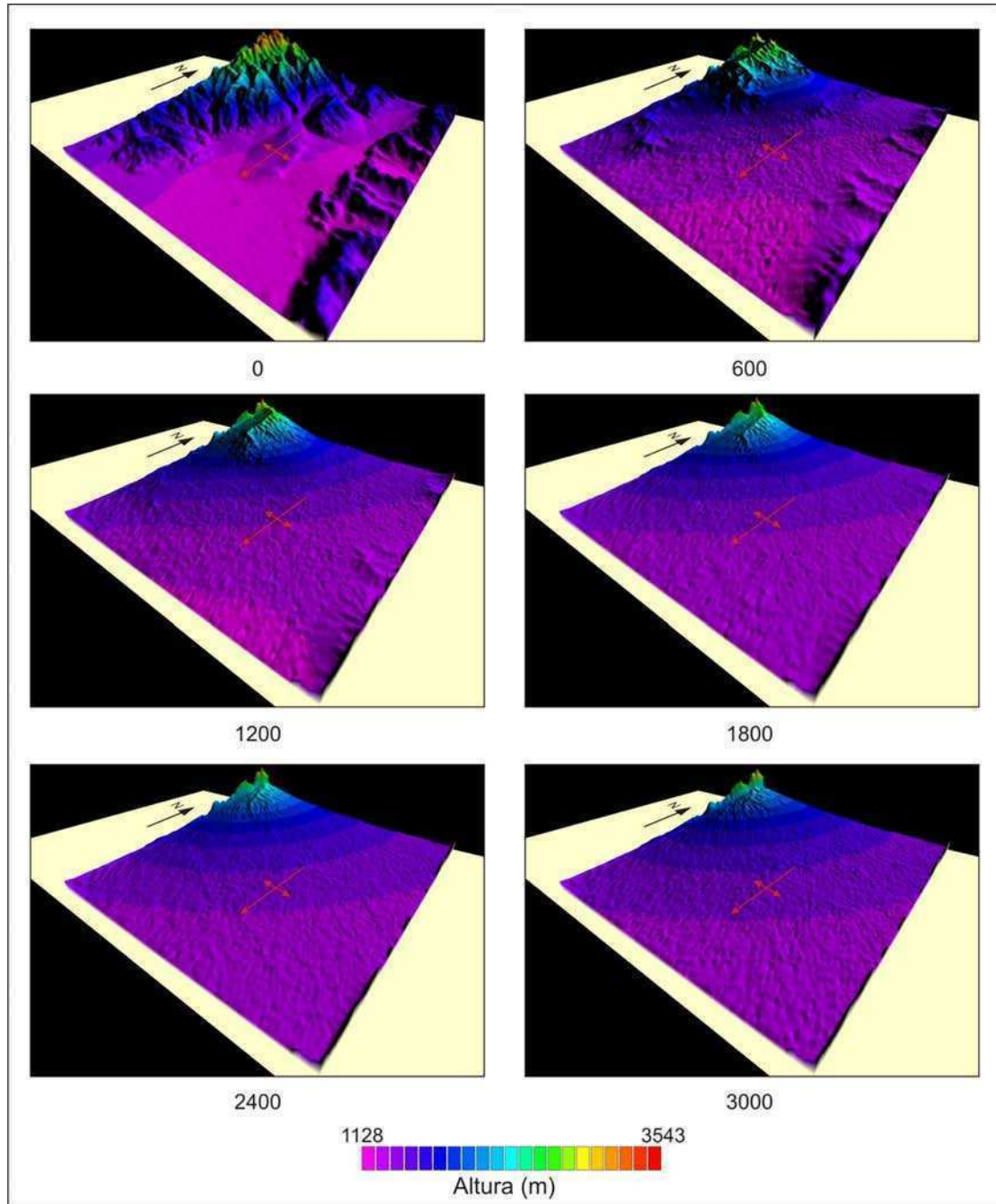


Figura 4.9: Vista tridimensional de la evolución topográfica del modelo representada con tintas hipsométricas. Se indica la posición del pliegue de crecimiento.

Las lomas de Medeiros son cubiertas por los sedimentos en 600 pasos y se insinúan nuevamente como elemento positivo hacia los 2800 pasos. Si bien las sierras de Vaqueros, de La Caldera, el extremo austral de la sierra de Lesser y la sierra de Mojotoro también son aparentemente cubiertas por sedimentos, en realidad han sido erosionadas hasta un nivel de equilibrio o de pedimentación sin poseer una cubierta sedimentaria importante (Figuras 4.8 y 4.9). Morfológicamente se observa el desarrollo de una bajada pedemontana con una pendiente suave de entre $0,5^\circ$ y 1° hacia el SSE-ESE.

En la figura 4.10 se muestra la evolución de la topografía media y de la pendiente media para toda la región bajo estudio y para la zona del pliegue de crecimiento. La topografía media a escala regional se reduce asintóticamente desde unos 1610 metros hasta 1550 metros. Esta disminución de la altura promedio representa el efecto combinado de la rápida erosión de las sierras, la sedimentación en la zona del valle y la transferencia de material fuera del sistema.

A escala de la estructura la topografía media se incrementa desde 1300 metros hasta 1450 metros. Hasta los 900 pasos se registra un rápido aumento de la altura promedio en este sector, controlado por la alta tasa de sedimentación inicial. Luego la altura sigue elevándose a una tasa menor por la acción combinada del crecimiento tectónico y de la baja tasa de sedimentación de los últimos 2000 pasos.

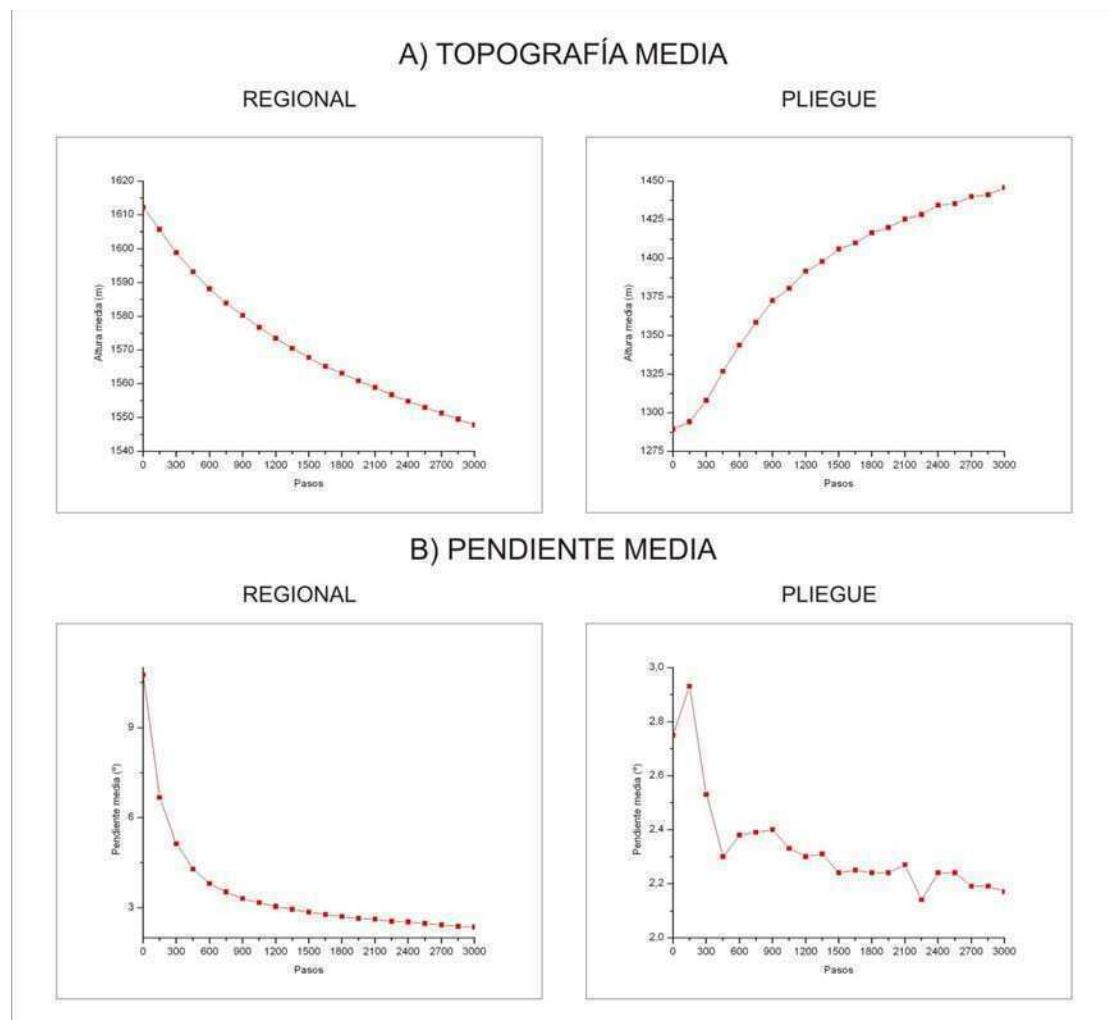


Figura 4.10: Gráficos de la evolución de la topografía media (A) y de la pendiente media (B), de toda la región bajo estudio (izquierda) y de la zona del pliegue de crecimiento (derecha).

La pendiente regional también se reduce asintóticamente pero a una tasa inicial mayor a la topografía media (Figura 4.10 B). Hasta los 600 pasos la pendiente promedio pasa de 10° a 4°, luego la velocidad de reducción de la pendiente se reduce notablemente alcanzando unos 3° hacia el final del experimento. La veloz reducción inicial está ligada con la alta tasa de erosión de los sectores de mayores pendientes, mientras que posteriormente se tiende hacia un estado de equilibrio dinámico entre la formación de pedimentos y la sedimentación.

A la escala de la estructura en crecimiento la pendiente media se incrementa un poco durante los primeros 150 pasos del modelo, para luego decrecer rápidamente hasta los 450 pasos. A partir de ese punto la pendiente disminuye a una tasa similar a la regional. El aumento inicial de la pendiente está relacionado con la rápida incisión de la superficie inicialmente plana de las lomas. La veloz reducción de los siguientes 300 pasos se debe a la erosión producida por los grandes ríos de montaña que atraviesan la estructura, mientras que la estabilización posterior representa también el equilibrio dinámico entre levantamiento, erosión y sedimentación..

Denudación

La denudación expresa la diferencia topográfica entre cada paso de modelado y el estado inicial. Como convención para esta tesis, las zonas dominadas por erosión tendrán denudación negativa mientras que será positiva en los sectores donde predomina la sedimentación y/o la tectónica.

De la evolución presentada en la figura 4.11 y en la animación 4.3 se pueden resaltar algunas características interesantes. La denudación negativa (erosión, verde a rojo) predomina en los sectores altos, la parte norte de la sierra de Lesser es donde la erosión resulta máxima (hasta 1400 metros), la sedimentación neta (azul) domina los sectores bajos del valle.

Durante los primeros 600 pasos la zona del pliegue de crecimiento presenta una rápida erosión, luego se mantiene prácticamente estable evidenciando un equilibrio entre la tasa de levantamiento y la sedimentación en esa zona. Las sierras de Vaqueros, La Caldera, Mojotoro y el extremo sur de la sierra de Lesser, por su parte, alcanzan un estado de denudación estable hacia los 600 pasos, indicando que luego de eso se transforman en sectores de transporte de sedimentos (Figuras 4.11 y 4.12).

Otra característica destacable es la acumulación transitoria (primeros 1400 pasos) de sedimentos en la parte alta de las cuencas de drenaje principales, que luego son canibalizados y re-transportados hacia la parte baja del valle.

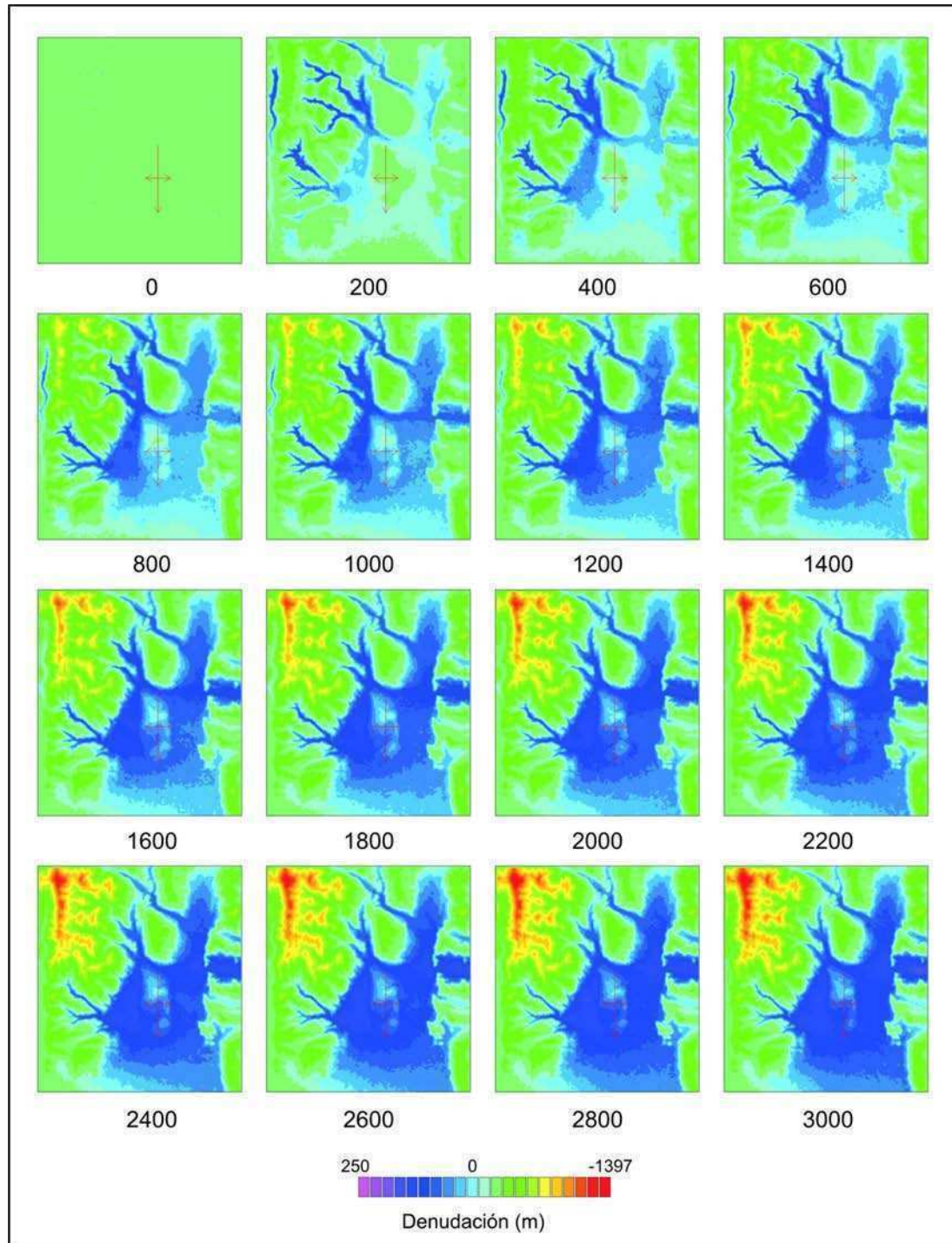


Figura 4.11: Evolución de la denudación del modelo representada en metros de variación vertical con respecto al estado inicial. Se indica la posición del pliegue de crecimiento. Obsérvese la máxima denudación negativa asociada a la parte más alta de la sierra de Lesser y la rápida evolución hacia el equilibrio de las sierras de Vaqueros, La Caldera, sur de Lesser y Mojotoro. El sector de las lomas de Medeiros alcanzan el equilibrio entre levantamiento, erosión y sedimentación hacia los 1000-1200 pasos.

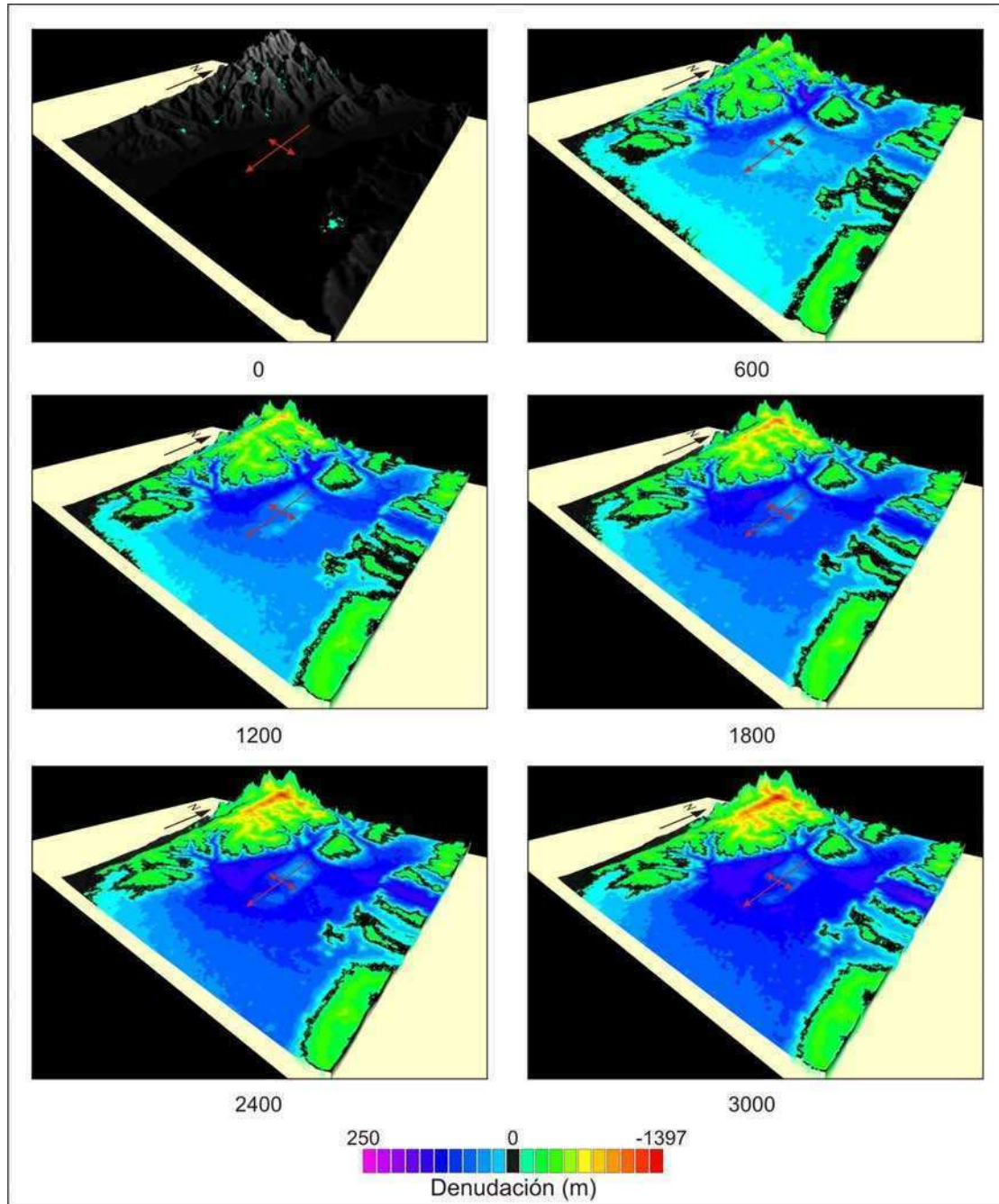


Figura 4.12: Vista tridimensional de la evolución de la denudación del modelo representada en metros de variación vertical con respecto al estado inicial. Se indica la posición del pliegue de crecimiento.

Los gráficos de la figura 4.13 ilustran la evolución temporal de las tasas acumuladas de denudación (A), erosión (B) y sedimentación (C) a escala regional y de la estructura en crecimiento. La tasa acumulada de denudación regional (Figura 4.13 A) es siempre negativa, indicando que domina la erosión sobre la sedimentación y la tectónica. Por otra parte este parámetro disminuye de $-0,45$ a $-0,2$ mm/año, evidenciando la relajación del paisaje y la tendencia a un estado de equilibrio.

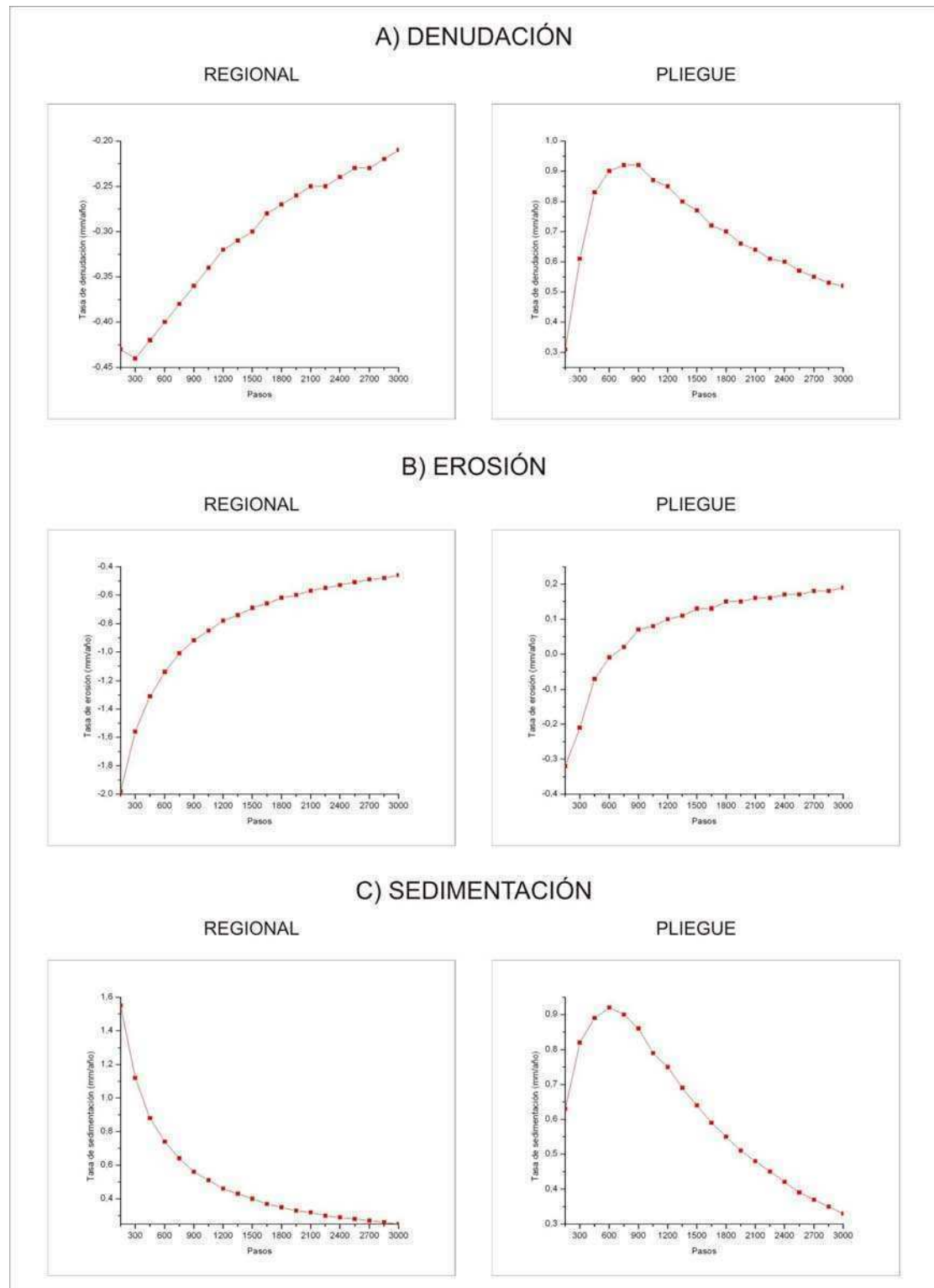


Figura 4.13: Gráficos de la evolución de las tasas acumuladas de denudación (A), erosión (B) y sedimentación (C), de toda la región bajo estudio (izquierda) y de la zona del pliegue de crecimiento (derecha).

En el sector del pliegue de crecimiento la tasa acumulada de denudación es siempre positiva, indicando que predomina la sedimentación y la tectónica sobre la erosión. Durante los primeros 750 pasos iniciales la tasa de denudación se triplica

pasando de 0,3 a 0,9 mm/año, estando controlada por la alta tasa de sedimentación (Figura 4.13 C). A partir de los 900 pasos la tasa decrece hasta los 0,5 mm/año ilustrando la disminución en la tasa de sedimentación y la importancia de la erosión en este sector.

La tasa de denudación promedio para toda la región bajo estudio es de aproximadamente 0,2 mm/año (Figura 4.13 A), significando que la cantidad de material transportado fuera del sistema por procesos de erosión y transporte fluvial fue de 53,57 km³ durante los 300 Ka. Estos valores se encuentran algo por debajo de las tasas de erosión promedio obtenidas por Milliman y Syvitski (1992) en base a estudios regionales y de largo plazo.

Sedimentación

En la figura 4.14 se representa la evolución del espesor de sedimentos en el modelo. Inicialmente, durante los primeros 1400 pasos, los espesores máximos se localizan en las partes altas de las cuencas de drenaje principales (ríos La Caldera, Vaqueros, Yacones, Arenales, etc). Durante ese lapso los sectores deprimidos del valle también acumulan sedimentos a una alta tasa, luego los sedimentos acumulados en los ríos son canibalizados y transferidos progresivamente hacia el valle cubriendo las lomas de Medeiros. Hacia el sector dorsal (oeste) de esta estructura se desarrolla una pequeña cuenca controlada por el crecimiento del pliegue. Desde los 800 hasta los 1400 pasos la estructura se encuentra totalmente cubierta por sedimentos, luego de eso comienza a re-exhumarse el sustrato (Figuras 4.14 y 4.15 y Animación 4.4).

A escala regional la tasa acumulada de sedimentación decae en forma asintótica desde más de 1,5 mm/año hasta un límite próximo a 0,35 mm/año. Las altas tasas de sedimentación registradas hasta los 900 pasos están relacionadas con la rápida erosión de los relieves abruptos (Figura 4.13 C).

En el sector del pliegue de crecimiento, durante los primeros 600 pasos, la tasa acumulada de sedimentación es cada vez mayor alcanzando 0,9 mm/año. Luego de eso la tasa decae hasta cerca de 0,3 mm/año. Las elevadas tasas iniciales están relacionadas con la rápida transferencia de los materiales erosionados desde los sectores elevados y de altas pendientes hacia el valle. Al decaer la tasa de erosión regional también decae la tasa de sedimentación en el valle, al mismo tiempo que la actividad tectónica eleva el sustrato en el sector del pliegue reduciendo el espacio de acomodación localmente.

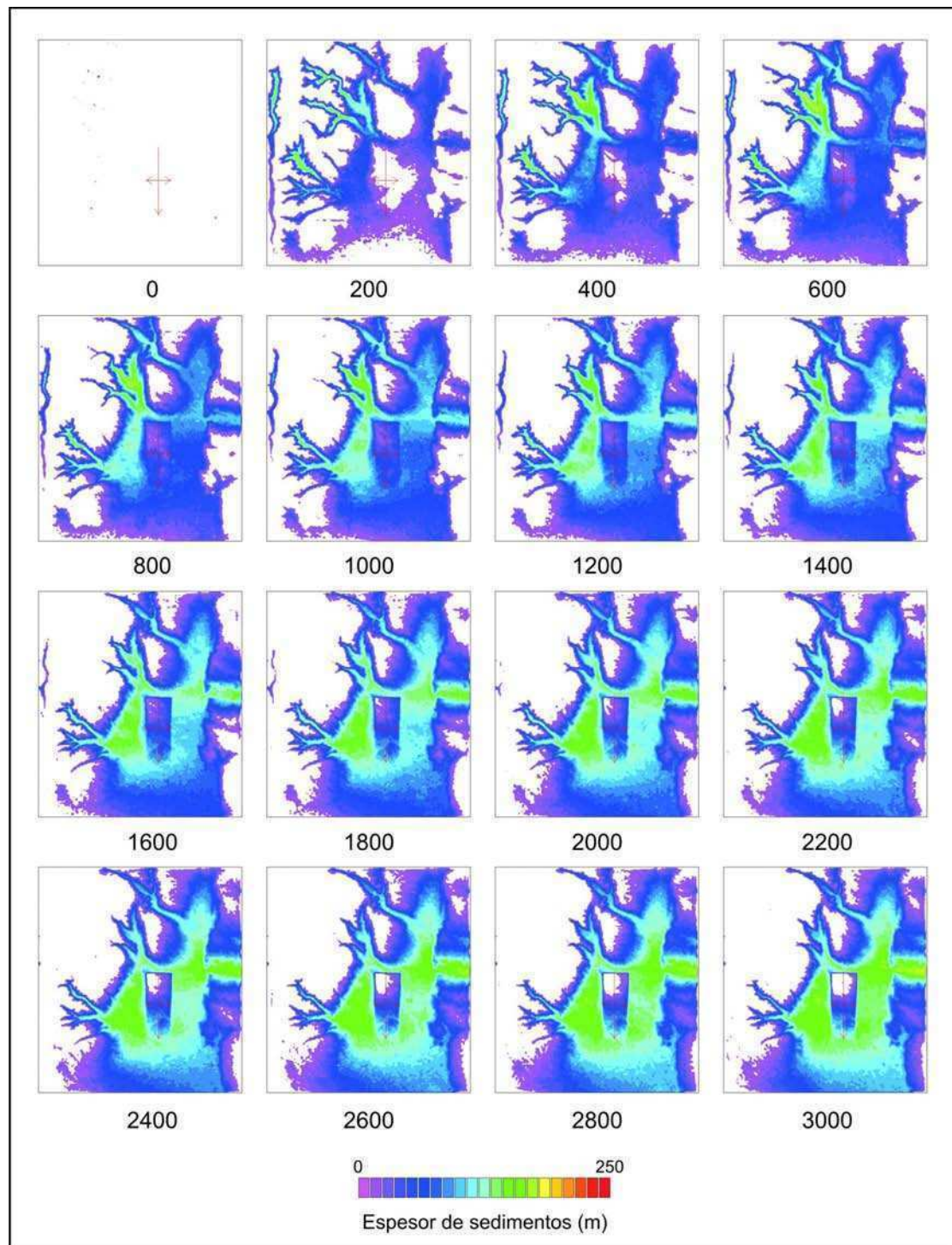


Figura 4.14: Evolución del espesor de sedimentos del modelo representada en metros. Se indica la posición del pliegue de crecimiento. Para los primeros 1200 pasos los mayores espesores se localizan en la parte alta de las cuencas de drenaje principales, luego se redistribuyen en la parte baja del valle. El pliegue de crecimiento es cubierto por sedimentos a los 1400 pasos, luego comienza a aflorar el sustrato, desarrollandose una pequeña superficie de pedimentación.

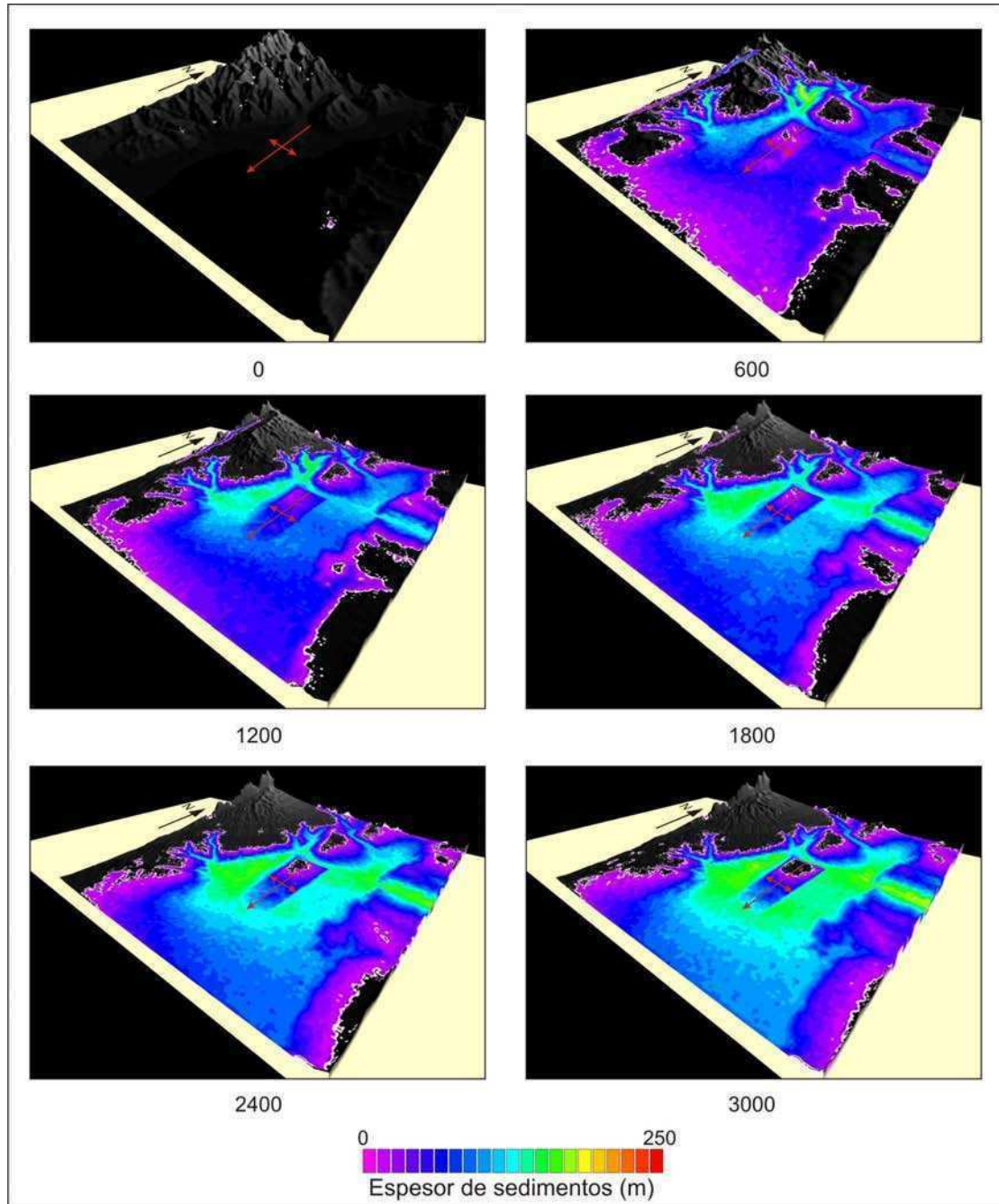


Figura 4.15: Vista tridimensional de la evolución del espesor de sedimentos del modelo representada en metros. En rojo se indica la posición del pliegue de crecimiento.

Tasas interválicas

Las tasas interválicas de denudación, erosión y sedimentación representan la velocidad de cambio de la tasa acumulada entre un paso y otro. Puede ser útil para analizar algunos cambios en los procesos actuantes no registrados por el promedio realizado para el cálculo de la tasa acumulada.

En la figura 4.16 se presentan las curvas de evolución de las tasas interválicas de denudación, erosión y sedimentación a nivel regional y a escala del pliegue.

Regionalmente las curvas son muy similares a las de las tasas acumuladas. A escala de la estructura en crecimiento, en cambio, presentan algunas características interesantes que merecen ser analizadas.

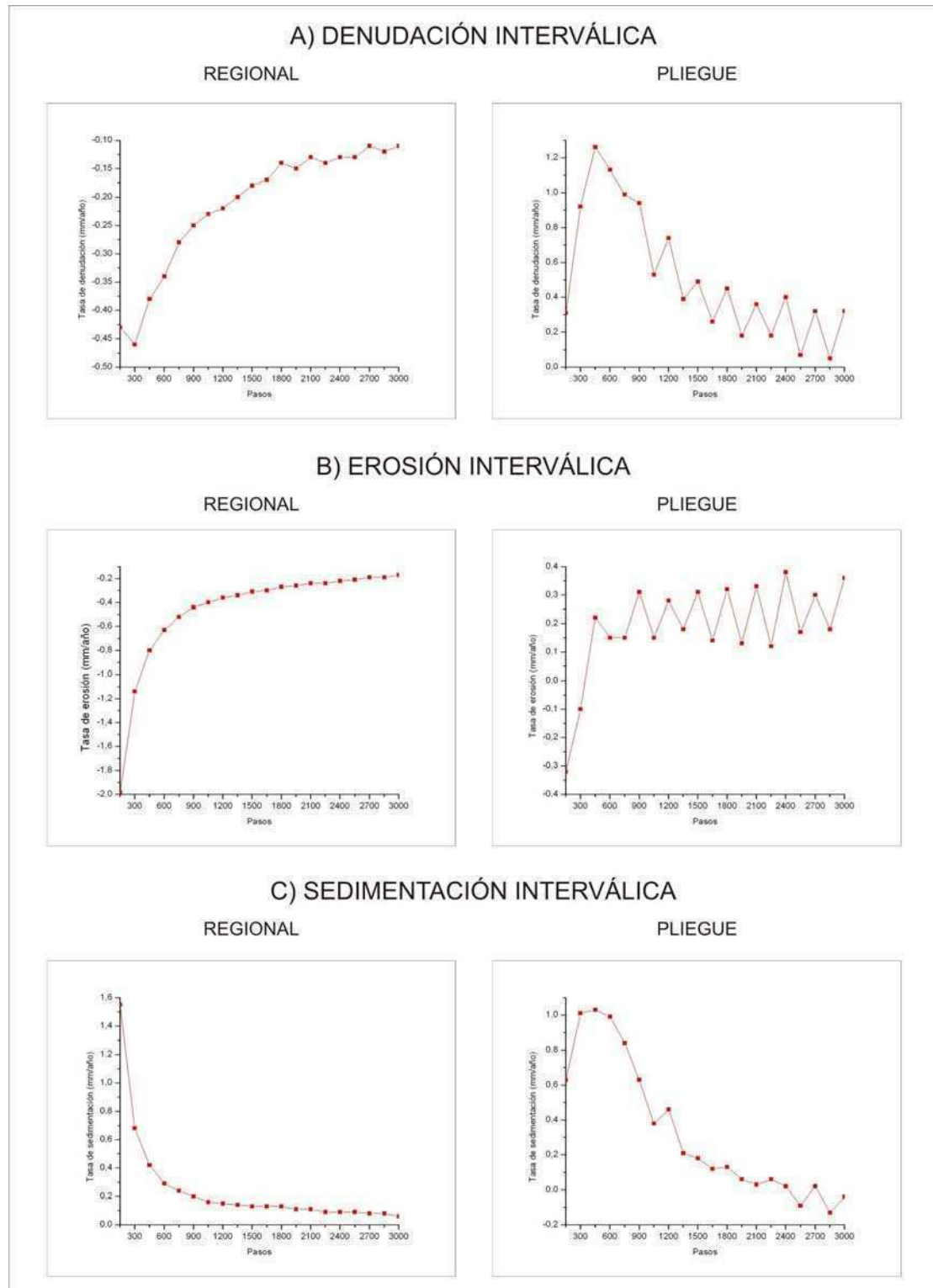


Figura 4.16: Gráficos de la evolución de la denudación interválica (A), erosión interválica (B) y de la sedimentación interválica (C), de toda la región bajo estudio (izquierda) y de la zona del pliegue de crecimiento (derecha).

Las tasas de denudación y erosión interválicas en el pliegue (Figuras 4.13 A y B) presentan un diseño aserrado a partir de los 900 pasos, mientras que la tasa de sedimentación muestra este patrón recién a partir de los 2400 pasos. Como ha sido analizado previamente, alrededor de los 900 pasos se produce un cambio regional de altas tasas de erosión y sedimentación a tasas marcadamente menores. A escala del pliegue se observó que a los 600 pasos la estructura era cubierta por sedimentos y que en algún momento entre los 600 y los 1200 pasos comenzaba la erosión y el retrabajo de los materiales sintectónicos.

El diseño aserrado de las tasas de erosión y denudación indican la influencia de eventos de deformación en la reducción del espacio de acomodación y por consiguiente en la erosión y sedimentación local. El intervalo de recurrencia de 10000 años asignado al movimiento de la falla implica eventos de deformación cada 100 pasos. El efecto es más marcado en la denudación y la erosión porque incluyen la tasa de levantamiento. También se aprecia que la amplitud de la variación de las tasas se hace mayor con el tiempo, esto se explica teniendo en cuenta que el área de la rampa que genera levantamiento es cada vez mayor por la propagación lateral hacia el sur asignada a la misma. En el caso de la sedimentación el efecto tectónico comienza a hacerse evidente luego que el sustrato aflora a partir de los 1800 pasos.

Pedimentos

Una información interesante que puede obtenerse con la plataforma de modelado es la topografía del sustrato rocoso (es decir el resultado de la topografía menos el espesor de sedimentos). Con el mismo puede estudiarse el desarrollo y la evolución temporal de las superficies de erosión o pedimentos en el modelo (Figuras 4.17 y 4.18 y Animación 4.5). Durante los primeros 1400 pasos las superficies de erosión se limitan a sectores relativamente elevados, pequeños y desconectados. A partir de los 1600 pasos los sectores pedimentados se interconectan en una superficie amplia y de menor altitud.

Las superficies de erosión elevadas de los primeros pasos poseen inclinaciones de entre 4° y 6°, mientras que las de las zonas más cercanas al valle inclinan entre 1° y 2°. Hacia los pasos finales, cuando las superficies se interconectan, las inclinaciones poseen sistemáticamente entre 1° y 2°.

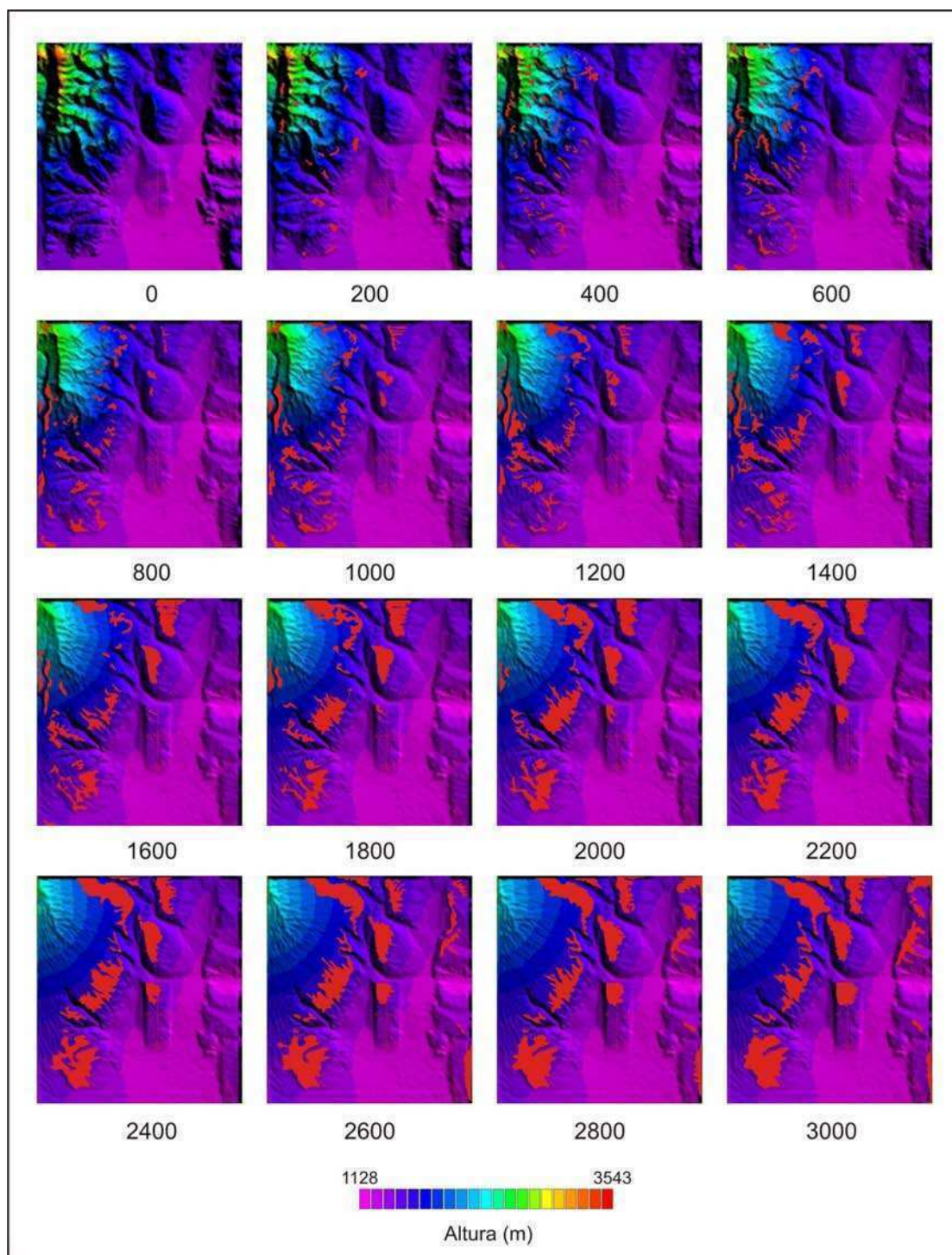


Figura 4.17: Evolución de la topografía del modelo sin los sedimentos representada en metros. Se indica la posición del pliegue de crecimiento. En rojo se ilustran las superficies de pedimentación desarrolladas durante el experimento.

La coexistencia de un sector de pedimentación elevado y de alta inclinación durante los primeros pasos y otro de menor altura e inclinación se encuentra directamente relacionada con los focos de sedimentación desarrollados durante el experimento y los niveles de base locales que imponen a la erosión. Como se mencionó anteriormente, durante los primeros 1400 pasos importantes espesores de

sedimentos se concentran en la parte alta de las principales cuencas de drenaje, fijando un nivel de base local para la erosión relativamente alto sobre el límite de esas microcuencas. Posteriormente, estos sectores de sedimentación inicial son canibalizados redistribuyendo los sedimentos hacia el valle principal y generando un nivel de base único para toda la grilla, eliminando la superficie de pedimentación de altura y unificando los pedimentos bajos.

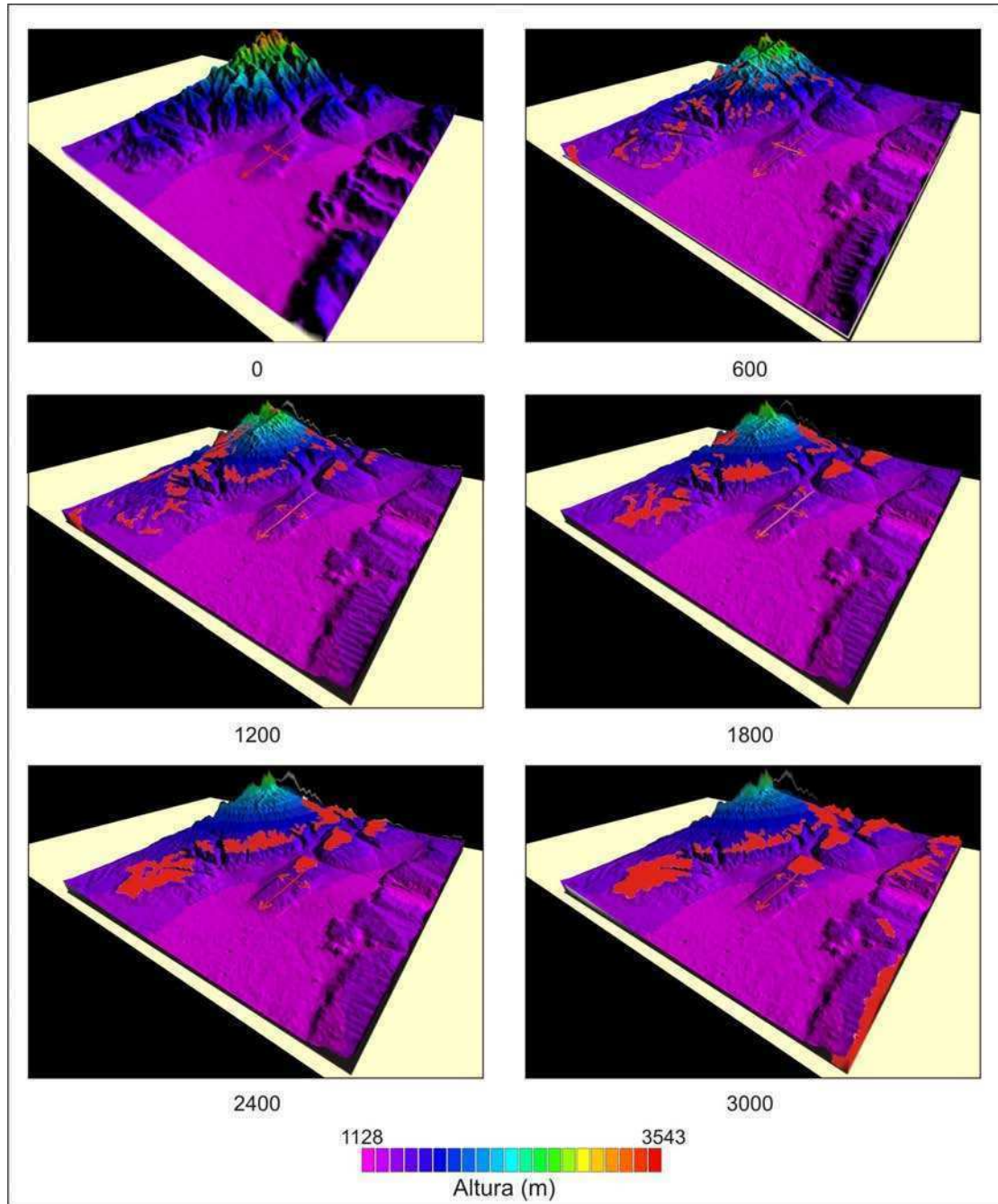


Figura 4.18: Vista tridimensional de la evolución de la topografía del modelo sin los sedimentos representada en metros. En rojo se ilustran las superficies de pedimentación desarrolladas durante el experimento.

En lo que respecta a la estructura en crecimiento, puede observarse como a los 1600 pasos comienza a desarrollarse una superficie de erosión local en concordancia con la exhumación del sustrato por el levantamiento acumulado. El poder de erosión de los ríos que circulan por encima de esta estructura es superior a la erodabilidad de las rocas del sustrato en exhumación, por lo que no alcanza a desarrollar un relieve positivo en ese sector, siendo continuamente peneplanizado (Figuras 4.17 y 4.18).

Perfiles regionales

Utilizando evoluciones del modelo a lo largo de dos perfiles regionales, uno N-S y otro E-O, es posible analizar la erosión, sedimentación y deformación en conjunto (Figuras 4.19 B y 4.20 B y Animaciones 4.6 y 4.7). Cada capa de sedimentos representa 150 pasos en el modelo (15000 años).

En ambas secciones, se observa la rápida erosión de los sectores serranos y el almacenamiento de una parte de esos productos de erosión en el valle. En la sección E-O, el sector del pliegue de crecimiento es cubierto totalmente por sedimentos hacia los 600 pasos y la superficie de peneplanización occidental se encuentra desarrollada a los 1800 pasos (Figura 4.19 B).

El perfil regional N-S (Figura 4.17) atraviesa el pliegue en forma paralela al eje y a la sierra de Vaqueros. Las lomas quedan cubiertas por sedimentos a los 600 pasos, mientras que la sierra resulta peneplanizada hacia los 1200 pasos. A los 2400 pasos comienza a aflorar el sustrato de la estructura, sin alcanzar a generar un relieve positivo, siendo erosionada y peneplanizada en sincronismo con el crecimiento de la misma (Figura 4.19 B y 4.20 B, paso 3000).

Perfiles locales

Para analizar más de cerca la relación entre los procesos superficiales y la deformación, se presentan dos perfiles locales que cortan la estructura en crecimiento, uno en sentido E-O (Figura 4.21 y Animación 4.8) y otro N-S (Figura 4.22 y Animación 4.9). A los 600 pasos se puede apreciar cómo la parte cuspidal de las lomas de Medeiros ha sido erosionada y cómo los sedimentos comienzan a cubrir la estructura. En el perfil E-O (Figura 4.21) se observa la geometría de *onlap* de los sedimentos sobre los flancos del pliegue durante los primeros 1200 pasos, indicando que la cantidad de sedimentos disponibles supera ampliamente al crecimiento del

pliegue. Luego, cuando el crecimiento de la estructura reduce el espacio de acomodación y la disponibilidad regional de sedimentos deja de ser importante, la erosión y el retrabajo locales predominan.

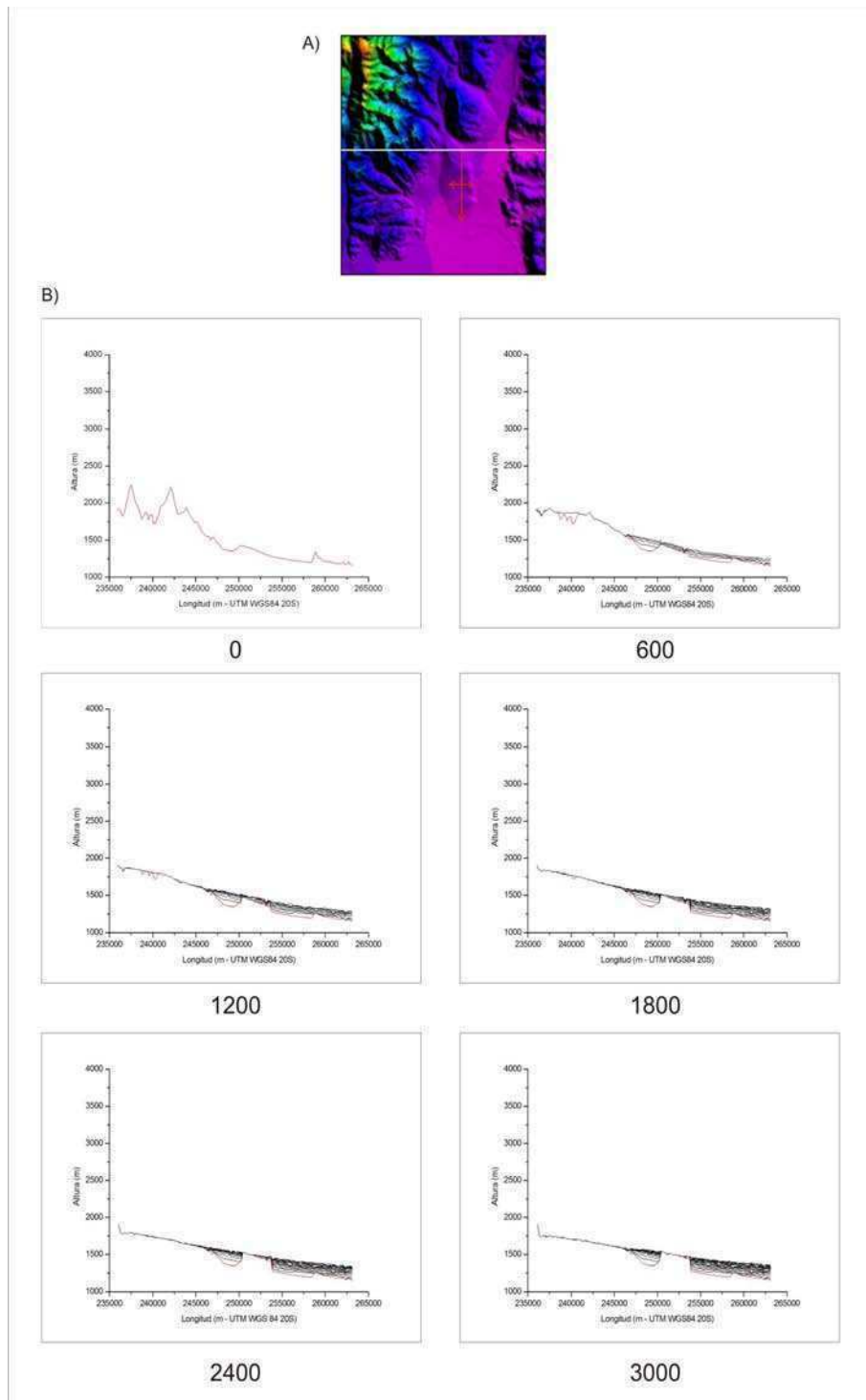


Figura 4.19: A) Ubicación de las secciones en planta. B) Secciones transversales E-O regionales. Se aprecia como a partir de los 1800 pasos se desarrolla la superficie de erosión en el sector occidental y a partir de los 2400 pasos comienza la exhumación del sustrato y la pedimentación de la estructura en crecimiento. Exageración vertical 10X.

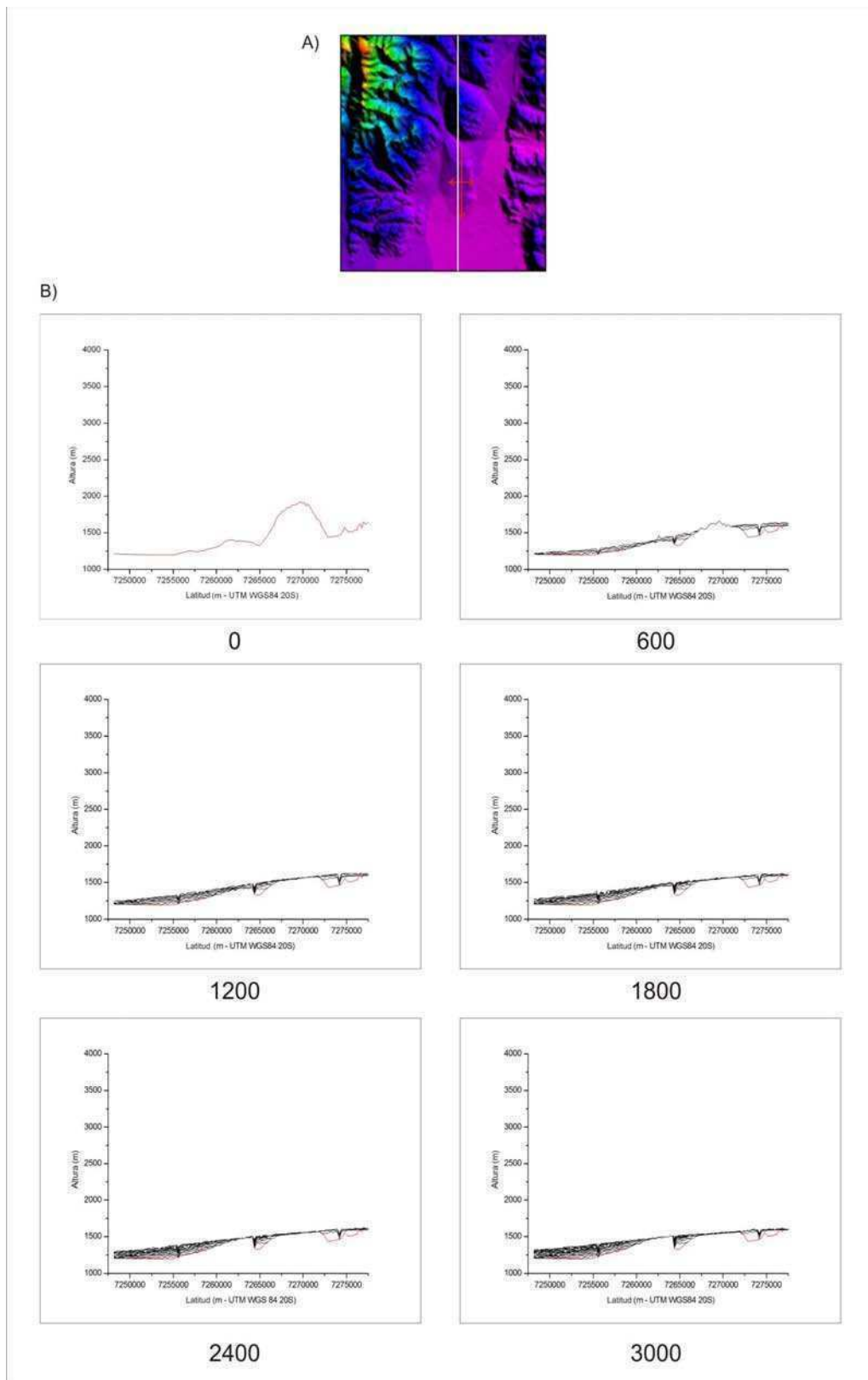


Figura 4.20: A) Ubicación de las secciones en planta. B) Secciones longitudinales N-S del anticlinal de crecimiento. Se aprecia como a partir de los 1200 pasos se desarrollan las superficies de erosión en el sector septentrional y a partir de los 2400 pasos comienza la exhumación del sustrato y la pedimentación de la estructura en crecimiento. Exageración vertical 10X.

Estratos de crecimiento

Sobre el limbo occidental (dorsal) del pliegue (Figura 4.23 B y Animación 4.10) se aprecia la geometría de *onlap* de la sedimentación sintectónica durante los primeros 600 pasos de modelado. Durante este lapso las capas son espesas, oscilando entre 10 y 35 metros. Con posterioridad y hasta los 1200 pasos, las capas sintectónicas se hacen más delgadas (máximo 10 metros) pero conservan la geometría de *onlap*. A partir de los 1800 pasos los sedimentos ya no alcanzan a cubrir la estructura en crecimiento, por el contrario, comienzan a ser erosionados los depósitos previos sobre la parte cuspidal de la misma. Las capas sintectónicas a partir de esta etapa son muy delgadas (hasta 2 metros) y presentan una geometría de *toplap* contra la superficie de erosión labrada sobre los mismos sedimentos.

Los modelos cinemáticos existentes predicen que en el limbo dorsal de un pliegue por flexión de falla (con rotación instantánea de limbos como es el modelo de *fault parallel flow*) (Figura 4.24 B), los estratos de crecimiento deberían ser paralelos entre sí y con *toplap* contra la superficie de erosión. Las geometrías de *onlap* y los acuñaientos obtenidos durante los primeros pasos del modelo son indicadores de la complejidad existente cuando se simula la interacción entre procesos superficiales y tectónicos.

El limbo frontal (oriental) de la estructura (Figura 4.25 B y Animación 4.11) no desarrolla escarpas de falla salvo una de unos 30 metros a los 2400 pasos, la mayor parte del tiempo se encuentra cubierta por sedimentos. Hasta los 600 pasos la tasa de sedimentación es aproximadamente constante quedando registrada en bancos de unos 30 metros de espesor que cubren en forma homogénea todo el flanco de la estructura. A partir de los 1200 pasos se evidencian diferencias marcadas de espesor entre el sector cuspidal del pliegue y el pie del mismo, siendo mayores en este último sector y mostrando erosión y retrabajo en el primero.

En un pliegue teórico cuyo limbo frontal ha sido modelado utilizando el algoritmo de *thishear* con un ángulo de trishear de 45° y una relación p/s de 2 (Figura 4.26 B), se puede apreciar que para una primera etapa con alta tasa de sedimentación los espesores de los bancos son iguales de uno y otro lado de la falla. Luego, con menor tasa de sedimentación, solamente se preservan estratos hacia el bloque hundido de la falla, siendo éstos paralelos entre sí.

Observando los resultados obtenidos en el modelo, ésta geometría es aproximadamente similar, sin embargo, los espesores de los bancos de la etapa de baja

tasa de sedimentación no son constantes sino que varían de acuerdo al aporte que reciben de aguas arriba durante cada paso de modelado (Figura 4.24 B).

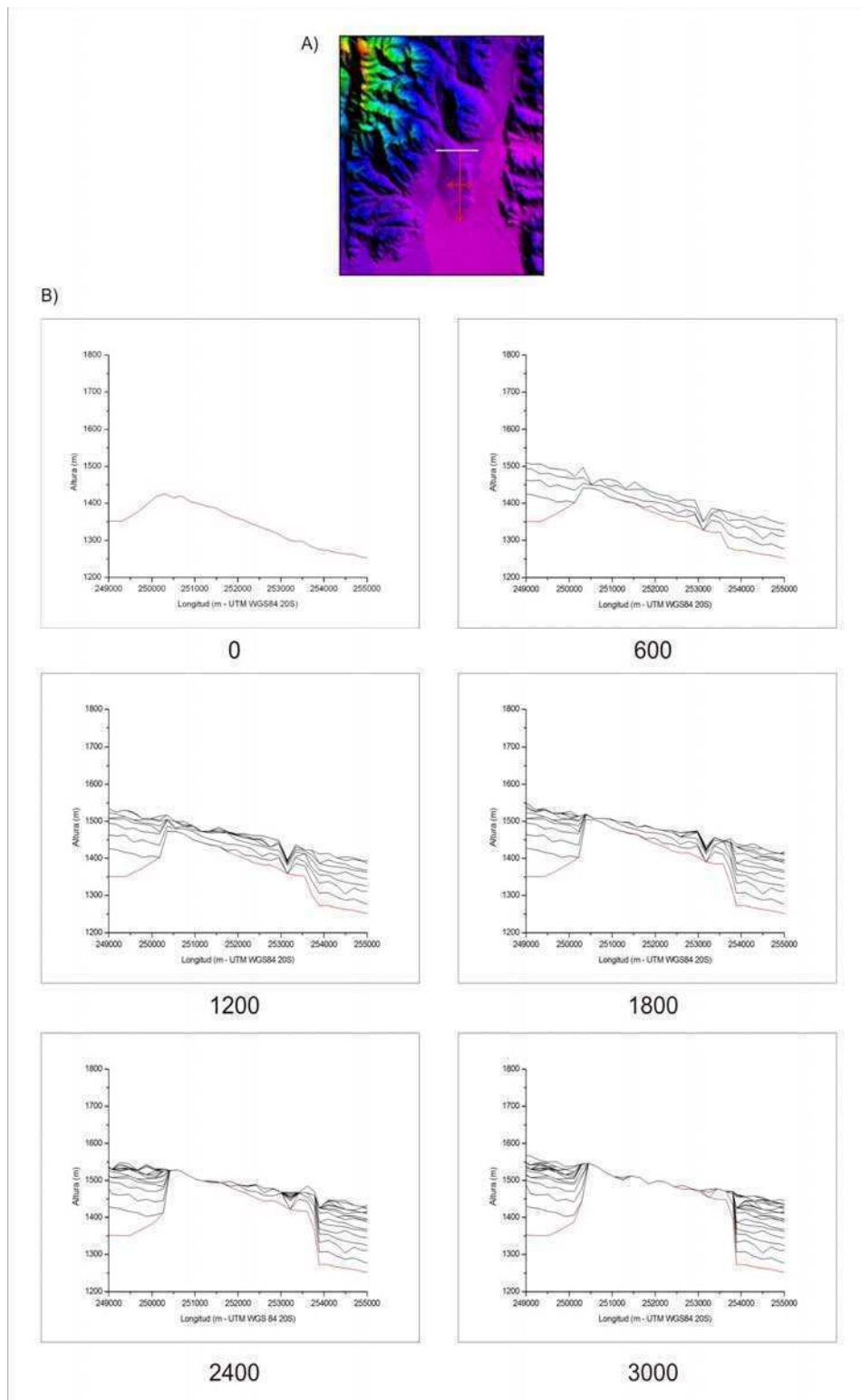


Figura 4.21: A) Ubicación de las secciones en planta. B) Secciones transversales E-O de detalle del anticlinal de crecimiento. Puede observarse el patrón de estratos de crecimiento en ambos flancos de la estructura. Obsérvese cómo el retrabajo de los sedimentos se inicia hacia la parte occidental de la charnela. Exageración vertical 10X.

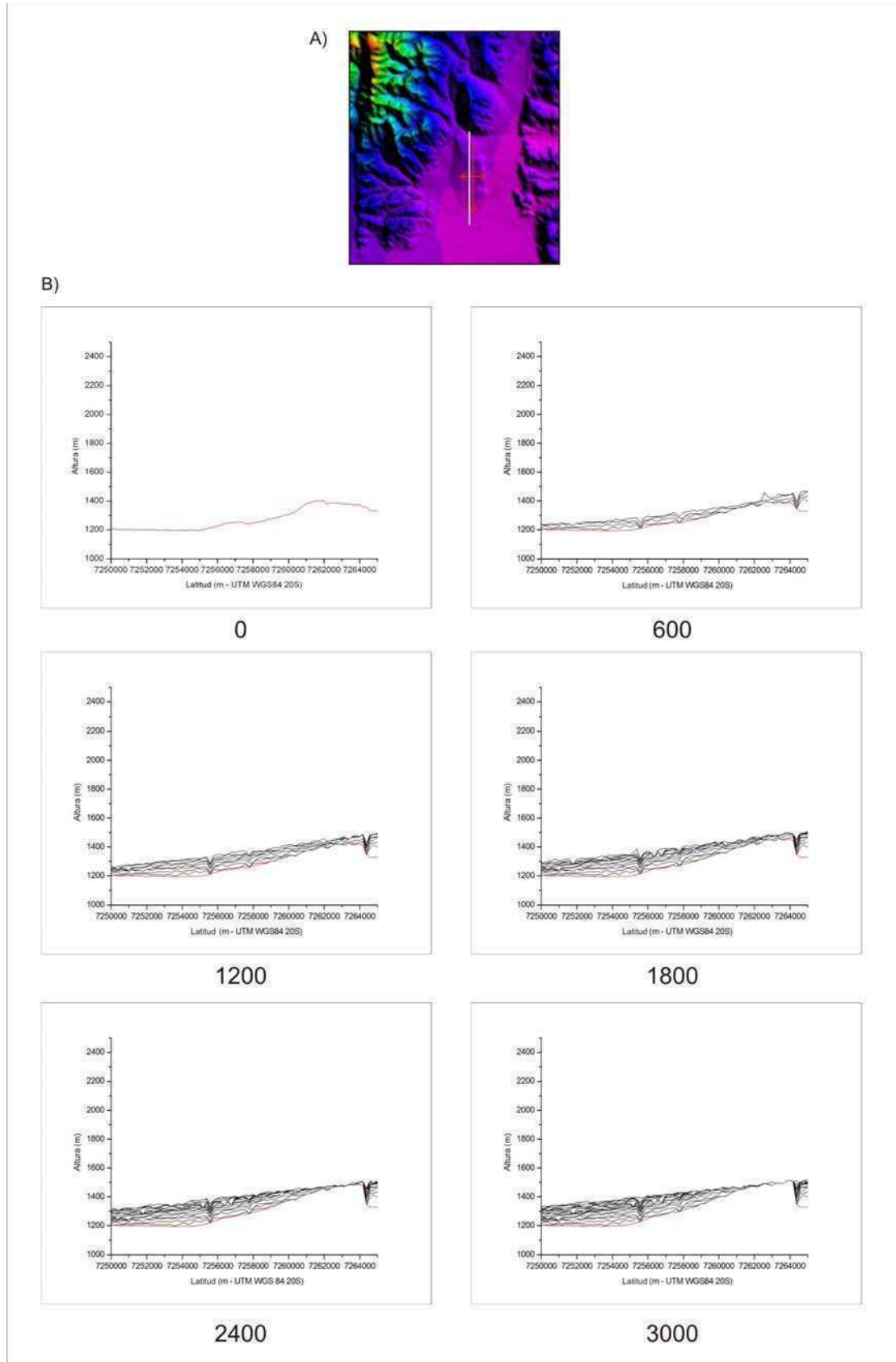


Figura 4.22: A) Ubicación de las secciones en planta. B) Secciones transversales N-S de detalle del anticlinal de crecimiento. Puede observarse la geometría de los estratos de crecimiento. En este perfil el retrabajo sedimentario comienza a los 2400 pasos en el sector norte de la estructura. Exageración vertical 10X.

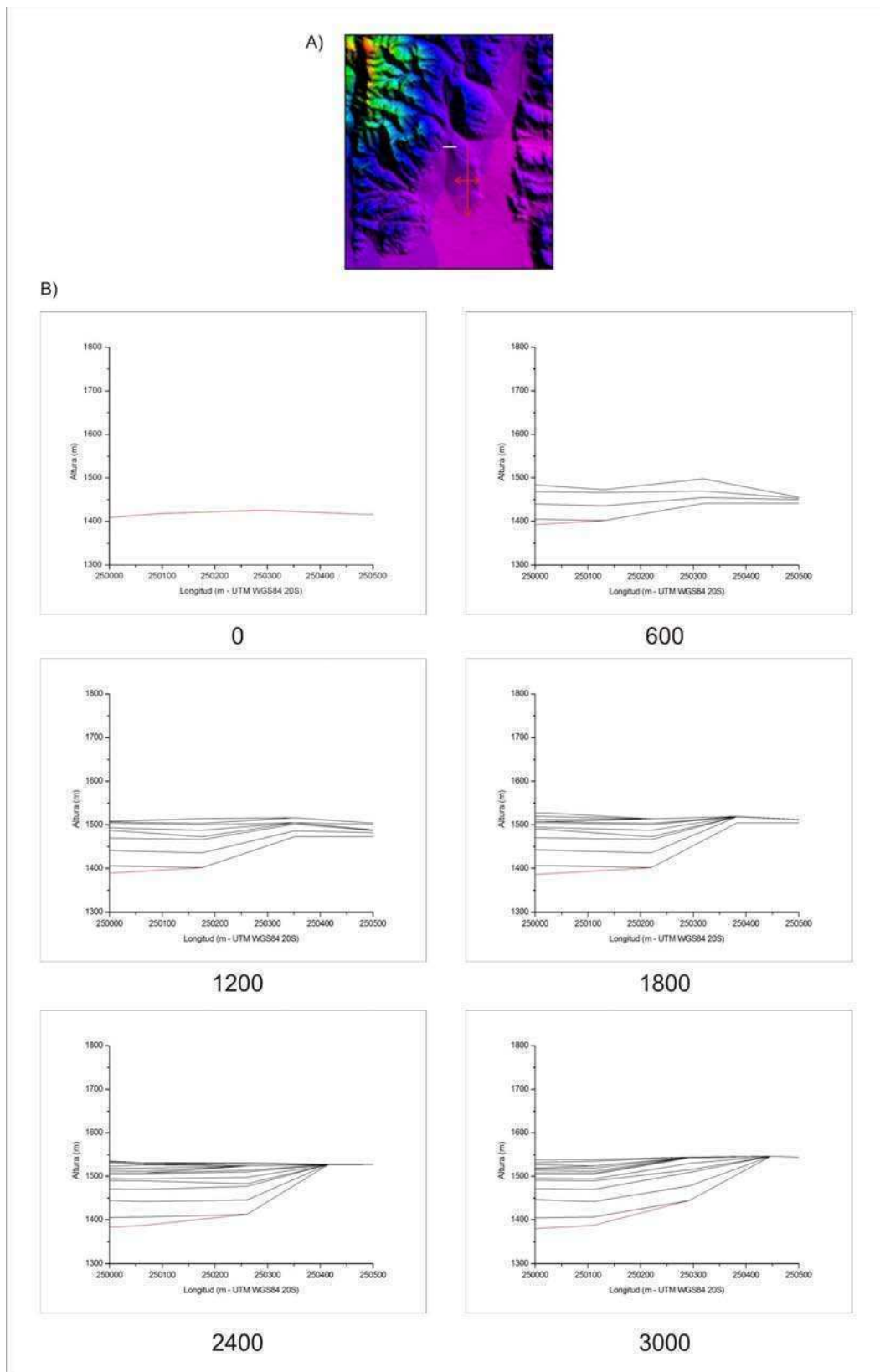


Figura 4.23: A) Ubicación de las secciones en planta. B) Secciones transversales E-O de detalle del limbo occidental (dorsal) del anticlinal de crecimiento. Puede observarse la geometría de los estratos de crecimiento y diferenciarse dos etapas de sedimentación sintectónica, la primera hasta los 600 pasos con alta tasa de sedimentación y onlap sobre la estructura, y otra posterior con muy baja tasa de sedimentación y frecuente retrabajo.

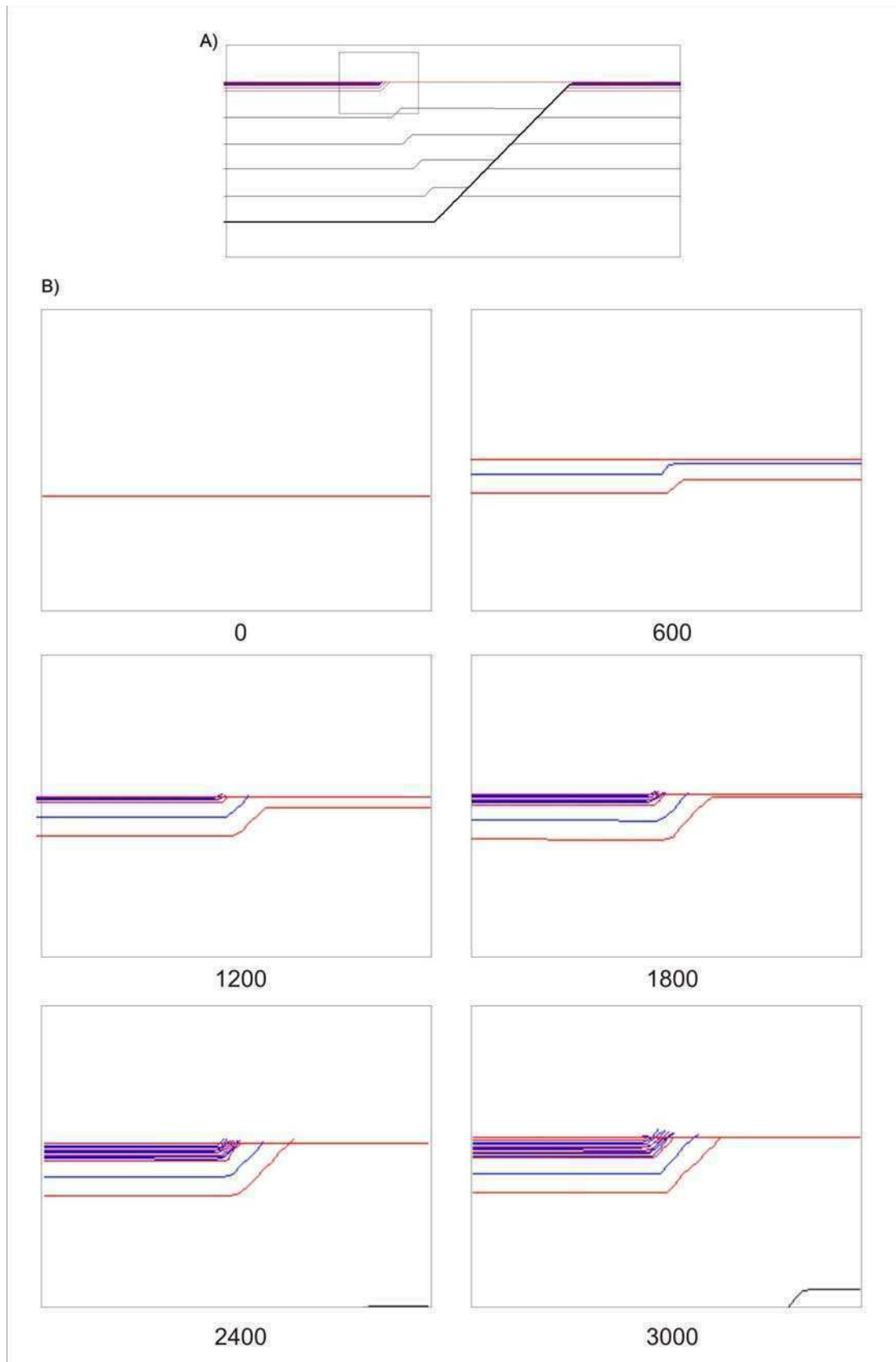


Figura 4.24: A) Etapa final de la evolución de un pliegue con una rampa de 45° y forzando la erosión (rojo) (realizado con el programa Pliegues 2D (Cristallini, 2009)). B) Detalles de la evolución del limbo dorsal del pliegue (ver ubicación en A). Los estratos de crecimiento se modelaron en dos etapas una primera hasta los 600 pasos con alta tasa de sedimentación y otra posterior con muy baja tasa de sedimentación.

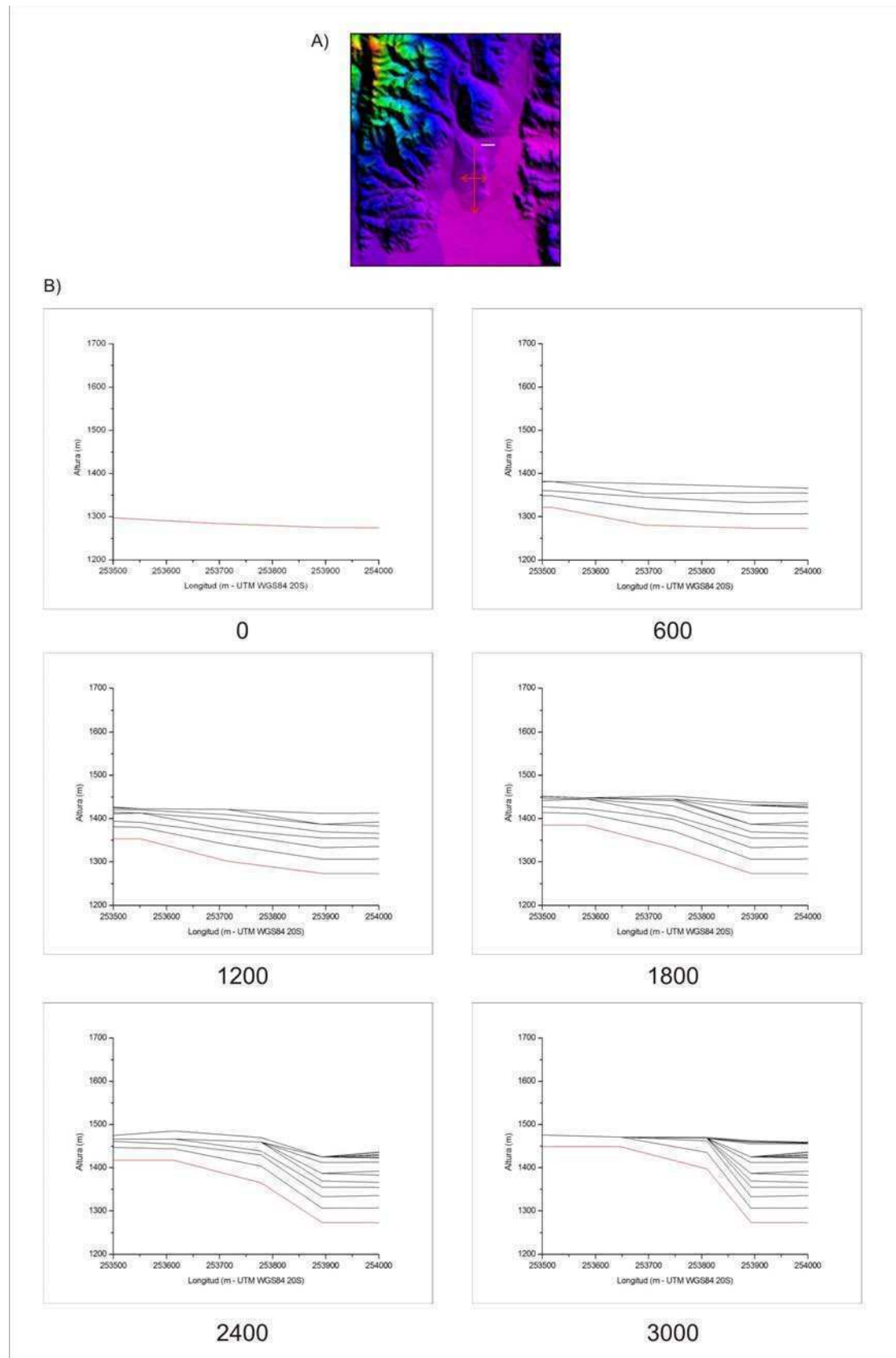


Figura 4.25: A) Ubicación de las secciones en planta. B) Secciones transversales E-O de detalle del flanco oriental (frontal) del anticlinal de crecimiento. Puede observarse la geometría de los estratos de crecimiento. En este sector el retrabajo sedimentario comienza a los 1800 pasos, siendo la tasa de sedimentación al pie de la estructura prácticamente constante.

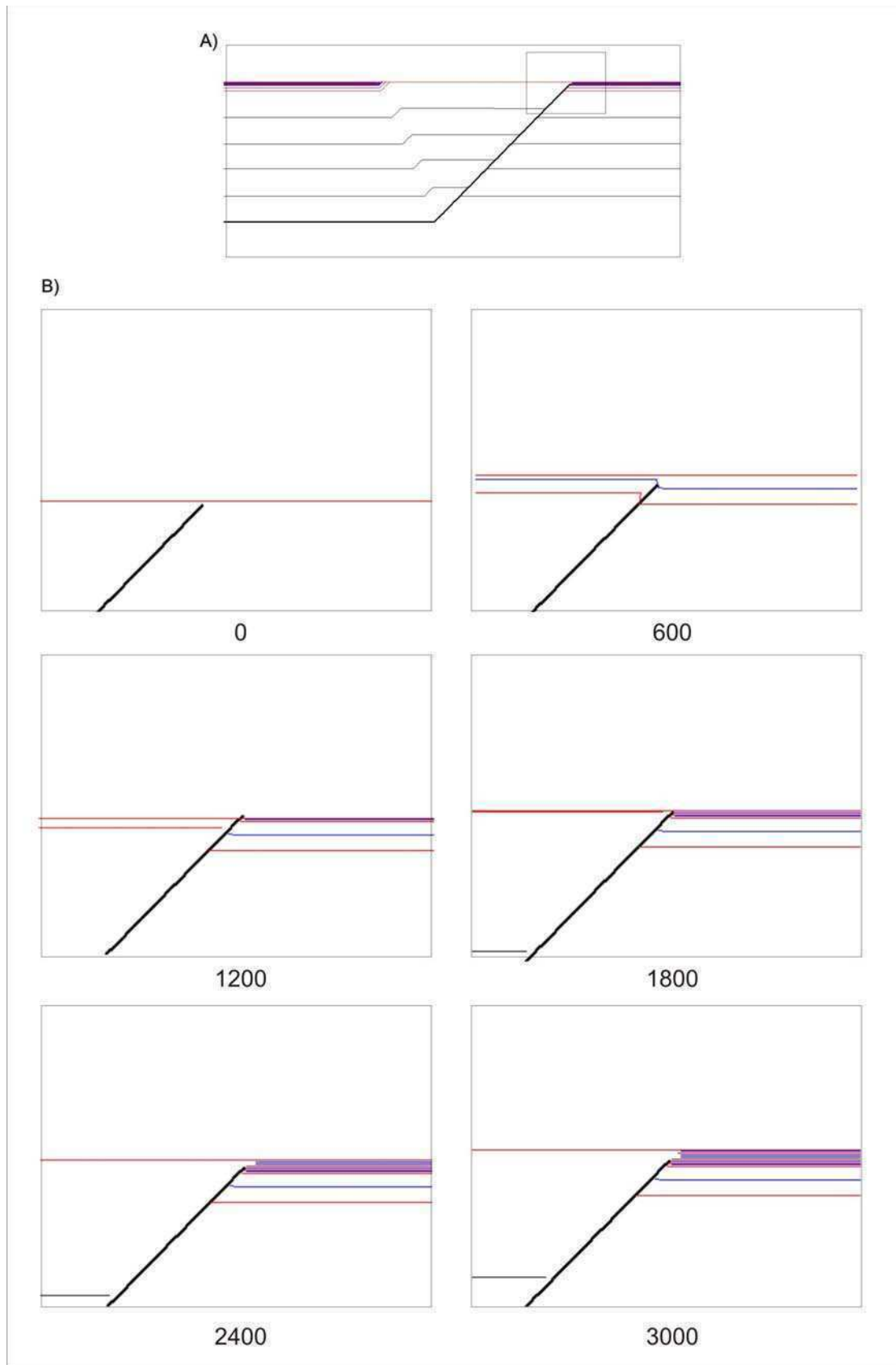


Figura 4.26: A) Etapa final de la evolución de un pliegue con una rampa de 45° y forzando la erosión (rojo) (realizado con el programa Pliegues 2D (Cristallini, 2009)). B) Detalles de la evolución del limbo frontal del pliegue (ver ubicación en A). Los estratos de crecimiento se modelaron en dos etapas una primera hasta los 600 pasos con alta tasa de sedimentación y otra posterior con muy baja tasa de sedimentación.

4.2. Modelado análogo

Si bien en esta tesis se plantea como objetivo principal el desarrollo de una herramienta de modelado numérico para entender las interacciones entre procesos superficiales y tectónicos, también se llevó a cabo una experiencia piloto de modelado análogo de estos mismos procesos mediante experiencias de laboratorio. Se resumen brevemente a continuación la metodología empleada y los resultados preliminares obtenidos.

a. Introducción y objetivos

El experimento llevado a cabo tuvo como objetivo estudiar la relación existente entre los procesos de deformación que generan relieve positivo, y los procesos de erosión y sedimentación fluviales y aluviales. Los resultados obtenidos sirven para realizar comparaciones con estructuras semejantes observadas en la naturaleza y analizar las interacciones entre los procesos mencionados.

b. Metodología

Material de modelado

Se utilizó Cuarzo Superfino (#325) (provisto por la empresa Piedra Grande SA) mezclado con agua. La relación usada fue de 15,94 kg de cuarzo y 6,31 litros de agua. Para preparar el material se colocó el agua en una mezcladora de albañilería y se introdujo gradualmente el cuarzo molido para evitar la formación de grumos y obtener una mezcla homogénea. El tiempo de preparación de la mezcla fue de aproximadamente 2 horas.

Caja de deformación

Se construyó una caja con paredes de acrílico y madera de 50 cm de largo, 62,5 cm de ancho y 10 cm de alto. En la base de la caja se dispuso un film grueso de polietileno. Por encima del film se colocaron bloques de madera barnizados de 1,8 cm de espesor (Figura 4.27). El bloque A de la figura 4.27 es móvil y sirve de pistón, mientras que el bloque B es fijo y posee geometría de rampa con un ángulo de 30 grados. Entre los bloques centrales se colocó arcilla de modelado (Figura 4.27 C) como material a deformar.

Por encima de este dispositivo se colocó papel film fino cubriendo toda la superficie de la caja para impermeabilizar los bloques de madera y para separar estos del material de modelado. Sobre el dispositivo se volcó la mezcla obteniéndose un espesor de 3,75 cm (figura 4.28).

El material resultó demasiado fluido y que comenzó a decantar hacia el fondo, y entonces se optó por drenar el agua excedente realizando una abertura en una de las puntas de la caja. De esta forma, pasados 2 días de volcado del material, se pudo dar comienzo al experimento.



Figura 4.27: Caja de modelado análogo, sistema de deformación. A) Bloque de madera móvil. B) Bloque de madera fijo con diseño de rampa de 30 grados. C) Arcilla de modelado utilizada como material a deformar.

Método de compresión

El modelo fue deformado empujando el bloque de madera móvil contra la arcilla mediante un pistón accionado por un motor paso a paso controlado por computadora. Se impuso al conjunto motor-reductor una velocidad de 0,0111 mm/s.

Método de erosión

El modelo fue erosionado utilizando un sistema de microlluvia compuesto por 4 atomizadores (construidos a partir de partes de nebulizadores familiares) que pulverizan agua utilizando aire comprimido produciendo un “chorro” de microgotas hacia arriba que es dirigido hacia arriba con un ángulo de 45 grados, convergiendo por encima del modelo y “lloviendo” sobre el mismo (Figura 4.29).

Sistema de registro

Se tomaron fotografías digitales a intervalos regulares desde distintos puntos de observación.

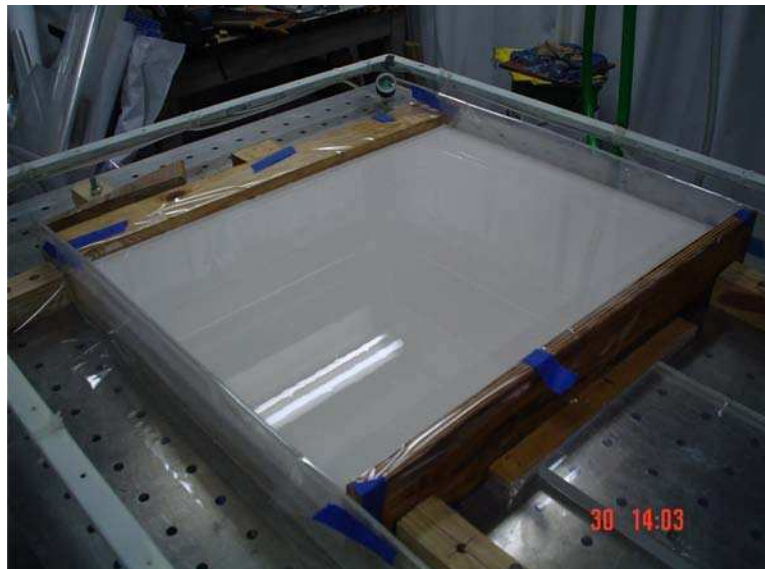


Figura 4.28: Caja de modelado análogo con el material de modelado dispuesto encima del sistema de deformación. Un film fino de polietileno se dispuso por encima del sistema de deformación para impermeabilizarlo.



Figura 4.29: Modelo en ejecución. En las esquinas del marco metálico blanco pueden apreciarse los atomizadores responsables de la generación de la microrlluvia.

c. Resultados

El acortamiento total aplicado fue de 4 cm desarrollando en superficie un amplio anticlinal doblemente buzante (Figura 4.30 A). La microrlluvia produjo la erosión del relieve generando formas de erosión y sedimentación muy similares a las

observables en la naturaleza (Figuras 4.30 A y B). La red de drenaje resultante presenta una notable asimetría, con ríos más cortos en uno de los flancos del anticlinal. Esto está relacionado directamente con la geometría de la rampa subyacente, produciendo un relieve más abrupto y ríos más cortos en el flanco frontal del mismo.

Al analizar un modelo de elevación digital de 30 metros de resolución (ASTER GDEM) de la sierra de Pie de Palo (Figura 4.31), se puede constatar que tanto el diseño de la red de drenaje en planta (Figura 4.31 A) como el detalle de los ríos y abanicos aluviales correspondientes que drenan un sector del flanco oriental de dicha sierra (Figura 4.31 B), son comparables con los resultados obtenidos mediante modelado análogo.

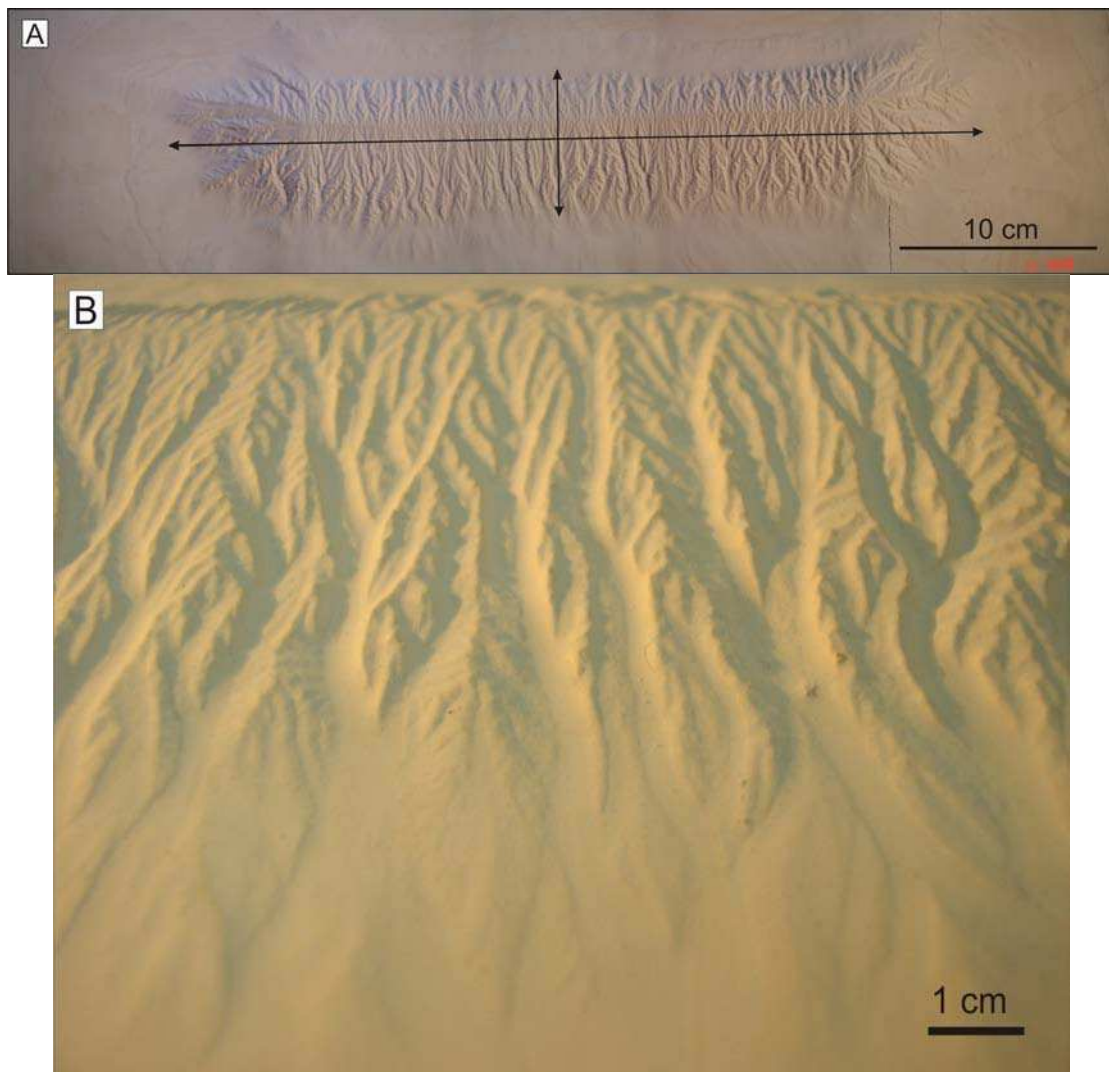


Figura 4.30: A) Fotografía panorámica del modelo una vez finalizada la compresión y la lluvia. Obsérvese el diseño de la red de drenaje desarrollada. B) Detalle de un sector del limbo dorsal del modelo donde se pueden apreciar los cursos fluviales desarrollados sobre el anticlinal levantado y los sistemas deposicionales asociados al pie del mismo.

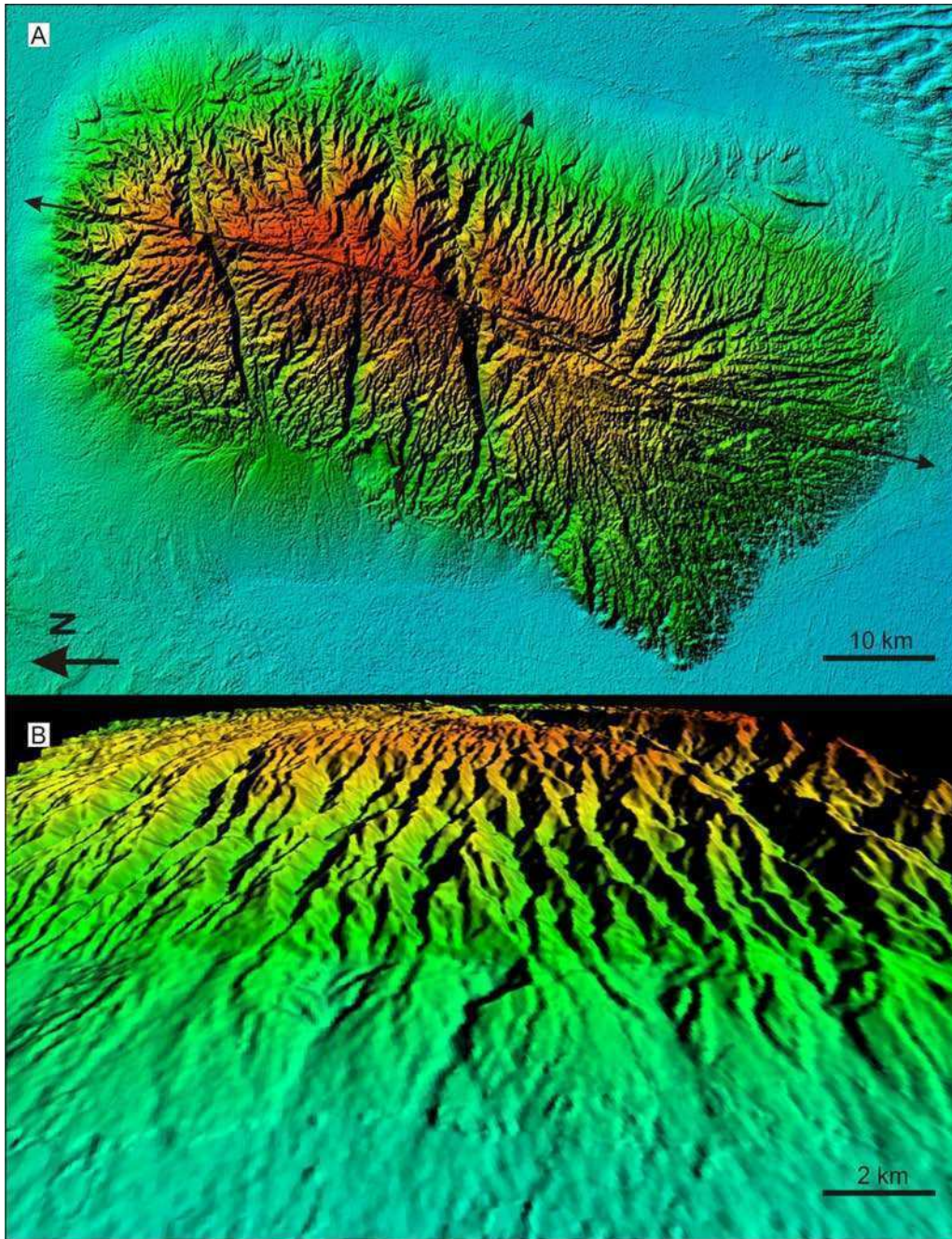


Figura 4.31: A) Modelo de elevación digital de 30 metros de resolución (ASTER GDEM) de la sierra de Pie de Palo. Obsérvese el diseño radial de la red de drenaje. B) Detalle de un sector del flanco oriental de dicha sierra donde se observan los ríos que drenan la montaña y los abanicos aluviales asociados.

5

Discusión, Conclusiones y Perspectivas

5.1. Problema metodológico

Para modelar la evolución morfológica y estructural de un piedemonte de cadenas montañosas es necesario reproducir los procesos de deformación tectónica (fallamiento, plegamiento) y los procesos superficiales (erosión, transporte, sedimentación). Numerosos trabajos estudiaron la formación y la evolución de los relieves utilizando modelos numéricos. Dentro de éstos se pueden diferenciar dos tipos de modelos: unidimensionales y bidimensionales.

Los modelos unidimensionales estudian la evolución del perfil de equilibrio de un río en particular, evaluando la influencia a lo largo de su curso de las variaciones litológicas, climáticas, tectónicas, entre otras. Estos modelos, en general, consideran que el río siempre posee energía suficiente para incidir su lecho y desprecian la importancia de la eventual sedimentación. Utilizando este tipo de simulaciones fueron planteadas las principales ecuaciones de erosión fluvial dentro de las que se incluye la del poder de la corriente (*stream power law*) utilizada en este estudio.

Los modelos bidimensionales son más realistas dado que tienen en cuenta el aporte energético de todos los afluentes que posee una cuenca de drenaje, no solamente su río principal. Estos modelos también permiten estudiar la influencia de las variaciones litológicas, climáticas, tectónicas, pero su tiempo de cómputo es mucho más elevado dado que deben contemplar un espacio mucho mayor. Las primeras publicaciones sobre este tipo de simulaciones se concentraron en entender la parte erosiva de la formación del relieve. Posteriormente, se fueron incorporando procesos de sedimentación en ambientes continentales (abanicos aluviales) y marinos (abanicos submarinos). Algunos modelados estudiaron la influencia del crecimiento de una estructura neotectónica en el piedemonte de una cadena montañosas, poniendo énfasis en el control de la geometría de la falla y teniendo en cuenta rocas con erodabilidades muy bajas (van der Beek *et al.*, 2002). Otros se enfocaron en simular la estratigrafía tridimensional de los depósitos aluviales al pie de una montaña en crecimiento (Clevis *et al.*, 2003).

El programa ERSEDE, desarrollado durante este trabajo, es una herramienta de simulación bidimensional de procesos de erosión, transporte y sedimentación

fluvial y de procesos de deformación neotectónica. La plataforma permite introducir variaciones en la mayoría de los parámetros que controlan la evolución del paisaje (erodabilidad de las rocas, precipitaciones, tasas de levantamiento, geometría de la falla, intervalo de recurrencia, etc.). Los resultados obtenidos en el modelo presentado en el Capítulo 4 y en las publicaciones de referencia (García y Cristallini, 2008) muestran que la plataforma es una herramienta útil para estudiar las interacciones entre procesos superficiales y tectónicos.

Uno de los principales problemas que se intentó resolver durante el desarrollo de esta tesis ha sido la calibración de las erodabilidades, uno de los parámetros más importantes que controlan la evolución del paisaje. Utilizando datos de tasas de denudación medidas durante varios años en cuencas de drenaje de los Andes (Aalto *et al.*, 2006) y los Himalayas (Gabet *et al.*, 2008), se realizaron simulaciones en ERSEDE en las mismas localidades usando como base topográfica los SRTM DEM de cada zona. De esta forma se obtuvieron valores de erodabilidades para las principales categorías de rocas (Tabla 3.3, Capítulo 3). Sin embargo, se debe tener en cuenta que estos datos se basan en mediciones de algunos pocos años y representan procesos principalmente fluviales a corto plazo.

Otro punto de modelado en el que se puso mucho énfasis ha sido el de la detección de depresiones (lagos) y la determinación de su morfología y su(s) desembocadura(s). En todos los modelos publicados esta característica es resuelta rellenando las depresiones hasta la altura de la desembocadura, obviando los procesos de sedimentación propios de los lagos, dado que en general, el objetivo principal de las simulaciones era representar la evolución a largo plazo del paisaje de una cadena montañosa. En ERSEDE se tienen en cuenta estos procesos debido a que los lagos pueden ser elementos importantes en la evolución de una estructura neotectónica y su relleno registrar interacciones entre tectónica y sedimentación. En consecuencia, la subrutina de detección y caracterización de lagos es una de las que más tiempo consumen dentro de la plataforma de modelado.

5.2. Ventajas, limitaciones y posibles mejoras

a) Ventajas

- La plataforma de modelado ERSEDE permite deformar y erosionar una grilla de puntos artificial o un modelo de elevación digital. Fallas de diversa geometría permiten inducir la formación de pliegues y corrimientos en

superficie, pudiendo especificar los intervalos de recurrencia y variar las tasas de acortamiento a lo largo del plano de falla. La erosión y el transporte están controlados por la ecuación de poder de la corriente (*stream power law*), simulando los procesos fluviales en ríos de montaña y la formación de morfoestructuras erosivas como pedimentos. La sedimentación ocurre cuando la capacidad de transporte es superada por la carga de sedimentos, y permite reproducir la acumulación sedimentaria aluvial en un piedemonte (abanicos aluviales, bajadas).

- La modificación de la altura de cada una de las celdas de la grilla se produce por erosión, sedimentación y/o deformación. Dado que se conoce con exactitud la magnitud de cada uno de estos eventos, es posible monitorear la evolución del modelo con precisión. Esto permite realizar cuantificaciones de las tasas de denudación en toda la región y en sectores específicos, permitiendo determinar los focos de erosión y sedimentación para cada paso y cómo evolucionan en el tiempo.
- El registro punto a punto de la topografía, la erosión y el espesor de sedimentos para cada paso de modelado permite estudiar la geometría de los estratos en las cercanías de la estructura en crecimiento. La evolución de la sedimentación sintectónica permite analizar temporal y espacialmente las interacciones entre sedimentación, erosión y tectónica.
- El sistema permite asignar diferentes valores de resistencia a la erosión (erodabilidad) a distintos sectores de la grilla. De esta forma es posible estudiar el efecto del contraste litológico sobre la evolución del relieve. Por otra parte, para la zona del pliegue de crecimiento se puede establecer un espesor de cobertura sedimentaria cubriendo el sustrato rocoso para estudiar el control de la exhumación de este último sobre el diseño de las redes de drenaje.

b) Limitaciones

- El tiempo de modelado se encuentra limitado principalmente por la resoluci3n espacial de la grilla y el poder de procesamiento de las computadoras. Para realizar una simulaci3n de 500 Ka en pasos de 100 ańos (es decir 5000 pasos) el programa demanda una semana aproximadamente utilizando una grilla de 200 x 200 celdas y una computadora de escritorio. Un pliegue de crecimiento posee un tamańo promedio de unos 10 kil3metros medidos a lo largo de su eje, mientras que los ŕos que atraviesan la estructura en crecimiento provienen de cuencas de drenaje montańosas cuyas cabeceras se encuentran a 20-50 kil3metros de distancia del pliegue. Teniendo en cuenta un 1rea de estudio de 30 x 30 kil3metros, la resoluci3n espacial resultante seŕa de 150 metros, lo que es elevado para simular la formaci3n de terrazas y otras morfoestructuras.
- La geometŕa de la falla que produce la deformaci3n superficial es, en comparaci3n con ejemplos de la naturaleza, relativamente simple. La forma de la misma produce pliegues rectangulares en planta. Para aproximarse un poco m1s a la realidad se podŕa incorporar a la plataforma un algoritmo de deformaci3n basado en *trishear*. La subsidencia flexural y el rebote isost1tico no est1n contemplados en el modelo. Durante esta tesis se consider3 que su efecto no es considerable a la escala de trabajo. Sin embargo, para reproducir con mayor precisi3n la evoluci3n del paisaje seŕa importante incluir estos procesos de deformaci3n en el sistema.
- Estudios te3ricos recientes demuestran que la ecuaci3n de poder de la corriente (*stream power law*) es una aproximaci3n simplificada para representar los procesos de erosi3n, transporte y sedimentaci3n que ocurren en un ŕo. Nuevas y m1s complejas ecuaciones han sido postuladas para modelar m1s realísticamente los procesos de erosi3n (Sklar y Dietrich, 2004). Incluir estas ecuaciones a la actual plataforma de modelado haŕa m1s realistas las simulaciones.
- En la plataforma ERSEDE la sedimentaci3n ocurre cuando la capacidad de transporte es superada por la carga de sedimentos. La forma en que se produce

la sedimentación está controlada por un límite geométrico impuesto por la pendiente entre las celdas previa y posterior a aquella en la que debe depositarse el material (ver Figura 3.13, Capítulo 3). Para aproximar este proceso a la realidad se deberían realizar estudios sobre la física involucrada en el mismo y postular ecuaciones matemáticas que lo representen.

c) Posibles mejoras

- Para mejorar el desempeño en tiempo y en resolución espacial se pueden utilizar procesadores más potentes o un *cluster* de computadoras. Optimizando u obviando (en el caso de evoluciones a gran escala) la subrutina de detección y caracterización de depresiones se podría reducir también el tiempo de modelado.
- Una alternativa para contemplar la subsidencia flexural, el rebote isostático y la mecánica de la deformación es la de acoplar la plataforma de procesos superficiales a algún programa de modelado dinámico tridimensional de la deformación. El acople de estos modelos, además de estudiar la influencia de la tectónica sobre los procesos superficiales permitiría analizar el efecto de la erosión y sedimentación sobre la deformación. Estos tipos de modelos numéricos aún no han sido desarrollados a la escala de detalle que requiere el tipo de interacciones bajo estudio.
- En la versión actual, ERSEDE simula procesos fluviales exclusivamente, obviando los procesos de erosión y transporte glaciario y de remoción en masa. Estos últimos pueden ser importantes modeladores del paisaje en ambientes orogénicos como ha sido demostrado por varios autores (Hallet *et al.*, 1996; Densmore *et al.*, 1997; Hovius *et al.*, 1997; Braun *et al.*, 1999). Actualizar el programa con ecuaciones que incluyan estos tipos de procesos superficiales es necesario para asemejar aún más los modelos a la naturaleza.
- Otros aspectos de la sedimentación que podrían simularse son la granulometría y la procedencia. Algunos modelos publicados incluyen la granulometría entre sus resultados (Clevis *et al.*, 2003).

5.3. Interacciones entre erosión, sedimentación y tectónica en un pliegue de crecimiento pedemontano

Teniendo en cuenta las ventajas y limitaciones detalladas anteriormente, la metodología desarrollada durante esta tesis permite modelar de manera muy realista las interacciones entre erosión, sedimentación y tectónica en un pliegue de crecimiento pedemontano. Se resumen a continuación en primera instancia las conclusiones del análisis de los resultados experimentales acerca de la dinámica de estas interacciones. Posteriormente, se detalla el estudio de algunos marcadores estratigráficos (estratos de crecimiento) y se resumen los principales resultados obtenidos sobre su formación, su evolución y la forma en que registran la deformación.

- Los resultados de la simulación numérica presentada en el Capítulo 4 ponen de manifiesto en primer lugar que la evolución morfológica de un piedemonte es el resultado de intensas interacciones entre la tectónica, la erosión y la sedimentación que modelan permanentemente la topografía. En el modelo la actividad tectónica es forzada y pulsatoria a intervalos de tiempo regulares. La tasa de acortamiento es variable sobre el plano de falla siendo máxima en el extremo norte y disminuyendo en forma lineal hasta cero en el extremo sur, por otra parte la deformación se propaga en esta última dirección a una tasa constante, ampliando la región de levantamiento.
- El control principal sobre la evolución del paisaje es ejercido por los procesos de erosión y sedimentación fluvial dada la alta erodabilidad establecida para el sustrato rocoso. Los cambios en la capacidad de erosión y transporte a lo largo de la grilla quedan establecidos en primer lugar por el nivel de base local, la pendiente del terreno y el área de drenaje. Como la mayor parte de la grilla no experimenta levantamiento, la modificación del relieve está dada por la tendencia a alcanzar el perfil de equilibrio de los ríos establecido por la ecuación de poder de la corriente (*stream power*).
- Dado que la tasa de levantamiento tectónico no alcanza a superar las tasas de los procesos superficiales, el crecimiento del pliegue no genera relieve ni

incrementa las pendientes. La influencia del crecimiento de la estructura sobre la red de drenaje se hace notoria hacia los 2800 pasos cuando el sustrato comienza a ser exhumado nuevamente.

- A pesar de la alta erodabilidad impuesta al sustrato, la tasa de denudación acumulada a nivel regional (0,2 mm/año) es relativamente baja en comparación con los valores de tasas de erosión promedio obtenidas por Milliman y Syvitski (1992) a partir de datos de largo plazo. En cambio, la tasa de denudación inicial de 0,5 mm/año se aproxima más a los valores promedio. Teniendo en cuenta que la mayor parte del relieve modelado se encuentra en relajación (sin levantamiento tectónico), la reducción regional de la tasa de denudación indica la amortiguación en tiempo de los procesos superficiales controlada dada la calma tectónica. Si las cadenas montañosas experimentaran en conjunto un levantamiento similar a la tasa de denudación inicial, esta se mantendría en equilibrio durante todo el experimento, ajustando mejor con los valores promedio.
- Los cambios en la dirección de los ríos observables durante la evolución de la red de drenaje (Figuras 4.6 y 4.7; Animación 4.1) son más comunes en el sector controlado por sedimentación activa. Estos cambios de rumbo de los cursos fluviales reflejan procesos de avulsión de los mismos por eventos de sedimentación brusca al alcanzar la bajada pedemontana. Este proceso es totalmente autocíclico y no está influenciado por el clima (tasa de precipitaciones constante) ni por la tectónica (local).
- En la región comprendida entre las cabeceras de las cuencas de drenaje y la zona de sedimentación en el valle, donde predominan la erosión y el transporte de sedimentos, se formó una superficie de erosión o pedimento sobre el sustrato rocoso. En las simulaciones pudo comprobarse que durante los primeros 800 pasos se desarrollaron simultáneamente dos niveles de pedimentos, uno elevado y de alta inclinación y otro más somero y de baja inclinación. Posteriormente la superficie de altura fue retrabajada y solamente se preservó la segunda. La inclinación de dicha superficie resultó de entre 1° y

2° hacia el sureste. La formaci3n coetánea de dos niveles de pedimentos est3 relacionada con la altura de los niveles de base para la erosi3n impuestos por la sedimentaci3n, dado que durante los primeros 800 pasos se desarrollaron sectores de acumulaci3n sedimentaria en la parte alta de las principales cuencas de drenaje, éstas controlaron, durante su existencia, el desarrollo del nivel alto de pedimentaci3n. El desarrollo autocíclico de pedimentos de altura utilizando ERSEDE comprueba en parte la tesis de Babault *et al.* (2005) acerca del origen de estas superficies de erosi3n.

- Las superficies de erosi3n se forman diacr3nicamente, nucleándose al principio en los bordes de los niveles de base locales y propagándose hacia las cabeceras posteriormente, pudiendo ser eliminadas por erosi3n autocíclica (caso superficie de altura).
- Otro elemento destacable a nivel morfol3gico es la bajada pedemontana desarrollada inmediatamente a continuaci3n de la superficie de pedimentaci3n, en la zona donde predomina la sedimentaci3n. Este elemento constructivo posee una forma y pendiente similar al del pedimento.
- Del análisis de la geometŕa de los estratos de crecimiento se pueden remarcar algunos resultados interesantes. Analizando el estado final (3000 pasos), que podŕa ser un caso observable en la naturaleza, y sin tener los controles de edad con los que se cuenta en el modelo, se podŕa interpretar que la estructura creci3 al principio a una velocidad muy baja (*onlap* de sedimentos) y que luego se increment3 la tasa de acortamiento representado por el *toplap* de las capas superiores. Por el contrario, dado que la tasa de acortamiento y el intervalo de recurrencia aplicados en el modelo son constantes, la geometŕa de la sedimentaci3n sintect3nica observada expresa variaciones locales en las tasas de sedimentaci3n y/o erosi3n.
- De la comparaci3n de los estratos de crecimiento obtenidos con ERSEDE y las simulaciones realizadas con otros modelos cinemáticos se puede concluir que estos últimos no pueden reproducir las geometŕas complejas (acuñamientos,

erosiones locales, etc.) observadas en la evolución presentada. En los modelos cinemáticos existentes la erosión es forzada y no tiene en cuenta diferencias en las erodabilidades de las unidades (sustrato vs. sedimentos).

5.4. Perspectivas

La metodología desarrollada durante esta tesis es una herramienta importante para la modelización de la dinámica de los relieves. Los objetivos propuestos al inicio se han logrado (modelado simultáneo de procesos de erosión y sedimentación fluvial y de deformación neotectónica). Este trabajo pone a disposición una nueva plataforma de modelado que puede ser útil para estudiar la dinámica de las interacciones entre la tectónica, la erosión y la sedimentación y más generalmente para la evolución de la superficie de la Tierra.

Durante esta tesis, se realizó una simulación para estudiar algunos aspectos de estas aplicaciones y se utilizaron una parte de los datos disponibles. En particular, se puso énfasis en analizar las interacciones entre erosión, sedimentación y tectónica en un pliegue de crecimiento pedemontano. Este análisis permitió señalar la complejidad intrínseca de la geometría de los estratos de crecimiento a pesar de tratarse de una estructura con intervalo de recurrencia y tasa de levantamiento constantes. También se pudo estudiar la formación y evolución de morfoestructuras regionales tales como superficies de erosión (pedimentos) y bajadas pedemontanas. Por otra parte, la alta tasa de sedimentación dominante en la zona del pliegue de crecimiento favoreció su rápido sepultamiento evitando la formación de un relieve local, indicando que en ciertos sectores de la naturaleza con características geológicas similares se podrían encontrar estructuras activas sepultadas debajo de sedimentos recientes aparentemente no deformados.

Como se planteó algunas líneas arriba, la plataforma de modelado desarrollada es mejorable. Esas mejoras apuntan a generar modelos que se acerquen más a los procesos físicos involucrados en la erosión, transporte y sedimentación de materiales, así como que simulen la dinámica de la deformación, más que la cinemática. Si el objetivo es mejorar la resolución espacial de los modelos se deberá contar con procesadores más veloces o un *cluster* de computadoras.

Mucho trabajo a futuro queda por realizar. Por ejemplo, realizar simulaciones sistemáticas para estudiar la influencia de la variación en las precipitaciones, erodabilidades, tasas de levantamiento, intervalos de recurrencia, etc., sobre la

evolución del paisaje. Este trabajo de tesis promueve asimismo un estudio de campo más detallado (estratos de crecimiento) y la observación de las relaciones finas entre morfoestructuras regionales (superficies de erosión y depósitos aluviales). Por otra parte, para reconstruir con precisión la evolución del paisaje de un sector pedemontano, es necesario obtener dataciones de morfoestructuras (terrazas, pedimentos) y marcadores estratigráficos (estratos de crecimiento) para poder constreñir temporalmente la formación de cada uno de esos elementos.

En conclusión, durante esta tesis se desarrolló y evaluó una nueva plataforma de modelado numérico que permite estudiar interacciones entre procesos superficiales y tectónicos. Esta herramienta promete ser útil en varios ámbitos de aplicación para distintas disciplinas geológicas (geomorfología, tectónica, sedimentología, estratigrafía). La retroalimentación entre las observaciones de campo y los modelos generará una mejor interpretación de la dinámica del paisaje.

Agradecimientos

Gracias Ernesto por haberme dirigido y aconsejado durante estos largos seis ańos. Te agradezco por haberme mostrado el camino de la investigaci3n, por contagiarme la pasi3n por los modelos y por estar siempre dispuesto para una charla.

Muito obrigado a minha garotinha, agora minha mulher!, Gabi, pelo acompanhamento nas ultimas etapas da escritura, nos bons e maus momentos. Obrigado pela tua sinceridade no amor. Voc3 me deu a energia e a for3a que eu j3 n3o tinha para acabar a tesis. Eu te amo!

Nunca va a ser suficiente agradecerle a vos, M3, por todo el apoyo incondicional que me demostr3s siempre en cada proyecto o decisi3n que tomo. Gracias por enseńarme cuales son las cosas importantes en la vida.

A mi hermano Rub3n por ayudarme a crecer en esos momentos difciles que todos tenemos, por estar siempre. Espero poder ayudar para que a Maxi le guste tanto la naturaleza como a m3.

A Cecilia por haberme acompańado en todo durante los primeros ańos de la tesis, por apoyarme siempre y por ser una persona maravillosa.

Amigos, compańeros de laboratorio, Ceci, Dani y Flor, que puedo decirles... sin el apoyo de ustedes no hubiera llegado ni a la esquina. Ceci, gracias al bendito “y...hay que probar” llegu3 hasta ac3. Dani, te agradezco especialmente esas charlas, cerveza o mate de por medio, durante las que nos ahog3bamos en vasos de agua y compart3bamos nuestras angustias y alegr3as. Flor, amiga, gracias por esas campańas en el Atuel, fueron el cable a tierra necesario para seguir sentado adelante de la computadora.

Amigos, compas de facu, Eze, Daniel, Diega, Diegote, Germ3n, Mat3as, Ceci, Carla, Laura, Mariano, gracias por la magia que se le puede poner al 3mbito acad3mico, gracias por todo. A Mat3as Ghiglione un agradecimiento especial por ponerme pilas en momentos de decadencia.

Gracias a Ezequiel, Diego Iaffa, Sergio Zlotnik, Marco Canale, Julien Babault, Loli y Pilar por alojarme en sus respectivas casas durante diferentes viajes al exterior y por los muy buenos momentos compartidos. Sin la ayuda de ustedes hubiera sido imposible conocer muchos lugares y personas.

Quedo muy agradecido con Daniel Garcia-Castellanos por recibirme en el Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera de Barcelona durante un mes y capacitarme en diversos aspectos del modelado numérico.

A Laura Giambiagi por tenerme siempre en cuenta para sus campañas a la cordillera y para todos los proyectos que se le ocurren. Gracias también a Santiago por todos los asados en Mendoza.

Gracias a todos los geólogos y geofísicos con los que discutí varias temáticas de la geología y de la vida. Especialmente me gustaría agradecer a Sebastien Carretier, Marcelo Farías y Julien Babault por las sus ideas, consejos y buena onda.

Amigos y amigas de la vida, ustedes ya saben quienes son, gracias por estar siempre ahí cuando los necesito y por ser incondicionales en todo momento.

Este trabajo ha sido realizado con fondos de los proyectos PICT 7-38295 (Investigador responsable: Dr. Ernesto Cristallini) subsidiado por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica.

Mi más sincero agradecimiento a la Universidad de Buenos Aires, por haberme brindado una muy buena educación pública y gratuita. El esfuerzo valió la pena.

Gracias a los jurados de esta tesis, Dr. Pablo Jacovkis, Dr. José M. Cortés y Dra. Laura Giambiagi, por los comentarios y correcciones que fueron fundamentales para la mejora de la versión final del manuscrito.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aalto, R., Dunne T., Guyot, J.L., 2006. Geomorphic controls on Andean denudation rates. *Journal of Geology*, 114: 85-99.
- Ahnert, F., 1970. Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large midlatitude drainage basins. *American Journal of Science*, 268: 243-263.
- Aitken, M.J., 1985. *Thermoluminescence Dating*. Academic Press, London, 359 pp.
- Aitken, M.J., 1994. Optical dating: A non-specialist review. *Quaternary Science Reviews*, 13: 503-508.
- Aitken, M.J., 1998. *An introduction to optical dating: the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence*. Oxford University Press, Londres.
- Allmendinger, R.W., 1998. Inverse and forward numerical modeling of trishear fault propagation folds. *Tectonics*, 17(4): 640-656.
- Amos, C.B. y Burbank, D., 2007. Channel width response to differential uplift. *Journal of Geophysical Research*, 112: F02010, doi:02010.01029/02006JF000672.
- Anders, A.M., Roe, G.H., Durran, G.H., Montgomery, D.R., Hallet, B., 2004. Precipitation and the form of mountain ranges. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85: 498-499.
- Araujo, M., Tello, G., Ṕrez, A., Ṕrez, I., Puigdomenech, C., 1999. Shallow seismicity in the north-western part of Argentina and its relation with tectonics. IV International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts, 47-51, IRD, Paris.
- Ashmore, P.E., 1982. Laboratory modelling of gravel braided stream morphology. *Earth Surface Processes Landforms*, 7: 201-225.
- Avouac, J. P., 2003. Mountain building, erosion and the seismic cycle in the Nepal Himalaya. *Advances In Geophysics*, 46: 1-80.
- Avouac, J.P. y Peltzer, G., 1993. Active tectonics in southern Xinjiang, China : Analysis of terrace rise and normal fault scarp degradation along the Hotan-Qira Fault system. *Journal of Geophysical Research*, 98: 21773-21807.
- Avouac, J.P. y Burov, E.G., 1996. Erosion as a driving mechanism of intracontinental growth. *Journal of Geophysical Research*, 101(8): 17747-17769.
- Avouac, J.P., Tapponnier, P., Bai, M., You, H., Wang, G., 1993. Active thrusting and folding along the northeastern Tien Shan and late Cenozoic rotation of Tarim with respect to Dzungaria and Kazakhstan. *Journal of Geophysical Research*, 98: 6755-6804.
- Babault, J., Van Den Driessche, J., Bonnet, S., Castellort, S., Crave, A., 2005. Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain, *Tectonics*, 24, TC2010, doi:10.1029/2004TC001697.
- Baker, S.E., Gosse, J.C., McDonald, E.V., Evenson, E.B., Mart́nez, O., 2009. Quaternary history of the piedmont reach of Ŕo Diamante, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 28: 54-73.
- Barr, T.D. y Dahlen, F.A., 1989. Brittle frictional mountain building 2. Thermal structure and heat budget. *Journal of Geophysical Research*, 94 (B4): 3923-3947.
- Barros, A.P. y Lettenmaier, D.P., 1994. Dynamic modeling of orographically induced precipitation. *Review of Geophysics*, 32(3): 265-284.
- Batt, G. y Braun, J., 1997. On the thermo-mechanical evolution of compressional orogens. *Geophysical Journal International*, 128: 364-382.

- Baudino, G., 1996. Hidrogeología del valle de Lerma. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta, 165 pp.
- Beaumont, C., 1981. Foreland basins. *Royal Astronomical Society Geophysical Journal*, 65: 291-329.
- Beaumont, C., Fullsack, P., Hamilton, J., 1992. Erosional control of active compressional orogens. En: K.R. McClay (ed.), *Thrust tectonics*. Chapman & Hall, London, 1-18.
- Beaumont, C., Kamp, P.J.J., Hamilton, J., Fullsack, P., 1996. The continental collision zone, South Island, New Zealand; Comparison of geodynamical models and observations. *Journal of Geophysical Research*, 101: 3333-3359.
- Beaumont, C., Jamieson, R.A., Nguyen, M.H., Lee, B., 2001. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, 414: 738-742.
- Beder, R. 1916. Estudios Geológicos e hidrológicos en los alrededores de Villa Dolores. Dirección Nacional de Minería Geología e Hidrológica, Boletín 14: 1-26.
- Beltramone, C.A., 2007. Las superficies de erosión en las Sierras Pampeanas de Córdoba: algunas consideraciones sobre su génesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(3): 478-482.
- Benedetti, L.C., Tapponier, P., Gaudemer, Y., Manighetti, I., Van der Woerd, J., 2003. Geomorphic evidence for an emergent active thrust along the edge of the Po Plain: The Broni-Stradella fault. *Journal of Geophysical Research*, 108(B5): 10.1029 / 2001JB001546.
- Berner, R.A., Lasaga, A.C., Garrels, R.M., 1983. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effects on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. *American Journal of Science*, 283: 641-683.
- Bishop, P., Hoey, T.B., Jansen, J.D., Artza, I.L., 2005. Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(6): 767-778.
- Blythe, A.E., Burbank, D.W., Carter, A., Schmidt, K., Putkonen, J., 2007. Plio-Quaternary exhumation history of the central Nepalese Himalaya: 1. Apatite and zircon fission track and apatite [U-Th]/He analyses. *Tectonics*, 26, TC3002, doi:10.1029/2006TC001990.
- Bonnet, S. y Crave, A., 2003. Landscape response to climate change: insights from experimental modeling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography. *Geology*, 31: 123-136.
- Bookhagen, B. y Burbank, D.W., 2006. Topography, relief, and TRMM-derived rainfall variations along the Himalaya: *Geophysical Research Letters*, 33: doi:10.1029/2006GL026037.
- Bookhagen, B., Thiede, R.C., Strecker, M., 2005. Abnormal monsoon years and their control on erosion and sediment flux in the high, arid NW Himalayas. *Earth and Planetary Science Letters*, 231: 131-146.
- Braun, J., Zwartz, D., Tomkin, J.H., 1999. A new surface processes model combining glacial and fluvial erosion. *Annals of Glaciology*, 28: 282-290.
- Brush, L.M. y Wolman, M.G., 1960. Knickpoint behaviour in noncohesive material: A laboratory study. *Bulletin of the Geological Society of America*, 71: 59-74.
- Bull, W.B., 1962. Relation of textural (CM) patterns to depositional environment of alluvial-fan deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 32: 211-216.

- Bull, W.B., 1964. Relation of alluvial fan size and slope to drainage basin size and lithology in western Fresno County, California. U.S. Geological Survey, Professional Paper 450-B: 51-53.
- Bull, W.B., 1977. The alluvial-fan environment. *Progress in Physical geography*, 1: 222-270.
- Bull, W.B., 1991. *Geomorphic responses to climatic change*. Oxford University Press, New York, 326 pp.
- Burbank, D., 1992. Causes for recent uplift deduced from deposited patterns in the Ganges basin, *Nature*, 357: 680-683.
- Burbank, D.W. y Vergés, J., 1994. Reconstruction of topography and related depositional systems during active thrusting. *Journal of Geophysical Research*, 99(B10): 20281-20297.
- Burbank, D.W. y Anderson, R.S., 2000. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science.
- Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E.J., Anderson, R.S., Brozovic, N., Reid, M.R., Duncan, C.C., 1996a. Bedrock incision, rock uplift, and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. *Nature*, 379: 505-510.
- Burbank, D.W., Meigs, A., Brozovic, N., 1996b. Interactions of growing folds and coeval depositional systems. *Basin Research*, 8: 199-223.
- Burbank, D.W., Blythe, A.E., Putkonen, J., Pratt-Sitaula, B., Gabet, E., Oskin, M., Barros, A., Ohja, T., 2003. Decoupling of erosion and precipitation in the Himalayas. *Nature*, 426: 652-655.
- Calvet, M., 1996. *Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne: les Pyrénées orientales*. BRGM, Orléans, France, 1177pp.
- Campy, M. y Macaire, J.J., 2003. *Géologie de la surface. Erosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux*. Dunod. 440 pp.
- Cattin, R. y Avouac, J.P., 2000. Modeling mountain building and the seismic cycle in the Himalaya of Nepal. *Journal of Geophysical Research*, 105: 13389-13407.
- Champagnac, J., Molnar, P., Anderson, R., Sue, C., Delacou, B., 2007. Quaternary erosion induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology* 35(3): 195-198.
- Chempel, B., van der Beek, P.A., Mugnier, J.L., Leturmy, P., 2002. Growth and lateral propagation of fault related folds in the Siwaliks of western Nepal: Rates, mechanisms and geomorphic signature. *Journal of Geophysical Research*, 107 (B6): 10.1029/2001JB000578.
- Chapple, W.M., 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. *Geological Society of America Bulletin*, 89: 1189-1198.
- Chorley, R.J., Schumm, S.A., Sugden, D.E., 1984. *Geomorphology*, London, Methuen, 605 pp.
- Clevis, Q., de Boer, P., Wachter, M., 2003. Numerical modelling of drainage basin evolution and three-dimensional alluvial fan stratigraphy. *Sedimentary Geology*, 163: 85-110.
- Clevis, Q., de Boer, P.L., Nijman, W., 2004. Differentiating the effect of episodic tectonism and eustatic sea-level fluctuations in foreland basins filled by alluvial fans and axial deltaic systems: insights from a three-dimensional stratigraphic forward model. *Sedimentology*, 51(4): 809-835.
- Costa, C.H., 2005. The seismogenic potential for large earthquakes at the southernmost Pampean flat-slab segment (Argentina) from a geologic perspective. 6° International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts, 190-193, Barcelona (España).

- Costa, C.H., Audemard, F.A., Bezerra, H.R., Lavenu, A., Machette, M.N., París, G., 2006. An overview of the main Quaternary deformation of South America. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61 (4): 461-479.
- Crave, A. y Davy, P., 1997. Scaling relationships of channel networks at continental scale: Examples from two large-magnitude watersheds in French Brittany. *Tectonophysics*, 269: 91-111.
- Crave, A., Lague, D., Davy, P., Kermarrec, J., Sokoutis, D., Bodet, L., Compagnon, R., 2000. Analogue modelling of relief dynamics. *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, 25(6-7): 549-553.
- Craddock, W.H., Burbank, D.W., Bookhagen, B., Gabet, E.J., 2007. Bedrock channel geometry along an orographic precipitation gradient in the upper Marsyandi River valley in central Nepal. *Journal of Geophysical Research, Earth Surface*, 112, F03007, doi:03010.01029/02006JF000589.
- Cristallini, E.O. y Allmendinger, R.W., 2001. Pseudo 3-D modeling of trishear fault-propagation folding. *Journal of Structural Geology*, 23(12): 1883-1899.
- Cristallini, E.O., 2009. *Pliegues 2D*, software para modelado cinemático de pliegues.
- Crosby, B.T. y Whipple, K.X., 2004. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology*, 82: 16-38.
- Culling, W.E.H., 1960. Analytical theory of erosion. *Journal of Geology*, 68: 336-344.
- Czirok, A., Somfai, E., Vicsek, T., 1993. Experimental evidence for self-affine roughening in a micromodel of geomorphological evolution. *Physical Review Letters*, 71(13): 2154-2157.
- Dadson, S.J., Hovius, N., Chen, H., Dade, B., Hsieh, M.L., Willett, S.D., Hu, J.C., Horng, M.J., Chen, M.C., Stark, C.P., Lague, D., Lin, J.C., 2003. Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature*: 426, 648-651.
- Dadson, S.J., Hovius, N., Chen, H., Dade, B., Lin, J.C., Hsu, M.L., Lin, C.W., Horng, M.J., Chen, T.C., Milliman, J., Stark, C.P., 2004. Earthquake-triggered increase in sediment delivery from an active mountain belt. *Geology*, 32(8): 733-736.
- Daéron, M., Avouac, J.P., Charreau, J., Dominguez, S., 2007. Modeling the shortening history of a fault-tip fold using structural and geomorphic records of deformation. *Journal of Geophysical Research*, 112, B03S13, doi: 10.1029/1006JB004460.
- Dahlen, F.A., 1984. Non Cohesive Critical Coulomb Wedges: An Exact Solution. *Journal of Geophysical Research*, 89(B12): 10125-10133.
- Dahlen, F.A. y Suppe, J., 1988. Mechanics, growth, and erosion of mountain belts. *Geological Society of America, Special Paper*, 218: 161-178.
- Dahlen, F.A. y Barr, T.D., 1989. Brittle Frictional Mountain Building, 1. Deformation and mechanical energy budget. *Journal of Geophysical Research*, 94: 3906-3922.
- Dahlstrom, C.A., 1969. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6: 743-757.
- Dahlstrom, C.A., 1990. Geometric constraints derived from the law of conservation of volume and applied to evolutionary models for detachment folding. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74: 336-344.
- Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research*, 88(B12): 1153-1172.

- Davis, W.M. 1922. Peneplains and the geographical cycle. *Geological Society of America, Bulletin*, 23: 587-598.
- de La Ruppelle, A., Thouret, J.C., Albino, F., Souriot, T., Sempere, T., Gunnell, Y., 2008. Incision and erosion of the deepest Andean canyons in southern Peru, based on ignimbrites, remote sensing, and DEM. 7th International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 281-284, Niza (Francia).
- DeCelles, P.G. y Giles, K.A., 1996. Foreland basin systems. *Basin Research*, 8: 105-123.
- DeCelles, P.G. y Cavazza, W., 1999. A comparison of fluvial megafans in the Cordilleran (upper Cretaceous) and modern Himalayan foreland basin systems. *Geological Society of America Bulletin*, 111: 1315-1334.
- Delcaillau, B., 2001. Geomorphic response to growing fault-related folds: example from the foothills of central Taiwan. *Geodinamica Acta* 14: 265-287.
- Delcaillau, B., 2004. Reliefs et tectonique ŕcente. *Nouveau Pŕcis de Ǵomorphologie*. Paris: Vuibert, 262 pp.
- Delcaillau, B., Deffontaines, B., Floissac, L., Angelier, J., Deramond, J., Souquet, P., Chu, H.T., Lee, J.F., 1998. Morphotectonic evidence from lateral propagation of an active frontal fold, Pakuashan anticline, foothills of Taiwan. *Geomorphology*, 24: 263-290.
- Delcaillau, B., Carozzab, J.M., Lavillea, E., 2006. Recent fold growth and drainage development: the Janauri and Chandigarh anticlines in the Siwalik foothills, northwest India. *Geomorphology*, 76: 241-256.
- Densmore, A.L., Anderson, R.S., McAdoo, B.G., Ellis, M.A., 1997. Hillslope evolution by bedrock landslides. *Science*, 275: 369-372.
- Dietrich, W.E. y Montgomery, D.R., 1998. Hillslopes, channels and landscape scale. En G. Sposito (ed.), *Scale Dependence and Scale Invariance in Hydrology*, Cambridge University Press, 30-60.
- Dietrich, W.E., Bellugi, D., Sklar, L.S., Stock, J.D., Heimsath, A.M., Roering, J.J., 2003. Geomorphic transport laws for predicting landscape form and dynamics. En R.M. Iverson y P. Wilcock (eds), *Prediction in Geomorphology*, Geophysical Monograph 135, American Geophysical Union, 103-132.
- Douglass, J.C. y Schmeeckle, M., 2007. Analogue modeling of transverse drainage mechanisms. *Geomorphology*, 84: 22-43.
- Duffait-Champel, B., 2004. Interactions entre tectonique et ́rosion ́ diff́erentes ́chelles spatiotemporelles en Himalaya: Apport de la mod́lisation nuḿrique. Tesis doctoral, Universidad de Grenoble 1, 288pp.
- Duvall, A., Kirby, E., Burbank, D., 2004. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California, *Journal of Geophysical Research*, 109: F03002, doi:10.1029/2003JF000086.
- Echavarría, L., Hernández, R., Allmendinger, R., Reynolds, J., 2003. Subandean thrust and fold belt of northwestern Argentina: Geometry and timing of the Andean evolution. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 87(6): 965-985.
- England, P.C. y Molnar, P., 1990. Surface uplift, uplift of rocks and exhumation of rock. *Geology*, 18(12): 1173-1177.
- Erslev, E.A., 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology*, 19(6): 617-620.
- Faill, R.T., 1973. Kink band folding. Valley and Ridge province, Pennsylvania. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 1289-1314.
- Fielding, E.J., 1996. Tibet uplift and erosion. *Tectonophysics*, 260: 55-84.

- Finnegan, N.J., Roe, G., Montgomery, D., Hallet, B., 2005. Controls on the channel width of rivers: implications for modelling fluvial incision of bedrock. *Geology*, 33: 229–232.
- Flemings, P.B. y Jordan, T.E., 1989. A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. *Journal of Geophysical Research*, 94(B4): 3851–3866.
- Flemings, P.B. y Jordan, T.E., 1990. Stratigraphic modeling of foreland basins: interpreting thrust deformation and lithosphere rheology. *Geology*, 18: 430–434.
- Flint, J.J., 1973. Experimental development of headward growth of channel networks. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 1087–1094.
- Flint, J.J., 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resources Research*, 10: 969–973.
- Fluteau, F., 2005. La dynamique terrestre et les modifications climatiques. *Comptes Rendus Géosciences*, 335: 157–174.
- Fluteau, F., Ramstein, G., Besse, J., Guiraud, R., Masse, J.P., 2007. Impacts of palaeogeography and sea level changes on Mid-Cretaceous climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 247: 357–381.
- Formento-Trigilio, M.L., Burbank, D.W., Nicol, A., Shulmeister, J., Rieser, U., 2003. River response to an active fold-and-thrust belt in a convergent margin setting, North Island, New Zealand. *Geomorphology*, 49: 125–152.
- Frankel, K.L., Pazzaglia, F.J., Vaughn, J.D., 2007. Knickpoint evolution in a vertically bedded substrate, upstream-dipping terraces, and Atlantic slope bedrock channels. *Geological Society of America Bulletin*, 119(3): 476–486.
- Gabet, E.J., Burbank, D.W., Putkonen, J.K., Pratt-Sitaula, B.A., Ojha, T., 2004a. Rainfall thresholds for landsliding in the Himalayas of Nepal. *Geomorphology*, 63 (3–4): 131–143.
- Gabet, E., Pratt-Sitaula, B., Burbank, D.W., 2004b. Climatic controls on hillslope angle and relief in the Himalayas. *Geology*, 32: 629–632.
- Gabet, E.J., Burbank, D.W., Pratt-Sitaula, B., Putkonen, J., Bookhagen, B., 2008. Modern erosion rates in the High Himalayas of Nepal. *Earth and Planetary Science Letters*, 267: 482–494.
- Gaillardet, J., Dupré, P., Louvat, P., Allégre, C.J., 1999. Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chemical Geology*, 159: 3–30.
- Galy, A. y France-Lanord, C., 2001. Higher erosion rates in the Himalaya. *Geochemical constraints on riverine fluxes. Geology*, 29(1): 23–26.
- García, V.H., 2004. Análisis estructural y neotectónico de las lomas Jaboncillo y del Peral, departamento de Tupungato, provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura (inédito), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 100 pp.
- García, V.H. y Cristallini, E.O., 2008. Numerical modeling of interplay between growth folds and fluvial-alluvial erosion-sedimentation processes. Application at the Mendoza Precordillera orogenic front (32°30'S). 7° International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts, 219–222, Niza (Francia).
- García, V.H., Cristallini, E.O., Cortés, J.M., Rodríguez, M.C., 2005. Structure and neotectonics of Jaboncillo and del Peral anticlines. New evidences of Pleistocene to ? Holocene deformation in the Andean piedmont. 6° International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts, 301–304, Barcelona (España).

- García, V.H., Guzmán, C., Yagupsky, D.L., Cristallini, E.O., Bechis, F., 2006. Control de la erosión fluvial sobre una faja de corrimientos en crecimiento. Resultados de modelos análogos. Serie D (10) de la Asociación Geológica Argentina, 62-69.
- García, V.H., Cristallini, E.O., Cortés, J.M. Structure and neotectonics of Jaboncillo and del Peral anticlines. (En preparación).
- García-Castellanos, D., Fernández, M., Torné, M., 1997. Numerical modeling of foreland basin formation: a program relating thrusting, flexure, sediment geometry and lithosphere rheology. *Computers & Geosciences*, 23(9): 993-1003.
- Gardner, T.W., 1983. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 664-672.
- Georgieff, S.M. y González Bonorino, G., 2005. Alluvial deposits and tectonic terraces, Pleistocene, Medeiros Hills, Argentina. 8th International Conference on Fluvial Sedimentology, Delft, the Netherlands.
- Godard, V., Cattin, R., Lavé, J., 2004. Numerical modeling of mountain building: interplay between erosion law and crustal rheology. *Geophysical Research Letters*, 31: doi:10.1029/2004GL021006.
- Godard, V., Lavé, J., Cattin, R., 2006. Numerical modelling of erosion processes in the Himalaya of Nepal: effects of spatial variations of rock strength and precipitation. En: S. J. H. Buiter, y G. Schreurs (eds.), *Analogue and numerical modelling of crustal-scale processes*, Geological Society of London, Special publication, 253: 341-358.
- Gohain, K. y Parkash, B., 1990. Morphology of the Kosi megafan. En: A.H. Rachocki y M. Church, (Eds.), *Alluvial Fans: A Field Approach*, 151-178. John Wiley & Sons, Chichester.
- González Bonorino, G. y Abascal, L. del, 2008. Drenaje y estructuración tectónica en el frente andino de Salta durante el Cuaternario. XVII Congreso Geológico Argentino, Actas, 1220-1221, San Salvador de Jujuy.
- Gonzalez Diaz, E. 1981. Geomorfología de la Provincia de San Luis. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis*, 8° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 193-236.
- Gosse, J.C. y Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20: 1475-1560.
- Graveleau, F., 2008. Interactions Tectonique, Erosion, Sédimentation dans les avant-pays de chaînes : Modélisation analogique et étude des piémonts de l'est du Tian Shan (Asie centrale). Tesis doctoral, Universidad de Montpellier 2, Francia, 487 pp.
- Gupta, S., 1997. Himalayan drainage patterns and the origin of fluvial megafans in the Ganges foreland basin. *Geology*, 25: 11-14.
- Hack, J.T., 1960. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science*, 258(A): 80-97.
- Hall, S.R., Farber, D.L., Audin, L., Finkel, R.C., 2008. The dynamic forearc of southern Peru. 7th International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 253-256, Niza (Francia).
- Hallet, B., Hunter, L., Bogen, J., 1996. Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: a review of field data and their implications. *Global and Planetary Change*, 12: 213-235.

- Hancock, G., y Willgoose, G., 2001. Use of a landscape simulator in the validation of the SIBERIA catchment evolution model: Declining equilibrium landforms. *Water Resources Research*, 37(7): 1981–1992.
- Hancock, G.S. y Anderson, R.S., 2002. Numerical modeling of fluvial terrace formation in response to oscillating climate. *Geological Society of America Bulletin*, 114 (9): 1131-1142.
- Hancock, G.S., Anderson, R.S., Whipple, K.X., 1998. Beyond power: Bedrock river incision process and form. En: E. Wohl y K. Tinkler, (eds.). *Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*, Geophysical Monograph 107, 35-60.
- Hancock, G.S., Anderson, R.S., Chadwick, O.A., Finkel, R.C., 1999. Dating fluvial terraces with ¹⁰Be and ²⁶Al profiles, Wind River, Wyoming. *Geomorphology*, 27: 41-60.
- Harbor, D., 1998. Dynamic equilibrium between an active uplift and the Sevier River, Utah. *Journal of Geology*, 106: 181–193.
- Hardy, S. y Ford, M., 1997. Numerical modeling of trishear fault propagation folding. *Tectonics*, 16(5): 841–854.
- Hardy, S., Duncan, C., Masek, J., Brown, D., 1998. Minimum work, fault activity and the growth of critical wedges in fold and thrust belts. *Basin Research*, 10(3): 365-373.
- Harvey, A.M., 1997. The role of alluvial fans in arid zone fluvial systems. En: Thomas, D.S.G., (Ed.), *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*. 2nd Ed., Wiley and Sons, 231-259.
- Hasbargen, L.E. y Paola, C., 2000 Landscape instability in an experimental drainage basin. *Geology*, 28: 1067-1070.
- Hayakawa, Y.S. y Matsukura, Y., 2005. Recession rates of waterfalls in Boso peninsula, Japan and a predictive equation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28(6): 675-684.
- Heitor Reis, A., 2006. Constructal view of scaling laws of river basins. *Geomorphology*, 78: 201-206.
- Heller, P.L., Angevine, C.L., Winslow, N.S., Paola, C., 1988. Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. *Geology*, 16: 501-504.
- Hermanns, R.L. y Schellenberger, A., 2007. Quaternary tephrochronology helps define conditioning factors and triggering mechanisms of rock avalanches in NW Argentina. *Quaternary International*, 178(1): 261-275.
- Hilley, G.E., Strecker, M.R., Ramos, V.A., 2004. Growth and erosion of fold-and-thrust belts, with an application to the Aconcagua Fold-and-Thrust Belt, Argentina. *Journal of Geophysical Research*, 109: doi:10.1029/2002JB002282.
- Hodges, K., Wobus, C., Ruhl, K., Schildgen, T., Whipple, K., 2004. Quaternary deformation, river steepening and heavy precipitation at the front of the Higher Himalayan ranges. *Earth and Planetary Science Letters*, 220(3-4): 379-389.
- Holland, W.N. y Pickup, G., 1976. Flume study of knickpoint development in stratified sediment. *Geological Society of America Bulletin*, 87: 76–82.
- Hooke, R.L., 1968. Discussion: model geology: prototype and laboratory streams. *Geological Society of America Bulletin*, 79: 391–394.
- Horton, B.K., 1999. Erosional control on the geometry and kinematics of thrust belt development in the central Andes. *Tectonics*, 18: 1292-1304.

- Horton, B.K. y DeCelles, P.G., 2001. Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: Implications for drainage network evolution in fold-thrust belts. *Basin Research*, 13(1): 43-63.
- Horton, R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*, 56: 275-370.
- Hovius, N., 1996. Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts. *Basin Research*, 8: 29-44.
- Hovius, N., Stark, C.P., Allen, P.A., 1997. Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping. *Geology*, 25: 231-234.
- Howard, A.D., 1980. Thresholds in river regimes. En: D.R. Coates y J.D. Vitek (eds), *Thresholds in Geomorphology*, Allen and Unwin, Winchester, Masss, 227-258.
- Howard, A.D., 1987. Modelling fluvial systems: rock, gravel and sand-bed channels. En: K. Richards (Ed.), *River Channels: Environment and Process*, Blackwell, Oxford, 69-94.
- Howard, A.D., 1994. A detachment limited model of drainage basin evolution. *Water Resources Research*, 30: 739-752.
- Howard, A.D., 1998. Long profile development of bedrock channels: Interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport. En: K. Tinkler y E.E. Whol, *River over rocks: Fluvial processes in bedrock channels*, AGU Monograph, 297-319.
- Howard, A.D. y Kerby, G., 1983. Channel changes in badlands. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 739-752.
- Howard, A.D., Dietrich, W.E., Seidl, M.A., 1994. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *Journal of Geophysical Research*, 99(B7): 13971-13986.
- Hubert-Ferrari, A., Suppe, J., Gonzalez-Mieres, R., Wang, X., 2007. Mechanisms of active folding of the landscape (southern Tian Shan, China). *Journal of Geophysical Research*, 112: B03S09, doi:10.1029/2006JB004362.
- Humphrey, N.F. y Konrad, S.K., 2000. River incision or diversion in response to bedrock uplift. *Geology*, 28(1): 43-46.
- 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 Siwalik Hills (Central Nepal). *Journal of Geophysical Research*, 104 (B6): 12779-12 796.
- Hutton, J., 1788. *Theory of the Earth; or an investigation of the Laws observable in the composition, dissolution, and restoration of land upon the globe*. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 1: 209-304.
- Ijjasz-Vasquez, E. y Bras, R.L., 1995. Scaling regimes of local slope versus contributing area in digital elevation models. *Geomorphology*, 12: 299-311.
- Jackson, J., Norris, R., Youngson, J., 1996. The structural development of active fault and fold systems in central Otago, New Zealand: evidence revealed by drainage patterns. *Journal of Structural Geology*, 18: 217-234.
- Jamieson, R.A. y Beaumont, C., 1988. Orogeny and metamorphism: a model for deformation and P-T-t paths with applications to the central and southern Appalachians. *Tectonics*, 7: 417-445.
- Jamison, J.W., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, 9: 207-219.

- Jin, D. y Schumm, S.A., 1987. A new technique for modelling river morphology. En: Gardner, V. (Ed.), *International Geomorphology. Proceedings of the First International Conference on Geomorphology*, John Wiley and Sons, Chichester, UK, pp. 681–690.
- Jolivet, M., Ritz, J., Vassallo, R., Larroque, C., Braucher, R., Todbileg, M., Chauvet, A., Sue, C., Arnaud, N., De Vicente, R., 2007. Mongolian summits: An uplifted, flat, old but still preserved erosion surface. *Geology*, 35(10): 871-874.
- Jones, S.J., 2004. Tectonic controls on drainage evolution and development of terminal alluvial fans, southern Pyrenees, Spain. *Terra Nova*, 16(3): 121-127.
- Jordan, T.E., 1981. Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 65: 2506-2520.
- Jorgensen, D.W., Harvey, M.D., Schumm, S.A., Flam, L.B., 1993. Morphology and dynamics of the Indus River: Implications for the Mohen Jo Daro Site. En Shroder, J.F., Jr. (Ed.), *Himalaya to the sea: Geology, Geomorphology and the Quaternary*. London, Routhledge, 288-326.
- Julien, P.Y., 1995. *Erosion and sedimentation*. Cambridge University Press, New York.
- Keller, E. A. y Pinter, N., 2002. *Active Tectonics: Earthquakes and Landscape*. Second Edition. Prentice-Hall.
- Knighton, A.D., 1987. River channel adjustment – the downstream dimension. En: K. Richards (Ed.), *River Channels: Environment and Process*, Blackwell, Oxford, 95–128.
- Konstantinovskaia, E. y Malavieille, J., 2005. Erosion and exhumation in accretionary orogens: Experimental and geological approaches, *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 6, Q02006, doi:10.1029/2004GC000794.
- Kooi, H., y Beaumont, C., 1996. Large-scale geomorphology: Classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model. *Journal of Geophysical Research*, 101(B2): 3361–3386.
- Koons, P.O., 1989. The topographic evolution of collisional mountain belts: a numerical look at the Southern Alps, New Zealand. *American Journal of Science*, 289: 1041-1069.
- Koons, P.O., 1994. Three-dimensional critical wedges: Tectonics and topography in oblique collisional orogens. *Journal of Geophysical Research*, 99(B6): 12301-12315.
- Kutzbach, J.E., Guetter, P.J., Ruddiman, W.F., Prell, W.L., 1989. The sensitivity of climate to late cenozoic uplift in southern Asia and the American west: Numerical experiments. *Journal of Geophysical Research*, 94(D15): 18393-18407.
- Lague, D. y Davy, P., 2003. Constraints on the long-term colluvial erosion law from the analysis of slope-area relationships at various tectonic uplift rates in the Siwaliks Hills (Nepal). *Journal of Geophysical Research*, 108 (B2), 2129, doi: 10.1029/2002JB001893.
- Lague, D., Davy, P., Crave, A., 2000. Estimating uplift rate and erodibility from the area-slope relationship: examples from Brittany and numerical modeling. *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, 25(6-7): 543-548.
- Lague, D., Crave, A., Davy, P., 2003. Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift. *Journal of Geophysical Research*, 108 (B1): doi: 10.1029/2002JB001785.
- Lavé, J., 1997. *Tectonique et érosion: l'apport de la dynamique fluviale à l'étude sismotectonique de l'Himalaya du Népal Central*. Tesis doctoral, Universidad de Paris 7, 358pp.

- Lavé, J. y Avouac, J.P., 2000. Active folding of fluvial terraces across the Siwalik Hills (Himalaya of central Nepal). *Journal of Geophysical Research*, 105 (B3): 5735-5770.
- Lavé, J. y Avouac, J.P., 2001. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of Central Nepal. *Journal of Geophysical Research*, 106(B11): 26561-26592.
- Leopold, L.B. y Maddock, T.M., 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. USGS Professional Paper, 252, 57 pp.
- Ludwig, W. y Probst, J.L., 1998. River sediment discharge to the oceans: present-day controls and global budgets. *American Journal of Science*, 298: 265–295.
- Malamud, B.D., Jordan, T.E., Alonso, R.A., Gallardo, E.F., Gonzalez, R.E., Kelley, S.A., 1996. Pleistocene Lake Lerma, Salta Province, NW Argentina. En: XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Asociación Geológica Argentina, Actas IV, pp. 103–114. Buenos Aires.
- Masek, J.G y Duncan, C.C., 1998. Minimum-work mountain building. *Journal of Geophysical Research*, 103(B1): 907-917.
- Masek, J.G., Isacks, B.L., Gubbels, T.L., Fielding, E.J., 1994. Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus. *Journal of Geophysical Research*, 99(B7): 13941-13956.
- McGregor, K.C., Anderson, R.S., Anderson, S.P., Waddington, E.D., 2000. Numerical simulations of longitudinal profile evolution of glacial valleys. *Geology*, 28(11): 1031-1034.
- Meunier, P., 2004. Dynamique des rivières en tresses. Tesis doctoral, Instituto de Física del Globo, París, 99 pp.
- Milliman, J.D. y Meade, R.H., 1983. World-wide delivery of river sediments to the oceans. *Journal of Geology*, 91: 1-21.
- Milliman, J.D. y Syvitski, J.P.M., 1992. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *Journal of Geology*, 1000: 525-544.
- Mingorance, F., 2006. Morfometría de la escarpa de falla histórica identificada al norte del cerro La Cal, zona de falla La Cal, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(4): 620-638.
- Mitra, S., 2003. A unified kinematic model for the evolution of detachment folds. *Journal of Structural Geology*, 25(10): 1659-1673.
- Mizutani, T., 1998. Laboratory experiment and digital simulation of multiple fillcut terrace formation. *Geomorphology*, 24: 353–361.
- Molnar, P., 2001. Climate change, flooding in arid environments, and erosion rates. *Geology*, 29: 1071-1074.
- Molnar, P., 2003. Nature, nurture and landscape. *Nature*, 426: 612-614.
- 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 Sciences*, 32: 67-89.
- Molnar, P. y England, P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature*, 346: 29-34.
- Molnar, P., Brown, E.T., Burchfiel, B.C., Qidong, D., Xianyue, F., Jun, L., Raisbeck, G.M., Jianbang, S., Zhangming, W., Yiou, F., Huichuan, Y., 1994. Quaternary climate change and the formation of river terraces across growing anticlines on the north flank of the Tien Shan, China. *Journal of Geology*, 102: 583-602.

- Mon, R., Monaldi, C.R., Salfity, J.A., 2005. Curved structures and interference fold patterns associated with lateral ramps in the Eastern Cordillera, Central Andes of Argentina. *Tectonophysics*, 399: 173–179.
- Monaldi, C.R., González, R.E., Salfity, J.A., 1996. Thrust fronts in the Lerma valley (Salta, Argentina) during the Piquete Formation deposition (Pliocene-Pleistocene). 3rd International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts, 447-450. St. Malo (Francia).
- Montgomery, D.R., 1994. Valley incision and the uplift of mountain peaks. *Journal of Geophysical Research*, 99(B7): 13913–13921.
- Montgomery, D.R., 2002. Valley formation by fluvial and glacial erosion. *Geology*, 30: 1047-1050.
- Montgomery, D.R. y Dietrich, W.E., 1992. Channel initiation and the problem of landscape scale. *Science*, 255: 826-830.
- Montgomery, D.R. y Foufoula-Georgiou, E., 1993. Channel network source representation using digital elevation models. *Water Resources Research*, 29(12): 3925–3934.
- Montgomery, D.R. y Gran, K.B. 2001. Downstream variations in the width of bedrock channels. *Water Resources Research*, 37: 1841-1846.
- Montgomery, D.R. y Brandon, M.T., 2002. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth and Planetary Science Letters*, 201: 481-489.
- Montgomery, D.R., Abbe, T.B., Buffington, J.M., Peterson, N.P., Schmidt, K.M., Stock, J.D., 1996. Distribution of bedrock and alluvial channels in forested mountain drainage basins. *Nature*, 381: 587-589.
- Montgomery, D.R., Balco, G., Willett, S.D., 2001. Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology*, 29(7): 579–582.
- Mueller, K. y Talling, P., 1997. Geomorphic evidence for tears faults accommodating lateral propagation of an active fault-bend fold, Wheeler Ridge, California. *Journal of Structural Geology*, 19(3–4): 397–411.
- Mugnier, J.L., Baby, P., Colleta, B., Vinou, P., Bale, P., Leturmy, P., 1997. Thrust geometry controlled by erosion and sedimentation: a view from analogue models. *Geology*, 25: 427-430.
- Nicol, A. y Campbell, J.K., 2001. The impact of episodic fault-related folding on late Holocene degradation terraces along Waipara River, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 44(1): 145-156
- Nord, G., 2006. Modélisation à base physique des processus de l'érosion hydrique à l'échelle de la parcelle. Tesis doctoral, Universidad de Grenoble 1, 354pp.
- Norris, R.J., Koons, P.O., Cooper, A.F., 1990. The obliquely-convergent plate boundary in the South Island of New Zealand. *Journal of Structural Geology*, 12: 715-725.
- Ori, G.G. y Friend, P.F., 1984. Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, 12: 475–478.
- Ouchi, S., 1985. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geological Society of America Bulletin*, 96: 504–515.
- Ouchi, S., 2004. Flume experiments on the horizontal stream offset by strike-slip faults. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29(2): 161-173.

- Pan, B., Burbank, D., Wang, Y., Wu, G., Li, J., Guan, Q., 2003. A 900 k.y. record of strath terrace formation during glacial-interglacial transitions in northwest China. *Geology*, 31(11): 957-960.
- Paola, C., Parker, G., Seal, R., Sinha, S.K., Southard, J.B., Wilcock, P.R., 1992. Downstream fining by selective deposition in a laboratory flume. *Science*, 258: 1757-1760.
- Pazzaglia, F.J., 2003. Landscape evolution models. En Gillespie, A. R., Porter, S. C., Atwater, B. F. (eds.), *The Quaternary Period in the United States*: Amsterdam, Elsevier, 247-274, doi:10.1016/S1571-0866(03)01012-1.
- Pazzaglia, F.J. y Gardner, T.W., 1993. Fluvial terraces of the lower Susquehanna River. *Geomorphology*, 8: 83-113.
- Pazzaglia, F.J. y Brandon, M.T., 2001. A fluvial record of long-term steady-state uplift and erosion across the Cascadia forearc high, western Washington State. *American Journal of Science*, 301(4-5): 385-43.
- Peizhen, Z., Molnar, P., Downs, W.R., 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.
- Pérez, D.J., 2001. Tectonic and unroofing history of Neogene Manantiales foreland basin deposits, Cordillera Frontal (32°30'S), San Juan Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(7): 693-705.
- Persson, K. S., Garcia-Castellanos, D., Sokoutis, D., 2004. River transport effects on compressional belts: First results from an integrated analogue-numerical model. *Journal of Geophysical Research*, 109 (B01409): doi: 10.1029/2002JB002274.
- Phillips, L.F., y Schumm, S.A., 1987. Effect of regional slope on drainage networks. *Geology*, 15: 813-816.
- Pinet, P. y Souriau, M., 1988. Continental erosion and large-scale relief. *Tectonics*, 7(3): 563-582.
- Pinter, N., Keller, E.A., West, R.B., 1994. Relative dating of terraces of the Owens River, northern California, and correlation with moraines of the Sierra Nevada. *Quaternary Research*, 42: 266-276.
- Poisson, B., 2002. Impact du climat et de la tectonique sur l'évolution géomorphologique d'un piémont: Exemple du piémont Nord du Tian Shan depuis la fin du Pléistocène. Tesis de doctorado, Universidad de París 11, 260 pp.
- Poisson, B. y Avouac, J.P., 2004. Holocene hydrological changes inferred from alluvial stream entrenchment in North Tian Shan (Northwestern China). *The Journal of Geology*, 112: 231-249.
- Polanski, J., 1963. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano, entre los ríos Diamante y Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 17(3-4) (1962): 127-349.
- Pratt, B., Burbank, D.W., Heimsath, A., Ojha, T., 2002. Impulsive alluviation during early Holocene strengthened monsoons, central Nepal Himalaya. *Geology*, 30: 911-914.
- Price, R.A., 1973. Large-scale gravitational flow of supracrustal rocks, southern Canadian Rockies. En: K. Scholten (ed.), *Gravity and tectonics*, Wiley and Sons, New York, 491-502.
- Probst, J. L., 1990. Géochimie et hydrologie de l'érosion continentale: mécanismes, bilan global actuel et fluctuations au cours des 500 derniers millions d'années. Tesis doctoral, Institut de Géologie, Strasbourg.

- Puigdefàbregas, C. y Souquet, P., 1986. Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 173-203.
- Pysklywec, R.N., 2006. Surface erosion control on the evolution of the deep lithosphere. *Geology*, 34(4): 225-228.
- Rassmuss, J. 1916. Rasgos geológicos generales de las Sierras Pampeanas. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 13 (serie B).
- Reiners, P.W. y Brandon, M.T., 2006. Using Thermochronology to Understand Orogenic Erosion. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 34: 419-466.
- Reiners, P.W., Ehlers, T.A., Mitchell, S.G., Montgomery, D.R., 2003. Coupled spatial variations in precipitation and long-term erosion rates across the Washington Cascades. *Nature*, 426: 645-647.
- Riba, O., 1976. Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sedimentary Geology*, 15: 213-233.
- Rich, J.L., 1934, Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky & Tennessee. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 118: 1584-1596.
- Rigon, R., Rodriguez Iturbe, I., Maritan, A., Giacometti, A., Tarboton, D., Rinaldo, A., 1996. On Hack's law. *Water Resources Research*, 32: 3367-3374.
- Riebe, C.S., Kirchner, J.W., Granger, D.E., Finkel, R.C., 2001. Minimal climatic control on erosion rates in the Sierra Nevada, California. *Geology*, 29: 447-450.
- Rimann, H. 1926. Estudio geológico de la Sierra Chica entre Ongamira y Dolores. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, 23: 129-202.
- Rodriguez-Iturbe, I. y Rinaldo, A., 1997. *Fractal river basins: chance and self-organization*. Cambridge University Press, 547 pp.
- Roe, G.H., 2005. Orographic precipitation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33: 645-671.
- Roering, J.J., Kirchner, J.W., Dietrich, W.E., 1999. Evidence for non-linear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology. *Water Resources Research*, 35: 853-870.
- Roering, J.J., Kirchner, J.W., Sklar, L.S., Dietrich, W.E., 2001. Hillslope evolution by nonlinear creep and landsliding: An experimental study. *Geology*, 29(2): 143-146.
- Rohais, S., 2007. *Architecture stratigraphique et flux sédimentaires sur la marge sud du golfe de Corinthe (Grèce): Analyse de terrain, modélisations expérimentales et numériques*. Tesis doctoral, Universidad de Rennes 1, 386 pp.
- Royden, L.H., 1993. The steady state thermal structure of eroding orogenic belts and accretionary prisms, *Journal of Geophysical Research*, 98(B3): 4487-4508.
- Rosenbloom, N.A. y Anderson, R.S., 1994. Evolution of the marine terraced landscape, Santa Cruz, California. *Journal of Geophysical Research*, 99: 14013-14030.
- Ruddiman, W.F., 1997. *Tectonic uplift and climate change*. Plenum Press, New York, 558 pp.
- Ruddiman, W.F. y Kutzbach, J.E., 1989. Forcing of late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in southern Asian and the American west. *Journal of Geophysical Research*, 94(D15): 18409-18427.
- Ruddiman, W.F., Prell, W.L., Raymo, M.E., 1989. Late Cenozoic uplift in southern Asia and the American west: rationale for general circulation modeling experiments. *Journal of Geophysical Research*, 94(D15): 18379-18391.

- Saito, K. y Oguchi, T., 2005. Slope of alluvial fans in humid regions of Japan, Taiwan and the Philippines. *Geomorphology*, 70: 147-162.
- Savage, H.M. y Cooke, M.L., 2003. Can flat-ramp-flat fault geometry be inferred from fold shape?: A comparison of kinematic and mechanical folds. *Journal of Structural Geology*, 25: 2023–2034.
- Schaller, M., von Blanckenburg, F., Hovius, N., Kubik, P.W., 2001. Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 188: 441-445.
- Schmidt, K.M. y Montgomery, D.R., 1995. Limits to Relief. *Science*, 270: 617-620.
- Schmieder, O. 1921 Apunte Geomorfológico sobre la Sierra Grande de Córdoba. *Boletín Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 25: 181-204.
- Schumm, S.A., Mosley, M.P., Weaver, W.E., 1987. *Experimental Fluvial Geomorphology*. John Wiley, New York.
- Seidl, M.A. y Dietrich, W.E., 1992. The problem of channel erosion into bedrock. En K.H. Schmidt y J. de Ploey (Eds), *Functional geomorphology: landform analysis and models*, Catena Supplement, 23: 101-124.
- Seidl, M.A., Dietrich, W.E., Kirchner, J.W., 1994. Longitudinal profile development into bedrock: an analysis of Hawaiian channels. *Journal of Geology*, 102(4): 457-474.
- Sheperd, R.G. y Schumm, S.A., 1974. Experimental study of river incision. *Geological Society of America Bulletin*, 85: 257–268.
- Shields, I.A., 1936. Anwendung der Ähnlichkeitmechanik und der Turbulenzforschung auf die Gescheibebewegung, *Mitt. Preuss Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau*, Heft 26. Berlin, Germany.
- Simoès, M., Avouac, J.P., Chen, Y.G., Singhvi, A., Wang, C.Y., Chan, Y.C., Jaiswal, M., Bernard, S., 2007a. Kinematic analysis of the Pakuashan fault-tip fold, West Central Taiwan: shortening rates and age of folding inception. *Journal of Geophysical Research*, 112, B03S14, doi: 10.1029/2005JB004198.
- Simoès, M., Avouac, J.P., Chen, Y.C., 2007b. Slip rates on the Chelungpu and Chushiang thrust faults inferred from a deformed strath terrace along the Dungpuna river, West Central Taiwan. *Journal of Geophysical Research*, 112, B03S10, doi: 10.1029/2005JB004200.
- Simpson, G.D.H., 2004a. Role of river incision in enhancing deformation. *Geology*, 32: 341-344.
- Simpson, G.D., 2004b. Dynamic interactions between erosion, deposition, and three-dimensional deformation in compressional fold belt settings. *Journal of Geophysical Research*, 109(f3): F03007.
- Simpson, G.D., 2004c. A dynamic model to investigate coupling between erosion, deposition, and three-dimensional (thin-plate) deformation. *Journal of Geophysical Research*, 109, F02006, doi: 10.1029/2003JF000078.
- Simpson, G.D.H, 2006. Modelling interactions between fold-thrust belt deformation, foreland flexure and surface mass transport. *Basin Research*, 18: 125-143.
- Sinclair, H.D., Coakley, B.J., Allen, P.A., Watts, A.B., 1991. Simulation of foreland basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion: an example from the central Alps, Switzerland. *Tectonics*, 10(3): 599-620.
- Sklar, L.S., y Dietrich, W.E., 1998. River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply. En Tinkler K.J. y Wohl E.E.

- (eds.) River over rocks: Fluvial processes in bedrock channels. AGU Monograph, 237-260.
- Sklar, L.S. y Dietrich, W.E., 2001. Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. *Geology*, 29(12): 1087-1090.
- Sklar, L.S. y Dietrich, W.E., 2004. A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bedload. *Water Resources Research*, 40: W06301, doi:10.1029/2003WR002496.
- Slingerland, R.L., Harbaugh, J.W., Furlong, K.P., 1993. *Simulating Clastic Sedimentary Basins*. Prentice-Hall, New York. 220 pp.
- Smith, C.E., 1998. Modeling high sinuosity meanders in a small flume. *Geomorphology*, 25: 19-30.
- Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., 2000. Landscape response to tectonic forcing: DEM elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino Triple Junction Region, Northern California. *Geological Society of America Bulletin*, 112(8): 1250-1263.
- Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., 2003. Channel response to tectonic forcing: analysis of stream morphology and hydrology in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geomorphology*, 53: 97-127.
- Stark, C.P., 2006. A self-regulating model of bedrock river channel geometry. *Geophysical Research Letters*, 33: L04402, doi:10.1029/2005GL023193.
- Stein, O.R. y LaTray, D.A., 2002. Experiments and modeling of head cut migration in stratified soils. *Water Resources Research*, 38(12): 1284, doi:10.1029 / 2001WR001166.
- Stern, T.A., Baxter, A.K., Barrett, P., 2005. Isostatic rebound due to glacial erosion within the Transantarctic Mountains, *Geology*, 33 (3): 221-224.
- Stock, J.D. y Montgomery, D.R., 1999. Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law. *Journal of Geophysical Research*, 104(B3): 4983-4993.
- Stock, J.D., Montgomery, D.R., Collins, B.D., Dietrich, W.E., Sklar, L., 2005. Field measurements of incision rates following bedrock exposure: Implications for process controls on the long profiles of valleys cut by rivers and debris flows. *Geological Society of America Bulletin*, 117(1): 174-194.
- Stockmal, G.S., 1983. Modeling of large scale accretionary wedge deformation. *Journal of Geophysical Research*, 88: 8271-8287.
- Strahler, A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *American Geophysical Union Transactions*, 38: 913-920.
- Strecker, M.R., Alonso, R.N., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G.E., Sobel, E.R., Trauth, M.H., 2007. Tectonics and climate of the Southern Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 35: 747-787.
- Summerfield, M.A. y Hulton, N.J., 1994. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 99(B7): 13871-13884.
- Sung, Q.C. y Chen, Y.C., 2004. Geomorphic evidence and kinematic model for the Quaternary transfer faulting of the Pakuashan Anticline, Central Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24: 389-404.
- Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, 283: 634-721.

- Suppe, J. y Medwedeff, D., 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 83: 409-454.
- Suppe, J., Chou, G.T., Hook, S.C., 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. En: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*, Chapman & Hall, London, 105-121.
- Talling, P.J., Stewart, M.D., Stark, C.P., Gupta, S., Vincent, S.J., 1997. Regular spacing of drainage outlets from linear fault blocks. *Basin Research*, 9: 275-302.
- Thiede, R., Bookhagen, B., Arrowsmith, R., Sobel, E., Strecker, M., 2004. Climatic control on areas of rapid exhumation along the Southern Himalayan Front. *Earth and Planetary Science Letters*, 222 (3-4): 791-806.
- Thiede, R.C., Arrowsmith, R., Bookhagen, B., McWilliams, M., Sobel, E., Strecker, M., 2005. Form tectonically to erosionally controlled development of the Himalayan Orogen. *Geology*, 33(8): 689-692.
- Thompson, D. y Wohl, E., 1998. Flume experimentation and simulation of bedrock channel processes. En: Tinkler, K.J. y Wohl, E.E. (Eds.), *Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*, Geophysical Monographs Service, 107, 279-296, AGU, Washington, D.C.
- Tomkin, J.H. y Braun, J., 1999. Simple models of drainage reorganisation on a tectonically active ridge system. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 42: 1-10.
- Toth, J., Kuszniir, N.J., Flint, S.S., 1996. A flexural isostatic model of lithospheric shortening and foreland basin formation: application to the Eastern Cordillera and Subandean belt of NW Argentina. *Tectonics*, 15(1): 213-223.
- Tucker, G.E. y Slingerland, R., 1996. Predicting sediment flux from fold and thrust belts. *Basin Research*, 8: 329-350.
- Tucker, G.E., Slingerland, R.L., 1997. Drainage basin response to climate change. *Water Resources Research*, 33(8): 2031-2047.
- Tucker, G.E. y Bras, R.L., 1998. Hillslope processes, drainage density and landscape morphology. *Water Resources Research*, 34: 2751-2764.
- Turcotte, D.L. y Schubert, G., 2002. *Geodynamics: application of continuum physics to geological problems*, Cambridge University Press, 528 pp.
- Van der Beek, P.A., Champel, B., Mugnier, J.L., 2002. Control of detachment dip on drainage development in regions of active fault propagation folding. *Geology*, 30: 471-474.
- Van der Woerd, J., Ryerson, F.J., Tapponnier, P., Meriaux, A.S., Gaudemer, Y., Meyer, B., Finkel, R.C., Caffee, M.W., Guoguang, Z., Zhiqin, X., 2000. Uniform slip-rate along the Kunlun fault: Implications for seismic behaviour and large-scale tectonics. *Geophysical Research Letters*, 27(16): 2353-2356.
- Van der Woerd, J., Xiwei, X., Haibing, L., Tapponnier, P., Meyer, B., Ryerson, F.J., Meriaux, A.S., Zhiqin, X., 2001. Rapid active thrusting along the northwestern range front of the Tanghe Nan Shan (western Gansu, China). *Journal of Geophysical Research*, 106(B12): 30475-30504.
- Vance, D., Bickle, M., Ivy-Ochs, S., Kubik, P., 2003. Erosion and exhumation in the Himalaya from cosmogenic isotope inventories of river sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 206: 273-288.
- Vannay, J.C., Grasemann, B., Rahn, M., Frank, W., Carter, A., Baudraz, V., Cosca, M., 2004. Miocene to Holocene exhumation of metamorphic crustal wedges in the Himalayan orogen: evidence for tectonic extrusion coupled to fluvial erosion. *Tectonics*, 23, TC1014, 10.1029/2002TC001429.

- Varnes, D.J., 1978. Slope movement types and processes. En: R.L. Schuster y R.J. Krizek (eds.), *Landslides: Analysis and Control*, TRB, National Research Council, Special Report 176: 11-33. Washington, D.C.
- Vassallo, R., Ritz, J.F., Braucher, R., Carretier, S., 2005. Dating faulted alluvial fans with cosmogenic ^{10}Be in Gobi-Altay (Mongolia): Climatic and tectonic implications. *Terra Nova*, 17: 278-285.
- Vassallo, R., 2006. *Chronologie et ́volution des reliefs dans la ŕgion Mongolie-Sib́rie: Approche morphotectonique et ǵochronologique*. Tesis doctoral, Universidad de Montpellier 2, 281pp.
- Vassallo, R., Ritz, J.F., Braucher, R., Jolivet, M., Carretier, S., Larroque, C., Chauvet, A., Sue, C., Todbileg, M., Bourles, D.L., Arzahnikova N., Arzahnikov, S., 2007. Transpressional tectonics and stream terraces of the Gobi-Altay, Mongolia. *Tectonics*, 26: TC5013, doi:10.1029/2006TC002081.
- Vergés, J., Burbank, D.W., Meigs, A., 1996. Unfolding: An inverse approach to fold kinematics. *Geology*, 24(2): 175-178.
- Vergés, J., Marzo, M., Muńoz, J.A., 2002. Growth strata in foreland settings. *Sedimentary Geology*, 146: 1-9.
- Vergés, J., Ramos, V.A., Meigs, A., Cristallini, E., Bettini, F.H., Cortés, J.M., 2007. Crustal wedging triggering recent deformation in the Andean thrust front between 31°S and 33°S: Sierras Pampeanas-Precordillera interaction. *Journal of Geophysical Research*, 112: B03S15, doi:10.1029/2006JB004287.
- Wegmann, K.W. y Pazzaglia, F.J., 2002. Holocene strath terraces, climate change, and active tectonics—The Clearwater River basin, Olympic Peninsula, Washington State. *Geological Society of America Bulletin*, 114(6): 731-744.
- Weissel, J.K. y Seidl, M.A., 1998. Inland propagation of erosional escarpments and river profile evolution across the southeastern Australian passive continental margin. En: K.J. Tinkler y E.E. Wohl (eds.), *Rivers over rock: Fluvial processes in bedrock channels*, AGU, Washington, D.C., 189-206.
- Weldon, R.J., 1986. The late Cenozoic geology of Cajon Pass; implications for tectonics and sedimentation along the San Andreas fault. Tesis doctoral, California Institute of Technology, Pasadena.
- Whipp, D.M., Ehlers, T.A., Blythe, A.E., Huntington, K.W., Hodges, K.V. , Burbank, D.W., 2007. Plio-Quaternary exhumation history of the central Nepalese Himalaya: 2. Thermokinematic and thermochronometer age prediction model. *Tectonics*, 26, TC3003, doi:3010.1029/2006TC001991.
- Whipple, K.X., 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32: 151-185.
- Whipple, K.X., 2009. The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. *Nature Geoscience*, 2: 97-104.
- Whipple, K.X. y Trayler, C.R., 1996. Tectonic control of fan size: the importance of spatially variable subsidence rate. *Basin Research*, 8: 351-366.
- Whipple, K.X. y Tucker, G.E., 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: implications for the height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research*, 104: 17661-17674.
- Whipple, K.X. y Tucker, G.E., 2002. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research*, 107(B2): 10.1029/2000JB000044.

- Whipple, K.X., Parker, G., Paola, C., Mohrig, D., 1998. Channel dynamics, sediment transport, and the slope of alluvial fans: Experimental study. *Journal of Geology*, 106: 677–693.
- Whipple, K.X., Hancock, G.S., Anderson, R.S., 2000. River incision into bedrock: mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. *Geological Society of America Bulletin* 112: 490-503.
- Whittaker, A.C., Cowie, P.A., Attal, M., Tucker, G.E., Roberts, G., 2007. Bedrock channel adjustment to tectonic forcing: Implications for predicting river incision rates. *Geology*, 35: 103-106
- Wickham, J., 1995. Fault displacement-gradient folds and the structure at Lost Hills, California (U.S.A.). *Journal of Structural Geology*, 17: 1293–1302.
- Wittmann, R., Kautzky, T., Hübler, A., Lüscher, E., 1991. A simple experiment for the examination of dendritic river systems. *Naturwissenschaften*, 78: 23–25.
- Willett, S.D., 1992. Dynamic and kinematic growth and change of a Coulomb wedge. En: K. McClay (ed.), *Thrust Tectonics*, 19-31.
- Willett, S.D., 1999. Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research*, 104(B12): 28957–28982.
- Willett, S.D., Beaumont, C., Fullsack, P., 1993. Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology*, 21(4): 371-374.
- Wobus, C.W., Hodges, K.V., Whipple, K.X., 2003. Has focused denudation sustained active thrusting at the Himalayan topographic front? *Geology*, 31: 861–864.
- Wobus, C.W., Heimsath, A.M., Whipple, K.X., Hodges, K.V., 2005. Active out-of-sequence thrust faulting in the central Nepalese Himalaya. *Nature*, 434: 1008-1011.
- Wohl, E., 1992. Bedrock benches and boulder bars: Floods in the Burdekin Gorge of Australia. *Geological Society of America Bulletin*, 104: 770-778.
- Wohl, E., 1993. Bedrock channel incision along Piccaninny Creek, Australia. *Journal of Geology*, 101: 749-761.
- Wolman, M.G., 1987. Sediment movement and knickpoint behaviour in a small piedmont drainage basin. *Geografiska Annaler, Physical Geography*, 69A: 5-14.
- Wood, L.J., Ethridge, F.G., Schumm, S.A., 1993. The effects of rate of baselevel fluctuation on coastal-plain, shelf and slope depositional systems: An experimental approach. *Special Publication International. Association of Sedimentologists*, 18: 43–53.
- Yalin, M.S., 1980. *Mechanics of sediment transport*. Pergamon Press, Oxford.
- Zaprowski, B.J., Evenson, E.B., Pazzaglia, F.J., Epstein, J.B., 2001. Knickzone propagation in the Black Hills: A different perspective on the late Cenozoic exhumation of the Laramide Rocky Mountains. *Geology*, 29(6): 547-550.
- Zeitler, P.K., Meltzer, A.S., Koons, P.O., Craw, D., Hallet, B., Chamberlain, C.P., Kidd, W., Park, S., Seeber, L., Bishop, M., Shroder, J.F., 2001. Erosion, Himalayan Geodynamics and the Geomorphology of Metamorphism. *Geology Today*, 11: 4-9.
- Zhisheng, A., Kutzbach, J.E., Prell, W.L., Porter, S.C., 2001. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya – Tibetan plateau since Late Miocene times. *Nature*, 411: 62-66.

Apéndices

Apéndice I: Deducción de unidades

$$[SP] = [(slope(x, y)^n)] * [((area(x, y) * ((precip(x, y)^h)^m))] = (l * (m^2 * m^h)^m)/año$$

$$[SP] = m^{(h+2)m}/año$$

$$[SP] = [U_{min}] = m^{(h+2)m}/año$$

$$[SP_{ej}] = m = [SP - U_{min}] * [K_e] = m^{(h+2)m}/año * [K_e] \text{---->}$$

$$[K_e] = m^{1-(h+2)m}/año$$

Apéndice II: Ejemplo detallado de funcionamiento de la subrutina de erosión-transporte-sedimentación en ERSEDE

Utilizando una parte de la grilla de la figura 3.5 a modo de ejemplo, se mostrará a continuación como se calcula en ERSEDE las cantidades de erosión-transporte-sedimentación para una cuenca de drenaje dentro de dicha grilla (Figura A.1). En la tabla A.1 se detallan las constantes utilizadas.

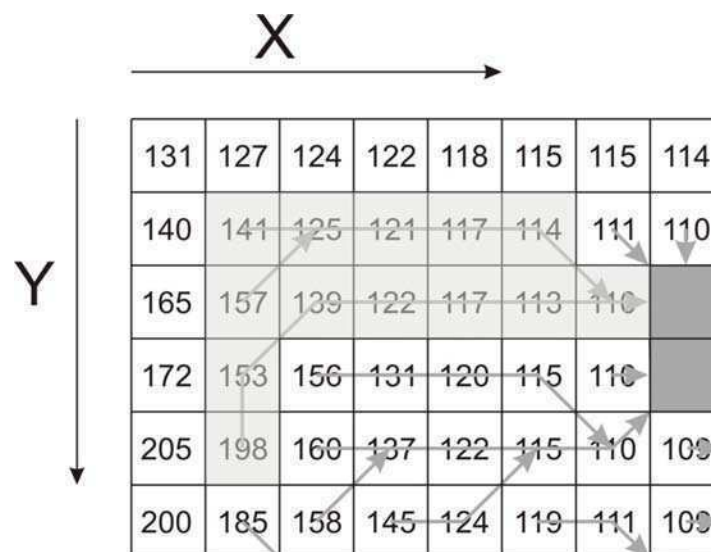


Figura A.1: Detalle de la figura 3.5 donde se muestra la cuenca de drenaje utilizada como ejemplo.

Constante	Valor	Unidades
n	0,66	-
m	0,33	-
h	0,65	-
K_e (sustrato)	8749,67	$10^{-7} m^{0,1255}$
K_{ea} (aluvio)	97218,57	$10^{-7} m^{0,1255}$
K_{et} (transporte)	194437,16	$10^{-7} m^{0,1255}$
U_{min}	0,51	$m^{0,8745}/año$
precipitaciones	1	$m/año$
tiempo x paso	50	años
resolución espacial	200	$m/pixel$

Tabla A.1: Constantes utilizadas para ejemplificar la subrutina de erosión-transporte-sedimentación.

El K_e del sustrato se utiliza cuando en las celdas analizadas “aflora” el sustrato “rocoso”, mientras que el K_{ea} de aluvio entra en juego cuando existe cobertura aluvial. El K_{et} de transporte se aplica, en tanto, para evaluar la capacidad de transporte de la carga de sedimentos.

A continuación se detallan los cálculos que realiza el sistema para determinar erosión-transporte-sedimentación en cada punto de la cuenca. Se describirán 2 ciclos completos de cómputos que equivalen en la naturaleza a 100 años.

Primer ciclo (50 años)

El sustrato inicial de la grilla presenta una erodabilidad homogénea igual a $K_e = 8749,67 \cdot 10^{-7} m^{0,1255}$, dado que ninguna de las celdas poseen sedimentos provenientes de etapas previas de erosión.

1) Orden 1; celda (2, 2)

$$topo(2, 2) = 141 \text{ m}$$

$$slope(2, 2) = 0,080$$

$$area(2, 2) = 40000 \text{ m}^2$$

$$Q_s(2, 2) = 0 \text{ m}$$

$$SP = (slope(x, y)^n) * ((area(x, y) * (precip(x, y)^h)^m) * tiempo$$

$$SP = ((0,08^{0,66}) * ((40000 \text{ m}^2 * 1 \text{ m}^{0,65}/año)^{0,33}) * 50 \text{ años}$$

$$SP = 311,66 \text{ m}^{0,8745}$$

$$SP_{ef} = (SP - U_{min}) * K_e$$

$$SP_{ef} = (311,66 m^{0,8745} - 128,57m^{0,8745}) * 8749,67 * 10^{-7}m^{0,1255}$$

$$SP_{ef} = 0,160 m$$

Actualizar topografía, cantidad de erosión y carga de sedimentos:

$$topo(2, 2) = topo(2, 2) - SP_{ef}$$

$$topo(2, 2) = 141 m - 0,160 m$$

$$\mathbf{topo(2, 2) = 140,84 m}$$

$$erosión(2, 2) = erosión(2, 2) + SP_{ef}$$

$$erosión(2, 2) = 0 m + 0,160 m$$

$$\mathbf{erosión(2, 2) = 0,160 m}$$

$$Q_s(3, 2) = SP_{ef}$$

$$\mathbf{Q_s(3, 2) = 0,160 m}$$

Como se desprende de los cálculos, en la primera celda analizada por el programa (2, 2), el poder de la corriente es mayor al umbral U_{min} y al ser la primera celda de un recorrido no posee carga de sedimentos Q_s . Por lo tanto, la diferencia entre el poder de la corriente y el umbral será igual a la capacidad de erosión del río Q_e en ese punto. Al mismo tiempo esa cantidad de material retirada de la celda (2, 2) es transportada por el río hacia el punto siguiente en el recorrido del mismo (3, 2), pasando a formar parte de la carga de sedimentos Q_s de esa celda. Al ser la celda (3, 2) un orden mayor a la (2, 2) el proceso se interrumpe y se busca una nueva celda de orden 1.

2) Orden 1; celda (2, 3)

$$\mathbf{topo(2, 3) = 157 m}$$

$$slope(2,3) = 0,113$$

$$area(2, 3) = 40000 m^2$$

$$Q_s(2, 3) = 0 m$$

$$SP = (slope(x, y)^n) * ((area(x, y) * (precip(x, y)^h)^m) * tiempo$$

$$SP = ((0,113^{0,66}) * ((40000 m^2 * 1 m^{0,65}/año)^{0,33}) * 50 años$$

$$SP = 393,73 m^{0,8745}$$

$$SP_{ef} = (SP - U_{min}) * K_e$$

$$SP_{ef} = (393,73 m^{0,8745} - 128,576 m^{0,8745}) * 8749,67 * 10^{-7} m^{0,1255}$$

$$SP_{ef} = 0,232 m$$

Actualizar topografía, cantidad de erosión y carga de sedimentos:

$$topo(2, 3) = topo(2, 3) - SP_{ef}$$

$$topo(2, 3) = 157 m - 0,232 m$$

$$**topo(2, 3) = 156,768 m**$$

$$erosión(2, 3) = erosión(2, 3) + SP_{ef}$$

$$erosión(2, 3) = 0 m + 0,232 m$$

$$**erosión(2, 3) = 0,232 m**$$

$$Q_s(3, 2) = Q_s(3, 2) + SP_{ef}$$

$$Q_s(3, 2) = 0,160 m + 0,232 m$$

$$**Q_s(3, 2) = 0,392 m**$$

Para la celda (2, 3) nuevamente el poder de la corriente es mayor al umbral U_{min} y al ser la primera celda de un recorrido no posee carga de sedimentos Q_s . Por lo tanto, ocurre lo mismo que en la celda (2, 2), sumando a la carga de sedimentos de la celda (3, 2) la cantidad de material erosionado.

3) Orden 1; celda (2, 5)

$$**topo(2, 5) = 198 m**$$

$$slope(2, 5) = 0,225$$

$$area(2, 5) = 40000 m^2$$

$$Q_s(2, 5) = 0 m$$

$$SP = (slope(x, y)^n) * ((area(x, y) * (precip(x, y)^h)^m) * tiempo$$

$$SP = ((0,225^{0,66}) * ((40000 m^2 * 1 m^{0,65}/año)^{0,33}) * 50 años$$

$$SP = 621,23 m^{0,8745}$$

$$SP_{ef} = (SP - U_{min}) * K_e$$

$$SP_{ef} = (621,23 m^{0,8745} - 128,576 m^{0,8745}) * 8749,67 * 10^{-7} m^{0,1255}$$

$$SP_{ef} = 0,431 m$$

Actualizar topografía, cantidad de erosión y carga de sedimentos:

$$topo(2, 5) = topo(2, 5) - SP_{ef}$$

$$topo(2, 5) = 198 m - 0,431 m$$

$$**topo(2, 5) = 197,569 m**$$

$$erosión(2, 5) = erosión(2, 5) + SP_{ef}$$

$$erosión(2, 5) = 0 m + 0,431 m$$

$$**erosión(2, 5) = 0,431 m**$$

$$Q_s(2, 4) = Q_s(2, 4) + SP_{ef}$$

$$Q_s(2, 4) = 0 m + 0,431 m$$

$$**Q_s(2, 4) = 0,431 m**$$

En la celda (2, 5) nace un nuevo curso fluvial, por lo tanto la Q_s inicial es cero. Como puede observarse el poder de la corriente supera ampliamente al umbral mínimo para la erosión, y dado que no posee sedimentos para transportar toda la energía efectiva (SP_{ef}) puede ser utilizada para erosionar el sustrato. Asimismo, el material erosionado es transportado hacia la celda siguiente (2, 4).

4) Orden 1; celda (2, 4)

$$**topo(2, 4) = 153 m**$$

$$slope(2, 4) = 0,049$$

$$area(2, 4) = 80000 m^2$$

$$Q_s(2, 4) = 0,431 m$$

$$SP = (slope(x, y)^n) * ((area(x, y) * (precip(x, y)^h)^m) * tiempo$$

$$SP = ((0,049^{0,66}) * ((80000 m^2 * 1 m^{0,65}/año)^{0,33}) * 50 años$$

$$SP = 279,26 m^{0,8745}$$

Dado que esta celda presenta carga de sedimentos ($Q_s(2, 4) = 0,431 \text{ m}$), entonces se debe evaluar la capacidad que tiene el ŕo de transportar su carga (SP_{eft}) utilizando para el ćculo del poder efectivo de la corriente la K_{et} .

$$SP_{eft} = (SP - U_{min}) * K_{et}$$

$$SP_{eft} = (279,26 \text{ m}^{0,8745} - 128,576 \text{ m}^{0,8745}) * 194437,16 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255}$$

$$SP_{eft} = 2,930 \text{ m}$$

Como vemos el poder de transporte supera ampliamente la carga de sedimentos, por lo tanto, ese material es derivado hacia la siguiente celda.

$$Q_s(3, 3) = Q_s(3, 3) + Q_s(2, 4)$$

$$Q_s(3, 3) = 0 \text{ m} + 0,431 \text{ m}$$

$$Q_s(3, 3) = 0,431 \text{ m}$$

Ahora, una vez removida la carga de sedimentos, se debe recalculr el poder efectivo de erosión (SP_{ef}) de la corriente sobre el sustrato rocoso descontando la cantidad de enrǵa utilizada para transportar la carga hacia el siguiente punto del recorrido

$$SP_{ef} = (SP_{eft} - Q_s(2, 4)) * K_e / K_{et}$$

$$SP_{ef} = (2,930 \text{ m} - 0,431 \text{ m}) * 8749,67 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255} / 194437,16 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255}$$

$$SP_{ef} = 0,112 \text{ m}$$

Actualizar topograf́a, cantidad de erosión y carga de sedimentos:

$$topo(2, 4) = topo(2, 4) - SP_{ef}$$

$$topo(2, 4) = 153 \text{ m} - 0,112 \text{ m}$$

$$topo(2, 4) = 152,888 \text{ m}$$

$$erosión(2, 4) = erosión(2, 4) + SP_{ef}$$

$$erosión(2, 4) = 0 \text{ m} + 0,112 \text{ m}$$

$$erosión(2, 4) = 0,112 \text{ m}$$

$$Q_s(3, 3) = Q_s(3, 3) + SP_{ef}$$

$$Q_s(3, 3) = 0,431 \text{ m} + 0,112 \text{ m}$$

$$Q_s(3, 3) = 0,543 \text{ m}$$

La menor pendiente y la presencia de carga de sedimentos en este punto hacen que la cantidad de erosión sobre el sustrato sea sensiblemente menor a la de la celda previa.

5) Orden 1; celda (3, 3)

$$\text{topo}(3, 3) = 139 \text{ m}$$

$$\text{slope}(3, 3) = 0,085$$

$$\text{area}(3, 3) = 120000 \text{ m}^2$$

$$Q_s(3, 3) = 0,543 \text{ m}$$

$$SP = (\text{slope}(x, y)^n) * ((\text{area}(x, y) * (\text{precip}(x, y)^h)^m) * \text{tiempo})$$

$$SP = ((0,085^{0,66}) * ((120000 \text{ m}^2 * 1 \text{ m}^{0,65}/\text{año})^{0,33}) * 50 \text{ años})$$

$$SP = 480,50 \text{ m}^{0,8745}$$

$Q_s(3, 3) > 0$ -----> calcular SP_{eft} :

$$SP_{eft} = (SP - U_{min}) * K_{et}$$

$$SP_{eft} = (480,50 \text{ m}^{0,8745} - 128,576 \text{ m}^{0,8745}) * 194437,16 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255}$$

$$SP_{eft} = 6,842 \text{ m}$$

$SP_{eft} \gg Q_s(3, 3)$ ----> transporta toda la carga hacia el siguiente punto:

$$Q_s(4, 3) = Q_s(4, 3) + Q_s(3, 3)$$

$$Q_s(4, 3) = 0 \text{ m} + 0,543 \text{ m}$$

$$Q_s(4, 3) = 0,543 \text{ m}$$

Calcular SP_{ef} descontando la energía utilizada para transportar la carga:

$$SP_{ef} = (SP_{eft} - Q_s(3, 3)) * K_e / K_{et}$$

$$SP_{ef} = (6,842 \text{ m} - 0,543 \text{ m}) * 8749,67 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255} / 194437,16 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255}$$

$$SP_{ef} = 0,283 \text{ m}$$

Actualizar topografía, cantidad de erosión y carga de sedimentos:

$$\text{topo}(3, 3) = \text{topo}(3, 3) - SP_{ef}$$

$$\textit{topo}(3, 3) = 139 \text{ m} - 0,283 \text{ m}$$

$$\textit{topo}(3, 3) = 138,717 \text{ m}$$

$$\textit{erosión}(3, 3) = \textit{erosión}(3, 3) + SP_{ef}$$

$$\textit{erosión}(3, 3) = 0 \text{ m} + 0,283 \text{ m}$$

$$\textit{erosión}(3, 3) = 0,283 \text{ m}$$

$$Q_s(4, 3) = Q_s(4, 3) + SP_{ef}$$

$$Q_s(4, 3) = 0,543 + 0,283 \text{ m}$$

$$Q_s(4, 3) = 0,826 \text{ m}$$

En este punto la pendiente se vuelve a incrementar aumentando el poder de la corriente y erosionando más del doble el sustrato.

6) Orden 1; celda (4, 3)

$$\textit{topo}(4, 3) = 122 \text{ m}$$

$$\textit{slope}(4, 3) = 0,023$$

$$\textit{area}(4, 3) = 160000 \text{ m}^2$$

$$Q_s(4, 3) = 0,826 \text{ m}$$

$$SP = (\textit{slope}(x, y)^n) * ((\textit{area}(x, y) * (\textit{precip}(x, y)^h)^m) * \textit{tiempo})$$

$$SP = ((0,023^{0,66}) * ((160000 \text{ m}^2 * 1 \text{ m}^{0,65}/\text{año})^{0,33}) * 50 \text{ años})$$

$$SP = 216,31 \text{ m}^{0,8745}$$

$$Q_s(4, 3) > 0 \text{ ----> calcular } SP_{eft}:$$

$$SP_{eft} = (SP - U_{min}) * K_{et}$$

$$SP_{eft} = (216,31 \text{ m}^{0,8745} - 128,576 \text{ m}^{0,8745}) * 194437,16 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255}$$

$$SP_{eft} = 1,705 \text{ m}$$

$SP_{eft} > Q_s(4, 3) \text{ ----> transporta toda la carga hacia el siguiente punto:}$

$$Q_s(5, 3) = Q_s(5, 3) + Q_s(4, 3)$$

$$Q_s(5, 3) = 0 \text{ m} + 0,826 \text{ m}$$

$$Q_s(5, 3) = 0,826 \text{ m}$$

Calcular SP_{ef} descontando la energía utilizada para transportar la carga:

$$SP_{ef} = (SP_{eft} - Q_s(4, 3)) * K_e / K_{et}$$

$$SP_{ef} = (1,705 \text{ m} - 0,826 \text{ m}) * 8749,67 * 10^{-7} m^{0,1255} / 194437,16 * 10^{-7} m^{0,1255}$$

$$SP_{ef} = 0,039 \text{ m}$$

Actualizar topografía, cantidad de erosión y carga de sedimentos:

$$topo(4, 3) = topo(4, 3) - SP_{ef}$$

$$topo(4, 3) = 122 \text{ m} - 0,039 \text{ m}$$

$$\mathbf{topo(4, 3) = 121,961 \text{ m}}$$

$$erosión(4, 3) = erosión(4, 3) + SP_{ef}$$

$$erosión(4, 3) = 0 \text{ m} + 0,039 \text{ m}$$

$$erosión(4, 3) = 0,039 \text{ m}$$

$$Q_s(5, 3) = Q_s(5, 3) + SP_{ef}$$

$$Q_s(5, 3) = 0,826 \text{ m} + 0,039$$

$$\mathbf{Q_s(5, 3) = 0,865 \text{ m}}$$

En la celda (4, 3) el poder de la corriente desciende debido a la reducción en la pendiente, igualmente el poder de transporte es superior a la carga de sedimentos, restando energía para erosionar un poco el sustrato “rocoso”.

7) Orden 1; celda (5, 3)

$$\mathbf{topo(5, 3) = 117 \text{ m}}$$

$$slope(5, 3) = 0,019$$

$$area(5, 3) = 200000 \text{ m}^2$$

$$Q_s(5, 3) = 0,865 \text{ m}$$

$$SP = (slope(x, y)^n) * ((area(x, y) * (precip(x, y)^h)^m) * tiempo$$

$$SP = ((0,019)^{0,66}) * ((200000 \text{ m}^2 * 1 \text{ m}^{0,65}/\text{año})^{0,33}) * 50 \text{ años}$$

$$SP = 203,10 \text{ m}^{0,8745}$$

$Q_s(5, 3) > 0$ -----> calcular SP_{eft} :

$$SP_{eft} = (SP - U_{min}) * K_{et}$$

$$SP_{eft} = (203,10 m^{0,8745} - 128,576 m^{0,8745}) * 194437,16 * 10^{-7} m^{0,1255}$$

$$SP_{eft} = 1,449 m$$

$SP_{eft} > Q_s(5, 3)$ ----> transportar toda la carga hacia el siguiente punto:

$$Q_s(6, 3) = Q_s(6, 3) + Q_s(5, 3)$$

$$Q_s(6, 3) = 0 m + 0,865 m$$

$$\mathbf{Q_s(6, 3) = 0,865 m}$$

Calcular SP_{ef} descontando la enerǵa utilizada para transportar la carga:

$$SP_{ef} = (SP_{eft} - Q_s(5, 3)) * K_e / K_{et}$$

$$SP_{ef} = (1,449 m - 0,865 m) * 8749,67 * 10^{-7} m^{0,1255} / 194437,16 * 10^{-7} m^{0,1255}$$

$$SP_{ef} = 0,026 m$$

Actualizar topograf́a, cantidad de erosi3n y carga de sedimentos:

$$topo(5, 3) = topo(5, 3) - SP_{ef}$$

$$topo(5, 3) = 117 m - 0,026 m$$

$$\mathbf{topo(5, 3) = 116,974 m}$$

$$erosi3n(5, 3) = erosi3n(5, 3) + SP_{ef}$$

$$erosi3n(5, 3) = 0 m + 0,026 m$$

$$erosi3n(5, 3) = 0,026 m$$

$$Q_s(6, 3) = Q_s(6, 3) + SP_{ef}$$

$$Q_s(6, 3) = 0,865 m + 0,026$$

$$\mathbf{Q_s(6, 3) = 0,891 m}$$

El poder efectivo de erosi3n va decreciendo cada vez ḿs, en esta celda solamente pueden ser erosionados del sustrato 0,026 metros de material.

8) Orden 1; celda (6, 3)

$$\mathbf{topo(6, 3) = 113 m}$$

$$slope(6, 3) = 0,015$$

$$area(6, 3) = 240000 m^2$$

$$Q_s(6, 3) = 0,891 m$$

$$SP = (\text{slope}(x, y)^n) * ((\text{area}(x, y) * (\text{precip}(x, y)^h)^m) * \text{tiempo})$$

$$SP = ((0,015^{0,66}) * ((240000 \text{ m}^2 * 1 \text{ m}^{0,65}/\text{año})^{0,33}) * 50 \text{ años})$$

$$SP = 188,12 \text{ m}^{0,8745}$$

$$Q_s(6, 3) > 0 \text{ ----> calcular } SP_{eft}:$$

$$SP_{eft} = (SP - U_{min}) * K_{et}$$

$$SP_{eft} = (188,12 \text{ m}^{0,8745} - 128,576 \text{ m}^{0,8745}) * 194437,16 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255}$$

$$SP_{eft} = 1,157 \text{ m}$$

$$SP_{eft} > Q_s(6, 3) \text{ ----> transportar toda la carga hacia el siguiente punto:}$$

$$Q_s(7, 3) = Q_s(7, 3) + Q_s(6, 3)$$

$$Q_s(7, 3) = 0 \text{ m} + 0,891 \text{ m}$$

$$\mathbf{Q_s(7, 3) = 0,891 \text{ m}}$$

$$\text{Calcular } SP_{ef} \text{ descontando la energía utilizada para transportar la carga:}$$

$$SP_{ef} = (SP_{eft} - Q_s(6, 3)) * K_e / K_{et}$$

$$SP_{ef} = (1,157 \text{ m} - 0,891 \text{ m}) * 8749,67 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255} / 194437,16 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255}$$

$$SP_{ef} = 0,012 \text{ m}$$

$$\text{Actualizar topografía, cantidad de erosión y carga de sedimentos:}$$

$$\text{topo}(6, 3) = \text{topo}(6, 3) - SP_{ef}$$

$$\text{topo}(6, 3) = 113 \text{ m} - 0,012 \text{ m}$$

$$\mathbf{\text{topo}(6, 3) = 112,988 \text{ m}}$$

$$\text{erosión}(6, 3) = \text{erosión}(6, 3) + SP_{ef}$$

$$\text{erosión}(6, 3) = 0 \text{ m} + 0,012 \text{ m}$$

$$\text{erosión}(6, 3) = 0,012 \text{ m}$$

$$Q_s(7, 3) = Q_s(7, 3) + SP_{ef}$$

$$Q_s(7, 3) = 0,891 \text{ m} + 0,012 \text{ m}$$

$$\mathbf{Q_s(7, 3) = 0,903 \text{ m}}$$

De forma similar al punto anterior, el poder efectivo de erosión va decreciendo cada vez más, en esta celda solamente pueden ser erosionados del sustrato “rocoso” 0,012 metros de material, que en conjunto con la carga de sedimentos es transferida hacia la celda (7, 3). Esta celda es confluencia de dos ríos por lo que posee un orden mayor (3) debiendo ser por tanto evaluada luego.

9) Orden 2; celda (3, 2)

$$\mathbf{topo(3, 2) = 125 m}$$

$$slope(3,2) = 0,019$$

$$area(3, 2) = 120000 m^2$$

$$Q_s(3, 2) = 0,392 m$$

$$SP = (slope(x, y)^n) * ((area(x, y) * (precip(x, y)^h)^m) * tiempo$$

$$SP = ((0,019^{0,66}) * ((120000 m^2 * 1 m^{0,65}/año)^{0,33}) * 50 años$$

$$SP = 173,41 m^{0,8745}$$

$Q_s(3, 2) > 0$ -----> calcular SP_{eft} :

$$SP_{eft} = (SP - U_{min}) * K_{et}$$

$$SP_{eft} = (173,41 m^{0,8745} - 128,576 m^{0,8745}) * 194437,16 * 10^{-7} m^{0,1255}$$

$$SP_{eft} = 0,871 m$$

$SP_{eft} > Q_s(3, 2)$ ----> transportar toda la carga hacia el siguiente punto:

$$Q_s(4, 2) = Q_s(4, 2) + Q_s(3, 2)$$

$$Q_s(4, 2) = 0 m + 0,392 m$$

$$\mathbf{Q_s(4, 2) = 0,392 m}$$

Calcular SP_{ef} descontando la energía utilizada para transportar la carga:

$$SP_{ef} = (SP_{eft} - Q_s(3, 2)) * K_e / K_{et}$$

$$SP_{ef} = (0,871 m - 0,392 m) * 8749,67 * 10^{-7} m^{0,1255} / 194437,16 * 10^{-7} m^{0,1255}$$

$$SP_{ef} = 0,022 m$$

Actualizar topografía, cantidad de erosión y carga de sedimentos:

$$topo(3, 2) = topo(3, 2) - SP_{ef}$$

$$topo(3, 2) = 125 m - 0,022 m$$

$$\mathbf{topo(3, 2) = 124,978 m}$$

$$erosión(3, 2) = erosion(3, 2) + SP_{ef}$$

$$erosión(3, 2) = 0 m + 0,022 m$$

$$erosión(3, 2) = 0,022 m$$

$$Q_s(4, 2) = Q_s(4, 2) + SP_{ef}$$

$$Q_s(4, 2) = 0,392 m + 0,022 m$$

$$\mathbf{Q_s(4, 2) = 0,414 m}$$

La celda (3, 2) es la confluencia de las celdas (2, 2) y (2, 3), comparativamente con estos puntos posee una pendiente bastante menor y al mismo tiempo recibe la carga de los sedimentos erosionados previamente. La menor pendiente hace que se reduzca el poder de la corriente (SP) que sin embargo continúa siendo mayor al U_{min} . Sin embargo, el poder de transporte supera a la carga de sedimentos transfiriendo esta hacia la siguiente celda. El resto de energía que posee le alcanza para erosionar 0,022 metros de sustrato “rocoso”.

10) Orden 2; celda (4, 2)

$$\mathbf{topo(4, 2) = 121 m}$$

$$slope(4, 2) = 0,019$$

$$area(4, 2) = 160000 m^2$$

$$Q_s(4, 2) = 0,414 m$$

$$SP = (slope(x, y)^n) * ((area(x, y) * (precip(x, y)^h)^m) * tiempo$$

$$SP = ((0,019^{0,66}) * ((160000 m^2 * 1 m^{0,65}/año)^{0,33}) * 50 años$$

$$SP = 188,02 m^{0,8745}$$

$$Q_s(4, 2) > 0 \text{ ----> calcular } SP_{eft}:$$

$$SP_{eft} = (SP - U_{min}) * K_{et}$$

$$SP_{eft} = (188,02 m^{0,8745} - 128,576 m^{0,8745}) * 194437,16 * 10^{-7} m^{0,1255}$$

$$SP_{eft} = 1,155 m$$

$SP_{eft} > Q_s(4, 2) \text{ ----> transportar toda la carga hacia el siguiente punto:}$

$$Q_s(5, 2) = Q_s(5, 2) + Q_s(4, 2)$$

$$Q_s(5, 2) = 0 \text{ m} + 0,414 \text{ m}$$

$$\mathbf{Q_s(5, 2) = 0,414 \text{ m}}$$

Calcular SP_{ef} descontando la energía utilizada para transportar la carga:

$$SP_{ef} = (SP_{eft} - Q_s(4, 2)) * K_e / K_{et}$$

$$SP_{ef} = (1,155 \text{ m} - 0,414 \text{ m}) * 8749,67 * 10^{-7} m^{0,1255} / 194437,16 * 10^{-7} m^{0,1255}$$

$$SP_{ef} = 0,033 \text{ m}$$

Actualizar topografía, cantidad de erosión y carga de sedimentos:

$$topo(4, 2) = topo(4, 2) - SP_{ef}$$

$$topo(4, 2) = 121 \text{ m} - 0,033 \text{ m}$$

$$\mathbf{topo(4, 2) = 120,967 \text{ m}}$$

$$erosión(4, 2) = erosión(4, 2) + SP_{ef}$$

$$erosión(4, 2) = 0 \text{ m} + 0,033 \text{ m}$$

$$erosión(4, 2) = 0,033 \text{ m}$$

$$Q_s(5, 2) = Q_s(5, 2) + SP_{ef}$$

$$Q_s(5, 2) = 0,414 \text{ m} + 0,033 \text{ m}$$

$$\mathbf{Q_s(5, 2) = 0,447 \text{ m}}$$

La celda (4, 2) posee una pendiente igual a la celda anterior (0,019), pero mayor área de drenaje, por lo tanto el poder de la corriente es ligeramente superior. Como la carga de sedimentos que recibió este punto desde aguas arriba es 0,414 m, entonces el río en este sector tiene suficiente energía para transportar su carga hacia la siguiente celda restándole cierta capacidad de erosionar su sustrato (0,033 m). En total el punto siguiente del recorrido recibirá la suma de lo erosionado más la carga de sedimentos en transporte (0,447 m).

11) Orden 2; celda (5, 2)

$$\mathbf{topo(5, 2) = 117 \text{ m}}$$

$$slope(5, 2) = 0,017$$

$$area(5, 2) = 200000 \text{ m}^2$$

$$Q_s(5, 2) = 0,447 \text{ m}$$

$$SP = (\text{slope}(x, y)^n) * ((\text{area}(x, y) * (\text{precip}(x, y)^h)^m) * \text{tiempo})$$

$$SP = ((0,017^{0,66}) * ((200000 \text{ m}^2 * 1 \text{ m}^{0,65}/\text{año})^{0,33}) * 50 \text{ años})$$

$$SP = 191,02 \text{ m}^{0,8745}$$

$$Q_s(5, 2) > 0 \text{ ----> calcular } SP_{eft}:$$

$$SP_{eft} = (SP - U_{min}) * K_{et}$$

$$SP_{eft} = (191,02 \text{ m}^{0,8745} - 128,576 \text{ m}^{0,8745}) * 194437,16 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255}$$

$$SP_{eft} = 1,214 \text{ m}$$

$$SP_{eft} > Q_s(5, 2) \text{ ----> transportar toda la carga hacia el siguiente punto:}$$

$$Q_s(6, 2) = Q_s(6, 2) + Q_s(5, 2)$$

$$Q_s(6, 2) = 0 \text{ m} + 0,447 \text{ m}$$

$$\mathbf{Q_s(6, 2) = 0,447 \text{ m}}$$

Calcular SP_{ef} descontando la energía utilizada para transportar la carga:

$$SP_{ef} = (SP_{eft} - Q_s(5, 2)) * K_e / K_{et}$$

$$SP_{ef} = (1,214 \text{ m} - 0,447 \text{ m}) * 8749,67 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255} / 194437,16 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255}$$

$$SP_{ef} = 0,034 \text{ m}$$

Actualizar topografía, cantidad de erosión y carga de sedimentos:

$$\text{topo}(5, 2) = \text{topo}(5, 2) - SP_{ef}$$

$$\text{topo}(5, 2) = 117 \text{ m} - 0,034 \text{ m}$$

$$\mathbf{\text{topo}(5, 2) = 116,966 \text{ m}}$$

$$\text{erosión}(5, 2) = \text{erosión}(5, 2) + SP_{ef}$$

$$\text{erosión}(5, 2) = 0 \text{ m} + 0,034 \text{ m}$$

$$\text{erosión}(5, 2) = 0,034 \text{ m}$$

$$Q_s(6, 2) = Q_s(6, 2) + SP_{ef}$$

$$Q_s(6, 2) = 0,447 \text{ m} + 0,034$$

$$\mathbf{Q_s(6, 2) = 0,481 \text{ m}}$$

En este punto (5, 2) ocurre algo similar al punto anterior, sumando 0,034 m a la carga de sedimentos en transporte de la celda (6,2).

12) Orden 2; celda (6, 2)

$$\mathbf{topo(6, 2) = 114 m}$$

$$slope(6, 2) = 0,013$$

$$area(6, 2) = 240000 m^2$$

$$Q_s(6, 2) = 0,481 m$$

$$SP = (slope(x, y)^n) * ((area(x, y) * (precip(x, y)^h)^m) * tiempo$$

$$SP = ((0,013^{0,66}) * ((200000 m^2 * 1 m^{0,65}/año)^{0,33}) * 50 años$$

$$SP = 172,25 m^{0,8745}$$

$Q_s(6, 2) > 0$ -----> calcular SP_{eft} :

$$SP_{eft} = (SP - U_{min}) * K_{et}$$

$$SP_{eft} = (172,25 m^{0,8745} - 128,576 m^{0,8745}) * 194437,16 * 10^{-7} m^{0,1255}$$

$$SP_{eft} = 0,849 m$$

$SP_{eft} > Q_s(6, 2)$ ----> transportar toda la carga hacia el siguiente punto:

$$Q_s(7, 3) = Q_s(7, 3) + Q_s(6, 2)$$

$$Q_s(7, 3) = 0,903 m + 0,481 m$$

$$\mathbf{Q_s(7, 3) = 1,384 m}$$

Calcular SP_{ef} descontando la energía utilizada para transportar la carga:

$$SP_{ef} = (SP_{eft} - Q_s(6, 2)) * K_e / K_{et}$$

$$SP_{ef} = (0,849 m - 0,481 m) * 8749,67 * 10^{-7} m^{0,1255} / 194437,16 * 10^{-7} m^{0,1255}$$

$$SP_{ef} = 0,017 m$$

Actualizar topografía, cantidad de erosión y carga de sedimentos:

$$topo(6, 2) = topo(6, 2) - SP_{ef}$$

$$topo(6, 2) = 114 m - 0,017 m$$

$$\mathbf{topo(6, 2) = 113,983 m}$$

$$erosión(6, 2) = erosión(6, 2) + SP_{ef}$$

$$\text{erosión}(6, 2) = 0 \text{ m} + 0,017 \text{ m}$$

$$\text{erosión}(6, 2) = 0,017 \text{ m}$$

$$Q_s(7, 3) = Q_s(7, 3) + SP_{ef}$$

$$Q_s(7, 3) = 1,384 \text{ m} + 0,017 \text{ m}$$

$$Q_s(7, 3) = 1,401 \text{ m}$$

Aquí disminuye el poder de la corriente, pero la capacidad de transporte sigue siendo mayor a la carga de sedimentos. La energía restante es utilizada para erosionar 0,017 m de material. La carga de sedimentos más el material erosionado es anexado a la carga de sedimentos de la celda (7, 3) cuyo orden es mayor por ser confluencia de dos cursos.

13) Orden 3; celda (7, 3)

$$\text{topo}(7, 3) = 110 \text{ m}$$

$$\text{slope}(7, 3) = 0,010$$

$$\text{area}(7, 3) = 520000 \text{ m}^2$$

$$Q_s(7, 3) = 1,401 \text{ m}$$

$$SP = (\text{slope}(x, y)^n) * ((\text{area}(x, y) * (\text{precip}(x, y)^h)^m) * \text{tiempo})$$

$$SP = ((0,010^{0,66}) * ((520000 \text{ m}^2 * 1 \text{ m}^{0,65}/\text{año})^{0,33}) * 50 \text{ años})$$

$$SP = 187,81 \text{ m}^{0,8745}$$

$$Q_s(7, 3) > 0 \text{ -----} \rightarrow \text{calcular } SP_{eft}:$$

$$SP_{eft} = (SP - U_{min}) * K_{et}$$

$$SP_{eft} = (187,81 \text{ m}^{0,8745} - 128,576 \text{ m}^{0,8745}) * 194437,16 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255}$$

$$SP_{eft} = 1,152 \text{ m}$$

Aquí la capacidad de transporte es menor que la carga de sedimentos, por lo tanto el río debe sedimentar una cantidad de carga igual a la diferencia entre $Q_s(7, 3)$ y SP_{eft} .

$$SP_{ef} = (SP_{eft} - Q_s(7, 3))$$

$$SP_{ef} = (1,152 \text{ m} - 1,401 \text{ m})$$

$$SP_{ef} = -0,249 \text{ m}$$

Actualizar topografía y espesor de sedimentos:

$$topo(7, 3) = topo(7, 3) - SP_{ef}$$

$$topo(7, 3) = 110 \text{ m} + 0,249 \text{ m}$$

$$\mathbf{topo(7, 3) = 110,249 \text{ m}}$$

$$sedimento(7, 3) = SP_{ef}$$

$$sedimento(7, 3) = 0,249 \text{ m}$$

El resto de la carga de sedimentos puede ser transportada hacia la celda siguiente:

$$Q_s(lago) = Q_s(lago) + SP_{ef}$$

$$Q_s(lago) = 0 \text{ m} + 1,152 \text{ m}$$

$$\mathbf{Q_s(lago) = 1,152 \text{ m}}$$

Este punto es confluencia de dos ríos, posee un area de drenaje importante, pero su pendiente local es muy baja, siendo su SP similar a las celdas ubicadas inmediatamente aguas arriba. Siendo confluencia recibe carga de sedimentos desde ambos, entonces el poder de la corriente aquí no alcanza para transportar todo el material en transito debiendo sedimentar 0,249 m y pudiendo enviar los restantes 1,152 m hacia el lago.

Globalmente, con los parámetros ingresados en la tabla 3.5, esta cuenca de drenaje compuesta por 13 puntos presenta, para el primer ciclo de erosión-sedimentación, una tasa de denudación promedio (TD) igual a (Figura A.2):

$$TD = (1,152 \text{ m} * 1000) / (13 * 50 \text{ años})$$

$$TD = 1,772 \text{ mm/año}$$

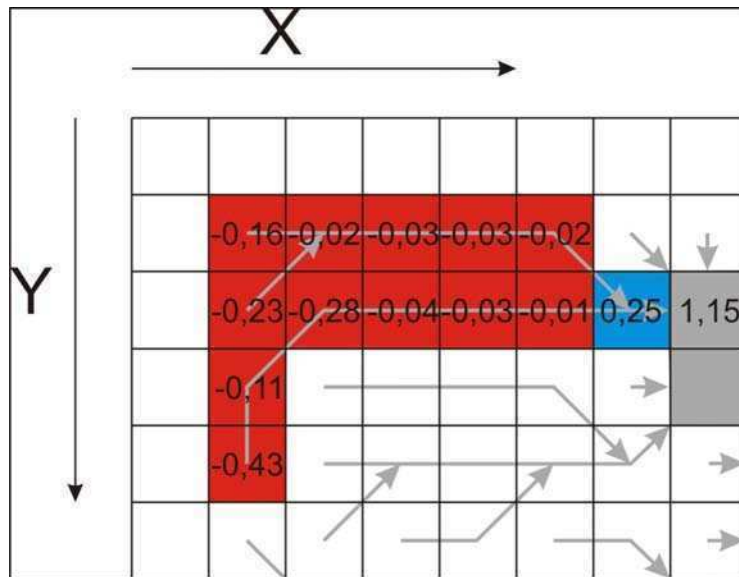


Figura A.2: Sectores bajo erosión (rojo) y sedimentación (azul) resultantes del primer ciclo. Los números indican cantidad de material removido o sedimentado. Toda la cuenca de drenaje aporta al lago (gris) 1,152 metros de sedimentos que serán depositados allí si se dispone de espacio de acomodación suficiente.

Segundo ciclo

En la segunda etapa de erosión-sedimentación el sustrato de la cuenca presenta tanto celdas cubiertas por sedimentos (Figura 3.14, puntos azules), como sitios con sustrato “rocoso” aflorante (Figura 3.14, puntos rojos). Para las celdas cubiertas por sedimentos el modelo contemplará una erodabilidad mayor, siendo su valor numérico igual a $K_{es} = 97218,57 * 10^{-7} m^{0,1255}$.

Entre ambos ciclos, el programa vuelve a mapear los lagos, recalcula las pendientes en función de las nuevas alturas y determina las direcciones de flujo tal como fue descrito en el apartado 3.1.

1) Orden 1; celda (2, 2)

$$topo(2, 2) = 140,84 \text{ m}$$

$$slope(2, 2) = 0,079$$

$$area(2, 2) = 40000 \text{ m}^2$$

$$Q_s(2, 2) = 0 \text{ m}$$

$$SP = (slope(x, y)^n) * ((area(x, y) * (precip(x, y)^h)^m) * tiempo$$

$$SP = ((0,079^{0,66}) * ((40000 \text{ m}^2 * 1 \text{ m}^{0,65}/\text{año})^{0,33}) * 50 \text{ años}$$

$$SP = 308,61 \text{ m}^{0,8745}$$

Calcular poder de erosión:

$$SP_{ef} = (SP - U_{min}) * K_e$$

$$SP_{ef} = (308,61 m^{0,8745} - 128,57m^{0,8745}) * 8749,67 * 10^{-7} m^{0,1255}$$

$$SP_{ef} = 0,157 m$$

Actualizar topografía, cantidad de erosión y carga de sedimentos:

$$topo(2, 2) = topo(2, 2) - SP_{ef}$$

$$topo(2, 2) = 140,84 m - 0,157 m$$

$$\mathbf{topo(2, 2) = 140,683 m}$$

$$erosión(2, 2) = erosión(2, 2) + SP_{ef}$$

$$erosión(2, 2) = 0,160 m + 0,157 m$$

$$erosión(2, 2) = 0,317 m$$

$$Q_s(3, 2) = Q_s(3, 2) + SP_{ef}$$

$$Q_s(3, 2) = 0 m + 0,157 m$$

$$\mathbf{Q_s(3, 2) = 0,157 m}$$

En la celda (2, 2), el poder de la corriente es mayor al umbral U_{min} y al ser la primera celda de un recorrido no posee carga de sedimentos Q_s . Por lo tanto, la diferencia entre el poder de la corriente y el umbral será igual a la capacidad de erosión del río en ese punto. Al mismo tiempo esa cantidad de material retirada de la celda (2, 2) es transportada por el río hacia el punto siguiente en el recorrido del mismo (3, 2), pasando a formar parte de la carga de sedimentos Q_s de esa celda. Al ser la celda (3, 2) un orden mayor a la (2, 2) el proceso se interrumpe y se busca una nueva celda de orden 1.

2) Orden 1; celda (2, 3)

$$\mathbf{topo(2, 3) = 156,768 m}$$

$$slope(2,3) = 0,112$$

$$area(2, 3) = 40000 m^2$$

$$Q_s(2, 3) = 0 m$$

$$SP = (slope(x, y)^n) * ((area(x, y) * (precip(x, y)^h)^m) * tiempo$$

$$SP = ((0,112^{0,66}) * ((40000 \text{ m}^2 * 1 \text{ m}^{0,65}/\text{año})^{0,33}) * 50 \text{ años}$$

$$SP = 389,30 \text{ m}^{0,8745}$$

Calcular poder de erosión:

$$SP_{ef} = (SP - U_{min}) * K_e$$

$$SP_{ef} = (389,30 \text{ m}^{0,8745} - 128,576 \text{ m}^{0,8745}) * 8749,67 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255}$$

$$SP_{ef} = 0,228 \text{ m}$$

Actualizar topografía, cantidad de erosión y carga de sedimentos:

$$topo(2, 3) = topo(2, 3) - SP_{ef}$$

$$topo(2, 3) = 156,768 \text{ m} - 0,228 \text{ m}$$

$$\mathbf{topo(2, 3) = 156,54 \text{ m}}$$

$$erosión(2, 3) = erosión(2, 3) + SP_{ef}$$

$$erosión(2, 3) = 0,232 \text{ m} + 0,228 \text{ m}$$

$$erosión(2, 3) = 0,460 \text{ m}$$

$$Q_s(3, 2) = Q_s(3, 2) + SP_{ef}$$

$$Q_s(3, 2) = 0,157 \text{ m} + 0,228 \text{ m}$$

$$\mathbf{Q_s(3, 2) = 0,385 \text{ m}}$$

Para la celda (2, 3) nuevamente el poder de la corriente es mayor al umbral U_{min} y al ser la primera celda de un recorrido no posee carga de sedimentos Q_s . Por lo tanto, ocurre lo mismo que en la celda (2, 2), sumando a la carga de sedimentos de la celda (3, 2) la cantidad de material erosionado.

3) Orden 1; celda (2, 5)

$$\mathbf{topo(2, 5) = 197,569 \text{ m}}$$

$$slope(2, 5) = 0,223$$

$$area(2, 5) = 40000 \text{ m}^2$$

$$Q_s(2, 5) = 0 \text{ m}$$

$$SP = (slope(x, y)^n) * ((area(x, y) * (precip(x, y)^h)^m) * tiempo$$

$$SP = ((0,223^{0,66}) * ((40000 \text{ m}^2 * 1 \text{ m}^{0,65}/\text{año})^{0,33}) * 50 \text{ años}$$

$$SP = 613,83 m^{0,8745}$$

Calcular poder de erosión:

$$SP_{ef} = (SP - U_{min}) * K_e$$

$$SP_{ef} = (613,83 m^{0,8745} - 128,576 m^{0,8745}) * 8749,67 * 10^{-7} m^{0,1255}$$

$$SP_{ef} = 0,424 m$$

Actualizar topografía, cantidad de erosión y carga de sedimentos:

$$topo(2, 5) = topo(2, 5) - SP_{ef}$$

$$topo(2, 5) = 197,569 m - 0,424 m$$

$$topo(2, 5) = 197,145 m$$

$$erosión(2, 5) = erosión(2, 5) + SP_{ef}$$

$$erosión(2, 5) = 0,431 m + 0,424 m$$

$$erosión(2, 5) = 0,855 m$$

$$Q_s(2, 4) = Q_s(2, 4) + SP_{ef}$$

$$Q_s(2, 4) = 0 m + 0,424 m$$

$$Q_s(2, 4) = 0,424 m$$

En la celda (2, 5) nace un nuevo curso fluvial, por lo tanto la Q_s inicial es cero. Como puede observarse el poder de la corriente supera ampliamente al umbral mínimo para la erosión, y dado que no posee sedimentos para transportar toda la energía efectiva (SP_{ef}) puede ser utilizada para erosionar el sustrato. Asimismo, el material erosionado es transportado hacia la celda siguiente (2, 4).

4) Orden 1; celda (2, 4)

$$topo(2, 4) = 152,888 m$$

$$slope(2, 4) = 0,05$$

$$area(2, 4) = 80000 m^2$$

$$Q_s(2, 4) = 0,424 m$$

$$SP = (slope(x, y)^n) * ((area(x, y) * (precip(x, y)^h)^m) * tiempo$$

$$SP = ((0,05^{0,66}) * ((80000 m^2 * 1 m^{0,65}/año)^{0,33}) * 50 años$$

$$SP = 287,70 \text{ m}^{0,8745}$$

Dado que esta celda presenta carga de sedimentos ($Q_s(2, 4) = 0,424 \text{ m}$), entonces se debe evaluar la capacidad que tiene el río de transportar su carga (SP_{eft}) utilizando para el cálculo del poder efectivo de la corriente la K_{et} .

$$SP_{eft} = (SP - U_{min}) * K_{et}$$

$$SP_{eft} = (287,70 \text{ m}^{0,8745} - 128,576 \text{ m}^{0,8745}) * 194437,16 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255}$$

$$SP_{eft} = 3,094 \text{ m}$$

Como vemos el poder de transporte supera ampliamente la carga de sedimentos, por lo tanto, ese material es derivado hacia la siguiente celda.

$$Q_s(3, 3) = Q_s(3, 3) + Q_s(2, 4)$$

$$Q_s(3, 3) = 0 \text{ m} + 0,424 \text{ m}$$

$$Q_s(3, 3) = 0,424 \text{ m}$$

Ahora, una vez removida la carga de sedimentos, se debe recalcular el poder efectivo de erosión (SP_{ef}) de la corriente sobre el sustrato rocoso descontando la cantidad de energía utilizada para transportar la carga hacia el siguiente punto del recorrido

$$SP_{ef} = (SP_{eft} - Q_s(2, 4)) * K_e / K_{et}$$

$$SP_{ef} = (3,094 \text{ m} - 0,424 \text{ m}) * 8749,67 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255} / 194437,16 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255}$$

$$SP_{ef} = 0,120 \text{ m}$$

Actualizar topografía, cantidad de erosión y carga de sedimentos:

$$topo(2, 4) = topo(2, 4) - SP_{ef}$$

$$topo(2, 4) = 152,888 \text{ m} - 0,120 \text{ m}$$

$$topo(2, 4) = 152,768 \text{ m}$$

$$erosión(2, 4) = erosión(2, 4) + SP_{ef}$$

$$erosión(2, 4) = 0,299 \text{ m} + 0,120 \text{ m}$$

$$erosión(2, 4) = 0,419 \text{ m}$$

$$Q_s(3, 3) = Q_s(3, 3) + SP_{ef}$$

$$Q_s(3, 3) = 0,424 \text{ m} + 0,120 \text{ m}$$

$$\mathbf{Q_s(3, 3) = 0,544 \text{ m}}$$

La menor pendiente y la presencia de carga de sedimentos en este punto hacen que la cantidad de erosión sobre el sustrato sea sensiblemente menor a la de la celda previa.

5) Orden 1; celda (3, 3)

$$\mathbf{topo(3, 3) = 138,717 \text{ m}}$$

$$slope(3, 3) = 0,084$$

$$area(3, 3) = 120000 \text{ m}^2$$

$$Q_s(3, 3) = 0,544 \text{ m}$$

$$SP = (slope(x, y)^n) * ((area(x, y) * (precip(x, y)^h)^m) * tiempo$$

$$SP = ((0,084^{0,66}) * ((120000 \text{ m}^2 * 1 \text{ m}^{0,65}/\text{año})^{0,33}) * 50 \text{ años}$$

$$SP = 461,71 \text{ m}^{0,8745}$$

$$Q_s(3, 3) > 0 \text{ ----> calcular } SP_{eft}:$$

$$SP_{eft} = (SP - U_{min}) * K_{et}$$

$$SP_{eft} = (461,71 \text{ m}^{0,8745} - 128,576 \text{ m}^{0,8745}) * 194437,16 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255}$$

$$SP_{eft} = 6,477 \text{ m}$$

$SP_{eft} >> Q_s(3, 3) \text{ ----> transporta toda la carga hacia el siguiente punto:}$

$$Q_s(4, 3) = Q_s(4, 3) + Q_s(3, 3)$$

$$Q_s(4, 3) = 0 \text{ m} + 0,544 \text{ m}$$

$$\mathbf{Q_s(4, 3) = 0,544 \text{ m}}$$

Calcular SP_{ef} descontando la energía utilizada para transportar la carga:

$$SP_{ef} = (SP_{eft} - Q_s(3, 3)) * K_e / K_{et}$$

$$SP_{ef} = (6,477 \text{ m} - 0,544 \text{ m}) * 8749,67 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255} / 194437,16 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255}$$

$$SP_{ef} = 0,266 \text{ m}$$

Actualizar topografía, cantidad de erosión y carga de sedimentos:

$$\text{topo}(3, 3) = \text{topo}(3, 3) - SP_{ef}$$

$$\text{topo}(3, 3) = 138,717 \text{ m} - 0,266 \text{ m}$$

$$\text{topo}(3, 3) = 138,451 \text{ m}$$

$$\text{erosión}(3, 3) = \text{erosión}(3, 3) + SP_{ef}$$

$$\text{erosión}(3, 3) = 0,283 \text{ m} + 0,266 \text{ m}$$

$$\text{erosión}(3, 3) = 0,549 \text{ m}$$

$$Q_s(4, 3) = Q_s(4, 3) + SP_{ef}$$

$$Q_s(4, 3) = 0,544 + 0,266 \text{ m}$$

$$Q_s(4, 3) = 0,810 \text{ m}$$

En este punto la pendiente se vuelve a incrementar aumentando el poder de la corriente y erosionando más del doble el sustrato.

6) Orden 1; celda (4, 3)

$$\text{topo}(4, 3) = 121,961 \text{ m}$$

$$\text{slope}(4, 3) = 0,025$$

$$\text{area}(4, 3) = 160000 \text{ m}^2$$

$$Q_s(4, 3) = 0,810 \text{ m}$$

$$SP = (\text{slope}(x, y)^n) * ((\text{area}(x, y) * (\text{precip}(x, y)^h)^m) * \text{tiempo})$$

$$SP = ((0,025^{0,66}) * ((160000 \text{ m}^2 * 1 \text{ m}^{0,65}/\text{año})^{0,33}) * 50 \text{ años})$$

$$SP = 228,14 \text{ m}^{0,8745}$$

$$Q_s(4, 3) > 0 \text{ ----> calcular } SP_{eft}:$$

$$SP_{eft} = (SP - U_{min}) * K_{et}$$

$$SP_{eft} = (228,14 \text{ m}^{0,8745} - 128,576 \text{ m}^{0,8745}) * 194437,16 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255}$$

$$SP_{eft} = 1,936 \text{ m}$$

$SP_{eft} > Q_s(4, 3) \text{ ----> transporta toda la carga hacia el siguiente punto:}$

$$Q_s(5, 3) = Q_s(5, 3) + Q_s(4, 3)$$

$$Q_s(5, 3) = 0 \text{ m} + 0,810 \text{ m}$$

$$Q_s(5, 3) = 0,810 \text{ m}$$

Calcular SP_{ef} descontando la energía utilizada para transportar la carga:

$$SP_{ef} = (SP_{eft} - Q_s(4, 3)) * K_e / K_{et}$$

$$SP_{ef} = (1,936 \text{ m} - 0,810 \text{ m}) * 8749,67 * 10^{-7} m^{0,1255} / 194437,16 * 10^{-7} m^{0,1255}$$

$$SP_{ef} = 0,051 \text{ m}$$

Actualizar topografía, cantidad de erosión y carga de sedimentos:

$$topo(4, 3) = topo(4, 3) - SP_{ef}$$

$$topo(4, 3) = 121,961 \text{ m} - 0,051 \text{ m}$$

$$topo(4, 3) = 121,910 \text{ m}$$

$$erosión(4, 3) = erosión(4, 3) + SP_{ef}$$

$$erosión(4, 3) = 0,039 \text{ m} + 0,051 \text{ m}$$

$$erosión(4, 3) = 0,090 \text{ m}$$

$$Q_s(5, 3) = Q_s(5, 3) + SP_{ef}$$

$$Q_s(5, 3) = 0,810 \text{ m} + 0,051$$

$$Q_s(5, 3) = 0,861 \text{ m}$$

En la celda (4, 3) el poder de la corriente desciende debido a la reducción en la pendiente, igualmente el poder de transporte es superior a la carga de sedimentos, restando energía para erosionar un poco el sustrato “rocoso”.

7) Orden 1; celda (5, 3)

$$topo(5, 3) = 116,974 \text{ m}$$

$$slope(5, 3) = 0,02$$

$$area(5, 3) = 200000 \text{ m}^2$$

$$Q_s(5, 3) = 0,861 \text{ m}$$

$$SP = (slope(x, y)^n) * ((area(x, y) * (precip(x, y)^h)^m) * tiempo$$

$$SP = ((0,02^{0,66}) * ((200000 \text{ m}^2 * 1 \text{ m}^{0,65}/\text{año})^{0,33}) * 50 \text{ años}$$

$$SP = 211,82 \text{ m}^{0,8745}$$

$Q_s(5, 3) > 0$ -----> calcular SP_{eft} :

$$SP_{eft} = (SP - U_{min}) * K_{et}$$

$$SP_{eft} = (211,82 m^{0,8745} - 128,576 m^{0,8745}) * 194437,16 * 10^{-7} m^{0,1255}$$

$$SP_{eft} = 1,618 m$$

$SP_{eft} > Q_s(5, 3)$ ----> transportar toda la carga hacia el siguiente punto:

$$Q_s(6, 3) = Q_s(6, 3) + Q_s(5, 3)$$

$$Q_s(6, 3) = 0 m + 0,861 m$$

$$Q_s(6, 3) = 0,861 m$$

Calcular SP_{ef} descontando la energía utilizada para transportar la carga:

$$SP_{ef} = (SP_{eft} - Q_s(5, 3)) * K_e / K_{et}$$

$$SP_{ef} = (1,618 m - 0,861 m) * 8749,67 * 10^{-7} m^{0,1255} / 194437,16 * 10^{-7} m^{0,1255}$$

$$SP_{ef} = 0,034 m$$

Actualizar topografía, cantidad de erosión y carga de sedimentos:

$$topo(5, 3) = topo(5, 3) - SP_{ef}$$

$$topo(5, 3) = 116,974 m - 0,034 m$$

$$topo(5, 3) = 116,94 m$$

$$erosión(5, 3) = erosión(5, 3) + SP_{ef}$$

$$erosión(5, 3) = 0,026 m + 0,034 m$$

$$erosión(5, 3) = 0,060 m$$

$$Q_s(6, 3) = Q_s(6, 3) + SP_{ef}$$

$$Q_s(6, 3) = 0,861 m + 0,034$$

$$Q_s(6, 3) = 0,895 m$$

El poder efectivo de erosión va decreciendo cada vez más, en esta celda solamente pueden ser erosionados del sustrato 0,034 metros de material.

8) Orden 1; celda (6, 3)

$$topo(6, 3) = 113 m$$

$$slope(6, 3) = 0,014$$

$$area(6, 3) = 240000 \text{ m}^2$$

$$Q_s(6, 3) = 0,895 \text{ m}$$

$$SP = (slope(x, y)^n) * ((area(x, y) * (precip(x, y)^h)^m) * tiempo$$

$$SP = ((0,014^{0,66}) * ((240000 \text{ m}^2 * 1 \text{ m}^{0,65}/\text{año})^{0,33}) * 50 \text{ años}$$

$$SP = 175,53 \text{ m}^{0,8745}$$

$$Q_s(6, 3) > 0 \text{ ----> calcular } SP_{eft}:$$

$$SP_{eft} = (SP - U_{min}) * K_{et}$$

$$SP_{eft} = (175,53 \text{ m}^{0,8745} - 128,576 \text{ m}^{0,8745}) * 194437,16 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255}$$

$$SP_{eft} = 0,912 \text{ m}$$

$$SP_{eft} > Q_s(6, 3) \text{ ----> transportar toda la carga hacia el siguiente punto:}$$

$$Q_s(7, 3) = Q_s(7, 3) + Q_s(6, 3)$$

$$Q_s(7, 3) = 0 \text{ m} + 0,895 \text{ m}$$

$$\mathbf{Q_s(7, 3) = 0,895 \text{ m}}$$

Calcular SP_{ef} descontando la energía utilizada para transportar la carga:

$$SP_{ef} = (SP_{eft} - Q_s(6, 3)) * K_e / K_{et}$$

$$SP_{ef} = (0,912 \text{ m} - 0,895 \text{ m}) * 8749,67 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255} / 194437,16 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255}$$

$$SP_{ef} = 0,000765 \text{ m}$$

Actualizar topografía, cantidad de erosión y carga de sedimentos:

$$topo(6, 3) = topo(6, 3) - SP_{ef}$$

$$topo(6, 3) = 112,988 \text{ m} - 0,000765 \text{ m}$$

$$\mathbf{topo(6, 3) = 112,987 \text{ m}}$$

$$erosión(6, 3) = erosión(6, 3) + SP_{ef}$$

$$erosión(6, 3) = 0,012 \text{ m} + 0,00076 \text{ m}$$

$$erosión(6, 3) = 0,01276 \text{ m}$$

$$Q_s(7, 3) = Q_s(7, 3) + SP_{ef}$$

$$Q_s(7, 3) = 0,895 \text{ m} + 0,000765 \text{ m}$$

$$\mathbf{Q_s(7, 3) = 0,896 \text{ m}}$$

De forma similar al punto anterior, el poder efectivo de erosión va decreciendo cada vez más, en esta celda solamente pueden ser erosionados del sustrato “rocoso” 0,000945 metros de material, que en conjunto con la carga de sedimentos es transferida hacia la celda (7, 3). Esta celda es confluencia de dos ríos por lo que posee un orden mayor (3) debiendo ser por tanto evaluada luego.

9) Orden 2; celda (3, 2)

$$\mathbf{topo(3, 2) = 124,978 \text{ m}}$$

$$slope(3,2) = 0,021$$

$$area(3, 2) = 120000 \text{ m}^2$$

$$Q_s(3, 2) = 0,385 \text{ m}$$

$$SP = (slope(x, y)^n) * ((area(x, y) * (precip(x, y)^h)^m) * tiempo$$

$$SP = ((0,021^{0,66}) * ((120000 \text{ m}^2 * 1 \text{ m}^{0,65}/\text{año})^{0,33}) * 50 \text{ años}$$

$$SP = 182,62 \text{ m}^{0,8745}$$

$Q_s(3, 2) > 0$ -----> calcular SP_{eft} :

$$SP_{eft} = (SP - U_{min}) * K_{et}$$

$$SP_{eft} = (182,62 \text{ m}^{0,8745} - 128,576 \text{ m}^{0,8745}) * 194437,16 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255}$$

$$SP_{eft} = 1,051 \text{ m}$$

$SP_{eft} > Q_s(3, 2)$ ----> transportar toda la carga hacia el siguiente punto:

$$Q_s(4, 2) = Q_s(4, 2) + Q_s(3, 2)$$

$$Q_s(4, 2) = 0 \text{ m} + 0,385 \text{ m}$$

$$\mathbf{Q_s(4, 2) = 0,385 \text{ m}}$$

Calcular SP_{ef} descontando la energía utilizada para transportar la carga:

$$SP_{ef} = (SP_{eft} - Q_s(3, 2)) * K_e / K_{et}$$

$$SP_{ef} = (1,051 \text{ m} - 0,385 \text{ m}) * 8749,67 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255} / 194437,16 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255}$$

$$SP_{ef} = 0,030 \text{ m}$$

Actualizar topografía, cantidad de erosión y carga de sedimentos:

$$topo(3, 2) = topo(3, 2) - SP_{ef}$$

$$topo(3, 2) = 124,978 \text{ m} - 0,030 \text{ m}$$

$$\mathbf{topo(3, 2) = 124,948 \text{ m}}$$

$$erosión(3, 2) = erosión(3, 2) + SP_{ef}$$

$$erosión(3, 2) = 0,022 \text{ m} + 0,030 \text{ m}$$

$$erosión(3, 2) = 0,052 \text{ m}$$

$$Q_s(4, 2) = Q_s(4, 2) + SP_{ef}$$

$$Q_s(4, 2) = 0,385 \text{ m} + 0,030 \text{ m}$$

$$\mathbf{Q_s(4, 2) = 0,415 \text{ m}}$$

La celda (3, 2) es la confluencia de las celdas (2, 2) y (2, 3), comparativamente con estos puntos posee una pendiente bastante menor y al mismo tiempo recibe la carga de los sedimentos erosionados previamente. La menor pendiente hace que se reduzca el poder de la corriente (SP) que sin embargo continúa siendo mayor al U_{min} . Sin embargo, el poder de transporte supera a la carga de sedimentos transfiriendo esta hacia la siguiente celda. El resto de energía que posee le alcanza para erosionar 0,030 metros de sustrato “rocoso”.

10) Orden 2; celda (4, 2)

$$\mathbf{topo(4, 2) = 121 \text{ m}}$$

$$slope(4, 2) = 0,02$$

$$area(4, 2) = 160000 \text{ m}^2$$

$$Q_s(4, 2) = 0,415 \text{ m}$$

$$SP = (slope(x, y)^n) * ((area(x, y) * (precip(x, y)^h)^m) * tiempo$$

$$SP = ((0,02^{0,66}) * ((160000 \text{ m}^2 * 1 \text{ m}^{0,65}/\text{año})^{0,33}) * 50 \text{ años}$$

$$SP = 197,28 \text{ m}^{0,8745}$$

$$Q_s(4, 2) > 0 \text{ -----> calcular } SP_{eft}:$$

$$SP_{eft} = (SP - U_{min}) * K_{et}$$

$$SP_{eft} = (197,28 \text{ m}^{0,8745} - 128,576 \text{ m}^{0,8745}) * 194437,16 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255}$$

$$SP_{eft} = 1,336 \text{ m}$$

$SP_{eft} > Q_s(4, 2)$ ----> transportar toda la carga hacia el siguiente punto:

$$Q_s(5, 2) = Q_s(4, 2) + Q_s(4, 2)$$

$$Q_s(5, 2) = 0 \text{ m} + 0,415 \text{ m}$$

$$\mathbf{Q_s(5, 2) = 0,415 \text{ m}}$$

Calcular SP_{ef} descontando la energía utilizada para transportar la carga:

$$SP_{ef} = (SP_{eft} - Q_s(4, 2)) * K_e / K_{et}$$

$$SP_{ef} = (1,336 \text{ m} - 0,415 \text{ m}) * 8749,67 * 10^{-7} m^{0,1255} / 194437,16 * 10^{-7} m^{0,1255}$$

$$SP_{ef} = 0,041 \text{ m}$$

Actualizar topografía, cantidad de erosión y carga de sedimentos:

$$topo(4, 2) = topo(4, 2) - SP_{ef}$$

$$topo(4, 2) = 120,967 \text{ m} - 0,041 \text{ m}$$

$$\mathbf{topo(4, 2) = 120,926 \text{ m}}$$

$$erosión(4, 2) = erosión(4, 2) + SP_{ef}$$

$$erosión(4, 2) = 0,033 \text{ m} + 0,041 \text{ m}$$

$$erosión(4, 2) = 0,074 \text{ m}$$

$$Q_s(5, 2) = Q_s(4, 2) + SP_{ef}$$

$$Q_s(5, 2) = 0,415 \text{ m} + 0,041 \text{ m}$$

$$\mathbf{Q_s(5, 2) = 0,456 \text{ m}}$$

La celda (4, 2) posee una pendiente igual a la celda anterior (0,02), pero mayor área de drenaje, por lo tanto el poder de la corriente es ligeramente superior. Como la carga de sedimentos que recibió este punto desde aguas arriba es 0,414 m, entonces el río en este sector tiene suficiente energía para transportar su carga hacia la siguiente celda restándole cierta capacidad de erosionar su sustrato (0,041 m). En total el punto siguiente del recorrido recibirá la suma de lo erosionado más la carga de sedimentos en transporte (0,456 m).

11) Orden 2; celda (5, 2)

$$\mathbf{topo(5, 2) = 116,966 \text{ m}}$$

$$slope(5, 2) = 0,015$$

$$area(5, 2) = 200000 \text{ m}^2$$

$$Q_s(5, 2) = 0,456 \text{ m}$$

$$SP = (slope(x, y)^n) * ((area(x, y) * (precip(x, y)^h)^m) * tiempo$$

$$SP = ((0,015^{0,66}) * ((200000 \text{ m}^2 * 1 \text{ m}^{0,65}/\text{año})^{0,33}) * 50 \text{ años}$$

$$SP = 174,91 \text{ m}^{0,8745}$$

$$Q_s(5, 2) > 0 \text{ ----> calcular } SP_{eft}:$$

$$SP_{eft} = (SP - U_{min}) * K_{et}$$

$$SP_{eft} = (174,91 \text{ m}^{0,8745} - 128,576 \text{ m}^{0,8745}) * 194437,16 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255}$$

$$SP_{eft} = 0,901 \text{ m}$$

$$SP_{eft} > Q_s(5, 2) \text{ ----> transportar toda la carga hacia el siguiente punto:}$$

$$Q_s(6, 2) = Q_s(6, 2) + Q_s(5, 2)$$

$$Q_s(6, 2) = 0 \text{ m} + 0,456 \text{ m}$$

$$Q_s(6, 2) = 0,456 \text{ m}$$

Calcular SP_{ef} descontando la energía utilizada para transportar la carga:

$$SP_{ef} = (SP_{eft} - Q_s(5, 2)) * K_e / K_{et}$$

$$SP_{ef} = (0,901 \text{ m} - 0,456 \text{ m}) * 8749,67 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255} / 194437,16 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255}$$

$$SP_{ef} = 0,020 \text{ m}$$

Actualizar topografía, cantidad de erosión y carga de sedimentos:

$$topo(5, 2) = topo(5, 2) - SP_{ef}$$

$$topo(5, 2) = 116,966 \text{ m} - 0,020 \text{ m}$$

$$topo(5, 2) = 116,946 \text{ m}$$

$$erosión(5, 2) = erosión(5, 2) + SP_{ef}$$

$$erosión(5, 2) = 0,034 \text{ m} + 0,020 \text{ m}$$

$$erosión(5, 2) = 0,054 \text{ m}$$

$$Q_s(6, 2) = Q_s(6, 2) + SP_{ef}$$

$$Q_s(6, 2) = 0,456 \text{ m} + 0,020$$

$$Q_s(6, 2) = 0,476 \text{ m}$$

En este punto (5, 2) ocurre algo similar al punto anterior, sumando 0,020 m a la carga de sedimentos en transporte de la celda (6,2).

12) Orden 2; celda (6, 2)

$$\mathbf{topo(6, 2) = 113,983 m}$$

$$slope(6, 2) = 0,013$$

$$area(6, 2) = 240000 m^2$$

$$Q_s(6, 2) = 0,476 m$$

$$SP = (slope(x, y)^n) * ((area(x, y) * (precip(x, y)^h)^m) * tiempo$$

$$SP = ((0,013^{0,66}) * ((200000 m^2 * 1 m^{0,65}/año)^{0,33}) * 50 años$$

$$SP = 171,38 m^{0,8745}$$

$Q_s(6, 2) > 0$ -----> calcular SP_{eft} :

$$SP_{eft} = (SP - U_{min}) * K_{et}$$

$$SP_{eft} = (171,38 m^{0,8745} - 128,576 m^{0,8745}) * 194437,16 * 10^{-7} m^{0,1255}$$

$$SP_{eft} = 0,832 m$$

$SP_{eft} > Q_s(6, 2)$ ----> transportar toda la carga hacia el siguiente punto:

$$Q_s(7, 3) = Q_s(7, 3) + Q_s(6, 2)$$

$$Q_s(7, 3) = 0,896 m + 0,476 m$$

$$\mathbf{Q_s(7, 3) = 1,372 m}$$

Calcular SP_{ef} descontando la energía utilizada para transportar la carga:

$$SP_{ef} = (SP_{eft} - Q_s(6, 2)) * K_e / K_{et}$$

$$SP_{ef} = (0,832 m - 0,476 m) * 8749,67 * 10^{-7} m^{0,1255} / 194437,16 * 10^{-7} m^{0,1255}$$

$$SP_{ef} = 0,016 m$$

Actualizar topografía, cantidad de erosión y carga de sedimentos:

$$topo(6, 2) = topo(6, 2) - SP_{ef}$$

$$topo(6, 2) = 113,983 m - 0,016 m$$

$$\mathbf{topo(6, 2) = 113,967 m}$$

$$\text{erosión}(6, 2) = \text{erosión}(6, 2) + SP_{ef}$$

$$\text{erosión}(6, 2) = 0,017 \text{ m} + 0,016 \text{ m}$$

$$\text{erosión}(6, 2) = 0,033 \text{ m}$$

$$Q_s(7, 3) = Q_s(7, 3) + SP_{ef}$$

$$Q_s(7, 3) = 1,372 \text{ m} + 0,016 \text{ m}$$

$$\mathbf{Q_s(7, 3) = 1,388 \text{ m}}$$

Aquí disminuye el poder de la corriente, pero la capacidad de transporte sigue siendo mayor a la carga de sedimentos. La energía restante es utilizada para erosionar 0,016 m de material. La carga de sedimentos más el material erosionado es anexado a la carga de sedimentos de la celda (7, 3) cuyo orden es mayor por ser confluencia de dos cursos.

13) Orden 3; celda (7, 3)

$$\mathbf{\text{topo}(7, 3) = 110,249 \text{ m}}$$

$$\text{slope}(7, 3) = 0,011$$

$$\text{area}(7, 3) = 520000 \text{ m}^2$$

$$Q_s(7, 3) = 1,388 \text{ m}$$

$$SP = (\text{slope}(x, y)^n) * ((\text{area}(x, y) * (\text{precip}(x, y)^h)^m) * \text{tiempo})$$

$$SP = ((0,011^{0,66}) * ((520000 \text{ m}^2 * 1 \text{ m}^{0,65}/\text{año})^{0,33}) * 50 \text{ años})$$

$$SP = 199,07 \text{ m}^{0,8745}$$

$$Q_s(7, 3) > 0 \text{ -----} > \text{ calcular } SP_{eft}:$$

$$SP_{eft} = (SP - U_{min}) * K_{et}$$

$$SP_{eft} = (199,07 \text{ m}^{0,8745} - 128,576 \text{ m}^{0,8745}) * 194437,16 * 10^{-7} \text{ m}^{0,1255}$$

$$SP_{eft} = 1,370 \text{ m}$$

Aquí la capacidad de transporte es menor que la carga de sedimentos, por lo tanto el río debe sedimentar una cantidad de carga igual a la diferencia entre $Q_s(7, 3)$ y SP_{eft} .

$$SP_{ef} = (SP_{eft} - Q_s(7, 3))$$

$$SP_{ef} = (1,370 \text{ m} - 1,388 \text{ m})$$

$$SP_{ef} = -0,018 \text{ m}$$

Actualizar topografía y espesor de sedimentos:

$$topo(7, 3) = topo(7, 3) - SP_{ef}$$

$$topo(7, 3) = 110,249 \text{ m} + 0,018 \text{ m}$$

$$\mathbf{topo(7, 3) = 110,267 \text{ m}}$$

$$sedimento(7, 3) = sedimento(7, 3) + SP_{ef}$$

$$sedimento(7, 3) = 0,249 \text{ m} + 0,018 \text{ m}$$

$$sedimento(7, 3) = 0,267 \text{ m}$$

El resto de la carga de sedimentos puede ser transportada hacia la celda siguiente:

$$Q_s(lago) = Q_s(lago) + SP_{ef}$$

$$Q_s(lago) = 1,152 \text{ m} + 1,370 \text{ m}$$

$$\mathbf{Q_s(lago) = 2,522 \text{ m}}$$

Este punto es confluencia de dos ríos, posee un area de drenaje importante, pero su pendiente local es muy baja, siendo su SP similar a las celdas ubicadas inmediatamente aguas arriba. Siendo confluencia recibe carga de sedimentos por duplicado, entonces el poder de la corriente aquí no alcanza para transportar todo el material en transito debiendo sedimentar 0,018 m y pudiendo enviar los restantes 1,370 m hacia el lago.

Globalmente, con los parámetros ingresados en la tabla 3.5, esta cuenca de drenaje compuesta por 13 puntos presenta, para el primer ciclo de erosion-sedimentación, una tasa de denudación promedio (*TD*) igual a (Figura A.3):

$$TD = (1,370 \text{ m} * 1000) / (13 * 50 \text{ años})$$

$$TD = 2,10 \text{ mm/año}$$

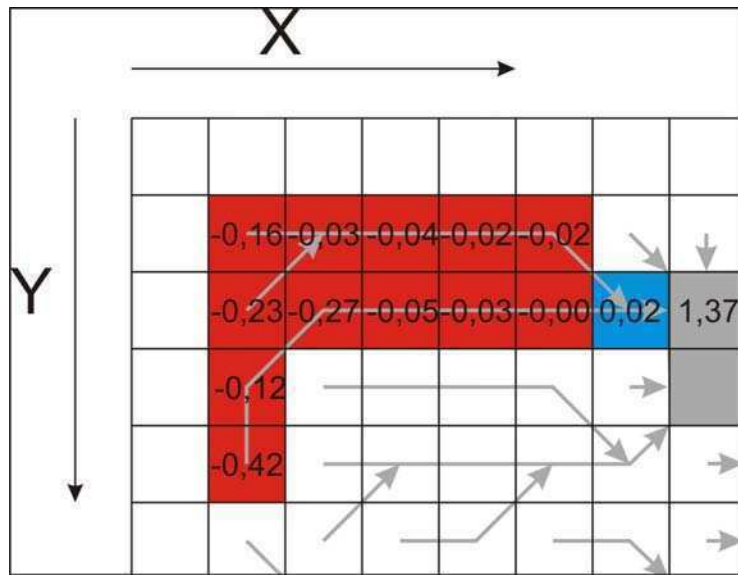


Figura A.3: Sectores bajo erosión (rojo) y sedimentación (azul) resultantes del segundo ciclo. Los números indican cantidad de material removido o sedimentado. Toda la cuenca de drenaje aporta al lago (gris) 1,37 metros de sedimentos que serán depositados allí si se dispone de espacio de acomodación suficiente.

Sumando ambos ciclos de erosión-sedimentación, se obtiene la siguiente tasa de denudación promedio (Figura A.4):

$$TD = (2,52 \text{ m} * 1000) / (13 * 100 \text{ años})$$

$$TD = 1,93 \text{ mm/año}$$

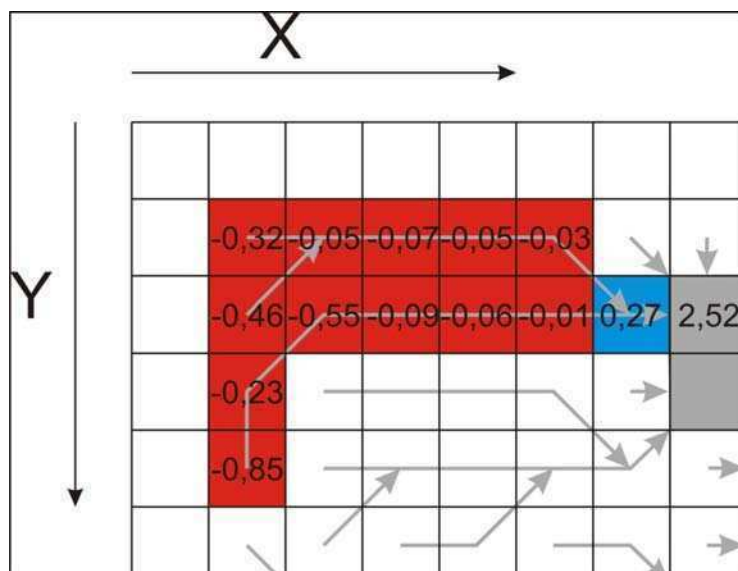


Figura A.4: Sectores bajo erosión (rojo) y sedimentación (azul) resultantes de la sumatoria de los dos ciclos. Los números indican cantidad de material removido o sedimentado. Toda la cuenca de drenaje aporta al lago (gris) 2,52 metros de sedimentos que serán depositados allí si se dispone de espacio de acomodación suficiente.