

Capítulo 3

Geomorfología del Parque Nacional Bosque Fray Jorge: génesis y procesos.

JOSÉ E. NOVOA-JEREZ, JOSÉ M. VIADA-OVALLE,
DAVID LÓPEZ & FRANCISCO A. SQUEO

RESUMEN

Se caracteriza la geomorfología del área del Parque Nacional Bosque Fray Jorge, mediante el estudio de la génesis del relieve (morfogénesis) y de los procesos que actualmente operan sobre él (morfodinámica). La morfogénesis se explica geológicamente por el tectonismo asociado a la compresión subductiva entre la placa de Nazca y Sudamericana. La morfodinámica, se explica a partir de un modelo de comportamiento potencial que relaciona indicadores de disección vertical y horizontal asociados a la pendiente del terreno y umbrales de energía de desplazamiento de los materiales superficiales del relieve. Se concluye que actualmente predominan en la morfodinámica procesos de remoción en masa y erosión de tipo lineal, mientras que las dinámicas de desprendimiento y deslizamiento son escasas en el área. Tales resultados permiten sustentar criterios de manejo que favorezcan la recuperación del suelo y eviten la pérdida de este recurso.

Palabras Clave: ecosistema semiárido, erosión, geomorfología, morfodinámica, morfogénesis.

INTRODUCCIÓN

Para el presente análisis geomorfológico del Parque Nacional Bosque Fray Jorge, siguiendo los planteamientos conceptuales de Fairbridge (1968) y Goudie (1994), se entenderá a la geomorfología como el estudio del comportamiento del relieve a partir de sus condiciones morfográficas (formas del relieve), morfogenéticas (factores pasados que han desencadenado una determinada forma del relieve) y morfodinámicas (procesos que provocan actualmente transformaciones en el relieve).

El análisis de relieves costeros en márgenes continentales de subducción, como ocurre en gran parte de Chile respecto de las placas tectónicas de Nazca y Sudamericana, presenta como característica geomorfológica fundamental la rapidez de los procesos que desencadenan (Berryman et al. 1992, Rea & Ruff 1996, Tatsumi & Eggins 1997, Giambiagi & Ramos 2002). A modo de ejemplo, estructuralmente (vinculada a la tectónica y sismología) permitiría reconstituir antiguos sistemas de drenaje y con ello la presencia de recursos hídricos subterráneos, climáticamente

sería posible correlacionar condiciones paleoclimáticas con los desplazamientos latitudinales de los continentes o la reconstrucción de paisajes o de paleoambientes.

Altos de Talinay reúne las características morfogénicas señaladas (Paskoff 1993, Pouget et al. 1996) pero carece de interpretaciones morfodinámicas, cuyo reconocimiento permite vislumbrar una serie de aplicaciones concretas en términos de manejo y planificación del paisaje (Cooke & Doornkamp 1990, Tucker & Bras 1998, Huggett 2003).

Es el caso del recurso suelo, dado que la intensidad pedogenética (proceso de generación de suelos) es respuesta directa de la morfodinámica superficial (Nearing et al. 1991, Kooi & Beaumont 1996, Tucker & Bras 1998), en el sentido que a una mayor morfodinámica la respuesta pedogenética será menor y, a la inversa, a una menor morfodinámica corresponderá una generación de suelos más rápida (Gerrard 1995, Novoa 2001, Bonnet & Crave 2003).

El objetivo del presente capítulo es caracterizar la geomorfología del área del Parque Nacional Bosque Fray Jorge, mediante el estudio de la morfogénesis y morfodinámica.

MATERIALES Y MÉTODOS

El Parque Nacional Bosque Fray Jorge se inserta en el sistema montañoso costero del ecosistema semiárido transicional de la IV Región de Coquimbo. Posee la singularidad topoclimática de concentrar condiciones atípicas de humedad para esta latitud, producto de una aceleración de los procesos de condensación al enfrentarse las masas de aire oceánicas con un cordón montañoso que las obliga a elevarse y concentrar su contenido de humedad, permitiéndole la mantención de un ecosistema vegetacionalmente azonal (ver Capítulo 2).

Al considerar sus características geomorfológicas, se debe tener presente que sus aspectos morfográficos y morfogénicos ya han sido analizados (Paskoff 1993) mediante la interpretación de fotografías aéreas, cartas geológicas y levantamiento de información en terreno. En el área han sido reconocidas tres subunidades (Paskoff 1993, Pouget et al. 1996) que corresponden morfográficamente con las terrazas litorales, el cordón de Altos de Talinay y el sector oriental del mismo (Quebrada Las Vacas) (Fig. 1).

El análisis morfodinámico se fundamentó en criterios morfométricos (Peña 1997, MacLeod 2002) aplicados a las características de pendiente del relieve y sus interpretaciones respecto de la dinámica superficial se sustentó en los principios de la geomorfología climática (Budel 1982, Thorn 1988, Kooi & Beaumont 1996, Roering et al. 1999, Huggett 2003) y las experiencias previas sobre el comportamiento del ecosistema semiárido transicional chileno (Novoa 2001, Novoa et al. 1999).

Para este análisis se utilizó como base de información topográfica las cartas oficiales del Instituto Geográfico Militar (escala 1:50.000). La estructura metodológica (Fig. 2) integró la utilización de Sistemas de Información Geográfica (SIG) para la creación de un modelo digital de terreno (MDT) mediante técnicas estandarizadas (Tarboton et al. 1991, Peña 1997, Snyder et al. 2000, Tucker et al.

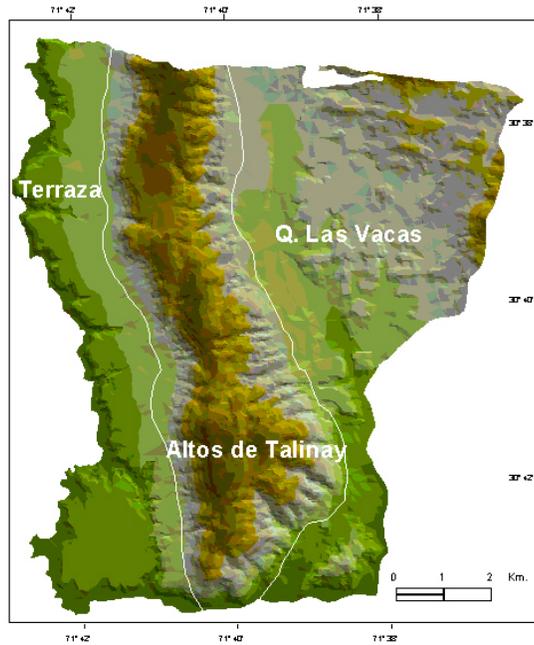


Fig. 1. Distribución de unidades de análisis morfodinámico del Parque Nacional Fray Jorge.

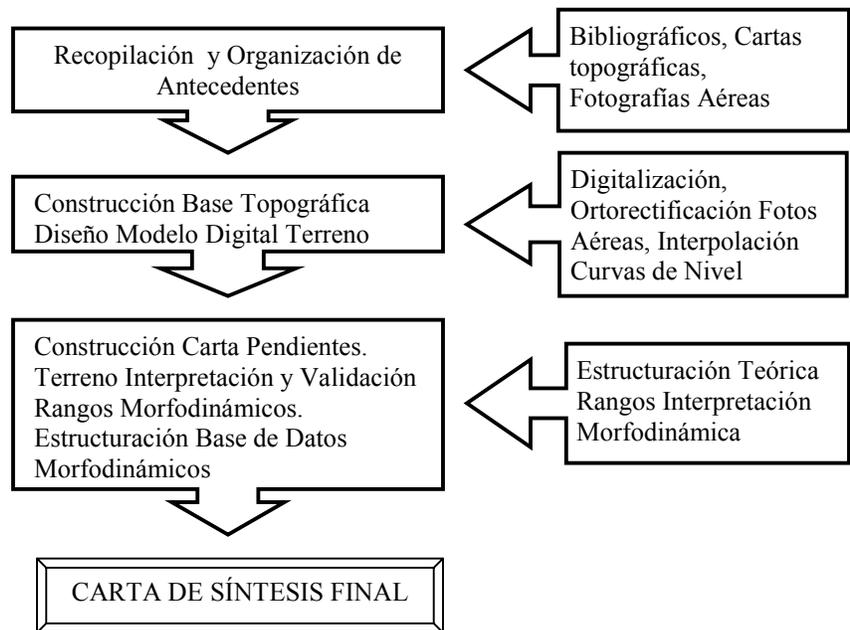


Fig. 2. Esquema Metodológico.

2001) con interpolación de curvas de nivel a escala de detalle, apoyado en interpretación automatizada de fotogramas del año 2001 (escala 1:20.000).

Se utilizaron criterios de interpretación morfodinámico para asociar los resultados del modelo digital de terreno en rangos de respuesta a la pendiente local que presenta el relieve (Díaz et al. 1980, Tarboton et al. 1991, Borgel 1996, Novoa 1996, Snyder et al. 2000), cuya variabilidad espacial provoca procesos de erosión, transporte o sedimentación de los materiales desplazados bajo la influencia de la fuerza de gravedad (Reneau & Dietrich 1991, Peña 1997, Huggett 2003).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La morfología del Parque Nacional Bosque Fray Jorge presenta un conjunto de escalones topográficos que reflejan desniveles en bloques tectónicos de tiempo geológico reciente (Fig. 3), sobre los cuales se han desarrollado dinámicas de erosión torrenciales (Paskoff 1993). Este paisaje permite discriminar tres unidades completamente diferentes de oeste a este: la plataforma litoral, el macizo costero y los bloques basculados, denominados en este documento como “Terraza”, “Altos de Talinay” y “Quebrada Las Vacas” respectivamente (Fig. 1).

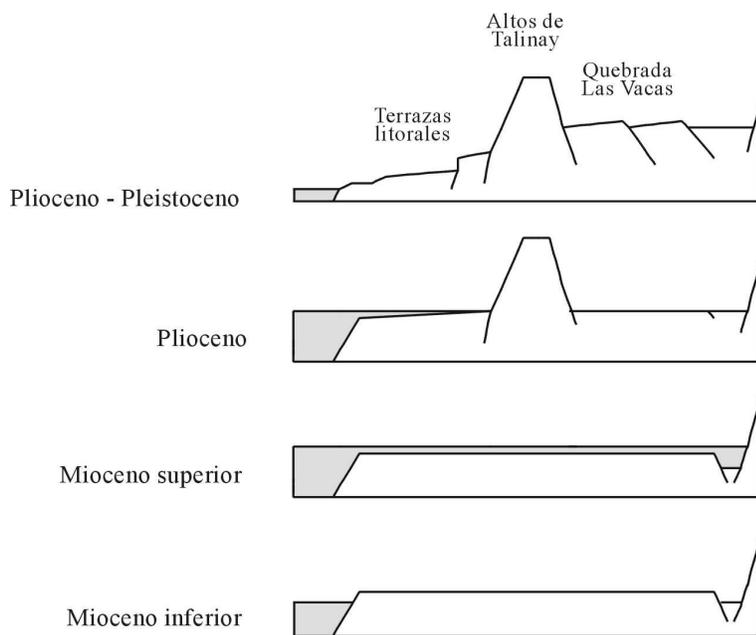


Fig. 3. Esquema morfoestructural del sector Altos de Talinay (modificado a partir de Paskoff 1993). Donde (1) después del Plioceno, (2) Plioceno. (3) Mioceno superior, (4) Mioceno inferior.

Una fosa submarina ubicada a unos 10 kilómetros de la costa, supera los 1.000 metros de profundidad, se orienta paralelamente a los Altos de Talinay y ejemplifica el control geológico de carácter estructural con una dirección predominantemente longitudinal para el área. Su expresión litoral corresponde a un conjunto de terrazas

marinas que no superan los 800 metros de ancho, separadas por antiguos acantilados cuyo desgaste se ve favorecido por la antigüedad de un sustrato rocoso Precámbrico a Paleozoico (Thomas 1967), es decir unos 570 millones de años (Huggett 2003).

Estas formas topográficas han sido datadas por Paskoff (1993) y correlacionadas con 4 niveles marinos que aparecen en torno a las cotas de los 200 msnm para el Plioceno (5 millones de años), 150 msnm para el Plioceno superior a Cuaternario antiguo (5 a 2 millones de años), 30 msnm para el Cuaternario medio (2 a 1 millón de años) y 10 msnm para el Cuaternario reciente a Holoceno (1 millón a 100.000 años).

El sustrato rocoso del macizo costero está constituido por un complejo metamórfico antiguo en el cual se ha transformado la roca originalmente volcánica por compresión tectónica asociada a la dinámica de placas. Este macizo se encuentra delimitado por laderas escarpadas que reflejan movimientos verticales geológicamente recientes, con desniveles que superan los 300 metros hacia el este, una cumbre estrecha que presenta un aplanamiento previo al Plioceno superior y hacia el oeste, laderas más bajas que han sido transformadas en acantilados por la erosión marina y la reactivación tectónica cuaternaria con amplitudes altitudinales de algunas decenas de metros (Paskoff 1993).

Al este del macizo costero, se encuentran bloques tectónicamente inclinados, cuyas crestas de orientación este a oeste se encuentran erosionadas por quebradas con cabeceras que culminan entre los 250 y 400 msnm. Algunas cumbres aisladas como el cerro Mozambique (560 msnm) sobrepasan en 100 metros la topografía de erosión de base local, la que se ensancha paulatinamente de norte a sur para alcanzar unos 15 kilómetros de ancho en las proximidades del río Limarí. Esta unidad morfológica corresponde a dos bloques inclinados delimitados hacia el este por un escarpe de falla tectónica (Paskoff 1993).

Por lo expuesto, Paskoff (1993) define a la morfología y morfogénesis del área de los Altos de Talinay como antiguas superficies de erosión marina miocénica (hace unos 23 millones de años) y plio-pleistocénica (hace unos 3 millones de años), desnivelados por la acción de una tectónica joven en la que dos fases han podido ser distinguidas: una de fines del Terciario (23 millones de años) o del Cuaternario más antiguo (2 a 3 millones de años) que ha provocado la elevación de los macizos costeros, la otra del Cuaternario antiguo (2 millones de años).

La morfodinámica que predomina en la actualidad y que da respuesta a los procesos superficiales del relieve presentado por el área del Parque Nacional Bosque Fray Jorge, permiten diferenciar seis tipos de procesos dominantes que en orden de importancia areal corresponden a: remoción en masa, erosión lineal, erosión laminar, erosión difusa, deslizamiento y, desprendimiento.

La remoción en masa corresponde a un flujo de materiales con forma elongada, cuyo contenido de humedad es variable y delimitado por las características del sitio a laderas con forma de embudo o utilizando fondos de pequeñas quebradas preexistentes, normalmente en presencia de sedimentos no cohesivos (Summerfield 1991), su velocidad de desplazamiento es muy variable ya que puede superar los 3 metros por segundo o alcanzar menos de 30 centímetros en 5 años (Flageollet 1989).

Los tres tipos de erosión detectados, se asocian con el agua corriente en desplazamiento laderas abajo y presentan activaciones estacionales durante los

períodos de lluvias. La de tipo lineal conforma redes de surcos paralelos con una profundidad que puede variar entre algunos centímetros a decenas de centímetros (Vandaele et al. 1996, Torri & Borselli 2003). La erosión de tipo laminar es el resultado de una escorrentía que elimina en láminas las capas superficiales del suelo y actúa predominantemente en suelos con poca resistencia y pobres en materia orgánica. La erosión difusa corresponde a una situación intermedia entre las dos anteriores (Derruau 1978).

Los deslizamientos corresponden a un tipo específico de remoción en masa que involucra el desplazamiento de materiales rocosos de diversas dimensiones sin requerir una saturación por humedad, normalmente involucran poco espesor del material superficial por lo que se desarrollan en forma paralela a un sustrato rocoso fracturado o bien a lo largo de fracturas geológicas (Summerfield 1991, Iverson 1997, Iverson et al. 1997, Densmore et al. 1998), su velocidad de desplazamiento fluctúa entre 2 centímetros diarios y menos de 30 centímetros en 5 años (Flageollet 1989).

En el desprendimiento predomina la fuerza de gravedad sobre los materiales, la que actúa sobre suelos y rocas que posean un contenido de humedad bajo, pudiendo afectar a unidades areales de gran extensión a la largo de las laderas o bien a caída de bloques individuales desde laderas con elevada pendiente (Summerfield 1991), su velocidad de desplazamiento es extremadamente rápida ya que normalmente supera los 3 metros por segundo (Flageollet 1989). La expresión espacial de estas morfodinámicas superficiales descritas para el área de estudio varía entre una unidad fisiográfica y otra (Tabla 1, Fig. 4). Las dinámicas asociadas a procesos de erosión laminar predominan en el área denominada como “Quebrada Las Vacas” (1290 hectáreas), la erosión difusa se presenta con mayor amplitud espacial en el área denominada como “Terraza” (431 hectáreas), la erosión lineal vuelve a dominar en el sector “Quebrada Las Vacas” (1.127 hectáreas), procesos de remoción en masa y deslizamiento predominan en la unidad “Altos de Talinay” (1.911 y 274 hectáreas respectivamente), finalmente y muy localizadas se encuentra un predominio de procesos de desprendimiento en el área definida como “Terraza” (menos de 1 hectárea).

Tabla 1. Condiciones morfodinámicas del Parque Nacional Fray Jorge expresado en hectáreas.

MORFODINAMICA	Terraza	Altos de Talinay	Quebrada las Vacas	TOTAL
Erosión Laminar	451,1	248,1	1.290,9	1.990,0
Erosión Difusa	431,1	53,3	264,1	748,4
Erosión Lineal	790,1	807,3	1.127,6	2.725,5
Remoción en Masa	371,0	1.911,8	770,3	3.053,2
Deslizamiento	69,7	274,0	18,4	362,2
Desprendimiento	0,4	0,0	0,0	0,4
TOTAL	2.113,4	3.294,5	3.471,3	8.879,7

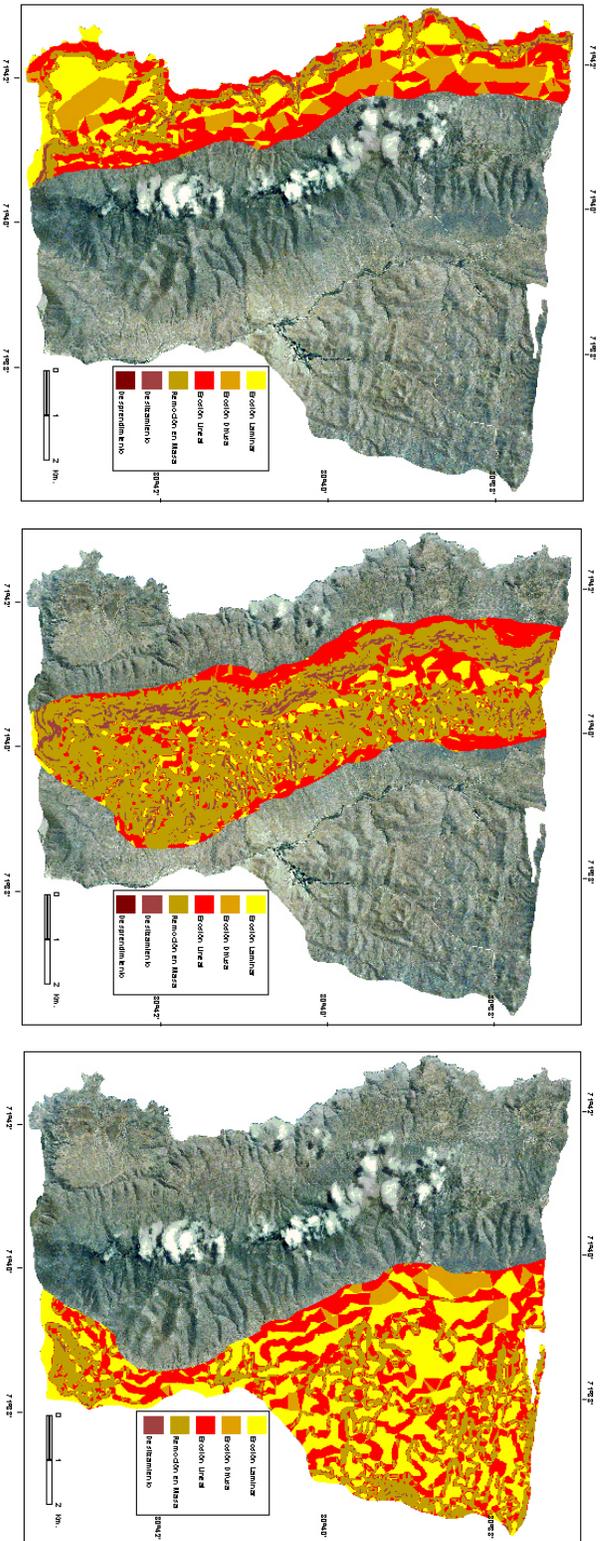


Fig. 4. Morfodinámica sintetizada de las subunidades Terraza (izquierda), Altos de Talinay (centro) y Quebrada Las Vacas (derecha).

La unidad “Terraza” registra un predominio de procesos de erosión lineal y laminar que afectan al 8,9% y 5% del Parque Nacional, mientras “Altos de Talinay” reúne el 21% de los procesos de remoción en masa y, “Quebrada Las Vacas” concentra el 14% y 12% de la superficie afectada por morfodinámicas de erosión lineal y laminar respectivamente de todo el Parque Nacional Bosque Fray Jorge (Fig. 4).

La interpretación de los resultados, permite fundamentar acciones de manejo sustentadas en principios biológicos e ingenieriles para el Parque, ya que se ha logrado determinar las áreas específicas en las cuales los diversos procesos superficiales se encuentran presentes en términos de erosión, transporte y sedimentación.

Así, por ejemplo si se considera al recurso suelo como criterio de manejo, es posible interpretar los sectores que se verían afectados en su regeneración natural, ya que las áreas con menor pendiente se encuentran sujetas a un predominio de dinámicas depositacionales (erosión de tipo laminar y difusa) que facilita la regeneración natural del suelo, mientras las áreas con pendiente intermedia (erosión lineal y remoción en masa) se relacionan con mecanismos de transporte de los sedimentos superficiales (Kooi & Beaumont 1996, Vandaele et al. 1996, Torri & Borselli 2003) y las áreas caracterizadas por una pendiente elevada (deslizamiento y desprendimiento) presentan un alto dinamismo superficial que impide la regeneración natural del suelo, pero a la vez aporta los minerales necesarios para la pedogénesis de los sectores ubicados aguas abajo de ellas (Cooke & Doornkamp 1990).

AGRADECIMIENTOS

Se agradece la colaboración prestada por el ingeniero Iván R. Hernández y al personal de CONAF del Parque Nacional Fray Jorge por el apoyo logístico y valiosos comentarios a este trabajo. Este estudio forma parte del proyecto “Investigación de Tratamientos Silviculturales Rescate Parque Nacional Fray Jorge” financiado por el Gobierno Regional de Coquimbo (B.I.P. 20092545-0). Esta es una contribución del Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA).

LITERATURA CITADA

- BERRYMAN K, O YOKO & A HULL (1992) Holocene coastal evolution under the influence of episodic tectonic uplift: examples from New Zealand and Japan. *Quaternary International* 15/16: 31-45.
- BONNET S & A CRAVE (2003) Landscape response to climate change: insights from experimental modelling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography. *Geology* 31: 123-126.
- BORGEL R (1996) Métodos aplicados al análisis de la cartografía nacional. *Revista de Geografía Norte Grande* 23: 5-9.
- BUDEL J (1982) *Climatic geomorphology*. Princeton University Press, Surrey, 443 pp.
- COOKE R & J DOORNKAMP (1990) *Geomorphology in environmental management: a new introduction*. Clarendon Press, Oxford, 410 pp.

- DENSMORE AL, ELLIS MA & RS ANDERSON (1998) Landsliding and the evolution of normal-fault-bounded mountains. *Geophysical Research Solid Earth* 103: 15203-15219.
- DERRUAU M (1978) *Geomorfología*. Ediciones Ariel, Barcelona, 528 pp.
- DIAZ M, A DUK & G RODRIGUEZ (1980) Elaboración y aplicación de las principales cartas morfométricas. *Boletín Informativo Instituto Geográfico Militar* 1:1-4.
- FAIRBRIDGE RW (1968) *The encyclopedia of geomorphology*. Reinhold Book Corporation, New York, 1295 pp.
- FLAGEOLLET JC (1989) *Les mouvements de terrain et leur prévention*. Masson, París, 224 pp.
- GERRARD J (1995) *Soil geomorphology: an integration of pedology and geomorphology*. Chapman & Hall, London, 269 pp.
- GIAMBIAGI L & V RAMOS (2002) Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33 degrees 30'S - 33 degrees 45'S), Argentina and Chile. *Journal Society American Earth Science* 15:101-116.
- GOUDIE A (1994) *The encyclopedic dictionary of physical geography*. Blackwell, Cambridge, 611 pp.
- HUGGETT R (2003) *Fundamentals of geomorphology*. Routledge, London, 386 pp.
- IVERSON RM (1997) The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics* 35: 245-296.
- IVERSON RM, ME REID & RG LAHUSEN (1997) Debris-flow mobilization from landslides. *Annual Review Earth & Planetary Sciences* 25: 85-138.
- KOOI H & C BEAUMONT (1996) Large-scale geomorphology: classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model. *Geophysical Research Solid Earth* 101: 3361-3386.
- MACLEOD N (2002) Geometric morphometrics and geological shape-classification systems. *Earth Science Reviews* 59: 27-47.
- NEARING MA, JM BRADFORD & SC PARKER (1991) Soil detachment by shallow flow at low slopes. *Soil Science* 55: 339-344.
- NOVOA JE (1996) *Cálculos morfométricos en geomorfología*. Ediciones Programa de Geografía Física Aplicada, Universidad de La Serena, 6 pp.
- NOVOA JE (2001) Cambio climático global y pedogénesis en ambientes áridos. *Revista de Estudios Socioterritoriales* 2: 93-120
- NOVOA JE, R CASTILLO & JM VIADA (1999) Morfogénesis aluvional en ambientes semiáridos. *Anales Sociedad Chilena de Ciencias Geográficas* 1: 88-95.
- PASKOFF R (1993) *Geomorfología de Chile Semiárido*. Ediciones Universidad de La Serena.
- PEÑA J (1997) *Cartografía geomorfológica básica y aplicada*. Geoforma ediciones, Logroño, España, 227 pp.
- POUGET M, E CAVIEDES, PH HAMELIN, D REMY, R MATHIEU, V LIRA & D ALVAREZ (1996) Ambiente árido y desarrollo sustentable: la provincia de Limarí. Coedición ORSTOM-CEZA, Santiago, 103 pp.
- REA R & L RUFF (1996) Composition and mass flux of sediment entering the world's subduction zones: implications for global sediment budgets, great earthquakes and volcanism. *Earth and Planetary Science Letters* 140: 1-12.
- RENEAU SL & WE DIETRICH (1991) Erosion rates in the southern Oregon coast range: evidence for an equilibrium between hillslope erosion and sediment yield. *Earth Surface Processes & Landforms* 16: 307-322.

- ROERING JJ, JW KIRCHNER & WE DIETRICH (1999) Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology. *Water Resources Research* 35: 853-870.
- SNYDER NP, KX WHIPPLE, GE TUCKER & DJ MERRITTS (2000) Landscape response to tectonic forcing: digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geological Society of America Bulletin* 112: 1250-1263.
- SUMMERFIELD MA (1991) *Global geomorphology*. Longman Scientific & Technical, Wiley, London, 535 pp.
- TARBOTON DG, RL BRAS & I RODRIGUEZTURBE (1991) On the extraction of channel networks from digital elevation data. *Hydrological Processes* 5: 81-100.
- TATSUMI Y & S EGGINS (1997). *Subduction zone magmatism*. Blackwell Science, Oxford, 285 pp.
- THOMAS H (1967) Geología de la hoja Ovalle, provincia de Coquimbo. *Boletín* 23, Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, 58 pp.
- THORN C (1988) *Introduction to theoretical geomorphology*. Allen & Unwin, London, 247 pp.
- TORRI D & L BORSELLI (2003) Equation for high-rate gully erosion. *Catena* 50: 449-467.
- TUCKER GE & RL BRAS (1998) Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology. *Water Resources Research* 34: 2751-2764.
- TUCKER GE, F CATANI, A RINALDO & RL BRAS (2001) Statistical analysis of drainage density from digital terrain data. *Geomorphology* 36: 187-202.
- VANDAELE K, J POESEN, G GOVERS & B VANWESEMAEL (1996) Geomorphic threshold conditions for ephemeral gully incision. *Geomorphology* 16: 161-173.