

# Vulnerabilidad y peligro de desastres en la cordillera chilena (Chile central)\*

REINALDO BÖRGEL O.  
Instituto de Geografía  
Pontificia Universidad Católica de Chile

## RESUMEN

*Este estudio muestra las características tan particulares que tiene la cordillera chilena en la región central del territorio; se trata de correlaciones entre glaciario, volcanismo y la torrencialidad de ríos y quebradas durante el Cuaternario y el Holoceno; situaciones que llegan hasta nuestros días bajo la forma de aluviones con corrientes de barro mezcladas con bloques y material grueso. Se trata de cargas de sustitución removidas de antiguos depósitos cuaternarios.*

## RÉSUMÉ

*C'est étude signale la caractéristique très particulière qui à la cordillere chilienne dans la region centrale du pays; il s'agit de correlations entre le glaciario, le volcanisme et la torrencialité des rivières pendant le Quaternaire et l'Holocène y que revient jusque aujourd'hui sous la forme des alluvions avec coulées boueuses mélangées avec blocs et amas de matériel grossier. Il s'agit de charges de substitution remanées des anciens dépôts quaternaires.*

## INTRODUCCION

Características del ambiente cordillerano en Chile central (31° a 35° lat, Sur)

La cordillera andina de Chile central se define, por su situación planetaria como parte de un sistema mediterráneo.

Desde este punto de vista presenta algunas características generales que conviene establecer:

- En las cumbres, por encima de los 5.000 m, domina un régimen glacial y por debajo de esta altitud un sistema periglacial. Este régimen se define por procesos que se activan por las oscilaciones del termómetro en tomo de 0 °c.
- El límite inferior del sistema periglacial oscila entre 3.900 y 3.000 m, variando de N a S conforme las diferencias de altitudes en las cumbres cordilleranas. En general, la cordillera es más alta en el N y más baja en el S, en el sector de estudio ya señalado.
- Conviene señalar que este límite no ha sido estudiado apropiadamente y es conveniente establecerlo, ya que en él se registra la más alta vulnerabilidad y el factor de peligro, por derrumbes en masa.
- El régimen mediterráneo de los Andes chilenos se caracteriza por dos estaciones bien definidas

y opuestas: invierno frío con precipitaciones nivales y en parte pluviales y un verano seco y caliente.

- Como consecuencia de lo anterior, en la estación seca hay una relativa mortalidad vegetal, con activación de procesos mecánicos de meteorización muy enérgicos. En cambio, en la estación invernal hay precipitaciones sólidas, en forma de nieve y granizo, que cubren tanto las cumbres como las laderas, depositándose sobre estos materiales, previamente atacados por la intemperización. Esto es una diferencia importante con regiones que tienen suelos perpetuamente helados, ya sea de tipo pergelisol o permafrost.
- Estas estaciones extremas son pendulares en el tiempo y en el espacio: esto es, oscilan de N a S adquiriendo las precipitaciones intensidad variables, a veces en el norte de esta faja, otras en el S. Esta faja se extiende desde los 31° de latitud S hasta los 35°S y cubre desde La Serena hasta Concepción. Estos ciclos de mayor o menor humedad no están bien establecidos y su conocimiento es importante como factor de un sistema preventivo de laderas inestables. Los períodos secos, según su extensión en el tiempo, pueden provocar una alta mortalidad vegetal y, por ende, una fragmentación muy fuerte en las formaciones superficiales.

\* Este artículo es resultado de las investigaciones realizadas por el autor en los proyectos DIUC N° 149/83; 45/88 y 42/88, con financiamiento de la Pontificia Universidad Católica de Chile.

En cambio, los períodos húmedos o ciclos de años lluviosos o nivosos facilitan un escurrimiento regular con arroyadas permanentes. Esto provoca un sistema de transporte continuo desde las cumbres y laderas hacia el fondo del valle; como consecuencia, la ladera se estabiliza con una cubierta granulométrica de un tamaño ligeramente superior a la máxima competencia alcanzada por las aguas de los arroyos cordilleranos. Esta homometría de los materiales es un factor de seguridad para las laderas, aún fuertemente inclinadas.

La inestabilidad de laderas surge a partir del umbral que separa un período seco de otro húmedo. La interrupción de un período seco por precipitaciones abundantes y violentas es la causa principal de grandes desequilibrios en los valles de montaña.

- g. Otra característica de estas cordilleras mediterráneas es su estructura geológica basada en plegamientos con capas o estratos con buzamientos de diferente inclinación. En general, los grandes valles que contienen los ríos principales son valles anticlinales, en tanto que la mayor parte de los afluentes son sinclinales. Este hecho estructural genera dos tipos de laderas: unas, conforme la pendiente estructural y otras, no conforme. Es obvio que la mayor inestabilidad está en las laderas conforme, ya que en los procesos gravitacionales son más enérgicos. En este caso coincide la pendiente topográfica con la pendiente estructural.
- h. El volcanismo cuaternario ha recubierto las cordilleras de Chile central con abundantes capas de cenizas volcánicas, además de haber rellenado gran parte de los valles superiores con lavas y arenas volcánicas. Las cenizas son discordantes a una superficie de erosión antigua y constituye un material fino que otorga gran plasticidad a los deslizamientos de tierras. Lamentablemente, a la fecha no existe una cartografía a nivel regional que indique la localización exacta de estas cubiertas cineríticas.
- i. Los sistemas hidrográficos en zonas de montaña tienen la particularidad de presentar distintas pendientes, según se considere el río principal sus afluentes. Este es un factor dinámico que convierte a los afluentes en potenciales fuentes de descarga de materiales a las zonas de confluencia. Todas las confluencias y los lechos y laderas aguas abajo de éstas son zonas críticas de alta vulnerabilidad y potencial peligro de desestabilización de laderas (Borgel: 1983 y 1988).

En efecto, la historia geomorfológica del río Maipo nos indica que desde el Cuaternario a la fecha, ríos afluentes como el Yeso, Volcán, Colo-

rada, etc., han bloqueado en numerosas oportunidades el escurrimiento del río principal, generando tres formas principales: un represamiento en el sitio de confluencia, un lago de barrera aguas arriba con grandes acumulaciones de arenas, cuyo espesor puede alcanzar desde algunos metros hasta cientos de ellos; en tercer lugar se forman terrazas de descarga fuertemente inclinadas y que se ubican aguas abajo del represamiento. Estas terrazas son diferentes de aquellas que organizan los ríos en un sistema morfogenético regularizado por el clima (ver fotos 1 y 2).

Estas formas son provocadas por tectodinámica, conjunto de procesos directamente ligados al origen y evolución de los Andes. Desde un punto de metodológico, es factible indicar que si un lugar o sitio en la cordillera está expuesto a peligro, un levantamiento geomorfológico revela el grado de ocurrencia histórica que tiene dicho lugar. La recurrencia indica el grado de vulnerabilidad que presenta la zona y permite considerar los sitios más seguros para el hábitat humano. Esto es muy importante para la cordillera andina de Chile central, ya que al pie de ella, en el llamado "valle central", viven alrededor de siete millones de personas (Borgel-Velozo, 1988).

En resumen, todas estas condiciones nos llevan a establecer que dos grandes conjuntos de factores entran en la noción de peligro y vulnerabilidad de los ambientes de cordillera: uno es el clima con todas sus variables muy complejas y que a escala de detalle lo son aún más; en segundo lugar, la tectodinámica que es la energía que activa los mecanismos que modelan el paisaje y que están en permanente movilidad a través de procesos que se interaccionan; tal es el caso de terremotos, activando inundaciones; precipitaciones pluviales, activando corrientes de barro, etc.

Desde el punto de vista geomorfológico, las relaciones entre el clima y la roca varían según la naturaleza de la cubierta superficial. Por ello, uno de los estudios básicos a realizar es la naturaleza de las formaciones superficiales. No es lo mismo una cubierta rocosa, o de piedras, arenosa, limosa o arcillosa; como tampoco lo es, según la cobertura vegetal, la dispersión de las plantas o la altura de dicha vegetación.

Como se ha dicho, los procesos de alta montaña se inscriben en la zona periglacial y proglacial, es decir, inmediatamente aguas abajo de las lenguas de glaciar, o en las inmediaciones de la zona congelada.

Este ambiente ha sido poco estudiado en Chile y en general se carece de estudios de detalle. Por lo tanto, basándonos en estudios realizados en otros países, tales como URSS, Polonia, Alemania, Francia y Checoslovaquia se pueden señalar algunos principios y conceptos válidos para nuestro



Foto 1: Valle del río Yeso. Terrazas lacustres formadas por represamiento y situadas aguas arriba de la represa. (Foto R. Borgel, 1984.)



Foto 2: Valle del río Yeso. Terrazas de descarga producidas luego de la ruptura de una represa natural y situadas aguas abajo del obstáculo. (Foto R. Borgel, 1984.)

ambiente de montaña, con las correcciones que corresponde, por tratarse de un ambiente distinto a los países mencionados.

Los más importantes factores que hacen que la montaña chilena sea diferente a la europea son:

1. Es una montaña sujeta a constante sismicidad;
2. Gran cobertura espacial de rocas y de cenizas volcánicas;
3. Influencia oceánica del Pacífico;
4. Sistemas torrenciales en ambiente mediterráneo.

Cada uno de estos factores actúa como detonador, a su debido tiempo, dando particularidad al problema de los deslizamientos, avalanchas y corrientes de barro presentes en el país.

Se estudiarán las características del medio periglacial de acuerdo a las experiencias practicadas en otros países, y luego analizaremos los aspectos tectodinámicos que gatillan las formaciones superficiales antiguas, provocando una reactivación de depósitos que ya habían alcanzado un cierto reposo en laderas y fondos de valle.

## 1. EL DOMINIO PERIGLACIAL

Este término fue introducido en el lenguaje científico por Loczinski, investigador polaco en este tipo de procesos. Corresponde en su definición a la margen exterior del hielo, lo cual es una aseveración vaga. Mejor es decir que es el dominio de las alternancias hielo-deshielo, influyendo sobre las propiedades físicas de los materiales, permeabilidad y coexistencia de éstos, sometiéndolos a esfuerzos mecánicos que producen la gelificación o destrucción de las formaciones superficiales y los efectos de trillado o desmenuzamiento de las rocas.

En los períodos de congelación se modifica la composición de las soluciones y se bloquean las acciones químicas, lo cual es peligroso para las plantas, ya que el frío es un factor limitante para la cubierta vegetal. La pedogénesis y los factores bióticos se modifican por estas alternancias hielo-deshielo.

Aunque la mayor parte de los autores se basa en la isoterma de Ogrado, como umbral para el funcionamiento del sistema periglacial, las experiencias demuestran que este valor no es igual para todos los sitios, ya que la radiación solar, según el tipo de roca, tiene la capacidad de hacer variable la penetración del agua en el suelo y, por ende, de la temperatura. Es así como en el hemisferio N hay regiones de montaña donde la isoterma de O grado puede penetrar varios metros bajo la super-

ficie. El calor específico del suelo juega un rol importante, como retención del agua y su conductibilidad, para cada punto.

La litología volcánica de las cubiertas superficiales de la cordillera chilena en la zona central tiene una buena conductibilidad que facilita la penetración del agua en el subsuelo, a gran profundidad; esto indica que la isoterma de O grado debe estar a varios metros por debajo de la superficie. Este factor es de gran importancia en los deslizamientos de tierras, y aunque la roca esté sana en superficie, en su interior, las tensiones por criogénesis son importantes, estando las rocas debilitadas por ensanchamiento de grietas y fisuras.

Los efectos físico-químicos de las acciones de hielo-deshielo son los siguientes:

- a. Variaciones de volumen bajo los efectos del frío por congelamiento: corresponde al proceso de la gelificación. El aumento de volumen tiene dos causas: la densidad del hielo es menor que la del agua, la relación es 1/10; segundo, la formación de segregaciones de hielo. Una vez formada la primera cristalización, los cuerpos atraen el resto del agua aumentando el volumen de los cristales. Al penetrar en las fisuras de las rocas, actúan atacando las paredes de las rocas y ensanchando dichas grietas. En los materiales sueltos, el hielo provoca hinchazones y estas deformaciones permanecen luego que la superficie se ha endurecido por el frío: los materiales que subyacen bajo la capa endurecida sufren, por esta causa, presiones muy fuertes. Es el origen de las ondulaciones y otras microformas; como variados tipos de guirnaldas.

El mecanismo conocido con el nombre de "pared fría" se origina en el hielo de exudación o "pipkrakes" (del sueco) provocado por un brusco e intenso enfriamiento del suelo en deshielo; en este caso, la isoterma de O grado está en la superficie del suelo. El mecanismo se realiza gracias al ascenso de partículas de agua contenidas en el suelo, las que congelan al llegar a la superficie, dando origen a cristales en forma de agujas. Estas agujas pueden alcanzar hasta 8 cm de altura y se yerguen perpendiculares al suelo, llevando en su parte superior agregados de material detrítico fino, tomado de la superficie, al comenzar el ascenso.

El hielo en el suelo provoca también fenómenos de retracción. los que se evidencian por grietas conocidas con el nombre de "grietas de hielo". Son las zonas a pergelisol y bajo efectos de fuerte enfriamiento las que producen este tipo de microforma.

- b. Variaciones de humedad; estas corresponden a migraciones de agua, luego del congelamiento. Como consecuencia de ello hay un

secamiento del suelo, lo que va a producir grietas de retracción, siendo las más notorias las que suelen afectar suelos arcillosos. Conviene no confundir este tipo de grietas con aquellas de desecación térmica. Mientras las grietas de retracción organizan polígonos de tundra, las grietas de desecación producen suelos poligonales. Cambios en la consistencia del suelo. Esto se produce debido a modificaciones en las propiedades mecánicas y una combinación de procesos anexos. En este sentido, el hielo cambia la concentración de las soluciones del suelo; este proceso se hace por etapas: en la primera, el agua que se congela es agua pura; las siguientes contienen residuos. Durante el proceso de fusión en los suelos congelados, los primeros en descongelarse son las aguas con residuos. Esto hace variar las concentraciones de elementos disueltos. Así, por ejemplo, en el proceso de deshielo las arcillas defloculan, liberando un barro sin consistencia, casi líquido y esto hace que las aguas de escurrimiento de deshielo sean turbias.

El proceso que afecta a las arcillas hace que los contenidos en agua de las formaciones superficiales lleguen al límite de plasticidad, favoreciendo procesos de solifluxión. Considerando los mecanismos que interfieren en su gestación, J. Tricart habla de gelifluxión (1981).

En resumen, las modificaciones físico-química provocadas por los fenómenos de hielo-deshielo en los materiales del suelo, son considerables y ello determina el funcionamiento de mecanismos particulares: gelifracción, geliturbación, gelifluxión.

Los efectos del frío provocan una modificación fisionómica de la vegetación que las hace aparecer como aquella de las regiones áridas. Hay reemplazo del bosque por formaciones achaparradas y cobertura más abierta, aspectos xerofíticos, pocas hojas, órganos carnosos y peludos, fuerte presión osmótica. Todo esto se explica por la falta de minerales en las soluciones del suelo; los medios de extracción de estas plantas deben ser poderosos para captar algunos minerales.

En general, todos los procesos generadores del suelo están muy limitados, incluyendo los microorganismos que están paralizados durante la estación invernal. Un cojín de humus bruto y ácido reemplaza el suelo en los ambientes superiores de los pisos cordilleranos. Los suelos helados convierten esta capa en turberas, las cuales en Canadá han sido datadas por C14 en 4.000 a 5.000 años de edad.

A las condiciones bióticas negativas se une el hecho que el hielo paraliza las acciones químicas y las migraciones durante la mayor parte del año.

Los suelos tienen mal drenaje en la época del deshielo, lo cual da carácter hidromorfo.

Debido al débil desarrollo de los suelos y la vegetación, los procesos mecánicos no tienen obstáculos para realizarse. Por este motivo, las zonas de clima de montaña constituyen verdaderos desiertos periglaciales.

El dominio periglacial comprende dos áreas bien definidas: las zonas septentrionales de Europa y Asia y las zonas de cordillera.

En las zonas del hemisferio N existen variedades del ambiente periglacial: desierto periglacial, tundras, regiones a pergelisol residual (Tricart, Hirsch, Griesbach, 1965).

Como no es el objeto de este artículo el análisis de estas variedades no se tratan en detalle, pero ellos son tipos de regiones heladas muy diferentes entre sí.

En cambio, en las zonas de cordillera, el dominio periglacial se establece en pisos de altura. Estos pisos son diferentes para cada cordillera; es así como no puede confundirse la pradera alpina con la tundra de altura o la vegetación del páramo-andino. En aquellas cordilleras con intensas nevazones no hay pergelisol, ya que la misma cubierta nival entraba o dificulta la penetración del frío en el nivel hipodérmico del suelo.

En cambio, en cordilleras con clima mediterráneo, la pedregosidad abundante es consecuencia de mecanismos de gelifracción, debido a que la nieve funde y cubre la superficie en varias ocasiones, afectando la cubierta superficial.

## 2. EL MODELO DE LADERAS EN ZONAS PERIGLACIALES

Bajo el efecto del frío se desarrollan microformas caracterizadas por un arreglo particular de los materiales.

Estas formas menores que se ubican en las laderas de las montañas incluyen: reticulaciones o polígonos, círculos de piedras, suelos estriados, pavimentos de piedras, montículos, depresiones, etc.

En el modelado de laderas la mayor parte de las improntas del frío son heredadas; en particular, en las cordilleras templadas, ha sido la acción del frío cuaternario el que ha dejado su huella en dichas zonas.

En la acción del sistema morfogenético periglacial sobre las laderas es importante considerar el papel de la gelifracción, la cual está en relación con las propiedades de la roca, la humedad y el régimen térmico.

Sin humedad, el hielo es ineficaz y no hay gelifluxión. Una ladera con humedad suficiente va a proveer detritos más finos y abundantes que otra

expuesta a sequedad. A este respecto, en Chile tiene mucha importancia la oposición de laderas, ya que, por estar situadas las cumbres cordilleras con alineamientos ya sea N-S o E-W las laderas respectivas se corresponden con el díptico sol-sombra o solana y umbría, o bien, en el segundo caso, los alineamientos N-S de las cumbres determinan influencia de barlovento o sotavento. Este juego de laderas opuestas en cuatro dimensiones morfológicas permite la elección de sitios más protegidos, según las condiciones que se establezcan respecto de la dinámica morfogenética local.

El transporte de restos de rocas sobre las laderas se realiza según tres procesos:

#### gravedad, geliflución y escurrimiento

- La gravedad facilita la caída de materiales hacia las partes bajas, generando los llamados taludes a material ordenado.
- La geliflución se presenta en laderas limo-arcillosas y actúa con pendientes mínimas originando laderas cóncavas.
- El escurrimiento está en zonas con una capa helada profunda.

Los tipos de formas de laderas son variados:

- a. Las cornisas rocosas con fragmentos angulosos son frecuentes en las regiones periglaciales, sobre todo donde las pendientes son abruptas. En general, toman aspecto ruiniforme cuando la gelifración ataca rocas litológicamente heterogéneas.
- b. Las laderas de perfil rectilíneo: están regularizadas por gelifración y transportan fragmentos por gravedad. Este tipo de ladera es una etapa más evolucionada que la anterior. Ha desaparecido la comisa y una ordenación del material suelto ha sepultado la roca *in situ*.
- c. Las laderas con escombros ordenados van evolucionando de tal manera que, finalmente, transforman la ladera rectilínea en ladera mixta, convexa en la parte alta y cóncava en la parte inferior. La geliflución y el escurrimiento caracterizan esta sección inferior de la ladera.

Determinados casos particulares de modelado de laderas se presentan en algunas zonas del planeta. Así, por ejemplo, en los Andes chilenos es frecuente encontrar los llamados "senderos de vaca" que corresponde a terracetas con rupturas de sólo algunos cm y que se presentan en laderas abruptas de 10 a 20 grados de inclinación; corresponden a un mecanismo periglacial donde la nieve juega el papel de factor de diferenciación en la erosión del suelo, rechazando la vegetación desde las partes planas hacia los abruptos cercanos.

Los lóbulos de soliflución son masas de fango alimentadas hídricamente por la vegetación, la cual mantiene con la humedad que le imparte la plasticidad y el lento movimiento de la masa de material.

Las coladas de bloques son acumulaciones gruesas de material anguloso que se mueven bajo la acción de los mecanismos hielo-deshielo algunos cm por año.

Las guirnaldas de geliturbación son acumulaciones de material en las laderas y que se refugian detrás de una mata pequeña, generando una ladera irregular.

#### Conclusión

Los efectos morfogenéticos del frío son importantes en las zonas periglaciales y de ellos depende la evolución de las laderas.

Existe un gran parecido entre la morfogénesis de las zonas áridas y el de las altas montañas. Esto debido al predominio de los procesos mecánicos sobre los de tipo bioquímico, los cuales por razones de temperatura y migración de la humedad son débiles.

Finalmente hay que considerar que las formas que existen en las cordilleras templadas desde el punto de vista periglacial son formas heredadas.

### 3. LA TECTODINAMICA Y SU INFLUENCIA EN LA PREPARACION DE DESASTRES EN LA CORDILLERA

A la par que la actividad sísmica, los volcanes impactan de manera directa e indirecta los procesos dinámicos en los valles cordilleranos. El caso del río Colorado, el 29 de noviembre de 1987, descansa en aspectos tectodinámicos que gatillaron una situación meteorológica anómala, como era la posición muy elevada en altitud de la isoterma de 0 grado.

Este hecho y otros anteriores nos revela que la relación de causalidad al interior de los procesos naturales es compleja y que, coexistiendo numerosas variables en el origen de estos procesos, hay que pensar en patrones de jerarquización a fin de poder explicar, satisfactoriamente, cómo se expresa la Naturaleza en su evolución creadora y modeladora de paisajes.

En la zona cordillerana central de Chile existen todos los elementos que enlazan la actividad tectodinámica con variables climáticas y meteorológicas.

Es así como en la zona precordillerana de Santiago las quebradas que bajan en dirección a la ciudad capital emiten cada cierto tiempo millones

de toneladas métricas de sedimentos gruesos y finos. La ciudad crece hacia la altura pasando del concepto de vulnerabilidad al de riesgo y progresivamente al de peligro, en la medida que, abandonando la cota de 580 m asciende a cotas cercanas a los 1.000 m.

No existen muchos estudios sobre el impacto que los procesos tectodinámicos tienen sobre la evolución del paisaje, ya que, como dice J. Tricart (Tricart, 1981), "desde el momento que la corteza entra en movimiento, las condiciones de la morfogénesis se modifican".

Una región en proceso de hundimiento genera zonas pantanosas, debido a que estos planos en descenso son concurrentes al escurrimiento y absorben la sedimentación, en proporción mucho mayor que las zonas estables.

Por el contrario, en zonas con tendencias tectónico-positivas, el escurrimiento de las aguas se realiza en forma lineal, acentuando procesos de renovación de la erosión, con activo movimiento de la carga sólida hacia el exterior de la zona levantada.

Investigaciones realizadas entre los años 1980-1982 en isla Magdalena, por el Instituto de Geografía de esta Universidad, permitieron distinguir la presencia de dos bloques tectónicos en dicha isla: uno, en el sector oriental que está solevado y el otro, en el occidente de la isla, hundido. En este verdadero modelo de tectodinámica se aprecian intensos y frecuentes procesos de erosión en el bloque levantado y pantanos con fuerte sedimentación litoral en el bloque hundido (1980).

Estas observaciones nos llevan a meditar sobre la ligereza de ciertos razonamientos, a veces equivocados, en el sentido de atribuir la formación de barras litorales a la actividad antrópica por deforestación de las cuencas hidrográficas. A 10 más, podemos atribuir dicha acción humana a un efecto acelerador, secuencial a procesos tectónicos en marcha, que están identificados por el hundimiento del bloque costero.

Los estudios de Mescheriakov en Rusia (1965) han aportado progreso a este punto de vista tectodinámico, reconociendo que muchas deformaciones del paisaje están provocadas por este tipo de actividad endógena. En este sentido, la orientación de varias pesquisas geomorfológicas, basadas sólo en la relación clima-roca-hombre, desorientan las posibilidades de una corrección adecuada de los problemas de desequilibrio que presentan dichos territorios.

En el caso particular de Chile y en general de toda la zona americana ribereña al Pacífico oriental, desde Alaska hasta la península de Taitao, en los 45° de latitud S, la tectodinámica ha estado presente interrumpiendo y modificando paisajes, construidos en el díptico clima-roca.

Hay que considerar en la relación tectónica-morfogénesis, procesos de retardo o histéresis, lo cual debe ser interpretado como una interacción en el tiempo y no como procesos escalonados en etapas temporales y secuenciales.

Decir que primero es la tectónica y después los procesos de erosión es desconocer la naturaleza dialéctica de los fenómenos morfogenéticos.

Si tomamos el ejemplo de las glaciaciones cuaternarias, se podrá apreciar que los ritmos de frío y calor que ha experimentado el planeta se interaccionan con el aumento o disminución del nivel oceánico, con el hundimiento o solevantamiento de masas continentales, con procesos de sedimentación o erosión en los bordes de dichos continentes.

En las zonas de bloques hundidos hay una interacción efectiva entre la velocidad de hundimiento tectónico y la velocidad del relleno sedimentario que aporta el continente, a través de sus sistemas hidrográficos.

En las regiones de tectónica positiva, donde predomina la erosión, los procesos son más complejos debido a que la intensificación de la erosión, desencadenada por el solevantamiento, depende de varios factores, de los cuales dos son importantes:

- a. La extensión espacial del solevantamiento y la geometría de la bóveda, delimitada por fallas o flexuras, pliegues o bloques bien delimitados;
- b. La naturaleza de las rocas de la región solevantadas, lo cual influye sobre la velocidad de erosión renovada. Si las rocas son blandas, el entalle o incisión de los *talwegs* será profunda, con desequilibrio e inestabilidad de laderas; esto provoca deslizamientos en masas, ya sea por soliflucción o gravedad, según el marco morfológico local.

Se establece una primera conclusión en este aspecto, al indicar que la influencia de la litosfera sobre los ritmos y modalidades de la erosión se hacen sentir de dos modos diferentes:

- de un modo activo, bajo la forma de movimientos tectónicos;
- de un modo pasivo, bajo la forma de relativa resistencia de las rocas a la erosión y su disposición.

Estas modalidades representan, en forma de lenguaje común, lo que denominamos ESTRUCTURA. Específicamente, la primera de estas modalidades pasa a llamarse TECTODINÁMICA y la segunda TECTOSTÁTICA. Esta diferencia de los vocablos da mayor precisión al término TECTÓNICA, ya que, por una deformación

escolar de origen davisiano, se consideraba como tectónica toda estructura que yacía inserta en la superficie terrestre. Hoy sabemos que no hay tal pasividad; que por el contrario, las estructuras están sujetas a gran actividad, tales como la fragmentación de las rocas por fenómenos tensionales (Tricart, 1981).

Estos conocimientos relativos a la dinámica estructural constituyen para la Geomorfología el motor fundamental de la morfogénesis; sin ello es imposible el reconocimiento de aceleraciones o retardos que experimenta el paisaje, inserto bajo la influencia climática, y que no pueden explicarse bajo principios o leyes, en el marco de la simple relación clima-roca.

En los estudios realizados en el río Mapocho, desde 1982 a la fecha, la tectogénesis ha sido muy importante para explicar tasas de sedimentación muy altas, con aumento de la granulometría y de las acumulaciones forzadas, poco frecuentes en este río (1983-88).

En éste, como en otros casos, los sismos abren paréntesis significativos en la evolución del paisaje, generando aceleraciones o interrupciones en los ritmos habituales de erosión y sedimentación. La reiniciación de estos ritmos postsismo se sitúan sobre procesos morfogenéticos que deben realizarse sobre alteraciones tectogénicas importantes, tales como cambios en la pendiente y en los niveles de base. Ello modifica las dinámicas de erosión, transporte y sedimentación en el escurrimiento superficial. En los grandes terremotos chilenos, tales como aquellos de los años 1939, 1960, 1965 Y 1985 la tectogénesis produjo transformaciones brutales del paisaje geográfico, surgiendo a continuación de ellos procesos morfogenéticos denominados de tipo "insidioso" y que van borrando lentamente las profundas transformaciones producidas por la tectogénesis. Es así como hoy día es motivo de discusión observar en la microformas situadas al N de Santiago, en la subida a la cuesta El Manzano, km 38 de la Carretera Panamericana Norte, antecedentes sísmicos de derrumbes en masas, por ruptura del equilibrio en las laderas adyacentes a dichas ruta. Esta destrucción de un tramo de la carretera es un buen ejemplo de tectogénesis gatillado por lluvias importantes.

Es curioso que en un país sísmico, como es Chile, no se hayan detectado formas sísmicas en oposición a formas de modelado climático; sabemos que, en 1958 el derrumbe sísmico en Cortaderas, valle del río Yeso, modificó bruscamente la morfología local y que, transcurridos treinta y dos años, la morfogénesis sólo ha contribuido a pulir y suavizar las rupturas originales. Sabemos que en 1960 hubo deslizamiento de tierras en el río San Pedro, desagüe natural del lago Riñihue, obstaculizando con tres "tacos" o represas naturales el escurrimiento de dicho río. El hundimiento del sector costero valdiviano y parte del valle central, modificó por subsidencia el drenaje, generando cubetas acuáticas de decantación endorreica, lo que implica trastornos ecológicos que afectaron el hábitat tradicional, de hombres, aves y animales.

En conclusión, vemos la necesidad de elaborar mapas y cartas tectodinámicas y tectostáticas, con fines a la planificación en la construcción de obras civiles.

En segundo término es aconsejable, tanto en el nivel regional como comunal, hacer seguimiento a procesos insidiosos posteriores a terremotos. Con esto se conseguiría anticipar las transformaciones menores que irá experimentando el paisaje natural, contribuyendo a la prevención de desastres naturales, secuela de una tectogénesis anterior.

## BIBLIOGRAFIA

- BORGEL, R. 1983: "Prevención de catástrofes en el área cordillerana y precordiUerana de la Región Metropolitana". Proyecto DIUC N° 149/83 Pontificia Universidad Católica de Chile, Informe científico interno.
- BORGEL, R. 1988: "Petrografía y granulometría en la cuenca superior del río Mapocho". Proyecto DIUC N° 45/88 Pontificia Universidad Católica de Chile - Informe científico interno.
- BORGEL, R., VELOZO, L. 1988: "Impacto geomorfológico del funcionamiento de quebradas del piedemonte de la cuenca de Santiago, en las inundaciones locales". Proyecto DIUC N° 42/88 Pontificia Universidad Católica de Chile - Informe científico interno.
- TRICART, J., HIRSCH, R., GRIESBACH, C. 1965: "Géomorphologie et eaux souterraines dans le bassin de Santiago du Chili", Bulletin de la Faculté des Lettres de Strasbourg - N° 7 Tilas V - Strasbourg.
- TRICART, J. 1981: "Précis de Géomorphologie", 3. Géomorphologie Climatique - CDU-SEDES, Paris Ve.